

Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau (Mähren).

Von Franz Kretschmer, Bergingenieur in Sternberg.

Mit einer Tafel (Nr. V) und drei Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Wohl sind die Publikationen über die schönen und interessanten Mineralien der Zöptauer Gegend sehr zahlreich, und zwar haben sich insbesondere um die Erforschung derselben F. Kolinati, J. Melion, J. Oborny, C. Websky, V. v. Zepharovich, G. vom Rath, V. Neuwirth verdient gemacht. Auch Verf. hat seinen mehrjährigen Schürfungen auf die Zöptauer Mineralien eine Abhandlung gewidmet¹⁾. Jedoch über die Petrographie und Geologie dieses Gebietes, über die stratigraphischen und noch viel weniger die tektonischen Verhältnisse dieser Gegend finden wir kaum irgendwelche Studien, gewöhnlich kommt es über eine kursorische Aufzählung der im gedachten Gebiete vorkommenden Gesteinsarten nicht hinaus.

Bereits im Jahre 1887 haben meine hochverehrten Freunde Prof. Dr. Fr. Becke und der der Wissenschaft leider so früh ent-rissene Dr. Max Schuster mit ihrem in der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien am 15. Februar d. J. gehaltenen Vortrag²⁾ hervorgehoben, wie verhältnismäßig wenig das mährisch-schlesische Grenzgebiet, speziell die Gegend zwischen Zöptau, Karlsbrunn und Freiwaldau (Schlesien), bisher von den Geologen beachtet wurde. Dieser kurze Vortrag befaßt sich indes bloß im Allgemeinen mit der Petrographie der fraglichen Gegend und berührt die geologischen Verhältnisse lediglich in kurzen Umrissen; dessenungeachtet sind diese Ausführungen als wichtige Bausteine für das geologische Gebäude der gedachten Bezirke anzusehen. Leider sind demselben hier nun keine weiteren Werksteine hinzugefügt worden, so daß der fragliche geologische Bau noch im gänzlich unfertigen Zustande einem Torso gleicht, denn in Prof. Fr. Becke's vortrefflichem „Bericht über den geologischen Bau des Altvatergebirges“³⁾ wird das Zöptauer Terrain nur mit wenigen Worten kursorisch gestreift, während

¹⁾ Tschermaks Min. u. petrogr. Mitth. 1895, XIV, pag. 183.

²⁾ Separatabdr. d. Verhdl. d. k. k. geol. R.-A. 1887, Nr. 4.

³⁾ Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Bd. CI, Abth. I, 1892.

die für später in Aussicht gestellte „eingehende Schilderung“ des dort bloß kurz skizzierten Gebietes bisher noch nicht erschienen ist.

Der Verfasser hat als Chefindenieur des gesamten Bergbaues der Zöptauer und Stefanauer Bergbau- und Eisenhütten-Aktiengesellschaft während seines 14jährigen Aufenthaltes in Zöptau Gelegenheit gehabt, sich mit dem Studium der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zöptau eingehend zu befassen, und zwar dies um so mehr, als seinem Ressort als Anhang auch die zahlreichen für hüttenmännisch-pyrotechnische, sowie Hochbauzwecke betriebenen Steinbrüche angehörten. Indem der Verfasser die Frucht seiner langjährigen Studien der Öffentlichkeit übergibt, glaubt derselbe nicht ungerufen zu sein im Nachfolgenden ein zutreffendes Bild von den petrographischen und Lagerungsverhältnissen der gedachten Gegend auf Grund langjähriger Erfahrungen und Beobachtungen entwerfen zu können. Die hier vertretenen Anschauungen weichen jedoch so sehr von den landläufigen Vorstellungen über das fragliche Gebiet ab, daß der Verfasser erst im Laufe der Feldesaufnahmen und der mikroskopisch-optischen sowie der chemischen Untersuchungen sich dieselben aneignete, als sich die Tatsachen immer mehr häuften, so daß an der Richtigkeit der folgenden Ergebnisse kein Zweifel übrig blieb. Es liegt mir jedoch fern, eine erschöpfende Darstellung der komplizierten geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zöptau geben zu wollen, vielmehr soll mit dieser Arbeit nur ein Gebäude im Rohbau geschaffen werden, dessen Ausbau weiterer Forschungsarbeit vorbehalten bleibt.

I. Generelle Übersicht der orographischen und petrographischen Verhältnisse.

Das zunächst in Frage kommende Terrain erscheint in einfacher Weise geographisch festgelegt durch das Mertatal samt seinen Seitentälern, vom Kiesgraben an der Kriechlehne beginnend, bis zur Einmündung des Mertaflusses in den Teßfluß bei Petersdorf, während die westliche Begrenzung durch das Teßtal gebildet wird. Das Mertatal hat sich in seinem Unterlaufe zu einem isoklinalen Längstal ausgeweitet, dagegen der Oberlauf noch ein tektonisches Tal vorstellt, das der großen Längs- und Querklüftung im Zickzack folgt. Gegen Nordwest wird das Mertatal flankiert durch den SW—NO streichenden Höhenzug vom Schwarzenstein und Steinigberg (617 *m* ü. M.), Hinterberg (627 *m*), Kahlhübel (707 *m*), Erzberg (914 *m*) und der Hüttelkoppe (1210 *m*); gegen Südost flankieren das Tal die ungefähr parallellaufenden Erhebungen Raubberstein (790 *m*), Storchberg (671 *m*), Dürerberg (824 *m*), Spitzigstein (958 *m*) und Kriechlehne (1183 *m*). Auf dem Talboden liegen die Gemeinden Ober-Petersdorf, Zöptau mit Kolonie Stettenhof, Wermsdorf mit Kolonie Senseszipfel und den Fraktionsgemeinden Freiheitsberg, Siebenhöfen und Schwagersdorf. Dagegen gehört die Nachbargemeinde Marschendorf bereits zum Flußgebiete der Teß.

Die petrographische Zusammensetzung dieses Terrains ist eine sehr mannigfaltige und komplizierte, und zwar erlangen auf diesem Terrain die größte Verbreitung Hornblendegneise, mannigfaltige Amphibolite, und zwar vorherrschend Feldspatamphibolite und Hornblendeschiefer (nach Maßgabe des alten petrographischen Systems); dagegen sind untergeordnete Gebirgslieder: Massige und gangförmige Hornblendeplagioklasgesteine (Schwarzenstein, Bienergraben u. a. O.), schiefrige Biotitgneise als Einlagerungen des Hornblendegneises, Topfsteinmassen mit Chloritschiefer am Storchberg (Zöptau), am Hausberg und der Hüttellehne (Wermsdorf); ferner treten am Kahlhübel, Köhlerstein und Erzberg nördlich Marschendorf mächtige Injektionen von Massengranit auf, außerdem wird speziell der Hornblendegneis von zahlreichen Gängen saurer Gesteine von pegmatitischem und aplitischem Habitus durchtrümmert.

Schon Fr. Becke und Max Schuster haben in dem eingangserwähnten Vortrag die mit den Hornblendegneisen zusammen vorkommenden massigen Gesteine als Diorite aufgefaßt, auch haben sie die Ähnlichkeit gewisser Amphibolite unseres Gebietes mit Gabbrogesteinen hervorgehoben so wie sie auch die Abstammung der übrigen Amphibolite von Augitgesteinen wahrscheinlich machten.

Auch Bergrat M. V. Lipold hat die hier in Betracht kommende Gegend in seiner Abhandlung „Geologische Verhältnisse des Süd- und Ostabfalles der Sudeten“¹⁾ kurz berührt und unsere Gesteine als Amphibolgesteine, und zwar Hornblendegneis und Hornblendeschiefer in Wechsellagerung mit Phyllitgneisen, Urtonschiefen, Chlorit- und Talkschiefern unterschieden.

Dagegen unterscheidet Dr. J. Melion²⁾ neben Hornblendegneis Diorite, welche er nach dem alten petrographischen System zu den Grünsteinen stellt, ferner Hornblendegesteine (Amphibolit) und Hornblendeschiefer, ohne sich jedoch mit den Lagerungsverhältnissen und noch viel weniger mit der Herkunft der Amphibolite zu befassen.

Endlich hat V. Neuwirth neuerdings in seiner Abhandlung „Die paragenetischen Verhältnisse der Minerale im Amphibolitgebiet von Zöptau“³⁾ ohne jede nähere Begründung die Behauptung aufgestellt, daß Diorite in dem gedachten Terrain nirgends vorkommen, ohne aber der Frage über die stratigraphische Stellung und Herkunft dieser Massengesteine irgendwie näherzutreten, welche er insgesamt einfach unter die Amphibolite subsummiert. Auch bezüglich der übrigen und typischen Amphibolite finden wir keine Andeutung über deren Erscheinungsform oder Abstammung.

Durch die folgenden Ausführungen dieser Arbeit soll dargetan werden, daß die in der Umgebung von Zöptau herrschenden, bisher als Hornblendegneise schlechtweg gedeuteten Gesteine richtig Amphibolplagioklasgesteine sind, die ihre Vertreter unter den Dioriten haben, daß die massigen und grobkörnigen Amphibolgesteine, bisher verschieden als Diorite und Amphibolite bezeich-

¹⁾ X. Jahresbericht des Werner-Vereins in Brünn 1860.

²⁾ Mährens und Österr.-Schlesiens Gebirgsmassen. Brünn 1895.

³⁾ Zeitschrift d. mähr. Landesmuseums, VI, 2, 1906.

neten Gesteine sowie die mit ihnen zu einem Gesteinskörper verbundenen sogenannten Hornblendeschiefer richtig metamorphe Gabbrogesteine sind, die alle durch allmähliche Übergänge der Struktur und des Mineralbestandes eine untrennbare geologische Einheit bilden.

Neuerdings hat Prof. Dr. W. Bergt¹⁾ vortreffliche Studien von dem Gabbromassiv im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge ausgeführt und kommt derselbe zu dem Ergebnis, daß der von den älteren Geologen, speziell von Lidl, als Hornblendeformation bezeichnete böhmische Teil der fraglichen Gebiete wohl größtenteils aus Hornblendegesteinen zusammengesetzt ist, und zwar nach dem alten petrographischen System sogenannten Dioriten, Amphiboliten und Hornblendeschiefer, daß diese jedoch richtig Hornblendegabbros sind, „es wäre unrichtig und unzweckmäßig, ihnen den Namen Gabbro zu nehmen.“ In dem gedachten Bezirk erlangen überdies typische Augitgesteine eine allgemeine und ausgedehnte Verbreitung, es sind dies hauptsächlich grobkörnige Gabbros, wozu sich noch Pyroxengranulite gesellen. Pyroxen- und Hornblendegabbro und die Amphibolite sind durch allmähliche Übergänge verbunden, demzufolge für den größten Teil der „Hornblendeformation“ der Name Gabbro reklamiert wird. Bezüglich der Struktur schieferiger und flaseriger Pyroxen- und Hornblendegesteine geht aus der Darstellung hervor, daß dieselben in ihren mikroskopischen Einzelheiten so sehr den Eindruck der Ungestörtheit, der Ursprünglichkeit machen, daß man geneigt ist, sie als erstarrte Flußbewegungen oder als Wirkungen eines noch vor der Erstarrung tätigen Druckes anzusehen.

Zu ähnlichen Ergebnissen ist später Johannes Uhlig (Dresden) in seiner bemerkenswerten Abhandlung „Die Gruppe des Flasergabbro im sächsischen Mittelgebirge“²⁾ gelangt, dessen Hauptmasse aus feinkörnigen Hornblendepagioklasgesteinen gebildet wird, worin die typischen Gabbros nur als geringmächtige Linsen eingeschaltet sind, wobei letztere mit den ersteren durch alle möglichen Übergänge verbunden erscheinen. Auch Uhlig trachtet den Nachweis zu erbringen, daß die Strukturverhältnisse der Gesteine der Flasergabbrogruppe auf Druckvorgänge im erstarrenden Magma hinweisen, daß die Vorgänge auch den Chemismus der Mineralbildung weit beeinflussen, daß an Stelle der Pyroxene der normalen Gabbros, Hornblendemineralien sich ausbildeten und damit an Stelle der normalen Gabbros, Hornblendegabbros (im engeren Sinne) und sogenannte Amphibolite entstanden sind. Demzufolge erscheint auch Uhlig die von Bergt vorgeschlagene Bezeichnung der Amphibolite als Hornblendegabbro durchaus angemessen, außerdem wird für die schieferigen Varietäten die Bezeichnung „schieferiger Hornblendegabbro“ empfohlen.

In vorstehenden Darstellungen erscheint es auffällig, daß über die von Becke und Grubenmann begründete kristalloblastische Struktur der bisher zu den kristallinen Schiefen gezählten

¹⁾ Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss. Berlin 1905, XVIII, pag. 402 und 1906, XXII, pag. 432.

²⁾ Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 59. Bd., pag. 45, 1907.

Amphibolite keinerlei Erwähnung geschieht? Ist doch gerade in dieser Struktur der grundlegende Unterschied zwischen den kristallinen Schiefen einerseits und den Erstarrungsgesteinen sowie den Sedimentgesteinen andererseits gelegen, weshalb die Forschungsergebnisse Bergts und Uhligs mit der neuen Petrographie im Widerspruche stehen, welche letzterer in den Amphiboliten und vielen kristallinen Schiefen Produkte der dynamometamorphen Gesteinsumwandlung sieht.

Wenden wir uns wieder dem Zöptauer Massiv zu, so muß zunächst hervorgehoben werden, trotzdem daß die Beschreibungen Uhligs von den Gesteinen der sächsischen Flasergabbrogruppe auf unsere Zöptauer Hornblendeplagioklasgesteine in einem gewissen Sinne passen, beziehungsweise damit übereinstimmen, kann ich mich den Anschauungen Uhligs bezüglich unserer Gesteine früher sogenannten Dioriten, Amphiboliten und Hornblendeschiefen nur zum Teil anschließen, und zwar betrachtet Verfasser die massigen und gangförmigen Hornblendeplagioklasgesteine mit zyklisch-gabbroider Struktur, die ohne Spuren von Schieferung nur richtungslose Zerklüftung erkennen lassen als Hornblendegabbro, während die übrigen hierher gehörigen Gesteine als dynamometamorphisch umgewandelte Gabbros oder Amphibolite angesehen werden. Im weiteren Verfolge bin ich auch bezüglich der Nomenklatur anderer Meinung als Uhlig, denn ein so ausgedehntes Gesteinsmassiv bedarf der Gliederung nach den durch Mineralbestand und Struktur im Felde makroskopisch leicht zu unterscheidenden Typen. Um die folgenden Auseinandersetzungen nicht durch allerlei Namen zu belasten, wurden auf Grund unten folgender mikroskopischer Untersuchungen sowie der diesfälligen chemischen Analysen nachstehende Bezeichnungen gewählt, wobei im Anschlusse an bisherige Namen solche neue überflüssig schienen. Es werden demzufolge unterschieden:

Hornblendegabbro von grobkörnigem zyklisch - gabbroidem Gesteinsgewebe und massigem, richtungslos zerklüftetem Gesteinsbau;

Gabbroamphibolit richtungslos grobkörniges (granoblastisches) Gewebe von dickbankigem bis plattigem Gesteinsbau;

Gabbroschiefer von feinkörnig-faseriger Textur, grobschieferiger Struktur und endlich

Prasinit, dichte Textur, feinschieferige und vielfach gefältete Struktur.

Hierzu kommen noch

Hornblendite, großindividualisierte oder feinkörnige Massen, in Form plumper Linsen oder Stöcke wollsackähnlicher Blöcke sowie als unförmliche kubikmetergroße Kugeln den vorgenannten Gesteinen inneliegend.

Diese metamorphosierten Gabbrogesteine sind untereinander durch allmähliche Übergänge verknüpft und bilden zusammen mit den Dioritgneisen eine geologische Einheit.

Verbreitung der Dioritgneise.

(Hierzu geologische Kartenskizze Tafel V.)

Die Hauptmasse des Amphibolplagioklasgneises befindet sich an der Südwestflanke unseres Gewölbes im Petersdorfer Traußnitzwalde, und zwar am Butterhübel, Harbichstein und Reimerstein sowie am Oplustilberg, übersetzt hier das Mertathal, beherrscht einen Teil des Steinigberges sowie den Fellberg, zieht von hier gegen den Schinderhübel, Vorder- und Hinterberg bei Marschendorf, setzt die Ausläufer des Kahlhübels, des Köhlersteins als auch des Erzberges zusammen. An den Gehängen der letzteren Bergeshöhen gegen Marschendorf war der Dioritgneis einer weitgehenden Vergrusung unterworfen oder er ist gänzlich zu Sand zerfallen, wie dies bei Massengraniten vorzukommen pflegt; insbesondere ist dies am Vorderberge der Fall, wo der Biotitplagioklasgneis vorherrschend wird. Letztere Gneisvarietät ist auch an den nördlichen Gehängen des Erzberges dominierend, wo sie sich jedoch im frisch erhaltenen Zustande vorfindet, während der Amphibolplagioklasgneis erheblich zurücktritt oder ganz aus der Gesteinsreihe verschwindet.

Der Oplustilberg, welcher an der Einmündung des Zöptauerbaches in den Mertafluß aus der Talsohle sich steil erhebt, besteht gänzlich aus großblockigem und dickbankigem Dioritgneis, der bald dunkelfärbig an Hornblende reich in Gabbrogneis übergeht, bald hellgefärbt feldspatreich ist; in der ersteren Varietät reichert sich der schwarzbraune Biotit lokal stärker an, während die letztere gewöhnlich glimmerarm erscheint. Der Feldspat ist vorherrschend Plagioklas, insbesondere in der hornblende- und biotitreichen Varietät, dagegen in der biotitarmen neben Plagioklas auch Orthoklas nebst Quarz in das Mineralgewebe eintritt. Solcherart zusammengesetzte Dioritgneise setzen bis zum Reimerstein (gewöhnlich Parapluieberg genannt) fort, wo sie feldspatreich und biotitarm hellfarbig als Quarzdioritgneise anzusprechen sind, sie lassen sich bis zum benachbarten Harbichstein verfolgen, wo sie Schlieren von Gabbroamphiboliten aufnehmen, welche letztere auf zahlreichen Klüften sekundär körnigen Pistazit mit Drusen säulenförmigen Epidots nebst glasigem Quarz, Albit und Periklin etc. führen. Bei der sogenannten Grotte am Oplustilberg fand ich einen relativ geringmächtigen Lagergang von großkörnigem massigem polyedrisch zerklüftetem Hornblendegabbro.

Die Dioritgneise des Steinigberges, des Fellberges und der Hohenwarte sind instruktiv durch den Bienergraben abgeschlossen, sie sind hier reich teils an Hornblende, teils an Plagioklas; die darin enthaltenen Schlieren von Biotitplagioklasgneis sind sehr dünnstiefenartig, stark gequetscht und verwittert. Zwischen diesen Gneisen erscheinen ungefähr 5 bis 6 m mächtige ganzförmige Injektionen von großindividualisiertem massigem Hornblendegabbro besonders auffällig. Am Grabenschluß ist ein großindividualisierter beryllführender Pegmatitgang zu Tage ausgewaschen. Die in Rede stehende Dioritgneiszone wird insbesondere in

der Umgebung von Marschendorf von zahlreichen beryllführenden Pegmatitgängen, speziell am Schinderhübel, von den bekanntesten chrysoberyllführenden Pegmatitgängen durchsetzt, welche weiter unten zur ausführlichen Besprechung gelangen werden. Dieselbe wird außerdem am Erzberg, Köhlerstein und Kahlhübel vom Granit aplitischer Fazies durchbrochen, welcher, wie wir weiter unten sehen werden, zum Granitit gehört.

Von dem in Rede stehenden großen Gneiskörper abgesondert, erhebt sich am rechten Mertaufers und zwar am oberen Ende der Kolonie Sensenzipfel, ein Spezialmassiv von Amphibolplagioklasgneis beschränkter Ausdehnung, welches die vordere Hüttellehne und den Hausberg zusammensetzt. Die daselbst zu Tage anstehenden hochstrebenden Felsmassen werden im Volksmunde „die Schwefelsteine“ genannt. Die Bänke sowohl als auch die hellen und dunklen Schlieren dieses isolierten Gneiskörpers zeigen denselben mannigfaltigen Wechsel dioritisch-gabbroider Gesteine, wie wir dieselben im Hauptmassiv kennen lernten, von denen sie sich in keiner Weise unterscheiden.

Verbreitung der Gabbrogesteine.

(Siehe das geologische Übersichtskärtchen Tafel V.)

Vom Fellberg gegen SW stößt man auf dem Steinigberg sowie dem Schwarzenstein und Mittelstein an die dortige hochwichtige Reihe von Gabbrogesteinen. Die wildzerissenen Felspartien auf den Scheiteln der beiden letztgenannten Berghöhen bestehen ganz aus massigem, richtungslos zerklüftetem und richtungslos körnigem Hornblendegabbro. Die Gesteinsreihe des Schwarzenstein und seiner südwestlichen Ausläufer ist instruktiv aufgeschlossen durch die Einschnitte an der Eisenbahnstrecke vom unteren Ende des Zöptauer Bahnhofes bis zur Mertabrücke oberhalb der Station Petersdorf, welchem Profil wir nun folgen wollen.

Der schwarze Hornblendegabbro vom Schwarzenstein hält an seinem Fuße bis zur herrschaftlich Wiesenberger Försterei an, wo eine vorspringende Nase dieses Gesteins mit dem Bahneinschnitt durchbrochen wurde. Er übergeht hier und dort in großindividualisierte Hornblendite worin die Menge des Plagioklases stark zurücktritt. Von speziellem Interesse sind stark gequetschte flaserige Hornblendegabbros, worin die Plagioklas- und Hornblendeaggregate parallel gedrückt und flaserig gestreckt erscheinen, die dann infolge dieser Kohäsionsänderung mehr oder weniger zu grusigen und sandigerdigen Massen zerfallen sind, was sonst bei unseren Gabbrogesteinen gar nicht vorkommt. Es ist dies übrigens der einzige mir bekannte Fall, daß die Gabbros hiesiger Gegend flaserige Struktur annehmen.

Nun folgt talabwärts eine zirka 20 m breite eingeklemmte Partie von Glimmerschiefer, die, wie wir später sehen werden, von oben herah in die Massengesteine versenkt wurde. Auf gedachte Schiefer legen sich grobkörnige Gabbroamphibolite mit ausge-

zeichneter Parallelstruktur dickbankiger und plattiger Absonderung, welche gegen das Hangende stetig feinkörniger und dünnschieferiger werden. Diese Amphibolite von ansehnlicher Mächtigkeit sind vielfach gebändert, indem helle Plagioklasbänder mit dunklen Amphibolbändern wechsellagern, oder es sind Plagioklaslinsen mit Amphibol umflochten. Dieses Gestein nimmt dicht oberhalb der Brettsäge des Zöptauer Eisenwerkes eine mächtige eingeklemmte Quarzitpartie auf, die, wie später begründet werden wird, ebenfalls der einstigen Schieferhülle angehörte. Unterhalb des erwähnten Sägewerkes lagert sich der Quarzit mächtiger ein, worauf dann zersetzte Amphibolite und dichte Prasinite (Grünschiefer) in den Gesteinsverband eintreten. Das allgemeine Streichen dieser Gesteine, soweit sie Bankung, beziehungsweise Lagerung erkennen lassen, ist 2 h, das Einfallen 20 h unter 50 bis 65° konstant anhaltend.

Auf der gegenüberliegenden Talseite, im Traußnitzwalde, und zwar nächst dem Reimerstein, durchbricht den Dioritgneis an der Grenze gegen den Quarzdioritgneis ein ungefähr 15—20 m mächtiger Lagergang von Hornblendegabbro, dessen massiger zentraler Kern gegen die Grenzflächen hin von plattigen Amphiboliten begleitet wird. Ein ähnlicher Gang wurde auch am Butterhübel (Laßwirtschaft) konstatiert, woselbst ein anorthositähnlicher Gabbro sowie auch Hornblendit mit einbricht. Der Gabbro stellt auch hier ein regellos zerklüftetes grobkörniges Massengestein vor, das höchst fest und spröd, hellklingend und leicht nach versteckten Linsen zersprengbar ist. In den Hammerbüscheln, also am Süden des Massivs, entsendet dasselbe gangförmige Apophysen von Gabbro und Gabbroamphibolit in die von SSW vorstoßende Glimmerschiefer-Quarzitzone, wo in der dort ausgedehnten Kontaktzone in ansehnlicher Verbreitung Kontaktgesteine ausgebildet wurden, welche im Abschnitt „Schieferhülle“ näher betrachtet werden sollen.

Weiter in das Liegende vorkommend folgen nun die Gabbroamphibolite an den östlichen Abhängen des Traußnitzwaldes gegen Rabenseifen und Rudelsdorf; ferner die Gabbroschiefer westlich Rudelsdorf, am Viebich, SSW der Zöptauer Kirche, am Pfarrerb und Schulerb, NNO dieser Kirche, wo sie jedoch mit Amphibolpyroxengneisen, Amphibolbiotitgneisen und den daraus durch Verwitterung entstandenen Glimmergneisen wechsellagern, welche Gesteine am Richterberg südlich der erwähnten Kirche in ähnlicher Wechsellagerung sich wiederfinden. Eine verbreitete und dominierende Stellung erlangen die Gabbroamphibolite und Gabbroschiefer im Riede, vorderer Schillerhan, weiter gegen SO auf der Laßkoppe und dem Bischofserb. Diese mächtige Amphibolit-Gabbroschieferzone findet ihre Fortsetzung gegen NO am Grillenberg, östlich Wermsdorf, weiterhin am Hausberg, auf der vorderen und hinteren Hüttellehne bereits am Rechtsgehänge des oberen Mertatales. Das allgemeine Streichen dieser Gesteine in dem gedachten Terrain ist innerhalb der Kompaßstunden 1 h, 2 h bis 3 h schwankend, das Einfallen erfolgt durchweg 19 h, 20 h bis 21 h unter \sphericalangle 50 bis 55°.

Die Gabbroschiefer dieses Bezirkes sind insbesondere durch häufige Einschaltungen von richtungslos-körnigem Gabbroamphibolit in Platten bis zu 10 und 15 cm Stärke herab bemerkenswert, ein Beweis für die innige Verknüpfung der erwähnten Gesteinstypen; denselben sind ferner aus zahlreichen Punkten ihres weiten Verbreitungsbezirkes massige Hornblendegabbro, insbesondere aber Hornblendite als plumpe Linsen und unförmliche Kugeln eingeschaltet.

In dieser Zone der Gabbrogesteine sind ferner besonders hervorzuheben, und zwar gegen ihren Außenrand hin, die Topfsteinlager am Storchberg, am Hausberg oberhalb dem Sensenzipfel und auf der vorderen und hinteren Hüttellehne, woselbst sie die größte Mächtigkeit erlangen. Die Topfsteinkörper am Kargerberg nördlich Siebenhöfen, und jene am Kupferberg westlich Wermsdorf, fallen bereits in die Innenzone der Gabbroamphibolite.

Ein geologisch wichtiger Punkt ist der in das Teßtal vorgeschobene, aus dem Terrain scharf kegelförmig herausmodellerte Mattenberg nächst Marschendorf, dessen Westabhang aus Chloritschiefer, Strahlsteinschiefer und chloritisiertem Gabbroschiefer besteht, dagegen die Hauptmasse des Berges aus typischem Gabbroschiefer zusammengesetzt ist, worin sich formlose Linsen von großindividualisiertem strahligem Hornblendegabbro finden. Auf der Spitze des Bergkegels hat Verfasser sehr feste Felsblöcke eines massigen, dabei jedoch feinkörnigen Hornblendits anstehend angetroffen. Am Osthang geht der Gabbroschiefer in granoblastisch-körnigen Gabbroamphibolit über, um in der Einsattlung zwischen Mattenberg und Schinderhübel dem am Ausgehenden gänzlich vergrusteten Dioritgneis Platz zu machen, welcher nicht nur durch die häufigen amphibolitischen, sondern hier auch zahlreiche aplitische Schlieren ausgezeichnet ist.

Am Steinhübel und dem Vorderberge (auch Butterhübel genannt), nördlich Marschendorf, sind ebenfalls Gabbroamphibolite verbreitet, darin finden sich Einschaltungen von Gabbroschiefer, Strahlsteinschiefer und feinkörnige massige Hornblendite, letztere als plumpe Linsen und Stöcke. Weiter gegen NO fortschreitend gelangen wir zu den Gabbroamphiboliten mit ihren wichtigen Kontaktbildungen am Kahlhübel, darin sind tiefschwarze massige Hornblendegabbros eingebettet. Diese Gesteine werden hier von Granitit durchbrochen, welcher am Kahlhübel sowohl als auch am Köhlerstein sowie am am Erzberg in nackten Felsmassen zu Tage tritt. An den Gehängen des Stein- und Butterhübel sowie seiner südwestlichen Ausläufer gegen Marschendorf herrschen aber überall Amphibolplagioklasgneise, speziell das ganze Westgehänge wird von stark vergrusteten Biotitplagioklasgneis gebildet, dagegen dominieren auf den Scheiteln des Stein- und Butterhübel, gleichwie am vorerwähnten Mattenberg, überall die genannten Gabbrogesteine. Ähnliche Verhältnisse wurden am Hofstein, nordöstlich Stettenhof, sowie auf dem benachbarten Storchberg festgestellt: überall herrschen auf den Scheiteln die Gabbrogesteine, dagegen an den Gehängen die Dioritgneise zum Vorschein kommen.

Verbreitung der angrenzenden Quarzite, Glimmerschiefer und Schiefergneise.

(Siehe geologische Kartenskizze Taf. V.)

An der südwestlichen Spitze der Ausläufer des Schwarzensteins, oberhalb der Einmündung der Merta in die Teß, legt sich auf die beschriebenen Gabbrogesteine jene restliche Glimmerschieferpartie, welche bereits Prof. F. Becke beschrieben und gezeichnet hat¹⁾ und welche aus echten Glimmerschiefern und Phylliten sowie untergeordneten Amphiboliten und Grünschiefern besteht, die von anderen basischen Eruptivgesteinen abstammen. Die Fortsetzung davon, in demselben stratigraphischen Niveau, fand ich auf den Gehängen des Steinigberges (bereits auf der Marschendorfer Seite) gegen den Teßfluß, wo diese Gesteine am Kontakt mit den Gabbroamphiboliten vom Schwarzenstein durch die daselbst konstatierten Kontaktgebilde bemerkenswert erscheinen. — Eine wichtige, aus Quarziten und Glimmerschiefern bestehende Gesteinszone ist am benachbarten Weißenstein in den dortigen Gabbrogesteinen eingeklemmt. — Eine ähnliche Quarzit- und Glimmerschieferpartie findet sich ferner am Kupferberg dicht westlich Wermsdorf inmitten von Gabbroschiefern und Amphiboliten. Beide letztgenannten Quarzitschollen werden von hochwichtigen endogenen und exogenen Kontakterscheinungen begleitet. Weiter unten wird diesbezüglich und ferner auch der Nachweis erbracht werden, daß alle diese Quarzit- und Glimmerschieferpartien die Überreste einer einstigen zusammenhängend über dem dioritisch-gabbroiden Massiv ausgebreiteten Schieferhülle vorstellen, die bisher von der gewaltigen Thalerosion und Denudation verschont geblieben sind.

Die mächtige, hauptsächlich aus Quarziten Glimmerschiefern, untergeordneten Phylliten sowie Amphiboliten bestehende Glimmerschieferzone des Traubnitzwaldes setzt zunächst den überragenden Raubbeerstein und seine südwestlichen und nordwestlichen Ausläufer auf Petersdorfer und Zöptauer Terrain zusammen. Am Eingange zum Schebekgrunde, in den Hammerbüscheln und an dem Südgehänge des Krebsgrundes greifen mehrfach Quarzite und Glimmerschiefer in die dortigen Dioritgneise und Gabbroamphibolite fingerförmig ein, so daß scheinbar eine wiederholte Wechsellagerung der ersteren mit letzteren Gesteinen entsteht. Überall im Kontakt des Gabbro mit dem Glimmerschiefer kommt es zur Ausbildung wichtiger endogener und exogener Kontaktgesteine, welche im Artikel „Schieferhülle“ Gegenstand eingehender Untersuchung sein werden.

Von Rudelsdorf weiterhin gegen NO vordringend, auf dem Rabenstein, der Viebichkuppe, dem Rabenberg, in der Umgebung der Kolonie Freiheitsberg, am Dürrenberg, im Seifengrund, am Katzenkopf, im Grasgrund, am Spitzigstein werden die Gesteine der Glimmerschieferserie durch mannigfaltige Schiefergneise, vorherrschend

¹⁾ Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wiss. CI. Abt. I, 1892, Taf. I.

aber Chloritgneise ersetzt. Denselben Gesteinen der Chloritgneisgruppe begegnen wir im „Schlafwinkel“ und im Kiesgraben des oberen Mertatales sowie auf der hinteren Hüttellehne, als auch am Hüttelberg, wo diese Schieferserie zu großer Mächtigkeit gelangt. Auffällig ist es, daß in dieser Gesteinszone die Neubildungen der normalen Kontaktmetamorphose fehlen, während derlei Gebilde in der Glimmerschieferzone überall, wo sie mit den Gabbrogesteinen in Berührung tritt, nirgends fehlen.

Amphibolite und Grünschiefer führt nicht nur die Glimmerschiefergruppe, auch die Chloritgneisgruppe hält solche in mehreren Zügen und ansehnlicher Mächtigkeit eingeschlossen. Diese letzteren Amphibolite sind von den früher betrachteten Gabbroamphiboliten zufolge großer Ähnlichkeit schwer zu unterscheiden; dessenungeachtet stammen dieselben von anderen basischen Eruptivgesteinen ab, wie wir weiter unten sehen werden.

Überblickt man die oben geschilderte Verbreitung der Gesteine in der Umgebung von Zöptau, so ist vor allem ein mächtiger zentraler Kern von Dioritgneis zu konstatieren, auf diesen legen sich an der Peripherie Hornblendegabbros, weiter nach außen Gabbroamphibolite und schließlich Gabbroschiefer in der Weise, daß massige Gabbros an der Nordwestflanke, dagegen Gabbroschiefer an der Südostflanke des Gneisgewölbes zur Ausscheidung kamen. In der randlichen Zone des gedachten Dioritgabbromassivs liegen nun an der Südostflanke jene Topfsteinstöcke, welche, wie weiter unten der Nachweis erbracht werden wird, von Pyroxeniten abstammen. Die gedachten Eruptivgebilde werden teils von einer Schiefergneishülle, teils von einer Glimmerschieferhülle umschlossen, welche einstens überall ausgebreitet war, wovon heute nur noch zahlreiche Überreste dieser Decke am Süwestflügel erhalten geblieben sind, während die Scheitelkalotte dieser Bildungen fast gänzlich abgetragen ist; gleichwohl haben sich dessenungeachtet auch im zentralen Teil einzelne tiefer eingeklemmte Relikte dieser Schieferhülle erhalten.

Der zentrale Dioritgabbrostock erscheint generell in seinem südwestlichen Teil nach 1 h 10 *gd*, dagegen im nordöstlichen nach 3 h 0 *gd* gestreckt und reicht von den Gehängen des Krebsgrundes (im Traubnitz) sowie den südöstlichen Ausläufern des Rauhbeersteins bis an den Hüttelberg im oberen Mertatal auf 10 *km* Länge, dagegen seine Breite vom Rabenberge (Ober-Zöptau) bis zum Mattenberge am Linksgehänge des Teßtales auf 4·5 *km* sich erstreckt. Das Einfallen der Gesteinsbänke und Schlieren ist durchweg 21 h 0 *gd*, beziehungsweise 19 h 10 *gd* unter steilen Winkeln 45 bis 60° schwankend.

Aus diesen Lagerungsverhältnissen ist zu ersehen, daß die metamorphe Dioritgabbroformation in der Umgebung von Zöptau ein symmetrisch gebautes schiefliegendes Gewölbe formt, worin die Dioritgneise die große Mitte beherrschen. Die peripherischen Hornblendegabbro und Gabbroamphibolite des Schwarzenstein an der Nordwestflanke finden ihre südöstliche Gegenflanke in den Gabbroschiefern der Petersdorfer und Zöptauer Traubnitz und Viehbich, südlich Zöptau; die nach außen folgenden Glimmerschiefer und Quarzite

des Raulbeerstein und seiner Ausläufer haben ihren komplementären Gegenflügel am Steinigberg und den Ausläufern des Schwarzenstein sowie in der Gabel zwischen Teß und Merta. Das gedachte Gewölbe ist bei seiner Aufpressung gleichzeitig gegen SO überkippt, wie dies durch das Profil Fig. 1 und 2 auf Taf. V dargestellt erscheint, welches die in Rede stehenden tektonischen Verhältnisse naturgetreu wiedergibt. Aus den Ergänzungskurven ist der Zusammenhang der einzelnen Formationsglieder, beziehungsweise Gewölbteile zu erkennen, gleichzeitig aber zu ersehen, welche gewaltige Massen durch die Denudation und Erosion seither davon abgetragen wurden!

Das in Rede stehende Gewölbe deckt ungefähr einen Flächenraum von rund 45 km^2 ; es ist somit wohl nur ein relativ kleines Massiv, das uns hier beschäftigt, allein dasselbe bildet ein sehr instruktives Beispiel einer dioritisch-gabbroiden und pyroxenitischen Gesteinsfamilie, die einer weitreichenden Metamorphose zu kristallinen Schiefnern anheimgefallen ist.

Wie wir den folgenden Kapiteln entnehmen werden, weist ein dioritisches Magma nach der basischen Seite auf Spaltungsprodukte über Hornblendegabbro bis zu den ultrabasischen Pyroxeniten; nach der sauren Seite zu granitischen Massengesteinen sowie pegmatitischen und aplitischen Ganggesteinen hin. Die Ausscheidungsfolge dieser Differentiationsprodukte des gemeinsamen Magmas war eine umgekehrte, und zwar ist der Dioritkern zuerst auskristallisiert, worauf die peripherischen Gabbrogesteine nachfolgten, die zum Teil in den Diorit eindringen, während die Gabbrogesteine von den Pyroxeniten durchbrochen wurden. Damit im Zusammenhange steht auch die Korngröße dieser Eruptivgebilde, und zwar sind allgemein die feinkörnigen und dichten Gesteine in der äußeren Schale als Gabbroschiefer und Prasinite, deren Mineralbestand nur u. d. M. aufgehellt werden kann, gegen das Innere grobkörnige Amphibolite und großindividualisierte Hornblendegabbro verteilt, während die dickbankigen und massigen Dioritgneise ebenfalls ein grobkörniges Gefüge darbieten sowie dies den Abkühlungs- und Druckverhältnissen einer aus dem Schmelzfluß erstarrenden und bewegten Masse normalerweise entspricht.

Durch unten folgende Auseinandersetzungen soll gezeigt werden, daß es in der Schieferhülle des in Rede stehenden Dioritgabbromassivs zur Ausbildung von Kontakthöfen kam, die durch ihre Staurotith-Disthen-Granatglimmerschiefer sowie andere endomorphe und exomorphe Kontakterscheinungen ausgezeichnet sind. Dadurch erhält die Anschauung, daß das Dioritgabbrogewölbe in der Umgebung von Zöptau aus metamorphierten Intensivgesteinen aufgebaut ist, eine wichtige Stütze.

Nach dieser generellen Übersicht der geologischen Verhältnisse sollen nun die einzelnen Teile des in Rede stehenden Gewölbes einer eingehenden Untersuchung und Schilderung in der Reihenfolge unterworfen werden, daß zuerst der zentrale Dioritkern, dann die peripherischen Gabbrogesteine und zuletzt der Schiefermantel zur Darstellung gelangt.

II. Der zentrale Dioritgneiskern und dessen Ganggesteine.

1. Amphibolplagioklasgneis mit Schlieren von Biotitplagioklasgneis.

Der Amphibolplagioklasgneis in der Umgebung von Zöptau ist makroskopisch ein Gemenge von Feldspat (meist Plagioklas neben wenig Orthoklas) und schwarzgrüner Hornblende, häufig stellt sich Biotit ein, offensichtlich in Gesellschaft und Vertretung der Hornblende, der Quarz ist selten oder fehlt ganz. Das Gesteinsgewebe ist körnigstreifig oder körnigflaserig, granoblastisch, der Gesteinsbau ist gewöhnlich grobschieferig, grobklotzig und massig.

U. d. M. zeigt die Hornblende überwiegend dicke und lange Prismen der Form $\infty P(110)$, wozu sich da und dort $\infty P \infty (010)$ gesellt, die Endigung ist unregelmäßig oder zackig, selten sind die Endflächen — $P(111)$ vorhanden; mit vollkommener Spaltbarkeit nach (110), selten nach der Schiefendfläche (001). Durch orthopinakoidale Ablösung entsteht eine lamellare Zusammensetzung der Hornblende, ebenso häufig sind kompakte körnige Aggregate derselben. Die Prismen sind in der Regel parallel oder garbenförmig zusammengefügt, aber auch kreuz und quer wirr gelagert. Die Farbe ist im auffallenden Licht tief schwärzlichgrün bei starkem Glasglanz, im durchfallenden hellgrün bis blaugrün. Neben der Hornblende findet sich langprismatischer hellgrüner, stark glasglänzender Aktinolith; derselbe tritt als Neubildung zwischen den Hornblendeaggregaten und im Plagioklas eingeschlossen auf. — Der Augit ist, wo er vorkommt, schwärzlichgrün bis rabenschwarz, im durchfallenden Licht olivengrün bei starkem Glasglanz, Bruch muschelig, teils als Hornblendekern, teils als zahlreiche Einzelkristalle eingewachsen, gewöhnliche Form $\pm 2P$, oder die Komb.-Form $\infty P. P \infty$ von schalenförmigem Aufbau in verschiedenen Farbtönen, da und dort ruinenartig ausgezackte Wachstumsformen. Solche Augiteinsprenglinge wurden insbesondere schön in dem frischen Dioritgneise des Topfsteinbruches am Storchberg (Zöptau) und am Steinigberg (Petersdorf) gefunden; zumeist ist jedoch der Augit kurzprismatisch und körnigblättrig, so zum Beispiel am Reimerstein und Harbichstein (Traußnitzwald) usw. — Der Plagioklas ist in rundlichen Körnern oder auch in dicken Tafeln zuweilen mit kristallographischer Begrenzung sowie auch zarter Lamellierung versehen und in reichlicher Menge vertreten, da und dort mehr oder weniger epidotisiert. Der Orthoklas, der nur eine untergeordnete Rolle spielt, zeigt nur runde Körner, selten einfache Kristalle, er fehlt des öfteren ganz. — Der Biotit tritt in der Regel dort auf, wo die Hornblende fehlt oder selten ist, er hat sich auf Kosten der letzteren gebildet und kommt in sattbraunen metallisch glänzenden Lamellen vor, welche gewöhnlich annähernd parallel gelagert sind. Scharfkantige größere und kleinere Oktaëder von Magnetit und Körner mit Metallglanz sind der Gesteinsmasse reichlich eingestreut. Die Oktaëderflächen

sind zuweilen treppenförmig überhöht, die Kristalle parallel verwachsen oder verzwilligt, sie werden häufig bis erbsengroß.

Im Dünnschliff bemerkt man vorwiegend Plagioklas und Hornblende, ersterer in kristallographisch bestimmten Schnitten und heterometrischen Körnern meistens wasserklar und farblos, nur an wenigen Stellen durch Flüssigkeitseinschlüsse getrübt, mit zarter und breiter Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz, auch gitterförmige Streifung nach Albit- und Periklingesetz ist da und dort regelmäßig ausgebildet zu beobachten, jedoch sind häufig Körner und Tafeln zu sehen, die jeder Zwillingsstreifung entbehren. Nach der in Schnitten $\perp a$ gegen die Zwillingstrace gemessenen Auslöschungsschiefe = 76° gehört der Feldspat in die Oligoklas-Andesinreihe. Stets ist inverse Zonenstruktur bemerkbar, der Kern besteht aus basischem Oligoklas, die Hülle aus Andesin; einzelne Körner sind 5–10mal größer als die übrigen, sie enthalten Einschlüsse von Quarz. — Hornblende ist durchsichtig hellgrün bis blaugrün, in den Querschnitten durch die prismatische Spaltung nach (110) mit dem $\sphericalangle 124^\circ$ gekennzeichnet, Querabsonderung bei langprismatischer Ausbildung da und dort bemerkbar. Der Pleochroismus der Hornblende ist: c dunkelblaugrün, b grasgrün, a grünlichgelb, die Absorption $c = b > a$. Häufig wird helles Zentrum, dunkler Rand, niemals der umgekehrte Fall beobachtet. Die Hornblende ist zuweilen mit Plagioklas poikilitisch verwachsen; ihre Auslöschungsschiefe, beziehungsweise die Größe des Winkels $c : c$ wurde mit 18 und 19° gemessen. $\gamma - \alpha = 0.023$; Dispersion der Achsen deutlich $\zeta > \nu$ um die Mittellinie a ; Achsenwinkel $2V = 66^\circ$. — Der Pyroxen zeigt vollkommene prismatische Spaltung nach $\infty P(110)$ und merklichen Pleochroismus bläulichgrün, gelblichgrün und graugrün. Bei eingeschobenem Polarisator und Drehen des Präparats ist Farbenwechsel zwischen braun, violett bis gelbbraun und braungelb zu beobachten. In Querschnitten sind die rechtwinkeligen Spaltrisse nach dem Augitprisma gut sichtbar. Die Hornblende ist mit dem Pyroxen parallel und unregelmäßig verwachsen. Die Auslöschungsschiefe $c : c$ auf Schnitten nach der Symmetrieebene wurde gegen die Spaltrisse mit 33° festgestellt. — Akzessorisch: Titanit farblose bis graue, reliefartig hervortretende Körner, Magnetit schwarz opak, zum Teil Titanomagnetit mit Leukoxenhülle; Apatit in einzelnen Körnern sparsam vorhanden; noch ist Epidot zu erwähnen, der in einzelnen spärlichen, mit Hornblende verwachsenen Körnern auftritt.

Die Mischung der obigen Mineralien ist bald eine gleichmäßige, bald wechseln helle Feldspatlagen mit dunklen Lagen der Hornblende nebst Pyroxen miteinander ab, im ersteren Falle ist das Gestein grau meliert, im zweiten weiß und schwarz gestreift oder gefleckt. Der planparallele und schichtenähnliche Aufbau kristalliner Schiefer greift jedoch nirgends durch, vielmehr erscheint der für Eruptivgesteine charakteristische striemige und schlierenartige Verband dunkler basischer und heller saurer Gesteinspartien überall bewahrt.

Es lassen sich im großen und ganzen drei Varietäten des Amphibolplagioklasgneises unterscheiden, welche miteinander durch mannigfaltige Übergänge zu einem Gesteinskörper verknüpft sind, und zwar:

a) Graumelierte Amphibolbiotitgneise, worin Hornblende reichlich vorhanden, während Biotit sparsam eingestreut ist, dagegen der Plagioklas vorwiegend erscheint. Durch Zunahme des Biotits auf Kosten der Hornblende übergeht diese Varietät da und dort in Biotitplagioklasgneis.

b) Dunkle Amphibolpyroxengneise, reich an Hornblende nebst Pyroxen, dagegen biotitarm, worin jedoch der Biotit selten ganz fehlt und der Plagioklas sparsamer als sonst erscheint. Die Menge der Hornblende und des Plagioklases ist schlierenförmig größeren Schwankungen unterworfen.

c) Helle Amphibolplagioklasgneise mit viel Plagioklas, dem sich Orthoklas und Quarz zugesellen, Hornblende gegen Biotit vorherrscht. Gegen die Randpartien des Gneisstokes hin, zum Beispiel am Reimerstein, verschwindet die Hornblende mehr oder weniger ganz und es bildet sich ein biotit- und hornblendearmer Plagioklasgneis aus, in welchem Orthoklas und Quarz konstant zunehmen.

Die Varietäten sub a) und b) sind es, welche hauptsächlich den zentralen Gneiskern zusammensetzen. An einzelnen Lokalitäten, insbesondere da, wo sekundäre Zeolithe auf den Strukturflächen vorkommen, ist im Amphibolgneis, und zwar in seinem Plagioklas gelbgrüner Epidot angehäuft, der sich auf Kosten des letzteren gebildet hat, und zwar erscheint derselbe zumeist in Körnern oder er zeigt gutentwickelte, nach der Orthodiagonale langgestreckte Prismen ohne Endflächen; er ist auch in einzelnen Körnern mit Hornblende verwachsen und sind solche Gesteine füglich als Amphibolepidotgneise zu bezeichnen.

Mit der Zunahme des Biotits stellt sich eine stärker flaserige, wellige und mannigfach gewundene krummschieferige Struktur ein. Daß die Biotitfasern öfter eine Art Transversalschieferung in unserem Amphibolplagioklasgneis hervorrufen, darauf haben schon F. Becke und M. Schuster¹⁾ aufmerksam gemacht. Man sieht nämlich die einzelnen Hornblendeindividuen in symmetrischer Lage zur Schieferungsfläche, abwechselnd nahezu gleichzeitig aufblitzen, während die an der Oberfläche liegenden Biotitblättchen untereinander wieder gleichzeitig, aber in einer von der vorigen verschiedenen Stellung erglänzen oder eine zusammenhängende, aus der Ebene der Schieferung heraustretende Fläche für sich bilden. Auf diese jüngere Biotit-schieferung sei hier besonders aufmerksam gemacht, weil sie bei der Darstellung der tektonischen Verhältnisse zu berücksichtigen sein wird.

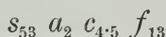
Die chemische Analyse der vorherrschend vertretenen, oben sub a) beschriebenen Varietät des Amphibolplagioklasgneises, ausgeführt durch den Chefchemiker Herrn Romuald Nowicki am bergmännisch-chemischen Laboratorium der Witkowitz Steinkohlengruben zu Mährisch-Ostrau, ergab folgende prozentische Zusammensetzung:

¹⁾ L. c. pag. 4.

I.	Prozent
Kieselsäure	48·60
Titansäure	Spur
Chromoxyd	Spur
Tonerde	18·07
Eisenoxyd	4·11
Eisenoxydul	7·33
Manganoxydul	2·18
Kalkerde	9·12
Magnesia	5·34
Kali und Natron	4·16
Glühverlust (Wasser)	0·47
Phosphorsäure	0·62
Zusammen	100·00

Die Durchschnittsprobe wurde dem Steinbruche am Fellberg, unterhalb der Hohenwarte (zu Petersdorf), entnommen.

Die Interpretation der chemischen Analyse läßt uns Gesteine gleicher Zusammensetzung unter den Dioriten finden, und zwar solche, die zu den quarzfreien Hornblendedioriten gehören, womit auch das Ergebnis der mikroskopisch-optischen Untersuchung übereinstimmt. Die chemische Konstitution zeigt, daß diese Gesteinsart mit dem quarzfreien syenitischen Typus der Tiefengesteine parallel geht, seine Proportion $SiO_2:R_2O_3:RO=2·2:1:1·1$ und $RO:R_2O=1:5·5$ sich den Dioriten an deren basischem Ende nähert und mit dem Amphibolbiotit-Diorit vom Schwarzenberg (Vogesen) am nächsten verwandt ist. Gemäß der unten folgenden Tabelle (pag. 114) erhalten wir auch nach Osann¹⁾ die Gesteinsformel



welche seinem Typus Schwarzenberg mit der Typenformel $s_{57} a_3 c_{4·5} f_{12·5}$ am nächsten steht.

Der grobklotzige und dickbankige, stellenweise auch massige Gesteinsbau erinnert ebenfalls an Massengesteine. Die körnigflaserige Gneisstruktur ist wohl auf eine Prädisposition fluidaler Phänomene zurückzuführen, da unter dem Mikroskop nichts von Druckvorgängen zu sehen ist, die das verfestigte Gestein betrafen, wie dies beispielsweise bei den weiter unten zu betrachtenden Gabbroschiefern nachweisbar ist. Die Druckprozesse müssen sich bereits im erstarrenden Magma abgespielt haben. Hierbei hat ein langsam wirkender Seitendruck senkrecht zur Flaserichtung auf die in Aufpressung begriffene hinreichend plastische Intrusivmasse mitgewirkt, welche deshalb keine Anzeichen mechanischer Zertrümmerung

¹⁾ Tschermaks Min.-petr. Mitt. 1900, XIX, pag. 351—469.

zurückließ. Wegen dieser in den großen geotektonischen Massenbewegungen begründeten Druckkräfte kam es nicht zu einem richtungslos körnigen Gesteinsgewebe, vielmehr die Gesteinskomponenten, insbesondere aber die Hornblende und der Biotit sich mehr oder weniger parallel und flaserig anordneten.

Nach Maßgabe dieser Untersuchungen kommen wir zu dem wohlmotivierten Schlusse, daß die sub *a*) und *c*) angeführten Amphibolplagioklasgneise aus Flaserdioriten hervorgegangen sind, die in den Randpartien des Massivs stetig plagioklasreicher, hornblende- und biotitärmer werden, bis sich gegen den Außenrand Quarz und saure Feldspate immer mehr anreichern. Solche quarzführende, saure, kristalline Schiefer leiten ihre Herkunft von Quarzglimmerdioriten ab. Nach der basischen Seite führt der schlierige Magmenzerfall zu den oben sub *b*) angegebenen schwarzgrünen Amphibolpyroxengneisen, welche als basische Differentiationen desselben dioritischen Magmas aufzufassen sind, jedoch die mineralische sowie die chemische Zusammensetzung von Flasergabbros, beziehungsweise der daraus hervorgegangenen Gabbrogneise besitzen. Durch die Mannigfaltigkeit in der Entwicklung dieser Gesteine wird uns die Spaltungsfähigkeit desselben Magmas so recht deutlich vor Augen geführt. Demnach repräsentieren die hellen biotit- und hornblendearmen Plagioklasgneise die salische, dagegen die schwarzen Amphibolpyroxengneise die femische Ausbildungsform des dioritisch-gabbroiden Magmas. Aus diesen Ausführungen geht weiter hervor, daß wir es in der Umgebung von Zöptau mit einer flaserigen, metamorphen Gneismasse zu tun haben, die ursprünglich aus Flaser-Amphiboldioriten mit Schlieren von Flasergabbro bestand und dabei randlich zu Quarzglimmerdiorit differenzierte.

Die Randzone quarzführender, von Quarzglimmerdioriten abstammender hornblende- und biotitärmer Plagioklasgneise finden wir nicht nur am Südostrande im Traubnitzwald entwickelt, sondern auch am gegenüberliegenden Nordwestrand des Gneisgewölbes vertreten, und zwar in der Einsattelung zwischen Schinderhübel und Mattenberg bei Marschendorf. Hier sind in dem vergrusteten Gneis neben Schlieren von feldspatarmem Hornblendit, aus blau-grüner, großindividualisierter Hornblende bestehend, noch zahlreiche biotitaplitische und pyroxenaplitische Schlieren ausgeschieden, woraus ihr SiO_2 -reicher Charakter hervorgeht. Diese Schlieren sind in der Regel nur 0·3 bis 0·5 *m*, seltener 1·0 *m* und darüber mächtig, sie keilen rasch im Streichen und Fallen aus, um alsbald wieder einzusetzen. Auf der Köhlerwirtschaft (Marschendorf) ist eine solche, aus Gabbroamphibolit bestehende, im Gabbrogneis anstehende Schliere durch ihren Gehalt an kurzprismatischen und tafelförmigen pechschwarzen Augit der Form $\infty P(100) \cdot o P(001)$ oder ohne terminale Begrenzung sowie zahlreiche Kristalle von braunschwarzem Titanomagnetit bemerkenswert. In den amphibolitischen Schlieren ist Titanit und Rutil akzessorisch, letzterer in fuchsroten, prismatischen Kriställchen und eiförmigen Körnchen, randlich in gelblichen und grünlichen Leukoxen umgewandelt.

Schlieren von Biotitplagioklasgneis.

Mit den zentralen Dioritgneisen in inniger Verbindung kommen örtlich untergeordnete, gering mächtige Einlagerungen von schieferigem Biotitplagioklasgneis vor, der durch seine ausgezeichnete Parallelstruktur und Flaserzug auffällig ist. Solcher Schiefergneis findet sich schlierenförmig im Bienergraben (Petersdorf), Pfarrerb (Zöptau), Schinderhübel (Marschendorf) u. a. z. O. allenthalben verbreitet, wo er sich da und dort in Muskovitgneis umwandelt; er trägt gewöhnlich starke Spuren von Quetschung an sich und damit im Zusammenhang am Tage bis tief in das Gebirgsinnere weitgehender Desaggregation unterworfen und bis zur völligen Unkenntlichkeit zu grusigen und erdigen Massen verwittert. Bei näherer Untersuchung findet man jedoch, daß dieser desaggregierte Schiefergneis nichts anderes ist als ein stark gequetschter und modifizierter Flaserdiorit, bestehend aus saccharoiden Feldspaten, einzelnen glasigen Quarzkörnern, denen Spaltbarkeit fehlt, während der Biotit nach seinem Verhalten auf Kosten der Hornblende gebildet wurde. Amphibolgneis und Biotitgneis sind durch sukzessive Übergänge miteinander innig verknüpft, beide stehen da und dort derartig in Wechsellagerung, daß bald amphibolreiche, bald biotitreiche Streifen und Bänder aufeinanderfolgen oder miteinander flaserig verflochten sind. Der Biotitplagioklasgneis bildet im herrschenden Amphibolgneis unregelmäßige, von der Bankung und Klüftung unabhängige Schlieren und Zonen, die ihren heutigen Mineralbestand und die Struktur durch Quetschung des ursprünglichen Flaserdiorits erworben haben.

Am Nordabhang des Erzberges oberhalb Siebenhöfen dominiert dagegen der Biotitplagioklasgneis, welcher hier vollständig frisch erhalten ist, gleichzeitig die Einschaltungen von Amphibolplagioklasgneis stetig geringer werden. Das Gestein ist hier sehr biotitreich, daneben findet sich auch etwas Muskovit, es enthält namentlich im Plagioklas reichlich Magnetit eingesprengt, führt akzessorisch Granat, die Hornblende ist wohl in größeren Individuen, aber nur spärlich zu sehen. Ein anderer Biotitgneis dieser Lokalität ist durch mehr Muskovit, viel Granat sowie durch einzelne pechschwarze Orthitkristalle bemerkenswert. Es ist jedoch möglich, daß dieser Mineralbestand an den nahen Granititkontakt gebunden ist?

2. Basische Ganggesteine in den oberen Etagen des Dioritgneiskernes.

Unter den Gesteinen des zentralen Gneisgewölbes beobachtet man in dessen höheren Etagen sowohl an der nordwestlichen Flanke (Bienergraben, Petersdorf) als auch am südöstlichen Flügel (Oplustilberg, Reimerstein und Butterhübel im Traubnitz) gewöhnlich 4—6 m, jedoch auch darüber mächtige Injektionen von dunklem, richtungslos zerklüftetem massigem Hornblendegabbro. Seine große individualisierte Hornblende besteht vorwiegend aus verworren gelagerten Aggregaten parallel verwachsener Säulen der Form ∞P (110), ferner

aus breittafeliger, nach der Querfläche $\infty P \infty$ polysynthetisch verwachsener sowie auch kompakter Hornblende, häufig mit randlicher und terminaler Zerfaserung in Aktinolithaggregate; ihre Farbe ist im durchfallenden Licht blaugrün, im auffallenden schwärzlichgrün bei starkem Glasglanz. — Der farblose basische Plagioklas der Labrador-Bytownitreihe bildet Aggregate in Form von Leisten, Trümmern und Nestern, zwischen den Hornblenden mehr oder weniger reichlich verteilt, wodurch das Gestein dunkelgrau meliert erscheint. Orthoklas ist nur untergeordnet, Quarz fehlt ganz. Die vorherrschende gemeine Hornblende ist mit mehr als 50—60% an dem Gesamtbestande beteiligt. — Die Struktur dieser Ganggesteine ist durchweg eine zyklisch-gabbroide, zum Teil dadurch porphyrische, daß die Zwischenräume, welche die großen Hornblendesäulen übrig lassen, durch ein feinkörniges Gewebe von Labrador-Bytownit und kleinen Hornblendesäulchen ausgefüllt werden.

Durch Zurücktreten des Plagioklases übergehen diese Hornblendegabbros in großindividualisierte, schwarzgrüne, grobklotzige und massige Hornblendite, welche vorwiegend aus verworren gelagerten Aggregaten großer, parallel verwachsener, häufig zerbrochener, beziehungsweise ausgefaserter Hornblendesäulen zusammengesetzt sind, die 10—15 mm Länge und 3—5 mm Dicke erreichen. Dagegen ist der farblose, basische und feinkörnige Plagioklas auf sporadische, zwischen die großen Hornblendeindividuen eingeklemmte Leisten, Trümmerchen und Nestchen beschränkt.

Nachdem sich diese Ganggesteine von den Massengesteinen des Hornblendegabbro an der Peripherie des Gneisgewölbes in keiner Weise unterscheiden, so sollen sie erst weiter unten zusammen mit den anderen Gabbros mikroskopisch und chemisch näher betrachtet werden, worauf hiermit hingewiesen sei.

3. Granittdurchbrüche nördlich Marschendorf.

Allgemeine Verbreitung gewinnt nördlich Marschendorf am Hinterberg und Kahlhübel, am Köhlerstein sowie auf dem gewaltigen Erzberg bei Wernsdorf ein typischer, erbsgelb gefärbter feinkörniger Granit, der dort teils in zerrissenen Felsmassen zu Tage ansteht, teils durch ausgedehnte Blockanhäufungen seine Anwesenheit verrät. Es ist ein Massengestein in durchgreifender Lagerung gegenüber den Diorit- und Gabbrogesteinen, die es in mehreren Stöcken durchbricht, seine Komponenten sind makroskopisch-rötlicher Orthoklas, weißer Plagioklas und Quarz, während Glimmer, und zwar Biotit, mehr oder weniger sparsam sowie richtungslos verteilt erscheint, dagegen der Muskovit selten ist oder ganz fehlt. Sehr bemerkenswert ist der reichlich eingestreute, schwarzbraune, titanhaltige Magnetit, welcher darin in zahlreichen kleinen Kristallen der Form O (111) oder in Körnern eingewachsen ist. Diesen reichlichen und konstanten Gehalt an Magnetit möchte ich mit dem Gabbrokontakt in Verbindung bringen? Allgemein ist Neigung zu aplitischer Ausbildung zu bemerken.

U. d. M. zeigt der Quarz undulöse Auslöschung, von Alkalifeldspaten sind neben Orthoklas, Mikropertthit und Mikroklin vertreten; mikroschriftgranitische, das heißt granophyrische Verwachsung ist keineswegs selten, sie nimmt zuweilen myrmekitische Gestaltung an. Der Plagioklas, der sich durch zarte Zwillingslamellen auszeichnet, gehört nach seiner symmetrischen Auslöschungsschiefe von 12° in die Oligoklas-Andesinreihe, derselbe ist nach Albitgesetz sowie nach dem Periklingesetz verwachsen, gegitterte Plagioklaskörner häufig; der Biotit ist stark pleochroitisch hellgelb bis grünlichschwarz. Akzessorisch finden sich Zirkonkriställchen.

Es sind vorwiegend feldspatreiche Varietäten vertreten, doch kommen untergeordnet auch quarzreiche vor. In einer anderen gleich untergeordneten Varietät dieser Granitite am Erzberg beteiligen sich als Komponenten: Vorwiegend trübweißer saccharoider Oligoklas, reichlich Quarz und Muskovit, während Orthoklas zu fehlen scheint, ferner ist Pyroxen sparsam eingestreut. Der Plagioklas zeigt häufig Umwandlung zu Muskovit.

Der in Rede stehende Granitit wird wegen seiner großen Härte als Straßenschotter in der Umgebung von Zöptau vorteilhaft verwendet. In nicht langer Zeit werden die einstigen massenhaften Blockwerke davon aufgearbeitet sein und nichts mehr daran erinnern, daß in dem ausgedehnten Waldboden Granitit ansteht.

Speziell am Kahlhübel durchbricht der Granitit jene ebenfalls aus peripherischen Gabbrogesteinen, und zwar richtungslos grob- und feinkörnigen, massigen Hornblendegabbro und dickplattigen Gabbro-amphibolit bestehende Scheitelkalotte, die auch hierorts teils auf dem Dioritgneiskern lagert, teils in demselben eingefaltet ist.

Schon F. Becke und M. Schuster¹⁾ haben das Vorkommen von Granit am Erzberg bei Wermsdorf festgestellt, den sie als echten biotit- und muskovitführenden Granit bezeichnen; derselbe ist jedoch nach Maßgabe obigen Befundes tatsächlich ein Granitit.

A. Endomorphe Kontakterscheinungen im Granitit, am Gabbro.

An den Abhängen des Köhlersteins erscheint der an den Gabbrokontakt gebundene Granitit schwarzgrün und schwarzbraun gesprenkelt, indem er sich mit den Komponenten des Gabbro versieht, hauptsächlich aber mit schwarzem und olivgrünem Augit, der zuweilen mit braunem Biotit parallel verwachsen ist; in seiner Nähe haben sich gewöhnlich größere und scharfe Magnetit-Oktaëder ausgebildet, sporadisch tritt orangegelber Granat (Hessonit) hinzu. Dort, wo der Augit verschwindet, übernimmt Biotit seine Stellvertretung. Zuweilen sind die Augite und Biöte zu bis 2 cm großen runden Nestern zusammengehäuft, daß dann das Gestein schwarzfleckig erscheint. In der Umgrenzung der Augite machen sich gelegentlich pyramidal-prismatische Flächen geltend, doch kommen darunter auch unregelmäßige Körner und blätterige, dem Diallag ähnliche Aggregate vor. In den Pyroxennestern sind Magnetit-Oktaëder

¹⁾ L. c. pag. 4.

reichlicher eingestreut, gelegentlich findet sich darin auch Hornblende. Solche Augitgranitite sind in der Regel feldspat-, beziehungsweise plagioklasreicher und quarzärmer.

Am Kahlhübel ist der Granitit ebenfalls zu Tage anstehend, wo er unmittelbar an Hornblendegabbro und Gabbroamphibolit grenzt, dort werden überall in der Grenzzone jene vorbeschriebenen Produkte der endogenen Kontaktmetamorphose gefunden, und zwar der Pyroxengranitit, worin Augit als wesentlicher Gemengteil, Hornblende, Biotit und Granat als Nebengemengteile vertreten sind, derselbe übergeht rasch in einen mit Biotit überreichlich gemengten melanokraten Biotitgranitit. Die bereits oben mitgeteilte Beobachtung, daß sich im Pyroxengranitit der Plagioklas auf Kosten des Quarzes anreichert, wird hier neuerdings bestätigt. Auch hier ist jene rote Granititvarietät häufig zu sehen, die sehr reichlich hessonitähnlichen Granat fast ausschließlich in rundlichen Körnern führt, lediglich mit Tendenz zur Ausbildung von ∞O und sich durch schwarzbraunen, opaken, titanhaltigen Magnetit der Form O und $\infty O \infty$ in einzelnen Kristallen sowie Aggregaten und als Zwillinge nach dem Spinellgesetz auszeichnet.

Am Westhang des Erzberges (gegen Aschergrund) kommt eine ähnliche kontaktmetamorphe blutrote Granitit varietät vor, die mit orangeroten Granatkörnern förmlich gespickt ist, anstatt des Biotits schmutziggrünen Augit und einzelne eingewachsene Körner von metallisch glänzendem Magnetit enthält. Der Granat gehört teils zum Almandin, teils zum gemeinen Granat, seine scharfen Kristalle sind in den Formen ∞O (110), $2 O 2$ (211) und die Komb.-Form ∞O . $2 O 2$ ausgebildet. Der Magnetit zeigt vorwiegend scharfe O (111) oder verzerrte $\infty O \infty$ (100), auch Zwillinge, nach Spinellgesetz zuweilen in polysynthetisch lamellarer Verwachsung.

B. Exomorphe Kontaktgebilde in den durchbrochenen Gabbrogesteinen am Granitit.

In der Nähe der soeben geschilderten endomorphen Pyroxengranitite erfolgt in den Gabbrogesteinen Umwandlung der Hornblende zu Aktinolith und Chlorit sowie in körnige und groß-individualisierte Aggregate von Epidot und Quarz, die basischen Plagioklase werden azider, indem sich daraus ein Gemenge von trübweißem Albit und fleischrotem Orthoklas entwickelt, hierzu gesellt sich spärlich neugebildeter Augit. Gleichzeitig mit dieser Kristallisation geht eine Öffnung von Hohlräumen im Gestein vor sich, an deren Wandungen schöne Drusen von Periklin und Adular in wohlgebildeten Kristallen auftreten.

Am Kahlhübel nördlich Marschendorf nehmen die Gabbroamphibolite im Granititkontakt mehr oder weniger glasigen Quarz auf, der Labradorit geht teils der Epidotisierung entgegen, teils wurden ganze Lagen davon in feinkörnigen Klinozoisit umkristallisiert, worin man außer schwarzgrüner Hornblende hell schmutziggrünen Augit und einzelne größere Magnetitkristalle erkennt. — Andere Stufen führen reichlich Biotit, der sonst in unseren

Amphiboliten fehlt, ebenso nimmt lauchgrüner neugebildeter Augit auf Kosten der Hornblende zu; auch findet sich da und dort eisen-schwarzer, braunverwitternder Magnetit eingestreut, stellenweise stärker angehäuft. In derselben Lokalität wurde im grobkörnigen Hornblendegabbro zuweilen rotbraune Färbung der gewöhnlich schwarzgrünen Hornblende sowie eine reichliche Neubildung von hyazinthrotem Granat nebst etwas fuchsrotem Rutil in Körnchen am Granitkontakt festgestellt. Die Gesteinspartien, welche die Kontaktgebilde enthalten, sind zugleich durch starken Fettglanz auffällig. —

An dieser Stelle muß auch der wichtigen Kontaktbildungen in der nordöstlichen Fortsetzung der Amphibolitgranitgrenze gedacht werden, welche am Kahlhübel (Gabrielwirtschaft) durch den Hütteningenieur Emil Nickmann unter einem plangeackerten Acker aufgeschürft wurden. Der Gabbroamphibolit ist in großindividualisierte graugrüne Massen von glas- und perlmutterglänzenden Pyroxen (Diopsid) umgewandelt; darin werden Neubildungen von körnigem Pistazit im Gemenge mit breitstengeligen hellgraugrünen perlmutterglänzenden Diopsid und strohgelben Klinozoisit gefunden, hierzu gesellt sich Quarz, spärlich Plagioklas und Granat, schwarzzockeriger Ilmenit, da und dort in Leukoxen umgewandelt; der Diopsid erscheint oft als Kern im Innern des Pistazit; in zahlreichen Drusenräumen bildet letzterer nach der Symmetrieachse mehr oder weniger langgestreckten Säulen; in der orthodiagonalen Zone von $\infty P \infty (100) \cdot o P (001) \cdot P \infty (101) \cdot \frac{1}{2} P \infty (\bar{1}02)$ und an den freien Enden von $P (111) \cdot P \infty (011)$ begrenzt; auch der Diopsid formt zuweilen größere, schlanksäulige, stark zerfressene quadratische Prismen; akzessorisch sind in diesen Drusen Bergkristall, trübweißer Periklin und Albit, Ilmenit. Der Klinozoisit bildet selbständige Drusen zahlreicher kleinster farbloser Kristalle, die nach der Symmetrieachse nur wenig gestreckte gedrungene Säulen formen, gewöhnlich eine, zuweilen auch zwei freie Enden zeigen; am häufigsten herrschen in der orthodiagonalen Zone $\infty P \infty (100) \cdot o P (001) \cdot P \infty (\bar{1}02)$, dagegen an den freien Enden $\infty P (110) \cdot P \infty (011)$ oder $P \infty (011) \cdot P (111)$, oft schließlich das Ende einfach mit $\infty P \infty (010)$ ab; außerdem Zwillinge nach $\infty P \infty (100)$. —

In ähnlicher Art war der Hornblendit des Gabbroschiefers am Steinhübel (nördlich Marschendorf) fast ausschließlich bestehend aus schwarzgrüner, säuliger Hornblende mit spärlichem Plagioklas, einer Umwandlung zu weißgrünem, perlmutterglänzendem kurzsäuligem und derbem Pyroxen (Diopsid) unterworfen, woselbst ansehnliche Massen davon gefunden wurden und worin noch vielfach formlose Relikte der Hornblendite erhalten sind, durch Übergänge mit dem neugebildeten Diopsid verknüpft; auch im Diopsid finden sich noch Reste strahliger Hornblende. — Andere Stufen derselben Hornblendite zeigen ein gesintertes Gemenge von vorwaltendem weißgelbem bis farblosem Klinozoisit nebst säuligem Epidot, ferner Diopsid derb und in Kristallen sowie in feinfaserigen asbestähnlichen Aggregaten nebst Quarz und spärlichem Plagioklas, in

welchem Mineralgemenge noch Relikte von Hornblende und der daraus entstandene Aktinolith enthalten sind; außerdem sind darauf hydroxylreiche Mineralaggregate festgestellt worden von äußerst feinkörniger Chlorit sowie Übrindungen von schneeweißem, garbenförmigem Desmin. Diesbezüglich ist zu bemerken, daß auf großindividualisierter blaugrüner Hornblende sich zunächst eine Kruste von Klinozoisit nebst etwas Diopsid und Albit gebildet hat, worauf die Desminbüscheln angeschossen sind. Während die Massen von Pyroxen und Klinozoisitsinter auf die exogene Kontaktmetamorphose des nahen Granitits hinweisen, sind Chlorit und Zeolithe in der metasomatischen Periode entstanden.

Auf dem Hofberge, eines Ausläufers des Erzberges gegen den Niederhof lagern auch hier auf dem Dioritgneiskern die peripheren Gabbrogesteine, bestehend aus Gabbroamphiboliten Gabbroschiefern und großindividualisierten Hornblenditen. Gegen den Erzberg aufwärtsschreitend fand Verf. auf den dortigen Steinhalde, stetig zunehmend zahlreiche Trümmer eines orangeroten Granathornfelses mit Gabbroschiefer verwachsen und schließlich in solcher Menge umherliegend, daß er, vermutlich mit den übrigen Gesteinen im Verbands, im Untergrunde ansteht. Der feinkörnige Granatfels läßt u. d. M. Hornfelsstruktur und folgende Komponenten erkennen: Vorwiegend orangeroten Granat (Hessonit), weißen, spatigen Labradorit, lokal mehr oder weniger glasigen Quarz; hierzu kommen zahlreiche flaschengrüne Einsprenglinge von Augit und spärlich hellgrünem Diopsid. Dieser Mineralbestand bildet ein inniges Gemenge rundlicher Körner; deutliche Kristalle speziell von Quarz nur in Drusenräumen vertreten. Andere Stufen zeigen den basischen Plagioklas zu Epidot und Klinozoisit umkristallisiert; neben Pyroxen ist strahlige Hornblende und Aktinolith zu bemerken; oder die Gesteinstrümmer sind von 5 bis 15 mm breiten Bändern unversehrten Plagioklases durchsetzt, welcher mit zahlreichen langgestreckten Schmitzen von Augit und zahllosen Körnern von angehäuften Magnetit eingesprengt erscheint. Der den Stufen anhaftende Gabbroschiefer enthält ebenfalls zahlreiche Hessonite, Epidot und Quarz eingewachsen. Zweifel sind wohl kaum berechtigt, daß das Gestein aus dem nahen Granatitkontakt des Hofberges her stammt, womit die Granitisierung des Plagioklases, die Augit- und Diopsidbildung sowie die des Quarzes im Zusammenhange steht. Das Substrat dieses Granathornfelses bestand in einem leotokraten anorthositähnlichen Gabbrogestein, dessen breite Labradoritbänder unter dem Einflusse der granitischen Kontaktmetamorphose größtenteils granatisiert, teils epidotisiert wurden, was durch die zahlreichen Übergänge zwischen intaktem und dem kontaktmetamorphisch verändertem Gestein zweifellos nachgewiesen wird.

In seiner Abhandlung „Die paragenetischen Verhältnisse der Minerale im Amphibolitgebiet von Zöptau“ beschreibt V. Neuwirth¹⁾ eine Mineralassoziation von Granat (Hessonit) mit Quarz, Hornblende,

¹⁾ Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums VI. Bd. 1906, pag. 156.

Orthoklas, Epidot und Asbest im Hornblendegneis des Hofberges. Das Gestein hat nicht diese, sondern bestimmt die oben angegebene Zusammensetzung, es kommt auch nicht im Hornblendegneis vor; seinen kontaktmetamorphischen Ursprung hebt indes auch Neu wirth hervor.

So mannigfaltig und ausgebreitet die Kontakterscheinungen an den Gabbrogesteinen sind, so selten finden sie sich an den darunterliegenden Dioritgesteinen, weil ihr Kontakt deshalb unzugänglich ist. Dessenungeachtet ist es dem Verf. gelungen, auf dem unteren Hofberge kontaktmetamorphisch veränderte Dioritgneise festzustellen, welche ebenfalls aus dem Granititkontakt herühren, und zwar ist deren Oligoklas-Andesin zu farblosem bis hellgelblichem Klinozoisit und Quarz, dagegen die Hornblende zu hellgrünem Pyroxen (Diopsid) umgewandelt, akzessorisch ist Granat (Hessonit); ferner finden sich in dem Gesteinsgemenge noch da und dort Relikte des Plagioklases sowie der Hornblende, beziehungsweise ihres Aktinoliths.

4. Saure Ganggesteine des Dioritgneiskernes.

Diese Gesteine sollen hier der Gegenstand eingehender Schilderung sein, weil sie nicht nur durch die Führung seltener Mineralien, als auch speziell durch ihren Reichtum an Alkalifeldspaten ausgezeichnet sind und darum in neuester Zeit für technologische Zwecke, und zwar insbesondere wegen ihrem hohen Alkaligehalt (10–15%) in der Glasfabrikation zur Erzeugung von Flaschenglas zur Mitverwendung gelangen. In geologischer Hinsicht ist hervorzuheben, daß es teils Lagergänge, teils Kreuzgänge im Dioritgneiskern sind, auf denen gedachte Feldspatgesteine einbrechen; nur die zunächstfolgenden Gänge am Radersberg bieten exzeptionelle Lagerungsverhältnisse dar, wie wir gleich sehen werden.

A. Pegmatitdurchbrüche am Radersberg bei Phillipstal.

An der Grenze unseres Diorit- und Gabbromassivs gegen die schieferigen Biotitgneise des Teßtales (Beckes Teßgneis) sind am Radersberg gewaltige Pegmatitmassen aufgebrochen, welche daselbst entweder zu Tage anstehen oder in ausgedehnten Blockanhäufungen das bergige Terrain bedecken. Allem Anscheine nach sind es mehrere kolossale Lagergänge, die vom Aschergrund über den Scheitel des Radersberges bis in die sogenannte Wolfsgrube an dessen Nordostabhang hinwegsetzen, deren richtungslos großklüftige Felsmassen kammförmig aus ihrer Umgebung aufragen, daran östlich die blaugrünen Gabbroamphibolite, westlich dickschieferige „Teßgneise“ diskordant anstoßen. Das generelle Gangstreichen wird sowohl am Südwesthang als auch dem Nordwesthang des Radersberges von einer ausgedehnten Felsenmeerbildung begleitet, welche durch die fleißigen Hände der Landleute allmählich verkleinert wird.

Die petrographische Zusammensetzung des Radersberger Pegmatits ist eine mannigfaltige, teils sind es turmalinführende Pegmatite,

teils magnetitreiche Muskovitpegmatite. Ihr Mineralbestand ist allgemein damit charakterisiert, daß großindividualisierter gelblicher und fleischerter Orthoklas, saccharoider weißer Plagioklas, rauchtopasähnlicher Quarz und silberweißer Muskovit zumeist in größeren Tafeln von ausgezeichneter Spaltbarkeit, ihre wesentlichen Komponenten bilden; hierzu gesellt sich häufig brauner, stark pleochroitischer Biotit in großen Tafeln als gelegentlicher Nebengemengteil, vielleicht an den Amphibolitkontakt gebunden. Als Akzessorien treten auf: Turmalin, kleine Granaten und Magnetit in derben Massen und Kristallen, ferner Ilmenit, nach Kolenati und Oborny¹⁾ auch Spodumen, derb hellgrün „im Feldspat sowie auch im Quarz des Granits eingewachsen“, soll richtig heißen im Pegmatit. Charakteristische schriftragranitische Verwachsung von Orthoklas und Quarz ist eine allgemeine Erscheinung innerhalb dieser Pegmatitmassen. Die erbsgelben Orthoklase sind in walnuß-, hühnerei- und bis faustgroßen Kristallen ausgebildet und man kann schon makroskopisch erkennen, daß sie keineswegs homogen sind, vielmehr Perthit häufig darin verbreitet ist. U. d. M. wird man sodann gewahr, daß unregelmäßige Teile dieser großen Orthoklase zum Mikroklin und Mikroklinperthit gehören. — Der Turmalin ist gewöhnlich als schwarze rhomboëdrischen Säulen im Quarz eingewachsen oder aber die Stelle des Glimmers vertretend; häufig große zerbrochene und durch Quarz wieder verkittete Kristalle. — Der Granat ist im Orthoklas eingewachsen, hirsekorn groß, gelbbraun gefärbt und durchsichtig bis durchscheinend, er besitzt die Form $\infty O(110)$, meistens aber $2O2(211)$. Speziell im Kontakt mit dem Gabbroamphibolit fand ich den Pegmatit mit honiggelbem und orangerotem Hessonit förmlich gespickt, ferner durch Hämatitschüppchen gänzlich blutrot gefärbt; auch stellte sich dann dort eine reichliche Biotitbildung ein. — Der Magnetit ist gewöhnlich in eisenschwarzen, stark metallisch glänzenden, erbsengroßen Kristallen im Pegmatit eingewachsen, die mitunter die Größe einer Haselnuß erreichen, oft sind sie mit Muskovitschuppen bedeckt; ihre Form ist $\infty O(110).O(111)$, erstere Flächen parallel den Komb.-Kanten von (111) deutlich gerieft, als Folge oszillatorischer Kombination von $O(111)$ mit $\infty O(110)$; dazu kommt eine zu den Oktaëderflächen parallele schalige Absonderung, welche den lamellaren Bau noch wahrscheinlicher macht. Die derben Massen des Magnetits sind entweder kleinere oder größere Körner oder bis faustgroße Stücke von mattem Glanze, die gern zu Limonit verwittern. — Ilmenit in Körnern und undeutlichen Kristallen reichert sich lokal in größerer Menge an, das Gestein ist dann damit völlig imprägniert und braunschwarz gefärbt. — Von hier stammen mit großer Wahrscheinlichkeit die von Kolenati mit der Fundortangabe „Wiesenberg“ angegebenen „im Granit eingewachsenen“ seltenen Mineralien Fergusonit und Tantalit; ersterer in $\times\times$ der Form $P.oP$ und in länglichen Körnern 1·1, 4 oder 13 mm lang, 0·5, 2·2 bis 5·5 mm dick, letzterer prismatisch nach der Komb.-Form

$$\infty \bar{P} \infty . \infty \bar{P} \infty . \infty \bar{P} \frac{1}{4} . o P,$$

¹⁾ Verhandl. des naturf. Vereines in Brünn.

4.4 bis 6.6 mm lang, 2.0 bis 2.5 mm dick. Man hat diese Feststellungen Kolénatis vielfach bezweifelt, allein es ist nicht ausgeschlossen, daß die großartigen Pegmatitmassen am Radersberg, die lokal stark erzführend sind, außer Magnetit und Ilmenit auch noch die erwähnten seltenen Erze enthalten, sind doch solche Pegmatite gewöhnlich der Sitz vieler seltener Mineralien. Allerdings gehört dazu einiges Fünderglück.

B. Beryllführende Muskovitpegmatitgänge.

Es sind dies hauptsächlich Lagergänge, welche die Dioritgneise in der Richtung des allgemeinen Streichens durchbrechen, selten in die peripherischen Gabbrogesteine fortsetzen; sie unterscheiden sich von den vorigen nicht nur durch die abweichende Mineralführung, sondern vielmehr durch ihre weitaus geringere Mächtigkeit und streichende Ausdehnung. Die Struktur dieser Ganggesteine ist durchweg eine grob- bis grobkörnige, pegmatitische und schriftgranitische, es sind zumeist grobklotzige und massige Ganggesteine, die nur noch lokal ihre ursprünglich miarolitische Lockerheit der Gefüge in geringem Maße erkennen lassen. Der gewöhnliche Mineralbestand dieser prächtigen Pegmatite ist: Strohgelber bis rostgelber, perlmutterglänzender Orthoklas nebst mikroskopisch lamelliertem Mikroklin, weißer bis farbloser, matt schimmernder Plagioklas, der meist zum Oligoklas gehört, rauchtopasähnlicher, stark fettglänzender körniger und splitteriger Quarz; ferner weißer gelblicher und grünlicher Muskovit, der in bis 3 m² großen Blättern oder zu dick lamellierten Kristallen geformt, zwischen die übrigen Gemengteile eingeklemmt erscheint; dagegen ist Biotit selten. Der Orthoklas ist zum Teil rosenroter Adular, derselbe zeigt häufig perthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit; der Oligoklas ist zum Teil idiomorph begrenzt, als nach *M* tafelförmige Individuen ausgebildet mit Albit- und Periklinverwachsung.

Die in Rede stehenden alkalifeldspatreichen Muskovit-Pegmatitgänge sind besonders durch die darin einbrechenden prächtigen Berylle ausgezeichnet, und zwar bieten diese Kristalle nur die einfache Komb.-Form $\infty P (10\bar{1}0)$ mit *OP* (0001) dar, jedoch fehlt das basische Pinakoid häufig, so daß die Endigung unregelmäßig erscheint; die Prismen sind bis 50 und 60 mm lang, 10 und 20 mm dick, selten durchsichtig, zumeist durchscheinend (Aquamarin); während der mitvorkommende, weit häufigere gemeine Beryll undurchsichtig, höchstens kantendurchscheinend ist; die Farben sind bei mehr oder weniger starkem Glasglanz gelbgrün und seladongrün, oft ins Hellblaue spielend. An den stärker gefärbten Kristallen prächtiger Pleochroismus, und zwar parallel der Hauptachse blau, senkrecht dazu grün. Der Basis (0001) geht ein deutlicher Blätterbruch parallel, nach welchem die langprismatischen Kristalle häufig zerbrochen und später durch Quarzmasse wieder verkittet wurden. Die Beryllsäulen sind überdies oft rissig und längsgestreift sowie mit Muskovitschuppen bedeckt. — Als weitere akzessorische Begleiter wurden auf diesen Gängen da und dort gefunden: Rotbrauner gemeiner Granat, undurchsichtig, und karmoisinroter Almandin durchsichtig, welche hirse- und hanfkorn-

groß sind und die einfachen Formen ∞O (110), $2O2$ (211) darbieten und dadurch an die Granaten im chrysoberyllführenden Pegmatit des Schinderhübels (Marschendorf) erinnern. — Hornblende, die zum Aktinolith gehört, wurde hier und dort eingesprengt gefunden, und zwar in schwärzlichgrünen scharfkantigen Säulen der Komb.-Form ∞P (110). $\infty P \infty$ (010), — P (111) auch in blätterigen, beziehungsweise tafelförmigen Aggregaten. — Andere seltenere Begleiter sind schwarzer Turmalin (Schörl) und Spinell, ferner blätteriger Magnetit und lokal zahllose schwarzbraune Körnchen von Ilmenit.

Bisher sind solche beryllführende Muskovit-Pegmatitgänge an den folgenden Punkten des zentralen Dioritgneisstockes konstatiert worden, welche nun in der Reihenfolge von Nordwest gegen Südost fortschreitend angeführt werden sollen:

a) Ein bisher gänzlich unbekannter Muskovit-Pegmatitgang wurde unterhalb dem Mattenberge (Marschendorf), und zwar östlich desselben auf den Ackerparzellen des Grundbesitzers Rotter gefunden, woselbst der Pegmatit durch eine besonders großindividualisierte Beschaffenheit und viele große Muskovittafeln bemerkenswert erscheint. Berylle jedoch hat man daselbst nur spurenweise beobachtet.

b) Neuer Fundort oberhalb dem Wirtschaftshause des Landwirtes Gabriel in Ober-Marschendorf, auf dem Gemeindeviehbiech unterhalb des sogenannten Steinhübels. Von hier stammen die neuestens bei Marschendorf gefundenen zahlreichen wohlgeformten Kristalle gemeinem Berylls, welche in viele Mineraliensammlungen gewandert sind. Es setzen daselbst zwei ungefähr 6—10 m voneinander entfernte Parallelgänge ein, welche auf längere Erstreckung als Kämme aus dem umschließenden Nebengestein emporragen, ihre Mächtigkeit schwankt von 1·5 bis 2·0 m, ihr Streichen ist 3 h und das Einfallen nach 21 h unter $\sphericalangle 60^\circ$; dem gleichen Streichen folgt der plagioklasreiche Dioritgneis, der beide Gänge im Hangenden und Liegenden umschließt; sein Einfallen ist ebenfalls gegen NW unter $\sphericalangle 60^\circ$ gerichtet, derselbe enthält außer den normalen Gemengteilen etwas Quarz und Biotit als Nebengemengteile und erscheint teilweise, insbesondere aber in dem Mittel zwischen beiden Gängen mehr oder weniger verwittert und bis zu Grus zerfallen.

Der Hangendgang konnte vom Viehbich gegen SW bis in den Garten des Wirtschaftshauses des Landwirtes Gabriel, dem Streichen nach auf ungefähr 150 m Länge, jedoch abnehmender Mächtigkeit verfolgt werden; dagegen ist der Liegendgang im Streichen kürzer, er scheint nur am Viehbich vorhanden, es ist jedoch wahrscheinlich, daß er in der unterhalb des Feldweges angrenzenden Ackerparzelle gegen NO fortsetzt.

Die Ausfüllung beider Gänge zeigt den oben festgestellten Mineralbestand und bleibt bezüglich der in Rede stehenden Lokalität nur noch hervorzuheben, daß der Orthoklas vielfach fleischrot gefärbt und zum Teil als Adular in mitunter bis 6 cm großen Kristallen der Komb.-Form ∞P (110). $P \infty$ ($\bar{1}01$). OP (001), Basis

und Hemidoma im Gleichgewicht, welche infolge ihrer an Spaltblättchen beobachteten Lamellierung zum Mikroklin zu stellen sind. In den miarolitischen Räumen sind zahllose Albite und Perikline nach dem Albit- und Periklingesetz zu förmlichen Kristallstöcken verwachsen.

c) Am Ostabhang des Vorderberges nördlich Marschendorf gegen den Hofgraben wurde an der Grenze der Gabbrogesteine und Amphibolgneise ebenfalls ein weiterer Pegmatitgang aufgefunden, dessen nordöstliches Streichen durch die großen Blockanhäufungen längs des dortigen Feldweges markiert ist. Auch dieses Pegmatitvorkommen führt nur kleine Berylle, dagegen zuweilen Biotit und Ilmenit; letzterer ist schwarzbraunen, metallisch glänzenden undeutlichen Kriställchen und deren Aggregaten lokal in erheblicher Menge angereichert, dagegen ist Magnetit seltener und in scharfkantigem Oktaëder vertreten.

d) Ein altbekanntes Vorkommen beryllführenden Pegmatits ist im Scheibengraben gelegen, welcher vom Marschendorfer Niederhof gegen den Hinterberg zieht. Hier hat der Verf. schon früher wiederholt Berylle in den auf der Grabensohle lose umherliegenden großen Pegmatitblöcken gewonnen, welchen Fundpunkt später V. Neuwirth¹⁾ beschrieben hat.

Am Linksgehänge des Scheibengrabens, unfern des Grabenschlusses im herrschaftlichen Jungwald, muß man nach Maßgabe der dort zu Tage anstehenden und umherliegenden Pegmatitmassen auf die Anwesenheit von drei Gängen schließen, die im Dioritgneis aufsetzen und durch ungefähr 8 m mächtige Zwischenmittel voneinander getrennt sind; sie streichen NO—SW und lassen sich vorerst auf ungefähr 80 m im Streichen verfolgen, sie übersetzen jedoch den Scheibengraben und streichen in den Ackerparzellen des Rechtsgehänges weiter fort, wo dieselben unter einer 0·3 bis 0·5 m mächtigen Ackerkrumme durch den Ackerpflug sowie Nachgrabungen konstatiert worden sind, demzufolge das Gesamtstreichen auf 150 m, dagegen ihre Mächtigkeit auf 1·5 bis 2·5 m geschätzt werden darf. Die obenerwähnten längs des Scheibengrabens umherliegenden Pegmatitblöcke stammen jedenfalls von hier.

Diese durch ihren Reichtum an Alkalifeldspaten ausgezeichneten und deshalb praktisch wichtigen drei Pegmatitgänge verdienen eine nähere Untersuchung. Die gedachten, stark perlmutterglänzenden, meist blendendweißen Alkalifeldspate bestehen größtenteils aus Orthoklas-Perthit und Mikrolin-Perthit, in dem gelblichweißer Orthoklas und farbloser und grauer Albit oder Mikroklin und Albit in millimeterstarken, mit der Kante $oP(P):\infty P(l)$ parallelen Lamellen in unzählbarer Folge miteinander abwechseln und auf den Spaltflächen eine da und dort schon makroskopisch deutlich sichtbare Streifung hervorbringen. Daneben finden sich Stücke dichten Ortoklases sowie solche von Mikroklin; letztere lassen öfters schon makroskopisch die charakteristischen Gitterlinien wahr-

¹⁾ Tschermaks Min.-petr. Mitt. Bd. XXI, 1902, pag. 350.

nehmen. — Der Plagioklas, gewöhnlich ein zuckerkörniger Oligoklas, ist spärlich vertreten und drängt sich zwischen die Kalifeldspate, nur lokal nimmt er derart zu, daß er vorwiegt. Solcher Plagiokas-Pegmatit ist dann oft reichlich mit kleinen, aber scharfen kolumbin-roten Granaten (Almandinen) der Form 202 (211) und ∞O (110) gespickt, akzessorisch finden sich grün durchsichtige Spinelle. In den Drusenräumen bilden trübweiße, porzellanähnliche Perikline in polysynthetischen Zwillingbildungen keineswegs seltene Gruppen. — Der rauchtopasähnliche Quarz ist vorwiegend schrifgranitisch mit den Alkalifeldspaten verwachsen. Verf. beobachtete eine vielfach wiederholte lagenförmige Anordnung von Quarzstengeln mit Perthit- und Mikroklinperthit-Aggregaten, deren annähernd nach P parallele Lamellen von Kali-, beziehungsweise Natronfeldspat nahezu senkrecht stehen auf der Längserstreckung der Quarz- und Feldspatstengeln, wobei sich der Quarz da und dort an den Perthitlamellen der Spaltfläche nach M abgeformt hat und dann ebenfalls gestreift erscheint. — Der Muskovit ist wohl vorwiegend in schuppigen Aggregaten, öfters aber auch in Kristallen ausgebildet, die zumeist von $oP(001)$. $\infty P(110)$. $\infty P\infty(010)$ und anderen Formen begrenzt und zwischen Quarz und Feldspat eingewachsen sind, ihr Habitus ist gewöhnlich tafelförmig hexagonal, dabei lassen sie ausgezeichnete Spaltbarkeit nach oP erkennen. Oft lagern viele Individuen in abwechselnder Zwillingstellung übereinander und bilden geriefte Prismen, an denen sich später der Quarz in Gegenwachsungsflächen abgeformt hat und dadurch ebenfalls pseudomorph gerieft erscheint. Die hexagonal tafeligen Kristalle zeigen auf $oP(001)$ trianguläre, treppenähnliche Zeichnung durch schmale Flächen oder dieselbe ist deutlich parallel gestreift und dabei abgetreppt, auch nach solchen und ähnlichen Gleitflächen abgetrennt. Auf der Basisfläche metallartiger Perlmutterglanz, die übrigen Flächen raub, glanzlos und matt. Die elastisch biegsamen Lamellen sind öfters wellig gebogen, mild, farblos, silberweiß, besonders grünlich, zuweilen bräunlich, aber keineswegs in dunklen Tönen, häufig zu dicken Paketen vereinigt oder zu kugeligen Aggregaten gruppiert. — Akzessorisch eingewachsen sind hier die bereits oben beschriebenen Berylle, und zwar sowohl Aquamarin (seladongrün, durchsichtig) und gemeiner Beryll (strohgelb, undurchsichtig), ferner Turmalin (Schörl) in längsgestreiften Prismen ohne terminale Begrenzung und in körnigen Aggregaten, Spinell in grün durchsichtigen, scharfen Oktaëdern und Körnern, Pleonart in schwarzen und durchsichtigen Körnern, Granat als Almandin und gemeiner Granat; hierzu kommt noch spärlich Magnetit und Ilmenit. — Auf der Terrainwelle, die südwestlich an den Scheibengraben grenzt, wurde außerdem das Durchstreichen von drei Quarzgängen in der Richtung SW—NO beobachtet, die wohl stets glasigen Quarz, jedoch nur untergeordnet Feldspate, Epidot, Diopsid sowie auch Kalzit führen, akzessorisch ist Rutil und Ilmenit. Diese Lagergänge sind wohl als eine quarzige Fazies unserer Pegmatitgänge aufzufassen.

e) Einem wichtigen Pegmatitgang begegnen wir ferner im Bienergraben (Petersdorf) am Fuße des Fellberges westlich Stettenhof, wo wir zunächst auf der Grabensohle auf bis kubikmetergroße Blöcke der weißen, grobkörnigen, massigen Pegmatite stoßen, wovon jedoch seither ein großer Teil zersprengt und als Beryllstufen in die Mineraliensammlungen gewandert ist. Am Grabenschluß stoßen wir jedoch sehr bald auf den zu Tage ausgewaschenen, im verwitterten Dioritgneis anstehenden Pegmatitgang, der ungefähr 2 bis 3 m mächtig und allem Anscheine nach ebenfalls parallel dem allgemeinen Streichen gerichtet ist.

Die mikroskopische Untersuchung dieses beryllführenden Pegmatits ergab als wesentliche Gemengteile undulös auslöschenden Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Muskovit, akzessorisch Granat (Almandin) der Form 202 (211) und Spinell in grün durchsichtigen Körnern. Der Plagioklas wurde nach Beckes Methode auf Grund des Lichtbrechungsvermögens bestimmt, und zwar ergab der Vergleich mit Quarz

in Parallelstellung

$$\omega > \alpha_1 \quad \varepsilon > \gamma_1$$

in Kreuzstellung

$$\omega = \gamma_1 \quad \varepsilon > \alpha_1$$

Diese Bestimmung wie auch die symmetrische Auslöschung auf M , die im Maximum + 6° betrug, führt auf Oligoklas, dessen Lamellen oft stark gebogen sind. Neben diesem Feldspat wurden auch Körner von Mikroklinperthit gefunden; Spaltblättchen nach (001), die also kein Achsenbild geben, zeigen eine Auslöschung gegen die Spalt-
risse nach (010) von 15° als sicherstes Unterscheidungsmittel gegen Orthoklas.

Von hier stammen die größten und schönsten Berylle, welche seither bei Zöptau und Marschendorf auf den gedachten Pegmatitgängen gefunden wurden und viele Sammlungen zieren; seine hexagonalen Säulen erreichen die Länge von 8 bis 10 cm, während die Dicke bis 2 cm beträgt; bei starkem Glasglanz, seladongrüner und blaugrüner Farbe, sind sie durchscheinend bis halb durchsichtig. Verf. hat dieses Vorkommen bereits früher öffentlich bekannt gemacht¹⁾.

f) Auch am Oplustilberg oberhalb dem Zöptauer Walzwerk Leopoldinhütte, jedoch schon auf den dortigen Ackerparzellen im Riede Sommerlahn (Petersdorf), beißt ein Muskovit-Pegmatitgang, der Berylle führt, in dem dortigen Dioritgneis in der Ackererde zu Tage aus.

g) Unterhalb dem Reimerstein (Parapluiberg) im Petersdorfer Traußnitz, und zwar auf dessen Südwestabhang gelegenen Feldparzellen des Ansassen Sedlaczek wurden Pegmatitblöcke, die Berylle führten, ausgeackert, welche letztere J. Melion²⁾ beschrieben hat. Jedenfalls dürften diese Pegmatitblöcke von dem Ausbiß eines hier

¹⁾ Tschermaks Min.-petr. Mitt. Bd. XIV, 1894, pag. 187.

²⁾ Tschermaks Min.-petr. Mitt. Bd. XXII, 1903, pag. 78.

durchsetzenden Pegmatitganges vom Ackerpflug abgerissen und dann ausgegraben worden sein.

Von den angeführten beryllführenden Pegmatitgängen zu Marschendorf rühren wohl jene seltenen Mineralien Fergusonit, Tantalit und Wolframit her, die Fr. Kolenati¹⁾ mit der Fundortangabe Marschendorf angegeben hat, ferner dürfte auch der Columbit von Marschendorf hierher gehören, der sich in der Breslauer Universitätsammlung befindet²⁾. Ob die seither lautgewordenen Zweifel an Kolenatis Angaben in jedem Falle berechtigt sind, sei dahingestellt; es ist jedoch möglich, daß die lokal mit Ilmenit stärker imprägnierten Partien der gedachten Pegmatitgänge außer diesem Titanat auch noch andere Erze, und zwar Niobate und Tantalate etc. enthalten. Sind doch Pegmatitgänge geradezu die Heimat der obgenannten und anderer seltener Mineralien; ohne fleißiges Abstufen und Untersuchen kann daher nicht abgeurteilt werden.

Außer den oben angeführten Pegmatitgängen ist noch eine größere Anzahl schwächerer und kürzerer solcher Lagergänge in dem Dioritgneismassiv bekannt, welche jedoch bezüglich ihres Mineralbestandes sich von den großen Gängen in keiner Weise unterscheiden. Es ist wohl nabeliegend, daß die Zahl dieser Pegmatitgänge mit den oben angeführten lange nicht erschöpft ist, vielmehr ein großer Teil derselben wegen der im Terrain herrschenden Acker- und Waldbedeckung unserem Auge verborgen bleibt.

Auf die in Rede stehenden Pegmatitgänge einen Rückblick werfend, erkennt man, daß sie sowohl an der nordwestlichen als auch südwestlichen Flanke und näher dem Zentrum des Dioritgneiskernes einsetzen und zu der Annahme berechtigen, daß der letztere zur Gänze davon durchtrümmert wird.

Schließlich sei auch hier gleich auf den Gegensatz hingewiesen, der zwischen den geschilderten beryllführenden Pegmatitgängen und den benachbarten chrysoberyllführenden Pegmatitgängen am Schinderhübel (Marschendorf) herrscht; während erstere, wie wir gesehen haben, Lagergänge sind, folgen letztere dem Kreuzstreichen und sind teils Kreuz-, teils Quergänge. Beide Gangsysteme gehören jedoch dem zentralen Dioritgneis an. Mehrfache Gründe sprechen dafür, daß die Kreuzgänge als das ältere, unmittelbar im Gefolge der Granittdurchbrüche am Erzberg aufgerissene und gefüllte, die Lagergänge aber das jüngere, später gefüllte Spaltensystem anzusehen ist.

C. Chrysoberyllführende Sillimanitpegmatitgänge am Schinderhübel bei Marschendorf.

Diese Gänge hat Verfasser bereits früher mit der oben zitierten Arbeit³⁾ in dem Kapitel „Das Chrysoberyllvorkommen von Marschen-

¹⁾ Mineralien Mährens u. Österr.-Schlesiens, Brünn 1854, pag. 61 u. 63.

²⁾ Schirmeisen, Verzeichnis mähr.-schles. Mineralien, Jahresbericht des Lehrerkлубs in Brünn 1903.

³⁾ L. c. pag. 183.

dorf“ kurz geschildert. Dieselben durchbrechen den am Schinderhübel herrschenden Amphibolplagioklasgneis mit seinen Schlieren von Biotitplagioklasgneis und Einlagerungen von plattigem Gabbroamphibolit; das allgemeine Streichen dieser Gesteine ist h 2, das Fallen h 20 unter \sphericalangle 50°. Von diesen Gängen kann man auf der Ackerparzelle Nr. 1252 des Landwirtes Franz Hamp, Nr. Cons. 51, in Marschendorf, welche unterhalb des Schinderhübelweges Parz. Nr. 1897 gelegen ist, sechs Hauptgänge neben zahlreichen schwächeren Gängen zählen, die 0·3 bis 0·6 *m* mächtig sind und in Abständen von 2·5, 5·5 und 14·0 *m* aufeinanderfolgen, sie streichen h 5, fallen h 11 unter \sphericalangle 50°. Oberhalb des gedachten Feldweges, auf der benachbarten Ackerparzelle Nr. 1257 sind weitere vier solcher Pegmatitgänge zu unterscheiden, die 1·0, 2·0 und 0·5 *m* in der Mächtigkeit schwanken und in Abständen von 20, 12 und 4 *m* hintereinander folgen, sie durchbrechen den Hornblendegneis nach h 8, dagegen ihr Einfallen h 14 ist, unter \sphericalangle 50° geneigt. Die gedachten Kreuzgänge übersetzen den erwähnten Schinderhübelweg und finden ihre Fortsetzung gegen NW in den angrenzenden Ackerparzellen des Bauerngrundes Nr. Cons. 54.

Unter den Pegmatiten, welche die Gänge am Schinderhübel ausfüllen, sind folgende durch ihre Mineralführung charakteristische Varietäten zu unterscheiden:

- a) Pyroxenpegmatit;
- b) Muskovitpegmatit (beryllführend);
- c) Sillimanitpegmatit (chrysoberyll- und beryllführend).

Diese Modifikationen sind miteinander durch rasche Übergänge verknüpft und brechen fast auf allen Pegmatitgängen des Schinderhübels in unregelmäßiger Verteilung ein.

ad *a*) Vorherrschend auf den Gängen ist der Pyroxenpegmatit ein weißes, grünesprenkeltes, mittelkörniges Gestein, das die Hauptmasse der Gänge bildet, es enthält neben Orthoklas und Perthit viel zuckerkörnigen Plagioklas, rauchgrauen bis farblosen Quarz, worin hellgrüner bis flaschengrüner Augit in unregelmäßiger Verteilung als körnige, blätterige sowie haufenförmige Aggregate eingesprengt ist oder die Gesteinsmasse in Adern durchzieht; außerdem sind silberglänzende Muskovitschuppen unter diese wesentlichen Komponenten sparsam eingestreut. An akzessorischen Gemengteilen ist dieser Pegmatit arm, es finden sich da und dort Almandin, gemeiner Granat und faserigstengeliger Sillimanit.

ad *b*) Hinsichtlich der Masse rückt in den Gängen der quarzreiche Muskovitpegmatit an zweite Stelle. Darin nehmen die wesentlichen Gemengteile Plagioklas nebst Orthoklas und Perthit mit rauchtupasähnlichem Quarz, zumeist schriftgranitisch verwachsen, grobkörnige und riesenkörnige Strukturen an, wozu sich 1—3 *cm* große Muskovittafeln in dicken Paketen gesellen. Solcher Pegmatit führt in der Regel Beryll gewöhnlich im Quarz eingewachsen, Sillimanit und Augit sind sparsam vertreten, während Chrysoberyll fehlt. Hierher gehört auch jene untergeordnete

Pegmatitmodifikation glimmerreichen Muskovitpegmatits, welcher durch seine große Menge silberglänzender Muskovitschuppen auffällt und durch große Biotittafeln sowie vollständig durchsichtige karmoisinrote, 1—3 mm große Almandine der einfachen Formen $\infty O(110)$, $2 O 2(211)$, ferner der Komb.-Formen $2 O 2(211)$.

$\infty O \infty(100)$, $2 O 2(211) \cdot \infty O(110)$, $\infty O(110) \cdot \frac{O}{2}(111) \cdot \infty O \infty(100)$

bemerkenswert ist.

ad c) Von besonderem Interesse ist jedoch im vorliegenden Falle der Sillimanitpegmatit, ein im frischen Zustande weißliches, lebhaft glitzerndes, im Längsbruch dünnflaseriges, im Querbruch grobkörniges und grobschieferiges Gestein; dasselbe ist durch das gewöhnlich parallel zur Schieferung verteilte weißliche und seidenglänzende Fasermineral ausgezeichnet, das daselbst zu Strahlen angeordnet, meist scharfe Querabsonderung zeigt, sich um die Feldspat-, Quarz- und Granatkörner wellig herumschmiegt, wodurch die flaserige Gesteinsstruktur bedingt wird. — Den vorherrschenden Gesteinsgemengteil bilden mannigfaltige Feldspate, worunter der Orthoklas zuweilen in daumengroßen rauhfächigen Kristallen (*T l x P*) vorkommt; hierzu kommt mehr oder weniger Quarz, meist Körneraggregate, zum Teil rauchtopasähnlich, selten jedoch schriftgranitisch verwachsen, weit häufiger in parallelen Lagen selbständig ausgeschieden. — Der Muskovit meist als schuppige Aggregate, die zum Teil in Serizit umgewandelt sind, dabei letzterer infolge fortschreitender Umwandlung auf Kosten der Feldspate in der Regel auf den Schieferungsflächen zunimmt. Neben diesen kleinen Muskovitschuppen bemerkt man 1—3 cm große Muskovitplatten von ausgezeichnete basischer Spaltbarkeit, welche dicke Lamellenpakete bilden und mitunter kristallographische Umrisse erkennen lassen. — Die Assoziation akzessorischer Mineralien dieser Pegmatitvarietät ist folgende: Chrysoberyll parallel den Fasern eingewachsen in einfachen Kristallen und komplizierten Zwillingen, Beryll der Form $\infty P(10\bar{1}0)$ ohne Endfläche im Quarz eingewachsen, oft mehrfach zerbrochen; durchsichtiger blauer Spinell, Chlorospinell sowie Pleonast scharfe $O(111)$ und $O(111) \cdot \infty O \infty(100)$ im Sillimanit und Chrysoberyll eingesprengt; gemeiner Granat und Almandin der oben sub b) angeführten Formen; Magnetit scharfe $O(111)$ auch in Kombination mit $\infty O \infty(100)$ und $\infty O(110)$ und Ilmenit; spärlich Augit sowie Aktinolithkriställchen.

Der mikroskopische Befund ergab ein körniges Aggregat von zwillingsstreifigem Plagioklas, Mikroklinperthit und Orthoklasperthit, und zwar ist der Plagioklas vorwiegend nach dem Albitgesetz breit lamelliert, selten auch nach dem Periklingesetz verwachsen und gitterförmig gestreift. Die Zwillingslamellen sind öfters wellig gebogen, zerbrochen und verschoben, sie keilen häufig in feinsten Linien aus und machen ungestreiftem Plagioklas Platz; derselbe gehört nach Maßgabe der Auslöschungsschiefe in Schnitten $\perp P$ und $M = +20^\circ$ bis $+15^\circ$ schwankend zum Oligoklas, entsprechend $Ab_{70} An_{30}$. — Neben Orthoklas werden zahlreiche Mikrokline beobachtet, die

sich durch feine Gitterlinien auszeichnen sowie außerdem durch die Auslöschungsschiefe auf $P(001)$, die zwischen $15-17^\circ$ schwankt, vom Orthoklas sicher unterscheiden. Sowohl der Orthoklas als auch der Mikroklin sind reichlich mit Albit durchwachsen, welcher in Form schmaler und breiter Bänder oder Flammen sowie unregelmäßiger Flecken auftritt, die mehr oder weniger parallel laufen, häufig auskeilen und wieder einsetzen, alsdann Teilen Raum geben, die auch u. d. M. als homogener Feldspat (Orthoklas) erscheinen. Die Albitlamellen sind durch ihre stärkere Lichtbrechung und die höheren Interferenzfarben erkennbar. Solcher Perthit und Mikroklinperthit bilden wesentliche Gemengteile der in Rede stehenden Pegmatitvarietät, welche häufig ein geradezu feinfaseriges Aussehen haben. — Der Quarz erscheint als rundliche und eckige Körner, da und dort mit quadratischen Konturen; Druckphänomene äußern sich in undulöser Auslöschung und deutlicher Zweiachsigkeit, welche Erscheinungen der Kataklyse stellenweise bis zur Entwicklung von Mörtelstruktur fortschreiten; derselbe tritt an Menge gegen die Feldspate erheblich zurück. — U. d. M. ist ferner zu sehen, daß sich der Muskovit zwischen den Feldspat- und Quarzkörnern hindurchzieht; seine Lamellen sind vielfach gebogen, geknickt oder aufgeblättert und an den Rändern in fortschreitender Serizitisierung begriffen. Auch die Feldspate sind randlich zu sehr zartschuppigen Aggregaten von Serizit umgewandelt, die zwischen den Feldspatkörnern hinziehen. Oft schreitet dieser Prozeß am Feldspat und Muskovit soweit vor, daß Serizit in zartschuppigen Aggregaten die Strukturflächen der Sillimanitpegmatite bedeckt. Besonders hervorzuheben ist der interessante Fall einer optischen Orientierung von Muskovit und Plagioklas dergestalt, daß beide ihre Spaltbarkeit nach der Basis genau parallel haben, was für gleichzeitige Bildung spricht. — An akzesorischen Gemengteilen wurden u. d. M. beobachtet: Sillimanit in feinstrahligen und bartförmigen Aggregaten, die sich mit vereinzelt Disthensäulchen gern am Feldspat ansiedeln oder häufig zwischen Quarz und Feldspat eingeklemmt sind; ferner stark lichtbrechende, plastisch hervortretende Granatkörner und kleinste, grün durchsichtige Spinelle, kleinste hellgelbliche Chrysoberylle und hier und dort in der Nachbarschaft des Muskovits braune Biotitfäufelchen. —

Der größte Teil jenes obenerwähnten, einen wesentlichen Gesteinsgemengteil bildenden Faserminerals ist in den Dümschliffen herausgerissen worden, daher dort nur in den angeführten Relikten vertreten. Dieses parallelfaserige und -stengelige Aggregat unserer Pegmatitvarietät besteht zum größten Teil aus Sillimanit, dessen Brechungsquotient = 1.660 gefunden wurde, während seine Fasern gerade Auslöschung zeigen und die Hauptrichtung optisch positiv ist. Daneben erscheint der Disthen spärlich vertreten, welcher gegenüber dem Sillimanit durch seine höhere Lichtbrechung und schiefe Auslöschung auffällt, welche letztere im Maximum mit 27° gemessen wurde und dem auch seine charakteristische Absonderung nach der Basis nicht fehlt. — In den großen Muskovitplatten sind durch die ganze Platte gehende

Sillimanitfasern zu bemerken, die sich unter \sphericalangle 90, 60 und 30° schneiden. Der Sillimanit umfließt die Chrysoberyllplatten; die Fasern des ersteren sind öfters genau parallel mit der Zwillingsstreifung des letzteren. Die Aggregate beider Faserminerale erscheinen an ihrer Oberfläche in der Umwandlung zu äußerst zartschuppigem Serizit begriffen¹⁾.

Der Sillimanit wurde früher von Hruschka²⁾ als Fibrolith (Faserkiesel) angesehen; auch E. Kolenati³⁾ hat ihn dafür gehalten und mit dem Quarz vereinigt; derselbe führt auch den Disthen, und zwar irrigerweise als Buchholzit an. Leider haben auch neuere Forscher gedachte Faserminerale als „Faserquarz“ bestimmt. Zufolge der Untersuchungen Des Cloizeaux' sind jedoch Faserkiesel, Fibrolith und Buchholzit lediglich Varietäten des Sillimanits.

Verbiegungen, Zerbrechungen und Verschiebungen der Feldspat- und Muskovitlamellen, Zweiachsigkeit des Quarzes, undulöse Auslöschung desselben und der Feldspate, stellenweises Fortschreiten dieser Erscheinungen bis zur Entwicklung von Mörtelstruktur, Bildung von Sillimanit und Disthen, Gleitflächen am Muskovit und Chrysoberyll, zerbrochene Berylle und Chrysoberyll, Serizitisierung des Muskovit, der Feldspate und des Sillimanit, die Schieferigkeit der Gangmasse, Rutschflächen in derselben, dies alles weist auf intensive Druckvorgänge hin, in deren Folge Gleitungen, Rutschungen und Zertrümmerungen in der Gangmasse eintraten. Diese Kataklase, beziehungsweise Druckstruktur weist daraufhin, daß auf den in Rede stehenden Pegmatitgängen noch Massenbewegungen stattgefunden haben, als das Werk der Gangausfüllung bereits vollzogen war. Jedenfalls ist es sehr charakteristisch, daß der seltene Chrysoberyll auf solche Quetschzonen der Pegmatitgänge beschränkt ist.

Oberhalb dem Schinderhübel, gegen den Kahlhübel hin, fehlen Pegmatitgänge, dagegen durchbrechen an der Stelle mächtige Aplitgänge das Gebiet des zentralen Dioritgneises. Der Aplit ist erbsgelb gefärbt, aus einem auffällig gleichförmigen feinkörnigen Gemenge von vorwiegend rötlichem Orthoklas, wenig Quarz, relativ spärlichem Muskovit bestehend, dem sich ebenfalls spärlich richtungslos verteilte Biotittafeln beigesellen; gemeiner Granat, zuweilen auch Almandin, sind häufige Übergemengteile. Dieser Gangaplit nähert sich bezüglich seiner Komponenten und Struktur dem Granitit vom Kahlhübel, jedoch fehlt hier die Erzführung, dort die Granatführung.

Die Dioritgneise werden nebst dem von anderen zahlreichen Aplitgängen durchtrümmert, so zum Beispiel am Fellberg, oberhalb Marschendorf, am Hofstein, oberhalb Stettenhof, die als vorwaltende Gemengteile Plagioklas nebst Orthoklas enthalten und worin der Quarz hinsichtlich seiner Menge an zweite Stelle tritt. Der Feldspat setzt sich häufig in einen zartschuppigen Mus-

1) Über den Chrysoberyll und seine Zwillingsbildungen sowie dessen Begleiter hat Verfasser eine kurze zusammenfassende Monographie veröffentlicht in Tschermaks Min.-petr. Mitt. (derzeit im Druck).

2) Mitteil. d. mähr.-schles. Ackerbaugesellschaft. Jahrg. 1826, Nr. 34.

3) Mineralien Mährens und Schlesiens. Brünn 1854, pag. 28 und 43.

kovit um, der im Gestein regellos verteilt ist; akzessorisch sind Einsprenglinge von hellgrünem Diopsid oder pechschwarzem Augit und grünlichem als auch braunem Biotit. Zuweilen werden darin pechschwarze kleine Augite von tafeligem und pyramidalem Habitus beobachtet, die auch mit Biotit parallel verwachsen, nach des letzteren Basis und des ersteren $\infty \bar{P} \infty (100)$; zwischen den Augiten sitzen kleinste Almandinkriställchen. Die tafeligen Augite besitzen die Form $P(\bar{1}11) \infty P(110) \infty \bar{P} \infty (100)$, wobei das Pinakoid vorherrschend, die tafelige Ausbildung bedingt.

Bezüglich der Altersverhältnisse des Granitits und seines Ganggefoges der beryllführenden Lagergänge sowie der chrysoberyllführenden Kreuzgänge von Pegmatit untergeordnet Aplit, muß hervorgehoben werden, daß die dioritischen Hornblendegneise sowie die Gabbrogesteine jedenfalls älter sind als der Granitit nördlich Marschendorf am Kahlhübel, Köhlerstein und Erzberg, weil letzterer sowohl die zentralen Dioritgneise als auch die peripherischen Gabbrogesteine durchbricht und diese von zahlreichen mannigfaltigen Pegmatit- und Aplitgängen, welche zur Ganggefogenschaft des Granitits gehören, durchtrümmert werden. Niemals kommt es jedoch vor, daß umgekehrt Gabbros oder deren Ganggesteine die gedachten Granite, Pegmatite und Aplitite gangförmig durchdringen würden. Diese Beziehungen von Granitit einerseits und Gabbrogesteinen und Dioritgneis andererseits werden auch bestätigt durch die Tatsache, daß die besser bekannten Pegmatit- und Aplitgänge des Schinderhüfels bei Marschendorf häufig Trümmer und Schollen der benachbarten Gabbrogesteine als Einschlüsse enthalten.

Wie wir oben gesehen haben, waren die Gabbrogesteine fast überall am Kontakt des Granitits intensiver Beeinflussung unterworfen, so daß im Gabbro mannigfaltige Mineralneubildungen der exogenen Kontaktmetamorphose hervorgerufen wurden sowie sich auch der Granitit vielfach mit den Materialien des Gabbro versah und endomorphe Kontaktprodukte erzeugte.

Bei dem Umstand, daß die Granite nördlich Marschendorf ihre ursprüngliche richtungslos granitische Struktur vollkommen bewahrt haben, also am wenigsten dynametamorphisch beeinflusste Gebirgslieder sind, liegt ein fernerer Beweis dafür, daß sie die jüngsten Glieder in der Reihe eruptiver, beziehungsweise pneumatolytischer Massen- und Ganggesteine sind und zu einer Zeit durchbrachen, als die Massenbewegungen in der Hauptsache zur Ruhe gekommen waren.

D. Sekundäre Neubildungen auf Strukturflächen des zentralen Dioritgneises.

Auf den Klüften und Strukturflächen des Amphibolplagioklasgneises, gewöhnlich dort, wo derselbe als Epidot-Hornblendegneis ausgebildet ist, sind Zeolithe, insbesondere Chabasit, häufig. Besonders schön kristallisierte Zeolithe hat Verf. bereits früher aus dem Steinbruch unterhalb der Hohenwarte am Fellberg (Peters-

dorf beschrieben¹⁾, wo Chabasit, Desmin, Heulandit und Thomsonit zusammen vorkommen, begleitet von Epidot, Aktinolith, Titanit und Kalzit.

An anderen Orten, so zum Beispiel auf der Tinzwirtschaft (Marschendorf), wurde im dortigen plagioklasreichen Amphibolgneis an dessen Strukturflächen der Plagioklas in ein drusiges Aggregat von Epidot und Klinozoisit nebst Quarz, die Hornblende zu Aktinolith und Asbest umgewandelt gefunden; gleichzeitig zeigten sich in den Drusenräumen zahlreiche schneeweiße Desminfarben kreuz und quer angeschossen. Solche Amphibolplagioklasgneise fand ich auch im Innern der Stufen epidotführend, sehr porös, voll von Drusenräumen, worin sich allüberall Desminbüscheln angesiedelt haben. Diese Erscheinungen sind wohl auf die Tätigkeit von Thermalquellen zurückzuführen. — Aus dem Grundbachgraben bei Siebenhöfen beschrieb Prof. F. Becke ebenfalls kleine Kristalle von Chabasit in Drusenräumen des „Amphibolgneises“.

III. Peripherische Gabbrozone.

Wie nicht anders zu erwarten, bilden die peripherischen Gabbrogesteine keineswegs eine durchaus einheitliche und geschlossene Masse am Scheitel oder an den Flanken des Gneisgewölbes. Man kann anfänglich gegen den Scheitel hin sowie gegen die Flügel vorkommend eine mehrfache Wechsellagerung von Dioritgneis und Gabbrogesteinen beobachten, worauf der Dioritgneis ausfällt und massiger Gabbro mit Gabbroamphibolit und Gabbroschiefer wechsellagert, bis auch der Amphibolit in der Gesteinsreihe ausbleibt und endlich in den äußeren Teilen der Flanken die Gabbroschiefer nebst Prasinit allein herrschend werden. Diese Wechsellagerung ist bloß eine scheinbare und beruht auf Einfaltungen und Versenkungen der Gabbroamphibolite in den Gneiskörper, worauf die Erscheinung hinweist, daß innerhalb der Scheitelkalotte die Amphibolite und Gabbroschiefer die Höhen beherrschen, während in den dazu führenden Tälern, Gräben und sonstigen Erosionsfurchen die dioritischen Gneise lagern, denen also die Tiefe gehört. Als weitere Folge der Intrusion läßt der Gabbro und seine Amphibolite vielfach Diskordanz gegen die Dioritgneise erkennen oder aber es befinden sich erstere gegen letztere in durchgreifender Lagerung, sowie wir auch weiter unten echte Gänge des Gabbro im Diorit kennen lernen werden, wobei auf die bereits oben angeführten Gabbroinjektionen des zentralen Dioritkernes hingewiesen sei. An den äußeren Flanken, wo bereits die Gabbroschiefer herrschend sind, sehen wir eine Gruppe von Topfsteinstöcken in sporadischer Verteilung, welche sich als eine ultrabasische Fazies der Gabbroreihe darstellen.

¹⁾ Zentralbl. f. Min., Geol. u. Petr. Jahrg. 1905, pag. 609—615.

Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1911, 61. Band, 1. Heft. (Fr. Kretschmer.) 12

Die an den breiten Flanken des zentralen Gneisstockes auftretenden Gesteine der Gabbroreihe bieten folgende Gliederung dar:

Nordwestflanke:**Südostflanke:****Basische Gesteine:**

- | | |
|---|--|
| 1. Hornblendegabbro, Massengestein von richtungslos grobkörniger Struktur (Schwarzerstein). | 1. Gangförmige Hornblendegabbro und Hornblendite, richtungslos körnig, massig. |
| 2. Gabbroamphibolite grobkörnig, dickbankig und plattig. | 2. Körnige Gabbroamphibolite grobgefügt, zumeist plattig, gestreift und gebändert. |
| 3. Gabbroschiefer körnig, dick-schieferig. | 3. Gabbroschiefer, lokal plumpe Linsen und Kugeln von Hornblendit enthaltend, untergeordnet epidotisierte und chloritisierte Gabbroschiefer in Chloritschiefer und Strahlstein übergehend. |
| 4. Prasinite (Grünschiefer) dicht, grob- und feinschieferig, scheinbar phyllitähnlich. | 4. Prasinite (dichte Grünschiefer). |
| — | 5. Saure Ganggesteine von pegmatitischem und aplitischem Habitus. |

Ultrabasische Fazies der Gabbroreihe:

- | | |
|---|---|
| 5. Tremolittopfstein am Berge Schwarzerstein. | 6. Topfsteinstöcke mit Talkschiefer von Pyroxeniten abstammend (Storchberg, Hausberg, Hüttellehne etc.). |
| — | 7. Chloritschieferschale der Topfsteinstöcke, extrembasisches Glied der Gabbroreihe (Spaltungsprodukt des Pyroxenit). |

Hieran schließen wir nun die eingehende Betrachtung der petrographischen Charaktere und stratigraphischen Verhältnisse obiger Glieder der Gabbrozone, wie folgt:

1. Hornblendegabbro.

Ein schwarzes grobkristallines Gestein, das makroskopisch aus großen Hornblendeindividuen und weißem Plagioklas als ausschließlichen Gemengteilen besteht. Die Hornblende ist im auffallenden Licht schwarzgrün, im durchfallenden hellgrün und blaugrün, fast niemals braun, mit starkem Glasglanz auf den Spaltflächen; in

drei Aggregationsformen, und zwar kurz und lang säulenförmig nach dem charakteristischen Spaltungsprisma ∞P (110), zumeist ohne terminale Begrenzung oder durch parallele Verwachsung nach $\infty \bar{P} \infty$ breittafelige sowie häufig nur kompakte körnige Aggregate; Spaltbarkeit nach oP selten, grobe Spaltrisse $\perp c$ fehlen bei den längeren Prismen niemals. Das Gestein zeigt ferner deutliche Zerreibungen seiner großen Hornblendeindividuen, zwischen denen sich dann neugebildeter hellgrüner Augit angesiedelt hat. Fast überall durch die ganze Gesteinsmasse beobachtete ich Fortwachsungen einer hellgrünen Hornblende um die schwarzgrünen säulenförmigen, blätterigen und kompakten Hornblenden gegen den Plagioklas hin; diese Fortwachsungen sind breitstengelig, teils dem Aktinolith oder Tremolit ähnlich oder teils feinfaserige, smaragditähnliche Nadelchen. — Der Plagioklas schneeweiß, u. d. M. farblos, zumeist nur in rundlichen, eckigen Körnern oder in breiten Tafeln, niemals in den schmalen Leisten der Diabase, und bildet entweder für sich allein oder häufig mit darin suspendierten Hornblende-säulchen ein körniges Grundgewebe; derselbe füllt stets nur die Räume zwischen den vorwiegenden und großen Hornblendeindividuen aus, so daß es den Anschein gewinnt, als wären die letzteren vor dem feinkörnigen Feldspataggregat gewachsen. — Der Orthoklas bildet dort, wo er vorkommt, nur einen akzessorischen Gemengteil, während der Quarz ein seltener Gast ist.

F. Becke und M. Schuster haben bereits in dem eingangs erwähnten Vortrage¹⁾ hervorgehoben, daß der Habitus dieser Gesteine an gewisse Smaragditgabbros aus dem niederösterreichischen Waldviertel erinnert.

Der Dünnschliff (hergestellt von der am Scheitel des Schwarzenstein anstehenden Felsmasse) läßt erkennen, daß die Hornblende stark pleochroitisch ist, und zwar: a hellgelb, b grasgrün, c blaugrün, daher Absorption $c > b > a$; in Querschnitten dicht gedrängte gitterförmige Rißsysteme nach dem Hornblendeprisma $\sphericalangle 124^\circ$, in Längsschnitten breite Spaltrisse nach (110); auch zahlreiche einzelne langsäulige Individuen mit hellgrünem Kern und dunklem Rand, grobrissige Querabsonderung senkrecht c , teils parallel verwachsen, auch wirr gelagert, häufig an den Polen besenförmig ausgefasert. Die Auslöschungsschiefe ergab im Mittel zahlreicher Messungen $\sphericalangle c : c = 14$ bis 15° . Doppelbrechung in dem Gestein vom Schwarzenstein $\gamma - \alpha = 0.0245$ in der dunklen und 0.028 in der hellen Hornblende gemessen. Die Achsenwinkel im hellen Anteil $2V\alpha = 72^\circ$, im dunklen $6-8^\circ$ größer; Dispersion nicht sehr merklich. Dadurch, daß die Hornblende häufig Einschlüsse von Diopsid und Plagioklas enthält, wird Siebstruktur ausgebildet; dieselbe wiegt gegen die Plagioklase mehr oder weniger vor und macht ungefähr 60% der Gesteinsmasse aus. — Der Plagioklas besteht aus kleinsten Körnern sowie auch Täfelchen scharfer Kristallbegrenzung, es sind lamellenfreie Durchschnitte, also nicht verzwilligte Individuen; in anderen Schliffpartien wurden jedoch häufig größere polysynthetisch

¹⁾ L. c. pag. 9.

nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verzwillingte Individuen beobachtet. Der mehr oder weniger getrübbte Plagioklas ist nach Maßgabe der an Schnitten senkrecht M und P an den Albitzwillingen gemessenen Auslöschungsrichtung im Mittel = 32° ein Labradorit mit $Ab_{40}An_{60}$. In einem anderen Schliffe wurden an den Schnitten \perp zu a die Auslöschung gegen die Trasse der Zwillingslamellen = 60° gemessen, demzufolge ist es Labradorit, dessen Achsenwinkel $2V\gamma = 86^\circ$, Lichtbrechung hoch gefunden wurde. Man erkennt, daß der außerordentlich feinkörnige Feldspat durch Umkristallisieren aus größeren Individuen entstanden, von denen stellenweise noch Reste vorhanden sind, deren inverse Zonenstruktur nur hier und dort bemerkbar ist. — Orthoklas scheint nur in wenigen größeren Durchschnitten vorhanden; Quarz, farblos, hell, kommt ebenso selten vor. — Häufig ist Titanit in ziemlich großen farblosen bis lichtgrauen, stark lichtbrechenden Körnern von rauher Oberfläche. Außerdem bemerkt man Magnetit, titanhaltiges Magneteisen als auch Ilmenit, was sich aus der Häufigkeit der Umwandlung in Leukoxen und den Limonithöfen ergibt; akzessorisch ist ferner Apatit und Pyrit. Epidot bildet zuweilen unregelmäßige Partien in der Hornblende, von deren Spalt- rissen ausgehend; derselbe ist deutlich pleochroitisch, farblos und zitronengelb. Glimmer und Granat fehlen gänzlich.

Eine Probe des Hornblendegabbro, abgeschlagen von der nackten Felsmasse am Scheitel des Schwarzenstein (von wo auch die Schliffe stammen), sandte ich an das chemische Laboratorium der Witkowitz Steinkohlengruben zu Mähr.-Ostrau und es ergab die durch den Chefchemiker Herrn R. Nowicki ausgeführte Analyse folgende prozentische Zusammensetzung:

II.

	Prozent
Kieselerde	46·80
Titansäure	Spur
Tonerde	15·52
Chromoxyd	Spur
Eisenoxyd	2·10
Eisenoxydul	8·44
Manganoxydul	1·18
Kalkerde	12·94
Magnesia	9·50
Kali und Natron	2·48
Glühverlust (Wasser)	0·74
Phosphorsäure	0·30

Zusammen . . . 100·00

Dieses Ergebnis weist unverkennbar darauf hin, daß diese Gesteine tatsächlich die basische Zusammensetzung der Gabbros und nicht diejenige der allgemeinen saureren Diorite haben, welche erstere sich an das basische Ende der letzteren anreihen, deren chemischer Charakter durch die Proportion $SiO_2 : R_2O_3 : RO =$

2:7:1:0:1:8 sowie durch das Verhältnis $RO:R_2O = 1:12.9$ ausgedrückt wird und demzufolge dem Hornblendegabbro von Lindenfels im Odenwald sowie dem sächsischen Flasergabbro nahesteht. Nach Maßgabe unten folgender Tabelle ergab die Berechnung nach Osanns Methode die Gesteinsformel

$$s_{49} a_1 c_{3.5} f_{15}$$

woraus sich die Übereinstimmung mit seinem Gabbrotypus Keewenaw und Bagley Creek ergab, für welche letztere die Typenformel $s_{49.5} a_{0.5} c_{4.5} f_{15}$ gilt.

Die Zöptauer Hornblendegabbros sind fast ausschließlich richtungslos grobkörnige Massengesteine, selten nehmen sie flaserige Struktur an. Solche Flasergabbros fand Verf., wie bereits oben erwähnt, am Ostfuß des Schwarzenstein, unterhalb dem Bahnhof Zöptau. Die gedachten Hornblendegabbros übergehen außerdem lokal durch Zurücktreten der Plagioklase in massige, schwarze Hornblendite, ähnlich den oben angeführten des zentralen Gneisprofils (siehe pag. 114), jedoch sind hier die Hornblendeprismen höchstens 5–10 mm lang und 3 mm dick, also um vieles kleiner als dort.

Die Struktur des Hornblendegabbro ist grobkörnig, gabbroähnlich, ohne zur ophitischen Struktur der Diabase hinzuneigen. Die zentralen Teile der Gabbromassen sind infolge langsamer Abkühlung grobkörnig geworden, wobei die Hornblendeindividuen besonders groß gewachsen sind, dagegen der Plagioklas zu einem feinkörnigen Grundgewebe zerfallen ist, wodurch sich eine porphyrische Struktur entwickelt hat, die jedoch mit der echten porphyrischen Struktur, wie sie zum Beispiel bei den Diabasen vorkommt, gar nichts gemein hat, denn in unserem Gestein bildet ein feinkörniges Plagioklas-Hornblendeaggregat lediglich eine Art Füllmasse zwischen den vorherrschenden, unmittelbar nach der Gesteinsprägung großgewachsenen Hornblenden. Dadurch, daß die großen Hornblendeindividuen von kleinen, im Plagioklas suspendierten Hornblendestengeln in mehr oder weniger paralleler Anordnung umflossen werden, kommt lokal eine Fluidalstruktur zustande, wie sie häufig bei Tiefengesteinen auftritt. Solche Gesteine bilden das Endglied der Gabbroreihe gegen die Amphibolite, weil durch die Kristallisationskraft der Hornblende die Gabbrostruktur nicht ausgeprägt, vielmehr durch eine porphyrische ersetzt wurde, für welche uns bisher ein Terminus fehlt. Es liegt eine Umprägung der Struktur durch Umkristallisieren des Mineralbestandes bei Erhaltung des chemischen Bestandes in den letzten Phasen der Erstarrung vor.

Nachdem die geologische Erscheinungsform der in Rede stehenden Hornblendegabbros diejenige massiger Ganggesteine ist, deren porphyrisch struierter Kern in der Regel von randlich rascher abgekühlten und stark gequetschten, demzufolge weniger grobkörnigen bis feinkörnigen, granoblastisch struieren Amphiboliten mit primärer Druckschieferung begleitet wird, so erscheinen diese ein und demselben Gesteinskörper angehörenden

Gesteine als Erstarrungsgesteine, die keineswegs stofflich, lediglich strukturell beeinflußt, das heißt randlich zu kristallinen Schiefern, speziell Amphiboliten geworden, welche mit dem gabbroiden Kern durch allmähliche Übergänge verknüpft sind.

Die größte Mächtigkeit erlangen die richtungslos grobkörnigen und zerklüfteten Hornblendegabbros am Schwarzenstein und dem benachbarten Mittelstein, an der Nordwestflanke unseres Dioritgneisgewölbes, wo der größte Teil dieser Berge daraus besteht. Seine hier zu Tage anstehenden Felsmassen werden von einem Trümmerfeld zahlloser, viele Kubikmeter großer Felsblöcke von Hornblendegabbro umgeben. Dieses große, wahrscheinlich unter Mitwirkung von Eis massen entstandene Blockwerk setzt dem Gebirgskamm entlang bis am Steinigberg fort und verrät den darunter anstehenden Gabbro. Ein großer Teil dieser gegen Verwitterung äußerst widerstandsfähigen Felsblöcke ist unter der kultivierenden Menschenhand seither verschwunden und für Bauzwecke und als Straßenschotter zur Verwendung gelangt. Gegen die der Schieferhülle angehörenden Glimmerschiefer und Quarzite des Weißenstein in seinem Liegenden sowohl als auch dieselben Gesteine im Hangenden wird der Gabbro feinkörniger und übergeht peripherisch als Folge von Pressung und schneller Abkühlung in Gabbroamphibolit und Gabbroschiefer, wobei gedachte Hüll- und Schollengesteine als Abkühlungsflächen wirkten.

Am Butterhübel und in den Hammerbüscheln des Petersdorfer Traußnitz wird der Dioritgneiskern von mehreren Lagergängen des Hornblendegabbro durchbrochen, wie bereits oben berichtet wurde. Diese gangförmigen Massen erreichen bisweilen eine Mächtigkeit von 20 m und darüber, sie werden gewöhnlich auch hier sowohl am Hangenden als auch Liegenden von plattigen und schieferigen Gabbroamphiboliten begleitet, deren Strukturformen durch die Faktoren: rasche Abkühlung und größerer Druck gegen die Saalbänder hin, bedingt worden sind.

An dem bekannten Fuchsitfundort im Traußnitz kommt ein massiger bis dickplattiger Gabbro vor, der sich dem Anorthosit nähert, er ist ein leutokrates Gestein, zusammengesetzt vorwiegend aus körnigem, in miarolitischen Räumen isometrisch auskristallisiertem Labradorit und einer strahligen und schilfigen schwarzen Hornblende, welcher an Menge nur eine zurücktretende untergeordnete Rolle zufällt.

Schließlich muß hervorgehoben werden, daß der Gabbro in unserem Gebiete in petrographischer Beziehung eine artenarme und nach dieser Richtung beschränkte, auffällig gleichmäßige Entwicklung zeigt, demzufolge neben dem Hornblendegabbro andere Gabbroarten fast gänzlich fehlen. Es liegt hier eine auch in anderen Gabbrogebieten wiederkehrende Erscheinung vor, daß die Pyroxenmineralien mehr oder weniger vollständig durch Hornblendemineralien vertreten werden, wobei jedoch die zum Teil primären Hornblendegesteine genau die gleiche, sonstige Beschaffenheit, genau dieselbe Struktur, genau denselben Mineralbestand aufweisen wie die reinen Pyroxengesteine. Es gebührt ihnen demzufolge der Name Gabbro.

2. Gabbroamphibolite.

Es sind dies grünraumelierte, grob- und mittelkörnige Hornblendeplagioklasgesteine, die sich vom Hornblendegabbro weniger durch den Mineralbestand, vielmehr nur durch die Struktur insofern unterscheiden, daß neben der herrschenden granoblastischen Struktur häufig die Tendenz zu paralleler Anordnung der Komponenten hervortritt, wodurch ihr plattiger und schieferiger Gesteinsbau herausgebildet wird. Lokal ist die Struktur durch die Wiederkehr der Hornblende im feinkörnigen Plagioklasaggregat porphyroblastisch. Hornblende und Plagioklas halten sich bezüglich ihrer Menge das Gleichgewicht, wodurch das Gestein grün und weiß gesprenkelt erscheint und insbesondere im Querbruch eine grieskörnige Textur darbietet, bis in der extremen Form durch eine band- und streifenförmige Anordnung hornblendereicher und plagioklasreicher Lagen das Gestein auf schwarzgrünem Grunde weißgestreift oder gebändert erscheint. Bisher hat man diese Gesteine als Amphibolite schlechtweg und als Feldspatamphibolite im besonderen bezeichnet, während man die massigen Glieder für Diorite hielt.

Mikroskopisch gleicht die Hornblende derjenigen in den Hornblendegabbros, jedoch besitzt sie nicht mehr die Kristallisationskraft wie dort, demzufolge ihre Individuen hier weit kleiner ausgebildet sind, sie erscheinen im auffallenden Licht schwarzgrün, im durchfallenden hellgrün mit starkem Glasglanz auf den Spaltflächen; gewöhnlich kurz- und langsäulenförmig nach der Form $\infty P(110)$, auch der Komb.-Form $\infty P(110) \cdot \infty P \infty (010)$, oder nach

$$\infty P(110) \cdot \infty P \infty (010) \cdot \infty P \infty (100) \cdot o P(001),$$

parallel verwachsen, ferner tafelförmig $\infty \bar{P} \infty (100)$ polysynthetisch verwachsene Pakete, außerdem kompakte dichte Aggregate. Häufig werden beobachtet aktinolithische und smaragditähnliche Faserbüscheln auf den Strukturflächen, die daselbst handgroße eisblumenähnliche Zeichnungen durch längs voraneilende Hornblendesäulen hervorbringen. Die Hornblendeindividuen lassen selten terminale Begrenzung erkennen, sondern zeigen gewöhnlich Zerreißen, Aufblättern und Ausfranzungen an den Enden. — Der Plagioklas ist feinkörnig, zumeist farblos bis weiß, selten bläulichgrau, er bildet gleichmäßige eckige Körner und säulige Kriställchen, die Zwischenräume der Hornblende ausfüllend. Akzessorisch treten in den Gabbroamphiboliten auf: hier und dort wenig Quarz, spärlich Rutil, wenig Apatit, auch gelbliche Muskovit-schuppen, die aus Plagioklas entstanden, Magnetit und Ilmenit.

Im Dünnschliff (vom Richterberg gegenüber der Zöptauer Kirche) sieht man, daß sich Hornblende und Plagioklas je zur Hälfte an der Gesteinszusammensetzung beteiligen; sie sind sehr ungleichkörnig, erstere in größeren, letztere in zehnmal kleineren Körnern; die Menge des Quarzes ist nicht unbeträchtlich, Parallelstruktur erscheint nur wenig angedeutet. Der Plagioklas zeigt überwiegend eine feine bis breitlamellierte Zwillingstreifung nach dem Albitgesetz oder

auch nur kleine isometrische Körner ohne Lamellierung; derselbe steht häufig mit Quarz in poikilitischer Verwachsung und ist zuweilen parallel der Plattung gedrückt. Die Auslöschungsschiefe senkrecht M und P wurde an der Trace der Albitzwillinge mit $= 30^\circ$ im Mittelwerte gemessen und gehört der Feldspat daher zum Labradorit mit $(Ab_{45}An_{55})$. — An einem anderen Schliff wurde ein basischer Oligoklas bis Andesin festgestellt, oft mit inverser Zonenstruktur, und zwar hat man in einem Schnitte $\perp \gamma$ beobachtet: Auslöschungsschiefe gegen P Kern $+ 3.5^\circ$, Hülle $- 4^\circ$ entsprechend 25—35% Anorthitgehalt. — Die Hornblende ist durch ihren starken Pleochroismus a hellgelb, b grasgrün, c blaugrün, demnach Absorption $c > b > a$, ferner durch die prismatischen unter $\sphericalangle 124^\circ$ sich schneidenden Spaltrisse $\perp c$ und durch die prismatische Absonderung parallel (100) charakterisiert, da und dort steigert sich die Spaltung bis zur randlichen Zerfaserung; außerdem ist die Hornblende mit Diopsid und Plagioklas poikilitisch verwachsen, hier und dort förmlich damit gespickt. Optische Orientierung: Auslöschungsschiefe $c \gamma = 16^\circ$; Axenwinkel $2V\alpha = 54-59^\circ$, deutliche Dispersion $\zeta > \nu$ um α , Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.025$. Dispersion der Mittellinien nicht wahrzunehmen. — Die Menge des Quarzes ist nicht unbeträchtlich, welcher hell sowie durch die poikilitische und granophyrische Verwachsung mit Plagioklas bemerkenswert erscheint. Akzessorisch Titanit stark lichtbrechende, kleine Körner, rauher Oberfläche, reliefartig hervortretend. Epidot in einigen Körneraggregaten als Einschlüsse im Feldspat, daneben auch in Hornblende; Biotit spärliche Schuppen in der Nähe der Hornblende. Erze spärlich vertreten, und zwar Magnetit und Ilmenit oder Titanomagnetit, beide letztere gewöhnlich mit Leukoxenrand und Limonithof. Kelyphitische Strukturen fehlen.

Der Gabbroamphibolit von der Chrysoberyllfundstätte bei Marschendorf erscheint im Dünnschliff porphyroblastisch, die Hornblende meist nicht idiomorph begrenzt, Pleochroismus wie im vorigen Gestein, Auslöschungsschiefe $c : c$ im Maximum 17° . — Der häufige Feldspat ist verzwillingt nach dem Albit- als auch Periklingesetz, die Auslöschungsrichtung $\perp a$ mit der Zwillingstrace der Albitlamellen $= 58^\circ$; demzufolge er der Labrador-Bytownitreihe angehört. An Stelle des Plagioklases entwickelt sich jedoch vielfach ein lebhaft polarisierendes Aggregat von Epidot, Zoisit und Muskovit. — In anderen hierhergehörigen Amphiboliten erscheint u. d. M. der Plagioklas ebenfalls allenthalben in Muskovit, Zoisit und Epidot umgewandelt, Zwillingslamellen sind vielfach angedeutet, seine Neubildungen lassen auf basischen Charakter schließen. Es ist eine häufige Erscheinung, daß die Gabbroamphibolite in der Umgebung von Zöptau lokal mehr oder weniger weit fortgeschrittener Umwandlung zu obigen Neubildungen (gleichwie am Schinderhübel) anheimgefallen sind, auch wenn sie makroskopisch noch ein frisches Aussehen bewahren.

Von Übergemengteilen der Gabbroamphibolite in größeren Bestandsmassen werden häufiger gefunden: Epidot (Pistazit), Zoisit und Prehnit als Vertreter des Feldspates; Aktinolith, Pyroxen

(Diopsid), Biotit und Chlorit als Vertreter der Hornblende, Kalzit zum Teil sekundär; Granat und Muskovit fehlen.

Indem der Plagioklas stetig abnimmt, werden auch hier rasche Übergänge in massige, richtungslos körnige Hornblendite hergestellt, welche hauptsächlich aus einem großkristallinen Aggregat dicker und schlanker, schwarzgrüner oder lauchgrüner Hornblendesäulen besteht, wodurch das Gestein eine schwarz- und lauchgrünmelirte Färbung erhält. Plagioklas dürfte mit kaum mehr als 10% an der Gesteinsmasse beteiligt sein.

Über den chemischen Charakter der Gabbroamphibolite gibt folgende im Laboratorium der Witkowitzter Steinkohlengruben durch Herrn R. Nowicki ausgeführte chemische Analyse Aufschluß. Die Probe wurde gleich dem obigen Dünnschliff am Richterberg südlich der Zöptauer Kirche geschlagen und ergab folgende prozentische Zusammensetzung:

III.	Prozent
Kieselsäure	48·05
Titansäure	Spur
Thonerde	14·95
Chromoxyd	Spur
Eisenoxyd	4·39
Eisenoxydul	8·83
Manganoxydul	1·52
Kalkerde	10·40
Magnesia	7·48
Kali und Natron	3·73
Glühverlust (Wasser)	0·50
Phosphorsäure	0·15
Zusammen	100·00

Durch die Vergleichung ergibt sich, daß unser Gabbroamphibolit mit dem oben angeführten Hornblendegabbro eine angenähert gleiche chemische Zusammensetzung besitzt; dieselbe ist identisch mit dem chemischen Charakter derjenigen Amphibolite, welche von Tiefengesteinen der Gabbroreihe abstammen, und zwar werden die chemischen Verhältnisse ausgedrückt durch die Proportionen

$$Si O_2 : R_2 O_3 : RO = 1·5 : 1 : 2·5$$

sowie durch $R_2 O : RO = 1 : 7·6$, wodurch unser Gestein dem normalen Gabbroamphibolit von Oppenau im Schwarzwald sowie den Amphiboliten der sächsischen Flaser-gabbrogruppe nahezu gleich charakterisiert erscheint. Nach Osanns Klassifikation ergibt sich dafür die Gesteinsformel

$$s_{51} a_2 c_3 f_{15}$$

ist also nahezu identisch mit dem Gabbrotypus Keewenaw, wofür die Typenformel $s_{51} a_1 c_5 f_{14}$ gilt, welche sich auch für den Zöptauer Hornblendegabbro angenähert ergeben hat. Demzufolge sind die hier betrachteten Amphibolite sowohl nach ihrem mineralischen

und strukturellen als auch chemischen Bestände als die metamorphische Fazies des Hornblendegabbro zu betrachten.

Ihre breiteste Entwicklung erlangen die Gabbroamphibolite an der nordöstlichen Flanke, und zwar auf der Hüttellehne zwischen Schwagersdorf und dem Sensenzipfel, am Kargerberg oberhalb Siebenhöfen, am Kupferberg und Hofberg westlich, Grillenberg und Hangenstein östlich Wermsdorf; ferner am Storchberg bis in den Bischofsgraben hinab nächst Zöptau; kleinere Komplexe befinden sich in der Schwarzensteingruppe sowie im Traußnitzwald westlich Rudelsdorf auf den beiden entgegengesetzten Flügeln der zentralen Gneismasse. Sie dominieren vielfach die Anhöhen sowie die von diesen auslaufenden Rücken, während in der Tiefe, das heißt den dazuführenden Tälern, Gräben und sonstigen Erosionsfurchen die Dioritgneise herrschen, was damit zusammenhängt, daß die Gabbrogesteine die äußere Kalotte des Gneisgewölbes aufbauen. Es ist also etwas Selbstverständliches, wenn wir diese Gesteine meist am Gewölbscheitel antreffen und dann dort den zentralen Gneiskern vermissen, welchen wir sicherlich darunter vermuten dürfen. Die Gabbroamphibolite stehen sowohl nach unten hin mit den zentralen Dioritgneisen anfänglich scheinbar in vielfacher Wechsellagerung, bis sie nach außen gegen die Flanken endlich die Oberhand gewinnen. Umgekehrt ist das Verhalten nach oben, wo sie mit den im Hangenden folgenden Gabbroschiefern in inniger Verknüpfung stehen, so daß sie sich als schwache, kaum 3 bis 5 cm dicke Platten herab, dem Gesteinsverbande immer wieder einschalten, bis sie endlich gänzlich daraus verschwinden und die Gabbroschiefer die Alleinherrschaft antreten. Abnahme der Feldspate, parallel struiertes, der fortschreitenden Verdichtung entgegengesetztes Korn, vollkommene Schieferstruktur führen teils durch rasche, teils allmähliche Übergänge zu dem

3. Gabbroschiefer.

Früher hat man diese ausgezeichnet geschieferten Gesteine ungeachtet ihres Gehaltes an basischem Plagioklas einfach zu den Hornblendeschiefern gestellt, wohin sie jedoch nicht gehören, seitdem man übereingekommen, lediglich aus Hornblende bestehende Schiefer so zu benennen. — Im frischen Zustande sind es lauchgrüne bis schwarzgrüne, dickschieferige, nach oben hin dünn-schieferige Gesteine, die zumeist schon makroskopisch ein Aggregat wirr gelagerter und dicht aneinander gescharter schlanker Hornblendesäulen erkennen lassen, worin der Plagioklas meist in tafelförmigen Kristallen eingestreut erscheint. Die Hornblende ist schwarzgrün im auffallenden, grasgrün im durchfallenden Licht, sie läßt häufig die Umrisse von $\infty P(110)$ meist für sich allein und in Kombination mit $\infty P\infty(010)$ erkennen ohne terminale Begrenzung, gewöhnlich sind die Kristalle daselbst stark ausgefasert oder aufgeblättert und sehen dann oft wie zerbrochen aus; daneben zeigen sich auch etwas blätterige und kompakte Hornblendeaggregate, die alle kreuz und quer gelagert und mit-

einander verfilzt erscheinen. An den säuligen und blätterigen Aggregaten ist randliche Aktinolithbildung sehr oft zu beobachten, insbesondere aber auf den Schieferungsflächen; an manchen Stufen ist diese Erscheinung allgemein und schreitet bis zur Asbestbildung vorwärts. — Die Feldspate beherbergen nadelige und säulige Einschlüsse von Aktinolith oder sie sind zu Epidot umgewandelt, wodurch da und dort epidotisierte, zeisiggrüne Gabbroschiefer ausgebildet werden. — Die Textur ist vorherrschend feinkörnig mit ausgesprochener Neigung nach faseriger Ausbildungsweise, indem sich die Hornblendeindividuen mehr oder weniger mit ihren Längsachsen parallel zur Schieferung richten.

Im Dünnschliff zeigte der Gabbroschiefer am Pfarrerb (Zöptau) eine lagenweise Anordnung parallel zur Schieferung gestreckter und gedrückter, zum Teil auch zerquetschter Mineralfragmente, bestehend vorwiegend aus gemeiner Hornblende und etwas Plagioklas. — Die Hornblende bietet dieselben Aggregatformen wie oben beschrieben dar, jedoch sind die Individuen flach ausgewalzt, die Säulen zerbrochen und die einzelnen Teile parallel zur Schieferung verschoben. Der Pleochroismus und die Absorption folgen dem Schema c blaugrün = b grasgrün > a hellgelb; die Auslöschungsschiefe $c:c$ beträgt im Maximum 17° . Einschlüsse von Diopsid nur klein und spärlich. — Der Plagioklas ist teils in dünne Lagen ausgezogen, die Individuen zur Schieferung parallel gedrückt und zerborsten, teils gänzlich zertrümmert und die Körner auseinandergezerrt. Derselbe gehört nach Maßgabe der an der Trace der Albitzwillinge gemessenen Auslöschungsschiefe = 29° zum Labradorit ($Ab_{46}An_{54}$) und ist teils farblos, selten getrübt und läßt deutliche Zwillinglamellierung erkennen, zuweilen ist er jedoch mehr oder weniger stark verwittert und zu Muskovit umgewandelt. — Von Eisenerzen sind vertreten: Titanhaltiger Magnetit, ferner Ilmenit, denen die Leukoxenkerne sowie die Limonithöfe selten fehlen, hierzu gesellt sich noch da und dort eine Schale von blutrotem Hämatit um das Ilmenitkorn. In Vertretung der Eisenerze erscheint bräunlich gelber Rutil, ferner akzessorisch Titanit in farblosen, stark lichtbrechenden Kristalloiden, Apatit in Körnchen spärlich, Epidot gelb auf Spaltrissen der Hornblende. — Das Gestein macht auch im Schliff den Eindruck, daß dieser stark gestreckte und ausgewalzte Gabbroschiefer Umkristallisation des Ursprungsmaterials nur im untergeordneten Maße erlitten hat, denn sowohl die größtenteils primäre Hornblende als auch der Plagioklas sind meist frisch erhalten, nicht umgewandelt.

H. Graber¹⁾ hat den Gabbroschiefer von der Pyroxenfundstätte am Pfarrerb (Zöptau) bereits früher untersucht und fand im Dünnschliff große, von einer hellgrünen Hülle umgebene säulenförmige Durchschnitte und dazwischen eine ebenfalls aus kleinen Säulchen von Hornblende bestehende Zwischenmasse, da und dort tritt Feldspat an deren Stelle. Die Auslöschungsschiefe auf $\infty P(110)$ wurde mit 12° , der Axenwinkel an einem Durchschnitt senkrecht auf

¹⁾ Tschermaks Min.-petr. Mitt. XIV. Bd., 1894, pag. 265—268.

die Symmetrieebene $2V = 78^\circ$ gemessen, bezogen auf den mittleren Brechungskoeffizienten $\beta = 1.63$. Die grüne Hülle ist deutlich pleochroitisch c blaugrün, b grasgrün, a farblos, demnach die Absorption $c > b > a$; es liegt also auch in diesem Falle gemeine Hornblende vor.

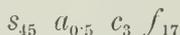
Das Gesteinsgewebe ist mittel- bis feinkörnig, niemals schreitet die Verdichtung des Kornes soweit vor, daß man die dichtgedrängten Hornblendeindividuen nicht mehr makroskopisch zu unterscheiden vermag.

Eine Probe des typischen Gabbroschiefers vom Pfarrerb (Zöptau) wurde an dem chemischen Laboratorium der Witkowitz Steinkohlengruben der chemischen Analyse unterworfen und ergab folgende prozentische Zusammensetzung:

IV.		Prozent
Kieselerde		44.35
Titansäure :		Spur
Tonerde		13.42
Chromoxyd		Spur
Eisenoxyd		5.00
Eisenoxydul		6.10
Manganoxydul		2.04
Kalkerde		13.90
Magnesia		13.28
Kali und Natron		1.15
Glühverlust (Wasser)		0.53
Phosphorsäure		0.23
Zusammen		100.00

Aus diesem chemischen Bestande ist ersichtlich, daß unsere Gabbroschiefer, welche bisher immer als Hornblendeschiefer angesehen wurden, nicht die chemische Zusammensetzung dieser letzteren, vielmehr diejenige feldspatiger basischer Amphibolite besitzen, so zum Beispiel der Amphibolit von Langenlois (Niederösterreich). Das Verhältnis $SiO_2 : R_2O_3 : RO = 2.2 : 1 : 1.1$ im Dioritgneis ist bis zu der Proportion $SiO_2 : R_2O_3 : RO = 2.4 : 1 : 1.9$ in unseren Gabbroschiefern fortgeschritten, dagegen ist das Verhältnis $R_2O : RO = 1 : 30.7$. Die bedeutende Zunahme der Monoxyde auf Kosten der Sesquioxyde steht mit der Zunahme der Hornblenden in diesen Schiefen im Zusammenhange, gleichwie die Abnahme der Tonerde auf der Abnahme der Feldspate beruht. Daß die Gabbroschiefer einer chemischen Metamorphose unterworfen worden wären, dagegen liegt in der Abnahme des Tonerdegehaltes ein Gegenbeweis, weil letztere als beständigste Basis eher eine Anreicherung erwarten ließe, was ungeachtet der zunehmenden Basizität der Feldspate nicht der Fall ist. — Das Substrat dieser Schiefer finden wir unter den Tiefengesteinen nach Osanns Klassifikation im Typus Molkenhaus, welchem die Typenformel $s_{46.5} a_1 c_2 f_{17}$ entspricht und die gemäß unten folgender Tabelle (pag. 114) unserer Gesteins-

formel für den Zöptauer Gabbroschiefer



sehr nahe steht. Die Osannschen Gesteinstypen Bayley Creek und Keewenaw, welche mit unserem Gabbro und Gabbroamphibolit so nahe übereinstimmen, sind teils Gabbrodiorite, teils normale Gabbros schlechtweg, während der mit unserem Gabbroschiefer nahe verwandte Typus Molkenhaus Olivingabbros umfaßt. Es sind dies durchweg basische Typen der Gabbrofamilie. —

4. Einschlußmassen und Übergangsglieder der Gabbroschiefer, Hornblendite, Strahlstein, Klinochlor-schiefer.

So wie die Gabbroamphibolite entwickeln auch die gröberkörnigen Gabbroschiefer durch Zurücktreten des Plagioklases massige feldspatarme bis feldspatfreie Hornblendite, die in den Schiefem plumpe Linsen und kleine Stöcke etc. formen und sporadisch verbreitet sind. Ich halte dafür, daß diese gröberkörnigen wohlgeformten Gesteinspartien unter anderen Bedingungen entstanden sind als die feinkörnigen Amphibolitgesteine ihrer Umgebung; es sind dies wahrscheinlich frühere Ausscheidungen, beziehungsweise Festwerdungen, die dann eine partielle Wiederauflösung erfahren haben, wobei sie mit dem umschließenden Gestein innig verschweißt wurden und so die Kugeln, Blöcke und sonstige Leutikulärmassen von Hornblendit zur Ausbildung kamen.

Die gewöhnlich großindividualisierte schwarzgrüne Hornblende des Hornblendits zeigt lokal große Neigung, sich in hellgrünen, durchsichtigen Aktinolith umzuwandeln, seltener und weniger durchgreifend wird der letztere auf den Strukturflächen in grünlichen und weißen, perlmutterglänzenden, schuppigen Talk übergeführt; akzessorisch sind Rutil, Leukoxen, kleinste Almandine. Solche zur Hälfte aus Aktinolith bestehende Hornblendite kommen am Mattenberg bei Marschendorf u. a. a. O. vor.

Am Mattenberg, Steinhübel, Butterhübel, nächst Marschendorf, am Hofberg bei Wermsdorf sowie auch am Storchberg nördlich Zöptau bilden in den dortigen Gabbroschiefern und Gabbroamphiboliten großindividualisierte Strahlsteinschiefer linsenförmige Einlagerungen. Übergänge von den letzteren zu den Hornblenditen und den vorhin angeführten Gesteinen und deren Relikte sind Beweise dafür, daß diese Strahlsteinschiefer durch Umkristallisierung aus den Hornblenditen hervorgegangen sind. Am Mattenberge beobachtete ich außerdem einen direkten Zerfall der dortigen feinkörnigen und höchst festen massigen Hornblendite in feinblättrigen, milden und weichen Klinochlor-schiefer.

Infolge Umwandlung des Plagioklases und zum Teil auch der Hornblende in zeisiggrünen und pistaziengrünen Pistazit und Epidot wurden bei fortgesetzter Anreicherung epidotisierte Gabbroschiefer ausgebildet; dies ist insbesondere in der Nähe gewisser Epidotklüfte der Fall, so zum Beispiel

am Pfarrerb und Viehbich (Zöptau) u. a. a. O. Am Jackwirtsberge (Zöptau) hat man Gabbroschiefer beobachtet, worin fast aller Plagioklas (insbesondere der auf Adern und Klüften) in zeisiggrünen Pistazit umgewandelt erschien, dagegen die Hornblende intakt blieb. Zum Unterschiede von dem säulenförmigen Epidot erscheint der derbe Pistazit parallel-, radial- oder verworrenstängelig, radial- und diskordantstrahlig, krumm- und verworrenfaserig als auch körnig, er kommt auf Klüften, Nestern und Adern der Gabbroschiefer und Amphibolite vor, in seinem Gefolge befindet sich der Epidot.

5. Prasinit¹⁾ (Grünschiefer²⁾).

Durch fortschreitende Verdichtung des Kornes, insbesondere an den Rändern unseres Massivs, übergehen die Gabbroschiefer in feldspatige Prasinite (Grünschiefer), in denen die Gemengteile makroskopisch nicht mehr zu unterscheiden sind und mehr oder weniger dünnstieferig erscheinen. In diesen Prasiniten sind sowohl die Hornblendesäulen als auch die Plagioklaskörner gewöhnlich zur Schieferungsebene parallel gequetscht und zeigen ausgezeichnete Parallelstruktur und Fältelung; die papierdünnen, lauchgrünen, hornblendereichen und weißen plagioklasreichen Schieferlamellen wechseln in unendlicher Folge miteinander ab, die öfteren vielfach gekröseartige Windungen darbieten. — U. d. M. läßt ihre Hornblende prismatische Spaltbarkeit, öfters Absonderung nach der Basis, Axenfarben und Auslöschungsrichtung wie bei den Gabbroschiefern erkennen, sie ist an den Schieferungsflächen in Aktinolith umgewandelt. — Der Feldspat besitzt feine Zwillinglamellierung, die auf sauren Charakter schließen läßt, er gehört nach der Auslöschung der Trace der Axenebene $\perp a$ zu den albitischen Zwillinglamellen = 80° in die Oligoklas-Andesinreihe. Der Feldspat läßt jedoch häufig unzulöse Auslöschung beobachten, weil stark gequetscht und verwittert; er ist oft zu Leisten von Epidot und in Muskovit umgewandelt. Die Menge desselben ist großen Schwankungen unterworfen; manche Varietäten sind arm daran und enthalten kaum 10%, in anderen steigt sie bis etwa 50%. Akzessorisch ist Ilmenit in Körnern, Rutil in Blättchen und Nadelchen.

6. Untergeordnete Einschlußmassen und Mineralien des Gabbroschiefers.

Bei fortgeschrittener Umwandlung und unter geeigneten Bedingungen, erfolgt die Ersetzung des Plagioklases im Gabbroschiefer durch die Ausbildung zuckerkörniger bis dichter Aggregate von aschgrauem und weißem Zoisit. Derselbe ist radial- und büschelstängelig,

¹⁾ Diese Benennung wird hier im Sinne Zamboninis angewendet, siehe dessen Abhandlung: Über die metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca im Susatale. Neues Jahrb. f. M., G. u. P. 1906, II, pag. 115.

²⁾ Siehe E. Weinschenk, Spezielle Gesteinskunde. II. Aufl. 1907, pag. 325.

auch gelblichgrün und schmutziggrün und hellrot, er kommt ferner als säulenförmige Kristalle erbsgelb und graulichweiß vor. Die rosenroten Varietäten davon wurden früher irrtümlich als Rhodonit beschrieben, bis F. Slavik den Nachweis erbrachte, daß es dichter Zoisit (Thulit) sei. (Marschendorf und Wermsdorf.) —

Pyroxen derb, körnig, lauchgrün, als große Nester und Trümmer mit Drusen von Diopsid $\times\times$ und Quarz $\times\times$ sowie Aktinolith. (Oberhalb Pfarrerb-Zöptau im Hornblendegneis.) Massen von derbem körnigem Pyroxen in Nestern und Butzen, darin Diopsid in $\times\times$ und derb; Malakolith derb, stengelig, oft in Talk übergend, Apatit den Malakolith durchtrümmernd, hier auch dichter und blätteriger Spargelstein (Marschendorf). —

Prehnit in $\times\times$, erbsgelb, in kamm- und linsenförmigen sowie knolligen und körnigen Aggregaten, als Leisten, Streifen und Schnüre; solche sind häufig im Gabbroschiefer zu finden, so zum Beispiel Pfarrerb, Storchberg (Zöptau). Überhaupt ist Prehnitisierung und Zoisitisierung der Feldspate in den Schiefen eine häufig wiederkehrende Erscheinung. —

Quarz derb und weiß, pyramidal-prismatisch, aber auch farblos als Bergkristall zum Teil in gestörter Entwicklung mit oberen und unteren Trapezoidern. —

Feldspate, und zwar Orthoklas gelblichweiß und fleischrot; Adular farblos, rosenrot, Albit und Periklin, farblos, bläulichweiß, schneeweiß, letzterer porzellanähnlich, sind häufige akzessorische Einschlüsse oder sie sind in größeren Bestandmassen selbständig ausgeschieden. Nach Kolenati fleischroter Orthoklas in Drusen auf Aktinolith (?) zu Marschendorf, die Kristalle $8 \times 5 \text{ mm}$ groß der Komb.-Form $\infty P. P\infty$.

Weitere akzessorische Gemengteile der Gabbroschiefer sind: Apatit als farblose Körner, Rutil selten, insbesondere auf den Strukturflächen verteilte kleine, nadelförmige, diamantglänzende, cochennillrote $\times\times$; Kalzit derb und in $\times\times$; Pyrit in Hexaëdern sowie Pseudomorphosen von Göthit nach letzteren, zum Teil noch mit erhaltenem speisgelbem Kern.

Es sind bekannte Tatsachen, daß Pistazit, Pyroxen, Aktinolith und Chlorit größtenteils auf Kosten der Hornblende des Gabbroschiefers gebildet wurden, wobei überdies Kalzit und Quarz ausgeschieden sind; dagegen die basischen Plagioklase rückichtlich ihres Gehaltes an $Na Al Si_3 O_8$ zu Albit und Periklin umkristallisierten, wobei auch etwas Adular und Orthoklas gebildet wurde, während ihr Anorthitgehalt = $Ca Al_2 Si_2 O_8$ sich in Zoisit, Epidot und Prehnit umwandelte, wobei ebenfalls Quarz und Kalzit zur Abscheidung kamen. —

7. Sekundäre Kluftausfüllungen des Gabbroschiefers.

Auf diesen epigenetischen, gang- und nestförmigen Hohlraumausfüllungen kommen jene altbekannten herrlichen Mineralien von Zöptau und Umgebung vor, deren edle Steinpracht in vielen öffentlichen und privaten Mineraliensammlungen Österreichs und Deutschlands unser Auge

entzückt, demzufolge wiederholt der Gegenstand eingehender Untersuchung und Beschreibung waren¹⁾. Dieselben kommen in folgenden Assoziationen auf mannigfaltigen Längs-, Quer- und Diagonalklüften und anderen unregelmäßig gestalteten Hohlräumen vor, und zwar am „Pfarrererb“ und „Viehbich“ sowie am „Richtererb“ zu Zöptau:

1. Ausfüllung mit vorherrschenden Epidot-, Albit- und Adularkristallen zu prächtigen Drusen und Gruppen verbunden, während rostbrauner Ton die restlichen Zwischenräume ausfüllt; akzessorisch sind: Titanit $\times\times$, Ilmenit, Bergkristall, Aktinolith, Tremolit und Asbest.

2. Klüfte, worin derber Prehnit eine Matrix bildet, in welcher jene prachtvollen Drusen und Gruppen bis 14 cm langer und 4¹/₂ cm dicker Epidotkristalle eingewachsen sind, dazwischen rostbrauner plastischer Ton alle Kristalle überdeckt; akzessorisch sind hier prächtiger Apatit $\times\times$, Titanit $\times\times$ und Asbest. (Pfarrererb.)

3. Jene Klüfte, an deren Wänden die Assoziation von vorwaltetendem Epidot nebst Adular aufgewachsen ist; daneben erscheinen akzessorisch kleine Albite und Perikline sowie Nester von Asbest und von durch Pistazit grüngelbem Quarz, während rostbrauner Ton und graublauer Sand den übrigen Kluftraum ausfüllt. Dieser Sand ist durch die darin zahlreich eingestreuten kleinen und großen losen Titanitkristalle ausgezeichnet. (Viehbich.)

Der Gabbroschiefer, welcher unmittelbar die Klüfte begrenzt, ist teils in mehr oder weniger hohem Grade epidotisiert, teils

¹⁾ Wichtigere Literatur über die Mineralien von Zöptau und Umgebung:

- F. Kolenati: Mineralien Mährens und Österr.-Schlesiens. Brünn 1854.
 J. Melion: Über die Mineralien Mährens und Österr.-Schlesiens. Mitt. d. k. k. Akad. Gesell. Brünn 1855.
 V. v. Zepharovich: Mineral. Lexikon (I. Bd. 1859, II. Bd. 1873, III. Bd. 1892).
 — Epidot von Zöptau (Sitzb. d. böhm. Gesellschaft der Wiss. in Prag 1865, 2. 5.)
 Oborny: Verh. d. naturforsch. Vereins. Brünn. II. u. III. Bd. 1864 u. 1865.
 H. Daubrawa: Zeitschr. f. d. gesamten Naturwiss. 1874, 9, 37.
 R. Freyn: Verh. d. naturf. Vereins. Brünn 1877, 232.
 G. v. Rath: Mineralien von Zöptau. Sitzb. d. niederrh. Gesell. in Bonn 1880, 37. Bd. 55 und Groths Zeitschrift f. Krist. u. Min. V. Bd. 1880.
 F. Kretschmer: Die Mineralfundstätten von Zöptau. Tschermaks Min.-petr. Mitt. XIV. Bd. 1895.
 — Die Zeolithe am Fellberg nächst Zöptau. Zentralbl. f. Min., G. u. P. 1905, 609.
 F. Slavik: Über die roten Zoisite aus Mähren. Zentralbl. f. Min. Geol. u. Paläon. 1901, pag. 689.
 — Chrysoberyll von Marschendorf. Zeitschr. f. Kristall. u. Min. 39. Bd. 1904, pag. 303.
 V. Neuwirth: Magnetit in Granit von Wiesenberg. Tschermaks Min.-petr. Mitt. XX. Bd. 1901.
 — Über einige interessante Epidote von Zöptau. Ebendasselbst 22. Bd. 1903.
 — Der Epidot von Zöptau. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums. III. Bd. 1903.
 — Der Albit von Zöptau. Ebendasselbst IV. Bd. 1904.
 — Die Zeolithe a. d. Amphibolitgebiet von Zöptau. Ebendasselbst V. Bd. 1905
 — Die paragenetisch. Verhältn. d. Mineral. im Amphibolitgebiet von Zöptau. Ebendasselbst VI. Bd. 1906.
 — Beiträge zur Mineralogie Mährens. Ebendasselbst VIII. Bd. 1908.
 F. Becke: Titanite von Zöptau. Tschermaks Min.-petr. Mitt. XII. Bd. 1893, pag. 169.
 H. Graber: Der Diopsid und Apatit von Zöptau. Ebendasselbst XIV. Bd. 1895, pag. 265—269.

in eine filzige Asbestmasse umgewandelt, worin noch viele Hornblendenadeln erhalten blieben, bei weiterschreitender Umwandlung zerfällt der Schiefer in einen graublauen Sand oder es entsteht ein rostbrauner Ton daraus, welche die leergebliebenen Klufträume vollends ausfüllen. Diese Zersetzung des Gabbroschiefers ist mit der Bildung der obigen Mineralien zweifellos ursächlich verknüpft. —

4. Am häufigsten sind jedoch jene Klüfte, an deren Wänden derber Pistazit und säuliger Epidot oder Prehnit in $\times\times$, Knollen und Linsen sowie Albit und Periklin für sich allein oder zusammen auf- und eingewachsen sind; zuweilen finden sich jedoch darin scharfe, vollständig beiderseits ausgebildete Epidotkristalle in Nestern lose innenliegend, was auf eine freischwebende Bildung in den Klufträumen hinweist (Pfarrererb, Zöptau, Marschendorf etc.). — Am Richtererb sind ungewöhnliche, tafelförmige Epidote zu fächerförmigen Aggregaten gruppiert. —

In den Klüften der Gabbroschiefer am Ostabhang des Mattenberges bei Marschendorf wurden folgende sekundär gebildete Mineralassoziationen beobachtet: Außer flächenreichen säulenförmigen Epidot, welchen Neuwirth beschrieb, auch noch tafelförmigen bis blätterigen Epidot, ferner divergentstrahligen Pistazit, Klinozoisit derb und kristallisiert, Albit- und Periklindrusen, fleischroter Adular, Zoisit, Prehnit, Bergkristall, Ilmenit. — Häufig sind gesinterte und kavernöse Massen bestehend aus kristallinen Aggregaten von vorherrschendem weißgelbem Klinozoisit, gelblichweißem faserigem Diopsid, Bergkristall, reichlich Ilmenit nebst Magnetit gefunden worden. — Von demselben Fundort ist noch bemerkenswert eine Assoziation strahligen Aktinoliths mit feinfaserigem Diopsid, an deren Strukturflächen langsäuliger Epidot auskristallisiert erschien. —

Von besonderem Interesse sind die sekundären Neubildungen in den Klüften des Gabbroschiefers am Steinhübel nördlich Marschendorf, bemerkenswert durch das reichliche Vorkommen von Pyroxen, und zwar Diopsid derb und in Kristallen sowie stengeligen, faserigen, asbestähnlichen Aggregaten; damit assoziiert ist großsäuliger bis feinstrahliger Aktinolith, zeisiggelber Pistazit, derb und in Kristallen sowie in strahligen und büscheligen Partien, Epidot durchsichtig, in pistaziengrünen, langsäuligen Kristallen zu Drusen und Gruppen verbunden; akzessorisch kommen hinzu Periklin weiß, porzellanähnlich in $\times\times$ und derb, Adular in $\times\times$ und derb, Bergkristall, Titanit in lanzettförmigen und briefkuvertähnlichen Kristallen, Rutil, Ilmenit.

Eine ähnliche, wenn auch nicht so reichhaltige Assoziation sekundär gebildeter Mineralien der Gabbroschiefer ist schon seit langer Zeit auch von dem benachbarten Butterhübel bekannt. Die schönen Epidote dieses Fundortes, welche eine Länge bis 55 mm erreichen, hat schon früher Kolenati, später Neuwirth ausführlich beschrieben.

Von diesen Marschendorfer Fundpunkten stammt wohl auch der von G. Tschermak¹⁾ abgebildete Periklin mit Adularansätzen, während Verf. von hier und Zöptau Adular mit Albitansätzen als auch Albit mit Adularansätzen sowie auch perthitische Verwachsungen beobachtet hat.

Auf den zahlreichen untergeordneten Strukturflächen des Gabbroschiefers wurden außerdem bisher folgende sekundäre Mineralien gefunden: Von Zeolithen: nach Kolenati, Desmin und Stilbit auf Aktinolithschiefer zu Marschendorf ohne nähere Fundortangabe. Verf. fand schneeweißen, garbenförmigen Desmin in Gruppen auf Hornblendit des Steinhübels zu Marschendorf. Apophyllit und Heulandit konstatierte Neuwirth auf der Sylvanzeche zu Wermsdorf. Nach dem bisher nicht veröffentlichten Manuskript des Herrn Hans Wilschowitz (Wien) kommt Chabasit und Natrolith im Pfarrgraben bei Zöptau vor.

8. Die Erzmassen des Gabbroschiefers.

a) Das Magnetitvorkommen auf der Sylvanzeche bei Siebenhofen nächst Wermsdorf. Es sind das Eisenerzmassen, die als Glieder der Gabbroreihe aufzufassen sind und einen extremen Fall magmatischer Differentiation darstellen, der zur Bildung dieser kristallinen Konzentrationsprodukte führte, so daß die Eisenerzlager durch Übergänge mit dem umschließenden Nebengestein eruptiver Entstehung innig verbunden sind und demzufolge nur als Fazies derselben erscheinen.

Die Erzmassen bilden linsenförmige Einlagerungen inmitten des Gabbroschiefers, sie sind im Zentrum massig und grobkörnig, nach der Peripherie schiefrig, feinkörnig und amphibolitisiert. Diese magnetitreiche Fazies des Hornblendegabbro, beziehungsweise seines Gabbroschiefers ist in der Art ausgebildet, daß die Erzmasse gegen die Schiefer hin sich stetig mit Amphibol und auch Plagioklas anreichert, dagegen die Gabbroschiefer nach den Erzmassen immer mehr Magnetit aufnehmen und schließlich als jene dunkle Erzmasse erscheinen, in deren zentralem Teile der Plagioklas fast gänzlich fehlt, dagegen in dem peripherischen allmählich reichlicher wird.

Merkwürdig ist, daß an dem Wermsdorfer Magnetit die sonst so häufigen Kristalle fehlen, es sind nur unregelmäßige Körner, auch blätterige und dichte Aggregate sichtbar; der Bruch ist kleinschuppig, auf den Bruchflächen starker Metallglanz, sonst nur von schwachem oder mattem Glanze; häufig bunt angelaufen, mehr oder weniger stark magnetisch. Der Magnetit übergeht da und dort in mattbraunen Titanomagnetit; derselbe ist fast niemals rein, sondern zumeist mit den Übergemengteilen: Schwarzer Hornblende, graugrünem Aktinolith, schwarzgrünem, großschuppigem Klinochlor, etwas wachsgelbem Talk sowie spärlichem Plagioklas innig verwachsen; akzessorisch ist Pyrit zum Teil limonitisiert,

¹⁾ Lehrb. d. Min. 1905, pag. 538.

Ilmenit und Rutil. Es erscheint also das eisenschwarze Erz größtenteils als ein ungleichmäßiges Gemenge angeführter Komponenten.

In den äußeren Teilen der Erzlagerstätten reichert sich zwillingstreifiger Plagioklas an, es kommt feruer Quarz dazu; gleichwie die Hornblende sukzessive an Menge zunimmt, erscheint auch der Aktinolith und Klinochlor reichlicher vertreten; zuweilen ist auch der Pyrit stärker eingestreut. Die schwarze Hornblende ist eisenreich und wird daher leicht zu Eisenamphibol und Eisenchlorit gespalten. Die Erze übergehen zum Teil in grobkörnige Hornblendite, die sich als ein inniges verworrenes Gemenge schwarzer prismatischer Hornblende und graugrüner faseriger Aktinolithaggregate darstellen.

Bezüglich der Nebengesteine ist hervorzuheben, daß der die Erzmassen umschließende Gabbroschiefer als Übergemengteile Aktinolith, Klinochlor, etwas Talk, wenig Quarz, akzessorisch Pyrit führt, da und dort erscheint spärlich Biotit mit Hornblende verwachsen. Sekundär auf Klüften findet sich Quarz, Kalzit. Die Gabbroschiefer stehen mit grobkörnigen Gabbroamphiboliten in schlierenförmiger Wechsellagerung; sie sind ferner in Verbindung mit einem sehr feinkörnigen Hornblendegabbro, bestehend aus vorwaltender, wirr gelagerter Hornblende nebst Aktinolith, mit etwas Augit und reichlichem Plagioklas innig gemengt, als Hauptgemengteile andererseits sind Zusammenhänge mit großindividualisiertem Hornblendit zu konstatieren, worin die an den Polen aktinolithisierten Hornblendeprismen bis Daumengröße erreichen und ein Teil der Hornblende bereits gänzlich in Aktinolith umgewandelt ist, dagegen der Plagioklas fast ganz fehlt.

Nach Kolenati kommen im „Sylvanschacht“ bei Wermsdorf $\frac{3}{4}$ Linien große Würfel von Pyrit mit Magnetit und Hornblende vor, derselbe ist auch derb vertreten. Die alten Bergleute berichteten jedoch über walnußgroße Pyritkristalle daselbst. Tatsächlich sind nicht bloß die Erze, sondern auch die umschließenden Gabbroschiefer der Sylvanzeche mehr oder weniger mit goldgelbem Pyrit imprägniert, derb, blättrig, zumeist aber in Kristallen, und zwar als $\infty O \infty$ (100) vorwaltend,

$$\infty O \infty (100) . O (111), \infty O \infty (100) . \frac{\infty O 2}{2} (210);$$

Riefung parallel den abwechselnden Kanten $\infty O \infty$ (100); Kristallskelette mit vertieften Flächen, aber auch das Gegenteil mit Voraneilen in der Mitte, also lamellierte, treppenförmig überhöhte Flächen. Die Kristalle sind 1 bis 5 mm groß, im Magnetit und Quarz eingewachsen, ferner als Umhüllungs-Pseudomorphosen des letzteren, da und dort in Göthit umgewandelt. Auf der Halde des „neuen“ Annastollens wurden an den mit Pyrit imprägnierten Erzstufen als Zersetzungsprodukte derselben gefunden: Gips in zahlreichen aufgewachsenen Kristallen, Beschläge von Eisenvitriol und Limonit. — Besonders zu bemerken sind die im Gabbroschiefer der Sylvanzeche vorkommenden schönen Zeolithe, und zwar rosenroter Apophyllit, kristallisiert, mit grünlichweißen

Heulanditkristallen assoziiert, welche Neuwirth¹⁾ entdeckt und wiederholt beschrieben hat.

Hinsichtlich ihrer Abbauwürdigkeit ist zu bemerken, daß die Sylvanzecher Erzmassen vielfachen Störungen unterworfen sind, ihre Mächtigkeit schwankt von 0·3 bis 2·8 *m*, doch kommen auch anhaltende Mächtigkeiten von 1·9 bis 3·8 *m* vor; das Streichen der Erze ist nicht konform dem allgemeinen Gebirgsstreichen, sondern davon abweichend WSW—ONO; das Verfläichen erfolgt unter $\angle 47\frac{1}{2}^{\circ}$, ist aber entgegen dem herrschenden nordwestlichen Einfallen gegen SSO, demzufolge hier eine Spezialantiklinale der Gabbroschiefer vorliegt, was auch durch die Beobachtungen an den obertägigen Felsanständen im Bergbauterrain bestätigt wird. Das auf der Sylvanzeche einbrechende stufige Magneteisenerz enthält nach der diesfälligen Analyse des Chemikers Preisenhammer am Hochofenwerk zu Zöptau 58%₀ metallisches Eisen.

Auf das gedachte Erzvorkommen haben die Zöptauer Eisenwerke der Herren Gebrüder Klein (Wien) in den Jahren 1842 bis 1862 einen lebhaften und ergiebigen Bergbau betrieben. Zum Aufschlusse diente anfänglich der hoch am Gehänge des sogenannten Zechenberges angeschlagene Paulistollen, dem später der „alte“ Annastollen nachgefolgt war, worauf zuletzt der tiefere „neue“ Annastollen auf die Länge von 444 *m* herangetrieben wurde; dieser hatte auf dem alten Annaschacht 31 *m*, am Wetterschacht 36·1 *m* an senkrechter Tiefe eingebracht. Von der obigen Stollenlänge entfallen auf abbauwürdige Erzmassen ungefähr 209 *m*, der Rest auf verdrückte und schwache Lagerpartien. Die Erze hat man im Zöptauer Hochofen verschmolzen. Nachdem die Erzmassen unter die Annastollensohle hinabsetzen, bestand die Absicht, diese mit einem tieferen Bauhorizont zu fassen und zu diesem Zwecke einen Tiefstollen aus dem Brillgraben heranzutreiben. Die schwere Gewinnbarkeit sowie die sinkende Ergiebigkeit dieser Erzmassen brachten es mit sich, daß dieser Bergbaubetrieb seinerzeit zur Einstellung kam.

b) An dem nördlichen Gehänge des gewaltigen Erzberges, dort, wo derselbe gegen Siebenhöfen abfällt, vom letzteren Orte 0·5 *km* entfernt, wurde im sogenannten Salzgraben eine ähnliche, aus Magnetit und eisenreicher Hornblende bestehende magmatische Erzausscheidung des Gabbroschiefers erschürft, jedoch nicht weiter untersucht und abgebaut. —

c) G. Trautenberger²⁾ berichtet über ein Vorkommen von Kupferkies, Malachit und Stilpnosiderit „in einem quarzähnlichen (?) Gestein“ am Storchberg bei Zöptau. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Erze einem Quarzgang jenes Gabbroschiefers angehören, der den Scheitel des Storchberges zusammensetzt.

¹⁾ Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. XIX, pag. 336—338, hier heißt es, daß die Zeolithen auf „Hornblendeschiefer“ vorkommen. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums V, 2. Heft 1905, pag. 8, wären sie auf „Aktinolithschiefer“ aufgewachsen? Ebendasselbst VI, 1906, pag. 132 kämen dieselben auf „Hornblendeschiefer“, pag. 151 aber auf „Amphibolit“ vor?

²⁾ Das Teßtal in Mähren. Mährisch-Schönberg 1893, pag. 10.

Am östlichen Scheitelgehänge des dem Storchberg benachbarten, in das Mertatal vorgeschobenen Hofsteins fand Verf. prächtigen, strahligen bis faserigen, blutroten Hämatit in Trümmern umherliegend, der wahrscheinlich in dem dortigen Amphibolit anstehen dürfte, die Fundstelle konnte jedoch ohne einen Schurfversuch nicht festgestellt werden. Die Annahme, daß der Hämatit durch Zufall dahin geraten wäre, ist wohl sehr unwahrscheinlich. Auch G. Trautenberger¹⁾ beschreibt „Roteisensteine bei Zöptau und Wermsdorf“. —

9. Kontaktmetamorphose im Gabbro.

Endomorphe Kontaktgebilde.

In der peripherischen Gabbrozone des Zöptauer Diorit-Gabbromassivs ist zu beobachten, daß an deren Außenrand im Kontakt mit der Schieferhülle die Gabbrogesteine ringsum fast überall ganz allmählich in feinkristallige Gabbroschiefer, zum Teil auch in dichte Prasinite übergehen. Dieselbe Erscheinung kann man auch an den in das Gabbromassiv versenkten sedimentären Schieferschollen zum Teil an den basischen Ganggesteinen verfolgen; auch hier werden die Gabbroschiefer gegen ihre Nebengesteinschale stetig feinkörniger und dichter. Es sind die an der Berührungsfläche schneller abgekühlten, deshalb dichten und feinkörnigen äußeren Teile unseres Diorit-Gabbromassivs und müssen wir in dieser an dessen Außenrand selten fehlenden Strukturänderung das wichtigste Kontaktphänomen erblicken. Das allmählich abkühlende Magma folgte damit den einfachsten Erstarrungsgesetzen, was am Umfange zu dichten und feinkörnigen, gegen das Zentrum sukzessive grobkörnigen Strukturen notwendigerweise führen mußte. In dieser peripher fortschreitenden Verdichtung des erstarrenden Magmas liegt das sicherste Kriterium für die hier vertretene Anschauung von den stratigraphischen Verhältnissen, deren geologischem Bau und der eruptiven Entstehungsart des metamorphen Diorit-Gabbrogewölbes.

Endogene Kontaktgebilde des Gabbro wurden insbesondere an der Südwestflanke des Massiv, und zwar am Rechtsgehänge des Krebsgrundes im Petersdorfer Traußnitz, festgestellt. Speziell in den Hammerbüscheln und nächst der Margaretenquelle sind — wie bereits oben auseinandergesetzt — Apophysen des Gabbro in der Richtung SSW in die kontaktmetamorphischen Glimmerschiefer hineingepreßt worden. Hierbei haben die peripherischen Gabbroamphibolite auffällige mineralische und strukturelle Veränderungen erlitten, und zwar sind im letzteren Gestein selbst folgende Kontaktbildungen entstanden: Gemenge von vorwaltendem Klinozoisit mit Diopsid und dessen Asbest, Granat (Hessonit), Quarz (Bergkristall) und reichlich schwarzzockeriger Ilmenit mit Leukoxen, akzessorisch ist trübweißer Periklin. Der farblose Klinozoisit ist häufig zu Drusen flächenreicher Kristalle verbunden, von teils säulenförmigem, teils tafelförmigem Habitus, herrschend scheint die

¹⁾ Ebendasselbst pag. 9.

Komb.-Form mit $\infty P \infty (100) . o P (001) . P \infty (\bar{1}01) . \frac{1}{2} P \infty (\bar{1}02)$ in der orthodiagonalen Zone und mit $P (\bar{1}11) . P \infty (011)$ in der Klinodiagonalen Zone, häufig Zwillinge nach $\infty P \infty . (100)$. Der Diopsid zeigt starken Perlmutterglanz und wird feinfaserig, asbestähnlich. Der Granat ist ein Kalktongranat, und zwar Hessonit orangegelb durchsichtig, zumeist nur Körner, zuweilen jedoch auch $\infty O (110)$ ausbildend. — Außerdem hat man hier konstatiert innige Gemenge von körnigem und kristallisiertem Pistazit, breitstengeligen und faserigem Diopsid und wasserhellem Quarz und Ilmenit, akzessorisch sind Überreste von Kalknatronfeldspat; hier und dort kommt es zur Ausbildung pistaziengrüner Epidotsäulen, die mitunter flächenreich, entweder einzeln aufgewachsen oder in Drusen beisammen sitzen. — Ein anderes typisches Kontaktgestein besteht aus einem Gemenge von vorwaltendem Granat (Hessonit) und Quarz, Pistazit und Klinozoisit nebst reichlichem Ilmenit mit seinem Umwandlungsprodukt, dem Leukoxen; der letztere bildet gelblichweiße, feinfaserige Umrandungen; lokal ist der Ilmenit derart gehäuft, daß das Gestein damit völlig gespickt erscheint. — In anderen Handstücken derselben Kontaktzone in den Hammerbüscheln und am Laßhübel konnte im Gabbrogestein karmoisinroter Kalkeisengranat (Almandin) und gemeiner Granat, ferner in den Plagioklasen Neubildung von Augit und Muskovit festgestellt werden; ferner hat man daselbst im Kontakt mit dem Quarzit eine lokale Anreicherung der Gabbrogesteine mit glasigem Quarz als auch mit den Erzen Magnetit und Ilmenit und den Umwandlungsprodukten Leukoxen und Limonit beobachtet. Da und dort wurde der früher anwesende Pyrit mit Rücklassung hexaëdrischer Zellen zu Limonitocker verwittert. —

In den vorstehenden Kontaktbildungen ist zu erkennen die allgemeine Epidotisierung und Zoisitisierung der basischen Plagioklase in den Gabbrogesteinen, ferner die Umwandlung derselben zu körnigem Kalktongranat (Hessonit), welche Gesteine zu den Kalksilikatfelsen zu rechnen sind; ferner die reichliche Diopsidbildung und die an den Kontakt gebundene Anreicherung von Magnetit, Ilmenit und Quarz.

Von besonderem Interesse sind die Kontaktgebilde im Gabbroschiefer am Quarzit und Glimmerschiefer des Kupferberges dicht westlich der Wermsdorfer Mühle. Der Gabbroschiefer zeigt mancherlei Neubildungen, und zwar: Ein auffällig großer Teil der Hornblende ist in Aktinolith umgewandelt; in den Plagioklasen öffnen sich miarolithische Räume, an deren Wänden sich zahlreiche leistenförmige Plagioklaskristalle angesiedelt haben. In den Aggregaten der letzteren sitzen zahlreiche farblose oder rose rot angehauchte Granate, zumeist der Form $\infty O (110)$; auch findet sich Quarz und reichlich Magnetit-Oktaëder; Rutil in zahlreichen fuchs- und rubinroten, wirrgelagerten Nadeln und auch Körnern, Ilmenit in Körnern und Übrindungen, die zum Teil limonitisiert, Titanitkörner gebildet unter wechselseitiger Einwirkung von Ilmenit und Plagioklas. Durch Aufnahme von Eisenoxyd aus dem

Ilmenit färbt sich die sonst schwarzgrüne Hornblende sowie auch die farblosen und trübweißen Plagioklase braun und rot. Überdies ist dieses rotbraune Kontaktgestein durch starken Fettglanz auffällig. — In den grobkörnigen Amphiboliten macht sich die endogene Kontaktmetamorphose unmittelbar an der Berührungsstelle mit dem Quarzit des Kupferberges in einer Umkristallisierung der kalk- und eisenreichen Hornblende zu körnigem, blätterigem und säulenförmigem, pistaziengrünem Epidot und gleichzeitiger, reichlicher Abscheidung von Bergkristall geltend. Unter diesen Verhältnissen erscheinen beide Mineralien als Kontaktprodukte. Solche Epidotisierung der Hornblende ist auch weiterhin vom Kontakt wahrzunehmen, gleichzeitig nimmt darin die Azidität der Feldspate zu, die Plagioklase kristallisieren zu Periklin und Albit um, es kommt Orthoklas dazu, und zwar häufig als rosenroter Adular in scharfen Kristallen der Form $\infty P.P\infty$; außerdem ist da und dort neugebildeter Augit zu unterscheiden. —

Die schönen exomorphen Kontaktgebilde des Gabbro am Glimmerschiefer und Quarzit sollen in dem weiter unten folgenden Abschnitt „Schieferhülle“ im Zusammenhange mit den Gesteinen derselben ausführlich besprochen werden. —

Rückblick auf die periphere Gabbrozone.

Wenn man rückblickend nochmals die Reihe der Gabbrogesteine auf unserem Dioritkern betrachtet, so liegt hier der alte geologische Erfahrungssatz neuerlich bestätigt vor, daß ein zentraler Dioritgneiskern von einem Mantel grobkörniger, massiger Hornblendegabbros, mannigfaltiger körniger und plattiger Gabbroamphibolite, feinkörniger und schieferiger Gabbroschiefer und endlich dichter und feinschieferiger Prasinite eingehüllt wird. Diese Gesteine sind in der Regel durch teils rasche, aber auch allmähliche Übergänge auf kürzere, beziehungsweise weitere Entfernung miteinander eng verknüpft. Hornblendegabbro sowohl wie die Gabbroamphibolite und Gabbroschiefer bilden ein in geologischer Beziehung zusammengehöriges Ganzes, sowohl nach ihrem mineralischen und strukturellen Bestande sowie den Lagerungsverhältnissen.

Die richtungslos grobkörnige, gabbroide, in den zentralen Teilen porphyrahnlische Struktur, die noch in den massigen Abänderungen erhalten ist, erscheint in den plattigen und grobschieferigen bereits verwischt und macht der granoblastischen Platz, mit Neigung zur Entwicklung porphyroblastischer Struktur. Flaserige Strukturen sind in unseren Gabbrogesteinen nur selten zu beobachten, dagegen wird dieselbe zur allgemeinen Erscheinung in den mit ihnen verbundenen Diorit-, beziehungsweise Gabbrogneisen. Je weniger Schieferung und Bänderung ausgeprägt ist, desto besser ist die alte Gabbrostruktur noch erhalten.

Die Gabbrogesteine sind durchweg durch ihren stark melano-kraten Charakter sowie durch ihren basischeren Feldspat vom Diorit unterschieden; ein weiterer Unterschied macht sich in der Bänderung der Gabbroamphibolite geltend, die auf eine primäre Fluidalerscheinung

hinweist. U. d. M. offenbart sich die Verwandtschaft aller obiger Gabbrovarietäten von den massigen Hornblendegabbros, den plattigen Gabbroamphiboliten bis zu den Gabbroschiefern und Prasiniten. Unterschiede machen sich besonders in der Weise geltend, daß die Menge der Plagioklase von den grobkörnigen zu den dichten Typen in stetiger Abnahme begriffen ist. Die dichten Prasinite und feinkörnigen Gabbroschiefer repräsentieren lediglich die an der Peripherie des Lakkolithes rascher abgekühlten und durch mechanische Druckkräfte stärker beeinflussten Gesteinsmassen, die einem Magma durch die ganze große Masse gleichmäßig zusammengesetzten Magma ihre Entstehung verdanken.

Die schwarzgrüne und blaugrüne Hornblende ist in den Zöp-tauer Gabbrogesteinen weitaus vorherrschend, braune Hornblende ist lediglich auf gewisse Kontaktzonen beschränkt. Die Intensität des Pleochroismus sowie die Stärke der Doppelbrechung weisen auf isomorphe Mischungen von Hornblende mit Aktinolith hin sowie die blaugrünen Varietäten auf die Anwesenheit von Glaukophanmolekülen schließen lassen. — Unsere Hornblende ist wohl zum größten Teil eine magmatische, jedoch deuten die Einschlüsse von Diopsid innerhalb der Hornblende zum Teil auf ein zuerst ausgeschiedenes Glied der Pyroxenreihe. Dagegen sind Umbildungen des Hornblendit zu Uralit, Aktinolith und Smaragdit erst nach der Erstarrung des Gesteins, also sekundär, erfolgt und kann man solche metamorphe Hornblende deutlich unterscheiden von der während der Erstarrung gebildeten. — Uralitische Hornblende ist übrigens in unseren Gabbrogesteinen selten vertreten, Verf. fand solche in den Gabbroschiefern und Hornblenditen der Sylvanzeche bei Wermisdorf, dagegen sind aktinolithische, tremolitische und smaragditähnliche Abänderungen allverbreitet. Wie wir oben gesehen haben, kommt die herrschende schwarzgrüne Hornblende in den drei Aggregationsformen als kompakte, blätterige und sogenannte schilfige Hornblende vor. Diese Aggregate zeigen überall an den Rändern strahlenförmige Fortwachsungen von stengeligem, nadeligem bis faserigem Aktinolith, Smaragdit und Tremolit gegen die basischen Feldspate hin. Die größeren, säulenförmigen Hornblendeindividuen sind gewöhnlich an den Enden der Vertikalaxe zackig und und faserig und dann wie gebrochen aussehend. Es ist kein plausibler Grund zu der Annahme vorhanden, daß die schilfige (richtiger säulige) Hornblende keine primäre wäre, vielmehr von Augiten abstammen würde. — Die Plagioklase sind fast ausschließlich von basischem Charakter und gehören zur Labradorit- und Bytownitreihe, sie sind gewöhnlich frisch erhalten und als sehr ungleichgroße Körner, zuweilen in tafeligen Individuen ausgebildet, an denen breite Zwillingslamellierung sichtbar ist. —

Die Reihenfolge der obigen Mineralausscheidungen hat sich so gestaltet, daß vielfach Phasenüberdeckung stattgefunden hat, wofür die Plagioklaseinschlüsse in den Hornblendenden Zeugnis ablegen, die sich bis zur Ausbildung von Siebstruktur anhäufen, was jedoch die idiomorphe Gestaltung der Hornblende gegenüber dem Plagioklas

nicht aufhebt, welche letzterer zu Aggregaten vereinigt, die Zwischenräume der Hornblendeaggregate ausfüllt. Andererseits bemerkt man häufig kleinste Hornblendeindividuen in den Plagioklasaggregaten porphyroblastisch ausgeschieden. —

Aus der umstehenden Tabelle ist zu entnehmen die Übersicht der chemischen Verhältnisse der obigen Diorit- und Gabbrogesteine, hieran schließen sich die berechneten Molekularprozent und die Gruppenwerte nach Osann, worauf die Diskussion der Analysenresultate folgt.

Der Dioritgneis enthält somit einen Durchschnitts-Plagioklas von der Zusammensetzung Ab_1An_1 , ist also ein saurer Labradorit, zu dessen Bildung 38·90 SiO_2 nötig sind, es verbleibt dann noch ein Kieselsäurerest von 13·87%, dagegen ist $F = 23·69$; jener würde daher nur unter der Annahme, daß ein namhafter Teil von FeO und MnO als Erz vorhanden ist, zur Bildung von Metasilikaten der Amphibol-, resp. Pyroxengruppe hinreichen. Gleichzeitig ergibt sich daraus die Unmöglichkeit, daß freier Quarz ausgeschieden werden konnte.

Als Durchschnitts-Plagioklas des Gabbro ergibt sich Ab_2An_3 , also ein basischer Labradorit, an den 28·20% SiO_2 gebunden sind. Gleichzeitig steigt die Menge der dunklen Gemengteile $F = 31·89$, so daß wenn wir alles FeO und MnO als Erz annehmen, der Kieselerde rest von 20·62% nicht zur Bildung der Metasilikate der Hornblende hinreicht, was auf die Anwesenheit von Orthosilikaten hinweist. Auch hier war die Bildung freier Kieselerde als Quarz ausgeschlossen.

Im Gabbroamphibolit ist die Menge der Feldspate sowie die der dunklen Gemengteile nahezu gleich geblieben. Der Durchschnitts-Plagioklas hat die Zusammensetzung Ab_1An_1 , also ein saurer Labradorit. An Feldspat sind gebunden 33·50 SiO_2 , daher der Rest nur 17·13% beträgt, so daß selbst bei Annahme des ganzen FeO und MnO als Erz nicht alle dunklen Gemengteile Metasilikate sein können. Wahrscheinlich sind basische, alkalihaltige, tonerdereiche Amphibolmoleküle darin versteckt.

Der Gabbroschiefer enthält einen Durchschnitts-Plagioklas von der Zusammensetzung $=Ab_1An_3$, demzufolge ein saurer Bytownit. Während die Menge der Feldspate stark gesunken ist, haben die dunklen Gemengteile eine Vermehrung erfahren. Zur Feldspatbildung benötigen 20·46% SiO_2 , während der Rest = 24·36% beträgt, was auch in diesem Falle für die Metasilikate der Amphibolgruppe nicht hinreicht und auf die Gegenwart von Orthosilikaten schließen läßt.

Überblickt man die Reihe der chemischen Analysen sub I—IV, so zeigt sich, daß mit dem Steigen der Kieselsäure der Gehalt an Sequioxiden und Alkalien höher wird, während Kalkerde und Magnesia sinken.

Aus den obigen Projektionswerten resultiert ferner, daß die Kieselsäure bei steigendem a und c sowie bei abnehmendem f gleichzeitig wächst. Der Alkalireichtum ist im Dioritgneis am größten, nimmt in den Gabbrogesteinen sukzessive ab und erreicht im Gabbroschiefer das Minimum.

Berechnet man nach Maßgabe obiger Gruppenwerte die einzelnen Mineralien, welche sich an der Zusammensetzung unserer Gesteine beteiligen, so ergibt sich, daß die Summe der Alkali- und Kalkfeld-

Tabellarische Übersicht
der chemischen Verhältnisse obiger Gesteine.

	I	II	III	IV
	Diorit- gneis	Hornblende- Gabbro	Gabbro- Amphibolit	Gabbro- schiefer
	von Petersdorf		von Zöptau	
A. Gewichtsprocente				
Kieselsäure (SiO_2)	48·60	46·50	48·05	44·35
Titansäure (TiO_2)	Spur	Spur	Spur	Spur
Tonerde (Al_2O_3)	18·07	15·52	14·95	13·42
Chromoxyd (Cr_2O_3)	Spur	Spur	Spur	Spur
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	4·11	2·10	4·39	5·00
Eisenoxydul (FeO)	7·33	8·44	8·83	6·10
Manganoxydul (MnO)	2·18	1·18	1·52	2·04
Magnesia (MgO)	5·34	9·50	7·48	13·28
Kalkerde (CaO)	9·12	12·94	10·40	13·90
Natron und Kali (NaK) ₂ O	4·16	2·48	3·73	1·15
Glühverlust (H_2O)	0·47	0·74	0·50	0·53
Phosphorsäure (P_2O_5)	0·62	0·30	0·15	0·23
Summe	100·00	100·00	100·00	100·00
B. Molekularprocente				
Kieselsäure	52·77	48·82	50·63	44·82
Tonerde	11·63	9·58	9·33	8·03
Eisenoxydul	10·05	9·03	11·29	8·99
Manganoxydul	2·01	1·04	1·37	1·75
Magnesia	8·67	14·59	11·78	20·07
Kalkerde	10·68	14·55	11·82	15·14
Natron und Kali	3·91	2·26	3·71	1·10
Phosphorsäure	0·28	0·13	0·07	0·10
Summe	100·00	100·00	100·00	100·00
C. Gruppenwerte nach Osann				
<i>S</i>	52·77	48·82	50·63	44·82
<i>A</i>	3·91	2·26	3·71	1·10
<i>C</i>	7·72	7·32	5·62	6·93
<i>F</i>	23·69	31·89	30·64	39·02
D. Projektionswerte nach Osann				
<i>a</i>	2·2	1·0	1·85	0·46
<i>c</i>	4·4	3·5	2·8	2·95
<i>f</i>	13·4	15·3	15·3	16·6

spate vom Dioritgneis bis zum Gabbroschiefer sukzessive von 62% auf 35% abnimmt und daß diese gleichzeitig durch Abnahme der Alkalifeldspate von 31% auf 9% dahin stetig basischer werden; in umgekehrter Folge sind dagegen die dunklen Metasilikate der Amphibole untergeordnet, Pyroxene von 28% im Dioritgneis bis 49% im Gabbroschiefer in Zunahme begriffen, während sich die Menge der Erze mit 10% nahezu gleich bleibt.

Nach Maßgabe der obigen Gruppen- und Projektionswerte ist der Plagioklas im Dioritgneis saurer Labradorit, in den Gabbrogesteinen ist es basischer Labradorit und saurer Bytownit. Diese Resultate stimmen mit den obenangeführten Ergebnissen der mikroskopisch-optischen Untersuchung, welche nach verschiedenen Methoden ausgeführt wurde, wohl bezüglich der Gabbrogesteine annäherungsweise überein, dagegen besteht bezüglich des Dioritgneises eine bisher un- aufgeklärte Differenz. Im Allgemeinen geben die chemischen Bestimmungen basischere Feldspate, als dies bei den optischen Untersuchungen der Fall war, welche in der Regel saurere Mischungsverhältnisse ergaben. —

Am Schlusse der beiden Kapitel über die Dioritgneise und Gabbrogesteine erübrigt mir, Herrn Prof. Dr. Friedrich Becke (Wien) für die Güte herzlichsten Dank auszudrücken, womit er einige der aus der Umgebung von Zöptau vorgelegten Gesteine der mikroskopisch-optischen Untersuchung unterworfen hatte und mir dadurch auch bei vorliegender Arbeit, wie bei manchen früheren Arbeiten, seine lehrreiche Unterstützung geliehen hat. — Ferner gilt dieser Dank Herrn Prof. Dr. Anton Pelikan (Prag) für die gütige Zustimmung, daß einige der aus der Umgebung von Marschendorf vorgelegten Gesteine an dem mineral-petrogr. Universitätsinstitut durch die Herren Dr. J. Gareis und A. Scheit mikroskopisch-optisch untersucht werden konnten, für welche Mühewaltung auch diesen Herren herzlichst gedankt sei.

IV. Ultrabasische Fazies der Gabbroreihe.

Die Topfsteinstöcke und deren Schalen.

Am Saume der peripherischen Gabbrozone, beziehungsweise an dem Südost- bis Nordostflügel unseres Diorit-Gabbromassivs sieht man zahlreiche Topfsteinstöcke in sporadischer Verteilung, welche auch schon früher die Aufmerksamkeit seitens der Geologen in erhöhtem Maße auf sich lenkten. An der östlichen und nordöstlichen Sattelflanke folgen sich, meist durch Steinbrüche aufgeschlossen, die Topfsteinvorkommen am Storchberg nördlich Zöptau, am Hausberg dicht hinter dem Hegerhause im Sensenzipfel (Wermsdorf); im oberen Mertatal die Topfsteinlinse auf der vorderen Hüttellehne, oberhalb den letzten Häusern des Sensenzipfel (beim Wildzaun) und endlich die großen Topfsteinmassen oberhalb der großen „Dämme“, welche an der Einmündung des Steinseifenbaches in den Mertabach angebracht ist. Die kleinen Topfsteinstöcke, und zwar im oberen Grundbachgraben zwischen Siebenhöfen und Schwagersdorf sowie

am Kupferberg westlich Wermsdorf, befanden sich näher der nord-westlichen Sattelflanke unserer peripheren Gabbrozone. Alle diese Topfsteinstöcke haben eine sphäroidische Form, deren längere Axe parallel dem allgemeinen Streichen nach NO gestreckt ist, dagegen das Einfallen durchweg sehr steil NW fast am Kopf stehend erscheint; sie sind ausnahmslos von einer inneren aus Talkschiefer und einer äußeren aus Chloritschiefer bestehenden Schale rings umgeben.

Nachdem das Topfsteinvorkommen des Storchberges durch einen langjährigen Steinbruchbetrieb der Zöptauer und Stefanauer Bergbau- und Eisenhütten-Aktiengesellschaft näher bekannt geworden ist, welchen Verf. durch 14 Jahre geleitet hat, ist er in der Lage, von dessen geologischen Verhältnissen ein vollständiges Bild zu entwerfen, woraus man das Verhalten der übrigen weniger aufgeschlossenen Vorkommnisse erkennen kann.

A. Topfsteinbruch am Storchberg, NNO der Zöptauer Kirche.

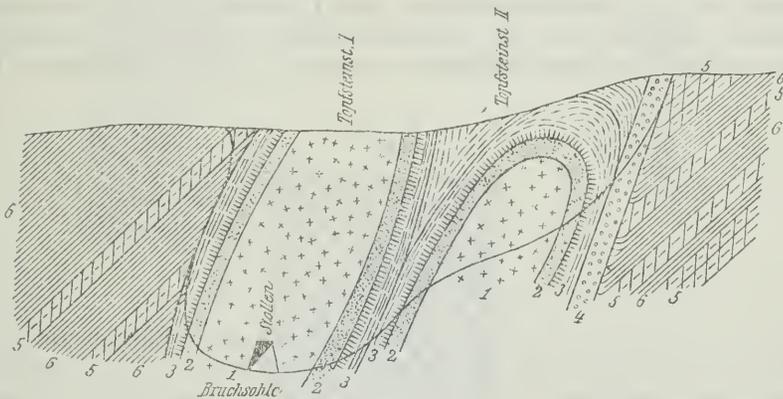
Hier wurden seither zwei Topfsteinstöcke bis zur Sohle des Stollens abgebaut, den man zum besseren Aufschluß am Steilgehänge herangeführt hat. Des großen Stockes lange Axe ist (am Tage gemessen) 45 m, die kurze Axe 8—10 m, dieser wird im Liegenden von einem kleineren Stocke begleitet, dessen lange Axe mangels Aufschlusses nicht bekannt ist, dagegen die Mächtigkeit 3 bis 4 m beträgt. Beide Stöcke werden im Hangenden und Liegenden von demselben dunklen Amphibolpyroxengneis umschlossen, wie er hiergegens vorkommt, der Schlieren von grobkörnigem Amphibolit enthält und weiterhin auch hier in Gabbroschiefer übergeht, welche letzterer plumpe Linsen, Stöcke und Kugeln von Hornblendit umschließt. Der Gneis jedoch ist vom Kopf seiner Bänke hinab tief in das Felsinnere zu rostgelben und erdgrauen, teilweise lehmigen und sandigen Massen zersetzt, die sich nur noch zur Not als quarzführender Biotitplagioklasgneis erkennen lassen, während der ursprüngliche Mineralbestand bloß an wenigen intakt gebliebenen Gesteinspartien festgestellt werden konnte. Im Liegenden, dicht unter der Chloritschieferschale, werden die Topfsteinstöcke von einem ungefähr 1.0 m mächtigen Gang von Muskovit- und Pyroxenpegmatit begleitet. Östlicher- und westlicherseits, unmittelbar an den Topfsteinstöcken, beziehungsweise ihrer Schalen sind die Gneisbänke steil aufgestellt oder fast aufgestülpt, eine Schichtenstellung, die nur durch das ultrabasische Eruptivgestein bewirkt werden konnte. Von diesen Lagerungsverhältnissen und der konzentrischen Schalenstruktur gibt nachstehende Fig. 1 ein zutreffendes Bild, das der Verf. während des seinerzeitigen Betriebes naturgetreu entwarf, denn heute ist der Steinbruch verfallen und von den früheren Aufschlüssen nichts mehr zu sehen.

Beide Topfsteinstöcke gewähren ein selten instruktives Beispiel von Schalenstruktur im Großen, und zwar besteht ihr vorwaltender Kern aus einer graumelierten, grobkörnigen sowie grobblättrigen Topfsteinmasse, die stets massig, teils grobklotzig und

dickbankig struiert erscheint und an ihrer Peripherie rings umher in Talkschiefer übergeht. Auf diesen letzteren legt sich eine schwache und lückenhafte Schale von großindividualisiertem Strahlstein (Aktinolith), dagegen die äußere Schale von Chloritschiefer gebildet wird, ungefähr 0·5 bis 2·0 m stark ist, nirgends fehlt und durch ein Salband oder den erwähnten Pegmatitgang vom Nebengestein getrennt erscheint.

Die Topfsteinmasse ist so weich und mild, daß sie sich mit dem Messer und der Handsäge schneiden läßt und besteht makroskopisch aus feinschuppigem, elastisch biegsamem Talk, dagegen lauchgrüner grobschuppiger Chlorit, der nach seinem optischen

Fig. 1.



Querprofil durch den Topfsteinbruch am Storchberg bei Zöptau.

- 1 Topfstein. — 2 Talkschiefer. — 3 Strahlstein unten, Chloritschiefer oben. —
4 Plagioklaspegmatit. — 5 Gabbroamphibolit. — 6 Biotitplagioklasgneis.

Verhalten zum Klinochlor gehört, nur akzessorisch auftritt. Darin finden sich als Übergemengteile: Rhomboëdrischer Dolomit (Rauten- oder Braunspat), der häufig in der Form *R* oder als unregelmäßige Körner eingesprengt ist¹⁾; ferner Magnetit in zahllosen hirsekorn-

¹⁾ V. Neuwirth (l. c. p. 166 und 167) als auch andere Autoren bezeichnen das Mineral irrtümlich als Magnesit (Bitterspat), auch Breunerit, denn dasselbe ist durch die bekannten chemischen Analysen von Dr. Fiedler und Prof. G. Tschermak richtig als Dolomit (Braunspat) nachgewiesen (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt X. Jahrg. 1859), und zwar enthält er nach erfolgter Berichtigung der Druckfehler und Umrechnung:

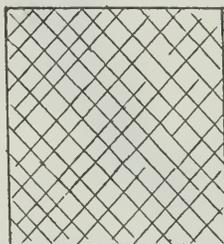
	nach Fiedler Prozent	Tschermak Prozent
Kalkkarbonat	53·25	53·72
Magnesiakarbonat	38·84	41·32
Eisenkarbonat	5·53	4·44
Wasser	1·01	—
Zusammen	98·43	98·48

Es liegt also Dolomit vor, in welchem etwas Magnesiakarbonat durch Eisenkarbonat vertreten wird.

großen Oktaëdern oder Körnchen eingestreut und kleine schlanksäulenförmige Individuen von Hornblende und Aktinolith. Akzessorisch sind außerdem Rutil, Ilmenit und Titanit, sehr kleine Pyrite der Form $\infty O \infty (100)$ zum Teil limonitisiert, Apatit und zuweilen Biotit. In der Bruchtiefe wird der Topfstein härter und hier ist es, wo in dessen Masse vereinzelte, an den Enden ausgefaserte, rostbraune, verwitternde Hornblendesäulen in reichlicher Menge erhalten geblieben sind.

U. d. M. sieht man im Schliff ein schuppiges und breitstengeliges, verworren gelagertes Aggregat von farblosem Talk, daneben einschluBreiche Kristalle oder Lappen von dichten bis feinfaserigem und farblosem Talk, die in den quadratischen Querschnitten Spaltbarkeit nach dem Augitprisma ($= 87^\circ$) erkennen lassen, was auf Pseudomorphosen nach Pyroxen hinweist (siehe nebenstehend Textfigur 2); bei gekreuzten Nicol zeigt der grobschuppige Talk prächtige Aggregatpolarisation, welche in dem feinfaserigen Talk

Fig. 2.



Talk pseudomorph nach Pyroxen.

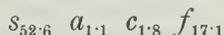
einheitlichen Interferenzfarben Platz macht; auch ist letzterer von schwarzen Schnüren durchzogen, die aus angereichten Magnetitkristallen bestehen. — Der lichtgrüne Chlorit ist verhältnismäßig spärlich vertreten, er ist schwach doppelbrechend: $\gamma - \alpha = 0.004$, nimmt gegen den Rand noch ab und wird im äußersten Saume fast 0, deutlich zweiachsig mit dem Axenwinkel $2V\gamma = 0 - 30^\circ$, Dispersion $\rho > \nu$. Weit häufiger sind Kristalle und Körner von Dolomit durch grobe rhomboëdrische Spaltrisse charakterisiert, Zwillingslamellierung nach $2R (0\bar{2}\bar{2}1)$ kommt nur selten vor, derselbe verhält sich idiomorph und zuweilen in solcher Menge vorhanden, daß er einen wesentlichen Gemengteil ausmacht. — Magnetit ist sehr reichlich in allen vorgenannten Komponenten in Kristallen und Körnern eingestreut, häufig mit Titaneisenerz verwachsen und dann peripherisch zu Leukoxen und Limonit umgewandelt. — Auch lebhaft polarisierender Titanit in Kristallen und Körnern ist ähnlich wie der Magnetit sowohl im Talk als auch Dolomit vorhanden, derselbe mag wohl aus Ilmenit hervorgegangen sein. Bei dem Umstande, daß der Magnetit ebenso häufig im Dolomit wie im Talk eingesprengt ist, drängt sich die Folgerung auf, daß er sekundär aus den Eisenoxiden der kalkreichen Pyroxene

und Amphibole gleichzeitig bei der Abscheidung der Dolomite entstanden ist. —

Mehrere Handstücke, entnommen dem massigen Linsenkern, bestehend aus grobschuppig-grobkörnigem Topfstein, zahlreiche Ausscheidlinge von Dolomit enthaltend, zu einer Durchschnittsprobe verarbeitet, ergaben folgende chemische Zusammensetzung:

V.		Prozent
Kieselsäure		50·00
Titansäure		—
Tonerde		9·73
Chromoxyd		—
Eisenoxyd		6·47
Eisenoxydul		0·54
Manganoxydul		—
Magnesia		12·10
Kalkerde		12·78
Natron und Kali		2·20
Glühverlust (Wasser)		5·50
Phosphorsäure		—
Zusammen		99·32

Daraus erhält man die Proportion $SiO_2 : R_2O_3 : RO = 3:1:1:1\cdot6$, die einem Grenzgliede der Gabbros gegen die Pyroxenite entspricht, ferner ist $R_2O : RO = 1:11\cdot6$. Nach Maßgabe der unten folgenden Tabelle resultiert nach der Klassifikation von Osann die Gesteinsformel



Wir begegnen einem solchen Gestein in dem sehr basischen, an der Grenze der Pyroxenite stehenden Gabbro vom Typus Molkenhaus mit dessen Typenformel $s_{46\cdot5} a_1 c_2 f_{17}$, also nahezu übereinstimmend.

Und in der Tat fand Verf. im Bruchtieftsten auf der Stollensohle anstehend ein höchst festes, äußerst zähes, richtungsfeinkörniges Massengestein, das sich u. d. M. als inniges Gemenge diopsidischer Pyroxene erwies, und zwar vorwiegend von grünlichweißem, graugrünlichem Diopsid, dessen deutliche Spaltbarkeit nach dem Augitprisma durch zahlreiche Spaltrisse markiert, auch dichte Aggregate desselben sind vertreten. — Dazu gesellt sich an Menge in zweiter Reihe Diallag, körnige und blätterige Aggregate mit vollkommener Teilbarkeit nach $\infty P \infty$ (100), oft deutlich stengelige Struktur und metallischer Schimmer auf der Querfläche; häufig idiomorph, kurzprismatisch mit einfacher, terminaler Begrenzung durch P (111) oder $\pm P$; seine Farbe ist grünlichschwarz, braunschwarz und schwarz. — Akzessorisch sind zahllose kleinste Magnetite der Form $O(111)$ oder in Körnern, Pyrit der Form $\infty O \infty$ (100) und als Blättchen und Körnchen; spärlich Granat, Rutil.

Es ist jedoch auch dieses zähe und harte Massengestein nicht mehr frisch, sondern zeigt beginnenden Zerfall der Pyroxene in ein Gewebe von Talk, Chlorit und Aktinolith, dabei bleibt die blätterige Struktur des Diallag oft erhalten, die Chlorit- und Talkschüppchen ordnen sich parallel zu dessen Querfläche. Auch Hornblende ist da und dort in Säulen zu bemerken, die sich wohl auf Kosten der Pyroxene gebildet hat. Gleichzeitig wurden bei diesem Umwandlungsprozeß Karbonate, und zwar Dolomit porphyroblastisch ausgeschieden.

Im Dünnschliff sieht man zahllose Körner und quadratische sowie oktagonale Kristalldurchschnitte einzeln und zu Aggregaten vereinigt von monoklinen Pyroxenen, welche nach Maßgabe der kleinen, nur 30° betragenden Auslöschungsschiefe zum Diopsid gehören, der jedoch dem Jadeit angenähert erscheint. Der größte Teil davon muß nach der gedrungenen, kurzprismatischen Gestalt unter vollkommener Spaltbarkeit nach $\infty P \infty (100)$ zum Diallag gestellt werden; seine Längsschnitte zeigen stengelige Textur, derselbe ist sehr einschlußreich und sind von leichter, erkennbaren Interpositionen Magnetit, Ilmenit und Titanit zu nennen. Der Mangel an Pleochroismus unterscheidet die hier vertretenen Pyroxene von den Amphibolen. Der restliche Raum zwischen den Pyroxenen wird von einem verworrenfaserigen bis dichten Gewebe von Talk ausgefüllt, der stets lebhaftere Polarisationsfarben aufweist. Beginnende Umwandlung schreitet auf den Spaltrissen und Querklüften der frischen Pyroxene fort und verdrängt nach und nach völlig die Pyroxensubstanz. Innerhalb der filzigen Talkgewebe bemerkt man größere Lappen von grünem Chlorit, während Schnitte senkrecht zu $oP (001)$ langfaserig erscheinen. — Außerdem sind als Nebengemengteile reichlich vertreten Ilmenit in Umwandlung zu Leukoxen begriffen, Titanit ebenso häufig. —

Der Topfstein des Linsenkernes übergeht insbesondere gegen dessen Peripherie in ausgezeichnet schieferigen, grünlichgrauen bis weißgrauen, grob- und mittelschuppigen Talkschiefer; derselbe enthält neben Talk akzessorisch mehr oder weniger lauchgrünen Prochlorit sowie Tafeln von schwarzgrünem, stark perlmutterglänzendem Klinochlor; gegen die Peripherie der Topfsteinlinse sowie nach der Tiefe nimmt die Menge der Chlorite stetig zu und kann dies bis über 25% der Gesteinsmasse hinausgehen, bis schließlich an der Grenze gegen die Chloritschieferschale der Talkschiefer völlig in Chloritschiefer übergeht. Ausscheidlinge von Dolomit fehlen darin entweder gänzlich oder sie sind nur spärlich und klein. Der Talkschiefer wird außerdem von reinem Talk in Adern und Nestern durchsetzt, der grünlichweiß bis apfelgrün gefärbt ist und eine ausgezeichnet feinschuppige bis blätterige Textur besitzt. Akzessorisch sind darin da und dort eingewachsene kleine gelbe durchscheinende Apatitkristalle.

Von diesem grobschuppigen Talkschiefer, von der inneren Schale des Topfsteinkörpers herrührend, liegen zwei chemische Analysen vor, und zwar bestand die Probe zur Analyse VI aus einem bläulichgrünen Talkschiefer, der Gümmerblättchen und Eisen-

kieskörnchen enthält; sie wurde von G. Werther¹⁾ ausgeführt, während die Analyse VII aus dem hüttenmännisch-chemischen Laboratorium zu Stefanau stammt; beide ergaben die folgenden, vom Topfstein stark abweichenden Resultate:

	VI.	VII.
	Prozent	Prozent
Kieselsäure	53·28	51·00
Tonerde	4·43	3·92
Eisenoxyd	5·79	5·13
Eisenoxydul	1·04	—
Magnesia	29·85	28·77
Kalkerde	1·51	2·44
Natron u. Kali	1·49	?
Glühverlust (Wasser) . . .	2·60	6·80
Zusammen	99·99	98·06

Aus beiden Analysen geht im Entgegenhalte zu Analyse V hervor, daß der Talkschiefer nicht nur den an der Peripherie stärker wirkenden Druckkräften seine Struktur verdankt, sondern auch stofflich vom Töpfsteinkern wesentlich verschieden ist. Die aus Analyse VI berechnete Proportion $Si O_2 : R_2 O_3 : R O = 5·2 : 1 : 3·2$ entspricht derjenigen eines einfachen Pyroxenits, das Verhältnis $R_2 O : R O = 1 : 21·7$. Nach Osann erhalten wir gemäß unten folgender Tabelle für das Substrat des Talkschiefers die Gesteinsformel



und suchen wir unter den Tiefengesteinen nach einem Analogon, so findet man, daß unter den Pyroxeniten der Typus Webster unserem Gestein fast vollständig entspricht, für welchen Osann die Typenformel $s_{48·5} a_0 c_{0·5} f_{19·5}$ aufgestellt hat.

Die Strahlsteinschieferschale wird gebildet von geschieferten Lagen und Trümmern, bestehend aus wirrgelagerten, parallel- und divergentstrahligen, farblosen, grünlichweißen und hellgrasgrünen durchsichtigen Aktinolith-, beziehungsweise Tremolitprismen; darin sind schilfig-stengelige Hornblendesäulen häufig und zahllose größere und kleinere scharfe Magnetit-Oktaeder eingestreut; untergeordnet ist Pyrit in Hexaëdern, Rutil, Titaneisenerz. — Daneben findet sich großindividualisierter lauchgrüner Strahlstein, dessen Aktinolithprismen 5—8 cm lang, 2—3 cm dick werden, stets divergentstrahlig angeordnet sind und zuweilen im Innern Hornblendereste enthalten. Der Aktinolith dieses Strahlsteins zeigt durchweg die Form $\infty P(100) = 124 \frac{1}{2}^0$, mit starker Längsstreifung, ausgezeichnete Spaltbarkeit nach dem Prisma sowie der Schiefendfläche als auch Querabsonderung senkrecht zur Hauptaxe. Durch oszillatorische Kombination von $\infty P(110)$ und $\infty P \infty(100)$ entstehen schilffähnliche Aggregate, vielfach Zwillinge nach der

¹⁾ Journal f. prakt. Chemie. 1864. XCI, 330.

Querfläche. Zuweilen übergeht der Aktinolith in feinfaserigen hellgrünen und weißen seidenglänzenden Asbest. —

An der Grenze von Talkschiefer und Strahlstein kommen die bekannten prächtigen Aggregate von schneeweißem Talk mit eisblumenähnlichem, glasglänzendem, pistaziengrünem Aktinolith durchspickt; die Prismen des letzteren fallen durch ihr großes Längenwachstum auf, demzufolge sie nach der Hauptaxe stark vorangeeilt sind und durch zahlreiche dazu senkrechte Querrisse zerstückte Individuen bilden. Gegen die Strahlsteinschieferschale verschwindet der Talk und der Aktinolith wird allein herrschend; dagegen nimmt diese Schale nach außen hin sukzessive Chloritschuppen auf und übergeht in Chloritschiefer, der eben noch Strahlsteinaggregate enthält.

U. d. M. beobachtet man, daß hauptsächlich ein farbloses bis weißgrünes Tremolitaggregat gänzlich in Talkschuppen umgewandelt erscheint, dagegen sich die pistaziengrünen Aktinolithprismen scharf von ihrer Umgebung abheben; jedoch bemerkt man auch an diesen da und dort beginnenden Zerfall in lamellare Talkaggregate.

Die chemische Analyse des grobstengeligen divergentstrahligen Strahlsteins ergab folgende prozentische Zusammensetzung:

VIII.		Prozent
Kieselsäure	52.40	
Titansäure	?	
Tonerde	4.41	
Chromoxyd	Spur	
Eisenoxyd	1.86	
Eisenoxydul	6.53	
Manganoxydul	0.48	
Magnesia	20.83	
Kalkerde	10.66	
Natron und Kali	0.92	
Glühverlust (Wasser)	1.80	
Zusammen	100.04	

Demzufolge hat dieser Strahlstein die Zusammensetzung einer sauren gemeinen Hornblende aus Diorit oder Gabbro, aus welcher er ursprünglich bestand, denn Strahlstein, Tremolit, Talk, Asbest sind nur Spaltungs-, beziehungsweise Umwandlungsprodukte der Hornblende. —

Die Chloritschieferschale besteht wesentlich aus grasgrünem feinschuppigem weichem Prochloritschiefer mit ausgezeichnet paralleler Gruppierung der elastisch biegsamen Prochloritblättchen, diese entwickeln stets die Basis, ohne sonstige kristallographische Begrenzung, des öfteren zu büscheligen, wirren und fächerförmigen Aggregaten vereinigt. Diesem gras- und lauchgrünen Prochlorit ist gewöhnlich etwas Talk beigemischt, demzufolge die Härte des Schiefers nur 1.5 beträgt, so daß er sich mit dem Messer oder der Handsäge

schneiden läßt. Untergeordnet ist ein lauchgrüner kleinschuppiger Chloritschiefer von der Härte = 2·0 bis 2·5, worin der Talk selten ist, dagegen neben herrschendem Prochlorit zum Teil auch schwarzgrüner glasglänzender Klinochlor vertreten ist. An Übergemengteilen finden sich darin stellenweise: kleinste Hornblende- und Aktinolithsäulen; besonders ausgezeichnet durch sehr zahlreiche scharfkantige Magnetit-Oktaëder, die, zumeist hirsekorn- und erbsengroß, sehr oft 10 und 15 mm Größe erreichen; akzessorisch ist Apatit teils in durchsichtigen smaragdgrünen flächenreichen Kristallen 8–10 mm groß, oder als grasgrüner Spargelstein, undurchsichtig fettglänzend in 8–12 cm großen, 3–5 cm dicken hexagonalen Prismen; ferner Pyrit der Komb.-Form $\infty O \infty (100) \cdot O (111)$ bis 8 mm groß, zum Teil limonitisiert, Titanit, Ilmenit, auch derbe Stufen von eisenschwarzem Magnetit und schwarzbraunem Titanomagnetit. Diese Mineralien des Chloritschiefers sind gewöhnlich mit einer Chlorit- oder Talkrinde überzogen. Schließlich verdienen noch Erwähnung kleine, auf Klufflächen des Prochloritschiefers aufgewachsene wurm- und schraubenförmige Prochloritkristalle, die nach dem Glimmer- und Periklingesetz polysynthetische Zwillinge bilden, davon die größeren prächtigen Pleochroismus zeigen, und zwar $\alpha = \beta$ smaragdgrün, $\gamma =$ hyazinthrot. — Auf der Bruchsohle habe ich harte Klinochlorschiefer angetroffen, zusammengesetzt aus glas- und perlmutterglänzendem schwarzgrünem Klinochlor sowie etwas Talk, worin schöne, wirrgelagerte Aktinolith-, beziehungsweise Tremolitprismen einen nicht unwesentlichen Gemengteil bilden. In einer anderen, noch festeren Varietät des Klinochlorschiefers wurden strahlige Aggregate schilfigstengeliger Hornblende in größerer Menge beobachtet sowie auch völlige Gemenge von grobblättrigem Klinochlor, strahligem Aktinolith und schilfiger Hornblende festgestellt. Demzufolge wird die Hornblende in Strahlstein, dieser zu Chlorit, der Tremolit zu Talk umgewandelt. —

U. d. M. im Dünnschliff hat man konstatiert: Vorwiegend Chlorit hellgrün bis farblos herab in größeren Lappen und Schuppen, in Schnitten senkrecht zur Spaltbarkeit, schwach pleochroitisch $\alpha =$ hellgrün bis farblos, $\gamma =$ grün, β von α nicht unterscheidbar; derselbe gehört, wie bereits oben erwähnt und wie weiter unten nachgewiesen wird, zum Prochlorit, welcher durch seine starke Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0\cdot013$) auffällt. — Talk farblos in breiten Stengeln, schmal leistenförmig in Querschnitten, bei nichtparallelen Kanten, keilförmig, wirrgelagert. — Da und dort Überreste von Hornblende in schlanksäulenförmigen Individuen oder Partikeln derselben. Magnetit reichlich vertreten in Kriställchen, Stäbchen und Körnern, zum Teil jedoch Titanomagnetit von Leukoxenrinde und Limonithof umgeben; kleinste Täfelchen von Titaneisenerz in großer Zahl; außerdem wurden im opaken Magnetit nicht selten Einschlüsse eines stark lichtbrechenden violetten bis hellblauen optisch einaxigen Minerals in Säulchen und Körnchen beobachtet, jedenfalls Apatit. Titanit in vereinzelt Kriställchen lebhaft polarisierend. Epidot goldgelb hie und da auf Spalttrissen zu sehen, läßt Dichroismus grün und gelb deutlich erkennen. — Schon G. Tschermak hat im Chloritschiefer von Zöptau

festgestellt: deutlichkörnigen helllauchgrünen Klinochlor. und zwar Blättchen oft fächerförmig angeordnet, $2E = 60^\circ$, stellenweise aber fast einaxig. (Akademie der Wissenschaften. Wien, 19. Februar 1891.) —

Zur chemischen Analyse wurde der feinschuppige und weiche Prochloritschiefer ausgewählt, welcher die Hauptmasse der äußeren Schale des größeren Topfsteinstockes bildet; diese enthielt wohl zahllose kleinere Magnetite, worin jedoch die großen Porphyroblasten von Magnetit fehlten; die Analyse ergab folgendes Resultat:

IX.		Prozent
Kieselsäure		27·30
Titansäure		—
Tonerde		31·00
Chromoxyd		—
Eisenoxyd		19·94
Eisenoxydul		1·68
Manganoxydul		0·28
Magnesia		10·88
Kalkerde		1·71
Natron und Kali		2·80
Glühverlust (Wasser)		3·70
Phosphorsäure		0·47
Zusammen		99·76

Daraus berechnet sich die Zusammensetzung dieses Prochloritschiefers aus:

	Prozent
Prochlorit	93·57
Magnetit	5·42
Apatit	1·02

Andere Ausscheidungsprodukte der Gesteinsumwandlung, wie Kalzit, Quarz, Epidot. fehlen. Der Chlorit ist, wie bereits angeführt, in chemischer Beziehung ein Prochlorit von der Zusammensetzung $Sp_3 At_7$ nach Tschermaks Theorie und erhält man unter der Voraussetzung, daß Teile von $MgO + CaO$ durch äquivalenten $FeO + MnO$ vertreten werden, theoretisch: 28·16 Kieselsäure, 25·68 Tonerde, 21·15 Eisenoxydul, 12·04 Magnesia nebst Kalk und 12·97 Wasser, was dem obigen Analysenresultat ähnlich erscheint, wenn man berücksichtigt, daß der Tonerdeüberschuß sowie alles Eisenoxydul (das nicht an die Erze gebunden) in Eisenoxyd übergeführt wurde, was in der fortgeschrittenen Gesteinsmetamorphose seine Begründung findet. Diese letztere bestand wesentlich in einer Anreicherung der Tonerde als der fixesten Basis, Aufnahme einer auffallend geringen Menge Wassers, während Kieselerde und Kalk eine kleine Abnahme aufweisen. Der Prochlorit vom Berge Greiner, Zillertal, Tirol, hat eine sehr ähnliche Zusammensetzung. Der Chloritschiefer der Topfsteinstöcke in der Umgebung von Zöptau ist also kein Klinochlorschiefer, wie Tschermak auf Grund optischen Befundes

angibt, weil er nicht dessen chemische Zusammensetzung besitzt; optisch zeigen die gedachten Orthochlorite gleiches Verhalten.

Als Substrat des in Rede stehenden Prochloritschiefers ist sehr wahrscheinlich ein Hornblendit, respektive Amphibololit¹⁾ anzusehen, dessen vorherrschender Gemengteil in einem orthosilikatischen Syntagmatit, beziehungsweise einer barkevitischen Hornblende bestanden hat, wie sie gleich reich an $R_2 O_3$ aus gewissen Syeniten²⁾ bekannt ist. Eine gleichbasische Zusammensetzung würde in der tonerde- und eisenoxydreichen Hornblende aus Monchiquit vorliegen, welcher bei km 36 der Sta. Cruz-Eisenbahn (Rio de Janeiro) vorkommt³⁾. Die orthosilikatischen $Al_2 O_3$ - und $Fe O$ -reichen Amphibole sind zurzeit sowohl in chemischer als auch optischer Beziehung zu wenig untersucht.

Nach Osann gehört das Substrat unseres Prochloritschiefers zu den mit Tonerde übersättigten Gesteinen und erreicht hier der Tonerdeüberschuß einen solch ungewöhnlich hohen Betrag, daß die Bildung der Atomgruppe $(Mg Fe) Al_2 O_4$ und deren Zuaddierung zum Gruppenwerte C nicht zulässig erschien, weil dadurch der ultrabasische Charakter des Gesteins nicht zum Ausdruck gekommen wäre. Es wurde also gemäß unten folgender Tabelle der Tonerderest im Sinne Grubenmanns⁴⁾ der Gruppenwert $T' = 16.79$ ausgewiesen. Unter dieser Voraussetzung resultiert demzufolge die Gesteinsformel

$$s_{33} a_{1.3} c_1 f_{19.7}$$

Unter den Tiefengesteinen würde ein ähnliches Gestein unter den Peridotiten im Typus Dun Mountains vorliegen, wofür Osann die Typenformel $s_{35} a_0 c_0 f_{20}$ gefunden hat. Das Orthosilikat des Olivin im Dunit würde in unserem Archetyp durch orthosilikatischen Syntagmatit vertreten sein. Rosenbusch und Grubenmann neigen zu der Annahme, daß derartige tonerdereiche kristalline Schiefer sedimentogen sind, eine Entstehungsart, welche für unsere Chloritschieferschale gänzlich ausgeschlossen ist, wie schon aus den obigen sowie insbesondere den folgenden Ausführungen erhellt.

Und in der Tat ist dem Verf. die Auffindung des Substrats des obigen Prochloritschiefers gelungen, und zwar in jenem feldspatfreien Amphibololit, der mit ersteren durch regelrechte Übergänge verknüpft, auf der Förderstollensohle des Topfsteinbruches am Storchberg, und zwar am Hangenden der Chloritschieferschale anstehend getroffen wurde. Der Amphibololit besteht fast ausschließlich aus schwarzer, stark glasglänzender Hornblende, die auch hier in den drei Aggregationsformen, das ist als kompakte, als blätterige Hornblende, sowie in 15—20 mm langen, 3—5 mm dicken, schlank säulenförmigen, an den Polen

¹⁾ Nach der vollständigeren Nomenklatur dieser Gesteine von Lacroix. Siehe auch Weinschenk: Spezielle Gesteinskunde. 2. Aufl. 1907, pag. 185 und 319.

²⁾ Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre 1901, pag. 104, Analyse 8.

³⁾ Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre 1901, pag. 243, Analyse 3.

⁴⁾ Grubenmann, Die kristall. Schiefer II, pag. 13.

ausgefaserten Kristallen auftritt. Dazwischen finden sich zahlreiche kleinste Magnetitoktaëder, darunter aber auch vereinzelte große Kristalle. — Faserige, hellgrüne und smaragdgrüne Aktinolithaggregate, in der Hornblende enthaltene Pyroxenkerne, uralitische Umkristallisierungen weisen auf ursprünglich pyroxenische Komponenten hin, wahrscheinlich ist ein Teil der Hornblenden aus Augit entstanden; dessenungeachtet ist der größte Teil der Hornblende primär, weil mechanische Deformationen daran nicht zu erkennen sind. Die Hornblende umschließt außer Magnetit Titaneisenerz und etwas Apatit. — Die Struktur des Amphibololites ist dadurch eine porphyrtartige, daß große idiomorphe Hornblendeindividuen in einer Füllmasse kleinster Hornblendekörner lagern. Zwischen den Hornblendeaggregaten drängen sich anfänglich vereinzelte Häufchen von Chlorit, kleine Nestchen von Talk, welche sich auf Kosten der Füllmasse kleiner Hornblendekörner vermehren, sukzessive erfaßt diese Gesteinsumwandlung, das heißt Chloritisierung auch die großen Hornblendeindividuen, bis diese letzteren zur Gänze in der grasgrünen feinschuppigen Prochloritmasse aufgehen und von den Hornblenden fast nichts mehr zu sehen ist. Nur hie und da erinnern sporadisch erhalten gebliebene schilfigstengelige Hornblende sowie restliche Aktinolith-, beziehungsweise Tremolitaggregate an die stattgefundenen Umwandlungsvorgänge. —

Aus der gegenüberstehenden Tabelle ist die übersichtliche Darstellung der chemischen Verhältnisse des großen Topfsteinstockes am Storchberg und seiner peripheren Schalen zu entnehmen, worauf die berechneten Molekularprocente sowie die Gruppenwerte nach Osann nachfolgen.

Während die Analyse VI von G. Werther herrührt, wurden die Analysen V, VII, VIII und IX auf meine Veranlassung mit dem von mir beigegebenen Material an dem hüttenmännisch-chemischen Laboratorium des Hochofenwerkes zu Stefanau und dem Laboratorium der Witkowitz Steinkohlengruben durch Herrn R. Nowicki ausgeführt. —

Nebenstehende Tabelle gewährt den nötigen Überblick über die chemischen Charaktere des Storchberger Topfsteinstockes und seiner Schalen, woraus hervorgeht, daß die Veränderung des chemischen Bestandes im Ursprungsmaterial hauptsächlich in der Wasseraufnahme bestanden hat und der übrige Chemismus trotz der durchgreifenden Umkristallisation im großen und ganzen unverändert geblieben ist. Wir konnten daher unter Vernachlässigung des Wassergehaltes, beziehungsweise Umrechnung der Analysen auf wasserfreie Substanz, auf die chemische Zusammensetzung der Ursprungsgesteine zurückschließen und daher die obigen Gesteinsformeln berechnen, ohne größere Fehler zu begehen.

B. Die Topfsteinbrüche in der Umgebung von Wernsdorf.

Genau so wie bei Zöptau bieten auch die Topfsteinstöcke in der Umgebung von Wernsdorf dieselbe Schalenstruktur dar, denn auch hier legen sich in der Regel auf den massigen und grobkörnigen

Tabellarische Übersicht
der chemischen Verhältnisse der Topfsteinstöcke.

	V	VI	VIII ¹⁾	IX
	Topfstein	Talkschiefer	Strahlsteinschiefer	Chloritschiefer
vom Storchberg nördlich Zöptau				
A. Gewichtsprocente				
Kieselsäure (SiO_2)	50·00	53·28	52·40	27·30
Titansäure (TiO_2)	—	?	?	—
Tonerde (Al_2O_3)	9·73	4·43	4·41	31·00
Chromoxyd (Cr_2O_3)	—	?	Spur	—
Eisenoxyd (Fe_2O_3)	6·47	5·79	1·86	19·94
Eisenoxydul (FeO)	0·54	1·04	6·53	1·68
Manganoxydul (MnO)	—	—	0·48	0·28
Magnesia (MgO)	12·10	29·85	20·83	10·88
Kalkerde (CaO)	12·78	1·51	10·66	1·71
Natron und Kali (NaK) ₂ O	2·20	1·49	0·92	2·80
Glühverlust (H_2O)	5·50	2·60	1·80	3·70
Phosphorsäure (P_2O_5)	—	—	Spur	0·47
Summe	99·32	99·99	100·04	99·76
B. Molekularprocente				
Kieselsäure	52·58	48·41	—	32·86
Tonerde	6·06	2·39	—	22·02
Eisenoxydul	5·60	5·87	—	19·81
Manganoxydul	—	—	—	0·28
Magnesia	19·01	40·55	—	19·57
Kalkerde	14·50	1·47	—	2·22
Natron und Kali	2·25	1·31	—	3·01
Phosphorsäure	—	—	—	0·28
Summe	100·00	100·00	—	100·00
C. Gruppenwerte nach Osann				
S	52·58	48·41	—	32·86
A	2·25	1·31	—	3·01
C	3·81	1·03	—	2·22
F'	35·30	46·81	—	39·66
T (nach Grubenmann)	—	—	—	16·79
D. Projektionswerte nach Osann				
a	1·1	0·53	—	1·3
c	1·8	0·44	—	1·0
f	17·1	19·03	—	19·7

¹⁾ Analyse VIII enthält 0·15% S.

Topfsteinkern zunächst feinschuppige Talkschiefer, weiter nach auswärts auf diesen Strahlsteinschiefer und an der äußeren Peripherie Chloritschiefer, gegen die umschließenden Gabbrogesteine scharf abgegrenzt oder durch ein Saalband (Lettenbesteg) oder aber durch einen Pegmatitgang geschieden. Den Mineralbestand des Storchberger Topfsteinvorkommens finden wir bei Wernsdorf wieder. Auch die Wernsdorfer Topfsteinstöcke besitzen gegenüber den umschließenden Nebengesteinen jene diskordante Lagerung und Steilstellung, gleichwie wir solche am Storchberger Topfsteinvorkommen geschildert haben, welche durchgreifenden Lagerungsverhältnisse infolge späterer Massenbewegungen und der dadurch bewirkten Adjustierung teilweise verwischt worden sind.

1. Oberhalb des **Kupferberges** westlich Wernsdorf, gegen den Erzberg aufwärts, ist in den dortigen Gabbroamphiboliten eine untergeordnete Topfsteinlinse an der Südostflanke unseres Diorit-Gabbromassivs gelegen, durch Steinbruchbetrieb näher bekannt geworden. Dieselbe ist von dem Grundeigentümer Johann Küffel (Wernsdorf) zu Wasser- und Futtertrögen, Türstöcken, Stiegenstufen etc. ausgebeutet worden, jedoch ist die milde weiche, leicht zu bearbeitende Topfsteinmasse nach der Tiefe sehr bald in einen festen, harten Amphibololit übergegangen, weshalb der Steinbruchbetrieb zur Einstellung kam.

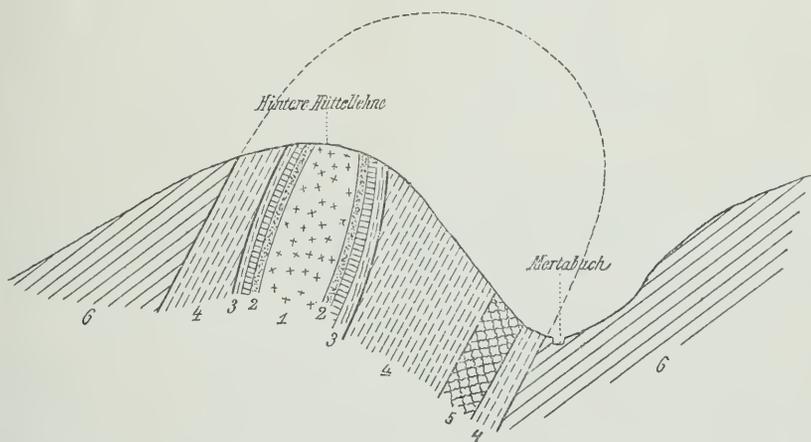
2. und 3. Der Topfsteinstock oberhalb des herrschaftlich Wiesenberger Hegerhauses in der zu Wernsdorf gehörigen Kolonie Sensenzipfel am sogenannten **Hausberg**; gleichwie der Topfsteinstock am oberen Ende der gedachten Kolonie beim Wildzaun auf der „**vorderen Hüttellehne**“, sind an der Grenze von Dioritgneis und Gabbroschiefer durchgestoßen. Der Dioritgneis der sogenannten „Schwefelsteine“ bildet das obengeschilderte Spezialmassiv, das sich vom Hausberg bis zur vorderen Hüttellehne ausbreitet und am Hangenden von Gabbroschiefer begleitet wird. — Im Hangenden dieser Topfsteinkörper wurde ebenfalls die Anwesenheit von Pegmatitgängen gabbroider Fazies konstatiert. — Ferner ist aus dem Steinbruche am Hausberg der dort mitvorkommende Gips zu erwähnen, der in kleinen, nadelförmigen Kristallen zusammen mit Dolomit einbricht; auch wurden daselbst große Gipskristalle in rhomboëdrischem Kalksinter eingewachsen gefunden, die schöne Drusen bilden.

4. Auf demselben generellen Streichen gegen NO liegt das mächtige Topfsteinvorkommen oberhalb der sogenannten „großen Dämme“, einer kleinen Talsperre, am Zusammenflusse des Steinseifen- und Mertabaches erbaut. Daselbst auf den Gehängen der „**hinteren Hüttellehne**“ begegnet man einer Aufpressung von Gabbrogesteinen, und zwar hauptsächlich Gabbroamphibolit, untergeordnet Gabbroschiefer und Hornblendit, welche drei dicht beieinanderliegende Topfsteinlinsen umschließen. Die Gabbrogesteine werden diskordant vom Chloritgneis überlagert, wie durch das nachstehende Profil Fig. 3 dargestellt ist. Vom Gabbroamphibolit umschlossen lagern hier zunächst zwei dicht beieinanderliegende, am Streichen nach 2 h 7 *gd* gereiht und durch Chlorit- und Strahlstein-

schieferschalen voneinander getrennt; dagegen das Einfallen ungefähr unter $\sphericalangle 80^\circ$ nach 20 h 7 *gd* erfolgt oder vertikal am Kopf stehend erscheint. Gegen den zweiten Stock etwas im Hangenden versetzt, folgt der dritte Stock mit dem nämlichen Schalenbau.

Die gesamte Mächtigkeit dieser Topfsteinstöcke ist quer auf das Streichen gemessen 35 *m*, während die streichende Länge auf 50 *m* bekannt geworden ist. Die zentrale Topfsteinmasse der gedachten Stöcke besteht hauptsächlich aus Talk und enthält wenig Chlorit, dagegen viel Dolomit und geht peripherisch in Talkschiefer über, welcher schalenförmig den Topfsteinkern umgibt; auf den Talkschiefer legt sich auch hier vorerst Strahlstein, sodann Chloritschiefer als äußere Schale allseitig herum.

Fig 3.



Querprofil durch die Topfsteinstöcke auf der hinteren Hüttellehne bei Wermsdorf.

- 1 Topfstein. — 2 Talkschiefer. — 3 Strahlstein unten, Chloritschiefer oben.
4 Gabbroamphibolit. — 5 Hornblendit. — 6 Chloritgneis.

Die beiden erstgenannten Stöcke wurden seinerzeit in drei übereinanderliegenden, in vertikalen Wänden anstehenden Etagen abgebaut, der dritte Stock dagegen steht noch unverritz an.

Der Topfsteinkern des ersten bis zum Niveau des fahrbaren Weges bereits abgebauten Stockes ist durch einen größeren Gehalt an Dolomit (Braunspat) bemerkenswert, welcher in der Topfsteinmasse in bis faustgroßen Kristallen und Aggregaten idiomorph hervortritt; derselbe bildet Kerne, um die sich die Talklamellen flaserig und wellig herumlegen; Magnetit ist in zahllosen Oktaedern, Körnern und Rosetten dem Topfstein eingesprengt; lokale Partien desselben enthalten stark lichtbrechenden, fettglänzenden Apatit (Spargelstein) in smaragdgrünen prismatischen Kristallen und in Körnern. V. Neuwirth beobachtete hier eine sekundäre Kluftausfüllung, enthaltend: Bergkristall mit Amianteinschlüssen, ferner freien Amiant mit Apatit- und Titanit-

kristallen, während Talk alle vorgenannten Mineralien überrindet; in brauner Erde eingebettet zahlreiche Pyrite. —

An den Rändern der umfänglichen Chlorit- und Strahlsteinschiefer sind höchst zähe und feste, von der Metamorphose weniger berührte Felsmassen anstehend, welche u. d. M. die Relikte jenes Amphibololiths erkennen lassen, aus dem diese Felsmassen umkristallisierten, bestehend aus schwarzer prismatischer Hornblende und farblosem bis grünlichweißem, filzigfaserigem Tremolit, während der übrige Mineralbestand zu Talk und Chlorit sowie Strahlstein umgewandelt ist, wobei auch reichlich Karbonat ausgeschieden wurde, gleichzeitig die im Gestein eingesprengten bis 10 mm großen Pyrit-hexaëder zu Göthit verwittert sind. — Außerdem fand Verf. in der Strahlsteinschiefer sehr feste Massen von filzigfaserigem, grünlichweißem Tremolitfels, dem Hornblende beigemischt ist; akzessorisch sind Dolomit und Magnetit zu sehen. Während sich der Tremolit zu Talk umwandelt, ist die Hornblende zu großen Aktinolithprismen gewachsen, welche nun dem Talk inliegen; Tremolitfels und Talk-Aktinolith sind miteinander durch alle Übergänge verknüpft. Hiermit sei auch auf den nephritischen Charakter dieser dichten, filzigen, aus Tremolit- und Aktinolithfasern aufgebauten massigen, höchst zähen Gesteine der Strahlsteinschiefer hingewiesen, die wohl dem Nephrit gleich zu achten sind. — Auch die in Rede stehenden Topfsteinmassen werden von Plagioklas-Pegmatit begleitet, was für deren genetische Beziehungen wichtig erscheint.

Die an der hinteren Hüttellehne aus Schiefergneisen und zwar weitaus vorherrschendem Chloritgneis bestehende Schieferhülle unseres Diorit-Gabbromassivs zeigt sich über den Gabbrogesteinen und deren Topfsteinmassen in fast schwebender Lagerung; weiter im Hangenden ist das Streichen des Chloritgneises 3 h 0 *gd*, das Verfläachen 21 h 0 *gd* unter \sphericalangle 40°. Es gewinnt den Anschein, als bildet hier die Schieferhülle offenbar ein Dach über den aufgepreßten Gabbrogesteinen, das mit aufgehoben wurde und durch spätere teilweise Abtragung desselben sind die darunterliegenden Gabbrogesteine und Topfsteine freigelegt worden.

5. Am nordwestlichen Flügel unseres Massivs, dort, wo sich mächtige Gabbroamphibolite ausbreiten, begegnen wir am **Kargerberge** 0.5 km nördlich Siebenhöfen nochmals einem Topfsteinstock, dessen petrographische und Lagerungsverhältnisse genau das wiederholen, was wir an den übrigen Topfsteinkörpern gesehen haben. Auch hier übergeht der Topfsteinkern zunächst in Talkschiefer, auf dem sich zwiebförmig der Strahlsteinschiefer und Chloritschiefer anlagert. Der Topfstein ist durch reichlichen Gehalt an Dolomit und Magnetit sowie lokal durch zahlreich eingesprengte, 5–10 mm große Pyrit-hexaëder ausgezeichnet, welche größtenteils limonitisiert sind. Der Talkschiefer enthält ebenfalls Dolomit, ersterer sowie der Strahlsteinschiefer, der Prochloritschiefer führen sämtlich reichlich Magnetit in Oktaëdern und Körnern. — Die in Rede stehende Topfsteinlinse wird von einem schwarzgrünen, feinkörnigen, plattigen Amphibolit umschlossen. — Der Steinbruchbetrieb ist dort seinerzeit mit

Rücksicht auf den zerstückten Grundbesitz eingestellt worden, weil das NW-Einfallen der Topfsteine in des Nachbars Grundstück gerichtet ist. —

C. Untergeordnete Topfstein- und Talkschiefermassen.

6. Im Bischofsgraben bei Ober-Zöptau lagert an der südöstlichen Flanke unserer Gabbrozone ein schon länger bekanntes, interessantes Vorkommen von Talkschiefer, das nicht übergangen werden möchte, stammen doch von hier viele schöne Stufen in zahlreichen Mineraliensammlungen; derselbe wird von Gabbroschiefer umschlossen und besteht aus schneeweiß, hellgrasgrün und rosarot gefärbten feinschuppigen Talkmassen, worin smaragdgrüne, radialstrahlige Bündel von 5—8 cm langen Aktinolithprismen durchwachsen sind; oft ahmen diese Strahlsteine bis handgroße, eisblumenähnliche Gebilde nach. Seither auf Topfstein unternommene Schurfversuche blieben ohne Erfolg. Nachdem diesem Vorkommen Topfstein sowie auch Schalenstruktur mangelt, darf es nicht mit den obigen Topfsteinstöcken verwechselt werden.

7. Östlich des Raubbeersteins im Petersdorfer Traubnitzwalde soll nach den mir gewordenen Berichten von Steinbrechern und nach Maßgabe der von dort mitgebrachten Gesteinsproben ebenfalls Topfstein vorkommen. Dasselbe dürfte mit demjenigen Topfsteinvorkommen identisch sein, worüber bereits F. Kolmati¹⁾ berichtete; auch G. Trautenberger²⁾ erwähnt den Topfstein „auf dem Traubnitzberge bei Petersdorf“. Verf. hatte keine Gelegenheit, sich von der Richtigkeit dieser Angaben zu überzeugen. —

8. Um die Ähnlichkeit der beiden Flügel unseres peripheren Gabbrogewölbes in petrographischer Hinsicht noch vollständiger zu machen, ist es dem Verf. gelungen, am Nordwestflügel, beiderseits des Feldweges über den Schwarzenstein nach Theresiental, bereits am Westabhange im Walde, ebenfalls einen Topfstein aufzufinden, der mild und weich sich mit dem Messer und der Handsäge schneiden läßt, der aber dessenungeachtet anderer Zusammensetzung ist als die übrigen oben betrachteten Topfsteine bei Zöptau und Wermsdorf. Derselbe besteht fast ausschließlich aus einem filzigfaserigen Gewebe wirr- oder parallelstrahligen, nadeligen, asbestähnlichen, weißen bis hellgrünen Tremolit, der in Talk umgewandelt wurde, jedoch seine ursprüngliche Struktur bewahrt hat; hierzu gesellt sich Chlorit. Akzessorisch sind zahllose Magnetitoktaëder und Körner, ferner Rutil und Hornblendereste. In der hellgrüngrauen bis rostgelben schieferigen Gesteinsmasse sind zahllose mit Eisenoxyd gefüllte Nestchen zu bemerken; jedenfalls ist hier ein Mineral weggeführt worden, es dürften wohl Karbonate gewesen sein, die bei der Talkbildung abgeschieden wurden. Dieses Gestein ist im Gegensatz zu den Talkchlorit-Topfsteinen von Zöptau und Wermsdorf als Tremolit-Topfstein zu bezeichnen.

¹⁾ Die Mineralien Mährens und Österr.-Schlesiens. 1854, pag. 31.

²⁾ Das Teßtal in Mähren. 1893, pag. 9.

U. d. M. erkennt man ein schieferiges Gemenge von Tremolit und Chlorit; letzterer ist schwach pleochroitisch in gelblichen und grünlichen Farbentönen, besitzt schwache Doppelbrechung mit optisch positivem Charakter. — Die Tremolitsäulchen lassen das Hornblendeprisma $\infty P(110) = 124^{\circ} 30'$ deutlich erkennen und zeigen häufige Querabsonderung sowie Auslöschung $c:c$ im Maximum $= 17^{\circ}$; sie sind an den Polen vielfach ausgefasert, büschel- und rosettenförmig angeordnet und zumeist bei Erhaltung ihrer Formen in Talk umgewandelt, wie an den höheren und leuchtenden Polarisationsfarben nachweisbar.

Dieser Topfstein übergeht einerseits in hellgrauen Talk-schiefer; andererseits wurden viele Gesteinsblöcke beobachtet, die äußerlich in Tremolit-Topfstein umgewandelt waren, während das intakte Innere aus einem wirren Gefüge feinkristalliger, schilfigstengeliger, schwarzer Hornblende bestand, die mit weißem, feinfaserigem Tremolit innig verwachsen erschien.

Neben dem Topfstein sind Tremolitschiefer festgestellt worden, die fast gänzlich aus wirrgelagerten, farblosen Tremolitprismen zusammengesetzt erschienen, zu welchen da und dort etwas Chlorit sowie auch Talk in wechselnder Menge hinzutraten. — Der in Rede stehende Topfstein ist wohl in der gedachten Lokalität nicht anstehend, sondern neben einer kleinen Steinbruchspinge in solcher Menge umherliegend, daß über dessen Einlagerung im Untergrunde kein Zweifel obwalten kann.

D. Ursprungsgesteine, Entstehung und Alter der Topfsteinstöcke.

Die Reste ursprünglicher Textur und Struktur sowie des ursprünglichen Mineralbestandes führen im Verein mit dem chemischen Charakter auf die richtige Deutung des Archetyps solcher umkristallisierter Massengesteine, wie es die Talkchlorit-Topfsteine unseres Diorit-Gabbromassivs sind. Talk, Chlorit, Strahlstein, Dolomit sind sekundäre, wasserhaltige Umwandlungsprodukte. Talk bildet sich im vorliegenden Falle aus tonerdefreien, der Chlorit aus tonerdehaltigen Gliedern der Pyroxen-Amphibolgruppe. Es ist eine bekannte Tatsache, daß sich der Tremolit mit Vorliebe in blätterigen und stengeligen Talk umwandelt; dabei dringen die Talkblättchen von der Peripherie, den Querklüften und den Spaltrissen aus vor und verdrängen nach und nach die Tremolitsubstanz. Ein Beispiel hierfür ist gerade der vorhin betrachtete Tremolit-Topfstein von Schwarzenstein. Dagegen sind Umwandlungsvorgänge von Aktinolith selten zu beobachten, er ändert in der Regel nur seinen Aggregatzustand und geht in feinfaserigen Asbest über, wie man dies in unseren Topfsteinbrüchen häufig beobachten kann. — Es ist ferner ein an Pyroxeniten häufig beobachteter Umwandlungsvorgang, daß sie unter Wasseraufnahme direkt zu Talk und Chlorit zerfallen, wobei gleichzeitig Dolomit zur Abscheidung gelangt. Gemäß den Ergebnissen der mikroskopisch-optischen Untersuchung und den oben berechneten Gesteinsformeln hat der Kern unserer Topfsteinlinsen

sehr wahrscheinlich aus feldspatfreiem, an der Grenze gegen Gabbro stehendem massigen Pyroxenit bestanden, zusammengesetzt aus einem Gemenge von saurem Diopsid und einem tonerdereichen Diallag; ersterer lieferte den Talk, letzterer den Chlorit des Topfsteins; dagegen ist der Talkschiefer an der inneren Peripherie aus einem druckschieferigen Websterit hervorgegangen, dessen Komponenten kalkarme, diopsidische Pyroxene waren. — Ferner bestand ursprünglich die äußere Prochloritschieferschale aus feldspatfreiem, druckschieferigem Amphibololit, zusammengesetzt aus vorwaltender basischer, an Al_2O_3 und FeO reicher barkevitischer Hornblende an der Außenseite, untergeordnet einer intermediären Hornblende an der Innenseite. Die Außenschale übergang zunächst an ihrer inneren Seite in Strahlstein, während der äußere Teil derselben dort, wo eine vermehrte Wasseraufnahme an den Salbändern begünstigt war, in Prochlorit unter gleichzeitiger Bildung großer Magnetite umgewandelt wurde.

Obige Auseinandersetzungen haben Geltung auch für alle übrigen Topfsteinstöcke der Umgebung von Zöptau und Wermsdorf, insofern, als sie dieselbe gesetzmäßige Schalenstruktur erkennen lassen, was bei allen größeren Topfsteinlinsen zutrifft. Außerdem muß noch hervorgehoben werden, daß die Talkschiefer und Chloritschiefer unserer Topfsteinstöcke keine kristallinen Schiefer im landläufigen Sinne sind, wogegen ihr stockförmiger konzentrisch-schaliger Aufbau in entschiedener Weise spricht.

Obigen Ausführungen gemäß waren es also Pyroxenite, welche das Substrat bildeten, aus dem die Topfsteinkerne auskristallisierten, dagegen ist deren Chloritschieferschale in einem basischen Amphibololit prädisponiert gewesen. Es war eine feldspatfreie Grenzform der peripherischen Gabbrogesteine, mit denen sie geologisch verknüpft sind, so daß sie mit diesen und den Dioritgneisen des großen Sattelkernes eine geschlossene petrographische Reihe bilden. Die Schalenstruktur der Topfsteinstöcke ist durch eine schlierige Anordnung des ultrabasischen Magmas entstanden, wodurch eine Differenziation von Tonerde- und Magnesiasilikaten nach den Salbändern hin stattgefunden hat, so daß wir in der überall bei allen Topfsteinstöcken gesetzmäßig angeordneten Chloritschieferschale die an Basen reichste Form des gemeinsamen Magmas zu erblicken haben.

Die strukturellen Verhältnisse sowie die magmatische Ausscheidungsfolge des großen Diorit-Gabbrolakkoliths finden wir an den Topfsteinstöcken im kleinen wiederholt. Diese lassen dasselbe Gesetz der Spaltungsvorgänge erkennen, so daß an der Peripherie zunächst ultrabasische, im Zentrum basische Glieder desselben eruptiven Magmas zur Auskristallisierung gelangten. Im Kern lagern grobkörnige und massige sowie grobklotzige Gesteine, während die Schale nach außen gegen die Salbänder hin stetig feinkörniger und feinschuppiger wird. —

Was das relative Alter dieser Topfsteinstöcke, bezw. der ursprünglichen Pyroxenite in Beziehung auf die umschließenden Diorit- und Gabbrogesteine betrifft, gegen die sie diskordante,

beziehungsweise durchgreifende Lagerung erkennen lassen, so sind sie wohl Xenolithen der gedachten Nebengesteine, sie haben diese letzteren durchbrochen und sind als der letzttemporgekommene Teil des gemeinsamen Magmas anzusehen. Die Topfsteinmassen gehören also einem späteren Nachschub der eruptiven Diorit-Gabbromasse an, die bereits früher emporgestiegen und erstarrt war. —

Die obengeschilderte Schalenstruktur findet ihre Erklärung in der mineralischen Prädisposition, die durch die magmatischen Spaltungsvorgänge im vorhinein gegeben war, damit schien der Weg für die spätere Umkristallisation zu dem heutigen Mineralbestand der Topfsteinstöcke vorgezeichnet. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese eingreifende und umfassende Gesteinsumwandlung, welche die mächtigen Topfsteinstöcke zur Gänze erfaßt hat, durch kräftige Agentien bewirkt wurde, und zwar pneumatolytische Prozesse, die zur Mitwirkung gelangten, als die zuletzt aufgebrochenen Pyroxenite bereits verfestigt waren und noch lange Zeit hindurch ihre Tätigkeit ausgeübt haben. Insbesondere waren es Thermalquellen und deren Dämpfe, welche aus den heißen Gesteinspartien aufstiegen und die Hydratation und Oxydation der Pyroxenite bewirkten, denn eine Zufuhr anderer Stoffe hat nicht stattgefunden. Auf diese Weise konnten so bedeutende Veränderungen des Mineralbestandes der Topfsteinlinsen und ihrer Schalen zustandekommen, wie sie heute vor uns abgeschlossen liegen. Eine wesentliche Stütze erhält diese Ansicht durch die Tatsache, daß die Topfsteinkörper in der Umgebung von Zöptau und Wermsdorf in der Regel von durchschnittlich ungefähr 1·0 m mächtigen gabbroiden Pegmatitgängen im Liegenden oder auch im Hangenden parallel dem Streichen begleitet werden, welche im nächsten Kapitel einer eingehenden Besprechung unterzogen werden sollen. Wo solche Pegmatitgänge nächst den Topfsteinvorkommen scheinbar fehlen, sind sie uns durch mangelhafte Aufschlüsse bisher verborgen geblieben. Jedenfalls ist die Bildung dieser Pegmatitgänge und die Umkristallisierung der Pyroxenite zu Topfsteinen auf genetisch verknüpfte Vorgänge zurückzuführen.

V. Neuwirth¹⁾ hat sich neuerdings mit der Genesis der gedachten Topfsteinkörper befaßt und dabei den Nachweis zu erbringen gesucht, daß der Talk des Topfsteins und des Talkschiefers aus Strahlstein entstanden sei, was insbesondere mit vereinzelt beobachteten Pseudomorphosen von Talk nach Strahlstein begründet wird. Nachdem Strahlstein ein sekundäres Umwandlungsprodukt ist, so müssen wir nach dessen Herkunft fragen, können also darin keine zureichende genetische Erklärung finden, abgesehen davon, daß Strahlstein in solch geformten Massen, wie sie zur Bildung der Topfsteinlagerstätten nötig wären, nirgends in der Umgebung von Zöptau vorkommen. Und was fangen wir mit der Strahlsteinschieferschale an, die in der Schieferhülle der Topfsteinkerne erhalten blieb? Warum ist nicht auch diese der Topfsteinbildung zum Opfer gefallen? Als Gegenbeweis dürfen wohl auch jene obengeschilderten Talkmassen dienen, die mit

¹⁾ Jahrb. des mähr. Landesmuseums VI, 1906, pag. 170—175.

scharfkantigen Aktinolithprismen förmlich gespickt erscheinen. Jedenfalls kann auf dem von Neu wirth eingeschlagenen Wege, die Genesis der Topfsteinkörper durch chemisch-wässrige Tätigkeit zu deuten, keine Lösung gefunden werden. Daß Topfstein nicht aus Strahlstein entstehen kann, wird wohl durch obige Auseinandersetzungen, insbesondere durch die obigen chemischen Analysen nachgewiesen. Diese Sache ist nicht so einfach, speziell im Hinblick auf die bei allen Topfsteinstöcken gesetzmäßig wiederkehrende konzentrische Schalenstruktur, welche übrigens bei Neu wirth hinsichtlich ihrer Entstehung mit Still-schweigen übergangen wird! Die Prädisposition zur Bildung der Topfsteinkerne und ihrer Talkschieferhüllen sowie der äußeren Strahlstein- und Chloritschieferhülle ist unleugbar und kann nur durch Spaltungsvorgänge in einem ultrabasischen pyroxenitischen Magma erfolgt sein. Auf diese Weise findet der ausgezeichnete konzentrische Schalenbau der Topfsteinkörper sowie deren ovoide Gestalt eine mit dem Vorkommen in Einklang stehende befriedigende Erklärung. —

Wären die Topfsteinkörper in dem Zöptauer Diorit- und Gabbromassiv nicht vorhanden, müßten wir jedenfalls nach deren Ursprungsgesteinen, den Pyroxeniten und Amphibololiten, suchen, denn diese letzteren sind als ultrabasische Grenzglieder der Gabbroreihe fast in allen Gabbroformationen vertreten und mit den basischen und sauren Gliedern zu einer geologischen Einheit verknüpft, und zwar nicht immer als frische Gesteine, sondern häufig als daraus hervorgegangene Serpentine, die durch das reichliche Auftreten von Talk und Aktinolith ausgezeichnet sind¹⁾. So hat uns G. H. Williams die Kenntniss eines zu den Pyroxeniten gehörigen Websterits vermittelt, der aus rhombischen und monoklinen Pyroxenen besteht mit akzessorischem Plagioklas, Olivin und Sparen von Eisenerzen, die am Patapeco-River und bei Baltimore vorkommen und oft eine beginnende, seltener weit fortgeschrittene Serpentinisierung zeigen, bei welcher das reichliche Auftreten von Talk und Aktinolith charakteristisch ist. Nicht selten fehlt (wie in unserem Falle) die Serpentinbildung ganz und es entsteht nur Talk in oft recht grobblättrigen Aggregaten. Ferner hat derselbe Autor Websterit von Skinner's Cove, Nachvack, Labrador beschrieben, der etwas grüne Hornblende und Magnetit enthält und in vorgeschrittener Umwandlung zu Talk begriffen ist.

Wie aus den obigen Ausführungen bezüglich der Gabbrogesteine, namentlich der Topfsteinstöcke, zu ersehen, ist die Umwandlung der Hornblende im Zöptauer Gabbrogebiet eine sehr mannigfaltige, und zwar liefert sie sowohl Strahlstein und Asbest, Klinochlor und Prochlorit, zum Teil auch Tremolit und Talk, ferner Epidot etc., was seine Begründung in dem wechselnden chemischen Charakter der Hornblende und den äußeren Einwirkungen findet. Es ist klar, daß die metasilikatische, grüne Hornblende bei der Gesteinsmetamorphose wesentlich Aktinolith, unter

¹⁾ H. Rosenbusch, Physiographie d. Min. u. Gest. 4. Aufl., Bd. II, 1907, pag. 480.

Umständen Tremolit und Talk, jedoch keinen Chlorit liefert, daß ferner die eisen- und kalkreiche Hornblende sich zunächst in Epidot und Aktinolith umwandelt, dagegen die orthosilikatische Hornblende vom Typus des Syntagmatits bei der Umwandlung sich zu Strahlstein und Orthochloriten, und zwar Klinochlor und Prochlorit, spaltet. Des weiteren ergibt sich durch Vergleichung der chemischen Analyse IX mit barkevitischer Hornblende, daß die Außenschale von Prochloritschiefer der Topfsteinkörper nur aus einer ähnlichen $Al_2 O_3$ und $Fe O$ reichen Hornblende entstehen, keineswegs Tremolit und Talk bilden konnte. Es soll nicht gesagt werden, daß aus diesen Hornblendevarietäten nur die obigen sekundären Mineralien umkristallisieren konnten, vielmehr diese dem geringsten Grad von Veränderung gegenüber den ersteren entsprechen, daher zunächstliegend erscheinen. —

Verwendung des Topfsteines.

Infolge seiner Feuerbeständigkeit wird derselbe hauptsächlich zu Ziegeln geschnitten, welche für solche hüttenmännische Feuerungsanlagen der Eisenwerke zu Zöptau, Reutenhau und Stefanau Verwendung finden, wo geringere Temperaturen in Betracht kommen, und zwar für Ausmauerung der Kupolöfen, der Generatoren, Glüh- und Temperöfen, zu Dampfkesselfeuerungen etc. Dagegen werden die Hochofengestelle, die Schweiß- und Pudelöfen, also Feuerungsanlagen, wo größere Widerstandsfähigkeit gegen hohe Temperaturen gefordert wird, immer nur mit den plattigen Quarziten aus dem Petersdorfer Traubnitz (Fuchsstein und Hirschbrunn) und von Weikersdorf unter Anwendung von Chamottemörtel ausgefüttert. Gegenwärtig wird jedoch sowohl der Topfstein als auch der Quarzit durch Chamotteziegeln mehr und mehr verdrängt. Außerdem werden die Topfsteine wegen ihrer leichten Bearbeitung vielfach für die Zwecke des Hoch- und Straßenbaues verwendet, und zwar zu Tür- und Fensterstöcken, Wassertrögen, Futterkrippen, Pflasterplatten, ferner zu Geländersäulen, Radabweisern und Kilometersteinen etc. etc. Die Bauunternehmung der Herren Gebrüder Klein in Wien hat im Jahre 1839 beim Bau der mährisch-ständischen Straße von Gabel nach Troppau die Topfsteinbrüche auf der Hüttellehne oberhalb Wernsdorf durch italienische Steinmetze im großen Maßstab ausgebeutet. —

E. Saure Ganggesteine von pegmatitischem Habitus der Gabbrozone (Gabbropegmatite).

Gleichwie der zentrale Dioritgneiskern werden auch die peripherischen Gabbrogesteine von geringmächtigen Pegmatitgängen durchtrümmert, speziell die Topfsteinstöcke sind es, die von derlei Gängen begleitet werden. Im Gegensatze zu den oben eingehend geschilderten alkalifeldspatreichen Pegmatitgängen des Dioritgneisgewölbes haben wir es hier mit Pegmatitgängen zu tun, die reich an Kalatronfeldspaten sind und auf denen mehrere Pegmatitvarie-

täten einbrechen, und zwar Muskovitpegmatite, die gewöhnlich Alkalifeldspate mitführen, ferner Pyroxen- und Amphibolpegmatite, die in der Regel hauptsächlich aus Plagioklas bestehen, während der Orthoklas fehlt. Daneben werden Spaltungen in aplitische und quarzige Fazies auf ein und demselben Gange ausgebildet. Wir wollen nun an die Untersuchung der verschiedenen Varietäten dieser leutokraten Gesteine und der bemerkenswerten Vorkommnisse gehen.

Der Muskovitpegmatit bietet ein panidiomorphes, großkörniges Aggregat von weitaus vorherrschenden Feldspaten, und zwar Orthoklas mit Mikroklin und Plagioklas, während Quarz dagegen zurücktritt. Der silberweiße Muskovit ist spärlich eingestreut, nur gelegentlich in größerer Menge vorhanden; Biotit fehlt ganz oder ist sehr selten.

Im Pyroxen- und Amphibolpegmatit überwiegt stets der Plagioklas über den Orthoklas, Quarz ist nur selten zu sehen, während Muskovit und Biotit gänzlich fehlen; dagegen ist der Pyroxen oder in seiner Vertretung die Hornblende mehr oder weniger reichlich im Plagioklas eingesprengt, wodurch das Gestein auf weißem Grunde grüngefleckt erscheint. —

a) Am Pfarrerb, NNO der Zöptauer Kirche, auf der bekannten Epidot-Albitfundstätte, sind die Pegmatitgänge teils mit Muskovitpegmatit, teils mit Amphibolpegmatit ausgefüllt. Im letzteren ist der Plagioklas weitaus vorherrschender Gemengteil; — in dessen zahlreichen miarolitischen Räumen sind an den Wandungen häufig kleine, wohlgebildete Zwillinge von Albit aufgewachsen; die Kristalle sind dicktafelig oder säulenförmig nach der Hauptaxe gestreckt und sowohl nach dem Albit- als auch Periklingesetz sowie Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die häufig eingesprengte Hornblende ist schwärzlichgrün, schilfig und langsäulig ausgebildet sowie durch ihre interessanten Umwandlungen zu Aktinolith, Amiant und Asbest bemerkenswert. — An anderen Stufen von hier beobachtete Verf. an Stelle des Amphibols langsäulige Aggregate von pistaziengrünem Epidot, welcher sich auf Kosten der kompakten Hornblende gebildet hat, worauf erhalten gebliebene Relikte der letzteren zweifellos hinweisen; bei der Epidotisierung wurde wie gewöhnlich glasiger Quarz abgeschieden; als untergeordnete Begleiter sind zu erwähnen Ilmenit, Rutil nadelförmig und körnig.

b) Am Mattenberge nordwestlich Marschendorf erscheinen als Komponenten eines solchen Pegmatitganges: vorherrschend Plagioklas, und zwar Albit, eingesprengt mit olivengrünem Pyroxen und blaugrünem Amphibol, akzessorisch Titanit, Ilmenit und Rutil. In seinen Drusenräumen sitzen zahllose kleine, aber wohlgebildete, scharfe Albite, und zwar als Durchkreuzungszwillinge (ähnlich jenen von Col du Bonhome und Roc-Tournée); daneben Zwillinge nach dem Karlsbader und Periklingesetz; dazwischen sind zahllose neugebildete Ilmenitkörner, außerdem einzelne größere Bergkristalle zu bemerken. —

c) Als ein merkwürdiger Pegmatitgang muß derjenige hervorgehoben werden, welcher an der Ostwand des Topfstein-

bruches am Storchberg (Zöptau) einsetzt; derselbe ist durch den seitherigen Steinbruchbetrieb gut aufgeschlossen und besteht teils aus Pyroxenpegmatit als basischen, teils aus Glimmerpegmatit und glasigen Quarzmassen, den sauren Gliedern seiner Ausfüllungsmasse. Die Komponenten des Glimmerpegmatits sind vorwiegend Orthoklas und Mikroklin nebst Plagioklas, daneben macht sich etwas Quarz bemerkbar; außer diesen wesentlichen Gemengteilen spielen brauner Biotit und goldgelber und silberweißer Muskovit doch nur eine untergeordnete Rolle. — Dagegen führt der Pyroxenpegmatit neben vorherrschenden Kalknatronfeldspaten schwarzgrünen, pyramidal-prismatischen Augit, hellgrasgrünen Diopsid; spärlich findet sich da und dort brauner Biotit, orangeroter Granat und Rutilnadelchen und Körnchen. Die Augite zerfallen vorwiegend zu feinschuppigem, smaragdgrünem Klinochlor und etwas wachsgelbem Talk. Amphibol und seine Umwandlungsprodukte scheinen hier gänzlich zu fehlen. Besonderes Interesse knüpft sich an den vorwaltenden weißen, perlmutterglänzenden Plagioklas dieser Pegmatitvarietät; derselbe besitzt einen nach *M* tafeligen Habitus; die nach der Hauptaxe gestreckten, u. d. M. farblosen Individuen sind nach dem Albitgesetz, häufig auch nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wodurch die *P*-Flächen starke Riefung zeigen und polysynthetisch zu förmlichen Kristallstöcken verwachsen; auch Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz ist in diesen prächtigen Kristallstöcken häufig; die Zwillingslamellen erscheinen dann an der *M*-Fläche in ungezählter Folge wiederholt und indem die erwähnten Zwillingsgesetze in Verbindung treten, erscheint schöne Gitterstreifung der Mineralmasse, wobei sich die Lamellenzüge auf der Basis etwas schiefwinkelig schneiden; außerdem kommt durch Fortwachsung die ausgezeichnet lamellare Struktur dieser Feldspate derartig zustande, daß die Lamellen sowohl in der Richtung der Makrodiagonale parallel nebeneinander sowie in Richtung der Brachydiagonale hintereinandergewachsen sind und gleichzeitig treppenähnlich vorspringen. Auch einfache Albitformen in polysynthetisch paralleler Verwachsung sind keineswegs selten; überhaupt kann man sich nicht bald etwas Schöneres als diese Kristallstöcke von Albit und Periklin vorstellen. Eine an den Spaltblättchen ausgeführte Bestimmung der Auslöschungsschiefe ergab $+ 4^{\circ} 30'$ im Albitzwilling, wodurch die Bestimmung des Plagioklases als Albit bestätigt wurde. In unmittelbarem Kontakt mit der Chloritschieferschale der Topfsteinlinse ist der Albit zu dichtem, matten, wachsähnlichem Zoisit umgewandelt und mit Bruchstücken des Chloritschiefers teilweise verknetet. — Schriftgranitische Verwachsungen fehlen hier gänzlich, sie sind auch im Glimmerpegmatit nicht häufig, da der Quarz zur selbständigen Ausscheidung neigt.

Obige Pegmatitvarietäten weisen darauf hin, in welchem Maße dieselben von ihrem Stammagma abhängig waren und wie die Umwandlungserscheinungen an ihrem Mineralbestande mit denjenigen ihrer Umgebung in Übereinstimmung stehen, weil denselben Ursachen unterworfen waren. —

Oberhalb dem Topfsteinbruch am Storchberg gegen den Rabenberg, stieß ich auf einen ähnlichen Pegmatitgang, in dessen Umgebung der herrschende Gabbroschiefer in Chloritschiefer umgewandelt erschien und worin noch bis 0.5 m große Hornblenditkugeln als Relikte erhalten geblieben sind. Dieser Chloritschiefer war durch zwei Schurfgräben gut aufgeschlossen, welche in der Hoffnung auf Topfstein gezogen wurden, die sich jedoch nicht erfüllt hat.

d) Der Topfsteinstock am Hausberg im Sensenzipfel (Wermsdorf) wird ebenfalls von einem Pegmatitgang begleitet, der jedoch hier im unmittelbaren Hangenden einsetzt. —

e) In der Nachbarschaft der Topfsteinstöcke an der „Hinteren Hüttellehne“ (großer Bruch) treten auch solche Pegmatitgänge, und zwar hier im Liegenden auf, die ebenfalls vorwiegend aus stark zwillingsstreifigem Plagioklas mit eingesprengtem Pyroxen und Amphibol zusammengesetzt sind, welche letzterer des öfteren zu nadeligem Aktinolith und Asbest umgewandelt erscheint; die Wände ihrer miarolitischen Räume sind von Albit- und Periklinzwillingen besetzt oder diese letzteren bilden auch hier prächtige Kristallstöcke. In den Drusenräumen wurde außerdem säulenförmiger, pistaziengrüner Epidot, ferner schneeweißer Desmin, in Büscheln kreuz und quer angeschossen, als auch andere unbestimmte Zeolithe sowie Chloritstaub als Übrigkeit beobachtet. —

Daß diese Plagioklas-Pegmatitgänge, welche in der Regel die Topfsteinstöcke begleiten, mit diesen genetisch verknüpft sind, scheint nach allem zweifellos. Feldspatfreie, stockförmige Pyroxenite und kalknatronfeldspatreiche Pegmatitgänge sind die extremen Formen eines gemeinsamen ultrabasischen Magmas und bilden im Hinblick darauf ein zusammengehöriges Ganzes. Wahrscheinlich sind die Plagioklaspegmatite auf denselben Spalten beziehungsweise Schloten später emporgedrungen, auf welchem früher die Ursprungsgesteine der Topfsteinstöcke, die Pyroxenite, emporgekommen waren. Jedenfalls waren es Kontraktionsspalten in dem erstarrten Diorit-Gabbromassiv, auf dem diese Nachschübe des Magmaextraktes stattfanden. Die Umwandlung der Pyroxenite in Topfstein dagegen beruht auf hydrothermalen Prozessen, welche noch lange Zeit hindurch auf diesen Spalten nachwirken konnten. —

V. Die kristallinische Schieferhülle.

Dieselbe zerfällt in zwei voneinander verschiedene petrographische Bezirke, von denen sich der kleinere von SSW her über einen Teil des Zöptauer metamorphen Diorit- und Gabbromassivs ausbreitet und vorwiegend aus Glimmerschiefeln und Quarziten besteht, dagegen das an der Nordostflanke verbreitete, hauptsächlich aus Schiefergneisen zusammengesetzte Gebiet von NO her das gedachte Massiv bedeckt, dergestalt, daß letzteres unter ersteres

untertaucht. Gewichtige Gründe sprechen dafür, daß die Glimmerschiefer und Quarzite die obere, dagegen die Schiefergneise die untere Stufe vorstellen.

A. Die Glimmerschiefergruppe und ihre Kontakthöfe.

Dieser an der Südwestflanke der Zöptauer metamorphen Eruptivmasse ausgebreitete Teil der Schieferhülle repräsentiert einen Komplex mannigfaltiger, rasch wechselnder Gesteinstypen, der überall an den Grenzen gegen die Tiefengesteine durch ausgedehnte Kontaktgebilde von ansehnlicher Mächtigkeit ausgezeichnet ist, welche letztere untenfolgend den Gegenstand eingehender Schilderung bilden sollen. An der Zusammensetzung dieses Teiles unserer Schieferhülle beteiligen sich nachstehende Gebirgslieder:

1. Quarzite.
2. Weißer Muskovit-Glimmerschiefer, zum Teil Granat- und Staurolith-Glimmerschiefer, auch Fuchsitschiefer und Disthen-Glimmerschiefer.
3. Echte Phyllite, feldspatige Phyllite (Gneisphyllite).
4. Mannigfaltige Amphibolite und Grünschiefer von Diabasen abstammend.

Der grobschieferige Quarzit übergeht durch Zunahme des Glimmers auf Kosten des Quarzes allmählich in Glimmerschiefer; derselbe nimmt gelegentlich Feldspat auf und erscheint dann als Gneisglimmerschiefer. Letzterer übergeht des öfteren durch phyllitähnliche, feldspatreiche Glimmerschiefer in Phyllite, welche ihrerseits Feldspat und Muskovit aufnehmen und Gneisphyllite bilden. Der Feldspat ist gewöhnlich auf die Glimmerfasern beschränkt und bildet daselbst Flaserkerne.

Durch die kolossalen Abtragungen des zentralen Längstales der Merta und des Zöptauer Quertales wurde die gedachte Schieferhülle in zwei heute voneinander getrennte Flügel und viele Schollen zerstückt, dagegen die Scheitelkalotte fehlt, deshalb die Rekonstruktion der einzelnen Teile dieses einstmalig ausgedehnten Daches auf Schwierigkeiten stößt. (Siehe die geologische Übersichtskarte und Querprofile Fig. 1 und 2, Tafel V.) Als Überreste der einstigen Schieferhülle sind bisher folgende Gesteinskomplexe festgestellt worden:

a) Ausgebreitete Quarzit- und Glimmerschieferzone im Traußnitzwald, die vom Fuchsgrund und dem Mittelstein herüberstreicht und am Butterhübel, den Hammerbüscheln, ferner an ihrem Südostflügel, das ist am Rauhbeerstein, zungenförmig in das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv eingreift. Dieselbe umfaßt in ihrem Hangenden mächtig entwickelte Quarzite, dagegen im Liegenden vier schwächere Quarzitlager, welche in die daselbst herrschenden Glimmerschiefer und Phyllite eingefaltet sind und ein interessantes Beispiel von Schuppenstruktur darbieten, wie wir weiter unten sehen werden.

b) Relikte der Quarzit- und Schieferschollen am Kupferberg, dicht westlich Wermsdorf.

c) Große Quarzit- und Schieferscholle am Weißenstein nebst untergeordneten Einschaltungen davon am Ostgehänge des Schwarzensteines zu Petersdorf.

d) Der restliche peripherische Nordwestflügel an dem Westgehänge des Steinigberges, des Schwarzensteines und in der Gabel an der Einmündung des Mertabaches in den Teßfluß nächst Petersdorf. —

Überall dort, wo die Hüllschiefer an den metamorphen Diorit- und Gabbrokern und dessen Apophysen grenzen, haben sich charakteristische Kontaktgesteine in der Grenzzone ausgebildet, speziell werden die in die Eruptivmasse versenkten Schieferschollen rings umher von mehr oder weniger mächtig entwickelten Kontaktgebilden begleitet oder es wurden lokal ganze Schollen von der Kontaktmetamorphose erfaßt.

Die Ähnlichkeit der Hüllgesteine, das heißt deren Relikte am Nordwestflügel am Weißenstein, Schwarzenstein und Steinigberg, mit jenen am Südostflügel im Petersdorfer und Zöptauer Traußnitzwald ist eine solch frappante, daß über die einstige Zusammengehörigkeit derselben vor deren Zerstörung kein Zweifel obwalten kann. Nachdem der Südostflügel unserer Schieferhülle noch weit besser und vollständiger erhalten ist, so soll nun zunächst dieser näher betrachtet werden.

I. Kontaktschiefer und -Quarzite am Butterhübel (Lasswirtschaft) im Petersdorfer Traussnitz.

Begreift man unter Glimmerschiefer ein Gemenge von Glimmer und Quarz, so wird im Gegensatze dazu der granatführende Schiefer vom Butterhübel gänzlich aus feinsten Lamellen von silberweißem Muskovit zu welligen Strähnen geordnet aufgebaut, worin der Quarz gewöhnlich fehlt, es ist also ein reiner Muskovitschiefer; derselbe wird infolge Verwitterung erbsgelb, rostgelb, tombakbraun, durch Eisenglanzschüppchen blutrot oder durch Graphit rauchgrau gefärbt. Auf den Strukturflächen macht sich überall starker Seidenglanz geltend, die Muskovitlamellen legen sich um die zahlreichen Porphyroblasten von Granat etc. wellig herum und gewähren auch sonst den Anblick ausgezeichneter Parallelstruktur sowie zartester Fältelung.

Die erwähnten Porphyroblasten von Almandin (Eisentongranat) sind kolumbin- und karmoisinrot bis amethystfarbig, durchsichtig, mit starkem Glasglanz, die Kristalle 4 bis 8 mm groß, ihre Kristallformen sind: $\infty O(110)$; $2O2(211)$. $\infty O(110)$; $\infty O(110)$. $3O\frac{3}{2}(321)$; sämtliche Flächen von ∞O zeigen zarte Streifung parallel zur längeren Diagonale; die Kristalle oft zu Kristallstöcken vereinigt; auf den Strukturflächen auf- und eingewachsen. — Der gemeine Granat zeigt gewöhnlich nur die Form $\infty O(110)$ und ist oft in sehr zahlreichen erbs- bis haselnußgroßen Kristallen in dem hellfarbigen Muskovitschiefer eingewachsen; die Kristalle sind matt, glanzlos, undurchsichtig, sehr häufig mehr oder weniger kantengerundet oder aber zerfressen; lokal ist das Gestein völlig damit gespickt. —

Staurolith ist hier nur im untergeordneten Maße vertreten, dabei meistens stark korodiert. — Dagegen ist der Magnetit in zahllosen kleinsten O (111) und Körnchen der Muskovitmasse allüberall reichlich eingestreut. — Aus der Wechselwirkung von Plagioklas und Hornblende sind interessante Kontaktgebilde von Epidot entstanden, und zwar ist es grau- bis grasgrüner Pistazit in derben, körnigen sowie zuweilen auch kurzsäuligen Aggregaten in Begleitung der Ausscheidungsprodukte: glasiger Quarz, Ilmenit und Limonit; in den Epidotdrusen findet sich Periklin, Amiant und Asbest. Der Pistazit tritt im Schiefer als schwache Adern und Gangtrümmer, die rasch absetzen, auf. —

Ähnliche Kontaktminerale wie hier am Liegendkontakt der Quarzit-Glimmerschieferzone hat man weiter unterhalb am Westgehänge des Butterhübels insbesondere dort angetroffen, wo der Wirtschaftsweg tiefer in das Terrain einschneidet und gute Aufschlüsse darbietet. Der Muskovitschiefer ist auch hier mit gemeinem Granat in kleinen Kristallen gespickt, derselbe nimmt Chromglimmer auf, dadurch in schmalen Lagen grüngefärbt, dann Fuchsschiefer genannt. — Der Quarzit ist lokal sehr muskovitreich sowie umkristallisiert, die Körner gerundet und innig verfloßt; darin finden sich zahlreiche Bergkristalle zu Gruppen geordnet oder zu Drusen vereinigt, worin Ilmenit in Körnern und Plättchen sowie vereinzelt kleine stahlblaue Anataspyramiden, Rutil in Körnern sowie in kürzeren oder längeren Prismen gefunden wurden. Die Bergkristalle sind wohl nur 2 bis 10 mm groß, zeigen außer $\infty R. \pm R. 2P2$ auch untere und obere Trapezoëder; die Flächen $-R$ gewöhnlich natürlich geätzt, auf ∞R horizontale Streifung; neben den meist einfachen Individuen fehlen keineswegs Zwillinge. Im Gegensatz zu diesen Produkten der Umkristallisation sind andere Kontaktquarzite mehr oder weniger mit Pistazit imprägniert oder sie nehmen größere Mengen von Plagioklas auf, da und dort finden sich darin etwas Granat, Diopsid, zum Teil in Talk umgewandelt. Einzelne Lagen dieser Kontaktquarzite sind mit Pyrit der Form ∞O sowie in körnigen und kavernen Aggregaten dicht gefüllt, welche jedoch gänzlich zu Göthit und Limonit umgewandelt erscheinen.

Die Fortsetzung der Quarzit- und Glimmerschieferzone vom Laßweg finden wir im Taubenbüschel und in dem Rechtsgehänge des Krebsgrundes wieder, wo sie mit dem breiten Quarzitlager gegen SSW zusammenhängt; hier sind die Glimmerschiefer ebenfalls mit Granat reichlich gespickt, während die Quarzite durch ihren Reichtum an Muskovit und Serizit derart auffällig erscheinen, daß sie teils als Quarzglimmerfelse, teils als flaserige Quarzschiefer bezeichnet werden müssen.

Diese Mineralneubildungen, Anreicherungen mit Erzpartikeln und Beschaffenheit der Gemengteile sowie Hornfelsstruktur sprechen deutlich dafür, daß gedachte Gesteine durch Kontaktmetamorphose am Diorit-Gabbromassiv umkristallisierten, wobei neue Komponenten darin entstanden sind.

[91] Das metamorphe Diorit- u. Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau. 143

2. Kontaktschiefer und Kontaktgneise in den Hammerbüscheln im Traussnitz, östlich Petersdorf.

An dem Nordgehänge des Krebsgrundes greift die von SSW vordringende Schieferhülle mehrfach keilförmig in das metamorphe Diorit-Gabbromassiv ein und haben sich in der ansehnlich verbreiteten Kontaktzone des daselbst anorthositähnlichen Gabbro, beziehungsweise seiner Amphibolite bemerkenswerte Kontaktgesteine ausgebildet.

Dem gelblichweißen bis erbsgelben, seidenglänzenden Muskovitschiefer vom Butterhübel begegnen wir auch hier, jedoch ist er daselbst häufig dadurch ausgezeichnet, daß neben Muskovit smaragdgrüner bis spangrüner Fuchsit als wesentlicher Gemengteil auftritt, dem Gestein eine intensiv spangrüne Färbung verleihend. Im Gegensatz dazu steht die durch Hämatitschüppchen und Hämatitstaub blutrot gefärbte Varietät des Muskovitschiefers. Neben Muskovit bemerkt man in diesem Schiefer häufig Bündeln von faserigem und strähnigem, farblosem und weißem Sillimanit. In diesem Glimmerschiefer liegen ferner mehr oder weniger zahlreiche Einsprenglinge von Staurolith und Granat (teils Almandin, teils gemeiner Granat), seltener ist Disthen, um welche Porphyroblasten sich die dünnen, elastisch biegsamen Schieferlamellen faserig herumlegen; außerdem enthält die Glimmermasse Magnetit in zahllosen Oктаëdern, Körnchen und Trümmchen, zum Teil in Brauneisenerz verwittert; akzessorisch ist farbloser und weißer Plagioklas und Quarz. Die geschilderten Gesteine sind oft mit Staurolith, weniger mit Granat völlig gespickt und daher vorherrschend Staurolith-Muskovitschiefer, beziehungsweise Staurolith-Fuchsitschiefer.

Die erwähnten Kontaktminerale sind wie folgt ausgebildet: Staurolith zumeist in einfachen, säulenförmigen Kristallen der Form

$$\infty P(110) . \infty P \overline{\infty}(010) . oP(001)$$

bis 20 mm lang, 6 mm dick, schwarzbraun, mehr oder weniger glasglänzend, des öfteren in schiefwinkligen Kreuzwillingen, wobei $\frac{3}{2} P \frac{3}{2} (232)$ Zwillingsenebene, demzufolge beide Individuen unter 60°

gekreuzt. Eine andere, ebenso häufige Kombinationsform ist: $\infty P(100) . \infty P \overline{\infty}(010) . P \overline{\infty}(101) . oP(001)$; wobei oP zuweilen fehlt, dann die Kristalle an den beiden Polen mit scharfer Schneide endigen. — Disthen (Cyanit) in langsäulenförmigen, bläulich und grünlichblau gefärbten, zuweilen wellig gebogenen oder zerrissenen Kristallen bis 25 mm lang, 3 mm breit in der gewöhnlichen Komb.-Form: $\infty \overline{P} \infty (100) . \infty \overline{P} \infty (010)$ vorwaltend sowie $\infty P(1\overline{1}0) . \infty P'(110)$ untergeordnet, $oP(001)$ selten, zumeist nur dünn- und breitstengelig; öfters zu garbenförmigen Aggregaten vereinigt. — Granat: hanfkorn- bis erbsengroße Kristalle der Form ∞O , sehr oft kantengerundet, unregelmäßig, kugelig, und zwar zumeist gemeiner Eisentongranat, rotbraun, undurchsichtig, matt oder glasglänzend; häufig jedoch auch als Almandin, karmoisin- und kolumbinrot, Kristalle der vielfachen

Form ∞O oder in Komb. mit 202, durchsichtig, bei starkem Glasglanz, Bruchflächen fettglänzend. —

Mit den gedachten feinschieferigen Kontaktschiefern von ausgezeichneter Parallelstruktur und Fältelung stehen innig verknüpft grobschieferige, grobklotzige Gesteine, die sich als grobkörnige Gemenge von Orthoklas und Plagioklas, Muskovit und Fuchsit, Quarz, Staurolith und Granat erweisen; als Nebengemengteile sind darin vertreten: Magnetit und Ilmenit, Sillimanit und Disthen. Feldspate und Quarz sind da und dort durch Eisenglanzschüppchen blutrot gefärbt, der Staurolith zumeist kurz-säulig und in einfachen Kristallen. — Andere Stufen lassen als Hauptgemengteile erkennen: Zwillingstreifigen Plagioklas, zum Teil in deutlichen Kristallen, Orthoklas, Staurolith, Muskovit und Fuchsit, reichlich faseriger Sillimanit, der insbesondere den Staurolith in Strähnen bedeckt, und Cordierit in blauen Körnern und Kristalloiden, wenig Quarz, zum Teil schriftgranitisch verwachsen; Magnetit und Ilmenit bilden Nebengemengteile. — Diese Gesteine besitzen die typische Hornfelsstruktur der Kontaktgesteine; auf den Strukturflächen treten die Feldspate als dichtgedrängte Knoten hervor (Blatterstein), so wie sie auch häufig die Flaserkerne bilden, um welche sich der Glimmer wellig anschmiegt. Diese Gesteine wären somit als Staurolith-Kontaktgneise anzusprechen. —

3. Der Südostflügel der Schieferhülle am Rauhbeerstein.

a) Granatglimmerschiefer am Nordabhang.

Auf der Spitze des Rauhbeersteins (Kote 790 m) selbst, türmt sich der Phyllit in nackten, zu Tage anstehenden Felsmassen hoch auf und fällt steil gegen West ab, während gegen Ost hin sich das Terrain sanft abflacht, ein Verhalten, das sich in der Schieferhülle und dem weiter östlich angrenzenden Unterdevon häufig wiederholt. Der Nordabfall des Berges besteht aus Glimmerschiefer, Quarzit, Phyllitgneis und echtem Phyllit in Wechselagerung, welche Gesteine auch hier in die zentrale metamorphe Eruptivmasse keilförmig vorstoßen. (Siehe geol. Kartenskizze Taf. V.)

Der Glimmerschiefer enthält jedoch neben seinen normalen Komponenten auch noch größere Biotitschuppen, haselnußgroße Granatkristalle, insbesondere in den massenhaft eingelagerten Quarzlinsen und Quarzadern; dagegen herrschen an der Westseite des Rauhbeersteins seidenglänzende, rauchgraue Phyllite von zarter Fältelung, welche steil abstürzen und rasch in helle, gelblichweiße Glimmerschiefer verlaufen, die sowohl durch ihren auffälligen Seidenglanz sowie durch die darin massenhaft auftretenden Staurolithe ausgezeichnet sind, wovon untenfolgend die Rede sein wird.

Das allgemeine Streichen schwankt 1 h bis 3 h, das Fallen erfolgt konstant gegen NW zwischen 19 h bis 21 h abwechselnd, an der Nordseite \sphericalangle 65—70°, auf der Bergesspitze \sphericalangle 40—45°, ferner an der Westseite unter \sphericalangle 45°. Die streichenden Kreuzklüfte folgen

4 h, das Verfläachen 10 h unter \sphericalangle 80°; dagegen die stärker geöffneten Querklüfte 9 bis 10 h streichen und mit 3 bis 4 h unter \sphericalangle 70 bis 80° verfläachen. Solche Diaklasen wiederholen sich in der Umgebung von Zöptau in allen Formationsgliedern mit gesetzmäßiger Regelmäßigkeit, weil sie ihre Entstehung den großen, allgemein wirkenden geodynamischen Druckkräften verdanken, worauf wir noch weiter unten zurückkommen werden.

Die Granatfundstelle am Nordabhang des Rauhbeersteins liegt bereits auf Zöptauer Terrain, und zwar auf den Wald- und Ackerparzellen der Erbrichterei, wo sich das granatführende Gestein, teils anstehend, teils in zahllosen Blöcken und Trümmern herumliegend, insbesondere auf den „Steinrücken“ findet.

Der hier eingesprengte Granat ist ein undurchsichtiger gemeiner Granat, der zum Eisentongranat gehört, seine kirschroten und rotbraunen durchwegs größeren, stark glasglänzenden Kristalle der einfachen Form ∞O , sind gewöhnlich den Quarzlin sen des Glimmerschiefers eingewachsen, sie erreichen in der Regel die Größe von 15 bis 20 mm und darüber.

b) Staurolithschiefer, Staurolithgneis und Staurolithfels am Westabhang des Rauhbeersteins.

Diese wichtigen Kontaktgesteine liegen bereits auf den zur Gemeinde Petersdorf gehörigen Waldparzellen, wo der hellfarbige, seidenglänzende Glimmerschiefer zu Tage ansteht oder in großen Blöcken aus dem Waldhumus hervorragt; darin finden sich neben den normalen Gemengteilen Muskovit und Quarz, letzterer in Adern und Linsen, viel Plagioklas (Albit) und etwas Orthoklas in Körnern, nebst schuppigem Biotit; derselbe ist zumeist mit größeren Staurolithen mehr oder weniger gespickt, die von Muskovitolamellen umflossen sind; akzessorisch ist Eisentongranat, insbesondere in den Quarzadern und Linsen; ferner hirsekorngroße Magnetitkriställchen der Form O oder auch in gerundeten Körnern. Die deutlich pleochroitischen Biotitschuppen sind insbesondere in den Muskovit- und Plagioklasaggregaten eingestreut.

Der Staurolith ist in der Regel dem Glimmerschiefer eingewachsen oder auf seinen Strukturflächen aufgewachsen, teils in langprismatischen Einzelkristallen der Komb.-Form $\infty \tilde{P} \infty (010) \cdot \infty P (110) \cdot \tilde{P} \infty (101)$, teils in zahlreichen schiefwinkligen Kreuzwillingen, wobei sich die Individuen unter 60° schneiden und $\frac{3}{2} \tilde{P} \frac{3}{2} (232)$ als Zwillings ebene erscheint, zuweilen schneiden sie sich unter 90°, daher $\frac{3}{2} \tilde{P} \infty (032)$ die Zwillings ebene bildet. Die Kristalle sind schwärzlichbraun, mitunter rötlichbraun, zeigen harzigen Glasglanz, sind undurchsichtig bis durchscheinend, pleochroitisch: c dunkelbraun ins Rote, a und b beide ähnlich lichtgelb, Härte = 7 . . . 7.5. Die langprismatischen Einzelkristalle erreichen die Größe bis 30 mm Länge und 10 mm Dicke, die Kreuzwillinge sind gewöhnlich kleiner,

20 mm lang und 5 mm dick. — Der mitvorkommende Granat ist gewöhnlich nur klein, zirka 3 bis 8 mm groß, es ist ein Eisentongranat, undurchsichtig bis durchscheinend, kirschrot bis rotbraun, und zeigt gewöhnlich die wohlgebildete scharfkantige einfache Form ∞O , selten die Kombinationsform $\infty O (110) . 3 O \frac{3}{2}$ (321). Da und dort erscheint der Granat durchsichtig, sanft rosenrot gefärbt und gehört zum Almandin. — Der Muskovit ist zum Teil serizitisiert und nehmen solche Serizitaggregate zuweilen eine faserige Textur an, welche dennoch äußerst zartschuppig erscheint. —

Durch Zunahme der Staurolithe und der Feldspate im Staurolithschiefer auf Kosten der lamellaren Komponenten wird ein grobkörniger Staurolithgneis von granoblastischer Struktur ausgebildet, welcher insbesondere auf dem Querbruch ein mit Feldspaten, Staurolith, zum Teil Granat förmlich gespicktes Aussehen besitzt. — Zuweilen nimmt die Menge des Stauroliths derartig zu, daß er zum Hauptbestandteil wird, während Quarz, Muskovit und da und dort Plagioklas lediglich die Zwischenräume des idiomorphen Stauroliths ausfüllen; das Gestein erscheint schwarzbraun, von sehr grobkörniger, granoblastischer Struktur und muß füglich als Staurolithhornfels bezeichnet werden. — Diese prächtigen, plagioklasreichen Staurolithschiefer und Staurolithgneise sowie die Staurolithfelse sind echte Kontaktgesteine, worüber die massenhaften Neubildungen wie nicht minder ihre Hornfelsstruktur keinen Zweifel übrig lassen. Dieselben sind an jene Apophysen gebunden, welche die Dioritgabbromasse auch hier an der Südostflanke ihrer Schieferhülle zwischen die Gesteine der letzteren entsendet und in der Grenzzone obige Gebilde der exomorphen Kontaktmetamorphose hervorgerufen hat. — Was die Mächtigkeit der obengeschilderten Kontaktbildungen betrifft, so ist man nur auf Schätzungen angewiesen, weil Waldbedeckung tieferen Einblick hindert, immerhin kann die Mächtigkeit nach den vorhandenen Entblößungen, Steinhalden und Lesestücken auf 20 bis 40 m und darüber geschätzt werden. —

c) Granat-Glimmerschiefer bei der Annaquelle nächst dem Heidelbeerstein im Traußnitz.

Diese Lokalität ist durch die im Muskovit-Glimmerschiefer massenhaft eingewachsenen Granaten ausgezeichnet und seit längerer Zeit in Sammlerkreisen, aber noch nicht in der Literatur bekannt. Von hier stammen die meisten und schönsten Zöptauer Granaten und Granatglimmerschiefer, welche in den privaten und öffentlichen Sammlungen Österreichs und Deutschlands zu sehen sind.

Der daselbst auftretende weiße, stark seidenglänzende Glimmerschiefer streicht vom Rauhbeerstein hierher und besteht vorwiegend aus Muskovit und Quarz in Leisten, Trümmern und Linsen. Der Muskovit verwittert häufig rostgelb bis tobackbraun oder er ist durch Eisenglanzschüppchen blutrot, durch Graphit rauchgrau gefärbt, weshalb der Schiefer in denselben Farben erglänzt; der Magnetit ist auch in diesem Schiefer in zahllosen Körnchen eingestreut.

Der hier dem Glimmerschiefer in zahllosen Individuen eingewachsene Granat ist gewöhnlich 5 bis 10 *mm* groß, größere Kristalle messen 20 bis 30 *mm*, sie erscheinen durch ihre regelmäßige, vollflächige und scharfkantige Rhombendodekaederform sowie deren lebhaften Glasglanz bemerkenswert, ihre Farbe ist in der Regel tiefdunkelrotbraun, seltener braunrot, undurchsichtig und kantendurchscheinend, sie sitzen oft dichtgedrängt in zahlreichen Kristallen beisammen. Andere Mineralien scheinen hier nicht assoziiert zu sein. — In der Nachbarschaft dieser reichen Granatfundstelle wurde in jüngster Zeit in demselben Glimmerschiefer noch ein zweiter Granatfundort aufgedeckt, welcher gegenwärtig prächtige Stufen mit ebenso wohlgeformten Granatoedern liefert. —

In der Nähe obiger Granatfundstätten lagert ein schieferiger Amphibolit, dem Eisentongranaten eingesprengt sind, auf dessen Klüften Verf. schöne Drusen 5 bis 10 *mm* großer Bergkristalle beobachtet hat, welche durch Eisenoxyd weingelb gefärbt erscheinen.

Auf diesen Bergkristallen sitzen nun stahlblaue und cochenillrote Kristalle von Anatas, die 3 bis 5 *mm* groß sind; ihre Komb.-Form ist bei vorherrschenden Pyramiden:

$$P(111) \cdot oP(001); \text{ und } P(111) \cdot \frac{1}{2}P(112);$$

sie sind halbdurchsichtig bis undurchsichtig und zeigen metallischen Diamantglanz. — Daneben kommt in den Bergkristalldrusen auch der Rutil in gelblichbraunen Säulen vor, und zwar in der Komb.-Form: $\infty P(110) \cdot oP(001)$; durchscheinend bis undurchsichtig, bei metallischem Diamantglanz. Dieses Vorkommen und jenes obengeschilderte vom Butterhübel (Laßwirtschaft) bringt die Zöptauer Mineralfundstätte gewissen alpinen, insbesondere jenen aus dem Rauriser und Krimmler Tal, näher.

Hierher dürfte wohl auch jener Glimmerschiefer von Zöptau gehören, über den bereits F. Kolenati¹⁾ ohne nähere Fundortangabe berichtete und worin Turmalin in braunschwarzen bis 25 *mm* langen Prismen zusammen mit Staurolith vorkommt. Verf. fand seinerzeit einen graubraunen Glimmerschiefer mit solch großen Turmalinen (Schörl) bei Rudelsdorf, also am östlichen Flügel unseres Schiefermantels, allerdings nicht anstehend, sondern nur im Bachbettgerölle des Zöptauer Baches in größerer Menge.

4. Die Quarzitbrüche im Fuchsstein, Hirschbrunn im Petersdorfer Trausnitz und im Riegelbusch bei Weikersdorf.

Die Quarzite daselbst bilden wesentliche Bestandteile derselben Glimmerschieferzone, welcher die obengeschilderten exomorphen Kontaktgebilde angehören; erstere bestehen zunächst aus einem breiten Lager am Hangenden, dem gegen das Liegende vier in den Glimmerschiefer und Phyllit isoklinal ein-

¹⁾ Die Mineralien Mährens und Schlesiens, pag. 47.

gefaltete schwächere Quarzitlager nachfolgen. Mit dem Fuchssteinbruche wird das erste Liegendlager abgebaut, das vom Krebsgrunde mit der Richtung SSW in den Fuchsgrund streicht. Der Hirschbrunnsteinbruch hat das zweite Liegendlager zum Gegenstande des Abbaues, das vom Krebsgrund gegen den Mittelstein weiterstreicht. Das breite Hangendlager findet seine Fortsetzung im Riegelbusch bei Weikersdorf, worin hier zahlreiche Steinbrüche betrieben werden; weiterhin versinkt es unter dem Diluvium des Teßtales.

Der Quarzit des Fuchssteinbruches ist ein feinkörniges Aggregat innig miteinander verschränkter Quarzkörner mit glänzendem Bruch, dessen Parallelstruktur durch den auf den Schieferungsflächen reichlich verteilten Muskovit bedingt wird. Auf den Schieferungs- und sonstigen Strukturflächen ist dunkelstahlgrauer Eisenglimmer sowie blutrotes Roteisenerz aufgestreut, außerdem finden sich daneben vereinzelt gelbroter, säuliger oder körniger Rutil sowie da und dort schwärzlichbraune Ilmenitkörner. Glimmer und Erze verwittern gern zu messinggelben, kirsch- und blutroten Überzügen auf den erwähnten Strukturflächen. Die Quarzite und Quarzschiefer im Traubnitz zeigen außerdem auffallende Spuren der Einwirkung mechanischer Kräfte, und zwar Streckung, Zerrung und Fältelung, so wie sie auch stellenweise zu parallel gerieften Scheiben mit splitterigem Bruch zerquetscht erscheinen. II. Wilschowitz fand in den Quarziten der Rauhbeersteingegend gar nicht selten Schnüre und Lagen sowie mehr als faustgroße Knollen grobspatigen Kalzit. —

Das Quarzitlager des Fuchssteinbruches hat zum Hangenden einen stark verwitterten feldspatigen Phyllit (Gneisphyllit); sein in Abbau genommene Mächtigkeit beträgt 16 m; gegen das Liegende hin übergeht er sukzessive durch Anreicherung der Muskovite in Glimmerschiefer. Das allgemeine Streichen ist 2 h, das Verfläachen 20 h unter \sphericalangle 60°. Von den gesetzmäßigen Klüften, die gerade im vorliegenden Falle von großer Wichtigkeit sind, werden beobachtet streichende Kreuzklüfte, deren Streichen 2 h, dagegen das Verfläachen 8 h \sphericalangle 40° ist; Querklüfte, deren Streichen 10 h, das Verfläachen nach 4 h unter \sphericalangle 60 bis 70° ist; diese folgen sich in Intervallen von 50 bis 90 cm, während die Schichten 0.10 bis 35 cm in der Mächtigkeit wechseln. Hier sehen wir also dasselbe Diaklasensystem ausgebildet, wie wir es überall in der Umgebung von Zöptau in merkwürdiger Regelmäßigkeit zu beobachten Gelegenheit haben, wo dasselbe in den Quarziten besonders scharf ausgeprägt ist und dem wir die schöne Spaltbarkeit dieser Gesteine zu danken haben, welche sie für hüttenmännische Feuerungsanlagen erst verwendbar erscheinen läßt.

Ähnliche Lagerungs- und Strukturverhältnisse herrschen auch im Hirschbrunnsteinbruch; im Hangenden verwitterte Phyllite, im Liegenden Übergänge in Glimmerschiefer; die Quarzite sind jedoch hier mehr gebrech und kürzer spaltend als die langspaltigen des Fuchssteinbruches.

Die Quarzite der Weikersdorfer Steinbrüche sind durch ihre reine, schneeweiße Farbe und die zuckerkörnige

Struktur bemerkenswert, sie sind glimmerarm, womit ihre größere chemische Reinheit zusammenhängt, dabei jedoch brüchig und kurzspaltig.

Die am hüttenmännisch-chemischen Laboratorium des Hochofenwerkes zu Zöptau ausgeführten Analysen der gedachten Quarzite ergaben folgende prozentische Zusammensetzung:

	X.	XI.
	Prozent	Prozent
Kieselsäure	97·17	98·20
Tonerde	0·59	0·37
Eisenoxyd	1·46	0·93
Magnesia	0·07	0·32
Kalkerde	0·05	Spur
Alkalien	0·66	0·18
Zusammen	100·00	100·00

ad X.) Quarzit aus dem Fuchssteinbruch im Traußnitz zu Petersdorf.

ad XI.) Quarzit aus dem Steinbruch der Zöptauer und Stefanauer Eisenwerke zu Weikersdorf.

Aus dem Analysenergebnis ist zu sehen, daß der Weikersdorfer Quarzit auch in chemischer Beziehung größere Reinheit als derjenige des Fuchssteinbruches aufweist, daher für pyrotechnische Zwecke vorzuziehen ist.

An den obenangeführten drei Punkten hat die Zöptauer und Stefanauer Bergbau- und Eisenhütten-Aktiengesellschaft für ihre Hüttenwerke zu Zöptau und Stefanau seit Mitte des vorigen Jahrhunderts Steinbrüche in größerem Maßstabe und rationell betrieben. Im Fuchssteinbruche, wo der Quarzit die meisten und größten Spaltstücke liefert, ergaben die erzeugten Bruchsteine durchschnittlich:

	Prozent
Gestell- und Schachtsteine für Hochöfen	10
Gespaltene Mauersteine für Kupolöfen, Schweiß- und Pudelöfen	70
Pochschotter zur Sanderzeugung für Chamotte- mörtel und als Schweißsand	20
	<hr/> 100

Dabei bewegte sich die Größe der Spaltsteine für die verschiedenen Zwecke gedachter Feuerungsanlagen beiläufig in folgenden Grenzen:

	Hochofen-Gestellsteine		Kupolofen- steine	Schweiß- und Pudelofensteine
	Gewöhnlich	Ausnahmsweise		
	<i>cm</i>	<i>cm</i>	<i>cm</i>	<i>cm</i>
Länge .	50—90	100—110	25—40	20—30
Breite .	25—50	50—60	20—25	15—20
Stärke .	6—10	6—12	6—8	5—8

Nachdem in den letzten Jahren immer mehr Chamotte zur Mitverwendung, insbesondere für Hochofengestelle, gelangt, so hat sich der Bedarf an Quarziten dem entsprechend vermindert, wodurch der Steinbruch am Hirschbrunn zum Stillstand kam. —

Was die Stratifikation der obengeschilderten Gebirgsglieder der Glimmerschieferformation betrifft, so ist zu bemerken, daß sich auf den metamorphen Dioritgabbrokern zunächst Quarzite auflegen, diesen folgen die Glimmerschiefer, während Phyllite diese Schieferserie beschließen; den darin eingeschalteten körnigen Feldspatamphiboliten sowie den dichten Grünschiefern fällt nur eine untergeordnete Rolle zu. Diese einfache Schichtenfolge weist im Traußnitzwalde am Südostflügel unserer Schieferhülle auf eine vierfache Wiederholung derselben stratigraphischen Reihe in demselben Sinne hin, welche den vier liegenden Quarzitlagern entspricht. Es liegen jedoch keineswegs immer neue Formationsglieder vor, sondern wir haben es gewiß mit einem interessanten Fall isoklinaler Schuppentektonik zu tun. Es sind immer wieder die nämlichen Schichten, die in einer eingeklemmten Mulde lagern und durch streichende Verwerfungen in ihre heutige, dachziegelartig überschobene Lage kamen. Daß in den einzelnen Aufschlüssen der Phyllit jedesmal im Hangenden der Quarzite auftritt, weist auf Umkehrung der normalen Schichtenfolge dergestalt hin, daß der Quarzit scheinbar zu oberst, der Phyllit zu unterst lagert, was eine Folge der Überfaltung des ganzen Dioritgabbrogewölbes im Mertagebiete bei Zöptau ist. Es liegt also im Traußnitzwalde als Ganzes betrachtet eine unsymmetrische Schichtenfolge vor, die man wohl nur durch wiederholte Faltenüberschiebungen erklären kann, mit dem Resultat einer vierfachen Wiederholung derselben Schichtenfolge, zu unterst Quarzit, darüber Glimmerschiefer, zu oberst Phyllit. (Siehe geol. Kärtchen Tafel V.)

Anders liegen diese Dinge am Nordwestflügel des zentralen metamorphen Dioritgabbrostokes, wo die in Rede stehende Schieferhülle nur eine einfache Schichtenfolge: Quarzit, Glimmerschiefer, Phyllit entwickelt. Es scheinen jedoch hier Störungen anderer Art vorzuliegen, worauf die wiederholten Einfaltungen und Versenkungen von Quarzit und Glimmerschiefer in die peripherische Gabbrozone unverkennbar hinweisen.

5. Relikte der Schieferhülle am Kupferberg westlich Wermisdorf.

Es sind dies Überreste der einstigen Schieferhülle gegen den Scheitel der Zöptauer Eruptivmasse, dessen Erhaltung wir dem Umstand zu danken haben, daß sie in das Magma genügend tief eingesunken sind und demzufolge gegen Erosion besser geschützt waren. Solche Fragmente der einstigen kontaktmetamorphischen Schieferhülle erblickt Verf. insbesondere in dem Granatglimmerschiefer am Kupferberg, worin kleine 3—5 mm große, kirschrote Granaten der Form ∞O und in Körnern für sich oder zusammen mit Staurolith gefunden werden. Nach seinen Mitteilungen hat der Nestor unter den Mineralogen Mährens Herr Schloßgärtner Franz

Slaby zu Groß-Ullersdorf in früherer Zeit größere, prächtige Hessonite in demselben Glimmerschiefer am Kupferberg gefunden.

Die Quarzitscholle wird hier zunächst von feinkristallinen Gabbroschiefern, weiterhin durch grobkörnige Gabbroamphibolite oben und unten umschlossen, aus denen die Hauptmasse des Kupferberges zusammengesetzt erscheint. Der Glimmerschiefer ist mit Quarziten eng verknüpft, an denen wichtige exomorphe Kontakterscheinungen zu beobachten sind. Die eingeschlossenen Quarzite waren einer weitgehenden Feldspatiation unterworfen, woran sowohl Orthoklas als auch Plagioklas beteiligt sind; außerdem enthält die rostrotgefärbte und grüngefleckte Gesteinsmasse zahlreiche Einsprenglinge, Nester und Streifen von schwarzem Pyroxen, grüner Hornblende, letztere teilweise zu Aktinolith und Chlorit umgewandelt. Diese schwarzgrünen Flecken sind teils unregelmäßig, teils streifenförmig parallel der Schieferung interponiert. Der Magnetit erscheint zu Hämatit umgewandelt, wovon die blutrote Färbung dieser Kontaktquarzite herrührt; akzessorisch sind Rutil, Ilmenit und Limonit. Außerdem wurden unter den Quarzitblöcken, welche am Kupferberg massenhaft umherliegen, solche gefunden, die mit gabbroidem Gesteinsmaterial in rundlichen Konkretionen (von den Amphiboliten herrührend) gleichwie verknettet erscheinen.

Die Quarzite des Kupferberges stehen mit den obenerwähnten Glimmerschiefern, zum Teil Granat- und Staurolithglimmerschiefer, und mit Phyllit durch Übergänge verknüpft in Verbindung, sie bilden zu Tage anstehende, hochemporstrebende, wild zerklüftete Felsmassen; ihr Streichen ist 3 h, das Verflachen widersinnig in den Berg hinein gerichtet unter $\approx 50^\circ$.

Als Bestandteile der einstigen Schieferhülle dieser Gegend sind wohl auch jene zahlreichen Findlinge von Quarziten anzusehen, welche im Grundbach und Brillgraben westlich der Wermisdorfer Kirche und bei Siebenhöfen umherliegend gefunden werden. Darin hat Verf. himmelblaue, breitstengelige Cyanite entdeckt, welche dem betreffenden Goldensteiner Vorkommen ähnlich sind und womit die mineralogische Gleichwertigkeit dieser beiden kontaktmetamorphischen Schieferhüllen nur noch vollständiger wird. In denselben Quarzitfindlingen hat Verfasser auch Desmin und andere Zeolithe beobachtet. —

6. Der Nordwestflügel des Schiefermantels und seine Kontaktgesteine.

Derselbe fand schon in dem pag. 59, 60 und 62 gegebenen Gebirgsprofil an der Hohenstadt—Zöptauer Eisenbahn teilweise Erwähnung, er ist nur noch in wenigen, von der gewaltigen Talerosion des Teß- und Mertatales verschont gebliebenen Überresten vorhanden, die ihre Erhaltung ebenfalls dem Umstande zu danken haben, daß sie in die Gabbromassen tief eingesenkt erscheinen, es sind dies die Schiefermantelrelikte am Weißenstein, bei der herrschaftlich Wiesenberger Försterei zu Petersdorf, dicht an der Eisenbahn, und die größere Glimmer-

schiefer- und Phyllitpartie am südöstlichen Ausläufer des Schwarzensteins. Diese letztere Schieferpartie war bereits F. Becke bekannt, welcher sie auf der geologischen Kartenskizze ausgeschieden hat, die seinem „Vorläufigen Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes“ beiliegt¹⁾.

a) Große Quarzit- und Glimmerschieferscholle am
Weißenstein zu Petersdorf.

An der Grenze des Gabbro am Schwarzenstein und Mittelstein (beziehungsweise der ihn begleitenden Amphibolite) im Hangenden und dem Dioritgneis im Liegenden ist eine ungefähr 80 m mächtige, 200 m im Streichen lange Scholle von Quarzit und Glimmerschiefer versenkt worden. Das Streichen dieser Schiefer ist 2 h 7·5 *gd*, das Verflachen 20 h 7·5 *gd* unter \sphericalangle 40—50°; ihr petrographischer Charakter, speziell der Glimmerschiefer mit den zahlreichen Porphyroblasten von Granat, an der Grenze der Gabbroamphibolite, weist unverkennbar auf den im Traußnitz gelegenen komplementären Südostflügel unserer Schieferhülle hin.

Der Quarzit des Weißensteins ist aus innig verschränkten Quarzkörnern zusammengesetzt, auf den Schieferungsflächen verbreitet sich reichlich Muskovit, der gelb und rötlich verwittert; Magnetit ist der Quarzmasse in zahllosen hirsekorngroßen Körnchen eingestreut, Eisenglimmer ist in dunkelstahlgrauen Blättchen auf den Strukturflächen verteilt, oder Hämatit als blutrote Schüppchen massenhaft interponiert, den Quarzit stark rot färbend; akzessorisch ist Rutil, was schon früher Oborny beobachtet hat.

Der Glimmerschiefer gleicht vollständig dem oben beschriebenen des Traußnitzwaldes; die Stufen sind zum Verwechsell ähnlich. Derselbe ist hier wie dort ein hellfarbiger, seidenglänzender Muskovit-Glimmerschiefer von ausgezeichneter Parallelstruktur und Fältelung, worin sehr zahlreiche rotbraune Granaten der Form ∞O eingewachsen sind; dieselben erreichen eine Größe bis 25 mm, sind zumeist scharfkantig, doch auch kantengerundet oder nur in erbsgroßen Körnern vertreten. Nach G. Trautenberger²⁾ soll hier auch Staurolith und Disthen (Cyanit) gefunden worden sein? Der Muskovit wird auch hier zuweilen durch Fuchsit verdrängt, wodurch bei weiterer Anreicherung grasgrüner Fuchsitschiefer entsteht, womit die nahezu vollständige Ähnlichkeit mit den Kontaktgebilden des Traußnitz hergestellt wäre.

Dieses Quarzitvorkommen wurde früher seitens der Zöptauer Eisenwerke mit einem großen Steinbruche für hüttenmännische Feuerungsanlagen abgebaut, der jedoch seit Eröffnung der Quarzsteinbrüche in Traußnitz stillliegt.

¹⁾ Sitzungsb. d. k. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-naturw. Klasse. Bd. C I. März 1892.

²⁾ Das Teßtal in Mähren. M.-Schönberg 1893, pag. 10.

b) Schieferhülle an den südwestlichen Ausläufern des Schwarzensteins und am Westgehänge des Steinigberges.

Wie das instruktive Profil in den Einschnitten der Hohenstadt-Zöptauerbahn lehrt, lagert unterhalb des Sägewerkes und gegenüber dem sogenannten Grünenhause des Zöptauer Eisenwerkes, ebenfalls im tieferen Niveau, mächtiger Quarzit, welcher an der Grenzfläche mit den Gabbroamphiboliten interessante exogene Kontaktgebilde zeigt, und zwar erscheint der Quarzit dadurch gebändert, daß helle Quarz-Plagioklaslagen mit dunklen Lagen und Bändern abwechseln, welche aus schwärzlichgrüner Hornblende und hellgrünem Aktinolith bestehen, worin der Glimmer fehlt, dagegen ist Pyrit akzessorisch, auch Plagioklasknollen sind darin zu bemerken; sukzessive stellt sich in 2 bis 3 m Entfernung von der Grenzfläche normaler Quarzit ein. — Weiter bahnabwärts begegnen wir Interkalierungen von geringmächtigen, zersetzten, grobkörnigen Gabbroamphiboliten und dichten Prasiniten. — Noch weiter in das Hangende dieses Schichtenprofils vorkommend stoßen wir kurz oberhalb der Eisenbahnbrücke über den Mertafuß zunächst auf eine schwache Einlagerung von Schiefergneis, der Biotit und Muskovit führt und rasch in mächtige Muskovit- und Zweiglimmerschiefer übergeht, der als eine mächtige Decke im Hangenden entwickelt ist und Übergänge in Phyllit aufweist. Auch hier finden schwache Einschaltungen zersetzter, grobkörniger Amphibolite und dichter Grünschiefer statt. Diese Schieferserie finden wir instruktiv aufgeschlossen in dem Steinbruche dicht bei den Häusern der Petersdorfer Ansassen. Die Abtrennung der Gabbroamphibolite der zentralen Eruptivmasse von den Diabasamphiboliten der Glimmerschiefergruppe im Felde ist gerade in diesem Profil eine schwierige Aufgabe und bedarf stetiger Kontrolle durch das Mikroskop. —

Die Fortsetzung dieses Teiles der Schieferhülle fand Verf. vor langen Jahren auf den Abhängen des Schwarzensteins gegen Theresiental, und zwar links des Verbindungsweges von Zöptau nach dem letztgenannten Orte längs des Waldsaumes zerstreute Blöcke eines sehr festen, grobkörnigen Staurotith-Glimmerschiefers mit Übergängen in Staurotithfels (frappant ähnlich dem am Rauhbeerstein) in solcher Menge, daß über deren Anstehen im Untergrunde kein Zweifel obwalten konnte. Von den gedachten Blöcken ist allerdings heute nichts mehr zu sehen, denn sie mußten der fortschreitenden Bodenkultur weichen. —

Wenn man auf dem Horizontalwege, welcher auf halber Höhe an den Westabhängen des Schwarzensteins gegen den Fellberg herumführt, in der Richtung gegen Marschendorf fortschreitet, so stößt man zunächst unterhalb des Steinigberges in den Marschendorfer Bauernbüscheln und den angrenzenden Feldern auf ausgebreitete erzige Quarzite in Begleitung von Glimmerschiefer, welche jenen Gabbroamphiboliten auflagern, die auch an dieser Stelle die Felsmassen der Hornblendegabbro vom Schwarzenstein randlich begleiten. Die Amphibolite enthalten in der Grenzzone bis haselnußgroße

Granaten und Almandine eingewachsen, als Produkte der endogenen Kontaktmetamorphose. Ferner begegnen wir auch hier jenen exogenen Kontaktbildungen, wie wir dieselben an den Hüllgesteinen im Traußnitz feststellten, und zwar sind sowohl die Glimmerschiefer als auch die Quarzite reichlich mit gemeinem Granat, da und dort etwas Almandin, eingesprengt. Gewisse Glimmerschiefer enthalten neben Muskovit viel Biotit, auch ist reichlich Staurolith eingewachsen, akzessorisch ist Granat sowie Plagioklas. Speziell die reiche Biotitführung dieser Staurolithschiefer ist mit Sicherheit auf kontaktmetamorphische Einflüsse zurückzuführen. — Der Quarzit resorbiert Materialien der angrenzenden Gabbrogesteine und führt bis eigroße Nester von Pyroxen, so wie er auch Hornblende eingesprengt enthält; auch mit Epidot (Pistazit) eingesprengte Quarzite wurden daselbst beobachtet. Andere Quarzite wieder enthalten kleinste, dichtangehäufte Almandine, so daß sie dadurch rotgefärbt erscheinen; akzessorisch finden sich darin Turmalin, Rutil und Ilmenit; auch Sillimanit spärlich wurde mikroskopisch festgestellt. —

Hierher mögen wohl auch jene Glimmerschiefer und Chloritschiefer bei Marschendorf gehören, von denen Fr. Kolenati¹⁾ ohne nähere Fundortangabe berichtete, daß sie Turmalin in 23 mm langen und 4 mm dicken, braunschwarzen Prismen ∞R mit undeutlichen Endflächen, ferner Staurolith, gemeinen Granat (auch Aplom) ∞O , 4—7 mm groß, ferner Pyrop (?) eingewachsen enthalten. Der Staurolith soll in sechsseitigen Säulen, 22 mm lang, 3 mm dick, in der Form $\infty P. \infty \bar{P} \infty$ vertreten sein. —

Die weitere Fortsetzung der Schieferhülle hätte man nach Maßgabe der stratigraphischen Verhältnisse am Mattenberg bei Marschendorf zu suchen, wo sie aber fehlt, weil dieselbe durch die Erosion und Denudation des Teßtales weggespült und zum Teil durch Lößmassen etc. ersetzt wurde. Die Annahme erscheint plausibel, daß die Schieferhülle in dieser Gegend möglicherweise durch die Granitdurchbrüche des Kahlhübel, Köhlersteins und des Erzberges aus ihrer Lage verrückt wurde. Am Radersberg vertritt die Schieferhülle an der Peripherie der dort stockförmig aufgebrochenen Pegmatitmasse, Biotitgneis (Beckes Teßgneis), dagegen an der Hüttellehne und am Hüttelberge ausgebreitete Gesteinsmassen des Chloritgneises. —

Überblickt man die zuletzt betrachteten Gesteine der stark rudimentären Nordwestflanke, so müssen wir darin den komplementären Gegenflügel der gleichen Schieferserie im Traußnitz an der Südostflanke erkennen, über deren einstige Zusammengehörigkeit kein Zweifel obwalten kann, es war eine einheitlich geschlossene Decke, welche über dem zentralen Eruptivkern ausgebreitet lag, wie dies die Ergänzungskurven Profil Fig. 1 und 2, Taf. V, versinnlichen.

Wirft man ferner einen Rückblick über die obengeschilderten mannigfaltigen Kontaktgesteine der Glimmerschiefergruppe, so ist

¹⁾ Mineralien Mährens und Schlesiens, pag. 47.

deutlich zu erkennen, daß dieselben keinesfalls einen stratigraphischen Horizont bilden, sondern überall an die Grenzzone des zentralen Dioritgabbromassivs gebunden sind und außerhalb derselben fehlen. Im Traußnitzwalde speziell verläuft die Kontaktzone an der Südwestflanke der zentralen Eruptivmasse und ist sogar diagonal gegen das allgemeine Streichen der Glimmerschiefer gerichtet. (Siehe das geologische Kärtchen.) Diesbezüglich sind insbesondere die Kontakterscheinungen an den in die Eruptivmasse eingesunkenen Schollen der Glimmerschiefergruppe sehr charakteristisch, weil letztere überall an ihrer Peripherie mit kontaktmetamorphen Neubildungen reichlich durchspickt sind, welche gegen das Zentrum hin abnehmen, während im Kern normale Komponenten herrschen.

In der Glimmerschiefergruppe begegnen wir wiederholt körnigen Amphiboliten und dichten Chlorit-Aktinolithschiefern, welche, wie bereits oben erwähnt, von Lagerdiabasen abstammen, deren Augit amphibolitisiert wurde, wodurch körnige Amphibolite entstanden sind, während die gewöhnlich chloritisierten Grünschiefer von Diabastuffen herrühren. Ihre Unterscheidung und Abtrennung von den Gabbroamphiboliten und Gabbroschiefern des Dioritgabbrostockes kann unter Umständen insbesondere im Felde mit Schwierigkeiten verknüpft sein. Ähnlich metamorphosierte Diabasgesteine werden wir auch unten in der Chloritgneisgruppe antreffen. —

Zum Schlusse dieses Abschnittes fühle ich mich verpflichtet, dem Gymnasiallehrer Herrn H. Wilschowitz (Wien), einem gebürtigen Zöptauer, herzlichst Dank zu sagen für die Unterstützung, die derselbe während der Feldeaufnahme, speziell in dem Terrainabschnitt des Traußnitzwaldes, mir zuteil werden ließ.

B. Chloritgneisgruppe an der Südost- und Nordostflanke.

Wesentlich andersgeartet ist derjenige Teil der Schieferhülle unseres metamorphen Dioritgabbrolakkoliths, welcher sich bei Rudelsdorf, östlich des Bischofsgrabens, bei der Kolonie Freiheitsberg, im Seifengrund, Schwarzgraben und Grasgrund bei Wermsdorf an die peripheren Gabbroschiefer anlagert und am Rabenstein, auf der Viebichkuppe, am Rabenberg, im Heinrichshau, am Katzenkopf und in der Hackschüssel östlich Wermsdorf verbreitet ist. Im Gegensatz zu den mächtigen Quarziten der Traußnitz bilden diese hier nur untergeordnete Einschaltungen oder sie sind in Serizitquarzschiefer umgewandelt, dagegen werden mannigfaltige Gneise vorherrschend.

Es ist dies die viel umstrittene Chloritgneisgruppe, nach der älteren Geologie als „Phyllitgneisgruppe“ bezeichnet, welche im Grenzbereiche unseres metamorphen Diorit- und Gabbrostockes folgende mannigfaltige und rasch wechselnde Gesteinsarten umfaßt:

a) Vorherrschend ist der Chloritgneis, der durch seinen Reichtum an Albit und in geringer Menge von Orthoklas ausgezeichnet ist sowie dessen stumpfgrüne Färbung durch viele Chlorit-schmitze und etwas grünen Biotit hervorgebracht wird;

akzessorisch sind Epidot, Hornblende und Erze. Lokal breitet sich auf den Schieferungsflächen ein großtafeliger, silberweißer Muskovit in auffälliger Weise aus, derselbe ist von Chlorit durchspickt oder damit parallel verwachsen. Die Muskovittafeln sind teilweise rissig und serizitisiert.

b) Feinkörniger Biotitgneis und Biotit-Muskovitgneis, feinkörniger Serizitgneis, die lokal ganz unvermittelt grobkörnig werden und deren feldspatiger Anteil ebenfalls zum größten Teil aus Albit besteht. Solche Biotitalbitgneise nehmen insbesondere am Rabenstein, am Hemmberg, in der Umgebung von Rudelsdorf und Kleppel größeren Umfang an, so daß sie G. v. Bukowski am Kartenblatt Mähr.-Neustadt—Schönberg als sogenanntes „Teßgneis“ ausgeschieden hat.

c) Serizit-Chloritschiefer, Serizit-Quarzschiefer, letztere grenzen in Gesellschaft mit den feinkörnigen Biotitalbitgneisen am Rabenberg bei Ober-Zöptau unmittelbar an die Gabbroschiefer östlich des Topfsteinbruches.

d) Untergeordnete Formationsglieder sind Phyllite und Quarzite, letztere speziell in Begleitung der Amphibolite am Rabenberg u. a. O. — Nach meinen und den Feststellungen des Herrn Hans Wilschowitz (Wien) ist das Vorkommen von Konglomeraten in der Chloritgneisgruppe nachgewiesen, und zwar haben wir in der Nähe des Hasengründels zwischen Ober-Rudelsdorf und Berggeist u. a. O. echte grobe Quarzkonglomerate umherliegend, leider nicht anstehend gefunden. Das Quarzmaterial ist haselnußgroß, gerundet und oft dattelkernartig in die Länge gezogen. Aus der ursprünglich tonigen Bindemasse ging Biotit und Chlorit sekundär hervor, welche die Quarzkörner umhüllen. Durch Zerrung und Druck hat sich bei feinerem Korn deutliche Parallelstruktur entwickelt. Letztere zeigen wiederum Übergänge zu quarzigen Chloritgneisen, die in der Nähe anstehen und als Konglomeratgneise angesprochen werden können.

e) Vorstehende Gebirgsglieder umschließen lokal sehr grobkörnige Muskovitaugengneise in stock- oder lagergangförmigen Massen, sie enthalten den Feldspat zum Teil in 5 bis 15 mm großen, gerundeten und oft zerdrückten Körnern, dazwischen der Quarz in Linsen und Stengeln eingeklemmt, der Muskovit in großschuppigen Lamellen sowie dicken Paketen davon eingewachsen ist, dagegen Biotit und Chlorit sich nur in schwachen Schmitzen da und dort bemerkbar machen; letztere reichern sich nach den Rändern hin an und übergehen in grobkörnigen Chloritaugengneis. Es ist zweifellos, daß diese Augengneise Kerne vorstellen, die ihre Herkunft von granitischen Intrusionen ableiten. Im Gegensatz zum Chloritgneis ist der Granitgneis ohne Schichtung, polyädrisch zerklüftet, großblockig, wollsackähnlich und des öfteren randlich mit dem schieferigen Chloritgneis innig verflochten. Ein großer Teil des Chloritgneises ist gewöhnlich als Gekrösestein ausgebildet, welche Strukturform dem Augengneis abgeht. Außerdem sind im Gebiete der Chloritgneisgruppe gangförmige Durchsetzungen von Muskovit- und Turmalin-Pegmatit als auch

feldspatreichem Chlorit-Pegmatit häufig, die zur Gefolgschaft vorerwähnter Intrusivgneise gehören.

Gleich der Glimmerschieferserie umschließt auch die Chloritgneisgruppe Amphibolite, welche jedoch nach Maßgabe ihrer Umwandlungsprodukte und ihrer Assoziation anderer Abstammung sind als die Gabbroamphibolite des zentralen Kernes. Nachdem es gelungen ist, am Rabenberg in ihrer Gesellschaft Massengesteine aufzufinden, die nach den diesfälligen Untersuchungen zum Uralitdiabas gehören, so erscheint es zweifellos, daß auch die mitvorkommenden Amphibolite davon abstammen. Es wurden folgende Diabasgesteine festgestellt:

f) Grobkörniger Uralitdiabas, wesentlich zusammengesetzt aus feinfaserigem Uralit, der sich die quadratische Form des Augitprismas bewahrt hat; seine Nadeln sind der Vertikalaxe des Augits parallel, im Inneren finden sich noch unveränderte Partikel des letzteren, dabei zeigt der Uralit große Neigung, in aktinolithische und tremolitische Aggregate überzugehen. Der Feldspat ist ein stark lichtbrechender Plagioklas, der sich da und dort in Albit und Epidot, beziehungsweise Klinozoisit umwandelt, wodurch das sonst lauchgrüne Gestein eine zeisigrüne Färbung annimmt. — Ein anderer Uralitdiabas vom Rabenberge ist mittelkörnig und besteht aus grünem, zum Teil braunem Uralit nebst Plagioklas, der akzessorisch Aktinolith, viel neugebildeten Chlorit nebst Talk, spärlich Granat und Ilmenit enthält. Der Diabas durchbricht den Chloritgneis in Form von Lagern und Stöcken, ersterer findet sich auch in letzteren als einzelne Blöcke, oder Diabas, beziehungsweise dessen Chloritschiefer bilden mit dem Chloritgneis förmliche Gesteinsverknüchtungen. Die Hauptmasse dieser Gesteine besteht jedoch aus der diesfälligen metamorphen Fazies der Diabase, und zwar:

g) Vorherrschend sind mittelkörnige Amphibolite, zusammengesetzt aus schwarzgrüner Hornblende mit Plagioklas in schwankenden Mengen. Die fast ausschließlich schilfige Hornblende besitzt bei weitem nicht die Kristallisationskraft wie jene der Gabbroamphibolite und neigt im hohen Grade zur Aktinolithbildung, dagegen sich der Feldspat gern zu Epidot umwandelt. Zwischen Gabbro- und Diabasamphibolit besteht insofern ein weiterer Unterschied, als erstere vorwiegend richtungslos körnige (granoblastische) Struktur, dagegen letztere eine leisten- und lagenförmige Anordnung ihrer Hauptgemengteile erkennen lassen (poikiloblastische Struktur), was wohl auf stärkere mechanische Einwirkungen zurückzuführen ist. —

h) Die Diabasamphibolite stehen mit nachfolgenden metamorphen Diabastuffgesteinen im Zusammenhange:

Aktinolith-Albitschiefer, worin die Hornblende nur noch in Relikten vorhanden ist, dagegen der vorherrschende Aktinolith strähnig, faserig und wellig gebogen erscheint; der Plagioklas ist größtenteils in auffällig wasserklaren Albit umgewandelt. Durch das Hinzutreten normaler Verwitterung ergeben sich:

Chlorit-Aktinolith-Albitschiefer mit Relikten schilfiger Hornblende, die Albitaggregate reichlich mit Smaragdit durchspickt; ferner wurden Chlorit-Aktinolith-Epidotschiefer mit Talk auf den Strukturflächen und haufenförmigen Epidotaggregaten ausgebildet. —

Durch den direkten Zerfall des Uralits zu Chlorit entstehen die in ansehnlicher Mächtigkeit entwickelten und den übrigen Grünschiefern parallel eingeschalteten Chlorit-Albitschiefer mit Uralitresten, worin Quarz, Kalzit und Magnetit mehr oder weniger reichlich vertreten sind. —

Schon aus obigen mannigfaltigen Varietäten der Grünschiefer erkennt man den wesentlichen Unterschied zwischen den aus Diabas hervorgegangenen Amphiboliten gegenüber denjenigen der Gabbrogesteine, welche letztere, ähnlich geartete Gesteine aus gleicher mineralischer Umwandlung entstanden und in gleich ansehnlicher Verbreitung und Mächtigkeit fehlen. Die gedachten Tuffgesteine sind untereinander und mit den Amphiboliten sowie mit den Uralitdiabasen durch allmähliche Übergänge verknüpft.

Schließlich müssen auch noch die für die Chloritgneisgruppe charakteristischen Fälle von Typenvermischung ihrer Eruptivgesteine hervorgehoben werden, und zwar beobachtete Verf. Felsmassen, an dem einen Ende bestehend aus grobklotzigem Granitgneis von teils pegmatitischer, teils Augenstruktur, während das andere Ende aus einem dickbankigen Diabas zum Teil chloritisiert zusammengesetzt erschien, beiderlei Gesteine miteinander innig verschweißt. Stellenweise sind völlige Gesteinsverknüpfungen von Granitgneis und Diabas festgestellt worden, letzteres Gestein meist zu Chloritfels umgewandelt.

Am Rabenstein, auf der Viebichkuppe, am Rabenberge, nordöstlich Ober-Zöptau, ferner bei der Kolonie Freiheitsberg sind die Gesteine der Chloritgneisgruppe sehr vollständig entwickelt und speziell am Rabenberge konnte Verf. zwei Züge von Amphiboliten, also auch die Tatsache feststellen, daß daselbst unmittelbar an den zentralen Dioritgabbrokern feinkörnige Serizit-Quarzschiefer und sehr feinkörnige und kleinkristallige Biotitmuskovitgneise angrenzen. Die Fortsetzung der gedachten Diabasamphibolite in der Richtung gegen NO fehlt wohl im Wermsdorfer Seifengrund, jedoch am Katzenkopf und im Schwarzgraben sowie im Grasgrund begegnen wir ihnen in größerer Mächtigkeit wieder; dieselben ziehen von hier weiter nordwärts über die Kriechlehne usw. Daß grobkörnige und massige, dann feinkörnige und schieferige Uralitdiabase auch die Chloritgneisgruppe an zahlreichen Punkten ihres weiten Verbreitungsbezirkes durchbrechen, ist übrigens nichts Neues, so zum Beispiel fand Verf. Lagergänge davon am Hinnewiederstein bei Karlsbrunn, am Spitzhübel bei Moskelle¹⁾ dicht westlich Bladensdorf usw. — G. v. Bukowski²⁾ fand am Hohenviebich bei Bladensdorf ebenfalls Lagergänge von Uralitdiabas im Chloritgneis. —

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, Bd. 49, pag. 45.

²⁾ Erläuterungen zum Kartenblatte Mähr.-Neustadt—Schönberg 1 : 75.000, Wien 1905.

Sekundäre Kluftausfüllungen im Diabas-Amphibolit des Schwarzgrabens bei Wermsdorf.

Der Chloritgneis und seine Amphibolite sind mit einer intensiven, gesetzmäßigen Zerklüftung versehen, die von den großen geodynamischen Vorgängen abhängig war, und zwar sind es die parallel dem Gebirgsstreichen nach 2 h streichenden Schichtungsklüfte, deren Einfallen unter \sphericalangle 50 bis 70° nach 20 h gerichtet ist; hierzu kommen die besonders deutlich hervortretenden Querklüfte, die teilweise bis 1.0 m weit offen stehen, nach 8 h streichen, nach 2 h oder 14 h unter \sphericalangle 70 bis 90° fallen, ferner kreuzfallende Längsklüfte, die 2 h streichen und 8 h verflachen, jedoch weniger deutlich ausgebildet sind als die vorigen.

Speziell die Querklüfte des Amphibolits sind es, die teils mit Quarz allein, teils mit Quarz, Prehnit und Chlorit sowie auch Kalzit oder Zellräumen nach diesen ausgefüllt sind. Andere Klüfte führen Bergkristalle lose abgebrochen oder aber direkt auf Amphibolit, als auch Rinden von Chlorit und derbem Prehnit angewachsen, wobei blätterige Chloritaggregate die Bergkristalle überrinden und verkitten. Akzessorisch sind auf den Strukturflächen angewachsene Pyrite der Formen $\infty O \infty$ (100), $\frac{\infty O 2}{2}$ (210) und $\pm \frac{\infty O 2}{2}$ (210. 201), zum Teil zu Göthit verwittert.

Besonderes Interesse knüpft sich an jene Klüfte im schwarzgrünen chloritisierten Amphibolit des Schwarzgrabens im Grasgrund bei Wermsdorf, deren Wände mit flächenreichen Bergkristallen (mit Trapezoëdern und als Zwillinge) bekleidet sind, dazwischen Prehnit in tafeligen Kristallen, zum Teil in Pseudomorphosen nach Kalzit Überzugsgruppen bildet; akzessorisch sind blätteriger Chlorit, Kalkspate; ferner überzogenen Epidotkristalle von teils säulenförmigem, teils tafelförmigem Habitus obgenannte Mineralien; auch wurden in Zellräumen von Kalkspat tafeln gebildete Thuringitformen sowie kleine Titanitkristalle in Quarz eingewachsen beobachtet. Dieses Mineralvorkommen wurde früher von G. vom Rath¹⁾, später auch vom Verf.²⁾ beschrieben.

Sekundäre Kluftausfüllungen im Chloritgneis in der Hackschüssel bei Wermsdorf u. a. O.

Zahlreiche Längs- und Querklüfte des Chloritgneises sind mit Bergkristallen förmlich besät, als deren Begleiter stets Albitzwillinge und Periklinverwachsungen als auch tafelförmige Chloritkristalle auftreten, akzessorisch sind in gedachten Klüften Pyrite und Pseudomorphosen von Göthit nach Pyrit in bis 10 mm großen Hexaëdern, auch Kalzit kommt da und dort vor; Gegenwachsungsflächen und Zellräume weisen jedoch daraufhin, daß er früher viel häufiger war. Die Albitkristalle werden bis 10 mm

¹⁾ Sitzungsber. d. niederrhein. Gesellschaft f. Naturkunde. Bonn 1880, pag. 15 des Separatabdruckes.

²⁾ Tschermaks Mitt. XIV., 1894, pag. 172 bis 176.

groß und sind zum Teil als tafelige Durchkreuzungszwillinge ausgebildet, wie solche seither vom Roc Tournée als auch vom „Pfarrerb“ zu Zöptau bekannt geworden sind. Die tafeligen Chlorite sind zu eigentümlichen, kugeligen Gruppen verwachsen, die auf Chloritgneis völlige Übrindungen bilden.

Dem Chloritgneis sind auch in der Hackschüssel mehr oder weniger mächtige Lager von Chloritschiefer eingeschaltet, die von Magnetit-Oktaëdern durchspickt sind. Im benachbarten Muskovitgneis sind die Querklüfte mit kleinen Orthoklasen besät. Von dieser Lokalität stammen jene 12 bis 15 cm großen herrlichen Bergkristalle, welche G. v. Rath¹⁾ sowie auch der Verf.²⁾ beschrieben haben.

Auch bei der großen Dämme der kleinen Talsperre im Mertabach fand ich sowohl am Steinseifenbach als auch am Wege gegen den großen Topfsteinbruch die Strukturflächen des Chloritgneises mit schwarzgrünem, säulenförmigem und tafeligem Epidot besät. Am sogenannten „Schlüssel“ nördlich des Maiberger fand Prof. F. Becke im Chloritgneis kleine, honiggelbe Anatas-kristalle.

Nach dem Berichte des Prof. Heinrich Laus (Olmütz³⁾ wurde im Seifengrund östlich Wernsdorf Fuchsitschiefer gefunden, der jenem im Petersdorfer Traubnitz (siehe oben pag. 143) ähnlich wäre. Verf. hat ebenfalls ein smaragdgrün gefärbtes Gestein im Seifengrund gefunden; die diesfalls angestellte Untersuchung ergab jedoch, daß das Gestein ein vielfach gefälteter Serizitgneis ist, der das Chromoxyd als lebhaft grünes Pigment enthält. —

Daß der Chloritgneis von zahlreichen Muskovit- und Turmalin-Pegmatitgängen durchsetzt wird, hat Verf. an zahlreichen Punkten in der Grenzzone des metamorphen Diorit- und Gabbromassivs festgestellt. Ein solcher Turmalinpegmatit nächst Kleppel auffällig durch vielen glasigen und weißen Quarz sowie seine Feldspatarmut, worin der Muskovit nicht reichlich eingestreut ist, ist jedoch durch vielen schwarzen Turmalin (Schörl) ausgezeichnet, der darin in zahlreichen rhomboëdrischen Prismen der Komb.-Form $\infty R(10\bar{1}0)$. $\infty P2(11\bar{2}0)$ ohne terminale Begrenzung vorkommt, welche bis 80 mm lang und 30 mm dick werden. Die Turmalinsäulen sind häufig gebrochen oder nur geborsten, worauf später die Bruchstücke und Sprünge durch Quarzmasse wieder ausgeheilt wurden. —

Erzlagerstätten der Chloritgneisgruppe.

a) Bleiglanzfundstätte am Rabenberge nordöstlich Zöptau.

Schon im Jahre 1886 fand Verf. in der Zone mächtiger Chloritgneise nebst deren Diabasamphiboliten im Riede „Schillerhau“ der

¹⁾ L. c. pag. 4 bis 16.

²⁾ L. c. pag. 176 bis 183.

³⁾ Sonderabdruck a. d. I. Bericht des Vereines „Botanischer Garten in Olmütz“, 1905.

Gemeinde Zöptau, und zwar auf der Ackerparzelle Nr. 1442 des Landwirtes Müller, Bleiglanz, wohl nur in losen Trümmern, jedoch in solcher Menge auf dem „Steinrücken“ und in der Ackererde umherliegend, daß ein kleiner Schurfversuch dessen Aussehen im Untergrunde der gedachten Parzelle vermutlich sehr bald konstatiert haben würde. Die gedachte Lokalität befindet sich nach Maßgabe der Riedbezeichnung in der Katastralkarte (wie erwähnt) im Riede „Schillerhau“ gegen die Zöptau-Kleppler Gemeindegrenze hin; nach Lage der Spezialkarte 1:75.000 aber liegt dieselbe am Südgehänge des Rabenberges.

Der Bleiglanz zeigt vollkommen würfeligen Blätterbruch und ausgezeichneten Metallglanz, seine Farbe ist bleigrau, er ist mit körnigem, weißem und weingelbem Quarz sowie mit seinem Verwitterungsprodukt dem Cerussit sehr häufig innig verwachsen, zuweilen gesellt sich auch Siderit dazu, der gern zu Limonit verwittert. Der Cerussit erscheint teils in einzelnen Körnern, teils sind es zellige oder stengelige, zuweilen faserige Aggregate, die zwischen Bleiglanz, Quarz und Limonit sitzen oder aber von letzterem überzogen werden. Nachdem der Bleiglanz an derben Quarz gebunden ist, so erscheint es nicht unwahrscheinlich, daß das Vorkommen einem Quarzgang angehört, der in Begleitung von Derivaten des Diabases in der Chloritgneisgruppe des Rabenberges aufsetzt. Näheres über diese Lagerstätte könnte durch eine Schürfung leicht erbracht werden. —

b) Schwefelkiesvorkommen auf der Kriechlehne nordöstlich Wermsdorf.

In der nordöstlichen Fortsetzung dieser Zone der Chloritgneisgruppe mit ihren Diabasamphiboliten kommen im sogenannten Kiesgraben (oberstes Mertatal) und an der benachbarten Kriechlehne Schwefelkiese vor, welche man in den Jahren 1854 bis einschließlich 1857 auf der Franz-Josefszeche für die Schwefelsäurefabrik in Würbental (Österr.-Schlesien) abgebaut hat. — Der Pyrit soll hier teils kristallisiert, teils derb und eingesprengt in einem aus Chlorit und Quarz bestehenden Gestein vorkommen? —

Die Vertreter des in Rede stehenden Schiefermantels hat Verf. auch am nordöstlichen Ende der metamorphen Dioritgabbrokuppel festgestellt, und zwar in den Quarziten an der Hirschgrabenbrücke des Kiesgrabens, die gefältelten grünlichen Glimmerschiefer und Phyllite an der Kriechlehne usw., ferner in den typischen Chloritgneisen sowie untergeordneten Serizitgneisen im Schlafwinkel des oberen Mertatales, an der vorderen und hinteren Hüttellehne und am Hüttelberg selbst, wo sie von Pyroxeniten (beziehungsweise Topfsteinmassen) aufgehoben wurden (siehe Profil Fig. 3, pag. 129), sämtliche Fundorte an der Nordflanke oder am Scheitel der gedachten Dioritgabbrokuppel. Auf der Sohle des hinteren Schlafwinkels wurde im Chloritgneis eine mächtige Einlagerung von Chlorit-Aktinolithschiefer mit Epidotaggregaten konstatiert, dessen Schichtenköpfe unter einer mächtigen Endmoräne hervor-

lügen. In diesem Teile unserer Schieferhülle greifen die von NO gegen SW vordringenden Felsmassen des Chloritgneises in ansehnlicher Verbreitung entwickelt, als großartige Zungen in den darunterliegenden metamorphen Dioritgabbrokern ein.

Auch die Chloritgneisgruppe folgt meist dem allgemeinen Gebirgsstreichen SW—NO mit NW-Fallen, jedoch gegen die äußeren Teile beobachtet man zunächst flache und schwebende Lagerung, worauf das Umbiegen der Schichten gegen SO erfolgt, welches Verfläachen durch steil NW einschließende Strukturflächen mehr oder weniger verwischt wird. Demzufolge formt die gedachte Chloritgneisgruppe in dem hier in Betracht kommenden Gebiet einen zwischen die zentrale Eruptivmasse einerseits und dem südöstlich angrenzenden Unterdevon einen eingezwängten Sattel. Das letztere ist mit dem Chloritgneis vielfach verzahnt und besteht aus bleigrauen, kohligen, feingefalteten Phylliten mit Quarziten, Chloritoidschiefern nebst Einlagerungen von Uralitdiabas und seinen Tuffen. Die Auflagerungsfläche des Unterdevons ist jedoch keine normale, vielmehr liegt eine mehr oder weniger deutlich ausgesprochene Diskordanz vor, was schon früher Becke¹⁾ mit den Worten hervorgehoben hat: „daß die Grenze des Unterdevons gegen den Chloritgneis zum Teil durch Längsbrüche bedingt wird.“

Petrogenetische Betrachtungen über die Chloritgneisgruppe.

Die rasch wechselnden mannigfaltigen Gneise und sonstigen Schiefer der Chloritgneisgruppe weisen unverkennbar darauf hin, daß das Substrat dieser Gesteine ein ebenso wechselvolles war, das dann später einer durchgreifenden Metamorphose unterlegen ist. Während in den Gesteinen der Zöptauer Eruptivmasse alle Mineralien größere und scharfe Kristalle, frische Farben und hohen Glas- oder Metallglanz darbieten, haben die Gesteine der Chloritgneisgruppe eine kleinkristallige Ausbildung, glanzloses Aussehen, die Farben erscheinen stumpf, insbesondere gilt das von den stumpfgrünen Chloritschmitzen. Dieser Unterschied macht sich überall in auffälliger Weise geltend und ist sofort in die Augen springend.

Bezüglich der in Rede stehenden Schiefergneishülle steht außerdem fest, daß Übergänge davon zu den Kerngesteinen nicht stattfinden, die Grenze vielmehr überall scharf markiert ist; exomorphe Kontakterscheinungen in jener charakteristischen Ausbildung, wie wir sie in der Glimmerschiefergruppe an der Südwestflanke kennen lernten, existieren hier nicht; dagegen finden wir auch hier am Außenraude der zentralen Gabbroschale dieselbe den Erstarrungsgesetzen folgende Verdichtung des Gesteinskornes, wobei die Schiefergneishülle als Abkühlungsfläche wirkte, was ihre frühere Anwesenheit zur völligen Gewißheit erhebt. Dieselbe entspricht somit in unserem Gebiete dem Zwecke eines Mantels, der durch den zentralen Kern aufgehoben wurde, sie hat ihre stratigraphische Position an den Flanken und am Scheitel unseres Dioritgabbrostokes,

¹⁾ L. c. pag. 296.

wo sie, wie oben gesagt, einen eingeklemmten Sattel formt. Es liegt also in der Chloritgneisgruppe in ihrer Gesamtheit keine abys- sische Masse vor, die wir voraussetzen müßten für den Fall, daß wir ihren Ursprung gänzlich auf Massengesteine zurückführen wollten.

Prof. Fr. Becke¹⁾ hat schon früher darauf hingewiesen, „daß der Chloritgneis keinen stratigraphischen Horizont darstellt, sondern eine petrographische Ausbildungsform, welche an die Grenze über- lagernder jüngerer Sedimente geknüpft erscheint, auch hat derselbe seine Anschauung dahin präzisiert, daß die äußeren Teile der in Rede stehenden Schieferserie sowie die sogenannten „Altvaterschiefer“ wahrscheinlich sehr alte, umgewandelte Sedimente sind; bezüglich des Chloritgneises sowie des sogenannten „Teßgneises“ schien ihm diese Frage nicht gelöst. Neuerdings hat Becke²⁾ zur letzteren Frage Stellung genommen und stellt nun den Chloritgneis des Alt- vatergebirges zu seinen Diaphthoriten: kristallinen Schiefer- gesteinen, entstanden durch rückschreitende Metamorphose, bei welcher als typomorphe Gemengteile die Charakterminerale der oberen Tiefen- stufe sich entwickeln (Serizit, Chlorit, Albit, Quarz, Karbonate) auf Kosten proterogener Minerale der unteren Tiefenstufe. Demzufolge würde also unser Chloritgneis seine Abstammung vom Granitgneis herleiten, der durch jüngere geodynamische Vorgänge seine gegen- wärtige Beschaffenheit erlangt hat. Die diaphthoritischen Phyl- lite sollen früher ebenfalls Gneise gewesen sein, die ihre jetzige phyllitähnliche Beschaffenheit durch weitgehende Verschieferung unter solchen äußeren Umständen erlangt haben, welche als Neu- bildungen nur die Mineralien der oberen Tiefenstufe zuließen. Indes bezeichnet Becke es selbst als eine schwierige Aufgabe, in jedem einzelnen Falle den Nachweis zu erbringen.

Im Gegensatz dazu befindet sich H. Rosenbusch³⁾, weil der- selbe die Chloritgneise ohne Rücksichtnahme auf deren Feldspatgehalt einfach unter seine sedimentogenen Paragneise einreicht und als hierher gehörig ausdrücklich die Chloritgneisgebiete zwischen Liebau und Schmiedeberg, in der Gegend von Berggieshübel und Tanneberg (Sachsen), im Wechselgebirge, im Maderaner Tal (Schweiz) u. a. O. aufzählt.

Dagegen erklärt F. Weinschenk⁴⁾ die Bildung solcher Gesteins- komplexe, wie sie in der Chloritgneisgruppe vorliegen, durch Piëzo- kontaktmetamorphose, wobei die gasförmigen Agentien unter besonders hohem Druck in das Gestein eingepreßt wurden, demzu- folge sich die kontaktmetamorphischen Erscheinungen viel intensiver gestalteten. Erhöhtes spezifisches Gewicht, Ausbildung hydrooxyl- reicher Neubildungen, Zunahme des Glimmers und damit im Zusam- menhange weite Verbreitung der Schieferstruktur sind die charakte- ristischen Modifikationen, welche diese Gesteine erleiden. Die mine- ralische Zusammensetzung folgt dem Volungesetz, wodurch sich das

1) L. c. pag. 295 u. 300.

2) Tschermaks Mitt. 1909. XXVIII. Heft 4, pag. 17—23.

3) Elemente der Gesteinslehre 1910. pag. 610.

4) Spezielle Gesteinskunde 1907.

Vorherrschen des Albits und des Glimmers erklärt, welche an Stelle der Mineralbildungen der normalen Kontaktmetamorphose treten, demzufolge Hornfelse fehlen.

Wie man sieht, ist die Sache noch sehr kontrovers. Jedenfalls möchte aber speziell für unser Gebiet die genetische Frage nicht früher angeschnitten werden, bevor nicht eingehende chemische und mikroskopische Studien sowie ein vollständiges kartographisches Bild über die mannigfaltigen Gesteine der Chloritgneisgruppe vorliegen, was jedoch nicht zur vorliegenden Aufgabe gehört. Dessenungeachtet möchte ich nach Maßgabe der Lagerungsformen und aus stratigraphischen sowie tektonischen Gründen dem Gedanken Raum geben, daß die Chloritgneisgruppe hiesiger Gegend nicht einem einheitlichen Bildungsakt ihre Entstehung verdankt; vielmehr werden wir zu der Annahme gedrängt, daß die Hauptmasse dieser wechselvollen Schiefergneisserie, speziell die äußeren Sattelteile, sedimentogenen Ursprungs sind; es war ein Massengesteinsderivat, welches später durch Injektionen von Muskovitgranit, der größere Kerne bildet, und Diabas in Form von Lagergängen durchbrochen wurde. Unter dem Einflusse der granitischen Intrusionen wurden die Sedimente einer anderen Art der Kontaktmetamorphose unterworfen, die unter hohem Druck in der Weise wirksam war, daß ein natronfeldspatreiches Magma auf den zahllosen und mächtigen Spalten und Klüften des Gesteins aufgestiegen ist, dieses durchtränkend, und allmählich die Gneisifizierung des sedimentären Substrats je nach dessen Zusammensetzung vollbrachte, wodurch sich die mannigfaltigen, rasch wechselnden Gneistypen der in Rede stehenden Gesteinsgruppe am besten erklären. Beweis dafür, daß an vielen Punkten des Chloritgneises seine zahllosen Spalten und Klüfte mit Albitzwillingen, Periklinverwachsungen, kleinen Quarz-, beziehungsweise Bergkristallen, derbem Prehnit, tafeligem und schuppigem Chlorit, säuligem Epidot, kleinen Orthoklasen bekleidet worden sind. Gleichzeitig wurden unter geodynamischen Einwirkungen die intrusiven Granite zu Muskovitaugengneisen sowie auch die Diabase zu Uralitdiabasen und Amphiboliten umgewandelt, ferner durch die normale Verwitterung Aktinolith- und Chloritschiefer ausgebildet. — Diese ältere intrusive Kontaktmetamorphose macht es erklärlich, daß in der Chloritgneisgruppe ähnliche Kontaktbildungen, wie wir solche oben in der Glimmerschiefergruppe kennen lernten, hier gänzlich fehlen. Es ist wahrscheinlich, daß die Chloritgneisgruppe die Beschaffenheit der kristallinen Grundgebirge bereits besaß, als die Aufwölbung der Zöptauer metamorphen Dioritgabbromasse eintrat, wofür auch eine ältere Parallelstruktur in manchen jener Gesteine spricht.

An der nordwestlichen Flanke der Zöptauer metamorphen Dioritgabbromasse sind teils feldspatreiche, teils glimmerreiche Schiefergneise verbreitet, welche sich als Bestandteile des Schiefergneisgewölbes im Wildenteßtal darstellen, das durch die gediegenen Arbeiten Beckes näher bekannt geworden ist¹⁾, auf welche hiermit hingewiesen sei, weil Verf. seine mikro-

¹⁾ L. c. pag. 294.

[113] Das metamorphe Diorit- u. Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau. 165

skopischen und chemischen Untersuchungen auf dieses Gebiet nicht ausgedehnt hat. — Der gedachte Schiefergneissattel des Wildenteßtales enthält allgemein in zentraler Lage feldspatreiche Biotitgneise, während die peripherischen Bildungen an der Nordwestflanke (Teßgebiet) durch glimmerreiche, feldspatarme Schiefergneise, dagegen die Nordostflanke (am Altvater) und die Südostflanke (im Mertagebiet) durch überwiegend feinkörnige und schieferige Chlorit-Albitgneise vertreten sind. Die letzteren Chloritgneise im Mertagebiet sind identisch mit der obengeschilderten Chloritgneisgruppe. Die erwähnten Gesteine des Teßtaler Schiefergneisgewölbes nebst der eingelagerten Phyllitmulde des kleinen Seebergs sowie ein Teil des Unterdevons werden gegen NO durch eine große, NW streichende Störungslinie Karlsbrunn—Gabel—Waldenburg abgeschnitten, jenseits welcher sich die älteren, grobkristallinischen Biotitgneise der Urlichgruppe ausbreiten. —

VI. Tektonische und Altersverhältnisse des metamorphen Diorit- und Gabbromassivs und seiner Schieferhülle.

Die tektonischen Verhältnisse sind zum Teil bereits oben in den einzelnen Abschnitten, und zwar bezüglich des zentralen Dioritgneiskernes, der peripherischen Gabbroamphibolitzone sowie der kristallinen Schieferhülle soweit als es nötig erschien und soweit sich hierzu die Gelegenheit dargeboten hat, zur Erörterung gelangt.

Die gedachte Zöptauer Eruptivmasse bildet ein selbständiges, in sich abgeschlossenes Gewölbe und eine durch dieselbe kontaktmetamorphisch veränderte kristalline Schieferhülle an der Südwest-, Südost- und Nordostflanke, gegen Nord hin wird das gedachte Massiv durch Granitit- und Pegmatitmassen flankiert, während am Nordwestflügel die kontaktmetamorphen Hüllgesteine bis auf wenige Überreste durch die gewaltige Erosion des Teßtales abgetragen erscheinen; auch gegen den Scheitel hin sind noch einige Schollen davon erhalten, welche in das Magma tief eingeblättert worden sind. Das Ganze erscheint demzufolge als ein im südwestlichen Teile NNO, im nordöstlichen Teil nach NO gestreckter Lakkolith, dessen lange Axe vom Rauhbeerstein (im Traußnitzwald) bis an den Hüttelberg (Berggruppe des Ameisenhübel) 10 km mißt und dessen kurze Axe in dem Querprofil Bischofsgraben (Ober-Zöptau) bis Steinigberg (Schwarzensteingruppe) gemessen 4.4 km beträgt. Die Fortsetzung der zentralen Eruptivmasse südöstlich vom Rauhbeerstein bis in die Gegend von Rabenseifen läßt darauf schließen, daß dieselbe sich in der Tiefe auch unter der angrenzenden Glimmerschiefergruppe ausbreitet.

Während das Streichen der Bänke und Schlieren des Dioritgneis- und Amphibolitkernes parallel zu dem oben angegebenen, allgemeinen Gebirgsstreichen in den Grenzen 1 h bis 3 h erfolgt, ist das Verfläichen fast durchweg unter steilen Winkeln isoklinal gegen NNW, beziehungsweise NW gewendet, was auf eine Überkipfung gegen SO infolge Tangentialschubs hinweist. Es ist klar, daß der Bau des

Zöptauer Diorit- und Gabbromassivs nicht als eine einfache Aufwölbung, als einheitliches Gebilde nach Art geschichteter Sedimente zu denken ist, vielmehr spielen hier Schieferung, Aufblätterung, Abschnürung sowie Versenkungen und Einfaltungen der Glimmerschiefer und Chloritgneise in die peripherischen Gabbroamphibolite, als auch insbesondere Einfaltungen dieser letzteren in den darunterliegenden Dioritgneiskern, ferner gangförmige Durchsetzungen eine große Rolle. Wir müssen demzufolge Rücksicht darauf nehmen, daß sich die Regeln der Tektonik nicht so ohne weiteres auf die mannigfaltigen Verhältnisse der eruptiv-metamorphen, kristallinen Gesteine anwenden lassen, die man etwa von den geschichteten Sedimenten hierauf übertragen wollte.

Durch die gedachten Störungen werden die sonst so einfachen tektonischen Verhältnisse kompliziert, so daß das Gewölbeprofil nicht zur Geltung kommt oder nur sehr unvollständig erscheint; in um so deutlicheren Umrissen lassen es die großen geologischen Erscheinungsformen hervortreten, und zwar haben wir unwiderlegliche Beweise dafür, daß es sich tatsächlich um ein Gewölbe handelt in der symmetrischen Verteilung der peripherischen Gabbrogesteine, sowie nicht minder der Schieferhülle, beziehungsweise deren Überreste auf den Flanken des in Rede stehenden Gewölbes. Daß die Gabbroamphibolite an den Nordost- und Südostflügeln eine weit mächtigere Entwicklung als am Nordwestflügel zeigen, kann wohl nicht als Mangel an Symmetrie aufgefaßt werden.

Wie wir weiter oben gesehen haben, übergeht der zentrale Dioritgneis gegen die Randpartien in die sauren Formen des dioritischen Magma, und zwar dem Quarzglimmerdioritgneis am Reimerstein und Schinderhübel; die Reihe der Gabbrogesteine am Schwarzenstein findet ihre gleichwertigen Vertreter im Traußnitzwalde und östlich des Raubbeersteins; in ähnlicher Verteilung an den Gewölbeflügeln finden wir die im Hangenden, beziehungsweise im Liegenden folgenden Hüllgesteine der Glimmerschiefergruppe und der Chloritgneisgruppe. Siehe das Querprofil 2 auf Taf. V sowie dessen Ergänzungskurven; gleichzeitig sind daraus die in den metamorphen Dioritgabbrokern versenkten Schollen des Glimmerschiefers ersichtlich. Überall ist das Einfallen isoklinal gegen WNW und NW gerichtet, demzufolge diese Lagerungsverhältnisse untrüglich ein großartiges, schief liegendes, das heißt gegen SO überkipptes Gewölbe vorstellen.

Ein ähnliches Bild ergibt ein Querprofil in der Linie Mattenberg (Marschendorf)—Topfsteinbruch (Storchberg), jedoch ist dasselbe nicht so vollständig als das vorige, weil die Schieferhülle des Mattenberges fehlt, die daselbst durch das Teßtal weggespült erscheint. Siehe das Profil 1 auf Taf. V sowie die zugehörigen Ergänzungskurven. Dagegen erhalten wir östlich des Topfsteinbruches am Storchberg die einander äquivalenten Gabbrogesteine, ferner den Pyroxenitstock des Topfsteinbruches und als Abschluß im Liegenden die mächtige Chloritgneisgruppe mit ihren Diabasgesteinen am Rabenberg. Die Mitte bringt die aus den peripheren Gabbrogesteinen bestehenden Scheitelkaltten des Steinhübels, Butterhübels, beziehungsweise des Vorder- und Hinterberges sowie Hofsteins und Storchberges, soweit diese

noch von der Erosionsmechanik verschont geblieben sind, zum Schutte, während die darunterliegenden zentralen Dioritgesteine die Tiefe beherrschen. Auch daraus ergibt sich mit Konsequenz, daß diese Gesteine ein isoklines Gewölbe formen, in deren Kern Diorit und an der Peripherie Gabbro, den Spaltungsgesetzen entsprechend, magmatisch ausgeschieden wurde. Daß die Grenzfläche beider Gesteinsfamilien eine sehr unregelmäßige und durch zahllose und mannigfaltige Schlieren gestörte ist, liegt in der Natur der Sache und wurde bereits weiter oben auseinandergesetzt.

Man findet also auch in der Zöptauer Diorit-Gabbromasse nebst deren Pyroxeniten den geologischen Erfahrungssatz bestätigt, daß die sauren Tiefengesteine zuerst erumpierten, die basischen nachfolgten, während die ultrabasischen (die beiden anderen durchbrechend) den Schluß der Reihe bedeuten, woraus sich die Regel ergibt, daß die gedachten Gesteine um so später zur Eruption gelangten, als sie basischer geworden sind.

Heute, wo die metamorphosierenden Prozesse, die Umkristallisation der Diorite, Gabbro und Pyroxenite längst vollzogen ist, sehen wir einen mächtigen Kern flaserigen Hornblendeplagioklasgneises mit Schlieren von Biotitplagioklasgneis, umgeben von einem Mantel massiger Hornblendegabbros nebst untergeordneten Hornblenditen, beziehungsweise Strahlsteinen, körnigen Gabbroamphiboliten und Gabbroschiefern sowie Prasiniten, während gegen den Saum hin zahlreiche Topfsteinstöcke mit Schalenstruktur erscheinen.

Schon F. Becke und M. Schuster haben in dem eingangserwähnten Vortrag ¹⁾ darauf hingewiesen, daß die Gesteine in der Umgebung von Zöptau nicht nur nach den Lagerungsverhältnissen den stratigraphisch tiefsten Horizont, sondern auch durchweg eine hochkristalline Ausbildung zeigen. Auch aus unseren obigen Feststellungen geht unstreitig hervor, daß die Zöptauer metamorphe Eruptivmasse tatsächlich den geologischen Mittelpunkt des Altvatergebirges bildet und daß dieselbe nach den Lagerungsverhältnissen das stratigraphisch tiefste Niveau behauptet. An diese zentrale, merkwürdig regelmäßig und hinsichtlich ihrer Gesteinstypen vollständig entwickelte eruptive Kernmasse legt sich das Schiefergneisgewölbe im oberen Teßtale dergestalt auf, daß die erstere von dem letzteren an der Nordwest- und Nordostflanke umschlossen wird. Wahrscheinlich hat die zentrale Eruptivmasse bei ihrer Aufpressung die Aufwölbung der benachbarten Teßgneise bewirkt, beziehungsweise die Chloritgneise emporgehoben, an der Südostflanke zu einem Sattel zusammengestaucht und an der Nordostflanke über die Kerngesteine dachförmig überschoben, wie dies bereits oben auseinandergesetzt wurde.

Es ist zweifellos, daß ein Teil der schieferigen „Teßgneise“ sowie die Chloritgneise lediglich petrographisch verschiedene Ausbildungsformen sind, die sich gegenseitig in gewissen stratigraphischen Niveaus vertreten, jedoch in tektonischer und genetischer Hinsicht einer einheitlichen Formation angehören. Die darin auftretenden Gneise von

¹⁾ L. c. pag. 3.

körniger, flaseriger und Augenstruktur sind auf granitische Intrusivmassen zurückzuführen, welche durch Gebirgsdruck vergneist worden sind.

Altersgliederung.

Zum Schlusse vorstehender Ausführungen möchte wohl auch die schwierige Altersfrage bezüglich der Zöpfauer metamorphen Dioritgabbrokuppel sowie ihrer Schieferhülle, und zwar sowohl der Glimmerschiefergruppe als auch der Chloritgneisgruppe in den Kreis der Erörterung gezogen werden, soweit dies nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse von dem gedachten Gebiet überhaupt möglich ist. — Zunächst muß bemerkt werden, daß alle meine Bemühungen, in den Hüllgesteinen Graptolithen oder Tentaculiten sowie andere paläontologische Charaktere aufzufinden, bisher von keinem Erfolge begleitet waren, also vorläufig als fossilleer anzusehen sind. Vielleicht sind spätere Beobachter von mehr Glück begünstigt, denn erfahrungsgemäß sind Fossilien oft nur auf schwache Schichten und Bänke beschränkt und haben sich selbst in viel durchforschten Gegenden jahrzehntelang der Beobachtung entzogen, bis ein glücklicher Zufall sie dem Kundigen entdeckt. Verf. hat bislang keine Veranlassung getroffen, daß die lokal eingelagerten graphitischen Phyllite und Quarzite der Glimmerschiefergruppe im Traubnitz nach Radiolarien oder anderen Mikroorganismen untersucht werden. Wir sind daher bei Beurteilung der Altersfrage lediglich auf die petrographischen und stratigraphischen Verhältnisse sowie auf die vorhandenen Diskordanzen angewiesen, was die Sache erschwert und unsicher macht.

Betreffs der Hüllgesteine kann zunächst mit einiger Sicherheit konstatiert werden, daß die Chloritgneisgruppe zufolge ihres petrographischen und tektonischen Verhaltens den älteren, die Glimmerschiefergruppe den jüngeren Schichtenkomplex vorstellt, und zwar besteht die erstere Stufe ihrem Wesen nach aus kalksteinfreien Silikatgesteinen, wobei auch den darin vorkommenden Quarziten lediglich eine untergeordnete Rolle zufällt. Im Gegensatze dazu wird die jüngere Stufe aus einem vielfachen Wechsel vorherrschender Quarzite und Glimmerschiefer nebst untergeordneten Phylliten zusammengesetzt. In beiden Stufen treten metamorphe Derivate von Uralitdiabasen auf, und zwar vorwiegend Amphibolite untergeordnet mannigfaltige Grünschiefer und Chloritschiefer.

Ferner geht aus der Beobachtung tatsächlich hervor, daß die Gesteine der Glimmerschiefergruppe gleichwie diejenige der Chloritgneisgruppe mit den Bänken und Schlieren der zentralen Massengesteine nicht überall im konkordanten Verbande stehen, und zwar machen sich die geologischen Diskordanzen durch lokal vorkommende durchgreifende Lagerungsverhältnisse an den Nordost- und Südostflanken des Lakkoliths geltend, welche teils auf das fingerförmige Eingreifen desselben in die Hüllgesteine, teils auf gangförmige Durchsetzungen zurückzuführen sind. Dieses tektonische Verhältnis ist bei der Natur der Sache nicht

andere möglich, denn der intrusive Kern hob die Hüllgesteine nicht gleichmäßig, so daß sich daraus der lokal diskordante Anschluß zwischen Kern und Mantel notwendigerweise ergeben mußte.

Ebenso ist die Auflagerungsfläche zwischen den Gliedern der Chloritgneisgruppe einerseits und dem südöstlich angrenzenden Unterdevon andererseits keine normale, vielmehr diese Formationsgrenze durch Änderungen des Streichens sowie durch Brüche, Abrasion und Erosion gestört erscheint, was insbesondere in der Berglandschaft um Rabenseifen und Rudelsdorf auffällig wird, wo an den abnorm ostwestlich streichenden Chloritgneisen, plötzlich die Schichten des Unterdevon mit Nordsüdstreichen abschneiden und die Grenzfläche auch sonst sehr unregelmäßig verläuft. Zwischen Chloritgneisgruppe und Unterdevon liegt also eine große geologische Diskordanz vor. Es erscheint demzufolge zweifellos, daß während Bildung der Devonabsätze sich die Chloritgneisgruppe schon in gestörter Lagerung befand, also bereits emporgehoben und nicht mehr im Vollbestande seiner zugehörigen Gebirgsglieder war, weil die gebirgsbildenden Kräfte sowie später Abrasion und Erosion bereits am Werke gewesen sind. Die Transgression des Unterdevons über die Chloritgneisgruppe kommt dort am deutlichsten zum Ausdruck, wo die bleigrauen unterdevonischen Phyllite, beziehungsweise Tonschiefer an die kristallinische Unterlage anstoßen. Daraus ergibt sich für die Chloritgneisgruppe als Abgrenzung nach oben hin mit Sicherheit ein vordevonisches Alter.

Nachdem jedoch in der Chloritgneisgruppe neben untergeordneten Quarziten auch Quarzkonglomerate und Konglomeratgneise nachgewiesen sind, sich also auch diese mannigfaltig zusammengesetzte Gesteinsgruppe unserer Schieferhülle durch ihre in manchen Fällen klastische Beschaffenheit auszeichnet, der bisherige Mangel an Fossilführung darauf zurückzuführen ist, daß die Fossilien durch spätere, oben geschilderte metamorphische Vorgänge unkenntlich geworden, so gelangen wir an der Hand dieser Tatsachen, speziell des stratigraphischen Verhaltens sowie der großen unterdevonischen Transgression zu der Schlußfolgerung, daß die Chloritgneisgruppe an dem Zöptauer metamorphen Dioritgabbromassiv in ihrer Hauptmasse wahrscheinlich der präkambrischen oder besser gesagt algonkischen Formationsgruppe angehört. Das früher für diesen Komplex und die Gneisformation bei Zöptau angenommene „archaische“ Alter muß wohl künftighin fallengelassen werden.

Freiherr v. Cammerlander¹⁾ betrachtet den „Phyllitgneis“ der älteren Geologen, der zum Teil identisch mit dem Chloritgneis ist, als ein zwischen die „archaische“ Gneisformation und das Unterdevon des Haidenzuges (Hohehaide, Maiberg, Hirschkamm und Schieferhaide etc.) eingeschobenen geologischen Horizont, dem er ein silurisches Alter zuschreibt. Inwieweit diese Sätze mit den Tatsachen in Übereinstimmung stehen, erhellt aus den obigen Darlegungen sowie auch das supponierte silurische Alter weder durch paläontologische

¹⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Nr. 12, 1886.

noch durch petrographische Charaktere gestützt werden kann. Dessenungeachtet ist es für uns wichtig, daß auch v. Cammerlander die Chloritgneisgruppe unter die altsedimentär-metamorphen Bildungen einreihet. —

Um das mutmaßliche Alter unserer Glimmerschiefergruppe feststellen zu können, müssen wir, da dies in unserem beschränkten Gebiet nicht möglich ist, etwas weiter ausgreifen. Das weite Teßtal ist ursprünglich ein tektonisches Tal, das dort entstanden ist, wo die Grenzscheide liegt, zwischen dem Zöptauer Dioritgabbrosattel im Osten und der großen Granitgneiskuppel der Hochschaar-Kepernikgruppe im Westen. Nach Überschreitung dieser Depression finden wir die Fortsetzung der Glimmerschiefergruppe an den westlichen Gehängen des Teßtales, wo sie sich über dem aus Biotitaugengneisen bestehenden Lakkolith der Kepernikberggruppe und ihren Ausläufern ausbreitet und dessen intensiv kontakt-metamorphisch beeinflusste, allerdings vielfach zerstückte Schieferhülle bildet.

Diese letztere wird in den gedachten Gebiet hauptsächlich zusammengesetzt aus einem schuppigen, glimmerreichen Glimmerschiefer mit einem weitverbreiteten Kontakthof ausgezeichneter Staurolith-, Andalusit- und Granatschiefer, worin außerdem mächtige Kalksteinlager einsetzen, die jedoch fast gänzlich zu mannigfaltigen Kalksilikatfelsen umgewandelt sind, während quarzitisches und graphitisches Schiefer, plattige Biotitgneise und mannigfaltige Amphibolite bloß untergeordnet auftreten.

Mit Abnahme der Kontaktmetamorphose vollzieht sich in der Gebirgsrinne Ramsau—Goldenstein ziemlich rascher Übergang des Glimmerschiefers in die Gesteine der Phyllitgruppe, an deren Zusammensetzung sich außer den dunklen Phylliten, mächtige kristalline Kalksteine, untergeordnete Quarzite sowie Amphibolite beteiligen. Auch diese Gruppe zeigt gegen das Granitgneismassiv hin vielfach kontakt-metamorphische Beeinflussung, indem die Phyllite zum Teil muskovitreich werden, die Kalksteine zum Teil in Marmor umgewandelt sind. Die Phyllite übergehen teilweise in tonschieferähnliche, durch massenhaft parallel eingeschwemmte Quarzstufen deutlich klastische Gesteine.

Die petrographische Ähnlichkeit der in Rede stehenden Phyllitgruppe mit den Phyllitzügen vom Uhustein und dem großen Seeberg—Wiesenberg einerseits sowie dem typischen Unterdevon östlich der Chloritgneisgruppe ist so auffällig, daß ich schon früher auf das mutmaßliche unterdevonische Alter dieser Phyllitkomplexe hingewiesen habe¹⁾. Halten wir daran fest, so sind wir zu der Annahme berechtigt, daß der Glimmerschieferkomplex im Kepernikgebiet den der Phyllitgruppe nächsttieferen Horizont repräsentiert, also dem Silur angehört; demzufolge auch die ähnlich zusammengesetzte, durch typische Kontaktgesteine ausgezeichnete Glimmerschiefergruppe auf dem Zöptauer Diorit- und Gabbrogewölbe ebenfalls auf ein silurisches Alter hinweist.

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. 47, pag. 39.

Aus diesen Feststellungen des algonkischen Alters für die Chloritgneisgruppe, des silurischen für die Glimmerschiefergruppe, des unterdevonischen für die eingeklemmten Phyllitmulden sowie der damit gleichzeitigen Hebung der im Südost angrenzenden Hauptmasse der mährisch-schlesischen Devonformation geht des weiteren hervor, daß die Aufpressung des Dioritgabbrogewölbes in der Umgebung von Zöptau in postdevonischer Zeit erfolgte und aller Wahrscheinlichkeit nach von kulmischem Alter ist. Demnach sind die oben beschriebenen Kontakthöfe im Traußnitzwald bestehend aus staurolith-, granat-, disthen- und turmalinführenden Muskovit- und Fuchsitechiefern in der Kulmperiode zur Entstehung gelangt. Dasselbe Alter ergibt sich für das Hervorbrechen der westlich angrenzenden Granitgneiskuppel und die großartigen Kontakthöfe ausgezeichneter staurolith-, andalusit- und granatführender Biotitschiefer und der Kalksilikatfelse. Jedenfalls sind beide benachbarten Lakkolithen, und zwar sowohl die große Granitgneiskuppel als auch die viel kleinere Dioritgneisgabbrokuppel gleichzeitig durch denselben geodynamischen Tangentialschub aufgepreßt worden, dessen größte Komponente senkrecht auf die Längserstreckung der gedachten Gneiskuppeln in der Richtung NW—SO wirksam gewesen war. Die Aufpressung der zentralen Intrusivkerne steht mit der Gebirgsfaltung im gleichzeitigen sowie ursächlichen Zusammenhange, dagegen die Ausbildung der oben geschilderten, mannigfaltigen Kontakthöfe wohl der Hauptsache nach in die unmittelbar nachfolgende pneumatolytische Periode fällt. Ferner ist es nicht unwahrscheinlich, daß zur Zeit der Intrusion der Granitgneiskuppel im Kepernikgebiet sowohl, als auch der Dioritgneiskuppel in der Umgebung von Zöptau, die Gesteine der Chloritgneisgruppe des Haidenzuges und im Altvatergebiet die Beschaffenheit des kristallinen Grundgebirges bereits besaßen.

Wie bereits oben der Nachweis erbracht wurde, hat der Granit des gewaltigen Erzberges die zentralen Dioritgneise und die randlichen Gabbroamphibolite durchbrochen, wobei derselbe zu den weiter oben geschilderten, wichtigen endomorphen und exomorphen Kontaktgebilden Anlaß geboten hat; derselbe hat außerdem die teils feldspatreichen, teils glimmerreichen „Teßgneise“ durchbrochen. Wir sind also zu der Schlußfolgerung berechtigt, daß der Erzberggranit jünger ist als die erwähnten Schiefergneise, ferner auch jünger ist als das Zöptauer metamorphe Dioritgabbromassiv, beziehungsweise die daraus hervorgegangenen kristallinen Schiefergesteine.

Eine nähere Altersbestimmung des Erzberggranits und seines mannigfaltigen Gangefolges ist durch folgende Beobachtung ermöglicht worden. Der bereits obenerwähnte Phyllitzug vom Kleinen Seeberg und Dreigraben bei Wiesenberg (am linken Teßgehänge), bestehend aus dunklen Phylliten, Quarzschiefen und Amphiboliten, findet seine Fortsetzung am Kapellenberge sowie am Fichtelberge westlich Wiesenberg und verliert sich am östlichen Gehänge des Lustbaches nächst Groß-Ullersdorf. Dieser Phyllitzug wird auf den genannten Anhöhen westlich Wiesenberg von kleinen Stöcken des Erzberggranits durchbrochen. Nun haben wir weiter oben gesehen, daß nach Maßgabe seiner petrographischen Zusammensetzung und strati-

graphischen Stellung der in Rede stehende Phyllitzug dem Unterdevon beigeordnet werden muß, wodurch sich das Alter des Erzberggranits und seines Ganggeforges frühestens als postdevonisch erweist. Nachdem jedoch die Aufpressung des Dioritgneisgabbrowölbes in der Kulmzeit erfolgt ist, so muß der Erzberggranit mutmaßlich in der Oberkarbonperiode hervorgebrochen sein.

Von gleichem Alter dürften auch die Biotitgranite von Blanda und Hermesdorf in der Umgebung von Mähr.-Schönberg sein, welche gleich dem Erzberggranit die jüngste Phase eruptiver Tätigkeit in dem hier in Betracht kommenden Gebiet bezeichnen. —

Anders liegen die Altersverhältnisse bezüglich der gewaltigen Pegmatitmassen des Radersberges, die nach ihrer räumlichen Entwicklung und anderen triftigen Gründen nicht zum unmittelbaren Ganggefolge des Erzberggranits gehören. Mehrfache Überlegung läßt den Radersberger Pegmatit als älter erscheinen, und zwar dürfte dieser gleichalterig sein mit den westlich des Teßtales aufgebrochenen, Pegmatitmassen am Schloßberg bei Groß-Ullersdorf, im Pfaffenbusch und dem Bürgerwald nächst Reigersdorf, welche das Ganggefolge der großen Gneiskuppel in der Kepernikgruppe repräsentieren. —

Die früher für archaisch gehaltene sogenannte „Gneisformation“ der Umgebung von Zöptau wurde als das Grundgebirge betrachtet, dem die Chloritgneise und Glimmerschiefer sowie die Phyllite als allmählich jüngere Formationsglieder auflagern. Bei der hier vertretenen Auffassung von der Intrusivnatur der Zöptauer Dioritgabbrokuppel und ihrer mannigfaltigen Schieferumwallung als Kontakthof, erfährt die frühere Altersgliederung eine völlige Umkehrung, und zwar haben wir gefunden, daß die Chloritgneisgruppe auf Grund ihrer petrographischen Charaktere, ihrer stratigraphischen Stellung, beziehungsweise der großen devonischen Transgression von algonkischem Alter ist und ein schon früher gefaltetes Gebirge vorstellt; die Glimmerschiefergruppe gehört mutmaßlich zum Silur, während die weiterhin angrenzenden Phyllitgebiete ein devonisches Alter haben, so daß in der Schieferumrahmung vom Devon bis zum Algonkian eine nur durch das scheinbar fehlende Kambrium unterbrochene Reihe existiert. Des weiteren wurde zweifellos festgestellt, daß die Intrusion der Dioritgneiskuppel und die Ausbildung ihrer Kontakthöfe frühestens in die Kulmzeit fällt, demzufolge die zentrale Dioritgneis- und Gabbroamphibolitmasse die jüngste Formation repräsentiert.

In der Erwägung jedoch, daß die Aufpressung der oben geschilderten Gneiskuppeln mit der Faltung der Sudeten im ursächlichen Zusammenhange steht und unter Berücksichtigung der feststehenden geologischen Tatsache, daß die hercynische Faltung, welche zur Ausbildung des variseischen Kettengebirges führte, im Laufe der Oberkarbonzeit erfolgte, so erscheint es plausibel, auch die Intrusion unserer Gneiskuppeln in diese Zeit zu verlegen, obschon sich ein direkter Nachweis in unserem Gebiete dafür nicht erbringen läßt.

Und in der Tat hat es C. Gäbert¹⁾ sehr wahrscheinlich gemacht, daß die sächsisch-böhmischen Gneiskuppeln frühestens am Ende der Kulmperiode aufgepreßt worden sind; ferner hat R. Scheibe für die Granitgneise des nordwestlichen Thüringer Waldes den Nachweis erbracht, daß diese wie die des südöstlichen Thüringer Waldes von postkulmischem Alter sind sowie auch die Intrusion des sächsischen Granulitlakkolithen nach den Neubearbeitungen von H. Credner, E. Danzig und E. Weise in postkulmischer Zeit erfolgt ist.

Auf Grund obiger Altersfeststellungen verschiebt sich auch die Zeit, in welcher unser Erzberggranit zur Eruption gelangte, bis an das Ende der Oberkarbonzeit. —

Obwohl am Ende dieser Abhandlung angelangt, betrachte ich diese dessenungeachtet nicht als abgeschlossen, denn wichtige geologische Probleme harren noch der Lösung. Ich möchte mir daher in Zukunft in diesem reichen Arbeitsfeld weitere Ergänzungen, eventuell auch Berichtigungen vorbehalten, denn in dem Maße, als durch neue Steinbrüche, vielleicht auch durch neue Bergbaue sowie durch Wegverlegungen infolge neuer Straßen- und Eisenbahnzüge bisher unbekannte Funde und Aufschlüsse erzielt werden, wird auch die geologische Erkenntnis gefördert, vorausgesetzt, daß die feldgeologische Untersuchung unmittelbar nachfolgt, welche die frischen Entblößungen festhält, ehe diese wieder verwischt werden. Die geologische Feldarbeit sowie jene im Laboratorium soll deshalb in dem Zöptauer Arbeitsgebiet weiter fortgesetzt und, sobald genügendes Tatsachenmaterial sowie neue Erfahrungen vorliegen, weitere Mitteilungen darüber gebracht werden, um die offengebliebenen geologischen Fragen ihrer Lösung näherzubringen.

¹⁾ Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Zeitschrift d. d. geolog. Gesellsch. 1907, 59. Bd., pag. 368.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	53
 I. Generelle Übersicht der orographischen und petrographischen Verhältnisse.	
Gesteine in der Umgebung von Zöptau nach dem alten petrographischen System:	
Hornblendgneise, mannigfaltige Amphibolite und Hornblendeschiefer, Topfsteine und Chloritschiefer, Granit, pegmatitische und aplitische Ganggesteine	55
Bisherige Auffassung der geologischen Verhältnisse und die obigen Gesteine seitens früherer Beobachter	55
„Das Gabbromassiv im bayrisch-böhmischen Grenzgebirge“, von W. Bergt	56
„Die Gruppe der Flasergabbro im sächsischen Mittelgebirge“, von J. Uhlig	56
Die Gesteine in der Umgebung von Zöptau sind vorherrschend: Hornblendeplagioklasgneise von Dioriten abstammend, Hornblendegabbro, Gabbroamphibolite, Gabbroschiefer, Prasinite und Hornblendite . .	57
Verbreitung der Dioritgneise:	
Hauptmassiv im Traußnitzwalde, Oplustilberg, Reimerstein, Rauhbeerstein, Storchberggruppe, Schwarzensteingruppe (Petersdorf), in der Umgebung von Marschendorf; Spezialmassiv am Hausberg und der vorderen Hüttellehne (Wermsdorf)	58—59
Verbreitung der Gabbrogesteine:	
Hornblendegabbro am Schwarzenstein, Lagergänge davon und Hornblendit im Bienergraben, im Traußnitz. Gabbroamphibolite und Gabbroschiefer östlich des Rauhbeersteins, am Viehbich, Pfarrerb, Schillerhau, Laßkoppe, Bischofserb (Zöptau)	59—60
Gabbroamphibolite und Gabbroschiefer am Kupferberg, Hausberg, Hüttellehne (Wermsdorf) und am Kargerberg (Siebenhöfen)	60—61
Mannigfaltige Derivate des Gabbro am Mattenberg, Steinhübel, Butterhübel und am Kahlhübel (Marschendorf)	61
Verbreitung der Quarzite, Glimmerschiefer und Schiefergneise:	
Quarzite und Glimmerschiefer der Ausläufer des Schwarzensteins und Steinigberges	62
Quarzite und Glimmerschiefer am Weißenstein und Kupferberg . . .	62
Quarzite und Glimmerschiefer im Traußnitzwalde	62
Schiefergneise (Chlorit- und Biotitgneise) bei Rudelsdorf, am Rabenstein, Freiheitsberg, Grasgrund und Hüttellehne etc.	63
Kuppelförmiges Gewölbe von Dioritgneis im Kern, auf den sich Hornblendegabbro, Gabbroamphibolite und Gabbroschiefer an den Flanken und dem Scheitel auflegen	63—64

II. Der zentrale Dioritgneiskern und dessen Ganggesteine.		Seite
1. Amphibolplagioklasgneis. Makroskopischer Befund; Ergebnisse der mikroskopisch-optischen Untersuchung		65—66
Varietäten: Amphibolpyroxengneise, Amphibolbiotitgneise, Amphibol-epidotgneise		67
Chemische Analyse des Amphibolplagioklasgneises und Gesteinsformel		68
Abstammung von körnigfaserigen Amphiboldioriten mit Schlieren von Flasergabbro und randlicher Differenzierung zu Quarzglimmerdiorit .		69
Schlieren von Biotitplagioklasgneis, mit lokaler Verwitterung zu Muskovitgneis		70
2. Basische Ganggesteine im Dioritgneiskern. Lagergänge von Hornblendegabbro im Bienergraben, Oplustilberg, Reimerstein und Butterhübel (Traußnitz)		71
3. Granittdurchbrüche nördlich Marschendorf. Makro- und mikroskopischer Mineralbestand des Granitits und seiner Varietäten		71
Endomorphe Kontakterscheinungen im Granitit am Gabbro		72
Exomorphe Kontaktgebilde in den Gabbrogesteinen am Granitit		73—76
4. Saure Ganggesteine des Dioritgneiskernes.		76
A. Pegmatitdurchbrüche am Radersberg bei Phillipstal (stockförmige Massen)		76
Petrographische Beschreibung und reichhaltige Mineralführung		77—78
B. Beryllführende Muskovit-Pegmatitgänge. Petrographische Zusammensetzung, reiche Mineralführung, insbesondere ausgezeichnete Berylle		78
a) Lagergänge unterhalb dem Mattenberg, Marschendorf		79
b) Lagergänge am Gemeindeviehbich, Marschendorf		79
c) Lagergänge am Ostabhang des Vorderberges, Marschendorf		80
d) Lagergänge im Scheibengraben, Marschendorf		80
Beschreibung der Gemeng- und Übergemengteile, insbesondere der Alkalifeldspäte sowie der Nebengemengteile		81
Quarzige Fazies dieser Pegmatitgänge		81
e) Lagergänge im Bienergraben zu Petersdorf. Resultate der mikroskopisch-optischen Untersuchung		82
f) Lagergänge am Oplustilberg		82
g) Lagergänge am Reimerstein, Traußnitz		82
C) Kreuzgänge von pegmatitischem Habitus am Schinderhübel (Marschendorf)		83
Varietäten: a) Pyroxenpegmatit; b) beryllführender Muskovitpegmatit; c) chrysoberyll- und beryllführender Sillimanitpegmatit. Ergebnisse der makro- und mikroskopischen Untersuchung am Sillimanitpegmatit und dessen Druckstruktur; d) Aplitgänge im Dioritgneis am Schinderhübel etc.		84—87
Altersverhältnisse von Granitit und dessen Gangfolge gegenüber Dioritgneis und den Gabbrogesteinen		88
D) Sekundäre Neubildungen auf den Strukturflächen des zentralen Dioritgneises		88—89
III. Peripherische Gabbrozone.		
Einfaltungen und Versenkungen, Injektionen (Gänge) der Gabbrogesteine in den Dioritgneiskern		89
Gliederung der Gabbrozone an den beiden Gewölbeblügeln, und zwar der basischen sowie der ultrabasischen Fazies der Gabbroreihe		90
1. Hornblendegabbro. Ergebnisse der mikroskopisch-optischen Untersuchung		90
Chemische Analyse, Gesteinsformel, Übereinstimmung mit dem Gabbrotypus Keewenaw		92

	Seite
Struktur des Hornblendegabbro	93
Gangförmige Injektionen des Hornblendegabbro	93—94
2. Gabbroamphibolite. Struktur derselben	95
Mikroskopisch-optische Gesteinsanalyse	95
Übergangsteile der Gabbroamphibolite	96
Chemische Analyse und Gesteinsformel, Abstammung vom Gabbro- typus Keewenaw	97
Hauptentwicklung der Gabbroamphibolite an den nordöstlichen und südöstlichen Flanken sowie am Scheitel des Gneiskernes	98
3. Gabbroschiefer. Struktur und Mineralbestand	98—99
Chemische Analyse und Gesteinsformel	100
Zugehörigkeit zum Gabbrotypus Molkenhaus	100
4. Einschlußmassen und Übergangsglieder des Gabbro- schiefers: Hornblende als Kugeln, Linsen und Stöcke	101
Umkristallisation derselben zu Strahlsteinschiefer und Klinochlor- schiefer	101
Epidotisierte Gabbroschiefer	101
5. Prasinite (Grünschiefer). Dichte und feinschieferige Struktur, ausge- zeichnete Parallelstruktur und Fältelung	102
6. Untergeordnete Einschlüsse des Gabbroschiefers: Zoisit (Thulii), Pyroxen (Diopsid), Prehnit, Quarz (Bergkristall), Orthoklas (Adular), Albit, Periklin, Apatit, Kalzit, Pyrit etc.	102—103
7. Sekundäre Kluftausfüllungen des Gabbroschiefers. Vor- kommen der bekannten Zöptauer Mineralien auf mannigfaltigen Klüften und Hohlräumen in wechselvollen Assoziationen, und zwar am Pfarrerberg und Viehbich etc.; Zöptau	103—105
Am Mattenberg, Steinhübel und Butterhübel; Marschendorf	105—106
8. Erzmassen des Gabbroschiefers.	
a) Linsenförmige Magnetitlager als eisenreiche Fazies des Gabbro, auf der Sylvanzeche bei Siebenhöfen	106
Mineralbestand der Erzlagerstätte	106—107
Nebengesteine derselben	107
Pyrite und Zeolithe des Gabbroschiefers daselbst	107
Mächtigkeit, Streichen und Verflähen der Erzlagerstätte	108
Spezialantiklinale der Gabbrogesteine daselbst	108
Bergbaubetrieb auf dieser Eisenerzlagerstätte	108
b) Ähnliches Magnetitvorkommen am Erzberg	108
c) Kupferkies, Malachit und Stilpnosiderit am Storchberg; Hämatit am Hofstein, Zöptau	109
Kontaktmetamorphose im Gabbro. Randliche Verdichtung des Gabbro zu Gabbroschiefer und Prasinit als Folge größerer Abkühl- ungsgeschwindigkeit	109
Endogene Kontaktgebilde am Glimmerschiefer in den Hammerbüscheln und bei Margaretenquelle, Traußnitz	109—110
Desgleichen am Glimmerschiefer des Kupferberges, Wernsdorf	110
Rückblick auf die peripherische Gabbrozone. Die Gabbro- gesteine bilden eine geologische Einheit	111
Magmatische oder primäre Hornblende und deren sekundäre Um- bildungen, basischer Charakter der Plagioklase	112
Tabellarische Übersicht der chemischen Verhältnisse des Dioritgneises und der Gesteine der Gabbrozone sowie Diskussion der Analysenresultate	113—115

IV. Ultrabasische Fazies der Gabbroreihe.

Topfsteinstöcke mit gesetzmäßiger Schalenstruktur des metamorphen Dioritgabbromassivs	115
4. Topfsteinbruch am Storchberg (Zöptau): Beschreibung der beiden Topfsteinstöcke, des Pegmatitganges und der Nebengesteine	116

[125] Das metamorphe Diorit- u. Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau. 177

	Seite
Die Topfsteinkerne sind von Talkschiefer-, Strahlstein- und Chlorit- schieferschalen umhüllt	116
Mineralbestand des Topfsteinkernes, mikroskopisch-optische Unter- suchung	117—118
Chemische Analyse der Topfsteinmasse und deren Gesteinsformel	119
Abstammung von sehr basischem Gabbro des Typus Molkenhaus (an der Grenze gegen Pyroxenit)	119
Pyroxenitreste auf der Bruchsohle, mikroskopisch-optische Analyse	119—120
Talkschiefer, innere Schale des Topfsteinkernes. Mineralbestand nach der makro- und mikroskopischen Untersuchung	120
Chemische Analysen und Gesteinsformel	121
Abstammung vom Pyroxenit des Typus Webster	121
Strahlsteinschieferschale. Mineralbestand nach dem makro- und mikroskopischen Befund	121—122
Chemische Analyse	122
Chloritschiefer, äußere Schale der Topfsteinstöcke. Mineralbestand vorwiegend Prochlorit	122—123
Ergebnisse der mikroskopisch-optischen Untersuchung	123
Chemische Analyse und Diskussion des Resultates	124
Substrat des Prochloritschiefers, ein basischer Amphibololit	125
Gesteinsformel, Abstammung nach Osann	125
Amphibololitrelikte auf der Bruchsohle und deren makro- und mikro- skopische Gesteinsanalyse	125—126
Tabellarische Übersicht der chemischen Verhältnisse der Topfsteinstöcke im Storchbergbruch	127
B. Topfsteinstöcke in der Umgebung von Wermsdorf:	
1. Topfsteinbruch oberhalb des Kupferberges	128
2. Topfsteinbruch am Hausberg nächst dem Sensenzipfel	128
3. Topfsteinbruch auf der vorderen Hüttellehne (Wildzaun)	128
4. Topfsteinbruch auf der hinteren Hüttellehne (große Dämme) Lagerungsverhältnisse der drei Topfsteinstöcke daselbst	128
Mineralbestand der zentralen Topfsteinmasse und ihrer Talkschiefer- schale	129
Mineralbestand der nephritischen Strahlsteinschieferschale sowie der Chloritschieferschale	130
Gänge von Plagioklaspegmatit. Chloritgneis als Schieferhülle	130
5. Topfsteinbruch am Kargerberg nördlich Siebenhöfen	130
C. Untergeordnete Topfstein- und Talkschiefermassen:	
6. Im Bischofsgraben	131
7. Östlich des Rauhbeersteins	131
8. Am Schwarzenstein	131—132
D. Ursprungsgesteine, Entstehung und Alter der Topfsteinstöcke:	
Substrat des Topfsteinkernes — Pyroxenit, beziehungsweise Websterit; Substrat der Chloritschieferschale — saurer und basischer Amphibo- lilit, Kontentrisch-schaliger Bau eine Folge schlieriger Anordnung des ultrabasischen Magmas	132—133
Pyroxenite jünger als die durchbrochenen Diorit- und Gabbrogesteine	134
Pegmatitgänge und Umwandlung des Pyroxenits zu Topfstein, genetisch verknüpfte, pneumatolytische Vorgänge	134
Mannigfaltigkeit des chemischen Charakters der Hornblende	135—136
Verwendung des Topfsteines	136
E. Saure Ganggesteine von pegmatitischem Habitus der Gabbrozone (Gabbropegmatite):	
Wesentlich Plagioklaspegmatite, und zwar Pyroxen- und Amphibol- pegmatite	136
a) Am Pfarrerb (Zöptau)	137
b) Mattenberg (Marschendorf)	137
c) Pyroxen- und Glimmerpegmatit, Topfsteinbruch (Zöptau)	137—139
d) Pegmatitgang am Hausberg (Topfsteinbruch)	139
e) Pyroxenplagioklas-Pegmatit, Topfsteinbruch (hintere Hüttellehne)	139

V. Die kristallinische Schieferhülle.

Seite

A. Glimmerschiefergruppe und ihre Kontakthöfe:	
Vorherrschend Quarzit und Glimmerschiefer, untergeordnet Phyllite und Amphibolite	139—140
Zerstückung der Schieferhülle in zwei Flügel und mehrere Schollen	140—141
1. Kontaktschiefer und Kontaktquarzite am Butterhübel und im Taubenbüschel, Traußnitz	140—142
2. Kontaktschiefer und Kontaktgneise im Hammerbüschel, Traußnitz	143—144
3. Südostflügel der Schieferhülle am Rauhbeerstein:	
a) Granatglimmerschiefer am Nordabhang	144—145
b) Staurolithschiefer, Staurolithgneis und Staurolithfels am Westabhang des Rauhbeersteins	145—146
c) Granatglimmerschiefer nächst dem Heidelbeerstein	146—147
4. Quarzitbrüche am Fuchsstein und Hirschbrunn im Traußnitz und im Riegelbusch bei Weikersdorf:	
Mineralbestand, Struktur und Lagerungsverhältnisse	148
Chemische Analysen der Quarzite	149
Steinbruchsbetrieb und Verwendung der Quarzite	149
Isoklinale Schuppentektonik der Glimmerschiefergruppe	150
5. Relikte der Schieferhülle am Kupferberg (Wermsdorf): Granatglimmerschiefer und Kontaktquarzite	150—151
6. Nordwestflügel des Schiefermantels:	
a) Große Quarzit- und Glimmerschieferscholle am Weißenstein	152
Granatglimmerschiefer, Fuchsitschiefer	152
b) Schieferhülle am Schwarzenstein und Steinigberg	153
Kontaktgebilde in den Hüllgesteinen an der Eisenbahn	153
Staurolithschiefer, Kontaktquarzite, Turmalinschiefer am Westhang des Schwarzensteins und Steinigbergs	153—154
Kontakthöfe der Glimmerschiefergruppe, gebunden an die Grenzzone des Dioritgabbromassivs	155
Abstammung der Amphibolite im Glimmerschiefer vom Diabas	
B. Chloritgneisgruppe an der Südost- und Nordostflanke	155
Verbreitung und Zusammensetzung: Vorherrschend Chloritalbitgneise, Biotitalbitgneise, Serizitgneise; untergeordnet Serizitchloritschiefer, Serizitquarzschiefer, Phyllite und Konglomerate	155—156
Granitische Intrusionen als Muskovitaugengneise	156
Uralitdiabase und Amphibolite; mannigfaltige Derivate von letzteren und Diabastuffen	157
Unterschied von Gabbro- und Diabasamphiboliten, Verbreitung letzterer	158
Kluftausfüllungen im Diabasamphibolit des Schwarzgrabens, Wermsdorf (Bergkristall, Prehnit, Epidot, Titanit)	159
Kluftausfüllungen im Chloritgneis, Hackschüssel, Wermsdorf (Bergkristall, Albit, Periklin, Epidot, Chloritformen)	159—160
Fuchsitschiefer im Seifengrund	160
Muskovit- und Turmalinpegmatitgänge der Chloritgneisgruppe	160
Erzlagerstätten der Chloritgneisgruppe	160—161
Stratigraphische und tektonische Verhältnisse der Chloritgneisgruppe	162
Petrogenetische Betrachtungen über die Chloritgneisgruppe	162
Kontroverse Ansichten von Becke, Rosenbusch und Weinschenk	163—164
Unmaßgebliche Ansichten des Verfassers	164
Große Masse schieferiger Biotitgneise an der nördlichen Flanke (Beckes Teßgneise)	165

VI. Tektonische und Altersverhältnisse des Dioritgabbromassivs und seiner Schieferhülle.

	Seite
Einfache Tektonik des Massivs	165
Ausdehnung und Dimensionen des Lakkoliths	165
Hauptstreichen desselben, isoklinales Fallen seiner Bänke und Schlieren; Überkipfung gegen SO	165
Schieferung, Aufblätterung, Abschnürung, Versenkungen und Einfaltungen sowie gangförmige Durchsetzungen	166
Beweise für die Kuppelform des Lakkoliths; und zwar symmetrische Verteilung der Gesteine des Dioritgneiskernes, speziell der Gabbrozone; Erläuterung der beiden Querprofile Fig. 1 u. 2 auf Taf. V	166—167
Verhältnis der Zöptauer Eruptivmasse zur Chloritgneisgruppe und den benachbarten Teßgneisen	167
Altersgliederung:	
Fossilmangel erschwert die Lösung der Altersfrage	168
Nach petrographischem Charakter Chloritgneisgruppe ältere, Glimmerschiefer jüngere Stufe	168
Diskordanzen zwischen Schieferhülle und der zentralen Intrusivmasse	168
Große Diskordanz zwischen Chloritgneisgruppe und Unterdevon	169
Ablagerung der Chloritgneisgruppe fällt in vordevonische Zeit	169
Zugehörigkeit der Chloritgneisgruppe zur algonkischen Formationsgruppe	169
Glimmerschiefergruppe gleichalterig mit Glimmerschieferhülle der Granitgneiskuppel des Hochschar-Kepernikgebirges	170
Ableitung des silurischen Alters für die Glimmerschiefergruppe und des unterdevonischen Alters für die Phyllitmulden	170
Aufpressung des Zöptauer Dioritgabbrogewölbes, Entstehung der Kontakthöfe ist in der Kulmzeit erfolgt	171
Gebirgsfaltung damit ursächlich und gleichzeitig verknüpft	171
Erzberggranit ist in der Oberkarbonperiode aufgebrochen	171
Umkehrung der früheren Altersfolge: Gneisformation jüngstes Glied; Schieferhülle viel älter	172
Hercynische Faltung fällt in die Oberkarbonzeit, daher unsere Gneiskuppeln in dieser Zeit aufgepreßt wurden	173

Berichtigung zu Tafel V.

In der beiliegenden „Geologischen Übersichtskarte“ (Taf. V) sind durch ein Versehen des Zeichners, die im Bienergraben am Ostfusse des Steinigberges östlich gelegenen zwei Gabbrogänge irrtümlich als Pegmatitgänge eingezeichnet worden, dagegen ist der westliche richtig ein Pegmatitgang.
