

Die Umgebung von Aspang am Wechsel (Niederösterreich).

Petrographisch und geologisch untersucht von P. Steph. Richarz, S. V. D.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XXV) und vier Zinkotypen im Text.

Einleitung.

Vor kurzem wurden die wichtigsten Ergebnisse längerer Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel bekanntgegeben¹⁾. Intensive und unaufschiebbare Beschäftigung mit der Geologie von Kaiser Wilhelms-Land in Deutsch-Neuguinea machten es leider dem Verfasser unmöglich, die schon anfangs 1908²⁾ angekündigten Studien eher zu vollenden. Heute aber könnte eine solche Publikation überflüssig erscheinen, da zugleich mit obgenannter vorläufigen Mitteilung eine ausführliche Arbeit des Herrn Dr. H. Mohr erschien³⁾, welche manche hier einschlägige Fragen berührt und weitere Untersuchungen in Aussicht stellt. Wenn ich trotzdem nicht auf die Veröffentlichung der beim Erscheinen jener Schrift schon vollendeten Studien verzichte, so geschieht es aus folgenden Gründen:

1. Das von mir kartierte Gebiet wurde zwar von Herrn Doktor Mohr in seiner Abhandlung mehrereremale berührt, aber doch nicht in seine Spezialuntersuchungen hineingezogen, weil ihm die Fortsetzung meiner Untersuchungen ja bekannt war.

2. Eine Detailuntersuchung eines eng umgrenzten Gebietes kann wohl neben den mehr großzügigen Arbeiten Mohrs noch manche neue Einzelheiten, vielleicht sogar neue Gesichtspunkte bringen, die dann auch für das benachbarte Gebiet von Interesse sind.

3. Bei vorliegender Arbeit sollen stets petrographische Fragen, vor allem die große Frage nach der Bildung der kristallinen Schiefer im Vordergrund stehen, und alles andere nur so weit berücksichtigt

¹⁾ P. Steph. Richarz, Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Aspang am Wechsel. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910, pag. 116—118.

²⁾ P. Steph. Richarz, Der südliche Teil der Kl. Karpathen und die Hainburger Berge. VII. Der Anschluß der kristallinischen Karpathen an die Zentralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, pag. 43—48.

³⁾ H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Öst.). Mittl. der Geol. Gesellsch. in Wien III. 1910, pag. 104—213.

werden, als es unvermeidlich ist, während Herr Mohr den tektonischen Fragen mehr Beachtung schenkt.

Die Einteilung ist, wie im vorläufigen Bericht schon ausgeführt wurde, durch die geologischen Verhältnisse selbst klar vorgezeichnet. Eine scharfe, teils südlich, teils westlich von Aspang verlaufende Störungslinie (vergl. die Karte pag. 287) trennt ein nördliches Gebirgssystem von einem durchaus verschiedenen südlichen. Diese beiden Systeme sollen der Reihe nach besprochen werden.

I. Das nördliche Gebirgssystem.

Das charakteristische Gepräge erhält die nähere Umgebung von Aspang durch gerundete Granitkuppen, welche besonders im Osten des Marktes sehr auffallend hervortreten. Im Westen erlangen die Schiefer für die Terraingestaltung größere Bedeutung und nur einzelne Granitkuppen fallen auf. In der Tat ist das Gebirge im wesentlichen ein Granitgebirge mit seiner Schieferhülle, wobei bald ersterer, bald letzterer mehr in den Vordergrund tritt. Selbst dann, wenn der Granit deutliche Schieferung zeigt, bleibt der granitische Charakter im Großen erhalten.

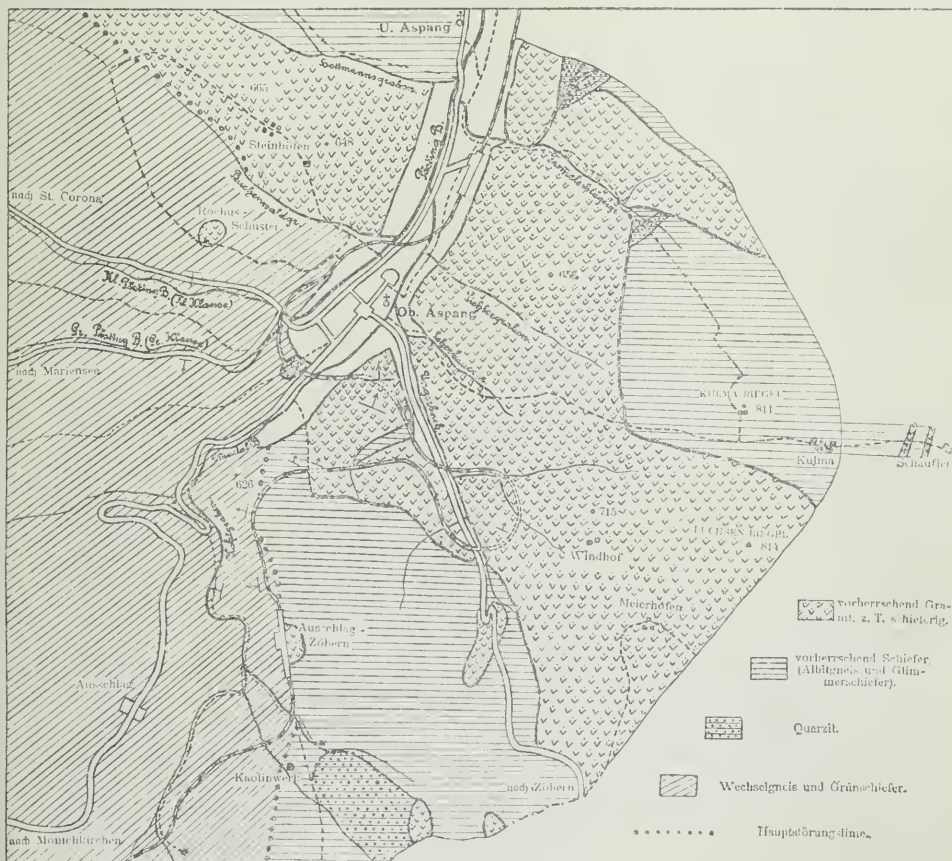
1. Der richtungslos-körnige Granit.

Der Granit in der näheren Umgebung von Aspang erscheint porphyrtartig durch das Hervortreten großer Kalifeldspate, welche bis 5 cm Länge erreichen können und meist Karlsbader Zwillinge sind. Selten treten diese Einsprenglinge zurück und wir haben dann einen gleichmäßig grobkörnigen Granit, wie er außerhalb des kartierten Gebietes bei Kirchberg gut aufgeschlossen ist. Während dort der Feldspat rötlich gefärbt ist, erkennt man bei Aspang stets einen bläulichen Farbenton und neben ihm tritt dann der glasige Quarz um so deutlicher hervor. Von den Glimmern gewahrt man mit bloßem Auge meist nur Biotit. Muskovit, obschon vorhanden, verschwindet im Gesamtbild fast ganz. Gute Aufschlüsse finden sich im Trommelschlägergraben, im Hottmannsgraben und bei der Ruine Thomasberg im Edlitztal. Oberflächliche Aufschlüsse von Granit eignen sich meist wenig zum Studium wegen der starken Verwitterung.

U. d. M. zeigt der Kalifeldspat gewöhnlich Gitterlamellierung; es ist also zum größten Teil, wenn nicht ganz, Mikroklin. Karlsbader Zwillinge sind eine gewöhnliche Erscheinung. Daneben aber findet sich einmal eine außergewöhnliche Verwachsung. Beide Teile fast $\perp c$ zeigen sehr vollkommene und zahlreiche Spaltrisse \neq der Zwillingsgrenze. Die Achsenebene bildet mit diesen Spaltrissen Winkel von 2, beziehungsweise 8° , das heißt im Mittel 5° . Sie gehen also $\neq (001)$, und somit ist auch die Zwillingsebene $\neq (001)$. Es handelt sich demnach um einen Zwilling nach dem Manebacher Gesetz. Neben den Hauptspaltrissen sieht man noch andere, spärlichere, welche mit ersteren einen Winkel bilden von $73-74^\circ$, sie gehen also parallel

einem steilen Hemiorthodoma (Murchisonitspaltung). Dazu kommen noch perthitische Verwachsungen nach derselben Fläche. Der \pm Achsenwinkel ist nicht so groß, wie man es beim Orthoklas gewohnt ist, es ist also jedenfalls auch hier Mikroklin, obschon natürlich von der Gitterlamellierung im Schliff nach (010) nichts zu sehen ist.

Fig. 1.



Geologische Karte der Umgebung von Aspang am Wechsel.

Maßstab: 1:50.000.

Perthitische Verwachsung ist überhaupt im Mikroklin gewöhnlich. Die Verteilung des Albits ist verschiedenartig: einmal sieht man zum Beispiel in einem Durchschnitt $\perp c$ Albitschnüren, welche angenähert \perp stehen auf den Spaltrissen \mp (001), während andere breitere Schnüren mit denselben Spaltrissen einen spitzen Winkel bilden, in einem anderen Durchschnitt wieder scheinen die

Lamellen \mp der Basis zu gehen; endlich kommt es auch vor, daß der Albit unregelmäßige Einschlüsse bildet.

Kristallform zeigt der Kalifeldspat nie; überall sind seine Umrisse wie angefressen, besonders deutlich dort, wo Myrmekit in ihn hineinwuchert. Selbst die Grenze gegen Quarz ist unscharf. Als Einschlüsse findet man nicht allzu häufig Quarzkörner mit abgerundeten Umrissen. Nur einmal wurden zwei getrennte Bruchstücke eines größeren, gut umgrenzten Quarzindividuums beobachtet. Häufiger sind Plagioklaseinschlüsse mit deutlicher Kristallform, aber unscharfen Konturen.

Zertrümmerungserscheinungen sind ziemlich häufig. Bei vielen Rissen, die den Mikroklin durchziehen und die mit Quarz und Albit verheilt sind, kann man deutlich nachweisen, daß die Zertrümmerung vor der Verfestigung des ganzen Gesteins erfolgte: nur der Mikroklin wird von ihnen betroffen und die Risse hören auf, sobald sie auf die angrenzenden Mineralien stoßen. Andererseits sieht man auch einmal einen Plagioklaseinschluß in zwei Teile zerrissen und beide Teile gegeneinander verschoben und von Mikroklin umschlossen, ohne daß in diesem eine Spur von Störung zu erkennen wäre; die Zwillingsgrenze nach dem Karlsbader Gesetz geht ungestört durch den Mikroklin hindurch. Hier fand also schon eine Zertrümmerung vor der Kristallisation des Kalifeldspates statt.

Der herrschende Plagioklas in den untersuchten Graniten der Umgebung von Aspang zeigt stets stärkere Lichtbrechung als Kanadabalsam, β ist fast $= \omega$ des Quarzes, also angenähert 1.544. Die Auslöschung $\perp M$ und P beträgt -5 bis -6° , es ist also ein saurer Oligoklas von 15% *An*. Neben diesem stets einschlußreichen Oligoklas findet sich nun regelmäßig und nicht in geringer Menge noch ein wasserklarer, einschlußfreier trikliner Feldspat von geringerer oder doch angenähert gleicher Lichtbrechung wie Kanadabalsam und einer Auslöschung von -14 bis -15° auf Durchschnitten $\perp M$ und P . Gewöhnlich bildet dieser Albit den Rand um einschlußreichen Oligoklas und es fällt dann gleich der Unterschied in Lichtbrechung und Auslöschung auf. Die Grenze ist stets scharf, aber krummlinig. Er kommt aber auch in selbständigen Individuen vor und bildet selbst neben Oligoklas wohlumgrenzte Einschlüsse im Mikroklin.

Der Granit bei Kirchberg, welcher zum Vergleich ebenfalls untersucht wurde, zeigt im allgemeinen bedeutend saureren Plagioklas; die Lichtbrechung ist stets geringer, die Auslöschung $\perp M$ und P -12 , also nahezu Albit. Ganz sicher ist auch reiner Albit vorhanden mit Auslöschung von -15° , während manchmal der Kern sich zwar wenig, aber doch noch deutlich von diesem sicheren Albit unterscheidet.

Die Einschlüsse im Oligoklas des Granites von Aspang sind Muskovit und Klinozoisit. Die scharf umgrenzten Muskovitmikrolithen liegen wirr durcheinander ohne irgendwelche Parallelagerung und ohne sich an Spaltrisse und Kristallform des Plagioklases zu halten. Dadurch geben sie sich als primäre Einschlüsse zu erkennen und unterscheiden sich scharf von dem so gern auf den Spaltrissen sich ansiedelnden Schüppchen von sekundärem Serizit. Die

winzigen, zahlreichen Klinozoisitkörnchen im Oligoklas lassen keine Kristallform erkennen, es läßt sich so nicht entscheiden, ob sie primärer Entstehung sind oder durch Zersetzung des Oligoklases hervorgingen. Es scheint unter den kleinen Körnchen bisweilen auch sehr schwach doppelbrechender Zoisit vorzukommen. Mit Sicherheit läßt er sich aber nicht bestimmen.

Im Granit von Kirchberg ist der Albit oder albitähnliche Plagioklas ebenfalls erfüllt von Muskovitleisten, ebenso wie der Oligoklas bei Aspang. Daneben treten auch noch winzige, scharf umgrenzte Granaten auf, während der Klinozoisit vollständig fehlt.

Kristallumgrenzung findet sich überall dort, wo der Plagioklas von Mikroklin umschlossen ist und an diesen oder an Quarz angrenzt. Selten aber sind die Kristallflächen geradlinig und scharf. Myrmekit kommt in den Graniten von Aspang häufig vor, bei Kirchberg seltener. Es ist stets ein einschlußfreier Plagioklas von unregelmäßigen Umrissen, welcher den Myrmekit bildet, auch dann, wenn er als Fortwachsung eines einschlußreichen Oligoklases erscheint. Genaue Bestimmung war nicht möglich. Er scheint aber sehr sauer zu sein, wie der übrige einschlußfreie Plagioklas. Das Hineinwuchern in Kalifeldspat ist besonders interessant. Sein ganzes Auftreten verweist ihn in die jüngste Periode der Gesteinsverfestigung.

Der Quarz bildet meist grob-, seltener feinkörnige Aggregate. Undulöse Auslöschung und Zerlegung in mehrere Teile ist gewöhnlich vorhanden und die genannten Aggregate sind wohl zum Teil Produkte dieser Zerlegung. Aber sicher ist das nicht immer der Fall, da die verschiedenen Körner manchmal durchaus verschiedene Orientierung zeigen. Der im Kalifeldspat eingeschlossene Quarz ist nicht kataklastisch. Zahlreich sind die Einschlüsse im Quarz, darunter auch Flüssigkeiten.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von gelbbraun bis gelblich. Der Achsenwinkel ist fast 0° . Die Endflächen sind stets zerfasert. Zersetzung zeigt sich häufig sowohl am Rande, als auch auf Spalt- rissen. Als Zersetzungsprodukte entstehen dabei winzige Epidotkörner. Der Biotit selbst läßt in einzelnen Lamellen eine Ausbleichung erkennen oder noch häufiger eine rostbraune Färbung, welche bei jeder Stellung zum Polarisator unverändert sichtbar bleibt. Umwandlung in Chlorit mit schwacher Doppelbrechung und normalen Interferenzfarben scheint nicht häufig vorzukommen.

Verwachsungen von Biotit mit Muskovit sind nicht selten, meist in paralleler Stellung, aber auch ohne alle Regel. Einmal sieht man einen scharf umgrenzten Muskovitrhombus in einem Biotit liegen. Selbständig, das heißt außer in dieser Verwachsung und abgesehen von den Einschlüssen im Plagioklas, kommt Muskovit sehr selten vor.

Als Nebengemengteil ist Zirkon in guten Kristallen sehr häufig zu finden. Im Biotit bildet er pleochroitische Höfe. Apatit tritt auf in den gewöhnlichen Nadeln, aber auch in größeren Stücken. Granat findet sich im Granit von Kirchberg im Plagioklas und auch außerhalb dieses in zerrissenen Kristallen. In den übrigen Graniten ist er äußerst selten. Eisenerz beobachtet man nur sehr spärlich; es ist von Epidot umrahmt, also wohl wie dieser sekundärer Entstehung.

Die Struktur der beschriebenen Granite ist richtungslos-körnig, ohne irgendwelche Andeutung von Parallellagerung. Die Kristallisationsfolge ergibt sich aus dem obigen in dieser Weise: Nach Bildung der Nebengemengteile kristallisierten Biotit und Muskovit, dann der Oligoklas, welcher die schon vorhandenen Muskovitleisten sämtlich umschloß. Damit war der Kalkgehalt des Magmas erschöpft und es bildete sich nur noch Albit, welcher teils um den Oligoklas weiter wuchs, teils in selbständigen Individuen kristallisierte. Dann erst begann die Mikroklinbildung, denn dieser umschließt ja sowohl Oligoklaskristalle mit Albitrand, als auch reine Albitkristalle. Die noch vorhandene Quarzlösung muß auf den Kalifeldspat lösend eingewirkt haben, wie seine zerfressenen Umrisse zeigen. Vielleicht ging aus dieser Lösung der Myrmekit hervor, welcher sich so gern an die Kalifeldspate hält und in sie hineinwächst. Aus derselben Periode stammen wohl auch die Quarz-Albitfüllungen der Risse im Mikroklin.

Die untersuchten Granite unterscheiden sich in ihrer chemischen Zusammensetzung nicht unwesentlich, wie sich aus dem Plagioklas ergibt. Die Kirchberger Granite sind fast kalkfrei, die Aspanger aber sind kalkhaltig, wie Oligoklas und Klinozoisit zeigen. Doch darf wohl diesem aus der Untersuchung einiger Handstücke sich ergebenden Unterschiede nicht allzuviel Bedeutung beigemessen werden. Es könnten im Kirchberger Granit auch kalkhaltige Partien, im Aspanger kalkarme auftreten, indem in letzterem der Oligoklas zurückträte und Albit vorherrschte. Der Granitanteil in den später zu besprechenden Schiefen zeigt letzteres in der Tat.

2. Pegmatit und Aplit.

Scharf abgegrenzte Pegmatit- und Aplitgänge, wie sie im Granit der Kleinen Karpathen so weit verbreitet sind, scheinen in den Graniten des Rosaliengebirges und in den Krumbacher Bergen sehr selten zu sein. Dagegen trifft man sie öfter als Schlieren. Aplitisch entwickelter Granit tritt sogar manchmal in größeren Massen auf. In der Schieferhülle hingegen sind Pegmatit- und Aplitgänge keine Seltenheit, und zwar findet man in den Schiefen meist Pegmatite, in den Amphiboliten vorherrschend Aplit.

Pegmatit.

Allen Pegmatiten und Apliten ist das Fehlen des Kalifeldspates gemeinsam. Die Pegmatite, welche Gänge in der Schieferhülle bilden, zeigen die normale Ausbildung solcher Gesteine: grobkörniger Quarz und Feldspat regellos durcheinandergewachsen mit großen silberweißen Muskovitplatten. U. d. M. hat der Plagioklas in verschiedenen Vorkommnissen verschiedenartige Zusammensetzung. So zeigt ein Durchschnitt $\perp M$ und $P - 3^\circ$ Auslöschung, also 15% An. Dem entspricht, daß β schwächer lichtbrechend ist als ω des Quarzes. Muskoviteinschlüsse sind auch hier vorhanden in derselben Weise, wie im Oligoklas des Grautes, aber nicht so häufig. Daneben beobachtet

man deutlich Serizitisierung auf den Spaltrissen. In einem anderen Handstück ist γ etwas schwächer lichtbrechend als ω des Quarzes, es ist also Oligoklas-Albit. Der Rand ist bisweilen noch saurer und löscht in Schlifflinien, deren Kern $\perp a$ ist, bei -14 bis -15° aus, nähert sich also sehr dem Albit. In einem dritten Vorkommen ist der Plagioklas wasserklar. Nach der Lichtbrechung — γ ungefähr gleich Kanadabalsam — ist es Albit oder doch beinahe Albit. Die Zwillinglamellen nach dem Albitgesetz sind manchmal nicht geradlinig fortlaufend, sondern grenzen fingerförmig ineinander.

Der Quarz ist durchgehends sehr kataklastisch und oft mit dem Plagioklas pegmatitisch verwachsen, in der Weise, daß man in einheitlichen Feldspatindividuen gleich orientierte Quarzstücke findet. Der Muskovit zeigt nichts Auffallendes. Biotit kommt hie und da in kleinen Stückchen vor; auch Granat wurde beobachtet und tritt in einem Pegmatitgang schon makroskopisch hervor.

Die pegmatitischen Ausbildungen des Granites sind am deutlichsten im Granitbruch bei der Ruine Thomasberg (im Edlitztal) zu beobachten. Der Plagioklas ist reiner Albit ($\perp a 15^\circ$, $\perp c 21^\circ$ Auslöschung). Auch hier sind Muskoviteinschlüsse vorhanden, aber doch nicht zahlreich. Selbständig tritt Muskovit nicht auf. Häufig kommt zum Teil zersetzter Biotit vor. Apatit und Titanit sind in großer Menge vorhanden, letzterer fällt makroskopisch schon auf und ist meist in einzelne Bruchstücke aufgelöst. Zirkon sieht man nur hie und da.

Auch diese Gesteine zeigen echt pegmatitische Struktur und sind, wie die gangförmigen Pegmatite, meist stark zertrümmert. Der Quarz ist in einzelne Bruchstücke zerlegt, der Plagioklas ist nicht selten verbogen und löscht undulös aus. Auch vollständige Zerreißen kommen vor; die Risse sind dann mit neugebildetem Quarz ausgefüllt, welcher frei ist von Zertrümmerungserscheinungen.

Aplite.

Obschon die hier zu beschreibenden Aplite nicht aus dem kartierten Gebiet stammen, so können sie doch ihrer Wichtigkeit wegen nicht übergangen werden. Der eine bildet an der Straße von Kirchschlag nach Bernstein, etwas vor *km* 2, ein mächtiges Lager. Das äußerst spröde Gestein enthält viele Granaten. Der Kalifeldspat fehlt auch hier, der Plagioklas ist teils reiner Albit ($\perp c 20^\circ$ Auslöschung), teils Oligoklas von 15% *An* (-3° Auslöschung $\perp M$ und P). Er enthält scharf umgrenzte Muskoviteinschlüsse, welche meist \neq den Spaltrissen nach M und P gelagert sind. Der Quarz ist im allgemeinen sehr zertrümmert, häufig ganz zu Sandkörnern zerrieben. Der Granat ist ebenfalls zertrümmert. Muskovit ist selten, der Biotit besteht aus kleinen schmalen Leisten, welche zu Knauern zusammengehäuft sind. Für die Struktur ist es von Bedeutung, daß Quarz mit Kristallform im Plagioklas eingeschlossen ist.

Andere Aplite bilden Gänge im Amphibolit. Der Kalifeldspat fehlt. Der Plagioklas ist Albit-Oligoklas von $10-15\%$ *An*, verwachsen mit noch natronreicherem Feldspat. Scharf umgrenzte Muskovit-

einschlüsse sind auch hier vorhanden. Sonst fehlt Muskovit ebenso wie Biotit. Epidot in kleinen Körnern findet sich zahlreich im ganzen Gestein. Der Quarz ist wieder sehr kataklastisch. Bisweilen bildet er gut umgrenzte Einschlüsse im Plagioklas.

3. Die schieferigen Granite.

Gegen den Rand des Granitmassivs, auf die Schieferhülle zu, wird der Granit schieferig. Gerade im untersuchten Gebiet spielen die schieferigen Granite eine wichtige Rolle und sie wurden durch den Bahnbau so günstig aufgeschlossen, daß sich ihre Beziehung zum richtungslos-körnigen Granit und zum Hüllschiefer gut studieren ließ. Darum wurde denn auch dieser Frage ganz besondere Aufmerksamkeit geschenkt und das um so mehr, weil ihr prinzipielle Bedeutung zukommt.

Es stellte sich nun bei diesem Studium mit immer größerer Deutlichkeit heraus, daß alle geschieferten granitischen Gesteine nicht mehr reine Granite sind, sondern daß sie alle mehr oder weniger Material aus der Schieferhülle aufgenommen, und daß durch Anpassung der Granitbestandteile an diese Schiefer die Schieferung der Granite zustande kam. Im großen zeigt sich dieses darin, daß die „Granitgneise“ und die granitfreien Schiefer der Hülle konkordant gelagert sind, im kleinen aber darin, daß man die Schieferreste in den schieferigen Graniten stets mehr oder weniger deutlich von dem granitischen Anteil unterscheiden kann. Ersteres konnte man besonders gut beim II., III. und IV. Tunnel der neuen Bahnlinie beobachten, da diese die geschieferten Granite und die Schiefer durchfahren mußten. Am undeutlichsten trat die Konkordanz beim Sambergtunnel hervor, weil hier die Schieferung noch sehr unvollkommen ist. Doch konnte auch hier schon das flache, nordwärts gerichtete Einfallen der Schiefereinschlüsse konstatiert werden (siehe die Karte pag. 287). Sehr deutlich war im Windhof-Kehrtunnel und im kleinen Hartbergtunnel der stets parallele Verlauf von Granitgneisen und Schiefen zu verfolgen, da hier auf größere Strecken fast reiner Schiefer anstand. Mochte man nun im reinen Schiefer oder im granithaltigen messen, immer war Streichen und Fallen im wesentlichen gleich, wie die Eintragungen auf der Karte zeigen.

Die Einzelheiten der Struktur der geschieferten Granite kann man schon an vereinzelt Gesteinsbruchstücken studieren, welche im Gebiete östlich von Aspang herumliegen, mit besonderer Deutlichkeit waren sie aber im Sambergtunnel aufgeschlossen, weniger deutlich, aber stellenweise doch noch immer außerordentlich schön im Windhof-Kehrtunnel und im kleinen Hartbergtunnel sowie endlich in den tiefen Einschnitten, welche zwischen den drei Tunnels angelegt wurden. Man sah besonders im erstgenannten Tunnel in beständigem Wechsel Gesteine, bei welchen die richtungslos-körnige Struktur der Granite noch unverkennbar ist, mit solchen, welche eben den Beginn einer Schieferung zeigen und diese wieder mit Schiefen, in welchen man nur hie und da noch einen Kalifeldspat erblickt, als sicheren Zengen granitischen Materials. Selbst in Handstücken kann man nicht selten

das Verhältnis von Granit und Schiefer gut studieren. Deutliche Granitlagen von derselben Beschaffenheit wie in den typischen Graniten selbst, wechseln ab mit schmalen oder auch breiteren dunklen, biotit- und muskovitreichen Schieferbändern, die oft viele Biegungen machen, besonders wenn ein großer Mikroklin im Wege liegt. An anderen Stellen verschmälern sich die Schieferbänder mehr und mehr und werden zu dünnen Fasern und verschwinden zuletzt ganz oder sie sind in einzelne Schieferfetzen aufgelöst, welche im Granit zu schwimmen scheinen. Klarer als die Beschreibung es darstellen kann, wird die Photographie der angeschliffenen Querfläche diese Verhältnisse zeigen (Taf. XXV, Fig. 1 u. 2). Das Mikroskop bestätigt diese Beobachtungen und vervollständigt das Bild in ausgezeichneter Weise. Granit und Schiefer lassen sich fast stets ohne Schwierigkeit auseinanderhalten und ermöglichen so eine gesonderte Beschreibung beider.

Der granitische Teil der Schiefer zeigt durchaus dieselben Bestandteile, wie sie beim richtungslos-körnigen Granit beschrieben wurden. Der Kalifeldspat, wohl stets Mikroklin, fast immer perthitisch verwachsen mit Albit, enthält auch hier, wie im Granit, Einschlüsse von Quarz und Plagioklas. Kristallumgrenzung fehlt ihm vollständig. Der Plagioklas entspricht in den zahlreichen untersuchten Schliften fast stets dem Plagioklas des Kirchberger Granites, $\perp M$ und P beträgt seine Auslöschung -14° , $\perp c$ $19-20^\circ$. Es ist also reiner Albit. Muskoviteinschlüsse, in derselben Weise wie dort beschrieben, sind sehr zahlreich, Klinozoisit findet sich nur in zwei durchaus zersetzten Varietäten, bei denen der Biotit fast ganz zerstört ist, unter Bildung von Klinozoisit (?) und Epidot. Ein kalkhaltiger Plagioklas wurde nur einmal gefunden, charakterisiert durch eine Auslöschung von -8° bis -9° $\perp M$ und P . Es ist also ein Albit-Oligoklas von 10% *An*. Quarz, Biotit und Muskovit und die Nebengemengteile Apatit und Zirkon zeigen, wenn sie von Mikroklin oder Plagioklas umschlossen sind, dieselben Eigenschaften wie im Granit. Treten sie aber selbständig auf, so ist die Entscheidung schwer, ob sie dem granitischen Teil oder dem Schiefer angehören.

Der schieferige Anteil besteht der Hauptsache nach aus Quarz, Muskovit und Biotit und diese Mineralien bilden meist parallele Lagen, welche sich durch den ganzen Schliff hindurchziehen (Taf. XXV, Fig. 3). Manchmal wechseln auch Quarzlagen, denen wenige Glimmerschüppchen beigemischt sind, mit Glimmerlagen, die nur wenig Quarz enthalten. Unter den Glimmern ist, im Gegensatz zum Granit, der Muskovit sehr häufig, nicht selten sogar vorherrschend. Sehr oft sind beide Glimmer parallel verwachsen.

Die Schieferstruktur ist fast immer sehr deutlich, indem die Glimmerblättchen fast ausnahmslos parallel gelagert sind. Auch der Quarz zeigt deutliche Anpassung an die Schieferung, indem er in dieser Richtung seine Längserstreckung hat. Diese Streckung ist aber nicht als Auswalzung der schon fertigen Quarze zu denken, das verbietet die oft sehr geringe Kataklase, die nur bis zur schwach undulösen Auslöschung geht, es ist vielmehr eine Anpassung des werdenden Quarzes an die allgemeine Schieferung, wobei allerdings

Druck tätig gewesen sein muß. Auf Druckwirkungen weisen auch zahlreiche Zertrümmerungserscheinungen hin, die man im granitischen Teil beobachten kann. Mikroclin und Plagioklas sind häufig von Sprüngen durchsetzt und die einzelnen Teile auseinandergerissen. Die Risse sind mit Quarz-Albitmasse erfüllt oder es ziehen sich die schieferigen Partien durch die Feldspate hindurch, beides Beweise dafür, daß diese Zertrümmerungen noch vor der vollständigen Verfestigung des schieferigen Anteils vor sich gingen.

Die Schieferlagen für sich betrachtet sind nach alledem als Glimmerschiefer zu bezeichnen und, was von der größten Bedeutung ist, sie sind von derselben Beschaffenheit, wie jene Glimmerschiefer, welche später von Kulma beschrieben werden sollen und die sich dort unmittelbar den Graniten anschließen. Nur der eine Unterschied waltet ob, daß dort der Granat häufiger ist, während er in den hier vorliegenden Schiefen nur ein einzigesmal beobachtet wurde. Gerade diese Ähnlichkeit zeigt uns den Weg, den wir bei Erklärung dieser schieferigen Gebilde betreten müssen: Es ist der Granit in die Schiefer injiziert worden und hat die ursprünglichen Tonschieferschichten zu Glimmerschieferlagen umgewandelt. Diese nun mit den Granitadern zugleich bilden die beschriebenen „Granitgneise“.

Wir können noch weiter gehen und sogar angeben, in welchem Zustande der Granit injiziert wurde. Es war nicht mehr das vollkommen flüssige Magma, es war vielmehr eine Lösung, in der schon zahlreiche feste, kristallisierte Bestandteile sich befanden. Außer den Nebengemengteilen wurden Glimmer, Plagioklas und Mikroclin im fertigen Zustand in die Schiefer hineingepreßt. Das ergibt sich aus folgenden Beobachtungen: Die großen Mikroklinkristalle liegen zwar meist mit ihrer Längserstreckung parallel der Schieferung, aber es kommt auch Abweichung von dieser Regel vor (Taf. XXV, Fig. 1 u. 2). Dann sind die Kristalle von der Schieferlage schief abgeschnitten. Bei kleineren Mikroclinen und bei den Plagioklasen ist das die Regel, so daß man häufig quer zur Schieferung liegende Albite antrifft, welche an den Enden quer zu den Albitlamellen zerrissen und in viele kleine Albittrümmer aufgelöst sind. Neben der Zertrümmerung scheint auch Resorption vorzukommen. Nicht selten sieht man nämlich langgestreckte Albitzüge mit unregelmäßiger Begrenzung der Einzelindividuen in langgestreckten Quarzlagen, ohne daß eine Spur von Zertrümmerung zu erkennen wäre. Ferner ist es von großer Bedeutung, daß die früher schon erwähnten Zertrümmerungserscheinungen nur die granitischen Bestandteile betreffen, also vor allem Mikroclin und Albit, während die in den Schiefen selbst neugebildeten Mineralien entweder gar keine oder doch viel geringere Kataklyse zeigen. Endlich würde die Annahme, der Granit sei im vollständig gelösten Zustande in die Schiefer eingedrungen, es unverständlich machen, wie dann Granit und Schiefer so scharf geschieden blieben, warum nicht der Schiefer vollständig resorbiert und ein Mischmagma entstanden wäre, aus dem dann ein gleichmäßiges Gestein hätte entstehen müssen.

Der letzte Rest der Granitlösung, welcher die genannten Mineralien fertig mitbrachte, erstarrte in den Schiefen selbst und vermischte sich mit den Bestandteilen dieser so innig, daß man hier

ursprünglich granitisches und ursprüngliches Schiefermaterial nicht mehr auseinanderhalten kann. Der Hauptsache nach handelte es sich wohl um eine Quarzlösung, welche ja stets bei Graniten den letzten Lösungsrest bildet. Vielleicht war aber manchmal auch Albitsubstanz darunter. Nur so könnte man die Albite erklären, welche ohne alle Form und ohne Muskovitmikrolithen sich manchmal im Quarzmosaik der Schiefer finden. Die Quarzalbitfüllung der Risse im Mikroklin weist nach derselben Richtung hin.

Daß bei der Gesamtheit dieser Prozesse außer der Kraft der Intrusion noch andere dynamische Einwirkungen vorhanden waren, ist im höchsten Grade wahrscheinlich. Sonst wäre die Parallellagerung der Glimmer und die Anpassung der sich neu bildenden Quarze an die Schieferfläche kaum erklärlich. Auf keinen Fall aber braucht man diesen dynamischen Einwirkungen irgendeine metamorphosierende Kraft zuzuschreiben. Ihre ganze Aufgabe bestand in der Modifikation der durch die Granitwärme und Granitlösung bewirkten Metamorphose, also darin, daß sie den sich neubildenden Mineralien die Richtung \perp zum Druck vorschrieben, vielleicht auch noch in der Bestimmung der Mineralkombination. Ein weiterer Einfluß läßt sich nicht nachweisen, seine Annahme wäre also überflüssig und deshalb willkürlich und unwissenschaftlich. Ganz unbegründet aber wäre es, wenn man, wie es heute bei ähnlichen Gesteinen so oft geschieht, eine von der Granitintrusion zeitlich getrennte neuerliche Metamorphose durch spätere dynamische Prozesse oder durch „Versinken in große Rindentiefe“ annehmen wollte. Denn dafür ergeben die Tatsachen auch nicht den geringsten Anhaltspunkt. Der ungleiche Grad der Zertrümmerung im granitischen Teil und im Schiefer spricht vielmehr direkt gegen eine solche Annahme; er läßt sich nur in der oben ausgeführten Weise erklären. Daß allerdings auch später noch dynamische Prozesse auf einen großen Teil der schon fertigen Schiefer eingewirkt haben, ist unzweifelhaft; eine mehr oder weniger weitgehende Zertrümmerung der Bestandteile war die Folge davon, Neubildungen von Mineralien kamen aber in dieser Periode nicht mehr vor.

Will man nun für die Gesamtheit dieser geschieferten Gesteine einen Namen einführen, so würde wohl am besten der von Weinschenk¹⁾ vorgeschlagene Ausdruck „Metagneis“ sich eignen, wodurch die Mittelstellung der Gesteine zwischen Ortho- und Paragneise gut charakterisiert würde. Man könnte aber auch von injizierten und resorbierten Schiefen sprechen, indem man unter letzterem Namen alle jene geschieferten Granite zusammenfaßte, bei denen man nicht mehr deutlich granitisches und Schiefermaterial auseinanderhalten kann, wo aber eine Mischung beider sich noch deutlich aus der Mineralassoziation ergibt. Auch solche Gesteine finden sich im untersuchten Gebiet nicht selten als Übergänge zwischen reinen Graniten und deutlich injizierten Schiefen.

¹⁾ Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. I. Allgemeiner Teil, 2. Aufl., pag. 164.

Die Metagneise sind meist noch recht frisch. Der Albit ist wasserklar und nicht serizitisiert. Auch der Biotit ist meist frisch, nur an einigen Stellen zeigt sich beginnende Zersetzung unter Ausscheidung von Epidot. Bisweilen ist diese Zersetzung so weit fortgeschritten, daß nur noch die neugebildeten Epidotkörner mit spärlichen Resten von ausgebleichtem Biotit das Vorhandensein des letzteren beweisen. Die Umwandlung beginnt mit einer Braunfärbung des Biotits. Umwandlung zu Chlorit kommt seltener vor. Neben Epidot scheidet sich auch häufig Kalzit aus. In den Schiefeln, welche so weitgehend zersetzt sind, ist auch der Plagioklas mit Epidot, vielleicht auch mit Klinoisit erfüllt.

Bei einer anderen Form der Zersetzung bildet sich aus Biotit Titanit, Kalzit und feinzerstäubtes schwarzes Eisenerz, wegen der Beziehung zum Titanit wohl Titaneisen. Daß es wirklich sich um Titanitbildung und nicht um Anatasausscheidung handelt, zeigt der kleine positive Achsenwinkel des Minerals. Die Zersetzung beginnt damit, daß der Biotit eine rostbraune Farbe annimmt und einzelne Titanite sich ausscheiden. Im höchsten Stadium ist der Biotit fast ganz verdrängt durch das feinverteilte Eisenerz.

4. Albitgneise des nördlichen Gebirgssystems.

In der Zone der Metagneise oder sich eng an diese anschließend, finden sich nicht selten Gesteine, welche eine Mittelstellung einnehmen zwischen ersteren und den Glimmerschiefeln. Granitische Adern fehlen diesen Gesteinen von gneisartigem oder glimmerschieferigem Habitus. Andererseits aber erkennt man neben dem Quarz schon makroskopisch Feldspat. Bisweilen bildet er mit Quarz Adern im Gestein, so daß man auch hier wieder injiziertes Material vermuten könnte, gewöhnlich aber ist der Feldspat in feiner Verteilung im Gestein zerstreut. Der vielfach über Biotit vorherrschende Muskovit verleiht diesen Gesteinen ihre helle Farbe. Von den Glimmerschiefeln sie scharf abzutrennen ist makroskopisch oft unmöglich und auch mikroskopisch stößt man auf Schwierigkeiten, da sie durch Zurücktreten des Feldspates in Glimmerschiefer übergehen können. Von den injizierten Schiefeln unterscheiden sie sich stets durch das Fehlen des Kalifeldspates. Da der Plagioklas stets Albit ist, so soll der Name Albitgneis für alle diese Gesteine gewählt werden.

Man kann unter den Albitgneisen zwei verschiedene Ausbildungsformen unterscheiden. Der Albitgneis erster Art, wie er im folgenden kurz bezeichnet werden soll, ist mir nur von einer Stelle bekannt, nämlich von der Grenze zwischen Granit und Schiefer an der Straße Aspang—Kulma, etwas unterhalb der Paßhöhe (siehe das Profil Fig. 2, pag. 302). U. d. M. erkennt man wasserklaren Albit, durch Lichtbrechung und Auslöschung ($\perp M$ und $P - 14$ bis -15° , $\perp c 19-20^\circ$) als solcher charakterisiert. Kristallform fehlt ihm vollständig, Zwillingslamellen sind selten. Auffallend sind Einschlüsse von Quarz in kleinen, in der Schieferrichtung meist langgestreckten Körnern, welche gruppenweise gleichzeitig auslöschten. Außer diesen sieht man noch schmale Leisten eines schwarzen Eisenerzes (Eisenglanz?).

Muskovitmikrolithen fehlen. Der Albit bildet mit dem wenig oder gar nicht kataklastischen Quarz ein körniges Aggregat (Pflasterstruktur). Die Körner sind aber in der Regel länglich in der Schieferichtung. Die Schieferung ist ferner markiert durch zahlreiche, parallel gelagerte Muskovitblättchen und durch Chlorit. Letzterer ist grün mit ziemlich hohem Pleochroismus und zeigt anomale Interferenzfarben. Es ist also Pennin. Die Durchsetzung mit rostbraunen Zersetzungsprodukten und die in manchen Lamellen noch erhaltene höhere Doppelbrechung weist auf Biotit als Ursprungsmaterial hin, obschon die gewöhnlichen Nebenprodukte fehlen. Als Erz findet sich häufig Eisenglanz, nicht selten in größeren Stücken. Häufig sind auch kleine Zirkonkriställchen.

Einen anderen Typus stellen die Albitgneise zweiter Art dar, welche sich an den verschiedensten Stellen finden. Ihr Habitus ist meist glimmerschieferartig. Auch hier ist der Plagioklas stets Albit, aber die Quarzeinschlüsse fehlen und an ihre Stelle treten wieder die in den Graniten, Apliten, Pegmatiten und injizierten Schiefen so oft erwähnten Muskovitmikrolithen, ganz in derselben Ausbildung wie dort. Neben diesem Albit wurde auch hie und da muskovitfreier Albit, ja selbst solcher mit kleinen Quarzkörnern gefunden. Besonders deutlich treten beide Albite nebeneinander auf in einem Albitgneis, der an der Straße von Krumbach nach Kirchschlag ansteht.

Die Zwillingslamellen des muskovitfreien Albites zeigen, wenn überhaupt vorhanden, keine geradlinigen Begrenzungsflächen; die Lamellen hören vielmehr oft plötzlich auf und beginnen wieder ebenso plötzlich. Der muskovitreiche Albit zeigt die gewöhnlichen Zwillingslamellen wie in den granitischen Gesteinen. Kristallform fehlt in beiden Fällen.

Der vorherrschende Glimmer ist auch hier fast stets Muskovit. Biotit begleitet ihn aber regelmäßig in großer Menge. Beide sind meist vollkommen parallel gelagert und schmiegen sich um die muskovitreichen Albite herum, wie in den injizierten Schiefen. Der Biotit ist selten frisch, meist ist er zu Pennin zersetzt unter Ausscheidung von Epidot oder Eisenglanz. In einem sehr stark gefältelten Gneis von makroskopisch-phyllitischem Habitus (aus dem Ungerbach) ist der Biotit ganz verschwunden. Man findet nur noch die Umwandlungsprodukte Epidot und Eisenglanz.

Der Quarz ist auch hier häufig langgestreckt in der Richtung der Schieferung. Zertrümmerungserscheinungen sind durchaus nicht die Regel. Zwar sind sie meist vorhanden und können zur vollständigen Mörtelstruktur des Quarzes führen. Aber es gibt auch Albitgneise, bei denen der Quarz kaum die Spur einer undulösen Auslöschung zeigt. Aber auch dann ist die Längserstreckung sehr deutlich.

Gewöhnliche Nebengemengteile im Albitgneis sind Apatit, Zirkon und Titanit. Granat ist weit verbreitet in kleinen Körnern oder auch in größeren Kristallen.

Fragt man nun nach der Bildungsweise der Albitgneise, so ist wohl für die Erklärung der Albitgneise zweiter Art der Weg klar vorgezeichnet. Die Albite in derselben Ausbildung wie in den granitischen Gesteinen verweisen unbedingt auf granitischen Ursprung hin.

Sie können aber nicht vom Granitmagma selbst hergeleitet werden, weil der Kalifeldspat fehlt. So bleiben nur die aplitisch-pegmatitischen Lösungen als die Albitbringer. In diesen fehlt ja der Kalifeldspat regelmäßig und der Plagioklas ist ein Albit oder hat albitähnliche Zusammensetzung mit denselben Muskovitmikrolithen, wie sie im Albit des Albitgneises sich finden. Man könnte also auch diese Gesteine injizierte Schiefer nennen, aber mit dem Unterschiede, daß sie von aplitischem, respektive pegmatitischem Material injiziert wurden. Damit stimmt auch überein, daß diese Albitgneise sich gerade dort zahlreich finden, wo Pegmatitgänge die Schiefer durchsetzen. Die Abwesenheit scharf abgetrennter Aplitgänge, wie sie sich in den Amphiboliten gewöhnlich finden, würde sich so leicht erklären: das aplitische Material hat sich mit den Schiefnern zu einem untrennbaren Ganzen verschmolzen, während die Pegmatite sich meistens in Gängen individualisieren konnten.

Es mögen diese Injektionen auch im ähnlichen Zustand in die Schiefer eingedrungen sein, wie die Granite, so daß schon kristallisierte Albite in einer Lösung schwimmend zwischen die gelockerten Schieferblätter gepreßt wurden. Das Herumschmiegen der Schieferbestandteile um die Albite auch im wenig zertrümmerten Gestein und die gleiche Ausbildung der Albite in Aplit und Schiefer legen dieses nahe. Oft muß aber auch noch viel Albit in Lösung gewesen sein, der dann ohne Muskovitmikrolithen im Gestein selbst kristallisierte. Die Albitgneise erster Art sind wohl so zu erklären, daß in der eindringenden Quarz-Albitlösung noch keine festen Albite vorhanden waren, so daß der ganze Albitgehalt im Schiefer kristallisierte, zugleich mit dem Quarz, der mit Albit zum Teil pegmatitisch verwachsen ist.

5. Glimmerschiefer.

Reine Glimmerschiefer sind im untersuchten Gebiet nicht häufig. Hie und da finden sich solche zwischen den injizierten Schiefnern und Albitgneisen, lassen sich dann aber makroskopisch, von letzteren wenigstens, selten unterscheiden und auch mikroskopisch findet man alle nur denkbaren Übergänge zwischen den drei Gesteinstypen. Diese Art der Glimmerschiefer und die Albitgneise unterscheiden sich überhaupt nur durch das Zurücktreten oder Fehlen des Albits in ersteren. Eine Beschreibung würde also nur eine Wiederholung von schon Gesagtem sein.

Eine mehr selbständige Verbreitung und eine etwas abweichende Ausbildung erlangen die Glimmerschiefer in der Habischleiten, südwestlich von Aspang, und wurden dort durch einen tiefen Einschnitt beim Bahnbau gut aufgeschlossen. Schon im kleinen Hartbergtunnel begannen diese Schiefer gegen den Tunnelausgang und halten von da an ununterbrochen an bis zu der Stelle, wo die Bahn im scharfen Bogen sich nach Süden wendet (siehe die Karte auf pag. 287). Die Schiefer sind meist sehr glimmerreich und man erkennt mit bloßem Auge oft beide Glimmer. Nicht selten erreicht auch der Quarz größere Bedeutung und dadurch geht die sonst vollkommene Schieferung etwas verloren.

Granate bemerkt man fast stets zahlreich, besonders auf den Bruchflächen quer zur Schieferung. Turmalin tritt makroskopisch selten hervor.

U. d. M. ergibt sich das Bild normaler Glimmerschiefer: Glimmerreiche Lagen wechseln ab mit quarzreichen, bei manchen Gesteinen herrschen erstere durchaus vor, bei anderen wieder tritt der Quarz mehr in den Vordergrund. Als Glimmer ist stets Muskovit vorhanden, meist herrscht er vor über die übrigen glimmerigen Bestandteile. Ein Teil der Glimmerschiefer enthält außerdem noch Biotit, welcher zum Teil mit Muskovit parallel verwachsen ist. Gewöhnlich aber tritt neben Biotit noch ein Chlorit auf mit starkem Pleochroismus von tiefgrün bis fast farblos und mit niedrigen anomalen, bläulichen Interferenzfarben. Dieser Pennin ist nur sehr selten als Zersetzungsprodukt des Biotits aufzufassen — dann ist der Pleochroismus geringer. Meist ist er gleich dem Biotit primär, das heißt Produkt derselben Metamorphose wie dieser. Denn er findet sich auch in Gesteinen, in denen der Biotit absolut frisch ist und häufig mit diesem parallel verwachsen oder aber, und das spricht noch deutlicher gegen sekundäre Entstehung, der Pennin durchspießt den Biotit. In beiden Fällen ist die Grenze haarscharf und der Biotit auch dort, wo er an Biotit anstößt, vollständig unzersetzt. In manchen Gesteinen von der Habischleiten fehlt der Biotit ganz und seine Stelle nimmt der Pennin ein. Auch hier muß er als primär aufgefaßt werden, wenigstens fehlen alle Anhaltspunkte für sekundäre Entstehung. Besonders gern findet sich der Chlorit um und im Granat und bildet dort schuppige Aggregate.

Der Quarz ist stets frisch und nicht selten ohne Kataklyse, in anderen Gesteinen aber löscht er undulös aus, in wieder anderen ist die Zertrümmerung bis zur Mörtelstruktur gegangen.

Albit, wie in den Albitgneisen, teils mit Muskoviteinschlüssen, teils ohne solche, fehlt wohl in keinem Glimmerschieferschliff ganz. In einigen wird er ziemlich häufig und es entstehen so Übergänge zum Albitgneis.

Zirkon und Apatit finden sich fast in jedem Schliff, einmal auch Anatas in großer Menge, kenntlich an der hohen Licht- und Doppelbrechung und den spitzrhombschen Querschnitten. Er umrahmt oft ein Eisenerz, wohl Titaneisen. Auch sonst findet sich dieses Eisenerz und daneben Eisenglanz ganz allgemein.

Als charakteristischer Bestandteil fehlt den Glimmerschiefern wohl kaum je der Granat. In durchlöcherten Kristallen findet man ihn in jedem Schliff. Es ist der gemeine Granat. Ebenso charakteristisch scheint für die Glimmerschiefer der Habischleiten der Turmalin zu sein, jedenfalls fehlt er nur selten. Die neunseitigen Querschnitte zeigen, wenn sie größer sind, fleckige Färbung: hellbraune und mattblaugrüne Teile liegen ohne scharfe Grenze und ohne Regelmäßigkeit nebeneinander. In anderen Fällen ist der Kern von bläulicher Farbe, einmal sogar ganz farblos, scharf abgegrenzt gegen den braunen Rand. In Längsschnitten ist ω teils braun, teils grünlichblau gefärbt, wie in den Querschnitten, ϵ aber ist entweder fast farblos oder schwach grünlich, manchmal allerdings sind bei den Teilen, bei

welchen ω braun gefärbt ist, auch in der Richtung ε noch einige rostbraune Flecken erhalten. Aus der Habischleiten stammt auch ein Gestein, in dem der Turmalin so vorherrscht, daß man es als Turmalinfels bezeichnen könnte. Es ist ein Aggregat von braunen Turmalinnadeln. Die übrigen Bestandteile der Glimmerschiefer treten sehr zurück.

Für die Theorie der Metamorphose sind diese Glimmerschiefer von großer Bedeutung. Es tritt hier mit dem Abnehmen der metamorphosierenden Kraft neben dem Biotit Pennin auf als unmittelbares Produkt dieser Metamorphose; nach und nach verdrängt dann der Pennin den Biotit vollständig. In den höher metamorphosierten Gesteinen, in den Metagneisen, Albitgneisen und auch in manchen mit diesen eng verknüpften Glimmerschiefern ließ hingegen sich stets nachweisen, daß der eventuell vorhandene Chlorit Umwandlungsprodukt des Biotits ist. Ferner tritt nun der Turmalin als wichtiger Gesteinsbestandteil auf, während er in den höher metamorphosierten Gesteinen fehlte. Das weist wohl auf die leichte Löslichkeit dieses Minerals hin, welche es ihm ermöglichte, sich weiter von seiner Quelle, dem Granitmagma, zu entfernen.

6. Die Quarzite.

Deutlich sedimentärer Quarzit wird am Königsberg bei Aspang (nördlich vom Trommelschlägergraben) in einem großen Steinbruch für die Straßenbeschotterung gewonnen. Der sedimentäre Charakter zeigt sich zunächst in der Schichtung. Die 10—30 cm dicken Bänke streichen N 25 W und fallen 35° WSW. Außerdem findet man im Quarzit konkordante Einlagerungen von Glimmerschiefer.

U. d. M. erkennt man, daß das Gestein hauptsächlich aus grobkörnigem Quarz besteht. Die einzelnen Körner sind verzahnt und nur wenig kataklastisch. Dazwischen beobachtet man manche getrübt Kalifeldspate ohne Kristallform und ohne Gitterlamellierung. Dazu kommen noch kleine Muskovitleisten und wenig Apatit.

Im Steinbruch fallen zwei hellweiße, schmale Streifen auf, welche sich in ihrem weiteren Verlauf zu einem einige dm breiten vereinigen. Sie machen den Eindruck von OW streichenden, steilstehenden Gängen. Das Material selbst ist ein feines, weißes Pulver mit zahlreichen größeren Quarzstückchen. Das Mikroskop zeigt, daß auch diese „Gänge“ aus Quarz bestehen. Es sind Zertrümmerungszonen im Quarzit an vertikalen Verwerfungen. Der Quarz wurde zu feinem Sand zerrieben, nur einzelne Stücke blieben erhalten.

Ein zweiter guter Aufschluß von Quarzit oder besser Quarzitschiefern findet sich an der Straße Aspang—Kulma, unmittelbar unter der Paßhöhe. Das Streichen geht N 70° O, das Fallen 45° NNW. Es ist ein feinkörniges Quarzgemenge mit einigen großen Stücken getrübt Kalifeldspats und häufigen Albiten mit den gewöhnlichen Muskoviteinschlüssen. Muskovit und grünlicher Biotit verleihen dem Gestein seine Schieferung. Epidot, Apatit und Zirkon sind nur wenig vorhanden. Auch hier fällt ein Band auf durch seine

hellweiße Färbung. Es geht parallel der Schichtung. Die Bestandteile sind dieselben wie im übrigen Aufschluß. Es scheinen auch hier dynamische Prozesse den Quarz zerrieben zu haben.

Endlich tritt noch Quarzit auf beim Aspanger „Kaolinwerk“. Er unterscheidet sich von den übrigen Quarziten makroskopisch durch das deutliche Hervortreten des Feldspats. U. d. M. erkennt man ein feinkörniges Gemenge von Quarz und Kalifeldspat. Der Quarz herrscht vor und ist sehr zertrümmert. Muskovit ist häufig vorhanden. Der sedimentäre Ursprung ergibt sich aus der Struktur und aus der Schichtung.

7. Die Lagerungsverhältnisse und allgemeine Schlüsse aus denselben.

Nachdem nun die Gesteine beschrieben sind und ihre gegenseitigen petrographischen Beziehungen festgestellt wurden, wird es nötig sein, die geologischen Verhältnisse zu besprechen, damit so ein vollständiges Bild des nördlichen Gebirgszuges gegeben werde und damit die genetischen Beziehungen, welche petrographisch gefunden wurden, durch die geologischen Beobachtungen gestützt werden. Das Resultat der Beobachtungen wurde in einer geologischen Karte der näheren Umgebung von Aspang (pag. 287) und in 2 Profilen (Fig. 2 und 3) niedergelegt.

Am allerdeutlichsten tritt das Verhältnis von Granit und Schiefer in einem Profil hervor, welches auf der Straße Aspang—Kulma, etwas unterhalb der Paßhöhe, bei *km* 3 beginnt und durch Kulma hindurchgeht bis zum Schauflerbauern (Fig. 2). Auf der Straße von Aspang nach Kulma sieht man allenthalben die Granite anstehen und aus ihnen setzen sich auch die benachbarten Höhen zusammen, wie das schon an ihrer Kuppenform zu erkennen ist. Schieferung bemerkt man an diesen Graniten häufig, doch bleibt im großen der granitische Charakter durchaus gewahrt. Das Verhältnis der Granite zu den Metagneisen läßt sich indes weniger gut studieren wegen der tiefgehenden Verwitterung. Etwa 200 *m* oberhalb *km* 3 schließen sich an die Granite Albitgneise, welche aber nach 20 *m* wieder von einer ebenso breiten Lage Metagneis abgelöst werden. Darauf folgt wieder Schiefer. Es ist der Albitgneis erster Art, welcher pag. 296 beschrieben wurde. Der Kontakt zwischen Granit und Schiefer ist in beiden Fällen undeutlich. Oberhalb der Schiefer stehen die pag. 300 beschriebenen Quarzitschiefer mit NNW-Fallen an. Auf der Paßhöhe sind die Aufschlüsse mangelhaft. Jenseits derselben bemerkt man zweimal Glimmerschiefer mit Fallen gegen NO, dann kommen injizierte Schiefer mit SW-Fallen. Die Schieferung ist sehr deutlich und geht parallel einer Schiefereinlagerung von geringer Mächtigkeit. Bei den ersten Häusern an der linken Seite der Straße durch Kulma stehen Glimmerschiefer an, erst mit nordöstlichem, dann mit südwestlichem Einfallen; in letzterem Aufschluß sieht man einen Pegmatitgang. Die Schiefer sind vorherrschend Glimmerschiefer mit Granat. Es kommen aber auch Albitgneise der zweiten Art vor, in denen die Albite Muskoviteinschlüsse enthalten. Auch sehr quarzreiche Schiefer

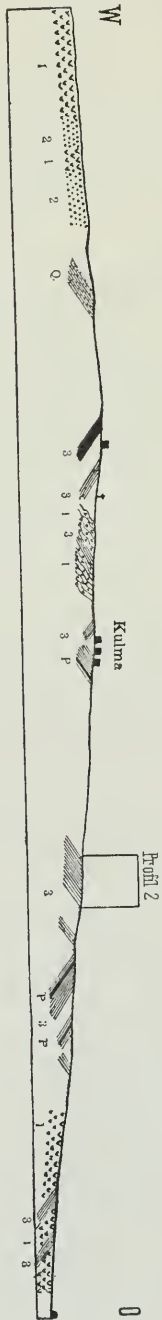


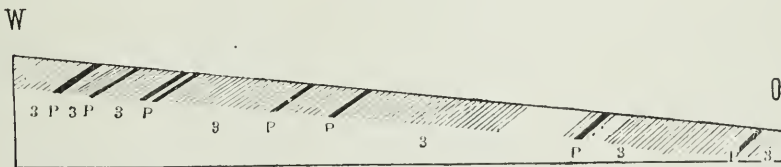
Fig. 2.

Profil durch Kulma. Maßstab: 1:10.000.

1 Granit, zum Teil schiefertig. — 2 Albigneis erster Art. — 3 Glimmerschiefer und Albigneis zweiter Art.
 Q = Quarzschiefer. — P = Pegmatitgänge.

sind nicht selten, welche neben Albit sehr viel Kalifeldspat enthalten. Es ist nicht Mikroklin, wie in den Graniten, sondern Orthoklas, so daß es sich wohl um sedimentäre Quarzitschiefer handelt, ähnlich den soeben beschriebenen (pag. 300), welche ebenfalls Orthoklas führen. Die Albite weisen hingegen auf granitisches Material hin. Unterhalb Kulma fehlen die Aufschlüsse auf längerer Strecke. Dann sieht man wieder Albitgneise und Glimmerschiefer mit zahlreichen, oft recht grobkörnigen Pegmatitgängen. Auf 75 m kommen deren 7. (Siehe Fig. 3.) Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 50 cm. Die Lagerung scheint konkordant zu sein, doch läßt es sich nicht immer sicher konstatieren, weil die Aufschlüsse nur oberflächlich sind. In den folgenden Schiefen (Fig. 2), welche wieder NO fallen, findet man noch zwei Pegmatitgänge. Dann tauchen von neuem geschieferte Granite mit zwei Schiefereinlagen auf. Damit hören die Aufschlüsse auf.

Fig. 3.



Profil zwischen Kulma und Schauflerbauer (siehe Fig. 2).

Maßstab: 1:700.

Bezeichnung wie Fig. 2.

Es zeigt dieses Profil in großer Deutlichkeit das Verhältnis des Granits zu den Schiefen. Es bilden letztere einen Teil der Schieferhülle, in welche der Granit eindrang und in welche er seine Apophysen und Gänge entsandte.

Die intrusive Natur des Granits ergibt sich auch aus seiner oberflächlichen Verbreitung und Verteilung unter den Schiefen. Die geologische Karte (pag. 287) soll dieses veranschaulichen. Eine große Schwierigkeit bestand bei der Aufnahme darin, Glimmerschiefer und Albitgneise im Felde von den Schiefen mit Granitinjektion zu trennen. Diese Schwierigkeit wurde dadurch umgangen, daß alle jene Gesteine zusammengefaßt wurden, welche entweder reine Granite sind oder in welchen doch der Granit so hervortritt, daß man ihn nicht gut übersehen kann. Mit dem Schieferzeichen wurden alle jene Gebiete markiert, in welchen das Schiefermaterial vorherrscht und kein oder nur untergeordnetes Granitmaterial zu finden ist. Den richtungslos körnigen Granit und die Metagneise auseinanderzuhalten, darauf mußte von vornherein verzichtet werden, da beide oft in beständigem Wechsel sich befinden. Die durchgreifende Lagerung des Granits ergibt sich nun einerseits aus den von der Hauptmasse getrennten Granitflecken, zum Beispiel an der Straße Aspang—Zöbern, bei der Station Ausschlag—Zöbern usw., ferner aus den Schieferschollen im Granit und aus der Grenze von Granit und

Schiefer überhaupt, welche wohl nie mit dem Streichen der Schiefer zusammenfällt, wie ein Blick auf die Karte zeigt.

Während so die Karte im großen gewiß ein richtiges Bild der Lagerungsverhältnisse gibt, waren doch die Aufschlüsse, die durch den Bahnbau geschaffen wurden, bedeutend wertvoller, weil sie es erlaubten, in die Tiefe einzudringen und weil frisches Material bloßgelegt wurde. Das Studium dieser Aufschlüsse wurde mir durch das liebenswürdige Entgegenkommen sowohl von seiten der Herren der Regierung als auch der Bauleitung ermöglicht und erleichtert. Besonders Herrn Oberkommissär Piegler und Herrn Oberingenieur Hammer bin ich zu großem Danke verpflichtet für ihre freundliche Unterstützung meiner Untersuchungen. Ersterer stellte mir in zuvorkommendster Weise die Generalstabskarte (1:25.000) für die geologische Aufnahme des ganzen Gebietes zur Verfügung. Auch dafür sei ihm herzlichst gedankt.

Der erste Tunnel, welcher unser nördliches Gebirgssystem abschließt, ist der Sambergtunnel an der rechten (östlichen) Seite des Aspanger Haupttals. Hier konnte man schon beim Tunneleingang die mannigfaltige Vermischung von Schiefer und Granit beobachten. Nur selten findet man noch einen Granit, der ganz frei von Schiefer wäre. Doch bleibt der massige Charakter des Gesteins erhalten. Keine deutliche Schieferung tritt auf, da nur unzusammenhängende Schieferfetzen im Granit sich finden. Nur einmal wurden die Schieferfasern deutlich und ließen ein OW-Streichen mit 40° nördlichem Fallen erkennen. Beim Tunnelausgang war ein mächtiges Aplitlager zu sehen mit N 60° W-Streichen und einem Einfallen von 30° NNO. Der Aplit ist vollkommen geschiefert und muskovitreich. Auf den Aplit folgt wieder Granit. Im sich anschließenden Einschnitt wird die Schieferung deutlicher. Gleich im Anfang steht sogar Granatglimmerschiefer mit einem Pegmatitgang an. Dann aber zeigt der Aufschluß von neuem Granit mit deutlicher Schieferung und das hält an bis zum Windhof-Kehrtunnel und in der ersten Hälfte dieses Tunnels selbst. Nur selten ist der massige Charakter erhalten. Meist sieht man deutliche Schieferlagen, welche im Durchschnitt N $50-60^{\circ}$ W streichen und 25° NNO fallen. Mikroskopisch lassen diese Schiefer noch deutlich das granitische Material erkennen in dem injizierten Kalifeldspat und Albit, es kommen aber auch reine Albitgneise der zweiten Art und selbst Glimmerschiefer vor. Diese beiden Gesteine werden dann herrschend in der zweiten Hälfte des Tunnels mit demselben Streichen und Fallen. Nach der Karte müßte der ganze Tunnel im Granit verlaufen und in der Tat ließen die oberflächlichen Aufschlüsse nichts anderes vermuten, steht doch der Granit im Ungerbach bis fast zum Tunnelausgang an und auch im Walde über dem Tunnel findet man nur granitische Gesteine. Es geht daraus jedenfalls hervor, wie rasch der Gesteinscharakter wechseln kann, da es sich hier nur um eine wenig bedeutende Schieferscholle handeln kann, welche in den Granit eingesunken ist. Auf der Karte konnte sie nicht eingetragen werden, weil man sie an der Oberfläche nicht erkennt.

In dem tiefen Einschnitt zwischen Windhof-Kehrtunnel und dem kleinen Hartbergtunnel tritt schon bald

wieder der granitische Anteil der Schiefer deutlicher hervor, besonders in großen Kalifeldspaten. Doch ist die schieferige Struktur meist noch sehr deutlich, während andererseits auch wieder massige Granite auftreten. (Ein größerer Aufschluß dieser Art ist jetzt noch zu sehen kurz vor der Einfahrt in den kleinen Hartbergtunnel.) Die aus diesem Einschnitt untersuchten Gesteine gehören alle zum Metagneis, auch dann, wenn man mit bloßem Auge den Kalifeldspat nicht erkennen kann.

Im kleinen Hartbergtunnel herrscht erst noch Metagneis vor. In der zweiten Hälfte ist die Schieferung vollkommen und das herrschende Gestein ist turmalinführender Granatglimmerschiefer. Das Streichen in Glimmerschiefern und Metagneis schwankt bedeutend: N 45—80° W, das Fallen ist mit 25—30° gegen NO, beziehungsweise NNO gerichtet.

Die Glimmerschiefer halten nun an und wurden in einem tiefen Einschnitt durch die Habischleiten gut aufgeschlossen. Das Streichen ist immer NW, das Fallen flach gegen NO. Es sind die turmalinführenden Glimmerschiefer, welche pag. 298 und 299 eingehend beschrieben wurden. Bisweilen gehen sie über in Albitgneise der zweiten Art, die hie und da aplitischen Habitus annehmen, wohl durch aplitische Injektionen. Pegmatitgänge konnten hier, im Gegensatz zum Profil in Kulma, trotz der günstigen Aufschlüsse nicht aufgefunden werden.

So weisen also auch die Aufschlüsse beim Bahnbau auf Intrusion des Granits mit derselben Deutlichkeit hin, wie die an der Oberfläche beobachteten Verhältnisse. Dagegen kann auch nicht die oft beobachtete und beschriebene Konkordanz zwischen Granit und Schiefer geltend gemacht werden, denn sicher ist diese Konkordanz nicht ausnahmslos vorhanden, wie die Karte zeigt. Auch Herr Mohr¹⁾ führt aus westlich gelegenen Gebieten Beispiele unzweifelhafter Diskordanz an und schließt aus ihnen auf Intrusion des Granits. In der Tat reicht ja ein einziger, den Schiefer diskordant durchsetzender Aplit- oder Pegmatitgang vollständig aus zu einem solchen Schluß, selbst dann, wenn sonst überall Konkordanz herrschen sollte, was aber bei Aspang durchaus nicht der Fall ist. Die wirklich vorhandene Konkordanz braucht man aber durchaus nicht auf spätere dynamische Prozesse zurückzuführen, wozu Herr Mohr (l. c.) neigt. Die Konkordanz muß vielmehr beim Eindringen des Granits in einen Tonschiefer die Regel sein, weil die Schieferfugen für den Granit Flächen des kleinsten Widerstandes bedeuten. Diskordanz kann nur dort eintreten, wo der zertrümmerte Schiefer auch noch andere schwache Stellen aufweist.

Sind so mit dem Beweise einer Granitintrusion die älteren Anschauungen über die Stratigraphie des Gebirges richtiggestellt, wie schon früher ausgeführt wurde²⁾, so läßt sich, auf dieser Grundlage fußend, aus der eingehenden Untersuchung der Gesteine ein weiterer Schluß von großer Bedeutung ziehen. Ist der Granit jünger als die Schiefer, so kann er auch als die Ursache der Metamorphose dieser betrachtet werden. Niemals entfernen sich

¹⁾ Mitteil. d. geol. Gesellsch. in Wien, Bd. III, 1910, pag. 174.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 58, 1908, pag. 45.

die Schiefer im untersuchten Gebiet soweit vom Granit, daß sie seinem Einfluß entzogen wären. Wo auf der Karte größere Schiefergebiete erscheinen, muß man beachten, daß hier zwar die Schiefer vorherrschen, aber doch auch granitische Gesteine vorkommen. Nur die auffallenderen Partien wurden auf der Karte ausgeschieden.

Ferner kann auch nicht die Form der Metamorphose als ein Beweis gegen die Einwirkung des Granits betrachtet werden. Noch vor wenigen Jahren allerdings würde man bei den meisten Geologen und auch bei sehr vielen Petrographen auf großen Widerspruch gestoßen sein, hätte man Glimmerschiefer als Bildungen der Kontaktmetamorphose hingestellt. Heute aber haben sich die Anschauungen soweit geklärt, daß wohl ein jeder Petrograph wenigstens das zugibt, daß Glimmerschiefer auch durch Kontaktmetamorphose entstehen können, oder, allgemeiner gesprochen, daß unter gewissen Umständen die Produkte der Kontaktmetamorphose sich nicht mehr von jenen Bildungen unterscheiden, welche man früher der Dynamometamorphose als eigentümlich zuschrieb.

Es ist unbestreitbar das große Verdienst E. Weinschenks, die Aufmerksamkeit auf diese Tatsache gelenkt zu haben. Schon 1900 legte er auf dem VIII. Internationalen Geologenkongreß in Paris eine Zusammenfassung seiner diesbezüglichen Beobachtungen und Anschauungen vor und führte den Begriff der „Piëzokontaktmetamorphose“ in die Petrographie ein¹⁾. Im Jahre 1903 bespricht er in der Bearbeitung der Gesteine des Groß-Venedigers ein typisches Beispiel für seine neue Idee²⁾. Trotz vielfachen Widerspruchs verteidigte Weinschenk auch späterhin mit aller Energie seinen Standpunkt und trug ihn durch seine Lehrbücher in weitere Kreise hinein³⁾. Mit Genugtuung konnte er beobachten, wie immer mehr Petrographen sich auf seine Seite stellten und wie nun selbst seine früheren Gegner in der Hauptsache ganz seinen Standpunkt eingenommen haben. Denn was Grubenmann in seiner zweiten Auflage der „kristallinen Schiefer“⁴⁾ in den drei ersten Sätzen des neuen Abschnittes, pag. 70, schreibt, ist genau dasselbe, was Weinschenk nun schon über zehn Jahre lehrt und in seinen Schriften verteidigt. Grubenmanns Gedanke: Intrusion des die Kontaktmetamorphose erzeugenden Gesteins in Begleitung von tektonischen Störungen, ist nichts anderes als die Piëzokontaktmetamorphose, wie sie Weinschenk oft mit klaren Worten ausgesprochen hat. Ebenso entspricht ganz den oft betonten Anschauungen Weinschenks der Satz: daß sich die Erscheinungen dieser Art von Kontaktmetamorphose wenig mehr von denen der Metamorphose im engeren Sinne unterscheiden. Die einzige Meinungsverschiedenheit zwischen Weinschenk und Grubenmann besteht

¹⁾ E. Weinschenk, Dynamométagomorphisme et piëzocrystallisation. C. R. VIII. congr. géol. intern. Paris 1900, pag. 326.

²⁾ E. Weinschenk, Die kontaktmetamorphe Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abhandl. d. K. Bayr. Akad. d. Wissensch., II. Kl., 1903, XXII. Bd., II. Abt., pag. 309.

³⁾ E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. I. Teil. Allgemeine Gesteinskunde. 1. Aufl. 1902. 2. Aufl. 1906.

⁴⁾ Grubenmann, Die kristallinen Schiefer, 2. Aufl. 1910.

höchstens noch in dem Worte „wenig“, für welches Weinschenk „überhaupt nicht“ setzt.

Herrscht so in der Hauptsache vollkommene Übereinstimmung zwischen beiden Forschern, so ist man um so mehr überrascht beim Lesen der nun folgenden Ausführungen Grubenmanns. Sie enthalten eine zweifellos unrichtige Darstellung der Auffassungen Weinschenks, welche sehr leicht hätte vermieden werden können. Eine bloße Gegenüberstellung der klaren Ausführungen Weinschenks über Piëzokontaktmetamorphose und der Darstellung, welche Grubenmann von Weinschenks Auffassung gibt, wird diesen Vorwurf zur Genüge beweisen. Nach Grubenmann (l. c. pag. 70) ist „Weinschenks Piëzokontaktmetamorphose die von intrusiven Massen ausgeübte Einwirkung auf die umhüllenden Gesteine“, nach Weinschenk ist es „die Kontaktmetamorphose in solchen Gebieten, wo die Verfestigung des Eruptivgesteins begleitet war von den gebirgsfaltenden Prozessen“¹⁾. Grubenmann nennt hier Piëzokontaktmetamorphose, was Weinschenk und mit ihm alle Petrographen als Kontaktmetamorphose überhaupt bezeichnen. Weinschenk aber versteht unter Piëzokontaktmetamorphose jene Kontaktmetamorphose, welche durch den gebirgsbildenden Druck modifiziert wird. Ferner: Bei der Piëzokontaktmetamorphose „preßt der durch die Intrusion hervorgerufene Druck“, so Grubenmann l. c., „die Dämpfe in die Nebengesteine hinein und die Langsamkeit des Eindringens des granitischen Magmas verursacht lang andauernde und mehrfach erneuerte Einwirkungen. Dadurch sollen nach Weinschenk die Piëzokontakthöfe eine so große Ausdehnung gewinnen können, daß die Metamorphose der die Zentralmasse umgebenden Schiefer vollständig erklärbar wird“. Und was sagt Weinschenk l. c.? „Im allgemeinen sind durch die Gebirgsfaltung die Nebengesteine weithin gelockert und zertrümmert, die gasförmigen Agentien werden ferner unter besonders hohem Druck in die Gesteine hineingepreßt, so daß intensiv wie extensiv die Erscheinungen hier viel großartiger sein müssen.“ Es ist in der Tat kein kleines Kunststück, welches Grubenmann hier vollbringt, aus den klaren Ausführungen Weinschenks die eben zitierten Gedanken herauszulesen. Was Grubenmann herausfindet: „der durch Intrusion hervorgerufene Druck“, „die Langsamkeit des Eindringens des granitischen Magmas“ erwähnt Weinschenk mit keiner Silbe, was dieser aber als wesentlich für Piëzokontaktmetamorphose betont: „Lockerung des Nebengesteins durch Gebirgsfaltung“, „besonders hoher Druck“, wird von Grubenmann verschwiegen. Man wäre versucht, zu glauben, Grubenmann habe eine andere Quelle vorgelegen. Tatsächlich beruft er sich aber auf Weinschenks „Grundzüge der Gesteinskunde“, in welcher Weinschenk sowohl in der 1. als in der 2. Auflage, sowohl im I. als im II. Bande die Piëzokontaktmetamorphose nur im angeführten Sinne auffaßt. Und nie hat Weinschenk weder in seinen Vorlesungen noch in seinen übrigen Arbeiten irgend etwas gesagt oder geschrieben, was zu den Grubenmannschen Ausführungen hätte führen können.

¹⁾ E. Weinschenk, Allgemeine Gesteinskunde, 2. Aufl., pag. 137.

Also kurz zusammengefaßt: In der Sache selbst steht Grubenmann heute auf dem Standpunkt, den Weinschenk seit langem vertreten hat. Der Piëzokontaktmetamorphose Weinschens aber legt er einen Sinn bei, an welchen der Autor dieses Namens nie im entferntesten gedacht hat. Und nun kämpft Grubenmann gegen diese von ihm erfundene Piëzokontaktmetamorphose. Ist das nicht auch „ein Kampf gegen Windmühlen“?

Der Einwand, den nun Grubenmann (l. c. pag. 71) noch macht, läßt sich nach dem Gesagten leicht lösen. Wenn große Granitmassen „relativ geringfügige Höfe normalen Kontakts aufweisen“, so fehlt eben hier der gebirgsbildende Druck und nur der Intrusionsdruck ist vorhanden, es ist also normale Kontaktmetamorphose das Resultat. Wäre der Intrusionsdruck durch den gebirgsbildenden Druck verstärkt und die Nebengesteine durch tektonische Bewegungen für die Metamorphose vorbereitet worden, so hätten wir Piëzokontaktmetamorphose bekommen, die auch in weiter Entfernung vom Granit noch wirksam gewesen wäre.

Kann nach alledem die Möglichkeit einer Kontaktmetamorphose der Schiefer in der Umgebung von Aspang nicht in Abrede gestellt werden, so können wir auch positive Gründe dafür beibringen, daß sie wirklich tätig gewesen ist. Daß die injizierten Schiefer dem sie durchadernden Granit ihre Metamorphose verdanken, bedarf keines weiteren Beweises. Aber auch die Albitgneise und Glimmerschiefer zeigen deutliche Spuren der Graniteinwirkung, erstere in dem hohen Albitgehalt, in der Übereinstimmung der Albitindividuen mit jenen, welche im Granit und vor allem im Aplit-Pegmatit vorkommen, letztere in dem oft bedeutenden Turmalingehalt, der sich nur aus dem Granit ableiten läßt. (Auch im Granit kommen hie und da Turmalinester vor, so im Granit bei Kirchberg und im Hottmannsgraben recht häufig.) Für die Glimmerschiefer könnte man auch noch die Übergänge dieser in Albitgneise, ihre enge Verknüpfung mit solchen geltend machen.

Also Kontaktmetamorphose ist im untersuchten Gebiete tätig gewesen und sie kann alle dort beobachteten Erscheinungen vollständig einwandfrei erklären. Darum wäre es unwissenschaftlich, noch irgendeine andere Ursache für die Metamorphose anzunehmen, solange man nicht unzweifelhafte Beweise für eine solche Annahme hat. Die tektonischen Prozesse, welche zweifellos im ganzen Gebiete eine nicht unbedeutende Rolle spielen, sind für die Metamorphose, wie bei der Gesteinsbeschreibung schon ausgeführt wurde, nur von modifizierender Bedeutung gewesen.

Die in der Umgebung von Aspang beobachteten und eingehend studierten Verhältnisse wiederholen sich, soweit meine Erfahrungen reichen, im ganzen nördlichen Gebirgssystem, nach Norden hin bis zur Rosalienkapelle, nach Osten bis Kirchschatz, nach Westen bis Gloggnitz, ja stellenweise bis in die Nähe des Kalkgebirges, wie verschiedene Orientierungstouren in jenen Gebieten zeigten, so daß man die Gegend um Aspang als ein typisches Beispiel betrachten darf, das zwar aufs Geratewohl aus dem Ganzen herausgegriffen wurde, das aber doch den Charakter des ganzen Gebirges in ausge-

zeichneter Weise wiedergibt, wenn man auch nicht behaupten darf, alle Einzelheiten, alle Gesteinstypen von Aspang müßten nun in derselben Weise im ganzen Gebirge sich wiederfinden. Ein Beispiel dafür.

Der Radigundstein, südöstlich von Kirchschatz, gerade die österreichisch-ungarische Grenze bildend, ist ein mächtiger Pegmatitgang mit großen Turmalinsäulen von mehreren Zentimetern Länge und neunseitigem Querschnitt. Neben Albit mit den gewöhnlichen Muskovitleisten enthält dieser Pegmatit auch Mikroklin in größerer Menge. Der Turmalin zeigt, wie der Turmalin in den Glimmerschiefern bei Aspang, zonaren Aufbau: ein blaugrüner Kern grenzt in Querschnitten sich scharf ab gegen den braunen Rand. Dazu kommt noch ein Mineral, welches bei Aspang unbekannt ist, Disthen, in wenigen, sehr schmalen Leisten.

Auf Kirchschatz zu schließt sich an diesen Pegmatit ein sehr vollkommen schieferiges Gestein mit zahlreichen rosaroten Granaten. Dunkle, biotitreiche Lagen wechseln ab mit hellen, welche zum Teil aus reinem Quarz, zum Teil aber auch aus einem Aggregat von Quarz und Feldspat bestehen. U. d. M. erkennt man in letzterem Gemenge den Pegmatit des Radigundsteins wieder. Der Schiefer aber besteht aus rotbraunem Biotit und etwas Muskovit und sehr viel Disthen. Letzterer, makroskopisch nicht zu erkennen, wurde zunächst im Gesteinspulver bestimmt. Wegen der vollkommenen Spaltbarkeit nach (100) erhält man fast nur Spaltblättchen nach dieser Fläche, lange, schmale Leisten, welche die negative Mittellinie und einen großen Achsenwinkel erkennen lassen. Die Auslöschung ist stets schief; c bildet mit der Längsrichtung der Leisten einen Winkel von 30° . Im Dünnschliff haben die Durchschnitte $\perp c$ immer sehr deutliche Spaltrisse und die Achsenebene liegt \perp zu diesen. Die Auslöschung ist gerade. Zwischen gekreuzten Nikols halbdunkle Prismen sind ohne Spaltrisse und $\perp a$; sie löschen bei 30° aus. Sowohl bei Spaltblättchen als auch im Dünnschliff sieht man manchmal den Faserbruch nach (001) sehr deutlich. Der Granat enthält als Einschlüsse größere Quarzkörner, dann größere Rutilstücke und einige wenige Leisten von Disthen. Glimmer und Disthen, fast vollkommen parallel gelagert, winden sich um den Granat herum und schmiegen sich seiner gerundeten Form an. Ist der Granatrand zertrümmert, so dringen wohl die Schieferminerale in ihn hinein, manchmal recht tief, so daß diese Schieferereinschlüsse eine helizitische Struktur vortäuschen.

Wir haben also auch hier einen injizierten Schiefer vor uns und damit einen Beweis, daß auch weit von Aspang noch Granitwirkungen tätig waren, weil auch dort das Granitmassiv noch nahe der Oberfläche liegt und nicht selten auch direkt zu beobachten ist. Aber ein Unterschied besteht doch darin, daß nicht Granit, sondern Pegmatit injiziert wurde und daß als Kontaktmineral Disthen entstand. Eine Untersuchung des ganzen Gebirges würde vielleicht noch manche Neuheiten zutage fördern und noch weitere Illustrationen liefern, wie mannigfaltig die Kontaktmetamorphose desselben Magmas sich gestalten kann. Auf das Vorkommen der Gesteine bei Kirchschatz machten mich die Herren von Troll vom Lindenhof bei Krumbach aufmerksam, wofür ich ihnen herzlich danke. Herr Walther R. von

Troll fand auch auf seinem Gut ein pegmatitisches Gestein, in welchem man den Disthen makroskopisch erkennen kann.

Interessant ist es noch, daß man denselben injizierten Granatschiefer anstehend findet an der Straße Zöbern—Schlag, etwa 100 *m* vor *km* 1. Die Schiefer fallen dort flach unter den Granit ein. Südlich davon bei Schäffern sieht man dieselben Gesteine wieder zahlreich herumliegen zugleich mit Turmalinpegmatiten.

8. Die Amphibolite.

Damit die Stratigraphie des nördlichen Gebirgszuges vollständig werde, muß jetzt noch ein Gestein besprochen werden, welches zwar nicht mehr ins Gebiet der Karte hineingreift, sondern etwas weiter nach Osten zu auftritt, dort aber große Bedeutung erlangt. Auf der geologischen Spezialkarte des Rosaliengebirges und der Krumbacherberge schied Vacek mehrere Parallelzüge von „Hornblendegneisen“ aus; es sind, wie früher schon hervorgehoben¹⁾, Amphibolite. Der westlichste dieser Züge kommt etwa 1 *km* südlich von Zöbern Aspang am nächsten und erstreckt sich gegen Süden auf Schäffern zu. Unterhalb der Ruine Ziegersberg finden sich in ihm gute Aufschlüsse. Der zweite Streifen läßt sich gut studieren zwischen Hochneukirchen und Hattmannsdorf. Auch westlich von Aspang bricht der Amphibolit in mehreren kleinen Partien auf. So stößt man auf mehrere unbedeutende Einlagerungen im Glimmerschiefer auf dem grün markierten Wege von Gloggnitz nach Kranichberg, nahe bei letzterem Orte. Sehr gut ist er aufgeschlossen an der Straße, welche am Talarhof vorbei zum Ramssattel führt, gerade bevor der Weg zur Karlshöhe abzweigt. Ersteres Vorkommen erwähnt auch H. Mohr²⁾ und außerdem noch drei andere von geringer Ausdehnung.

Die Amphibolite sind teils massig, teils deutlich schieferig, gewöhnlich von dunkler, selten etwas grünlicher Farbe, und hohem spezifischem Gewicht. Sehr dunkle Hornblende bildet den Hauptbestandteil. Daneben erkennt man makroskopisch Feldspat und häufig auch Granat. In manchen Varietäten lassen lichtgrün gefärbte Stellen Übergänge in Eklogit erkennen. Solche Gesteine finden sich unterhalb der Ruine Ziegersberg bei Zöbern als dünne Lagen im Amphibolit. Echte Eklogite findet man bei Schäffern häufig in den Bachgeröllen.

Die Gesteine von Zöbern und die aus der Nähe von Kranichberg unterscheiden sich in manchen Punkten. Bei ersteren ist die Hornblende im Dünnschliff grün gefärbt, und zwar *c* blaugrün. Sehr intensiv wird dieser blaue Ton, wenn die Hornblende an Granat angrenzt. *b* ist reingrün, *a* teils gelblich, teils gelblichgrün. Die Auslöschung auf (010) beträgt 15—16°. Hie und da umschließt die Hornblende sehr kleine Leisten von schokoladebraunem Biotit. Der Feldspat ist ein Oligoklas-Andesin von 30% *An* (Auslöschung $\perp M$ und $P + 14$ bis 15°, β deutlich stärker lichtbrechend als ω des Quarzes). Quarz, meist in kleinen, kataklastischen Stückchen, ist

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 58, 1903, pag. 44.

²⁾ Mittlg. der geol. Gesellsch. in Wien, Bd. III, 1908, pag. 170.

nicht häufig. Der Granat ist isotrop und enthält Einschlüsse von Quarz, Hornblende und Biotit.

Als Mineral der Epidotgruppe ist häufig Klinozoisit vertreten mit anomalen blauen und gelben Interferenzfarben und starker Dispersion der Mittellinien. Zwillinge löschen etwa 20° nach vorn aus. Die Doppelbrechung der gelben Flecken beträgt bei einer Dicke des Schliffes von 25μ gegen 0.015, man muß sie also wohl schon als eisenarmen Epidot bezeichnen. Die gelben Flecken bilden stets den Rand und löschen anders aus als der dunklere Kern. Kleine Rutilmikrolithen sind ebenso wie Zirkon im ganzen Gestein zerstreut, recht häufig. Eisenerz ist wenig vorhanden.

Im Amphibolit bei Kranichberg ist *c* der Hornblende im Dünnschliff tiefblaugrün gefärbt, *b* ist rein grün, *a* intensiv gelb mit einem grünen Ton. Als Feldspat ist hier vorherrschend Albit ($\perp M$ und $P - 14$ bis -15° Auslöschung, Lichtbrechung geringer als Kanadabalsam). Er umschließt oft Pennin mit sehr niedrigen blauen Interferenzfarben. Außer dem Albit findet sich auch noch kalkhaltiger Plagioklas, wie im durchsetzenden Aplitgang und mit Muskoviteinschlüssen, wie dort. Offenbar stammt er aus dem Aplit. Quarz ist weniger vorhanden als Feldspat und immer nur in kleinen Stücken. Neben Hornblende kommen auch hier einige Biotitleisten vor. Ziemlich häufig ist Titanit und Eisenerz. Die Epidotgruppe ist hier durch stark doppelbrechenden Epidot vertreten.

Das untersuchte Gestein ist ausgesprochen schieferig durch Parallellagerung der Hornblende. Dieser Schieferung paßt sich auch der Aplitgang an.

Die Eklogite von Schäffern sind Gesteine von lichtgrüner, manchmal etwas gelblicher Grundmasse, aus der zahlreiche rote Granaten mit wenig scharfer Umgrenzung und außerdem häufig Hornblende von dunkler Farbe mit Pechglanz auf den Spaltflächen hervortreten. In den Gesteinen unterhalb der Ruine Ziegersberg herrscht im allgemeinen noch Amphibolitcharakter, nur einzelne Stellen sind eklogitisch. Hier wurde auch Schieferung beobachtet.

Im Dünnschliff gibt sich die Hornblende als die gewöhnliche grüne zu erkennen mit starkem Pleochroismus: *c* tiefgrün, *b* gelblichgrün, *a* hellgelb. Die Auslöschung auf (010) erreicht 15° . Wo die Hornblende an Granat grenzt, werden *c* und *b* tiefblaugrün, *a* behält die hellgelbe Färbung; Auslöschung und Doppelbrechung bleiben ebenfalls erhalten. Die Hornblende zeigt kurz prismatische Durchschnitte, aber ohne scharfe Umrisse.

Als zweiten wichtigen Bestandteil erkennt man einen diopsidischen Pyroxen von grünlicher Farbe, die auch im Dünnschliff noch deutlich zu erkennen ist, aber ohne Pleochroismus. Der Achsenwinkel ist verhältnismäßig klein, der Charakter +. Die Auslöschung auf (010) beträgt angenähert 45° , genaue Bestimmung ist nicht möglich wegen der mangelhaften Spaltrisse. Niemals ist Kristallform zu erkennen. Meist sind größere Individuen in unregelmäßig begrenzte Stücke aufgelöst, deren Zusammengehörigkeit man nur an derselben Orientierung erkennt. Zwischen den größeren Stücken liegen feingekräuselte Aggregate desselben Pyroxens. Auch wurmförmige Gebilde kommen

vor. Die ganze Pyroxenmasse ist gern mit Quarzkörnern oder Quarzstengeln erfüllt, welche sämtlich parallel liegen. Das Verhältnis dieses Pyroxens (Omphazit?) zur Hornblende ist dergestalt, daß man an eine Umwandlung der Hornblende in Pyroxen denken muß: die Grenze gegen die Hornblende ist stets unscharf und es tritt dort eine Vermischung von Hornblende und Pyroxenaggregaten ein; Pyroxengebilde dringen ferner in die Hornblende ein, als ob sie sich hineingefressen hätten; bisweilen sind sogar Hornblendeindividuen durch Pyroxenaggregate in mehrere Stücke zerlegt. Es liegt also eine ähnliche Erscheinung vor, wie sie bei den porphyrischen Gesteinen als Resorption der Hornblende bekannt ist.

Neben Hornblende und Pyroxen findet man sehr häufig langgestreckte Klinozoisitsäulen mit anomalen blauen, seltener gelblichen Interferenzfarben. Vereinzelt kommt auch Epidot mit höherer Doppelbrechung vor. Die zahlreichen Granatkristalle sind reich an Mikrolithen von Zirkon und Titanit; auch Quarz-, Hornblende- und Rutil-einschlüsse sind vorhanden. Titanit und Rutil sind auch sonst nicht selten, letzterer wohl auch von ersterem umschlossen. Häufig wird Rutil von Titaneisen umrahmt. Feldspat fehlt vollständig.

Von ganz besonderer Bedeutung für das Verständnis der Amphibolite und Eklogite sind Gesteine, welche ich in der Sammlung des Herrn v. Troll vom Lindenhof bei Krumbach fand. Es sind Gesteine, deren Diabasstruktur sofort in die Augen springt. Man sieht deutlich, wie eine sehr dunkle Hornblende von zahlreichen Feldspatleisten durchspießt wird. Außerdem gewahrt man in einer Anzahl der Handstücke noch dunklen Biotit. Herrn v. Troll bin ich zu großem Danke verpflichtet, daß er mir diese wertvollen Funde ganz zur Verfügung stellte. Sie stammen nach v. Trolls Angaben aus dem in den Tiefenbach mündenden Graben, welcher die Gemeinden Lichtenegg und Aigen abgrenzt, und wurden dort anstehend beobachtet. Später fand ich selbst im Amphibolitzug Zöbern—Schäffern als Gerölle ein ähnliches Gestein mit Diabasstruktur.

Den wichtigsten Bestandteil eines dieser Gesteine, welches biotitfrei ist, bildet grünliche Hornblende mit schwachem Pleochroismus. *c* ist mattgrün gefärbt, wie man es nicht selten bei Strahlsteinen sieht, *b* gelblichgrün, *a* gelblich, fast farblos. Bei manchen Durchschnitten ist überhaupt keine Farbe zu sehen. Sehr häufig sind Reste einer braunen Hornblende in der grünen eingeschlossen. In einem Durchschnitt \neq (010) zum Beispiel sieht man mehrere unregelmäßig begrenzte braune Flecken ohne Pleochroismus mit einer Auslöschung von $23-24^\circ$. Enggescharte, dunkle, staubförmige Einschlüsse \neq (001) treten deutlicher hervor als die prismatische Spaltbarkeit. Um diese braunen Flecken lagert sich gelblichbraune, bedeutend schwächer gefärbte Hornblende mit vielen regellos zerstreuten, staubförmigen Einschlüssen. Die Auslöschung dieser Hornblende beträgt nur noch $9-10^\circ$, ihre Doppelbrechung ist etwas geringer als die der braunen, die Anordnung der Einschlüsse nach (001) wird undeutlicher, ist aber doch manchmal noch gut zu erkennen. Nach außen verschwinden die Einschlüsse vollständig, die Farbe wird grün, wie oben angegeben. Auslöschung und Doppelbrechung bleiben dieselben. Daß es sich

wirklich um ein einheitliches Individuum handelt, zeigen die durchgehenden Spaltrisse nach dem Prisma. In anderen Durchschnitten haben die braunen Stellen deutlichen Pleochroismus von gelblichbraun zu gelblich. Die Auslöschung der grünen Hornblende kann bis 16° betragen.

Die Plagioklasbestimmung wird sehr erschwert durch zahlreiche Einschlüsse. Stets angenähert gerade Auslöschung weist auf Oligoklas hin. Die meist wolkige Auslöschung zeigt, daß der Anorthitgehalt innerhalb kleiner Grenzen schwankt.

Die Einschlüsse im Plagioklas bestehen aus Zoisit, der meist lange, schmale Nadeln mit \pm Charakter der Hauptzone bildet. Positiv sind alle Durchschnitte mit niedrigen Interferenzfarben, die übrigen sind negativ. Die Achsenebene liegt \perp zur Längserstreckung der Nadeln. Der $+$ Achsenwinkel nähert sich 0° . Querschnitte [\mp (010), nach der Aufstellung Weinschenk's] zeigen die Flächen (100) und (101) recht scharf und sind parallel der Achsenebene. Die Doppelbrechung geht auf diesen Querschnitten bis 0.007, die Interferenzfarben sind stets normal. Nach alledem ist es Zoisit β .

Ziemlich häufig findet sich noch ein farbloser Klinochlor mit negativem Charakter der Hauptzone und $+$ kleinem Achsenwinkel. Die Zwillinge löschen bei 2° aus. Dazu kommt endlich noch etwas Apatit und große Stücke von Rutil.

Die Struktur ist ausgezeichnet ophitisch. Große Hornblendeindividuen sind durchspießt von Plagioklasleisten oder umschließen solche vollständig. (Taf. XXV, Fig. 4.)

In einem anderen biotitreichen Gestein hat die Hornblende wieder ein sehr verschiedenartiges Aussehen. Zunächst fällt eine basaltische Hornblende auf, bei der *c* tiefrotbraun, *b* rötlichbraun, *a* hellgelb erscheint. Die Auslöschung beträgt etwa 4° , die Doppelbrechung gegen 0.040, der Charakter ist negativ. Die Dispersion der Achsen ist groß $\nu > \rho$. Häufig sind braungrüne Flecken in dieser Hornblende, welche schwächere Doppelbrechung und größere Auslöschung zeigen. Einschlüsse von Sagenit sind häufig. An anderen Stellen des Schliffes ist die Hornblende grün und braun, oft beide Farben im selben Individuum. Es ist dann *c* entweder grün oder bräunlichgrün, *b* grün, manchmal ist auch hier noch etwas vom braunen Ton zu sehen, *a* ist stets farblos oder nur schwach gelblich. Der Pleochroismus ist zwar stets deutlich, steht aber doch weit hinter dem der rotbraunen Hornblende zurück. Die Doppelbrechung ist dieselbe wie bei der gemeinen Hornblende, die Auslöschung auf (010) geht bis 15° . Auch farblose Hornblende mit braunem Rand kommt vor. Neben den gewöhnlichen Zwillingen nach (100) findet man häufig Verwachsungen, die keine Regelmäßigkeit erkennen lassen. Die grüne Hornblende stimmt mit der im vorigen Schliff überein. Sagenit ist auch hier vorhanden.

Der Biotit, makroskopisch schwarzbraun, pechglänzend, mit sehr kleinem Achsenwinkel auf Spaltblättchen, ist u. d. M. in der Längsrichtung fast ganz dunkel, quer dazu hellgelb, in der Zwischenstellung herrscht gelblichgrüne Färbung vor. In der Nähe der basaltischen Hornblende ist auch der Biotit tiefrotbraun gefärbt, teils ganz, teils nur in einzelnen Lamellen, während die anderen noch den grün-

lichen Ton haben. Der Pleochroismus der rotbraunen Biotite ist fast genau gleich der basaltischen Hornblende, so daß eine Verwechslung leicht möglich wäre. Dagegen schützt die vollkommene Spaltbarkeit und die schwächere Lichtbrechung des Biotits. Auch geht bei ihm das Rotbraun beim Drehen des Objektisches durch grünliche Farbtöne in Gelb über, was bei der Hornblende niemals vorkommt.

Ein makroskopisch goldgelbes Mineral, dessen Achsenwinkel in Spaltblättchen beinahe so groß erscheint wie der des Muskovits, ist u. d. M. dunkelbraun, in der Längsrichtung gefärbt, quer dazu ist die Farbe etwas heller und gelblich, der Pleochroismus also sehr unbedeutend. Die Doppelbrechung ist ebenfalls sehr schwach. Man sieht nur eine Aufhellung des Gesichtsfeldes, aber keine bunten Interferenzfarben. Vielleicht ist es verrosteter Chlorit. Der Biotit enthält manchmal Lamellen dieses braunen Minerals, so daß also wohl eine Umwandlungserscheinung vorliegt.

Der Plagioklas ist hier etwas frischer als im vorigen Diabas. Die Auslöschung $\perp M$ und P beträgt im Kern 0° , am Rand ungefähr 10° , $\perp c$ schwankt die Auslöschung um 0° , es ist also der Hauptsache nach Oligoklas, obschon auch albitreichere Teile vorhanden sind. Auch hier ist der Plagioklas mit Zoisit β erfüllt, der dieselben Eigenschaften hat wie im anderen Gestein. Von Nebengemengteilen sind noch größere Stücke von Apatit und ziemlich viel gelblicher Titanit zu erwähnen.

Die Struktur ist auch hier manchmal deutlich ophitisch, aber doch nicht mehr so gut erhalten wie im früher beschriebenen Gestein.

Nach diesen Funden ist wohl der Schluß berechtigt, daß die Amphibolite und Eklogite der Krumbacher Berge aus Diabasen hervorgegangen sind. Damit dieses auch aus der chemischen Zusammensetzung seine Bestätigung fände, hatte Herr Hofrat Professor Dr. E. Ludwig in Wien die große Liebenswürdigkeit, sowohl einen Diabas aus der Nähe von Krumbach (1) — das zuerst beschriebene Gestein mit Diabasstruktur — als auch einen Amphibolit aus dem Zuge Zöbers-Schäffern (2) zu analysieren, beziehungsweise durch seinen Demonstrator Herrn Lehner analysieren zu lassen, wofür ich beiden hier meinen ehrerbietigsten Dank ausspreche.

| Analysiert von | 1. Demonstrator Lehner | 2. Professor E. Ludwig | In Molekularprozenten | |
|---------------------|------------------------------|------------------------------|-----------------------|-------|
| | | | 1. | 2. |
| SiO_2 | 49·42 | 55·64 | } 52·05 | 59·13 |
| TiO_2 | 0·68 | 0·40 | | |
| Al_2O_3 | 16·98 | 16·35 | 12·37 | 12·08 |
| Fe_2O_3 | 2·59 | 3·32 | — | — |
| FeO | 6·06 | 6·27 | 7·33 | 8·14 |
| MgO | 9·04 | 4·95 | 14·14 | 7·85 |
| CaO | 9·80 | 8·41 | 10·94 | 9·52 |
| K_2O | 0·63 | 0·51 | 0·42 | 0·34 |
| Na_2O | 2·73 | 2·87 | 2·75 | 2·94 |
| H_2O | 2·62 | 1·47 | — | — |
| MnO | Spur | Spur | — | — |
| H_3PO_4 | Spur | Spur | — | — |
| Summe | 100·55 | 100·19 | — | — |

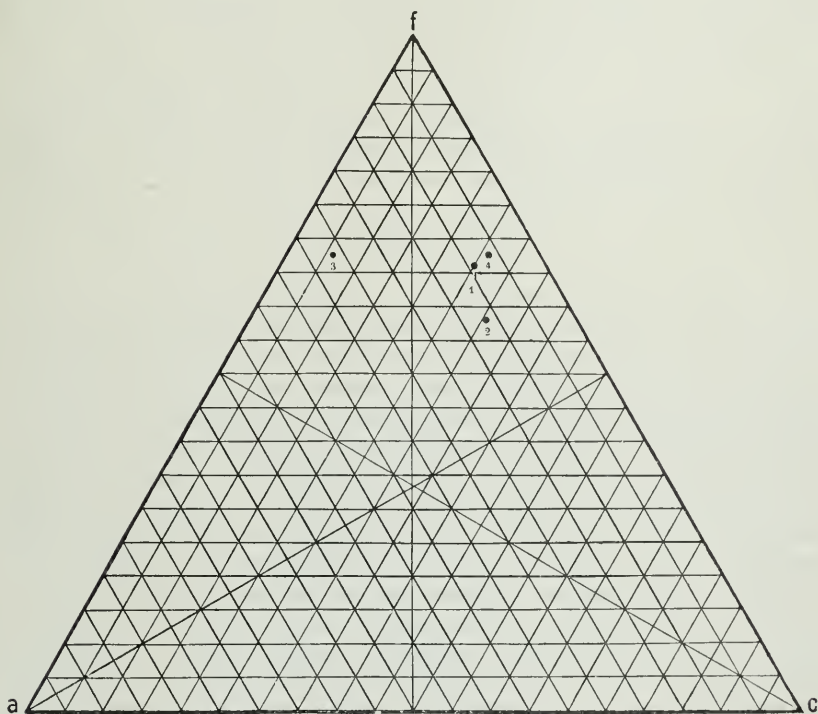
Daraus folgen die Gruppenwerte:

1. $S = 52.05$, $A = 3.17$, $C = 9.20$, $F = 23.21$, $n = 8.7$
 $s = 52.05$, $a = 1.8$, $c = 5.0$, $f = 13.2$.
2. $S = 59.13$, $A = 3.28$, $C = 8.80$, $F = 16.71$, $n = 9.0$
 $s = 59.13$, $a = 2.3$, $c = 6.1$, $f = 11.6$.

Die Typenformeln sind also:

1. $s_{52.05} a_{1.8} c_5 f_{13.2} n_{8.7}$
2. $s_{59.13} a_{2.3} c_{6.1} f_{11.6} n_9$.

Fig. 4.

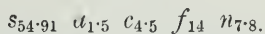


- 1 Diabas (pag. 313). — 2 Amphibolit (pag. 310). — 3 Wechselgneis (pag. 321).
 4 Grünschiefer (pag. 321).

Die Projektion im Osann'schen Dreieck (Fig. 4, 1 und 2) bringt beide Gesteine in den Sextanten der basischen Eruptivgesteine, doch stehen sie chemisch dem Gabbro näher, als dem Diabas. Am meisten verwandt mit 1 ist der Olivingabbro von Pigeon Point¹⁾:



oder auch der Gabbro aus dem Radautal im Harz (ib. pag. 424):



¹⁾ A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine, I. Tschermak's mineral.-petrographische Mitteilungen XIX, pag. 423.

2 nähert sich am meisten dem Metaphyr vom Monte Mulatto bei Predazzo ¹⁾):

$$s_{58.11} \quad a_{2.5} \quad c_6 \quad f_{11.5} \quad n_{5.7};$$

auch die Ätnalaven sind nahestehend (l. c. pag. 451):

$$s_{54.39} \quad a_{2.5} \quad c_5 \quad f_{12.5} \quad n_8.$$

Der ziemlich bedeutende Überschuß von SiO_2 im Amphibolit (2) gegenüber dem Diabas (1) und der geringere MgO -Gehalt dürften wohl bei sonstiger Übereinstimmung keine Schwierigkeit bilden gegen die Ableitung der Amphibolite aus dem Diabas. Es könnte ja vom Granit her Quarz zugeführt worden sein und überhaupt der ursprüngliche Diabas mannigfaltige Zusammensetzung aufgewiesen haben, wie schon die zwei mikroskopisch untersuchten Varietäten zeigen.

Es wird sich wohl im großen und ganzen um Diabasdecken handeln, welche meist konkordant den Schiefem eingeschaltet sind. Nach der geologischen Spezialkarte würde man allerdings zu übertriebenen Vorstellungen von der Mächtigkeit dieser Decken kommen; was dort als „Hornblendegneis“ eingetragen wurde, ist in Wirklichkeit ein Schichtsystem, in welchem Schiefer mit Amphibolitlagern abwechseln, wie man bei guten Aufschlüssen leicht erkennt. Eine solche Zusammenfassung ließ sich ja schwer umgehen, da eine Sonderung, wenigstens im Maßstab 1:75.000, ganz unmöglich wäre, übrigens auch wenig Zweck hätte. Konkordanz zwischen Schiefer und Amphibolit ist also die Regel. Doch sieht man unterhalb der Ruine Ziegersberg Lagerungsverhältnisse, welche auf ein Durchgreifen des Amphibolits hinweisen. Die mangelhaften Aufschlüsse verbieten es leider, in einer Zeichnung dieses zu veranschaulichen.

An letztgenannter Stelle durchschwärmen den Amphibolit zahlreiche Pegmatitgänge, welche auf die Nähe des Granits hinweisen. Tatsächlich stößt man auf diesen oberhalb der Ruine Ziegersberg. Überhaupt sind saure granitische Ganggesteine im Amphibolit eine gewöhnliche Erscheinung. Meist sind es Aplite, welche die dunklen Gesteine in scharf abgegrenzten Gängen durchsetzen. Wohl kaum ein größerer Amphibolitaufschluß entbehrt solcher Gänge. Sehr schön sind sie zu beobachten an der Straße vom Talarhof bei Kranichberg zum Ramssattel. Die Beschaffenheit der Aplite wurde früher schon beschrieben (pag. 291). Damit ist aber auch hier die Frage nach der Ursache der Metamorphose in befriedigender Weise gelöst: Wie die Schiefer durch den Granit in Albitgneise und Glimmerschiefer umgewandelt wurden, so wurden unter dem Einfluß desselben Granits aus den Diabasen Amphibolite und Eklogite. Letztere sollen nach Grubenmann ²⁾ Umwandlungsprodukte der größten Tiefe sein, während Amphibolite nach ihm der mittleren Tiefenzone angehören. Hier ist das ausgeschlossen, weil die Eklogite als schmale Bänder im Amphibolit vorkommen, es wäre also eine Vermischung beider Tiefenzonen, das heißt eine Unmöglichkeit.

¹⁾ Idem II, Tschermaks Mitteil. XX., pag. 459.

²⁾ Grubenmann, Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl., pag. 79.

II. Die Gesteine des Wechselmassivs.

Waren die bis jetzt behandelten Gesteine ziemlich abwechslungsreich, so treffen wir im eigentlichen Wechselmassiv eine große Eintönigkeit an. Sich im großen und ganzen stets gleichbleibende „Wechselgneise“ herrschen vor. Nur in der Nähe von Aspang finden sich in ihnen häufiger Einlagerungen von grünen, teils massigen, teils schiefrigen Gesteinen. Sie sollen im folgenden „Grünschiefer“ genannt werden. Auf dem Wechselkamm selbst fallen bei Mönichkirchen Granatglimmerschiefer auf, welche auf dem Wege zur „Steinernen Stiege“ lange Zeit anhalten. Es ist mir nicht klar geworden, ob diese dem Wechselmassiv selbst angehören, oder ob es Teile des nördlichen Gebirgssystems sind, bei den verwickelten tektonischen Verhältnissen wäre das letztere wohl möglich¹⁾.

Von den Gesteinen des Wechselmassivs besitzen wir eine Beschreibung aus dem Jahre 1883 von A. Böhm²⁾. Ich kann mich also kurz fassen und beabsichtige nur einige Ergänzungen zu bringen.

1. Der Wechselgneis.

Böhm nennt dieses Gestein Albitgneis (l. c. pag. 200); da sich aber Albitgneise auch im nördlichen Gebirge finden, so wurde schon früher³⁾, um Verwechslungen vorzubeugen, der Name „Wechselgneis“ gewählt. Es ist ein sehr charakteristisches Gestein von stets deutlicher Schieferung, mit hellen, silberglänzenden, manchmal etwas grünlichen Schieferflächen. Im Querbruche treten in den gröberen Varietäten weiße, gerundete Knoten mit zahlreichen Einschlüssen deutlich hervor. Es ist Albit. In feinkörnigeren Gesteinen von glimmerschieferartigem Habitus fehlen diese Albitknoten.

Als Hauptbestandteil ergibt sich u. d. M. in der Mehrzahl der Gesteine Albit, der sich stets an seiner geringen Lichtbrechung und nach seiner Auslöschung auf Schnitten $\perp a$, a und c als solcher zu erkennen gibt. Kristallform fehlt stets, gerundete Umrisse sind die Regel. Zwillingslamellen kommen selten vor. Das Mineral ist wasserklar und zeigt keine Spur einer Zersetzung. Es ist aber ungemein reich an Einschlüssen, welche allen übrigen Mineralien des Gesteins angehören können und niemals Kristallform zeigen.

Der Quarz tritt auf in wechselnder Menge. Meist ist er zertrümmert und enthält viele Flüssigkeitseinschlüsse.

¹⁾ Nach H. Mohrs neuestem Bericht (Sitzung der mathem.-naturw. Klasse der Kais. Akad. d. Wissensch. vom 20. Oktober 1910, Akademischer Anzeiger Nr. XX) fanden sich nun auch im Wechselmassiv (seiner Wechseldecke) „echte Amphibolite, Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer und ein Orthogneis von stark-saurer Beschaffenheit, der in seiner Umgebung von Apliten und turmalinführenden Quarzgängen begleitet wird“. Ob es sich nicht auch hier um überschobene Teile des nördlichen Gebirges handelt?

²⁾ A. Böhm, Über die Gesteine des Wechsels. Tschermaks mineral.-petrograph. Mitteil. 1883, N. F., Bd. V, pag. 197—214.

³⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, pag. 44.

Muskovit, gewöhnlich parallel der Schieferung gelagert, ist stets in großer Menge vorhanden. Neben ihm ist meist noch Pennin zu beobachten. Er ist von außergewöhnlich tiefem Grün und starkem Pleochroismus, so daß quer zur Längserstreckung die Farbe nur noch gelblich ist. Die Interferenzfarben sind anomal blau oder violett, der Charakter der Hauptzone +. Äußerst selten sind noch Biotitlamellen von chokoladebrauner bis hellgelber Farbe erhalten, welche also zeigen, daß der Chlorit ein Zersetzungsprodukt ist¹⁾.

Als Nebenprodukt dieser Zersetzung ist wohl der Epidot aufzufassen, der besonders gern in Verbindung mit Chlorit auftritt. Seine Doppelbrechung ist hoch. Manchmal hat er einen Kern von Orthit mit deutlichem Pleochroismus von grünlich bis gelb.

Wohl in allen Schläfen finden sich Zirkon, Apatit und Eisenglanz; Rutil ist selten, Turmalin aber häufiger. Er zeigt zonaren Aufbau mit braunem Kern und bläulichem Rand. In einem Handstück tritt der Turmalin auch makroskopisch hervor, und zwar in langen, schmalen Säulen. Granat und Kalzit, welche Böhm (l. c. pag. 205 und 208) angibt, waren in den von mir untersuchten Gesteinen nicht vorhanden.

Auch die makroskopisch glimmerschieferartigen Gesteinsvarietäten haben dieselbe Zusammensetzung, obschon die Albite nicht deutlich in Knoten hervortreten. Ihr Habitus ist teils in ursprünglich feinerem Korn von Quarz und Albit begründet, teils rührt er von Zertrümmerungserscheinungen her. Im letzteren Falle sind entweder die Albitkörner am Rande zertrümmert und der Albit wird von kataklastischen Quarz- und Albitstückchen umhüllt, oder es bilden sich Risse im Albit und diese Risse sind ausgefüllt mit neugebildetem Quarz. Es fällt also wohl die Zertrümmerung in die letzte Phase der Gesteinsmetamorphose, als nur noch Quarzlösungen im Gestein zirkulierten.

Echte Glimmerschiefer, welche Böhm pag. 208 beschreibt, fand ich nicht. Jedenfalls haben sie im Wechsel, wie auch Böhm l. c. betont, durchaus keine Bedeutung.

2. Die Grünschiefer.

Cžjžek spricht in seiner Arbeit über den Wechsel²⁾ von „Hornblendeschiefern“ im Wechselmassiv, und zwar von mehreren Zügen: „Südlich von Aspang erscheint nahe dem granitischen Gneis ein zweiter Zug von Hornblendeschiefer im Glimmerschiefer eingelagert.“ „Weiter westlich geht über St. Peter durch den großen Pischinggraben (Gr.-Pöstingtal) ein dritter Hornblendeschieferzug, der bei Langeck und unter dem Kampstein ausläuft“ (pag 475). Böhm nennt diese Gesteine (l. c. pag. 210) „Chloritgneise“. Auch der auf pag. 212 von ihm beschriebene „Hornblende-Epidotschiefer“ scheint in diese Gesteinsgruppe zu gehören. Sowohl die Bezeichnung Cžjžeks als auch die Böhms ist unglücklich gewählt, da sie entweder einen ganz

¹⁾ Böhm spricht l. c. pag. 203 von einem „grünen Biotit“. Damit ist wohl der Pennin gemeint.

²⁾ Joh. Cžjžek, Das Rosaliengebirge und der Wechsel. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, Bd. V.

untergeordneten oder einen nicht charakteristischen Bestandteil bei der Benennung in den Vordergrund stellen. Ich ziehe deshalb einstweilen den Namen Grünschiefer vor. Wenn er auch nicht viel besagt, so enthält er doch wenigstens nichts Falsches und als Grünschiefer kann das Gestein überall leicht wiedererkannt werden. Die Bezeichnung „Schiefer“ ist allerdings nicht immer einwandfrei, da auch massige Ausbildung vorkommt. Doch sieht man selbst in diesen häufig schieferige Partien, so daß im Aufschluß der schieferige Habitus gewahrt bleibt.

Die massigen Varietäten sind feste, widerstandsfähige Gesteine und eignen sich sehr zu Bauzwecken. Darum fanden sie auch allenthalben beim Bahnbau Verwendung. Makroskopisch erkennt man in ihnen zahlreiche Albitkörner, grünlichgelben Epidot, grünen Chlorit und etwas Pyrit. Manchmal kommt auch Kupferkies vor, der an der Oberfläche zu Malachit verwittert ist. Bei den vollkommen schieferigen Varietäten sieht man mit bloßem Auge fast nur den dunkelgrünen Chlorit. So erklärt sich der alte Name „Chloritschiefer“.

U. d. M. unterscheiden sich beide Varietäten nur unwesentlich, so daß ihre Beschreibung zusammengefaßt werden kann. Der Albit ist ebenso entwickelt wie in den Wechselgneisen und ist ebenso reich an Einschlüssen wie dort. Quarz tritt in wechselnder Menge auf und kann auch fast ganz fehlen. Der Chlorit zeigt sehr starken Pleochroismus: in der Längsrichtung grün, mit bläulichem Ton, quer dazu gelb bis fast farblos. Die Interferenzfarbe ist gelblichbraun, wie es scheint, anomal, da durch Addition einer Farbenordnung das intensive Blau zweiter Ordnung entsteht. Die Doppelbrechung geht sicher nicht über 0.006, wahrscheinlich ist sie noch etwas geringer. Der Charakter der Hauptzone ist negativ, im Gegensatz zu den Chloriten des Wechselgneises. Der Achsenwinkel ist ziemlich groß, der Charakter positiv. Es ist also Klinochlor. Reste von Biotit fehlen. Muskovit ist nicht selten, bildet aber immer nur schmale Leisten, welche gewöhnlich mit Chlorit parallel verwachsen sind. Die Hornblende, ein untergeordneter Bestandteil und nicht in allen Gesteinen vorhanden, bildet schmale Leisten oder Querschnitte; *c* ist blaugrün, *b* grün, *a* schwach gelblichgrün bis gelblich. Die Auslöschung auf (010) beträgt 15°. Der eingemalte farblose Rand zeigt höhere Doppelbrechung, aber dieselbe Auslöschung.

Einen sehr wichtigen Bestandteil bildet der Epidot. Er ist deutlich pleochroitisch; in Schnitten nach (010) ist *a* farblos, *c* hellgelb. Zwillinge nach (100) zeigen auf der Längsfläche Auslöschung von 4° nach hinten. Die Interferenzfarben letzterer Schnitte gehen bis zum Grünlichgelb dritter Ordnung. Da die Dicke des Schlifves kaum über 20 μ beträgt, so ergäbe das eine Doppelbrechung von 0.070. Die Dispersion der Mittellinien ist auch im Dünnschliff noch deutlich zu erkennen an der unvollständigen Auslöschung. Das Mineral tritt in zahlreichen, meist großen Stücken auf, die keine Kristallform zeigen und gewöhnlich einschlußfrei sind; bisweilen umschließen sie aber auch Chlorit, Hornblende und Quarz.

Titanitkörner, meist von länglicher Form, sind sehr häufig, ebenso häufig sieht man größere Stücke von Kalzit. Das allenthalben

vorkommende, scharf umgrenzte Eisenerz ist magnetisch und titanfrei, also Magnetit.

Die Schieferstruktur wird durch die Muskovit- und Chloritlagen hervorgebracht, welche sich um die übrigen Bestandteile, besonders gern um den Epidot herumwinden. An den Stellen, wo Chlorit fehlt oder selten wird, ist auch keine oder nur unvollkommene Schieferung vorhanden. Drückerscheinungen sind nicht notwendig mit der Schieferung verbunden. Wo sie aber vorhanden sind, bewirken sie undulöse Auslöschung des Albits oder Zerlegung desselben in Bruchstücke, ohne Neubildung von Mineralien.

Für die Beurteilung der geologischen Natur dieser Grünschiefer fehlen zuverlässige Anhaltspunkte. Sie bilden südlich von Aspang mehrere Parallelzüge in den Wechselgneisen und sind ihnen, soweit meine Beobachtungen reichen, stets konkordant eingelagert. Auf den ersten Blick könnte man also in ihnen ein ursprünglich kalkig-toniges Sediment vermuten, welches mit den Tonschiefern, die jetzt als Wechselgneise erscheinen, wechsellagerte. Das Fehlen einer jeden Andeutung von eruptiver Struktur würde dann nach derselben Richtung hinweisen. Doch bietet für eine solche Anschauung schon der hohe Titanitgehalt eine große Schwierigkeit.

Um über diese Frage sowie auch über die chemische Zusammensetzung des Wechselgneises Aufschluß zu erlangen, bat ich Herrn Horrat E. Ludwig, auch diese Gesteine zu analysieren. Er ließ die Analyse ausführen durch seine beiden Demonstratoren Herren Lehner und Loserth, wofür ich sowohl ihm als auch den beiden Herren herzlich danke.

| | 3. | 4. | Molekularprozent | |
|--|---|--|------------------|-------|
| | (Wechselgneis) | (Grünschiefer) | 3. | 4. |
| | Analysiert von Demonstrator Lehner | Analysiert von Demonstrator Loserth | | |
| <i>SiO₂</i> | 71·53 | 42·32 | } 78·77 | 49·71 |
| <i>TiO₂</i> | 1·69 | 3·51 | | |
| <i>Al₂O₃</i> | 14·24 | 15·89 | 10·82 | 12·29 |
| <i>Fe₂O₃</i> | 2·21 | 6·10 | — | — |
| <i>FeO</i> | 2·59 | 6·76 | 4·19 | 8·14 |
| <i>MgO</i> | 1·74 | 7·45 | 2·85 | 12·35 |
| <i>CaO</i> | 0·54 | 10·05 | 0·63 | 11·90 |
| <i>K₂O</i> | 1·97 | 0·53 | 1·37 | 0·37 |
| <i>Na₂O</i> | 1·30 | 1·89 | 1·37 | 2·02 |
| <i>H₂O</i> | 2·31 | 3·53 | — | — |
| <i>CO₂</i> | — | 2·35 | — | — |
| <i>MnO</i> | Spur | Spur | — | — |
| <i>H₃PO₄</i> | Spur | Spur | — | — |
| Summe | 99·52 | 100·38 | — | — |

Die Gruppenwerte sind nach Osann und Grubenmann:

| | 3. | 4. | | 3. | 4. |
|--------------------|-------|-------|--------------------|-------|-------|
| <i>S</i> | 78·77 | 49·71 | <i>s</i> | 78·77 | 49·71 |
| <i>A</i> | 2·74 | 2·39 | <i>a</i> | 5·3 | 1·3 |
| <i>C</i> | 0·63 | 9·90 | <i>c</i> | 1·2 | 5·2 |
| <i>F</i> | 7·04 | 25·71 | <i>f</i> | 13·5 | 13·5 |
| <i>M</i> | 0·0 | 2·0 | — | — | — |
| <i>T</i> | 7·45 | 6·0 | — | — | — |
| <i>n</i> | 5·0 | 8·5 | <i>n</i> | 5 | 8·5 |

Also die Typenformel:

$$3. \quad s_{78.77} \quad a_{5.3} \quad c_{1.2} \quad f_{13.5} \quad n_5$$

$$4. \quad s_{49.71} \quad a_{1.3} \quad c_{5.2} \quad f_{13.5} \quad n_{8.5}$$

Die Projektion im Osannschen Dreieck (Fig. 4 [3 u. 4], pag. 315) zeigt ohne weiteres, daß der Wechselgneis (3) ein Sedimentgestein ist. Sein Projektionsort paßt für kein Eruptivgestein. Etwas anderes aber, was im Dünnschliff deutlich hervortrat, ist aus der Analyse leider nicht zu entnehmen. Der auffallend geringe Na_2O -Gehalt widerspricht durchaus dem Befund im Dünnschliff. Das Durchschnittsgestein enthält 40—50% Albit, wie sich u. d. M. nach der Rosiwal'schen Methode zweifellos feststellen läßt. Der Na_2O -Gehalt müßte also 5—6% betragen, anstatt 1·30. Der Widerspruch läßt sich wohl nur so lösen, daß im Analysenmaterial zufällig die schieferigen Bestandteile und Quarz vorherrschten. Eine im chemischen Laboratorium von St. Gabriel ausgeführte Natriumbestimmung an körnigem Gestein bestätigte dieses. Es ergab sich mehr als 7% Na_2O . Damit rückt dann der Projektionspunkt bedeutend weiter nach unten und nähert sich den Graniten, dadurch andeutend, daß das Gestein ein Gemenge von granitischem und sedimentärem Material ist.

Der Projektionspunkt des Grünschiefers (4) fällt in die Nähe des Diabases (1). Sehr verwandt ist ihm chemisch der Norit von der Harzburg im Harz¹⁾: $s_{50.43} \quad a_1 \quad c_5 \quad f_{14} \quad n_{5.3}$. Vielleicht, daß der Grünschiefer wirklich aus einem gabbroiden Gestein hervorgegangen ist. Die Struktur des Umwandlungsproduktes würde dieser Annahme wenigstens nicht widersprechen. Auch H. Mohr²⁾ spricht sich für die magmatische Entstehung der Grünschiefer aus und stützt sich dabei auf die „Homogenität ihrer mineralogischen Zusammensetzung“ und auf die „überaus scharfen Kontakte gegen die reichlich quarzführenden chloritfreien bis chloritarmen Albitgesteine ihres Hangend und Liegend“. Man kann zu letzterem noch hinzufügen, daß der Chlorit der Grünschiefer Klinochlor ist, während sich im Wechselgneis nur Pennin findet. Dadurch wird der Unterschied noch deutlicher.

¹⁾ A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. Tschermaks mineral.-petrogr. Mitteil. XIX, pag. 424.

²⁾ H. Mohr, Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone, pag. 180

3. Die Ursache der Metamorphose.

Die Wechselgneise sind echte Sedimente, das zeigen Struktur und Lagerungsverhältnisse. Andererseits aber weisen sie einen für Sedimente abnormal hohen Natrongehalt auf, was schon aus dem fast stets in zahlreichen großen Individuen hervortretenden Albit hervorgeht. Es taucht also die Frage auf: woher der hohe Albitgehalt?

Aus den ursprünglichen Sedimenten konnte er sich nicht bilden, da ein Sediment mit so hohem Na_2O -Gehalt unbekannt ist. Es bleibt also nur die Annahme übrig, daß er anderweitig zugeführt wurde. Aber aus welcher Quelle stammt der Albit? Das ist die wichtige Frage, die hier untersucht werden muß.

Wir sahen, wie im nördlichen Gebirgssystem aus dem Granitmassiv Albit in die Schiefer gebracht wurde, teils als Lösung, teils in schon kristallisiertem Zustand, und wie sich so zweierlei Albitgneise bildeten. Die Ähnlichkeit besonders der Albitgneise erster Art (pag. 296) mit den Wechselgneisen ist sehr auffallend. Hier wie dort sind es albitreiche Schiefer, deren Albite Quarzeinschlüsse enthalten. Der wesentliche Habitus der Gesteine ist derselbe, wenn auch in den Wechselgneisen die Albite als Knoten meist deutlicher hervortreten und gewöhnlich auch noch die übrigen Bestandteile als Einschlüsse enthalten, so gibt es doch auch unter ihnen Gesteine, welche von Knoten nichts mehr erkennen lassen und in deren Albiten nur Quarzkörner eingeschlossen sind¹⁾. Von den Gesteinen im nördlichen Gebirge läßt sich nun deutlich nachweisen, daß sie durch den Granit, durch von ihm ausgehende albitreiche Lösungen zu Albitgneisen wurden. Sie liegen ja unmittelbar neben dem Granit, in einem Schieferkomplex, der vom eindringenden Granit in der verschiedenartigsten Weise stark beeinflußt wurde. Wir haben deshalb das Recht, auch für die so ähnlichen Wechselgneise eine ähnliche Entstehung anzunehmen, also auch für sie ein Granitmagma zu postulieren, welches dem im nördlichen Gebirge ähnlich oder vielleicht sogar mit ihm identisch ist.

Aber, und das ist die Schwierigkeit, während dort die Beziehungen zum Granit allenthalben klargestellt sind, da der Granit häufig selbst im Schiefer wieder auftaucht, oder Granitinjektionen oder Pegmatit-Aplitgänge im Nebengestein sichtbar werden, fehlen in dem großen Areal, welches der Wechselgneis einnimmt Granitdurchbrüche, so weit meine Beobachtungen reichen, vollständig; Granitadern wurden niemals beobachtet, sondern überall herrscht derselbe eintönige Wechselgneis; Verschiedenheit zeigt sich nur darin, daß feinkörnige Partien mit solchen von größerem Korn wechsellagern, wobei aber der Mineralbestand im wesentlichen derselbe bleibt. Ebenso wenig wurden Pegmatitgänge gefunden, welche sich denen im nördlichen Gebirgssystem vergleichen ließen. Dafür aber treten häufig

¹⁾ Mohr sagt in der früher zitierten Arbeit, pag. 183: „Der Granit zeigt weder an seinem Hangend- noch an seinem Liegendkontakt Gesteine, die sich im entferntesten mit den Albitgneisen des Wechsels vergleichen ließen.“ Das ist, wenigstens für die Umgebung von Aspang, durchaus unrichtig, da im Gegenteil die Ähnlichkeit, wie aus der vorausgehenden Gesteinsbeschreibung sich ergibt, eine sehr große ist.

Quarzgänge auf, bisweilen von großer Mächtigkeit (vergl. A. Böhm, l. c. pag. 199). Vielleicht aber könnte eine Beobachtung an diesen Quarzgängen für unsere Frage von Bedeutung sein. In einigen Fällen bestehen diese Gänge nicht aus reinem Quarz, sondern aus einem Gemenge von Quarz und Feldspat mit wenig Chlorit. Der Feldspat ist Albit mit zahlreichen Quarzeinschlüssen. Letztere zeigen deutliche Kristallform mit abgerundeten Ecken. Den im Albit eingeschlossenen Quarzkristallen fehlt die Kataklase, während jener Quarz, welcher als letzte Ausfüllungsmasse erscheint, fast vollständig zerrieben wurde. Der Chlorit ist Pennin mit violetten Interferenzfarben und positivem Charakter der Hauptzone. Er enthält manchmal Reste von Biotit mit deutlichem Biotit-Pleochroismus und hohen Interferenzfarben. Daneben findet man wenig Muskovit, wie es scheint nur auf Rissen. Zirkon ist sehr häufig, Apatit seltener.

Diese Gesteine mit der ausgesprochenen granulitischen Struktur lassen wohl kaum eine andere Deutung zu, als die eines sauren Spaltungsgesteins von aplitischem-pegmatitischem Habitus. Das Fehlen des Kalifeldspates kann keine Schwierigkeit bedeuten, da dieses Mineral auch im nördlichen Gebirgsteil nur einmal in den Spaltungsgesteinen beobachtet wurde. Es würden also diese aplitischem-pegmatitischen Gebilde auf ein Eruptivgestein hinweisen, das unter den Wechselgneisen verborgen ist, selbst aber nirgendwo bis an die Oberfläche vordringt.

Schon früher¹⁾ wurde diese Ansicht ausgesprochen und die Identität dieses hypothetischen Eruptivgesteins mit dem Granit des nördlichen Gebirges als wahrscheinlich bezeichnet: „Der Granit bildet ein großes Massiv, welches bei Kirchberg angeschnitten ist und sich wahrscheinlich unter den Wechsel erstreckt.“ H. Mohr stellt diese Annahme als „völlig haltlos, ja als mit den tatsächlichen Verhältnissen direkt im Widerspruch stehend“ hin²⁾. Wie sucht Herr Mohr diesen schweren Vorwurf zu beweisen? Nach meiner Auffassung sollten, wie Mohr schreibt, „die Gneismassen des Wechsels den ersten, die Glimmerschiefer (der kristallinen Kernserie!) den zweiten Grad der Metamorphose bezeichnen“. Damit steht aber nun, nach Mohr, im Widerspruch die Verbreitung der Wechselgneise und Glimmerschiefer, weil diese unmittelbar neben dem Granit liegen, jene in größerer Entfernung. Der Widerspruch fällt aber sofort, wenn man meine Auffassung liest, wie ich sie damals niedergeschrieben: „An den Granit im Rosaliengebirge schließen sich unmittelbar im Kontakt dieselben Albitgneise an, wie sie den Wechsel zusammensetzen oder aber granatführende Glimmerschiefer und diese mit zahlreichen Pegmatitgängen“ (l. c.). Also unmittelbar im Kontakt treten nicht nur Albitgneise, sondern auch Granatglimmerschiefer auf, das war und ist meine Meinung. Beide Arten von Gesteinen stellen einen hohen Grad der Metamorphose dar, welches Gestein unmittelbar neben dem Granit entstehen wird, hängt von Bedingungen ab, die wir nicht in jedem einzelnen Falle anzugeben

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1908, Bd. 58, pag. 45.

²⁾ Mitteil. der geol. Gesellsch. in Wien 1910, Bd. III, pag. 183.

imstande sind. Daß sie aber beide neben dem Granit liegen können, zeigen klar die Tatsachen. Herr Mohr kam wahrscheinlich zu seiner unrichtigen Auffassung durch den auf pag. 46 (l. c.) stehenden Satz: „Durch dieses Granitmassiv und seine Ausläufer wurden die ursprünglichen Tonschiefer teils in Gneis („Wechselgneis“), teils in Glimmerschiefer umgewandelt.“ Aus dem vorhergehenden ist aber klar, daß hier durch die Hintereinanderstellung nicht der Grad, sondern die Art der Metamorphose angegeben werden soll. Davon hätte Herrn Mohr auch ein anderer Satz überzeugen können, welcher auf pag. 47 der zitierten Arbeit zu finden ist, wo ausdrücklich die Granatglimmerschiefer als die höchste Stufe der Kontaktmetamorphose bezeichnet werden.

Es läßt sich überhaupt die Frage: wo ist die höchste Metamorphose? nicht immer so leicht entscheiden. Es wird das oft mehr vom ursprünglichen Schiefermaterial abhängig sein, als von den metamorphosierenden Agentien. Gewöhnlich werden beide Faktoren zusammenwirken und nur eingehende Detailstudien können Klarheit bringen. Diese ausführlichen petrographisch-geologischen Studien fehlen aber noch in der Umgebung von Kirchberg, auf die Mohrs Bemerkungen sich beziehen. Es liegen also bis jetzt noch keine Tatsachen vor, welche meinen Aufstellungen widersprechen würden.

Als solche Tatsache kann auch die Angabe Mohrs (l. c. pag. 183) nicht betrachtet werden, daß die dem Granit zunächstliegenden mesozoischen Kalkbänder (beim Kreuzbauern und im Koronagraben) vor jeglicher Kontaktmetamorphose verschont blieben, während in größerer Entfernung hochmetamorphe Albitgneise entstanden. Nach Mohr (l. c. pag. 175) gehört die Granitintrusion wahrscheinlich der jungpaläozoischen Zeit an. Danach ist es selbstverständlich, daß mesozoische Kalke nicht verändert wurden, während die älteren Albitgneise sich bilden konnten. Nimmt man aber ein jüngerer, etwa tertiäres Alter der Granitintrusion an, so können tektonische Prozesse den Kalk später in die Nähe des Granits gebracht haben, ja wir müssen das voraussetzen, weil es einfach unverständlich ist, wie Kalk in der nächsten Nähe des empordringenden Granits unverändert bleiben sollte.

Auch die allgemeinen Lagerungsverhältnisse sollen nach Mohr (l. c. pag. 183) das Unterteufen der Wechselgesteine durch Granit als unzutreffend zurückweisen. Es sind dieselben Mißverständnisse über den ersten und zweiten Kontaktgrad, welche auch hier in seine Beweisführung hineinspielen. Mit der Richtigstellung dieser fallen die Beweise. Wie aber die Tatsache, daß „überall die kristallinen Kerngesteine und mit ihnen die Granite vom Wechselmassiv abfallen“ folgen soll, daß der Granit nicht auch das Wechselmassiv unterteufen kann, ist mir unverständlich. Das oft wiederholte Auftauchen des Granits in den Schiefen des nördlichen Gebirges legt doch die Vermutung nahe, daß man auch unter dem Wechselmassiv bei tieferen Aufschlüssen wieder auf Granit stoßen würde. Allerdings wäre es bei der scharf ausgesprochenen tektonischen Grenze beider Gebirge (siehe später) geraten, die Identität des Granits im nördlichen Gebirge und des hypothetischen Granits unter dem Wechselmassiv nicht zu sehr zu betonen. Bevor diese Störungslinie bekannt war, lag eine solche

Annahme am nächsten und auch bis heute wurde kein durchschlagender Grund dagegen gefunden. Aber jedenfalls muß man die Möglichkeit ins Auge fassen, daß der Granit, welcher die Metamorphose der Wechselgneise bewirkte, einem anderen Magma angehört haben könnte, als jener Granit, welcher im Norden an die Oberfläche tritt. Das ist aber eine nebensächliche Frage. Das Hauptziel vorliegender Untersuchungen und Erörterungen war der Nachweis, daß ein Granit das Wechselmassiv metamorphosierte, und das scheint aus den besprochenen Gründen mit hinreichender Wahrscheinlichkeit hervorzugehen. Denn, um es noch einmal zu betonen, den hohen Albitgehalt, den hohen Prozentsatz an Na_2O , anders als durch Kontaktmetamorphose zu erklären, ist einfach ein Ding der Unmöglichkeit. Eine Schwierigkeit darf allerdings dabei nicht übersehen werden: die fast gleichmäßige Metamorphose des ganzen großen Wechselmassivs, und zwar eine so hohe Metamorphose, daß man erstaunt ist, nirgendwo den metamorphosierenden Granit auftauchen zu sehen. Herr Mohr vermutet, wohl unter dem Eindrucke dieser Tatsachen stehend, daß hier ein schönes Beispiel reiner Tiefenmetamorphose vorliege (l. c. pag. 187). Man kann gespannt sein auf die Beweise, welche er dafür bringen wird. Einstweilen glaube ich, daß für eine solche Tiefenmetamorphose unüberwindliche Schwierigkeiten vorliegen. Wie tief müßte dann der Wechsel eingesenkt worden sein in die Erdkruste? 20 km wäre eher zu wenig als zu viel angenommen (6000'). Eine so mächtige Gesteinsüberdeckung wird man aber wohl in diesem Teile der Alpen niemals zusammenbringen, auch nicht durch die kühnsten Deckenkonstruktionen. Nimmt man aber an, es sei eine Metamorphose auch schon bei geringerer Bedeckung möglich, so wäre es nur so denkbar, daß an dieser Stelle Teile des heißen Erdinnern näher der Oberfläche kämen. Damit sind wir aber wieder bei einer magmatischen Einwirkung angekommen, welche ich aus wichtigen Gründen annehmen zu müssen glaube.

III. Das Verhältnis der Wechselgesteine zum nördlichen Gebirgssystem.

Die Verschiedenheit der Wechselgesteine und der Gesteine des nördlichen Gebirges wurde schon zur Genüge hervorgehoben. Der Unterschied beider Systeme, als Ganzes betrachtet, ist, trotz mancher Ähnlichkeit in Einzelheiten, ein so durchgreifender, daß man unbedingt an zwei durchaus verschiedene Gebirge denken muß. Zwei Tatsachen sind es nun, welche dieses noch deutlicher hervortreten lassen: 1. Die Verschiedenheit der Lagerung und 2. die scharfe Grenze beider Gebirge.

1. Im nördlichen Gebirge ist, wie aus früher Gesagtem hervorgeht, das Streichen vorherrschend NW, meist etwas mehr auf Westen zu: N 60° W, das Fallen 25—30° NNO. So wurde die Lagerung der Schiefer übereinstimmend in den Bahnaufschlüssen gefunden. Die Quarziteinlagerungen weichen meist etwas davon und untereinander

ab. Einmal streichen sie N 25° W, dann N 70° O, endlich N 60° O mit einem respektiven Einfallen von 35° WSW, 45° NNW, 60° NNW. Das weist jedenfalls auf große Schwankungen hin. Eines aber zeigt sich deutlich: das Vorherrschen des Einfallens gegen N, respektive NO.

Bei den Wechselgneisen und Grünschiefern ist das Streichen nahezu OW (N 70—80° W), das Fallen, so weit meine Beobachtungen reichen, stets gegen S gerichtet, und zwar 25—40°, so aber, daß letzterer Wert selten erreicht wird. Auch hier gibt es Abweichungen im Streichen. Doch bilden solche Abweichungen seltene Ausnahmen und sind auf ein engbegrenztes Gebiet beschränkt.

2. Tritt so der Unterschied beider Gebirge auch in der Lagerung zutage, so wird er noch deutlicher durch die scharfe Grenze beider. Auf der Karte (siehe pag. 287) wurde diese Grenze durch eine dickpunktierte Linie bezeichnet. Ihr Verlauf ist unregelmäßig und geht von der Richtung NW an der linken Seite des Haupttales von Aspang in NS-Streichen auf der rechten Talseite über. Im Tale selbst ist die Linie quer zum Streichen des Gebirges um etwa 1400 m nach N vorgeschoben. An der linken Talseite streicht die Grenzlinie in NW-Richtung weiter und erreicht außerhalb der Karte die Paßkapelle. Von da an ist ihr fast westlicher Verlauf auf der Karte Mohrs¹⁾ gut zu erkennen. Die völlige Übereinstimmung seiner und meiner Karte bei unabhängigem Arbeiten beweist jedenfalls, wie auffallend der Kontrast der Gesteinsbeschaffenheit ist.

Sehr gut aufgeschlossen wurde die Grenze durch den Bahnbau bei km 6·5 der Bahnlinie, gerade dort, wo die Bahn in weitem Bogen aus der Westrichtung nach S umbiegt, kurz vor der Station Ausschlag-Zöbern. Hier zeigte der Einschnitt westlich die Wechselgneise, östlich die stark zersetzten, gegen NO fallenden Schiefer der Habischleiten (siehe pag. 298—300). Das Streichen der Grenze ging NS, das Fallen war steil, ein geringes Abweichen von der Vertikalen möglich, aber unbestimmbar, weil der Einschnitt fast genau mit dem Streichen der Grenze zusammenfiel. Etwas weiter geht die Bahn durch Wechselgneise, welche zu beiden Seiten des Geleises anstehen, aber schon bei der Station Ausschlag-Zöbern sieht man wieder die Grenze. Hier ist es östlich der Bahn ein massiger Granit, westlich erst ein toniges Zersetzungsprodukt, dann Wechselgneis. Der Verlauf der Grenze ist hier jetzt nicht mehr zu bestimmen. Nach Mohr²⁾, welcher sie wohl während der Bahnarbeiten beobachtete, fällt sie ziemlich flach nach NO ein.

Die Wirkung der Störung zeigt sich auch in dem in der Nähe anstehenden Wechselgneis, wenigstens liegt es nahe, die auffallenden Abweichungen vom allgemeinen Streichen auf die durchstreichende Störungslinie zurückzuführen. Das Streichen an der Grenze bei km 6·5 geht nach N 20° O, das Fallen 30° WNW. Auch im Einschnitt zwischen km 6·8 und 6·9 ist das Streichen anomal (N 15° W mit einem Fallen von 20° WSW). Noch größere Abweichungen bemerkt man im Kohlgraben: Streichen N 10—20° O, Fallen 40° gegen W,

¹⁾ Mitteil. der Wiener Geol. Gesellsch. 1910, III. Bd., Tafel X.

²⁾ Kaiserl. Akad. d. Wissensch. in Wien, Akadem. Anzeiger 1910, Nr. XX.

das ist eine Abweichung von 90° von dem weiter im Westen und Süden herrschenden Streichen. Geringere Unregelmäßigkeiten wiederholen sich in der Nähe der Störungslinie noch mehreremale.

An der linken Talseite kann man das Aneinanderstoßen beider Gebirge niemals so deutlich beobachten, obschon man auch hier über den oberflächlichen Verlauf der Grenze nicht im Zweifel sein kann. Hier kommt aber nun eine neue Erscheinung hinzu. Der Gerichtsbirggtunnel, der erste von der Station Aspang an, durchfährt Wechselgneis, welcher $N 80^{\circ} W$ streicht und $20-25^{\circ}$ fällt gegen S. Konkordant ihm eingelagert beobachtete man eine $6 m$ mächtige, massig ausgebildete Grünschiefereinlagerung. Über den Rücken, welchen der Tunnel durchschneidet, führt ein Hohlweg, in dem porphyrischer Granit mit Schieferstruktur aufgeschlossen ist. Dieser Granit ist auch dort vorhanden und durch den Wegeinschnitt gut aufgeschlossen, wo der Tunnel in der Tiefe hindurchgeht, und erst $60 m$ südwestlich von dieser Stelle macht der Granit dem Wechselgneis Platz. Diese Tatsache, welche schon Mohr¹⁾ berichtete, läßt sich wohl nur als Überschiebung des Granits über Wechselgneis, also des nördlichen Gebirgssystems über das südliche deuten. Danach wäre dann jenes isolierte Granitvorkommen am Wege von Ober-Aspang zur Paßkapelle, beim „Rochus-Schuster“ (siehe Karte pag. 287) in derselben Weise als Rest einer überschobenen Decke anzusehen.

Die Tatsache einer Überschiebung wird für vorliegende Arbeit genügen. Eine Deutung und theoretische Auswertung dieser Tatsache mögen andere übernehmen. Dazu gehört die gründliche Kenntnis eines größeren Gebietes und vor allem eine festbegründete Stratigraphie, wovon wir aber, wie mir scheint, noch weit entfernt sind.

Offenbar in innigem Zusammenhang mit der besprochenen Störungslinie steht an der rechten Talseite eine weitgehende Zersetzung des Nebengesteins. Sehr schön war diese zu beobachten in dem tiefen Einschnitt beim „Fahrener Haus“, kurz vor *km* 6.5. Das Gestein hatte dort bis zur Bahnsohle eine tonige Beschaffenheit. Daß es sich nicht um Anschwemmungen handelt, erkennt man bald an der deutlich erhaltenen Schieferstruktur der teils grau, teils grünlich gefärbten, weichen Massen. Man erkennt in dieser Schieferstruktur noch das gegen NO gerichtete Fallen der Schiefer der Habischleiten und hat schon darin einen Beweis ihrer Zugehörigkeit zu diesem System. Das sieht man auch an manchen, wohl wegen des hohen Quarzgehaltes noch festen Gesteinen, welche ganz den quarzreichen Glimmerschiefern und Albitgneisen der Habischleiten entsprechen. Daß es sich nicht um oberflächliche Verwitterungsprodukte handelt, ergibt sich daraus, daß die Zersetzungserscheinung gerade in der Tiefe sehr deutlich auftritt, während an der Oberfläche unzersetzte Gesteine herrschen können. Etwa $100 m$ östlich von der Grenze des Wechselgneises fallen die zersetzten Schiefer unter die frischen Glimmerschiefer der Habischleiten ein und von dort stehen letztere im Einschnitt an.

¹⁾ *Ib.* Akad. Anzeiger 1909, Nr. XXIII. Mohr beobachtete im Tunnel selbst die Überlagerung.

Westlich von der Station Ausschlag-Zöbern scheinen dieselben Zersetzungsprodukte aufzutreten, jedenfalls erlangen sie aber geringe Bedeutung und die Aufschlüsse sind ungünstig.

Einen viel größeren Raum nehmen die zersetzten Schiefer wieder weiter nach Süden ein und die weißen Varietäten werden dort seit langem durch Stollenbau gewonnen und zur Papierfabrikation verwertet. Durch die Güte des Herrn Direktors Majatsch wurde mir nun auch die Einfahrt in die Stollen ermöglicht, wofür ich ihm hier verbindlichst danke. Auch hier ist die Schieferstruktur noch deutlich erhalten. Das technisch verwertbare Material ist rein weiß und bildet konkordante Einlagerungen in grauem oder grünlichem zersetztem Schiefer¹⁾, wie er an dem oben beschriebenen Aufschluß im Bahneinschnitt beobachtet wurde.

Diese und ähnliche Bildungen im Rosalingebirge sind im Laufe der Zeit mit verschiedenen Namen belegt worden. Čížžek²⁾ sprach von Talkschiefern und so findet man auch auf der Spezialkarte an verschiedenen Stellen Talkschlemmereien verzeichnet. G. Starkl³⁾ gebührt das Verdienst, nachgewiesen zu haben, daß es sich um ein Mineral der Glimmergruppe handelt, welches er Pyknophyllit nennt (pag. 649). Die Bezeichnung der Anlagen von Herzfelder & Co. zur Gewinnung des Materials als „Kaolinwerk“ hat wissenschaftlich keine Berechtigung, da auch keine Spur von Kaolin vorhanden ist. Ebenso wenig hat der populäre Ausdruck „Kreidewerk“ irgendeine Bedeutung. Chemische Zusammensetzung und optische Eigenschaften verweisen das Zersetzungsprodukt unbedingt in die Glimmergruppe. Aber auch der neue Name „Pyknophyllit“, welchen Starkl aufstellte, ist überflüssig.

Die Werte der chemischen Analyse des „Pyknophyllits“ aus dem Kohlgraben entsprechen durchaus den auch sonst für Muskovit und Serizit gefundenen, oft sehr schwankenden Werten. Ebenso gibt der Muskovit wie der Pyknophyllit Starkls im Kölbchen wenig Wasser ab, mit Kobaltsolution färbt er sich blau und schmilzt zu einem weißen, blasigen Email (Starkl, pag. 605). Die Doppelbrechung ist auch nicht so gering, sie dürfte kaum hinter der des Muskovits zurückbleiben, wie die hohen Interferenzfarben im Dünnschliffe zeigen.

Die geringe Elastizität der Spaltblättchen im Vergleich mit Muskovit wurde schon vor langer Zeit von Laspeyres als ein charakteristisches Merkmal des Serizits erkannt und erklärt⁴⁾. Am meisten wird wohl der kleine Achsenwinkel — $2E = 25 \cdot 60$ (l. c. pag. 646) — Starkl zur Aufstellung einer neuen Spezies veranlaßt haben. Aber zunächst ist es ja schon längst bekannt, daß der Achsen-

¹⁾ Becke sagt: „Das Hangende und Liegende des Weißerdelagers bildet stark zersetzter Granitgneis.“ (Exkursion der Wiener mineral. Gesellsch. nach Aspang, Tscherm. mineral.-petrogr. Mitteil. 1901, XXI, pag. 461). Weder makroskopisch noch im Dünnschliff konnte ich hier granitisches Material finden.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854, Bd. V.

³⁾ Über neue Mineralvorkommen in Österreich. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 644 ff.

⁴⁾ H. Laspeyres, Über Serizit. Zeitschr. für Kristallographie, Bd. IV, 1880.

winkel von Serizit meist kleiner ist, als der des gewöhnlichen Muskovits. Dann war es mir aber auch möglich, diese Schwierigkeit vollständig zu beseitigen. Starkl hatte seine Achsenwinkelbestimmung an jenem „lauch-, apfel- oder meergrünem“ Glimmer ausgeführt, „welcher auf und inmitten von Quarzlinsen sich findet und bisweilen in 6—10 mm dicken Schichten die Quarzkugeln umgibt“ (pag. 645). Bei diesem grünen, in dünnen Spaltblättchen silberweißen Glimmer fand ich nun an verschiedenen Stellen sehr verschiedenen Achsenwinkel, ja oft bei nahe zusammenliegenden Blättchen bedeutende Unterschiede. Ich maß mit dem Mikrometer $2E = 25^\circ$, dann $2E = 45^\circ$, endlich sogar $2E = 70^\circ$, wie bei Muskovit¹⁾. Fast jedes Spaltblättchen, welches man untersucht, zeigt wieder anderen Achsenwinkel, obschon die Glimmerumhüllung der Quarzlinsen einen einheitlichen Eindruck macht. Daraus folgt aber, daß der Glimmer keine neue Mineralspezies ist, sondern dem längstbekanntesten Serizit²⁾ angehört, und daß der Name Pyknophyllit endgültig gestrichen werden sollte. Dasselbe gilt für den Namen Leukophyllit, welchen Starkl (l. c. pag. 655) für Serizitschiefer einführt. Auch hier ist es derselbe Serizit mit wechselndem Achsenwinkel, welcher den Hauptbestandteil der Schiefer bildet. Der hohe *MgO*-Gehalt erklärt sich aus fremden Beimengungen (wahrscheinlich Biotitreste und Dolomit). Es sollte also auch hier der Name Serizitschiefer angewandt werden.

Das technisch gewonnene Material erfüllt nach Starkl (l. c. pag. 645) „die Klüfte des Talkglimmerschiefers“ (d. h. des Serizitschiefers). Ich konnte mich in den Stollen überzeugen, daß die Serizitschiefer selbst abgebaut werden, und zwar dort, wo sie rein weiß sind. Die Schieferstruktur ist ausgezeichnet erhalten und ebenso ihre konkordante Einlagerung oder Wechsellagerung mit grauen und grünlichen Schiefen, welche ebenfalls stark serizitisiert sind, aber wegen ihrer Unreinheit keine Verwendung finden. Von dem abgebauten Rohmaterial konnte ich einen Dünnschliff quer zur Schieferung untersuchen. Er besteht der Hauptsache nach aus schuppigem Serizit, welcher auch hier wechselnden Achsenwinkel zeigt, also dasselbe ist, wie die Glimmerumhüllungen der in den Schiefen häufig auftretenden Quarzlinsen. Solche Quarzlinsen von geringerer Dimension sieht man auch im Dünnschliff häufig. Sie bestehen aus feinkörnigen Quarzaggregaten von unregelmäßigen Umrissen. Auch sonst sind kleine Quarzkörner häufig. Außerdem findet man nur noch einige Eisen-erzkörner. Der Feldspat fehlt.

Zur Bestimmung des Ursprungmaterials der technisch verwerteten Serizitschiefer ist vielleicht ein sehr serizitreicher Quarzitschiefer von Bedeutung, welchen ich nahe beim „Kaolinwerk“ (SO) fand. Er besteht hauptsächlich aus einem Quarzmosaik mit sehr viel Serizit, welches letzterer ihm die Schieferung verleiht. Das abgebaute Material unterscheidet sich von ihm nur durch seine lockere Beschaffenheit und durch die Quarzlinsen. Würde man nun einen Schichtkomplex

¹⁾ Im Dünnschliff findet man unter dem schuppigen Serizit häufig nicht verbogene, größere Muskovitlamellen; diese sind es wohl, welche im Spaltblättchen den großen Achsenwinkel zeigen.

²⁾ Auch Becke spricht l. c. nur von Serizit.

annehmen, welcher aus Glimmerschiefern wechsellagernd mit Quarzitschiefern bestände, so könnte man durch energische tektonische Prozesse und durch ihnen folgende heiße Serizitlösungen, welche das ganze Gestein durchtränkten, sich die tatsächlichen Verhältnisse erklären. Erstere sind gegeben, da die serizitisierten Gesteine an die tektonische Grenze von nördlichem und südlichem Gebirgssystem sich halten. Das Aufsteigen von heißen Lösungen an solchen Störungslinien ist aber eine so oft beobachtete Tatsache, daß man keine weiteren Belege dafür anzuführen braucht. Es soll dabei ausdrücklich betont werden, daß nicht die tektonische Erscheinung als Ursache der Zersetzung aufgefaßt wird, sie bietet nur die Veranlassung, indem sie die Gesteine lockert und so den heißen Lösungen das Aufsteigen ermöglicht und erleichtert

Auf den Halden findet man hie und da sehr grobkristallinische Dolomite mit Pyritkristallen und wenig Serizit. Manche quarzreiche Serizitschiefer sind ebenfalls dolomithaltig. Auch Graphitschiefer kommen in Verbindung mit den Seriziten vor.

Über die technische Gewinnung und Verwertung des Serizits findet man in Al. Sigmund, „Die Minerale Niederösterreichs“, pag. 132, nähere Angaben.

IV. Das Alter der Granitintrusion.

Über das Alter des Rosaliengebirges und des Wechsels läßt sich heute noch immer nichts Bestimmteres sagen als vor drei Jahren in mehr hypothetischer Weise ausgeführt wurde¹⁾. Für den Wechsel wären vielleicht Karbonpflanzenfunde von Bedeutung, über die G. A. Koch²⁾ berichtet. Aber diese Pflanzenabdrücke liegen noch unbearbeitet in der Sammlung der k. k. Hochschule für Agrikultur und der Fundort ist bis jetzt Geheimnis, so daß einstweilen auch diese Entdeckungen für die Stratigraphie belanglos sind.

Eine andere Frage aber, welche damals l. c. pag. 48 nur kurz angedeutet wurde, soll jetzt etwas ausführlicher besprochen werden, teils weil wieder neue interessante Beobachtungen vorliegen, teils weil die damaligen Vermutungen angezweifelt wurden. Es ist die Frage: Wann fand die Granitintrusion statt? Fiel dieses wichtige Ereignis der Geschichte unseres Gebirges vor die oberkarbonisch-permische Transgression oder trat es erst am Schluß des Mesozoikums, vielleicht sogar im Tertiär, zugleich mit der großen alpinen Faltung auf?

Es wurde damals angenommen, der Granit sei frühestens nach Ablauf der Trias emporgedrungen, weil die Rhätkalke deutliche Metamorphose zeigen. Heute kann man noch weiter gehen, da nach Mohr³⁾ die metamorphosierten Kalke sehr wahrscheinlich zum Teil

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 58, 1908, pag. 48.

²⁾ G. A. Koch, „Über einige der ältesten und jüngsten Artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien.“ (Rektoratsrede) Wien 1907. Referat im Geol. Zentrabl., Bd. X, Nr. 2493.

³⁾ Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien, Bd. III, 1910, pag. 147 u. 162.

noch dem Jura angehören. Somit wäre also das postjurassische Alter des Granits anzunehmen, natürlich nur unter der Voraussetzung, daß der Granit die Ursache dieser Metamorphose ist.

Ist es nun erlaubt, diese Voraussetzung zu machen? Es wäre nicht nur erlaubt, sondern notwendig, wenn die Kalke, wie es bei den Schiefeln so häufig der Fall ist, mit Granitapophysen oder Pegmatit-Aplitgängen durchzogen wären. Aber das ist hier ebenso wenig wie in den Kleinen Karpathen bei den metamorphosierten Liaskalken zu beobachten¹⁾. Doch dieses Fehlen darf man durchaus nicht als einen Beweis gegen das geringere Alter des Granits auffassen, wie es von verschiedenen Seiten bezüglich der Karpathengranite geschehen ist. Es gibt Eruptivgesteine, welche stockförmig Kalke durchsetzen und keine Spur solcher Gangbildungen erkennen lassen. Man braucht da nur auf den altbekannten typischen Kontakt des Monzonits mit Triasdolomiten bei Predazzo in Südtirol hinzuweisen. Auffallend mag das allerdings erscheinen, besonders dann, wenn Schiefer vom selben Eruptivgestein durchadert werden, aber eine ungewohnte Erscheinung ist es nicht und kann deshalb auch nicht als Beweis gelten gegen eine jüngere Intrusion des Granits.

Wenn aber nun auch solche unzweifelhafte Anzeichen der Granitintrusion nach Ablagerung der Kalke nicht vorhanden sind, so darf man doch noch die Voraussetzung machen, daß der Granit die Metamorphose bewirkte, solange nicht bewiesen ist, daß andere Kräfte metamorphosierend die Kalke beeinflussten. Auf diesem Prinzip fußend wurde früher (l. c. pag. 42) das postliassische Alter des Karpathengranits angenommen, nicht als etwas Feststehendes, sondern als sehr wahrscheinlich. Von diesem Prinzip ausgehend, glaube ich heute auch das postjurassische Alter der Granite des Rosaliengebirges und der angrenzenden Gebirge als wahrscheinlich bezeichnen zu dürfen. Denn auch heute betrachte ich es noch nicht als erwiesen, daß eine Umwandlung von dichtem Kalkstein zu Marmor, ebenso wenig wie die Umwandlung eines Tonschiefers in Glimmerschiefer oder Gneis, jemals ohne magmatischen Einfluß erfolgt ist. Es sei eine eingehendere Besprechung dieser prinzipiellen Frage gestattet.

Die Zeit des starren Dynamometamorphismus, der in den gebirgsbildenden Bewegungen die Hauptursache für die Bildung der kristallinen Schiefer sah, ist vorbei. F. Becke betonte es in seinem Vortrag auf der 81. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Salzburg²⁾ ausdrücklich, daß mechanische Vorgänge allein niemals die Metamorphose verursachen können. Es müssen stets hohe Temperatur und Lösungsmittel hinzukommen. Auch U. Grubenmann³⁾ möchte lieber den Ausdruck „Dynamometamorphismus“ durch den Terminus „Metamorphismus“ ersetzen, damit nicht durch die Annahme rein mechanischer oder wenigstens reiner Druckwirkungen falsche Vorstellungen entstehen. Nach ihm „darf wohl die Temperatur als der bedeutendste Faktor der Metamorphose

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 58, 1908, pag. 42.

²⁾ Naturwissensch. Rundschau, XXIV., 1909, pag. 610.

³⁾ U. Grubenmann, Die kristallinen Schiefer, 2. Aufl., 1910, pag. 125 u. 126.

betrachtet werden“ (l. c. pag. 51). Auch Becke betrachtet hohe Temperatur neben dem Vorhandensein eines Lösungsmittels als den wichtigsten Faktor¹⁾. Alles dreht sich also jetzt um die Frage: Woher die hohe Temperatur, woher das Lösungsmittel? E. Weinschenk hat schon seit langem betont, ein eruptives Magma sei die Quelle beider und Becke pflichtet ihm im genannten Vortrag bei, wenigstens für viele Fälle. Ob aber bei jeder Entwicklung kristalliner Schiefer magmatische Intrusion anzunehmen sei, betrachtet er als eine offene Frage (l. c. pag. 611). Es könnten nach ihm „durch Bedeckung mit ungeheuren Mengen von Sedimenten oder durch Deckenüberschiebungen“, also mit anderen Worten durch Versenkung der Gesteine in große Tiefen „jene Verhältnisse erzeugt werden, die die Umwandlung der kristallinen Schiefer bewirken könnten.“ (Ibid.) Bei Grubenmann spielt die Tiefenlage der Sedimente die wichtigste Rolle für die Metamorphose der Gesteine, weil mit der Tiefe die Temperatur zunimmt, diese aber der bedeutendste Faktor der Metamorphose ist. Daher die Aufstellung seiner drei Tiefenstufen.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß in dieser Weise eine Metamorphose auch ohne magmatischen Einfluß hervorgebracht werden könnte, ja daß in „großer Tiefe der Verlauf der Metamorphose demjenigen der Kontaktmetamorphose sich nähert“. (Grubenmann, pag. 51.) Aber man darf hier nicht nur auf die bloße Möglichkeit schauen. Man hat sich zu fragen: Sind wirklich Gesteine, die heute als kristallinische Schiefer vorliegen, jemals so tief in die Erdrinde versenkt worden, daß aus dieser Versenkung ihre Metamorphose erklärt werden kann? Da ein direkter Beweis dieser Versenkung nicht möglich ist, so muß er indirekt erbracht werden, das heißt es muß der Nachweis geliefert werden, daß in bestimmten Fällen die Metamorphose durch Kontaktwirkungen eines Magmas nicht erklärt werden kann, daß also andere Prozesse angenommen werden müssen, von denen dann die größere Tiefenlage der wahrscheinlichste ist.

Das ist der Kernpunkt der Frage, dem man leider gewöhnlich aus dem Wege geht. Bei einer großen Anzahl von Arbeiten über kristalline Schiefer wird der Dynamometamorphismus, sei es in der alten, sei es in der neuen Fassung, als selbstverständliche Ursache der Metamorphose vorausgesetzt, ohne daß man es für notwendig hält, diese Frage näher zu prüfen, und die Möglichkeit einer etwaigen Kontaktwirkung wird überhaupt nicht erwogen. Kristalline Schiefer und Dynamometamorphose scheinen vielen vollkommen identische Begriffe zu sein, obschon sicher nachgewiesen ist, daß dieses für viele Fälle nicht zutrifft. Auch Grubenmann hält sich in seinem Werke „Die kristallinen Schiefer“ von diesem Fehler nicht frei. Er unterläßt es zu untersuchen, ob nicht seine drei Tiefenstufen als drei Umwandlungszonen betrachtet werden könnten, welche ihren Unterschied herleiten von der größeren oder geringeren Entfernung des umwandelnden intrusiven Magmas und der stärkeren oder geringeren Wirkung des Druckes. In vielen Fällen ist das aber in der Tat schon

¹⁾ Naturwissensch. Rundschau, XXIV, 1909, pag. 610.

nachgewiesen, in anderen fehlen noch Untersuchungen, mit der notwendigen Voraussetzungslosigkeit unternommen. So baut sich das ganze System Grubenmanns auf Voraussetzungen auf, welche teils unrichtig, teils unbewiesen sind. Es muß das hier offen ausgeprochen werden, weil eine große Anzahl von Geologen und Petrographen sich so auf die Grubenmannschen Aufstellungen stützen, als ob sie wirklich eine sichere, zuverlässige Grundlage bildeten. Um so angenehmer berührt es, daß Becke in seinem Vortrag die Frage als das darstellt, was sie ist, als eine offene, und daß er, um dieses zum Ausdruck zu bringen, an Stelle der Grubenmannschen Tiefenzonen lieber den indifferenten Ausdruck „Temperaturzonen“¹⁾ anwenden möchte, welcher ebensogut für größere Tiefenlage, wie für magmatische Einflüsse paßt. Noch in anderer Weise zeigt sich hier der Scharfblick Beckes, indem er, um die offene Frage der Lösung näher zu bringen, tatsächlich auf den Kernpunkt des Ganzen eingeht und den Beweis zu erbringen sucht, „daß im niederösterreichischen Waldviertel die Durchaderung durch granitisches Magma keineswegs der abschließende Akt der Metamorphose war“ (l. c. pag. 611). Die beiden dort besprochenen Fälle wurden inzwischen eingehend beschrieben und sollen deshalb wegen der ihnen beigelegten prinzipiellen Bedeutung hier besprochen werden.

Das erste Beispiel wurde von F. E. Suess²⁾ bearbeitet. Man findet im niederösterreichischen Waldviertel häufig Amphibolitlagen³⁾ und Aplitgänge im kristallinen Kalk. Amphibolit und Aplit sind nicht selten in mehrere Stücke getrennt und an den Berührungsflächen beider mit dem Kalk haben sich Mineralien gebildet, welche sich nur aus einer Wechselwirkung von Kalk und Amphibolit, beziehungsweise Kalk und Aplit erklären lassen. Am Rande des Amphibolits von Ungarschitz in Mähren zeigt sich sowohl am Schicht- als am Bruchkontakt ein Saum, welcher im frischen Zustand aus sehr basischem Plagioklas (fast *An*) und diopsidischem Augit besteht, der sich zum Teil in Hornblende umgewandelt hat. „Unter dem Einflusse kalzitreicher Lösungen ist der Amphibolit in kalkreichen Plagioklas und Pyroxen umgewandelt worden. Die Mineralien haben nach innen vordringend die Hornblende und den kalkarmen Plagioklas aufgezehrt, die Titanite sind jedoch erhalten geblieben.“ (Suess, pag. 265.)

„An den meisten Bruchstücken von Amphibolit im Kalke bei Spitz (a. d. Donau) besteht ein stärkerer Gegensatz zwischen dem Kontakt an der Schichtfläche und jenem an der Bruchfläche. An dem ursprünglichen Kontakt hat ein energischerer Austausch der Stoffe stattgefunden und es ist ein 2—10 mm breiter Randstreifen entstanden, bestehend aus körnigem Gemenge von farblosem Augit und Skapolith mit gegenseitiger poikilitischer Unwachsung oder Pflasterstruktur“ (pag. 267). Am Bruchkontakt fehlt der Skapolith und nur in einigen Fällen wurde die Neubildung von kalkreichem Plagioklas und Augit,

¹⁾ *Ib.*, 1909, pag. 611.

²⁾ „Über plastische und kristalloblastische Gesteinsumformung.“ *Mitt. der geol. Gesellsch. in Wien*, Bd. II, 1909, pag. 250—278.

³⁾ Es handelt sich bei diesen wohl um metamorphe, basische Ergüsse oder Lagergänge (l. c. pag. 255).

wie in Ungarschitz, beobachtet. Meist findet man nur Fortwachsung der bräunlichgetrübten Hornblende in Form einer hellgrünen, viel lichterem Abart, welche in den Kalkspat hineinragt (pag. 268). Jüngere Plagioklasbildungen konnten mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden.

Auch die Aplitbruchstücke im Kalke bei Spitz zeigen einen Kontaktsaum. „Ein schmaler, grünlicher Streifen von Augit umzieht sowohl die ursprünglichen Kontaktflächen als auch die neu entstandenen Bruchflächen“ (pag. 270). Der Austausch der Stoffe vollzieht sich an beiden Grenzen zwar in verschiedenem Grade, aber in ähnlicher Form. Den Aplit umgibt zunächst eine plagioklasreiche Zone (der Kalifeldspat, welcher im Aplit vorherrscht, tritt sehr zurück), von ungleichmäßiger Zusammensetzung der Plagioklase, während im Kalke selbst die Plagioklase einheitlich, und wie es scheint, etwas basischer sind. Dann folgt ein Augitsaum, aus demselben diopsidischen Augit bestehend, wie er in den Kalken vorkommt. Am Bruchkontakt ist der Augitsaum weniger breit und nicht zusammenhängend. Es kann aber auch hier „kein Zweifel bestehen, daß auch am Bruchkontakt ein stofflicher Austausch zwischen Kalk und Aplit stattgefunden hat“ (pag. 272).

Das sind die Tatsachen, welche gewiß von Bedeutung sind für das Verständnis der Einwirkung der verschiedenen Stoffe während der Metamorphose und Herr Professor Suess hat sich durch sorgfältige Beobachtung und Beschreibung dieser Tatsachen ein bleibendes Verdienst erworben. Uns aber kommt es hier vor allem auf die Schlüsse an, welche er aus den Tatsachen zieht: „Der Nachweis eines stofflichen Austausches und einer Umformung der Gesteine durch Neukristallisation im starren Zustande dürfte kaum deutlicher gebracht werden können, als durch die Neubildung von Silikaten an den Bruchflächen der zertrümmerten Amphibolite und Aplite im Kalkstein“ (pag. 272.) Und später spricht er von „einer Metamorphose, einem Kristallwachstum im festen Zustande unter dem Einflusse von Bewegungserscheinungen“ (pag. 275), von einer Neubildung von Silikatmineralien, die nur im festen Gestein, nach vollzogener Metamorphose entstanden sein können“ (pag. 276).

Hat Suess wirklich für diese Sätze einen Beweis erbracht? Er äußert sich in der besprochenen Arbeit nicht darüber, in welcher Weise im genannten Gebiete die Metamorphose basischer Eruptivgesteine zu Amphiboliten, dichter Kalksteine zu Marmor erfolgt ist. Es kann aber, wenn man die zahlreichen Aplitgänge im Kalk und Amphibolit gesehen hat, keinen Augenblick zweifelhaft sein, daß hier die Kontaktmetamorphose energisch tätig gewesen ist. In einer Mitteilung an die Kais. Akademie der Wissenschaften in Wien spricht nun auch F. E. Suess die Überzeugung aus, „daß den moldanubischen Gesteinen der gegenwärtige Zustand unter dem Einflusse der allgemeinen Durchwärmung durch die eindringenden granitischen Batholithen aufgeprägt wurde“¹⁾. Becke hatte schon vorher dieses indirekt zugegeben, als er im früher zitierten Vortrag den Satz aufstellte: „Die

¹⁾ F. E. SUESS, Moravisches Fenster. Akademischer Anzeiger d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Nr. XXVII. Sitzung der mathem.-naturw. Klasse vom 15. Dez. 1910.

Durchaderung durch granitisches Magma war keineswegs der abschließende Akt der Metamorphose“ (l. c. pag. 611).

An diesen Satz anknüpfend müssen wir nun sagen: Der abschließende Akt der Metamorphose war diese Durchaderung freilich nicht, sie war vielmehr ihr höchstes Stadium. Dann folgte ein allmähliches Abklingen der Kontaktmetamorphose. Könnte man nun in diese Periode die von Suess beschriebenen Umwandlungen stellen, dann wären alle Tatsachen erklärt und wir bedürften keiner weiteren metamorphosierenden Einflüsse, sei es nun der gebirgsbildenden Bewegungen, sei es der Versenkung in größere Rindentiefe. Es dürfte nicht schwer sein, diese These zu beweisen, beziehungsweise den Vorgang näher zu erklären.

Kalke bewahren bei der Metamorphose offenbar länger ihre molekulare Beweglichkeit, als Aplite und Amphibolite, es können also letztere schon fest oder nahezu fest sein, wenn die sie umgebenden Kalke noch in einem leicht beweglichen, plastischen Zustande sich befinden. Treten nun Verschiebungen im Gebirge ein, so müssen Aplite und Amphibolite zerbrechen, weil sie spröder sind als ihre Umhüllung. Es wird nun auch auf den Bruchflächen Kontaktmetamorphose und gegenseitige Mischung denkbar sein, meist aber schwächer wie im Primärkontakt, weil diese Umwandlungen im Stadium des Abklingens der Kontaktmetamorphose einsetzen. Die schwächere Einwirkung an den Bruchflächen zeigt sich besonders deutlich beim Amphibolit bei Spitz, wo am Bruchkontakt andere Neubildungen auftraten, als am Primärkontakt, so daß man hier gezwungen ist, die Umwandlung an den Bruchflächen in eine Periode zu verlegen, die dem Eindringen der Aplit- und Pegmatitgänge schon sehr fernliegt, als Temperatur und Lösungsmittel schon bedeutend abgenommen oder als die Mineralbildner, hier speziell das skapolithbildende Chlor, schon verbraucht waren.

Gibt man auch nur die Möglichkeit einer solchen Umwandlung in einem gewissen Zeitpunkt der Kontaktmetamorphose zu, so fällt damit die Beweiskraft der beobachteten Tatsachen für eine neuerliche Umwandlung nach vollzogener Metamorphose des ganzen Gesteinskomplexes. Diese Möglichkeit muß aber auch Suess zugestehen, da in tieferen Zonen, wo nach ihm die Umwandlung vor sich gegangen sein soll (pag. 252), der Prozeß derselbe sein mußte.

Endlich betont Suess wohl allzusehr die Metamorphose im starren Zustand. Es handelt sich hier sicher nicht um den absolut starren Zustand, wie schon aus der Beschreibung von Suess hervorgeht. Zwar sind die Amphibolite und Aplite als starr aufzufassen bei der Metamorphose ihres Randes. Aber es sind feste Körper, welche in einer plastischen Masse, die reich ist an Lösungsmitteln, schwimmen, und unter dem Einflusse des plastischen Kalkes und des Lösungsmittels wird auch der Rand der festen Gesteine wieder zum Teil in Lösung gehen. Es findet also nun eine Einwirkung des Kalkes auf Aplit und Amphibolit statt, das bedeutet für den Aplit eine Umkehrung der Kontaktmetamorphose. Früher war er die Ursache der Kontaktmetamorphose, jetzt wird er selbst umgewandelt.⁴ Das muß auch Suess annehmen, damit überhaupt Reaktionen und Neubildungen

stattfinden können. Eine solche „Starrheit“ hat aber niemals ein Anhänger der Kontaktmetamorphose geleugnet, ja gerade Weinschenk hebt es als eine Eigentümlichkeit der Kontaktmetamorphose hervor, „daß die Moleküle eine viel geringere Beweglichkeit besessen haben müssen als im Eruptivmagma“¹⁾. Im bayrischen Wald handelt es sich nach ihm um Schiefer, welche von den mineralbildenden Agentien durchtränkt waren, die so kein starres, sondern ein viskoses Substrat darstellten²⁾.

Durch die Beobachtungen S u e s s' ist also keineswegs der Beweis erbracht, daß hier eine andere Art der Metamorphose tätig gewesen ist als Kontaktmetamorphose. Becke erwähnt nun in seinem Vortrag noch ein zweites Beispiel, welches zeigen soll, daß die Durchaderung durch granitisches Magma nicht der abschließende Akt der Metamorphose war: „Von Herrn Dr. F. Reinhold rührt die wichtige Beobachtung her, daß in den feineren Abzweigungen des aplitischen Geäders eine ganz auffallende Ausgleichung zwischen Ader und Nebengestein in bezug auf die Zusammensetzung der auftretenden Plagioklasse stattfindet, die nur durch gegenseitigen Austausch verstanden werden kann“ (l. c. pag. 611). Die inzwischen erschienene Arbeit Reinholds³⁾ faßt die diesbezüglichen Beobachtungen in folgendem Satze zusammen: „Bei dem größten Teil der untersuchten Adern, und speziell bei den dünneren, wurde die auffallende Beobachtung gemacht, daß der Plagioklas von Ader und Nebengestein gleiche Zusammensetzung hat und sich die Ader vom Nebengestein nur durch das Zurücktreten, respektive Fehlen der farbigen Gemengteile und das Hervortreten des Quarzes in den Adern unterscheiden läßt“ (pag. 145). Reinhold deutet den größten Teil der Adern als Injektionen, aber „man darf sich diese Injektionen wohl nicht lediglich als ein Eindringen von granitischem Magma vorstellen, sondern als Vorgänge, wie sie im allgemeinen bei Pegmatiten und verwandten Gesteinen angenommen werden, also als pneumatolytische oder Thermalwirkungen.“ (Ibid.) „Die in den weitaus meisten Fällen beobachtete Übereinstimmung der Plagioklasse von Ader und Nebengestein läßt sich dann wohl durch Aufnahme von Plagioklasssubstanz aus dem Nebengestein erklären“ (pag. 146). So sind also auch diese Erscheinungen vom Verfasser selbst als echte Kontaktbildungen erklärt und mit keiner Silbe erwähnt er eine noch weitere Metamorphose nach Abschluß der Kontaktmetamorphose, wofür doch die beobachteten Tatsachen nach Becke einen Beweis liefern sollten.

Also weder die Beobachtungen von S u e s s, noch die Reinholds haben Beweise erbracht für eine Metamorphose ohne magmatische Beeinflussung. Darum hat man, bis bessere und überzeugende Beweise für das Gegenteil vorliegen, das Recht, aus der Metamorphose

¹⁾ Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, 2. Aufl., I. Teil, pag. 207.

²⁾ Weinschenk, Beiträge zur Petrographie des Groß-Venedigerstockes, III. Teil. Die kontaktmetamorphe Schieferhülle. Abhdl. d. k. bayr. Ak. d. Wissensch., 2. Kl., XXII. Bd., 1903, pag. 305.

³⁾ Dr. Fr. Reinhold, Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederöstr. Waldviertel. Tschermaks mineralpetrogr. Mitteil., Bd. XXIX, 1910, pag. 43—147.

auf die Einwirkung eines Magmas zu schließen, zumal, wenn die fraglichen Gesteine in einem Gebiete sich finden, in dem zweifellos die Kontaktmetamorphose eine wichtige Rolle spielt. Weil also im untersuchten Gebirge hochmetamorphe Gesteine von jurassischem Alter sich finden, so ist der Schluß auf ein postjurassisches Alter der Granitintrusion berechtigt.

Selbst dann kann man an dieser Anschauung festhalten, wenn man zu finden glaubt, daß die Metamorphose besonders stark ist an stark dislozierten Stellen, und selbst wenn in einzelnen Fällen in größerer Entfernung vom Granit noch hohe Metamorphose beobachtet wird, vielleicht höhere als in der Granitnähe. Im ersteren Falle muß ja die dynamische Einwirkung durch Zermalmung des Gesteins den Lösungen aus dem eruptiven Magma in besonderem Maße den Weg gebahnt haben, im zweiten aber wären zwei Möglichkeiten in Erwägung zu ziehen: 1. Die oberflächliche Granitgrenze fällt nicht mit der Grenze in der Tiefe zusammen und so könnte die hohe Metamorphose von dem in der Tiefe näherliegenden Granit herrühren; 2. die Gesteine sind ungleich empfindlich für die Metamorphose. Das zeigt sich ja an vielen Stellen, welche typisch kontaktmetamorph sind. Ein lehrreiches Beispiel beschreibt Weinschenk¹⁾ aus den Pyrenäen. Solche Beobachtungen mahnen zu großer Vorsicht, wenn man aus der geringeren Metamorphose einen Beweis herleiten will für die größere Entfernung des Granits. Gegen diese Vorsicht hatte ich in den Kleinen Karparthen gefehlt, indem ich auf die geringere Metamorphose der Liaskalke am Thebener Schloßberg im Vergleich mit den dem Granit näherliegenden Liaskalken des Hainburger Schloßberges hinwies²⁾. M. Stark³⁾ fand nun, „daß die Hauptmasse der Kalke des Hainburger Schloßberges kaum einen bemerkenswert deutlicheren Grad von Metamorphose zeigen, als Kalklagen ein oder mehrere Kilometer weiter westlich von der Kontaktgrenze, „ja daß bei Deutsch-Altenburg Partien vorkommen mit größerem Korn, als das Durchschnittsgestein am Hainburger Schloßberg“ (pag. 263). Ich stimme hier Herrn Stark vollkommen bei, da auch ich solche Kalke beobachtete. Aber ich hatte ja nur betont, daß die Kalke am Hainburger Schloßberg zwar feinkörnig, aber deutlich kristallinisch seien, daß aber ganz in der Nähe der Hornfelse sich Stücke fanden, welche den Laaser Marmor im Korn übertreffen (l. c. pag. 35). Die Körner dieses Gesteins haben einen Durchmesser von 0·5—0·7 mm, während die höchstkristallinischen Stellen von Deutsch-Altenburg nach Stark (pag. 263) nur 0·2 mm großes Korn aufweisen. Trotz alledem würde ich heute auf diese Tatsache nicht mehr allzuviel Gewicht legen und ich habe sie auch damals nur als untergeordneten Beweis betrachtet. Die Hauptsache war, wie aus dem Text pag. 42 klar hervorgeht, die Tatsache der Metamorphose selbst. Die Abnahme der Metamorphose mit der Ent-

¹⁾ E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. 2. Aufl., II. Teil, pag. 130, Fig. 55.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 58 (1908), pag. 35 und 42.

³⁾ M. Stark, Bericht über die petrographische Exkursion nach Deutsch-Altenburg und Hainburg am 13. Juni 1909, Mitteil. des naturwissensch. Ver. an der Universität Wien, 1909, pag. 262.

fernung vom Granit sollte nur die Bedeutung eines neuen Wahrscheinlichkeitsbeweises haben. Würde also dieser auch fallen, so bliebe doch der erste noch voll und ganz bestehen.

Nach diesen Erörterungen allgemeiner Natur soll nun noch eine Beobachtung angeführt werden, welche zwar außerhalb des bearbeiteten Gebietes gemacht wurde, die aber, wie mir scheint, für das geringere Alter der Granitintrusion von Bedeutung ist. Es ist seit langem bekannt, daß bei Gloggnitz höherkristalline Gesteine weit in die Grauwackenzone vordringen und daß solche beim Vöstenhof zwischen St. Johann und Priggwitz von neuem auftauchen. An letzterer Stelle sind es nicht nur Glimmerschiefer und Gneise, sondern auch echte Amphibolite. Auch beim Silbersberg bei Gloggnitz, also schon am linken Schwarzaufer, findet man hochkristallinische Gesteine; granathaltige Albitgneise mit Albitadern, und schon ganz nahe bei Priggwitz, südlich von diesem Orte, kann man auf Wegen und Äckern zahlreiche Turmalinaplite finden, welche frei von Kalifeldspat sind und Albit mit den charakteristischen Einschlüssen führen und dadurch sich als zum großen Granitmassiv von Kirchberg gehörig erweisen.

Es unterliegt also keinem Zweifel, daß hier der Granit weit nach Norden vordringt und gleich offenbart sich seine Nähe durch hohe Metamorphose der Umgebung. Ob es sich nun hier wirklich um einen „Aufbruch des Urgebirges“ handelt, wie man früher bei den Gesteinen vom Vöstenhof annahm, oder ob, wie man wohl heute eher anzunehmen geneigt wäre, eine kristallinische Decke vorliegt, oder ob endlich nur der Granit so weit vordringt und in den karbonisch-permischen Gesteinen eine nicht gewohnte Metamorphose hervorbringt, können erst genauere Untersuchungen entscheiden. Gegen letztere Annahme könnte das Vorkommen von Amphibolit angeführt werden, welches sonst in der Grauwackenzone nicht vorkommt. Aber da die dort so häufigen Grünschiefer sicher von Diabasen und Augitporphyriten herrühren, so könnten die Amphibolite die höhere Metamorphose dieser Gesteine darstellen, wie es im Rosaliengebirge der Fall ist. Jedenfalls aber verlangt die Metamorphose der Werfener Schiefer nördlich von Priggwitz, welche besonders deutlich bei diesen eingelagerten Kalken sich bemerkbar macht und die, soweit mir bekannt, an dem Werfener Schiefer bei Payerbach und Reichenau fehlt, eine Erklärung. Diese Erklärung würde am besten der Granit liefern, der sich hier den Werfener Schiefen bedeutend mehr nähert, als an irgendeiner anderen Stelle. Und damit wäre auch aus diesem Grunde das jüngere Alter der Granitintrusion wahrscheinlich.

Nachtrag zu pag. 330, erster Abschnitt.

Eine Analyse des Rohmaterials ergab: SiO_2 69·10%, Al_2O_3 17·26%, FeO und Fe_2O_3 0·63%. MgO 0·54%, CaO 1·39%, K_2O 4·96%, Na_2O 2·55%, Glühverlust 3·26%.

Ähnliche Zusammensetzung weisen manche Glimmerschiefer und Phyllite auf.

Tafel XXV.

**Die Umgebung von Aspang am Wechsel
(Niederösterreich).**

Erklärung zu Tafel XXV.

Fig. 1 und 2. Angeschliffene Flächen von Metagneis (injizierter Schiefer). Das granitische Material gibt sich besonders deutlich zu erkennen durch die großen Kalifeldspatstücke, um welche der Schiefer sich windet. Pag. 293.

Natürliche Größe.

Fig. 3. Dünnschliff eines injizierten Schiefers. Ein großes Mikroklinstück tritt als Bestandteil des Granites deutlich hervor zwischen den Schieferlagen. Pag. 293.

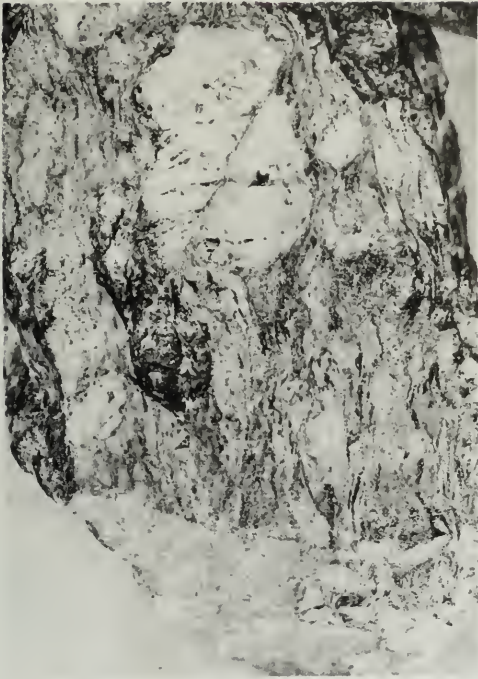
Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 15 fach.

Fig. 4. Dünnschliff des Diabases bei Krumbach (pag. 313). Im ganzen Schliff fast nur ein einziges Hornblendeindividuum, durchspießt von zahlreichen, oft gut umgrenzten Plagioklasleisten.

Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 15 fach.

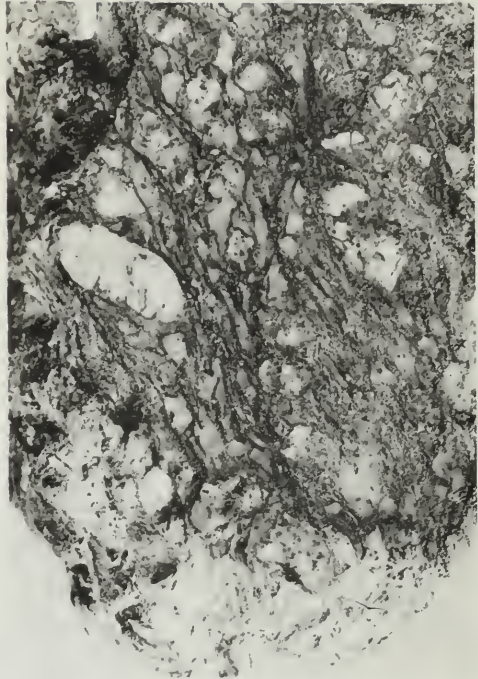
Sämtliche Stücke befinden sich in der Sammlung des Missionshauses St. Gabriel.

Die Dünnschliffe photographierte H. Hinterberger.



1

Jaffé phot.



2



3

Hinterberger phot.



4

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1911

Band/Volume: [061](#)

Autor(en)/Author(s): Richarz P. Stefan S.V.D.

Artikel/Article: [Die Umgebung von Aspang am Wechsel \(Niederösterreich\). 285-338](#)