

Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe.

Mit drei Tafeln (XI [I]—XIII [III]), einer Kartenskizze und 7 Profilen im Texte.

Von Dr. Giov. Battista Trener.

Einleitung.

Was im folgenden mitgeteilt werden soll, bezieht sich auf jenen Teil des nördlichen Abschnittes der Presanellagruppe, welcher noch auf dem Blatte Bormio und Passo del Tonale (Zone 20, Kol. III der Generalstabskarte) liegt. Gegen Süden und Osten ist das Gebiet vom Rande des Blattes, gegen Osten von der Reichsgrenze, gegen Norden vom Torrente Vermigliana und östlich vom Ort Fucine vom Torrente Noce abgegrenzt. Die betreffende geologische Neuaufnahme wurde im Herbst 1903 ausgeführt, anschließend an den von Dr. Hammer aufgenommenen Teil desselben Blattes¹⁾.

Die Karte ist derzeit im Druck und nachdem sie bald erscheinen wird, möchte ich in bezug auf topographische und geologische Einzelheiten, soweit die beigegebene Kartenskizze nicht ausreicht, auf dieselbe hinweisen.

In topographischer Hinsicht gehört das aufgenommene Gebiet dem nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Die Presanella selbst sowie eine Hauptkette bleibt auf dem südlich anschließenden Blatt Tione, so daß wir hier hauptsächlich nur die zahlreichen Seitengebirgskämme, welche in meridianer Richtung laufen, treffen. Die letzten bilden kühne Gebirgsgraten, solange sie im Bereiche der Tonaliteruptivmasse bleiben, sie stumpfen sich aber plötzlich ganz ab, sobald sie die Grenze derselben erreichen. Das Gebiet der weichen Schiefer ist vom Tonalepaß bis Dimaro von einer flachen Talstufe, wo sich mächtige Glazialablagerungen ausgebreitet haben, markiert.

¹⁾ Dr. W. Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, Bd. 55, Heft 1, pag. 1—26.

I. Historischer Überblick.

Über die geologischen Verhältnisse des nördlichen Abhanges der Presanellagruppe lagen bis in die neuere Zeit nur spärliche Angaben vor.

Josef Trinker¹⁾, der als Kommissär des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg, den südlichen Teil des Landes in den Jahren 1844—1846 flüchtig bereiste, gibt in dem Bericht der neunten Generalversammlung des Vereines¹⁾ ein Profil von der Landesgrenze am Tonale über den Pellerspitz. Die Eruptivmasse ist hier von Glimmerschiefer begrenzt und die Kontaktfläche fällt steil unregelmäßig nach Norden ein.

G. v. Rath²⁾, der Entdecker des Tonalits, beschreibt das Gestein des Tonalepasses und erwähnt auch den Tonalitgneis, den er richtig als eine „Varietät“ des Eruptivgesteins betrachtet, in welcher Glimmer und Hornblende ungefähr parallele Lagen bilden.

Richard Lepsius³⁾ hat das ganze westliche Südtirol in den Jahren 1875—1876 im Maßstab 1:144.000 aufgenommen und eingehend beschrieben. Auf einer Karte zeigt die Tonalitmasse im Norden eine Gneiszone, welche im Durchschnitte zirka einen Kilometer breit ist und bei der Mündung der Val Stavel auskeilt. Im Text ist (pag. 193) das Vorkommen eines grobkörnigen Granits erwähnt; der von dem zweiten rechten Seitenbache des Val Nambin entblößt wird und einen Stock oder mächtigen Gang im Gneis bildet. Sonst vermissen wir direkte Angaben über unser Gebiet. Es wird nur im allgemeinen bemerkt, daß der Gneis am Tonalit scharf abschneidet und daß rings um den Tonalitstock die Hülle der kristallinen Schiefer mantelförmig abfällt, also im obersten Val di Sole nach Norden einfällt.

Guido Stache⁴⁾ schreibt in seinem Reisebericht über die Umrandung des Adamellostockes folgendes: „Der nordöstliche Abschnitt, im wesentlichen das Presanellagebirge, zeigt vom Val Seria im Norden bis südwärts von Val di Genova eine einerseits in den eigentlichen Tonalit, andererseits in die phyllitischen Gneise Übergänge zeigende Umhüllungszone eines durch Hornblendekristalle charakterisierten Gneises, den man am besten als Tonalitgneis bezeichnet. Hierdurch

¹⁾ Josef Trinker, Bericht über die im Sommer 1846 vorgenommene geognostisch-montanistische Reise in Südtirol. In: Bericht über die am 15. Mai 1847 abgehaltene 9. Generalversammlung des Vereines zur geognostisch-montanistischen Durchforschung des Landes Tirol und Vorarlberg. Innsbruck, Wagner, 1847, pag. 3—30.

²⁾ G. v. Rath, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Alpen. I. Über das Gestein des Adamellogebietes. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Bd. XVI, 1864.

³⁾ R. Lepsius, Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt. Berlin 1878.

⁴⁾ Guido Stache, Die Umrandung des Adamellostockes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1879, pag. 300. Vgl. aber auch: Verhandl. 1880, Reisebericht, 3. Aus den Randgebieten des Adamellogebirges, pag. 255.

ist die enge Verbindung des Tonalitstockes mit der umgebenden kristallinen Gneis- und Schieferformation gegeben . . .“

Weitere Details kann man aber aus der von Stache im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt im Jahre 1878 aufgenommenen Karte im Maßstab 1:75.000 entnehmen. Diese Karte liegt als provisorische Aufnahme im Archiv unserer Anstalt im Original vor und wurden von derselben nur handkolorierte Kopien ausgegeben. Die Tonalitgrenze erscheint auf der Stacheschen Karte als eine wellige Linie, welche von Passo del Tonale südlich von Baiti di Pozzi Bassi vorbeizieht; von hier an verläuft sie beinahe parallel der Tonalitgneisgrenze, welche eben bei Baiti auskeilt. Die letzte überschreitet nun Val di Stavel, passiert den nächsten Gebirgskamm zwischen Croz della Luna und die südlich liegende Spitze 2294 m; berührt das nördliche Ufer des Lago di Barco, überschreitet den Scaveserücken etwa 600 m von dem Dosso di Scavese (1936 m), erreicht den kleinen See 1711 m, der südlich von Malga Fazzon di sopra (1543 m) liegt und zieht in dieselbe Richtung nach Malga Marilleva hin; von hier aus nimmt sie einen südlichen Verlauf, biegt um den M. Vigo 2040 m und zieht etwas westlich von Malghetta über Pradalago nach der Stelle, welche auf der Ausgabe 1891 (Nachträge 1896) der österreichischen Spezialkarte mit der Höhenkote 1969 markiert ist.

Die Tonalitgneisgrenze bildet im Norden einen Saum von zirka 1 km Breite um das Tonalitmassiv; im Osten erreicht derselbe eine Breite von zirka 2 km. Parallel der Tonalitgrenze, respektive der Tonalitgneiszone läuft eine schmale Phyllitzone, die im Mittel eine Breite von 300 m besitzt und im Val Ussaja auskeilt. Durch eine außerordentlich wenig wellige Linie von dieser abgegrenzt ist ein 1 km breiter Komplex von schwarzen Phylliten. Die nördliche Grenze desselben zieht von Volpaja nach Malghetta di Palù und von hier nach Malga del Dosso (Malga Montanelle; Kartenausgabe 1880); Val Fazzon wird bei der Malga desselben Namens überschritten und von hier aus erreicht die Grenzlinie den östlichen Rand des Kartenblattes bei Malghetto alto. Eine kleine Zone von Flaser- und Knotengneis ist zwischen die Phyllite und die schwarzen Phyllite eingeschaltet; sie beginnt in Val del Merlo an der Tonalestraße, zieht bei Malga di Pecè vorbei und keilt in Val Ricolonda südlich von Baito Businoi aus. Der schwarzen Phyllitzone folgen nun Glimmerschiefer und Schiefergneis, welche die Vermigliana und die Nocelinie erreichen; die Grenzlinie gegen die schwarzen Phyllite ist annähernd durch folgende Punkte fixiert: Masi di Stavel, Malghette di Palù, Malga del Dosso, Malghetta di Val Piana, Malga Fazzon und Malghetto alto.

W. Salomon¹⁾ teilte im Jahre 1891 und in den folgenden Jahren eine Reihe neuer Beobachtungen aus dem von uns in Betracht

¹⁾ W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des M. Adamello. Tschermarks Mitteil. XII, 1891, pag. 412. Nuove osservazioni nelle regioni di Cima d'Asta e dell'Adamello. Giornale di mineralogia cristallografia e petrografia, Milano 1892, pag. 141. — Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. k. preuß. Akad., Berlin 1901, pag. 170.

genommenen Gebiete mit. Er bestätigte die Richtigkeit der Beobachtung Staches, daß sich eine scharfe Grenze zwischen Tonalitgneis und Tonalit nicht ziehen läßt, daß beide vielmehr ganz allmählich ineinander übergehen. Durch die mikroskopische Untersuchung fand er sich zu der Annahme berechtigt, daß die Parallelstruktur der gneisartigen Modifikation des Tonalits als ein Produkt der Dynamometamorphose, der Tonalitgneis selbst als eine dynamometamorphe Modifikation des Tonalits aufzufassen ist. Er entdeckte ferner so wie an anderen Orten auch am Passo del Tonale eine Kontaktzone.

Die letzte wurde auf der Nordseite der Presanella im Jahre 1900 genauer verfolgt. Es wurde zunächst die Grenze der Tonalitmasse an folgenden Punkten festgestellt: auf der Ostseite des Tonalepasses nur wenig südlich des topographischen Einschnittes, bei Malga Poccè auf dem rechten Ufer des Torrente Vermigliana höchstens 200 *m* über dem Bache; in Val Stavel wenig nördlich des Baito Businoi; in Val Piana etwa 250 *m* nördlich von dem trigonometrischen Signal des Scaveserückens. Es wurde ferner der Verlauf der Tonaleverwerfung bis in Val Piana bestimmt. Die Fortsetzung der Quarzlagenphyllite der oberen Val Camonica bis zur Val Piana sowie das Vorkommen von schwarzen kohligen Phylliten und Augengneisen war, wie aus dem oben Gesagten herausgeht, schon in der Stacheschen Karte eingezeichnet, freilich hat er dieses in seiner Publikation nicht erwähnt. Salomon versuchte auch die Tektonik dieser Region festzustellen und teilt eine Anzahl von Richtungsmessungen mit. Am Ussajabach beobachtete er das Auftreten einer mächtigen Bronzit-Serpentinmasse. In der Val Piana fand er, daß der in der Nähe der Grenze auftretende Tonalitgneis Einschlüsse der benachbarten Schiefer enthält und Gänge in sie entsendet. Weitere Einzelheiten der Salomonschen Mitteilung werde ich im nachstehenden zum Teil ergänzend, zum Teil kritisch besprechend anführen.

II. Geologische Beschreibung.

In dem Aufbau des Gebietes nördlich des Noce, also des Vorlandes der Presanella-Eruptivmasse, beteiligen sich nach Dr. Hammer zwei Formationen: die obersten Horizonte der Gneisformation und die Phyllite. Gneis und Phyllitgneis herrschen in dem Lande südlich des Hauptkammes Königsjoch-Tresero; man unterscheidet drei Fazies: eine phyllitgneisige, eine quarzreiche und eine gneisglimmerschiefrige. Für uns haben nur die zwei letzteren Faziesbezirke ein unmittelbares Interesse, nämlich die Tonalegruppe und die Tremenescagruppe, welche direkt an die Grenze meines Aufnahmesterrains stoßen.

Der Sockel der Tonalegruppe besteht auf der nördlichen Seite aus einem zweiglimmerigen, 1000—1500 *m* mächtigen Gneis; auf diesem liegen Quarzite, Quarzitschiefer und ganz dunkelgraue und schwarze Schiefer, zweiglimmerige Gneise, Kalke und stahlgraue Phyllite. Diese

ganze, etwa 300—400 m mächtige Serie geht im Osten rasch in die Phyllitgneisausbildung über. Die südlichen Seitenkämme der Tonalegruppe sowie die dazwischenliegenden Täler liegen in zweiglimmerigen, phyllitischen Gneisen, die stellenweise von außerordentlich vielen pegmatitischen Gängen und Adern durchgetränkt sind und dadurch ein glimmerschieferähnliches Aussehen erhalten haben. Hammer kann nicht sicher angeben, in welchem Altersverhältnis diese Gneise zu der quarzitischen Serie stehen. Diese Phyllitgneise überschreiten das Nocetal zwischen Fucine und Cogolo, bilden die Gehänge ober Celentino und gehen bald im Hochtale des Lago Cadiuel in Gneisglimmerschiefer über.

Überschreiten wir nun die Nocegrenzlinie und betreten wir das orographische Gebiet der Presanellagruppe! Bei der Begehung des äußersten nördlichen Randes findet man zunächst noch kleine Reste der vorliegenden geologischen Gruppen der Tonale und Tremenesca, welche vom Vermiglianabach, beziehungsweise vom Torrente Noce von der Hauptpartie abgeschnitten wurden. Westlich von Fucine ist noch der Tonalefaziesbezirk derselben Phyllitgneise, welche den südlichen Abhang der Tonalegruppe bilden, vertreten, während man östlich von dieser Ortschaft am Fuße der ersten Talstufe, noch den oben erwähnten Gneisglimmerschiefern der Tremenescagruppe begegnet.

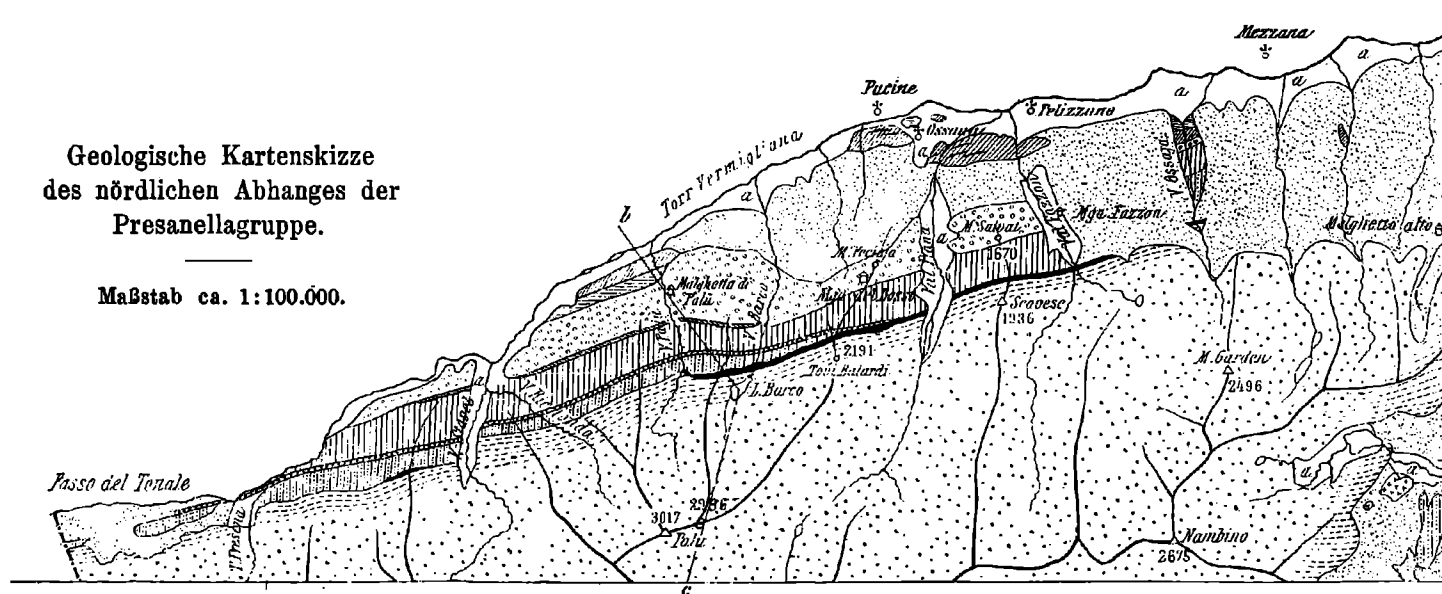
Die Gneisphyllite.

Die Gneisphyllite bilden eine schmale Zone, welche vom Volpaja nach der Val Palù zieht. Ihre Mächtigkeit beträgt an der ersten Talstufe von Val Palù gemessen zirka 200 m. Der hier vorkommende Gneisphyllit besteht aus einem dunklen, kompakten Gestein von phyllitischem Aussehen; an den Schichtflächen tritt als charakteristisches Merkmal das Auftreten von großen, zirka bis zu 1 cm breiten Muskovithäutchen hervor; er besteht hauptsächlich aus Quarz, Albit, Biotitschuppen und -blättern und Muskovit. In dem Gesteinskomplex kommen häufig dunkle Lagen eines Gesteines vor, welches makroskopisch mit kohligem Schiefer verwechselt werden könnte; u. d. M. zeigte sich aber, daß Mineralbestand und Struktur denjenigen des Hauptgesteines vollkommen gleich sind und die schwärzliche Farbe nur von einer außerordentlich großen Menge von Titaneisenstaub herrührt; Kohlenstoff konnte weder mit Hilfe des Mikroskops noch durch die weiter unten beschriebenen chemischen Untersuchungsmethoden nachgewiesen werden. Vom Val Barco bis Fucine herrschen Moränenablagerungen, welche hier eine Mächtigkeit von 200—300 m erreichen. Der nächste Aufschluß im Anstehenden liegt schon vis-a-vis von Fucine und zeigt dieselben phyllitischen Gneise mit zahlreichen Pegmatitgängen, welche nach Hammer (l. c. pag. 5) die südlichen Seitenkämme der Tonalegruppe sowie die dazwischenliegenden Täler bilden und derart von pegmatitischem Magma durchgetränkt sind, daß es ein glimmerschieferähnliches Aussehen erhalten hat. Tatsächlich besteht das Gestein aus gleichen Mengen von Biotit und Muskovit mit sehr wenig Quarz und Oligoklas. Die Pegmatitgänge sind so zahl-

Geologische Kartenskizze
des nördlichen Abhanges der
Presanellagruppe.

Maßstab ca. 1:100.000.

Dr. Giov. Battista Trener.



Zeichenerklärung.

Alluvium.	Diluvium.	Pegmatite.	Phyllitgneis.	Augengneis.	Amphibolit.	Grenzbildung.	Kohlenstoff- phyllit.	Quarzit.
		Quarzphyllite.	Tonalitgneis.	Tonalit mit paralleler Struktur.	Tonalit.	Granit des Meledriotaies.		

reich, daß von denselben nur einzelne größere auf der Karte eingezeichnet werden konnten.

Bei Ossana sind die feldspatführenden Glimmerschiefer auch von einem kleinen Granitausbruch durchsetzt, der wahrscheinlich als ein kleiner Stock zu betrachten ist. Zwischen Ossana und Pelizzano gehen die Gneisphyllite in quarzitisches Glimmerschiefer über, welche ebenfalls von Aplit- und Pegmatitgängen reichlich durchzogen sind.

Die Gneisglimmerschiefer der Tremenescagruppe Hammers findet man in einem einzigen kleinen isolierten Aufschluß, welcher in dem Tälchen zwischen Malga di Capai und Malga di Piano am linken Ufer zu sehen ist.

Amphibolite bilden kleine und größere Züge, welche parallel den Phyllitgneisen streichen. Der größere Zug zieht vom Volpaja nach der Val Palù; der Hügel, auf welchem das Schloß Ossana gebaut ist, besteht ebenfalls aus einem mit dem ersten mineralogisch identischen Amphibolit und schließlich ist die Serpentinmasse, welche Salomon¹⁾ aus der Mündung der Val Ussaja erwähnt hat, nichts anderes als ein Amphibolitzug, welcher bloß an einigen Stellen in Serpentin umgewandelt wurde.

Der Augengneis von Stavel.

Mit dem nächsten Glied, dem Augengneis von Stavel, betreten wir das eigentliche Gebiet der Presanella, das ist jene schmale Zone, welche parallel dem nördlichen Rande des Tonalits läuft und dem Einfluß dieser mächtigen Eruptivmasse unterliegt. Vor allem fällt die Einförmigkeit des Baues und die Einfachheit der Struktur dieser Zone auf; denn sie besteht hauptsächlich aus drei schmalen Zonen schiefriger Gesteine, welche miteinander sowohl dem Rande des Tonalits parallel laufen und deren Schichten wenn nicht gar saiger oder ganz steil gegen Süden einfallen. Vom Tonalepaß lassen sich die drei genannten Zonen bis ins Val Ussaja, das ist bis an den letzten Aufschluß an der Ostgrenze des Blattes verfolgen; man ist wohl zu der Annahme berechtigt, daß sie unter den mächtigen Alluvionen weiter nach Osten ziehen und erst an der Judikarienlinie abbrechen.

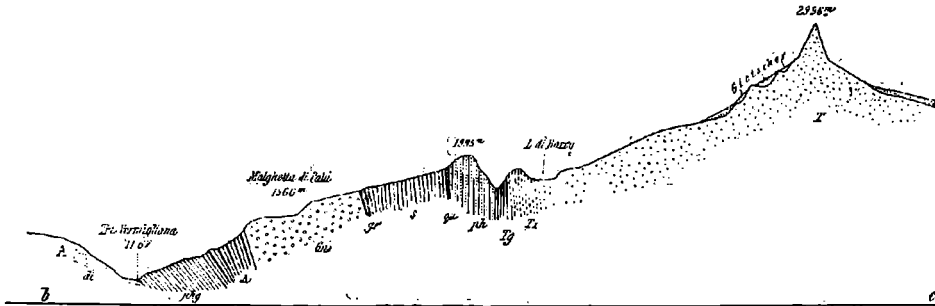
Der Augengneis von Stavel — nach dem Vorschlag Salomons so nach dem bequemsten Aufschlußtal genannt — ist ein Orthogneis.

Die Mächtigkeit des Augengneises ist sehr verschieden; im Val Stavel beträgt sie beinahe einen Kilometer, in der Val Palù kaum 500 m, in der Val di Barco 1250 m; von hier aus verschmälert er sich wieder und in der Val Ussaja ist er kaum 40 m mächtig. Das steht in engem Zusammenhang mit den verschiedenen Stadien der Pressung des Gesteines; wo dieses wenig gepreßt ist, ist es am mächtigsten, nimmt aber an Mächtigkeit ab in dem Maße, als die Pressung steigt. Wie weit die Druckschieferung gegangen ist, wird in dem petrographischen Teile beschrieben und mit Hilfe der Mikrophotographien

¹⁾ W. Salomon, Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. der königl. preuß. Akad., Berlin 1901.

demonstriert. Aber auch makroskopisch ist die Erscheinung ganz gut im Terrain zu verfolgen. Nur durch die zahlreichen Übergänge ist ja dem Feldgeologen die Möglichkeit geboten, das dem Chloritschiefer ähnliche Gestein der stärksten Pressungszone als ursprünglichen Augengneis zu erkennen. Eine Verschiedenheit der Pressungsgrade

Fig. 1.



Maßstab 1:50.000.

(Das Profil verläuft nach der Linie b—c der vorstehenden Kartenskizze.)

A = Alluvium. — *di* = Diluvium. — *phg* = Phyllitgneis. — *h* = Amphibolit.
 — *Gn* = Augengneis. — *gr* = Grauwackenähnliche Grenzbildung. — *s* = Kohlenstoffphyllite. — *qu* = Quarzit. — *ph* = Quarzphyllit. — *Tg* = Tonalitgneis. —
*T*₁ = Tonalit mit paralleler Struktur. — *T* = Tonalit.

ist nicht nur an den verschiedenen Punkten der langen Zone zu bemerken, sondern an einer und derselben Stelle. So zeigen zum Beispiel bei Velon die äußersten Schichten des Gneises das größte Stadium der Pressung, während bergauf, also gegen die Mitte zu die Beschaffenheit des Gesteines sich der normalen nähert. (Vgl. Taf. XII [II], Fig. 1, 2, 3, 4.)

Die Quarzphyllite.

Die Augengneiszone ist im Süden von einer ebensolangen Zone von schwarzen Quarzphylliten begrenzt. Es sind Phyllite, die den gewöhnlichen Quarzphylliten im Habitus und Mineralbestand gleichzustellen sind. Nur ist die Farbe gewöhnlich intensiv schwarz, so daß der Silberglanz verdeckt ist; einzelne Lagen sind grauschwarz gefärbt und lassen dann den Glanz durchschimmern. Die schwarze Farbe rührt von feinen Partikelchen amorphen Kohlenstoffes her, welche in sämtlichen Mineralien, sogar im Quarz verteilt, aber zum größten Teil am Rande derselben und in parallelen Lagen konzentriert sind. Die amorphe Natur des Kohlenstoffes wurde auf chemischem Wege mit der Methode von Berthelot ermittelt. Über die Anwendung dieser Methode, welche bis heute in der Petrographie vollständig unbekannt ist, wird in einem Anhang „Über die Natur des Kohlenstoffes in kristallinen Gesteinen“, neben kritischen Bemerkungen über die diesbezügliche Literatur, weiter unten die Rede sein.

Ähnliche schwarze Phyllite, die ebenfalls wahrscheinlich Kohlenstoffphyllite sind, haben sich nach Salomon¹⁾ in der Schiefergruppe, die er Edoloschiefer genannt hat, weit verbreitet. Sie bilden dort Züge, welche keinem bestimmten Horizont entsprechen, in den Quarzlagenphylliten, und zwar hauptsächlich in der untersten Partie derselben. In der Alpi Cozie zeigen sich nach Novarese²⁾ kohlenstoffhaltige Schiefer in zwei verschiedenen Niveaus: das untere ist fast sicher karbonisch, das obere entspricht den mesozoischen Kalkschiefern. Es dürften übrigens der größte Teil der filladi grafitiche der italienischen Alpen und die Graphitoidphyllite der deutschen Geologen eben keinen Graphit, sondern nur amorphen Kohlenstoff enthalten: aber sogar für höher kristallinische kohlenstoffhaltige Schiefer hat man bisher nur sehr selten den Beweis für die graphitische Natur des Kohlenstoffes geliefert³⁾.

Die Grenze zwischen den Augengneisen und den Kohlenstoff-Quarzphylliten wird auf einer großen Strecke, und zwar von Velon bis in die Val di Barco (5·2 km) und dann wieder zur Val Ussaja von einem schmalen (10—30 m) Gesteinszug markiert. Das braune oder schwarze Gestein läßt sich weder makroskopisch noch mikroskopisch bestimmen. Es ist sehr brüchig und von zahlreichen kleinen Harnischflächen durchzogen, so daß es recht schwer ist, eine ganz frische Bruchfläche zu erhalten; auf dieser sieht man dann ein helleres Netzwerk von aus Kalk bestehenden Adern.

Unter dem Mikroskop erhält man ein unauflösbares Bild. Zu den durchsichtigen bestimmbaren Bestandteilen gehört Kalkspat in feinen Adern und dann kleine Quarz- und Feldspatkörnchen, die aus einer dunklen Masse hervorschimmern. Die letzteren wurden einer näheren Prüfung unterzogen und beweisen die klastische Natur des Gesteines, denn sie bestehen alle aus Feldspatbruchstücken. Eine ganz genaue Bestimmung dieser Feldspate gelang nicht, es wurde aber sicher festgestellt, daß Plagioklase die Hauptzahl der Körnchen bildet und daß einzelne größere Körner aus Orthoklas bestehen. Die Grundmasse wurde, nachdem durch Glühen der Kohlenstoffstaub entfernt worden war, etwas heller, blieb aber unter dem Mikroskop unauflösbar. In parallelem Licht bietet sie einen sehr schmutzigen Anblick dar, da nichts zu erkennen ist und unter gekreuzten Nikols bleibt sie konstant dunkel, läßt aber erkennen, daß sie aus einem sehr feinen Aggregat von Körnchen besteht. Es wird später von diesem Gestein noch die Rede sein, denn es liegt an der Grenze des Augengneises, wo Salomon seine Bruchlinie durchzieht, und könnte eventuell als eine Art Reibungsprodukt aufgefaßt werden.

¹⁾ Curioni, *Geologia applicata della provincie lombarde*. Milano 1877, I. Bd. — Salomon, *Geol. u. Petr. aus Mt. Avio*. Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1890, pag. 409 u. 582. — *Nuove osservazioni nelle reg. di Cima d'Asta e dell' Adamello*. Giornale di miner. e petrogr. Milano 1892. — Über geol. Aufnahmen usw. Sitzungsber. 1901, pag. 174 u. a. O.

²⁾ Novarese, *La grafite nelle alpi piemontesi*. Atti dell'Acc. di Torino 1904—1905, Vol. XL, pag. 241. Mit zahlreichen Literaturangaben.

³⁾ Vergleiche die Literaturangaben in dem Anhang bei „Graphitoid“.

Auf die Kohlenstoffphyllite, welche gern Harnischflächen neben der gewöhnlichen Fältelung zeigen, folgt nach Süden hin eine sehr dünne Zone von ziemlich reinem Quarzit, welcher sich mit dem Hammer gewöhnlich in dicke Blätter zerteilen läßt. Er ist weißlich mit einem Stich ins Gelbe oder Grüne; seine Mächtigkeit schwankt zwischen 3—6 m. Diese schmale Zone läßt sich kontinuierlich vom Tonalépaß bis in die Val Piana verfolgen und besitzt also eine Länge von 11 km.

Die nächste Zone besteht wieder aus Quarzphylliten, welche eine mittlere Mächtigkeit von 250 m besitzen. Die eigentümliche bläuliche Farbe der Phyllite verrät die Nähe der Tonalitgrenze, welche bald von schiefrigen Hornfelsen und Hornfelsen angekündigt wird.

Der Tonalit.

Der Tonalit des nördlichen Abhanges der Presanellagruppe gehört zu dem nördlichen Saum der Adamelloeruptivmasse. Die Tonalitgrenze stimmt, insoweit sie auf unser Kartenblatt fällt, bis in die Val Piana — abgesehen von unbedeutenden Abweichungen — sehr gut mit jener, welche Salomon beschrieben hat. Von der Val Piana aus nimmt die Grenzlinie tatsächlich einen nördlicheren Verlauf ein, als der genannte Autor vermutete; sie erreicht nämlich nicht die Val di Sole zwischen Diolasa und Dimaro. Die außerordentlich mächtigen Schuttablagerungen machen eine genaue Verfolgung des Tonalitrandes nach Osten unmöglich. Doch bieten uns der Aufschluß in der Val Ussaja, wo der Tonalit noch zum Vorschein kommt, und das Hervortreten der Gneisglimmer bei Malga Capai genügende Anhaltspunkte, um die Grenzlinie südlich von Malga di Capai und Malga di Piano, also im Mittel zirka 1 km südlicher, als Salomon vermutete, zu verlegen. Sie dürfte somit etwa in der Nähe der Malga piccola di Dimaro (auf dem Blatt Cles) an die Judikarienlinie stoßen.

Es ist hier eine Berichtigung des angrenzenden Blattes Cles notwendig: jene Fläche bei Malghetto, Malghetto alto und Spolverin, welche als zweiglimmeriger Gneis koloriert erscheint, gehört zu der Tonalitmasse und der Gneis ist tatsächlich ein Tonalit mit paralleler Struktur oder Tonalitgneis.

Während von Malga Almazzago bis zum Meledriotale die Grenzlinie mit der Judikarienbruchlinie zusammenfällt, so daß die Eruptivmasse an den Hauptdolomit stößt, schiebt sich bei Pradalago eine zirka 1 km breite Schieferzone zwischen beide ein, welche den Tonalit bis in die Val Rendena weiter begleitet.

Das Gestein der Eruptivmasse der Presanella gehört wenigstens in unserem Blatte zum typischen Tonalit. Wir sind nämlich in unmittelbarer Nähe des Tonalépasses, der Lokalität, wo G. v. Rath, der Entdecker des Tonalits, die Handstücke für die Beschreibung des neuen Gesteines sammelte. Es wäre daher überflüssig, die makroskopischen Eigenschaften des Gesteines zu beschreiben; es sei vielmehr auf den petrographischen Teil dieser Arbeit hingewiesen, wo eine vollständige mikroskopische Beschreibung, welche man bis heute vermißte, gegeben wird.

Aplitische und pegmatitische, zu dem Tonalit gehörende Gänge oder Adern sind selten. Die basischen Ausscheidungen von meist Faustgröße erscheinen am Rande der Eruptivmasse besonders häufig; man kann oft etliche zehn auf einem und demselben Block zählen.

Der Tonalit nimmt in der Nähe des Randes eine parallele Struktur an, welche sich allmählich soweit entwickelt, daß das Gestein einen gneisigen Habitus annimmt. Von einer scharfen Grenze und überhaupt von einer Grenzlinie kann absolut nicht die Rede sein, so allmählich ist der Übergang. Im Bereiche unseres Kartenblattes, und zwar am nördlichen Rande des Presanellagebirges beginnt die Umgestaltung in einer Entfernung von zirka 6—800 m von demselben; anfangs ist die parallele Struktur erst an sehr großen Gesteinsflächen sichtbar und nur sehr nahe am Rande (50—100 m) kommt dieselbe auch im Handstück zur Geltung; ganz dicht an dem Rande selbst ist das Gestein soweit verändert, daß es mit bloßem Auge als Eruptivgestein nur von einem geübten Auge erkennbar ist.

Die mikroskopische Untersuchung der Randzone, und zwar namentlich die Bestimmung der Plagioklase, hat zu dem Ergebnis geführt, daß sie basischer ist als die Zentralmasse.

Der Anorthitgehalt der Plagioklase im Kern war in

normalem Tonalit	55—60% An.
einer dunklen Varietät	52%
Tonalit mit paralleler Struktur	60%
Tonalitgneis	73—75% „

Aus diesen Angaben geht die Zunahme der Basizität des Tonalits gegen den Rand zu, klar hervor. Die Zunahme der farbigen Gemengteile, welche besonders dicht am Rande hervortreten, ist in dieser Beziehung nicht maßgebend, denn dieselbe ist nicht so groß, daß sie den Zweifel heben könnte, die dunklere Farbe sei bloß durch die parallele Struktur bedingt. Auf eine lange Strecke der Tonalitgrenzlinie, und zwar von der Val Palù bis in die Val Ussaja (zirka 7 km) läßt sich aber eine schmale Randzone verfolgen, bei welcher ein solcher Zweifel nicht mehr möglich ist. Das Gestein dieser Zone ist im Vergleiche zum Tonalit sehr dunkel; sein Hauptmerkmal besteht aber darin, daß es makroskopisch unmöglich ist, in demselben die ursprüngliche Eruptivnatur zu erkennen. Die hohe Basizität dieses Gesteines, welche schon aus der Menge der dunklen Gemengteile ersichtlich ist, wird von der Plagioklasbestimmung bestätigt, wie aus der vorangehenden Zusammenstellung zu ersehen ist.

Diese Zone geht in der Mehrzahl der beobachteten Profile sehr rasch aus jener des Tonalits mit paralleler Struktur hervor, so daß man von einer ziemlich scharfen Grenze sprechen kann, obwohl der Übergang unschwer zu konstatieren ist. Diese Verhältnisse können vielleicht die stark abweichenden Beschreibungen der älteren Autoren erklären. Diejenigen, welche von einer scharfen Grenze des Tonalitgneises sprechen, müssen, wenn man nicht einen zu groben Beobachtungsfehler annehmen soll, ihre Beobachtungen im Bereiche dieser basischen Zone gemacht und den Ausdruck „Tonalitgneis“ bloß auf diese beschränkt haben. Ich selbst wäre geneigt, diese Einschränkung zu

billigen. Der Ausdruck „Tonalitgneis“ paßt eigentlich nicht für den Tonalit mit paralleler Struktur, denn dieser ist nach meinen Beobachtungen selbst in der äußersten Randzone, wo die parallele Struktur am stärksten hervortritt, immer von einem geübten Auge als Eruptivgestein, und zwar als Tonalit zu erkennen; auch bilden die dunklen Gemengteile keine kontinuierlichen Lagen; eine Lagenstruktur tritt nie deutlich hervor, sondern Hornblende und Glimmer sind immer regellos verteilt. Höchstens könnte man den Tonalit der äußersten Randzone, welcher allein eine sehr ausgeprägte parallele Struktur zeigt, als körnigen Gneis bezeichnen. Ich möchte aber wenigstens für mein Gebiet einen solchen Namen nicht anwenden mit Berücksichtigung der allzu geringen Mächtigkeit der Zone, von welcher derselbe in Anwendung kommen könnte, und des ganz allmählichen Überganges. Auf meiner Karte habe ich tatsächlich die Zone des Tonalits mit paralleler Struktur von jener des Tonalitgneises getrennt. Bei dem letzten ist der Habitus zweifellos jener eines Gneises und die Struktur ist eine deutlich flaserige bis schiefrige.

Dieselben Kriterien hatten Sederholm und andere skandinavische Geologen in ähnlichen Fällen angewendet¹⁾. Dagegen hat Stache²⁾ die ganze breite Zone des Tonalits mit paralleler Struktur, wie aus seiner Karte klar hervorgeht, als Tonalitgneis ausgeschieden. Herr Bergrat Teller³⁾ nannte das Gestein bei einer mündlichen Diskussion über diesen Gegenstand sowie bei Vergleichung mit seinem Material Tonalitgneis, erst wenn dasselbe eine deutlich flaserige Struktur zeigt und im Handstück bei bloß makroskopischer Untersuchung ohne Heranziehung der geologischen Verhältnisse nicht ohne weiteres als dem körnigen Tonalit angehörig erkennbar ist. Auch Löwl⁴⁾ spricht dem Tonalitgneis eine flaserige Struktur zu.

Salomon⁵⁾ gibt der Meinung Ausdruck, daß der Tonalitgneis wohl besser als „gneisartiger Tonalit“ zu bezeichnen sei, mit Rücksicht auf den Umstand, daß der Tonalitgneis als eine dynamometamorphe Modifikation des Tonalits aufzufassen ist. Der „gneisartige Tonalit“ Salomons bezieht sich auf die ganze Zone Staches, von der Val Sceria westlich des Tonale bis südwärts von der Val Genova, und faßt also meinen Tonalit mit paralleler Struktur und meinen Tonalitgneis zusammen.

¹⁾ J. J. Sederholm, Studien über archaische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. *Tschermaks Min. u. Petrogr. Mitteil.* 1891, Bd. XII, pag. 100.

²⁾ G. Stache, Die Umrandung des Adamellostockes. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien 1879, und die im Manuskript vorliegende Karte des Adamello- und Presanellagebirges, welche in dem Archiv der k. k. geologischen Reichsanstalt aufbewahrt ist.

³⁾ Vgl. auch: F. Teller, Zur Tektonik der Brixner Granitmasse. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien 1881.

⁴⁾ F. Löwl, Die Tonalitkerne der Riesenferner in Tirol. *Petermanns Mitteil.* 1893, Heft IV u. V.

⁵⁾ W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Monte Adamello. *Tschermaks Min. und Petr. Mitt.* 1891, Bd. XII, pag. 410–412.

Becke und Löwl¹⁾ haben auf der gemeinsam ausgearbeiteten Karte, welche dem Führer zu den Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern beigegeben ist, einen flaserigen Tonalitgneis (Flasertonalit) und einen körnigen Tonalitgneis (Tonalit) ausgeschieden.

Der Gesteinstypus, welchen Petrascheck²⁾ als Tonalitgneis beschrieben hat, stimmt ebenfalls, nach freundlichen Mitteilungen des A. sowie nach dem Materialsvergleich, nur mit meinem Tonalitgneis.

Es wäre somit die Zweckmäßigkeit der zweifachen Benennung: Tonalitgneis und Tonalit mit paralleler Struktur zur Genüge bewiesen; eventuell kann man, wo es notwendig ist, den Übergangstypus als körnigen Tonalitgneis bezeichnen.

Es kommt jetzt die Frage der Entstehung des Tonalitgneises an die Reihe.

Wenn wir von älteren Anschauungen, welche bloß mit den damals noch nicht klargelegten Lagerungsverhältnissen in Zusammenhang stehen, absehen wollen, so sind nur die Erklärungen von Salomon³⁾ und Löwl⁴⁾ zu erwähnen; beide beziehen sich auf unser Gebiet.

Salomon ist von der von ihm zuerst festgestellten Tatsache, daß die Parallelstruktur der gneisartigen Modifikation des Tonalits als ein Produkt der Dynamometamorphose aufzufassen ist, ausgegangen. Sie entstand nämlich nach vollendeter Kristallisation, wie die zahlreichen Druckerscheinungen bei der mikroskopischen Untersuchung kundgeben. Andererseits ist die Gneiszone im Adamellogebiete nur auf den östlichen und nördlichen (Nordabhang der Presanellagruppe) Rand der Eruptivmasse beschränkt. Somit ist „das Auftreten der dynamometamorphen, gneisartigen Modifikation des Tonalits an die Nähe von Linien geknüpft, längs welcher gewaltige Bewegungen des Gebirges stattgefunden haben und in deren Nachbarschaft die bewegten Gesteinsmassen naturgemäß auch ungeheuren Pressungen ausgesetzt waren“.

Diese Linien sind im Osten die Judikarienlinie und im Norden die von Salomon beschriebene Tonalelinie.

Im Gegensatz zu dieser Auffassung hält Löwl die Annahme für wahrscheinlicher, daß die Schieferung des Tonalits durch den Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel schon während der Intrusion und Erstarrung des Magmas entstanden sei.

Die mikroskopischen Untersuchungen meines Materials, welches aus mehreren Punkten des Tonalitmasserandes vom Passo del Tonale bis zur Val Meledrio stammt, haben die Bestätigung gebracht, daß bei dem Tonalit mit paralleler Struktur, bei dem körnigen Tonalit-

¹⁾ Becke und Löwl, Geologische Übersichtskarte des Westabschnittes der Hohen Tauern in Führer für die Exkursionen in Österreich des IX. Internationalen Geologenkongresses Wien 1903.

²⁾ W. Petrascheck, Über Gesteine der Brixner Masse und ihrer Randbildungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1904, Bd. 54, pag. 47.

³⁾ W. Salomon, Neue Beobachtungen etc. In: Tschermaks M. 1891, Bd. XII, pag. 411 u. ff.

⁴⁾ F. Löwl, Die Tonalitkerne der Riesenferner in Tirol. Petermanns M. 1893; Heft IV u. V. In der Fußnote auf pag. 114.

gneis sowie bei dem Tonalitgneis die Struktur eine fast reine Kataklastische Schieferung ist. Diese ist um so deutlicher, je mehr man sich dem Rande nähert; sie erreicht den höchsten Grad bei dem Tonalitgneis und ist hier auch von einer ziemlich reichen Neubildung von Epidot begleitet.

Was aber die Erklärung, welche Salomon für die Entstehung der Tonalitgneiszone gegeben hat, betrifft, so haben meine Untersuchungen im Felde sowie am Mikroskop Resultate ergeben, welche mit dieser Erklärungsweise nicht übereinstimmen.

Nach Salomon ist, wie gesagt, das Auftreten der gneisartigen Modifikation des Tonalits an die Nähe von tektonischen Linien geknüpft; unmittelbar entlang dem südwestnordöstlich verlaufenden Teile der gneisartigen Zone streicht die Judikarienbruchlinie; im Süden aber, wo die Tonalitgrenze weiter nach Westen zurücktritt, da nimmt auch der Tonalit, selbst in der Nähe der Grenze, wieder seine normale Struktur an.

Das ist auch im ganzen und großen richtig; sobald wir aber die Details untersuchen, stimmt das nicht mehr so gut überein. Nach der Manuskriptkarte von Stache bricht die Gneiszone in der Umgebung von Pinzolo ab; im Süden reicht sie bis Caderzone, im Westen dringt sie der Val di Genova entlang bis Aquabona. Am Campigliopaß ist der Tonalitrand höchstens 1 km entfernt; bei Pinzolo aber, gerade wo die Tonalitgneiszone an Mächtigkeit stark gewinnt, beträgt die Entfernung schon 5 km. Im Süden, wo die Zone des gneisartigen Tonalits nicht mehr beobachtet wurde, habe ich auf der Stacheschen Manuskriptkarte folgende Distanzen gemessen: bei Spiazzo di Rendena 5 km, bei Villa Rendena 5 km, bei Breguzzo 6 km. Die Distanz der Bruchlinie von dem Tonalitrande bleibt also noch auf einer Strecke von 15 km nach Süden noch immer dieselbe wie bei Pinzolo und trotzdem fehlt nach den bisher vorhandenen Daten die gneisartige Tonalitzone.

Freilich darf man nicht vergessen, daß die Pressung, welche entlang einer und derselben Linie ausgeübt wird, sehr verschieden sein wird; auch wird die Beschaffenheit der dazwischenliegenden Schieferzone, welche auch mehr oder minder elastisch sein kann, eine Rolle spielen.

Ein Hindernis für die Annahme der Salomonschen Auffassung sind auch die Granitstöcke von Corno alto und Sabbione. Der erste liegt unmittelbar dicht an der Judikarienlinie und ist, wie sein sekundärer Kontakt mit dem Sedimentargebirge genügend beweist, sicher älter als die Judikarienlinie selbst. Von dem Sabbionegranit ist keine Zone mit paralleler Struktur bekannt; es ist nun schwer zu verstehen, wie eine Pressung, welche von der Bruchlinie ausgeübt wurde, die Sabbionegranitmasse unversehrt ließ, um erst hinter ihrem Rücken in einer Entfernung von 5 km auf dem Tonalit wirksam hervorzutreten.

Der Corno altogranit, von dem ebenfalls keine Randzone mit paralleler Struktur bekannt ist, wird nach der Stacheschen Manuskriptkarte gegen Nord, Nordost und Nordwest von dem gneisartigen Tonalit umwallt und ist selbst an seinem östlichen Rande nur 2 km von der Judikarienlinie entfernt.

Die zwei Beispiele würden aber ihre Kraft stark einbüßen, sobald man sich vorstellte, daß die Kataklyse auf diese Granitmassen in anderer Weise gewirkt haben und erst unter dem Mikroskop nachweisbar sein könnten. Da wir eine mikroskopische Beschreibung dieser Granite vorläufig vermissen, so muß man auch eine Entscheidung über diesen Fall verschieben. Ein solcher Zweifel ist aber bei einem dritten Granitstocke ausgeschlossen, welcher sich bereits im Bereiche des Kartenblattes Tonale findet. Es handelt sich um einen kleinen Granitstock, welcher in dem oberen Meledriotale neben der Malga Malghetto aufgeschlossen ist und schon von Lepsius und neuerdings von Salomon erwähnt wurde. Er durchbricht hier die Schieferzone, welche an dieser Stelle zwischen der Judikarienlinie und der Tonalitmasse liegt. Sein Alter läßt sich nicht mit Sicherheit bestimmen; da er aber Bruchstücke seiner Schieferhülle als Einschlüsse enthält, so muß man ihn als jünger als die letztere betrachten; es wird wohl auch kaum jemand einen Zweifel darüber hegen, daß er doch immer älter als die Judikarienlinie selbst sei. Die Entfernung dieser Störungslinie von dem Tonalitrande beträgt höchstens 1200 m, während der westliche Saum des Granitstockes von demselben schätzungsweise kaum 100 m entfernt ist; wegen Mangels an Aufschlüssen war hier weder eine genauere Messung noch das Studium der Lagerungsverhältnisse zwischen dem Granitstocke und der Tonalitmasse durchführbar. So viel steht aber fest, daß der Granitstock von Malghetto zwischen der Judikarienlinie und der gneisartigen Tonalitzone liegt. Diese ist hier besonders breit und dürfte mit 1 km eher zu niedriger als zu hoch geschätzt sein.

Der Granit von Malghetto zeigt aber keine Spur von Kataklysen, obwohl er so nahe der Judikarienlinie als auch der Tonalitmasse ist. Unter dem Mikroskop zeigt erst der Quarz eine kleine undulöse Auslöschung, welche durchaus nicht abnormal ist. Tatsächlich ist der Granit, wie Salomon berichtet¹⁾, „so stark zertrümmert, daß es schwer hält, größere Stücke zu schlagen“. Diese Erscheinung steht aber in keinem Zusammenhange mit der Pressung; der Granit ist ganz einfach tief zersetzt, da er von zwei Bächlein aufgeschlossen wurde, welche ihn permanent in einem feuchten Zustande erhalten.

Am nördlichen Abhange der Pressanella sollte, nach Salomon, die Tonalitgneiszone an die Tonalelinie geknüpft sein. Die Existenz dieser Linie ist allerdings im Bereiche meines Aufnahmgebietes nicht bewiesen; wie ich weiter unten darlegen werde, ist meine Mühe, um sichere Anhaltspunkte zu gewinnen, welche die Verlängerung der fraglichen Störungslinie westlich vom Tonalepaß beweisen könnten, fruchtlos geblieben. Die mikroskopische Untersuchung des gesammelten Materials hat aber Beweise genug erbracht für die Existenz einer Zone von stark gepreßten Gesteinen, welche an der Stelle der fraglichen Bruchlinie auftritt. Schon in dem nördlich liegenden Gebiete hat Hammer²⁾, und zwar auf der Linie Rabbi—Cercena—Cogolo, eine

¹⁾ Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber., Berlin 1901, pag. 181.

²⁾ Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1905, Bd. 55.

Zone beschrieben, welche alle Zeichen starker mechanischer Inanspruchnahme zeigt; auch die Pegmatite haben oft Druckerscheinungen angenommen. Eine ähnliche Zone hat Salomon¹⁾ in dem Mortirolotal gefunden und ausführlich petrographisch beschrieben.

Über unsere Quetschzone wird schon an dieser Stelle berichtet, obwohl sie zu den tektonischen Erscheinungen gehört, weil man trotz aller Zweifel, die man über die Tonalelinie hegen kann, doch die Diskussion der Anschauung Salomons über die Entstehung des gneisartigen Tonalits auch auf dem Presanellagebiete annehmen muß, denn schließlich für seine Theorie eine lange Zone der Pressung noch günstiger sein dürfte als eine Bruchlinie. Man kann sich ja ganz gut eine Bruchlinie vorstellen ohne seitliche Pressung oder eine zweite, welche keine Spur einer solchen hinterlassen hat. Zum Beispiel läßt die Valsuganabruchlinie, deren Sprunghöhe so groß ist, daß die obere Kreide (Scaglia; Senon oder Danien) mit den Quarzphylliten und mit der Granitmasse von Cima d'Asta in Berührung kommt, nirgends die Spuren einer seitlichen Pressung erkennen. Dagegen spricht, wenigstens im allgemeinen, die Existenz einer Quetschzone, welche parallel dem Tonalitrande zieht, viel für die Annahme einer Pressung, welche von außen auf den Tonalit ausgeübt wurde.

Die genaue Beschreibung der klastischen Erscheinungen, welche man unter dem Mikroskop in den Gesteinen dieser Zone zu entdecken vermag, soll uns zunächst über die Ausdehnung und die Beschaffenheit der gequetschten Zone genau informieren. Zu diesem Zwecke wurden die kataklastischen Erscheinungen des Quarzes der verschiedenen Gesteine zusammengestellt. Es wurde der Quarz ausgewählt, weil dieses Mineral das empfindlichste gegenüber der mechanischen Pressung ist und zu dem Mineralbestande sämtlicher Gesteine der Zone gehört. Über die kataklastischen Erscheinungen der anderen Mineralien wird man Ausführlicheres in dem petrographischen Teile finden.

Der Quarz zeigt:

Granatglimmergneis von S. Antonio	starke undulöse Auslöschung, zum Teil Verzahnung.
Phyllitgneis von Fucine	starke Verzahnung, zum Teil Mörtelstruktur.
Granit von Fucine	zum Teil Sandbildung, starke Verzahnung.
Pegmatit von Fucine	zum Teil Mörtelstruktur.
Glimmerquarzite von Pelizzano	stark undulöse, zum Teil pendelnde Auslöschung.
Pegmatit in derselben	stark undul. Auslösch., Verzahnung, z. kl. T. Anfang der Sandbildung.
Phyllitgneis der Val Palù	grobe Verzahnung bis Mörtelstrukt.

¹⁾ W. Salomon, Gequetschte Gesteine des Mortirolotal. Neues Jahrb. f. Min., Stuttgart 1897, Beilagebd. XI, pag. 354.

	Der Quarz zeigt: feinste Mörtelstruktur.
Augengneise von Stavel, Palù, Val Piana, Val Ussaja	
Kohlenstoffphyllite in der Nähe der Augengneise aus der Val Stavel	sehr schöne feine Bänderbildung.
Kohlenstoffphyllite in der Nähe der Augengneise aus der Val Piana	Bänderbildung und auch Mörtel- struktur.
Kohlenstoffphyllite in der Nähe der Augengneise aus der Val Barco	Bänderbildung und Mörtelstruktur.
Kohlenstoffphyllite in einiger Ent- fernung von den Augengneisen der Val Barco	starke undulöse Auslöschung, An- fang der Verzahnung.
Kohlenstoffphyllite der Val Piana, 400 m vom Kontakt	deutliche undulöse Auslöschung.
Kohlenstoffphyllite der Val Stavel in der Nähe des Quarzitzuges	starke undulöse Auslöschung.
Quarzit aus der Val Barco	ziemlich starke undulöse Auslösch.
Quarzit aus der Val Ricolonda	ziemlich starke undulöse Auslösch.
Quarzit am Tonalepaß	undulöse Auslöschung.
Quarzlagenphyllit aus d. Val Ussaja	undulöse Auslöschung, Anfang der grogen Verzahnung.
Quarzlagenphyllit a. d. Val Barco	stark undulöse Auslöschung, zum Teil Verzahnung.
Quarzlagenphyllit a. d. Val Barco näher dem Kontakt	ziemlich starke undulöse Aus- löschung.
Quarzlagenphyllit vom Passo del Tonale	nur in einzelnen Körnern die klein- sten Spuren einer undul. Auslösch.

Innere Kontaktzone:

Hornfelse der Val Barco	starke undulöse Auslöschung.
Hornfelse am Tonalepaß	Spuren von undulöser Auslöschung.
" " "	schwache undulöse Auslöschung.
" " "	deutliche undulöse Auslöschung.
Hornfelse aus der Val Stavel	nur in einzelnen Körnern schwache undul. Auslösch., selbst in größeren Körnern keine undul. Auslösch.

Dicht am Kontakt:

Hornfelse aus der Val Stavel	sehr starke undulöse Auslöschung.
Hornfelse aus der Val Stavel, am Gehänge (1895 m)	sehr starke undulöse Auslöschung, Anfang der leichten Verzahnung.
Hornfelse aus der Val Barco	Anfang der Bänder- u. Sandbildung.
Quarzite aus der Val Piana	feinste Bänderbildung.
Tonalit mit paralleler Struktur und Tonalitgneis	ausgeprägte Mörtelstruktur und Bänderbildung.

Streng genommen sind die kataklastischen Erscheinungen der verschiedenen Gesteine miteinander nicht vergleichbar, wohl aber jene eines und desselben Gesteines von verschiedenen Stellen seiner Zone. Im allgemeinen sind Eruptivgesteine gegen die Pressung empfindlicher als schiefrige und größere Quarzkörner empfindlicher als kleine. Wenn man diese Verhältnisse, welche aus der obigen Zusammenstellung sehr gut ersichtlich sind, immer im Auge behält, so kann man auch verschiedene Gesteine miteinander vergleichen. Man kann auf diese Weise feststellen, daß die kataklastischen Erscheinungen gegen die Grenze des Tonalits zu an Intensität ganz deutlich und allmählich abnehmen, ja sogar ganz verschwinden wie am Tonalepaß; am Kontakt selbst aber ist die Kataklaste sehr stark, aber nur in einer sehr schmalen Zone und dicht an dem Tonalitgneis.

Besonders lehrreich ist der Vergleich bei den Quarziten; dieselben zeigen in dem ganzen langen Zuge eine gar nicht starke undulöse Auslöschung, in dem Moment aber, wo sie in unmittelbarem Kontakt mit dem Tonalitgneis kommen, zeigen sie die stärksten kataklastischen Erscheinungen. Andererseits zeigen die Hornfelse der Val Stavel dicht am Kontakt eine sehr starke undulöse Auslöschung und sogar Verzahnung, während schon in einer Entfernung von 20—30 m von der Kontaktstelle nur einzelne Körner eine schwache undulöse Auslöschung zeigen, die meisten aber, darunter auch größere, gar keine.

Nach meiner Anschauung lassen sich nun diese Verhältnisse mit der Annahme, daß die Entstehung des Tonalitgneises einer Pressung, welche von Norden stattgefunden habe, wohl nicht vereinbaren, weil man sich nicht so leicht vorstellen kann, wie dieselbe eine zum Teil gar nicht und zum Teil nur minimal gequetschte Zone hinter sich lassen konnte, um erst am Rande der Eruptivmasse plötzlich ihre größte Wirkung auszuüben. Es ist daher notwendig, an die Existenz von zwei Pressungszonen zu denken, welche voneinander unabhängig sind. Die nördliche ist von der südlichen durch ein ganz oder fast neutrales Gebiet getrennt; die letzte kommt hauptsächlich in der Tonalitmasse zur Geltung und hat nur auf die in unmittelbarem Kontakt stehenden Kontaktprodukte der Schieferhülle gewirkt.

Wenn das Auftreten des gneisartigen Tonalits an die Nähe von tektonischen Linien geknüpft ist, so sollte man ferner auch glauben, daß die Richtung der Schieferung ungefähr parallel der Störungslinie laufe. Das ist nun auch tatsächlich am Nordabhange der Presanella der Fall; es sei aber hier auch bemerkt, daß die fragliche Bruchlinie und die Randlinie der Eruptivmasse parallel zueinander verlaufen würden. Die Tatsache stimmt aber nicht mehr mit der obigen Voraussetzung, sobald man um die Ecke der Tonalitmasse schwenkt und in das Gebiet kommt, das unter dem Einflusse der Judikarienlinie stehen sollte. Im oberen Meledriotal, und zwar bei Malghetto und Pradalago in unmittelbarer Nähe des oben erwähnten kleinen Granitstockes ist die Druckschieferungsrichtung ebenfalls eine ostnordöstliche wie in der Nordfront der Eruptivmasse obwohl Pradalago von der fraglichen Tonalelinie mindestens um 6 km und die Judikarienlinie kaum einen ganzen Kilometer von dem Rande entfernt ist. Es würde in dem Falle auch die Annahme wenig helfen, daß die Judikarien-

linie an dieser Stelle keine seitliche Pressung ausgeübt habe, so daß nur die Tonalieinie in Frage kommt, denn es wäre dann erst das Kartenbild unbegreiflich; der Tonalit mit paralleler Struktur bildet auch hier nur eine Randzone, so daß zwischen diesem östlichen Teil der Zone und dem nördlichen eine große Partie der unveränderten Tonalitmasse liegt.

Einer Pflicht der Objektivität nachkommend, muß ich allerdings erwähnen, daß ich vorläufig noch nicht Gelegenheit gehabt habe, den südlichen Verlauf der gneisartigen Tonalitzone, welche auf dem Kartenblatte Tione liegt, zu verfolgen, so daß die dortigen Lagerungsverhältnisse mir ganz unbekannt sind. Deswegen muß ich mir ein definitives Urteil über die zwei Hypothesen von Salomon und Löwl vorbehalten. Es sei aber nochmals betont, daß meine Beobachtungen im Felde eine Reihe von Tatsachen ergeben haben, welche für die Auffassung Salomons als ungünstig erklärt werden müssen. Dagegen habe ich keine gefunden, welche der Erklärungsweise Löwls widersprechen.

Ich kann mich aber dieser auch nicht ohne nähere Prüfung anschließen. So denke ich zum Beispiel, daß die Ursache des seitlichen Druckes, welcher von dem Zentrum der Masse gegen die Peripherie ausgeübt wurde, in verschiedener Weise sich erklären läßt. Löwl nimmt an, daß der Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel entstanden sei. Statt dieser Erklärung oder neben derselben ist wenigstens eine zweite Hypothese zu berücksichtigen. Ich denke nämlich an den Gasdruck, der, sobald das Magma in das Erstarrungsstadium tritt, steigen soll.¹⁾ Diese Auffassung würde sehr gut mit der festgestellten Tatsache übereinstimmen, daß die parallele Struktur der Randzone eine kataklastische ist, was zu der Annahme zwingt, daß der Tonalit der Randzone schon fest war, als die Pressung auf ihn wirkte. Nicht also während der *mise en place*, sondern nach derselben, als die Kruste durch die relativ rasche Abkühlung, welche der Kontakt mit der kühlen Schieferhülle bewirkt hatte, schon fest geworden war, hätte der Gasdruck, welcher bei fallender Temperatur des Zentralmagmas steigt, die kataklastische Schieferung der Randzone hervorgerufen.

Diese Erklärungsweise, welche eine zentrifugale Kraft einwirken läßt, darf sich aber ebenfalls nicht über die festgestellten Lagerungsverhältnisse hinwegsetzen. Ein nur scheinbarer Widerspruch liegt in der Schieferungsrichtung des Tonalitgneises im oberen Meledriotale; er findet aber in der Form der Tonalitmasse an jener Stelle eine genügende Erklärung. Die Eruptivmasse bildet dort einen zungenförmigen Fortsatz in nordöstlicher Richtung und es ist nun ganz natürlich, daß die Schieferungsrichtung ebenfalls nördöstlich ist. Auch für diesen Fall sollte man ferner die Verhältnisse bei Pinzolo berücksichtigen. Es bleibt aber noch immer zu erklären, warum die Tonalitgneiszone nicht etwa um die ganze Masse herumzieht. Auch sollte sie

¹⁾ C. Dölter, Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsber. der k. Akad. der Wissensch. in Wien, math.-naturw. Kl. Bd. CXII, Abt. I., Juli 1903, pag. 687 ff.

Baur, Chemische Kosmographie. München 1903.

sich für die anderen Eruptivkerne, welche eine Tonalitgneiszone besitzen, anpassen lassen, insofern für diese keine spezielle Erklärung gegeben werden könnte.

Es geht aus allen diesen Erwägungen hervor, daß die Frage noch nicht spruchreif ist und daß eine Erklärung jedenfalls erst dann Aussicht haben wird, allgemein akzeptiert zu werden, wenn die Lagerungsverhältnisse der ganzen Eruptivmasse, welche vorläufig zum großen Teil in Details noch unbekannt sind, mitberücksichtigt sein werden.

In der Tonalitgneiszone sind auch die basischen Ausscheidungen, welche sonst überall eine mehr oder minder runde oder ovoidale Gestalt haben, förmlich ausgewalzt und zu einer schmalen Platte ausgebügelt, welche parallel der Flaserung des Gesteins angeordnet ist. Es ist also hier dieselbe Erscheinung zu konstatieren, die von Salomon¹⁾ in der Val di Genova westlich von Pinzolo beschrieben wurde, und ich halte sie mit ihm für einen Beweis, daß die Erklärung der Entstehung des Tonalitgneises durch Kataklyse richtig ist. In der Val Barco fand ich eine solche basische Ausscheidung, welche zu einem 3 cm breiten Blatte umgewandelt war; die Länge desselben beträgt zirka 3 m. Aus diesen Daten können wir die Dimensionen des ursprünglichen Körpers ausrechnen; die Resultate werden selbstverständlich nur approximativ sein, weil Angaben über die dritte Dimension fehlen. Wenn wir eine ovoidale Form annehmen, so dürfte der größere Durchmesser zirka 2 m, der kleinere zirka 1.50 m betragen haben. Demnächst war die Amplitude der Bewegung bei der Pressung $150 - 3 = 147$ cm; diese Zahl ist die geringste, weil die Rechnung voraussetzt, daß der kleinere Durchmesser des ovoidalen Körpers gerade senkrecht zu der jetzigen Schieferungsrichtung gewesen sei.

Die basischen Ausscheidungen treten, wie es scheint, hier am Nordrande der Presanella besonders häufig in der Nähe der Grenzlinie der Eruptivmasse auf. Diese Anhäufung der basischen Ausscheidungen am Rande glaube ich in einfacher und ungezwungener Weise dadurch erklären zu können, indem ich dieselben in Zusammenhang mit der basischen Randzone bringe. Die geologischen Beobachtungen im Felde und die genauen mikroskopischen Bestimmungen der Plagioklasse in der Tonalitgesteinsprobe lassen erkennen, daß die Randzone der Tonalitmasse in unserem Gebiete gegen die Grenzlinie zu allmählich basischer wird, bis zur Entwicklung einer deutlichen basischen Randbildung. Die basischen Ausscheidungen sind nun hier so häufig, eben weil sie von einem basischeren Magma als jenem der Zentralpartie ausgeschieden wurden.

Eine parallele oder reihenförmige Anordnung der basischen Ausscheidungen, welche man etwa auf eine Schlierenbildung zurückführen könnte, habe ich in meinem Aufnahmegebiete sehr selten beobachtet; sie sind fast immer unregelmäßig zerstreut in dem Tonalit und ihre

¹⁾ W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthardt. Sitzungsher. der preuß. Akad. Berlin 1899, pag. 29.

Form, ihr Mineralbestand und ihre Abgrenzung gegenüber dem einschließenden Gestein läßt sie als ein Produkt der magmatischen Differentiation erscheinen. Man kann oft auf einem und demselben großen Blocke gegen hundert solcher Ausscheidungen wahrnehmen. Die ganz einfachen sind nur eine roh zentrische Anhäufung der dunklen Gemengteile, andere zeigen einen schönen runden oder ovoidialen Querschnitt; manchmal sind sie auch von einem weißen sauren Saume (der eventuell noch mit einem schwarzen Rand umgeben ist) versehen. Mit diesen einfachen Formen, welche unzweifelhaft auf magmatische Differentiationen hinweisen, sind durch allmähliche Übergänge die komplizierteren Bildungen verbunden, welchen das kleine Korn und die scharfe Abgrenzung ein fremdartiges Aussehen verleihen. Es kommen am Tonalepaß solche gequetschte ganz dunkle, feinkörnige Ausscheidungen vor, welche auch von einem geübten Auge mit schieferigen Hornfelseinschlüssen verwechselt werden können und erst unter dem Mikroskop ihr wahres Wesen erkennen lassen.

Schlierenähnliche Bildungen habe ich selten gesehen. Aus der Val Stavel habe ich Stücke mitgebracht, welche eine hellere, weiße und eine dunklere, schwarze Streifung zeigen; hier sind die dunklen, dort die farblosen Mineralbestandteile angehäuft. In dem petrographischen Teile wird man die Einzelheiten der mikroskopischen Untersuchung finden. Nur bei Malga Malghetto im oberen Meledriotale habe ich eigentliche Schlieren beobachtet, welche den typischen Bildern Meyers gleichen.

Kontakterscheinungen.

Die Grenzlinie der Tonalitmasse gegen die Schieferhülle streicht, wie aus der geologischen Kartenskizze (pag. 410) zu ersehen ist, N 73° O. Diese Messung wurde auf der Originalkarte (1:25.000) ausgeführt und ist selbstverständlich ein Mittelwert, weil die Grenzlinie nicht gerade, sondern ganz leicht wellig ist. Die angegebene Zahl stimmt ganz gut mit den einzelnen Messungen Salomons. Wenn man das Kartenbild betrachtet, so fällt leicht in der Val Stavel und Val Piana eine Unregelmäßigkeit in dem Verlaufe der Grenzlinie auf. Am linken Ufer dieser Täler scheint sie um etwa 200—300 m nordwärts verschoben. Man könnte hier sogar an eine kleine Störungslinie, an eine seitliche Verschiebung denken. Diese Annahme ist aber weder notwendig, noch den Tatsachen entsprechend. Diese Verhältnisse sind bloß auf einen lokalen welligen Verlauf der Grenzlinie zurückzuführen, denn wie man zum Beispiel in der Val Stavel sehr deutlich sieht, stimmen dann die folgenden Zonen, welche aus senkrecht stehenden Schichten bestehen, sehr gut überein.

Überall, wo ich die Kontaktstelle günstig aufgeschlossen sah, habe ich in Übereinstimmung mit den Beobachtungen Salomons ein südliches senkrechtcs oder beinahe senkrechtcs Fallen beobachtet; die Schiefer fallen somit unter den Tonalit und ihr Streichen und Fallen ist im ganzen und großen genommen demjenigen des letzteren gleich. Eine Ausnahme bilden selbstverständlich die Stellen, wo die

Tonalitgrenzlinie die Schieferzone schief abschneidet, wie es zum Beispiel zwischen der Val Piana und Val di Barco der Fall ist.

Der Kontakt zwischen Tonalit und Schieferhülle ist ein primärer. Längs der langen Grenzlinie habe ich überall Kontakterscheinungen beobachtet, welche schon Salomon an zwei Stellen, nämlich in der Val Piana und Val Stavel, gefunden hatte.

Am Tonalepaß, dicht an der Reichsgrenze, etliche Meter von der Kontaktstelle sind die Quarzphyllite vollständig umkristallisiert mit Verlust der schiefrigen Struktur: sie sind in echte Hornfelse umgewandelt worden. Die innere Kontaktzone verfolgend, finden wir den nächsten günstigen Aufschluß, nachdem in der Val Presena die Quarzphyllitzone von Diluvialbildungen verdeckt ist, erst auf der Kammlinie, welche von Croz di Stavel direkt nach Norden zieht. An der Stelle, wo der Fußsteig, welcher von Masi di Stavel hinaufführt, nach etwa zwei Marschstunden westwärts in der Richtung von Baiti die Pozzi Bassi einschwenkt (Höhenkote 1895 m der Originalkarte 1:25.000), ist der Kontakt sehr schön aufgeschlossen. Man findet aber weder Hornfelse noch schiefrige Hornfelse, sondern schiefrige Bildungen, welche makroskopisch als feinkörnige Glimmergneise bezeichnet werden könnten. Im Querbruch ist aber die schiefrige Struktur sehr undeutlich, besonders wenn das Gestein sehr frisch ist. Ich habe Stücke gesammelt, an welchen die hornfelsige Struktur sehr deutlich hervortritt, so daß man im Zweifel bleiben kann, ob man es mit einer Schieferung oder einer Art Absonderung zu tun habe. Im allgemeinen aber gewinnt man den Eindruck, daß die Bildung deutlich schiefrig zu nennen sei. Die mikroskopische Untersuchung läßt das Gestein als eine Kombination folgender Mineralien erkennen: Biotit, Quarz, Cordierit, Mikroklin, saurer Plagioklas mit Sillimanit. Die Plagioklase zeigen einen wunderschönen Zonarbau; merkwürdigerweise ist der Kern basischer als die Hülle, die Zonarstruktur folgt somit nicht der Regel der kristallinen Schiefer, sondern jener der Eruptivgesteine; ein Fall, der nur selten beobachtet wurde. Genaue Bestimmungen des Kernes, Kerngerüsts, der Füllsubstanz, Hülle und äußersten Hülle wird man in dem petrographischen Teile finden. Der Quarz zeigt starke undulöse Auslöschung und eine grobe Verzahnung. Die Struktur ist in manchen Schliften sehr deutlich schiefrig, in anderen fast richtungslos.

Dieselben Bildungen findet man auch unten in der Val Stavel, wo sie schon von Salomon gefunden wurden. Nach Salomon¹⁾ zeigt die mikroskopische Untersuchung, „daß sie ebenso wie der in der Nähe des Kontakts zum Tonalitgneis umgepreßte Tonalit sehr starke Druckwirkungen ausgehalten haben. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß hier der Gebirgsdruck die ursprünglich wohl ähnlich wie in der Val Camonica ausgeprägte Kontaktmetamorphose wieder verwischte oder ganz unkenntlich machte.“ Die fortdauernden Verschiebungen an der Tonaleverwerfung haben, nach ihm, nicht nur den dem Kontakt benachbarten Tonalit geschiefert, sondern auch

¹⁾ W. Salomon, Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adameilgruppe. Sitzungsber. der kgl. preuß. Akad. 1901, pag. 172 und 176.

das charakteristische Gepräge seiner Kontaktprodukte verändert und verwischt.

Ich habe schon bei der Besprechung der Entstehung des Tonalitgneises meinem Zweifel Ausdruck gegeben, daß den Presungen, welche aus der fraglichen Tonalieinie hervorgegangen wären, dieselbe zuzusprechen sei. Die Beobachtungen, welche dort aus dem Presanellagebiete über die gequetschte Zone mitgeteilt wurden, und die Schwierigkeiten, welche aus derselben für die Salomonsche Erklärung entstehen, finden auch hier Anwendung. Außerdem ist eine mikroskopisch festgestellte Tatsache für diese Frage von großer Wichtigkeit. Nach Salomon zeigt die mikroskopische Untersuchung der Kontaktgesteine in der Val Stavel, daß sie sehr starke Druckwirkungen ausgehalten haben. Auch habe ich selbst konstatiert, daß der Quarz der unmittelbar am Kontakt gesammelten Gesteine eine ziemlich starke undulöse Auslöschung neben grober Verzahnung zeigt; einmal habe ich sogar in einem Korn die ganz starke ondulöse Auslöschung und jene feine Verzahnung bemerkt, nach welcher gewöhnlich die Auflösung der Quarzkörner in verschieden orientierte Partien folgt. Aber in anderen Stücken, welche nicht dicht an der Kontaktstelle, sondern in einer gewissen Entfernung von derselben gesammelt wurden, konnte ich, wie aus der Zusammenstellung auf pag. 420 u. 421 ersichtlich ist, eine Verminderung oder sogar das Fehlen der kataklastischen Erscheinungen konstatieren.

Weist das alles etwa nicht darauf hin, daß die Schieferstruktur der Kontaktprodukte von Stavel durch Kristallisationsschieferung entstanden ist und daß die Kataklaste erst auf die fertigen geschieferten Kontaktbildungen gewirkt hat?

Die Struktur der geschieferten Kontaktprodukte deutet nämlich nicht auf Kataklastenschieferung hin; die Deformationserscheinungen des Quarzes in dem Grade, wie sie hier beobachtet werden können, geben keinen genügenden Anhaltspunkt zu einer solchen Annahme. Dagegen spricht zum Beispiel das Fortwachsen der zonar gebauten Plagioklase in der Schieferungsrichtung (s. Taf. XIII, Fig. 3) für die Kristallisationsschieferung. Jedenfalls bilden die beobachteten Tatsachen, wie oben angedeutet wurde, eine große Schwierigkeit für die Vorstellung, daß die kataklastischen Erscheinungen der Tonalitgrenze auf die fortwährenden Verschiebungen an der Tonaleverwerfung zurückzuführen seien.

Es sind aber noch zwei Hypothesen zu erwägen. Erstens, daß diese kataklastischen Erscheinungen mit einer Verwerfung, welche längs der Kontaktfläche des Tonalits ziehen würde, verbunden wären; zweitens, daß sie durch einen von Süden her ausgeübten Druck entstanden seien. Die erste Annahme findet in den Beobachtungen im Felde keine Unterstützung, sie widerspricht vielmehr denselben; ich habe an den Kontaktstellen nur Profile gesehen, welche weder eine Verwerfung noch ein Gleiten annehmen lassen. Gegen die zweite Hypothese sprechen nach meinen Beobachtungen vorläufig noch keine Tatsachen.

Von der Val Stavel bis in die Val di Barco läßt sich die Quarzphyllitzone verfolgen; einen guten Aufschluß der Tonalitgrenze findet

man am Lago di Barco. Die Quarzphyllite zeigen hier alle Übergänge von dem für das bloße Auge unveränderten Phyllit und schiefrigem Hornfels bis zum Hornfels. Der Quarz des letzteren zeigt selbst in großen Körnern nur eine leichte undulöse Auslöschung.

An dem Rücken, welcher Tovi Balardi mit dem Monte Veciaja verbindet, schneidet die Tonalitgrenzlinie die Quarzphyllitzone ab; wir werden diese erst in der Val Ussaja wieder finden. Es kommt nun die nächste Zone (nämlich jene schmale Quarzitlage, welche vom Passo del Tonale bis in die Val Piana die Kohlenstoffphyllite von den Quarzphylliten scheidet) mit dem Tonalitgneis direkt in Berührung. Einen sehr schönen Aufschluß findet man auf dem Fußsteige, welcher von Malga del Dosso beim Monte Veciaja zu dem kleinen See der obersten Val Piana führt. In einer Entfernung von zirka $\frac{3}{4}$ km (Luftlinie) trifft man die Kontaktstelle am Fußsteige selbst an. Dem Tonalit mit paralleler Struktur folgt der Tonalitgneis, der hier eine größere Mächtigkeit als 20—30 m nicht haben kann; in direktem Kontakt mit dem letzten sind die weißlichen Quarzite (3—4 m) und tiefschwarzen Kohlenstoffquarzite, welche an der Schichtfläche silberglänzende, an den sogenannten metallischen Kohlenstoff erinnernde Partien zeigen.

Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen der weißen Kontaktquarzite zeigten im Vergleich mit jener zahlreicher anderer Stücke aus verschiedenen Punkten des 11 km langen Zuges keine Kontaktwirkung; man sieht keine Veränderung weder in der Struktur noch im Mineralbestand. Eine Kontaktwirkung sehen wir erst in den schwarzen Kohlenstoffquarziten; die chemische Prüfung derselben ergab, daß der Kohlenstoff aus einem Gemisch von Graphit und amorphem Kohlenstoff besteht; diese Untersuchungen wurden nach den Methoden von Berthelot und Moissan, welche wie es scheint, bis jetzt in der Petrographie noch nicht in Anwendung kamen, ausgeführt; dieselben gestatten eine genaue Trennung der drei Modifikationen des Kohlenstoffes. Weitere Details sind in dem Anhang: „Untersuchungen über die Natur des Kohlenstoffes in den schwarzen Quarzphylliten und Quarziten“, welcher dem petrographischen Teile dieser Arbeit folgt, zu suchen.

Das Vorkommen von Graphit als Kontaktmineral wurde schon mehrmals beobachtet zum Beispiel von Rosenbusch¹⁾, Brögger²⁾, Sauer³⁾, Beck und Luzi⁴⁾. Die drei erstgenannten Autoren lieferten aber keinen Beweis für die graphitische Natur der kohligigen Substanz, von welcher keine kristallographische Abgrenzung beschrieben wird.

¹⁾ H. Rosenbusch, Steiger Schiefer. 1877, pag. 181—1882 und pag. 219.

²⁾ Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. 1882, pag. 347.

³⁾ Sauer, Erläuterungen zu Sektion Meißen der geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen. 1889, pag. 56 und 62.

⁴⁾ R. Beck und W. Luzi, Über die Bildung von Graphit bei der Kontakt-metamorphose. N. Jahrb. 1891, 2., pag. 28 u. 38, und Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. Berlin, 1891, Bd. 24, pag. 1884.

W. Luzi, Zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffes. Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. Berlin 1891, Bd. 24, pag. 4094.

Beck und Luzi haben einen solchen Beweis gebracht, indem sie von dem Quarzit von Röhrsdorf die kristallinen Aggregate, welche gute kristallographische Begrenzung und sogar sechsseitige Durchschnitte zeigen, beschrieben und abgebildet haben. Sie sind aber im Irrtum, wenn sie glauben, mit der einfachen chemischen quantitativen Analyse die graphitische Natur der kohligen Substanz der Chistolithschiefer von Burkhartswalde bestimmt zu haben. Das Auftreten als „zackig umrandete Klümpchen“ deutet wohl auf Graphit, die quantitative Analyse aber, welche mit der Verbrennung im Sauerstoffstrome ausgeführt wurde, ist keine Bestätigung dafür; sie ist nur imstande, über die Reinheit des kohligen Produkts Aufschluß zu geben und liefert keine Entscheidung, ob man es mit amorphem Kohlenstoff oder mit Graphit zu tun habe. (Über diesen Gegenstand wolle man den schon oben erwähnten „Anhang“ nachlesen.) Von den zitierten Angaben ist also nur eine einzige unbestreitbar. In den piemontesischen Alpen werden ferner von Novarese¹⁾ an verschiedenen Orten Graphitvorkommnisse erwähnt, und zwar sind dieselben oft an die Nähe von Eruptivmassen (Diorit) gebunden. Über die Entstehung des Graphits ist Sandberger²⁾ der Meinung, daß die Hypothese feurigflüssigen Ursprunges für jeden in der Natur vorkommenden Graphit bestimmt verworfen werden muß, indem er unter anderem darauf hinweist, daß die Analogie des natürlichen mit dem aus heißflüssigem Roheisen in den Hochhöfen auskristallisierenden Graphit keine vollkommene ist, weil ersterer bei der Oxydation Graphitsäure liefert, welche man aus dem Hochofengraphit stets vergeblich darzustellen versucht hat.

Es ist aber erstens diese letzte Behauptung gar nicht richtig, denn es ist schon Berthelot³⁾ im Jahre 1869 ohne Schwierigkeit gelungen, hexagonalen Gußeisengraphit (graphite de la fonte) in Graphitsäure zu überführen, und zweitens beweist das Vorkommen von Graphit in Pegmatit⁴⁾ sowie die Versuche über die Darstellung von künstlichem Graphit gerade das Gegenteil. Luzi hat eben über künstliche Graphitbildung Versuche gemacht, welche nach seiner Meinung „vielleicht auch imstande sind, ein gewisses Licht auf die von ihm und Beck beschriebenen und oben zitierten Fälle zu werfen“. Er erhielt wohlgebildete Graphitkriställchen aus einer Silikatschmelze von Natronglas und Flußspat, in welche Gasruß eingeführt wurde. Diese Bildungsweise erklärt aber eventuell nur das Vorkommen von Graphit in kristallinen Eruptivgesteinen⁵⁾. Die Bildung von Graphit aus amorphem Kohlenstoff in Kontaktgesteinen wird indessen vollständig erklärt erst mit den Experimenten von Moissan, welcher künstlichen

¹⁾ Novarese Vittorio, La grafite nelle alpi piemontesi. Atti della r. Acc. delle scienze di Torino. Vol. 40, 1904—1905, Torino 1905, pag. 241—254.

²⁾ F. Sandberger, Beitrag zur Kenntnis des Graphits von Ceylon und seiner Begleiter. Neues Jahrb. f. Min. 1887, Bd. 2, pag. 16.

³⁾ M. Berthelot, Sur l'analyse immédiate des diverses variétés de carbon. Compt.-rend. de l'Acad. Paris. T. 68, 1869, pag. 392.

⁴⁾ Graphit wurde von Moissan aus einem Pegmatit beschrieben. Vgl. Moissan, Étude du graphite extraite d'un pegmatite. Comptes-rendus de l'Acad. Paris. Vol. 121, pag. 540.

⁵⁾ W. Luzi, Zur Kenntnis des Granitkohlenstoffes. Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. Berlin 1891, pag. 4094.

Graphit mit verschiedenen Methoden und auch bloß durch Temperaturerhöhung aus amorphem Kohlenstoff dargestellt hat ¹⁾.

Während der Graphit unserer metamorphosierten Kohlenstoffquarzite durch die Wärmeerhöhung des Kontakts entstanden ist, dürfte wohl das Vorkommen der silberglänzenden Häutchen, welche an metallischen Kohlenstoff erinnern, auf Kohlenwasserstoffdämpfe zurückzuführen sein. Berthelot ²⁾ hat nämlich metallischen Kohlenstoff in Form von kleinen, glänzenden, biegsamen Blättchen durch Leiten von Kohlenwasserstoffdämpfen durch ein glühendes Porzellanrohr erhalten.

Es ist hier noch eine Frage zu besprechen. Das Vorkommen von Kohlenstoffquarziten ist nach meinen Beobachtungen nur auf diese Kontaktstelle beschränkt. Sonst zeigen die Quarzite überall, wo ich sie gesehen habe, selbst an der Berührungsfäche mit den schwarzen Phylliten eine weißliche Farbe und auch die mikroskopische Untersuchung kann in ihnen keinen Kohlenstoff entdecken. Es wäre übrigens ganz natürlich, daß die Kohlenstoffimprägnation auch in die ersten Schichten der Quarzite sich fortgesetzt hätte und man kann sich begnügen, die oben beschriebenen Verhältnisse als einen Zufall, als eine lokale Erscheinung zu erklären oder aber man kann an ein Diffusionsphänomen denken. Der amorphe Kohlenstoff besitzt bei hohen Temperaturen eine große Zuneigung zur Diffusion. Er diffundiert zum Beispiel mit großer Leichtigkeit in Eisen (schon bei einer Temperatur von 250°) und Porzellan (Colson, Marsden, Violle, Roberts Austen ³⁾). In unserem Falle wäre es demgemäß ganz gut denkbar, daß der Kohlenstoff erst bei der Kontaktwirkung von den Kohlenstoffphylliten in die Quarzite hineindiffundierte und dort zum Teil in Graphit umgewandelt wurde. Gezwungen ist man aber zu dieser Annahme allerdings nicht; die Möglichkeit einer solchen Erklärung scheint mir aber doch wahrscheinlich.

Eine Graphitbildung wurde in den schwarzen Quarzphylliten, welche auf die Kohlenstoffquarzite folgen, nicht beobachtet, obwohl sie die Struktur der schiefrigen Hornfelse besitzen und sehr reich an Andalusit sind.

Die Erscheinungen der äußeren Kontaktzone werden in dem petrographischen Teile ausführlicher beschrieben. Schon wenige Meter weit vom Kontakt findet man keine Hornfelse mehr, sondern nur schiefrige Hornfelse, die doch immer im Querbruch (seien sie aus Quarzphylliten oder aus Kohlenstoffquarzphylliten entstanden) eine deutliche horn-

¹⁾ Moissan, *Études des différentes variétés de graphite*. Comptes-rendus. Vol. 119, pag. 976.

— *Étude des graphites du fer*. Compt.-rend. Vol. 119, pag. 1245.

— *Sur un échantillon de carbon noir du Brésil*. Compt.-rend. Vol. 121, pag. 449.

— *Étude de quelques météorites*. Compt.-rend. Vol. 121, pag. 483.

— *Recherches sur les différentes variétés de carbone*. Ann. de Chim. et de phys. 1896, VIII, pag. 289, 306, 466.

— *Sur la préparation du carbon sous une forte pression*. Compt.-rend. Vol. 116, pag. 218.

²⁾ Berthelot, Ann. d. Chim. et phys. 1870. IV S. T. XIX, pag. 416.

³⁾ Comptes-rendus. Vol. 93, 1881, pag. 1074; vol. 94, 1882, pag. 26, 28, 94. — Philosophical Transaction of the royal Soc. of London. Vol. 187, 1896, pag. 405.

felsige Struktur erkennen lassen. Bei progressiver Entfernung wird dieselbe immer undeutlicher, bis sie in den Quarzphylliten nur durch eine Veränderung der Farbe wahrnehmbar ist; die Farbe des Gesteins, welche sonst einen grauen Ton besitzt, bekommt einen Stich ins rötlichbläuliche. Die letzten nur unter dem Mikroskop erkennbaren Spuren der Kontaktwirkung bestehen in der bekannten Farbveränderung des Glimmers.

Die Größe der Kontaktzone läßt sich auf Grund zahlreicher mikroskopischer Untersuchungen ziemlich genau bestimmen; sie überschreitet nirgends die Breite von $\frac{3}{4}$ km, sie scheint dieses Maximum in der Val Ussaja zu erreichen; in der Val Piana (M. Veciaja) erreicht sie kaum 400 m; weiter westlich wurden in den schwarzen Kohlenstoffphylliten keine Kontakterscheinungen beobachtet. Die Kontaktzone überschreitet nie die Quarzitbank und ist in der Val Barco nur 80–90 m breit; in der Val Ricolonda scheint sie noch weniger mächtig zu sein.

Über die Altersfrage des Tonalits lassen sich in meinem Aufnahmegebiete weder sichere noch wahrscheinliche Anhaltspunkte gewinnen.

Tektonik.

Der Bau dieses Gebirgsabschnittes ist sehr einfach. Ungefähr parallel mit der Tonalitgrenze laufen die verschiedenen Zonen der Quarzphyllite, Quarzite, Kohlenstoffphyllite und Augengneise, deren Schichten auf dem Kopfe stehen. Die Tonalitgrenzfläche fällt beinahe senkrecht nach Süden und die Schiefer der Hülle fallen somit unter den Tonalit ein. Salomon hat eine Anzahl von Messungen über das Streichen und Fallen gemacht, welche teilweise von den Mittelwerte ziemlich abweichen. Ich selbst habe eine große Zahl von Beobachtungen gemacht, sie sollen aber nicht einzeln angeführt werden; sie beziehen sich nämlich, insofern sie Abweichungen voneinander zeigen, auf kleine Biegungen und Faltungen oder gar auf Fältelung. So zum Beispiel kann man bei der Masi di Stavel an den sehr steil stehenden Augengneisen bald N-, bald S-Fallen feststellen, und zwar an Punkten, die nur einige Meter voneinander entfernt sind. Man wird aber ein richtiges Bild der Lagerungsverhältnisse erst bekommen, wenn man die geologische Richtung der ganzen Zone ins Auge faßt.

Die Augengneis-, Kohlenstoffphyllit-, Quarzit- und Quarzphyllitonen liegen konkordant aufeinander und ihre fast senkrecht stehenden Schichten fallen nach Süden unter den Tonalit ein; sie streichen N 75° O, fallen 70–80° S und schneiden die Tonalitgrenzlinie unter einem Winkel von 3°. Diese Mittelwerte wurden durch Messungen auf der Originalkarte gewonnen und durch die günstigsten Messungen im Felde kontrolliert; von diesen sind als vorzügliche diejenigen zu bezeichnen, welche an dem Quarzitzuge gemacht wurden, der oft mauerartig aus den anderen Sedimenten hervorragt. In der engen und wilden Schlucht der Val Ussaja fallen die Schichten ebenfalls fast senkrecht

nach Süden; das Streichen dürfte nur um einige Grade von dem Mittelwert abweichen, und zwar nach N.

Ein etwas flacheres Fallen ebenfalls nach S haben die Amphibolite und Phyllitgneise, welche auf die Augengneiszone nach N zu folgen.

Es geht aus diesen Verhältnissen hervor, daß die annähernde Konkordanz zwischen der Tonalitgrenzfläche und der Schieferhülle dem geologischen Bau der letzteren entspricht. Dagegen kann Salomon¹⁾ diese Erscheinung „nur durch eine zuerst von F. Löwl präzisierte, aber damals von ihm für unmöglich gehaltene Hypothese erklären“. Er nimmt nämlich an, „daß der Tonalit die gefalteten Schichten durch die mit dem Auftrieb verbundene Spannung wieder streckte, glättete, ausbügelte“, und glaubt, „daß durch den kolossalen von dem eingepreßten Magma ausgeübten Druck eine Anpassung der Strukturflächen der benachbarten Gesteine an die Tonalitfläche stattgefunden hatte“. Er meint ferner, daß die Tonaleverwerfung ihrerseits durch das Vorhandensein der starren Tonalitmasse beeinflusst worden sei und daß die fortdauernden Verschiebungen an der Verwerfung nicht nur den dem Kontakt benachbarten Tonalit geschiefert, sondern auch noch die Diskordanzen zwischen den geologischen Richtungen der in der Nähe der Verwerfung und des Kontakts befindlichen Gebilde vermindert oder unkenntlich gemacht habe.

Mir will aber weder die Notwendigkeit noch die Zweckmäßigkeit einer solchen Hypothese einleuchten. Man betrachte nur die Profile auf pag. 435 und wird sich ohne Mühe überzeugen, daß die annähernde Konkordanz zwischen Tonalit und Schieferhülle eine ganz natürliche Folge der Tektonik des Gebirges ist. Es spricht ferner dagegen auch das Vorkommen von ganz schmalen Zonen, wie zum Beispiel der Quarzitzug, welche keine Spur von einer Zerrüttung zeigen und kilometerweit geradlinig ziehen.

So einfach die tektonischen Verhältnisse dieses Gebirgsabschnittes sind, so knüpft sich doch an sie eine wichtige tektonische Frage, nämlich die der Tonalelinie Salomons²⁾.

Das Interesse für diese Bruchlinie ist jüngst noch höher gestiegen, nachdem sie von Termier sozusagen in die Mode gebracht wurde und als alpino-dinarische Grenze, ja sogar als mögliche surface de charriage des Dinarides hingestellt wurde³⁾. Aufgabe der nächstfolgenden Zeilen wird selbstverständlich nicht sein, etwa in eine Diskussion dieser brennenden Fragen einzugehen, sondern die Fort-

¹⁾ W. Salomon, Über geol. Aufnahmen in der östl. Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. Berlin 1901, pag. 175.

²⁾ W. Salomon, Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des M. Adamello. Tscherma's Mittlg. XII, 1891, pag. 412 u. Giornale di Mineralogia. 1892, pag. 145.

— Geologisch-petrogr. Studien im Adamellogebiete. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Berlin 1896, pag. 1036.

— Über geologische Aufnahmen in der östl. Hälfte der Adamellogruppe. Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. Berlin 1901, pag. 174.

— Die alpino-dinarische Grenze. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1905, pag. 342.

³⁾ Termier Pierre, Les alpes entre le Brenner et la Valteline. Bulletin de la Société géologique de France. 4. série, tome IV. pag. 209—289, 1905.

setzung der fraglichen Bruchlinie östlich vom Tonalepaß zu verfolgen und auf Grund der durch die detaillierten Aufnahmen gewonnenen Daten über die Existenz dieser Linie womöglichst eine Entscheidung zu treffen.

Die Tonalelinie zieht nach Salomon vom untersten Veltlin, zwischen Stazzona und Musciano, über den Passo dell' Aprica, nach Edolo und Vezza d'Oglio in der Val Camonica; von Vezza d'Oglio folgt sie dem Laufe des Haupttales und setzt sich dann über den Tonalepaß hinweg nach Osten in die Val di Sole. Östlich des Tonale zieht die Tonaleverwerfung zwischen den Augengneisen von Stavel und den Kohlenstoffphylliten entlang und trifft bei Dimaro auf die Judikarielinie. Die Tonalelinie und die Judikarielinie südlich Dimaro wären nur zwei Äste einer und derselben sich dort gabelnden peridinarischen Verwerfung; der eine Ast sollte als Rendenalinie, der andere als Tonalelinie bezeichnet werden.

Die Tonalelinie wird von Dimaro nach Westen von einer ganzen Reihe tief eingeschnittener, auffälliger Längsdepressionen begleitet, nämlich Val di Sole, Val Vermigliana, Passo Tonale, oberste Val Camonica, das von Edolo zum Aprikapasse führende Tal und das unterste Veltlin.

Diese Bruchlinie bildet die Grenzlinie zwischen den südlich anstoßenden phyllitischen und den nördlich vorgelagerten hochkristallinen Schiefern des Veltlin, respektive den Tonaleschiefern. Unter dem letzten Namen versteht Salomon ein wesentlich aus Gneisen, Glimmerschiefern, Flaserpegmatiten, Marmorlagern und anderen meist hochkristallinen Schiefertypen bestehendes System. Die Reihe der Beobachtungen im Felde, welche Salomon zu der Annahme der Existenz dieser Verwerfungsline geführt haben, sind folgende.

Unmittelbar nördlich Stazzona im Veltlin stehen die typischen hochkristallinen Veltliner Gesteine, südlich davon zwischen Stazzona und Musciano erreicht man die Kohlenphyllite und das phyllitische System. In der Val Sacco südöstlich vom Passo della Scala findet man nördlich von diesem Punkte Glimmerschiefer, Gneise und Amphibolite, südlich echte Phyllite und die typischen Kohlenphyllite. Bei Vezza d'Oglio findet man südlich die typische Phyllitserie mit nördlicher Fallrichtung, nördlich Quarzite mit isolierten, bis über zollgroßen Muskovitblättern und echte Glimmerschiefer, alle in sehr wechselnden Stellungen, aber das Fallen vorherrschend in südlicher Richtung. Bei Ponte di Legno treten im Süden nur phyllitische Gesteine, und zwar vielfach schwarze, durch Kohle gefärbte Phyllite und im Norden nur Tonaleschiefer auf.

Östlich vom Tonalepaß grenzt nach Norden an die Quarzlagenphyllite das Tonaleschiefersystem, das wesentlich „aus Gneisen, Glimmerschiefern, Flaserpegmatiten, Marmorlagen und anderen meist hochkristallinen Schiefertypen“ besteht. In der Val Vermigliana zieht die Tonaleverwerfung zwischen einem zerquetschten Augengneis (dem Augengneis von Stavel), welcher zum Tonaleschiefersystem gehört, und den charakteristischen schwarzen, kohligen, phyllitischen Schiefern, die an einigen Stellen zu einer förmlichen Reibungsbreccie zertrümmert sind.

Im allgemeinen betont Salomon, daß die Schichtenstellungen der phyllitischen Gesteine südlich von der Bruchlinie und der hochkristallinen Schiefer nördlich sich keineswegs entsprechen, daß die phyllitischen Gesteine sogar fast immer nach Nordnordwesten, also scheinbar unter den viel deutlicher kristallinen und aller Wahrscheinlichkeit noch viel älteren Komplex einfallen.

Wir wollen nun zunächst die fragliche Tonalelinie in unserem Gebiete, das ist östlich vom Tonalepaß, verfolgen, um feststellen zu können, ob man hier aus den Lagerungsverhältnissen direkte Beweise für die Existenz dieser Verwerfungslinie gewinnen kann.

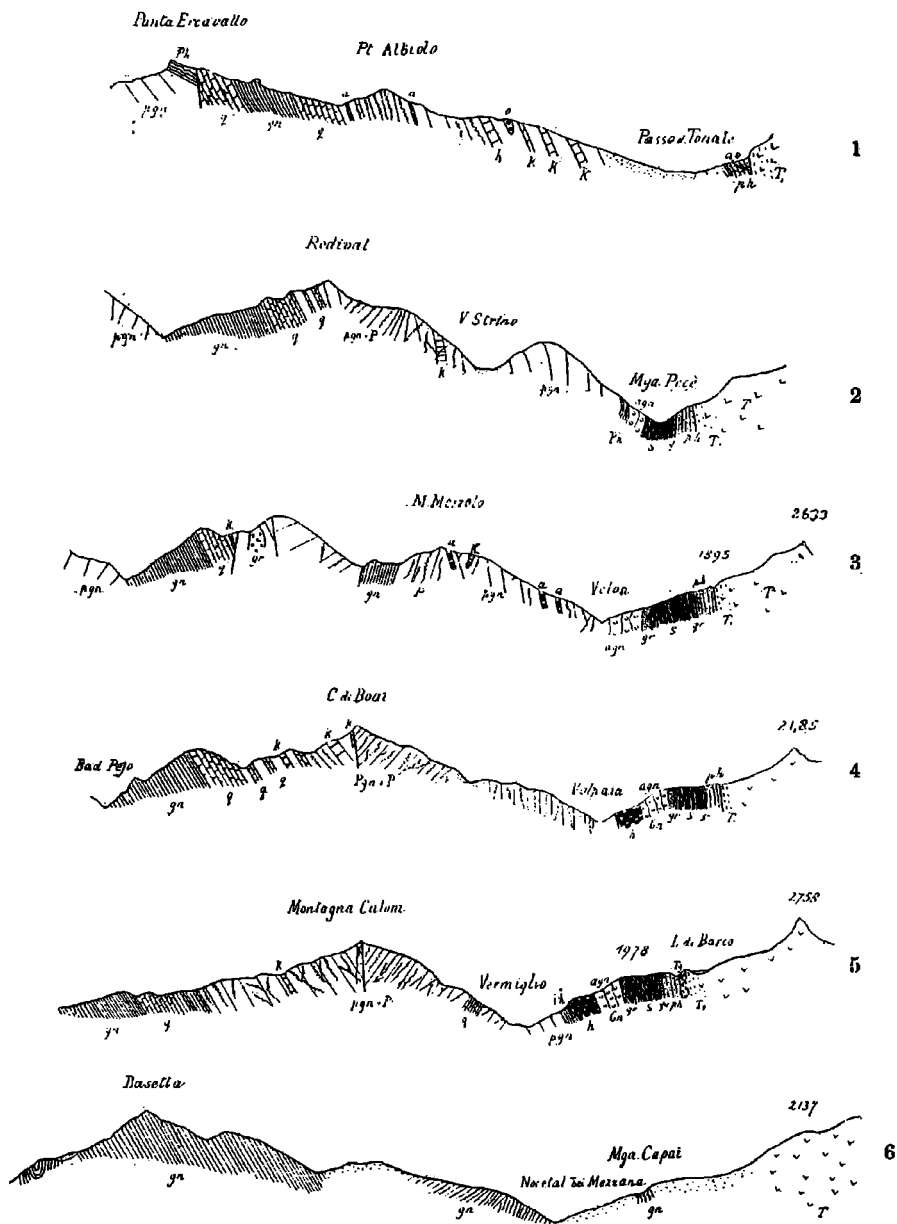
Die Beobachtungen und Betrachtungen, welche nach Salomon für die Verlängerung der Tonalelinie östlich vom Tonalepaß bis Dimaro sprechen, sind aus der folgenden Zusammenstellung ersichtlich.

1. Die Annahme, daß die Augengneise von Stavel zu dem Komplex der sogenannten hochkristallinen Tonalesschiefer gehören.
2. Die Existenz einer förmlichen Reibungsbreccie an einigen Kontaktstellen zwischen Augengneisen und schwarzen Phylliten.
3. Die Existenz einer Zerquetschungszone längs der Bruchlinie.
4. Die Beobachtung einer scharfen Grenzlinie, welche die phyllitischen Gesteine im Süden von dem nördlich liegenden hochkristallinen Tonalesschiefersystem trennt. Die Feststellung dieser Tatsache bildet das Hauptargument, welches überhaupt für die ganze Tonalelinie von Veltlin bis Dimaro angewendet wurde.

Das Studium einer Reihe von Profilen soll vor allem die erst erwähnte Annahme überprüfen.

Vom Tonalepaß kommend, findet man den ersten Aufschluß in dem Augengneis in der Val del Merlo. Aus einer Skizze und aus Notizen, welche mir von Dr. Hammer in liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt wurden, kann man folgendes feststellen. Die Augengneise, welche deutliche Spuren der Dynamometamorphose zeigen, fallen im Niveau der Fahrstraße steil nach Norden, unten im tiefen Tale aber ebenfalls steil nach Norden. Wenn man den Aufschluß nordwärts verfolgt, trifft man unmittelbar nach dem Augengneis und mit diesem allem Anscheine nach vollständig konkordant eine Zone von echten Phylliten. Ich habe Gelegenheit gehabt, die Handstücke zu sehen und sie mit nicht kontaktmetamorph veränderten Quarzphylliten der Randzone der Presanella, welche ich vis-à-vis von der Val del Merlo bei Baiti di Pozzi Bassi gesammelt habe, zu vergleichen; beide lassen sich voneinander nicht unterscheiden. Erst nach diesen Quarzphylliten folgen die Phyllitgneise (vgl. Profil Nr. 2), und zwar wieder konkordant¹⁾.

¹⁾ Der nördliche Teil sämtlicher Profile auf nächster Seite, und zwar bis zum Vermigliana-, beziehungsweise Noceeeinschnitt, sind nach Hammer gezeichnet, welcher mir seine Originalzeichnungen hierfür freundlichst überlassen hat. Diesem Umstande ist zu verdanken, daß Profil 2 das wichtige Detail, von dem hier die Rede war, zeigt; dasselbe vermißt man nämlich, wegen eines Versehens des Zeichners, in der Publikation des genannten Autors. (Geol. Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 23.)



Maßstab: 1:100.000.

T = Tonalit. — *T*₁ = Tonalit mit paralleler Struktur. — *Tg* = Tonalitgneis. — *ph* = Quarzphyllit. — *qu* = Quarzit. — *s* = Kohlenstoffphyllit. — *gr* = Grauwackeähnliche Grenzbildung. — *h* = Amphibolit. — *Ph* = Quarzphyllit. — *pgn* = Phyllitgneis. — *q* = Quarzit, Quarzitschiefer und Grauwacke (in der Pejoserie). — *K* = Kristalliner Kalk. — *Ph* = Phyllit. — *α* = Olivinfels. — *ap* = Aplit. — *P* = Pegmatit. — *gn* = Gemeiner Gneis.

In der Val Palù kann man folgendes Profil aufnehmen: Unten im Vermiglianatal Phyllitgneise, welche weiter oben ganz deutlich in gewöhnliche Phyllite übergehen; es folgt Amphibolit und erst dann die Augengneise (Profil Nr. 5).

Das Profil Fucine—Val Piana zeigt uns folgende Serie: Nördlich von Fucine die Gneisphyllite mit der typischen Pegmatitdurchtränkung, welche ihnen das glimmerschieferähnliche Aussehen gibt; südlich von Fucine treten dieselben Gesteine wieder auf. Südwärts von Ossana steht eine mächtige Serie von quarzitischen Gesteinen, welche mit der Pejoserie Hammers zu vergleichen ist; sobald man die Talstufe erreicht hat, ist das Profil unterbrochen und eine gewaltige Glazialschuttdecke stellt sich zwischen der Quarzitisserie und den Augengneisen ein.

Aus den Profilen Nr. 2 und 5 geht also ganz deutlich hervor, daß die obige erste Annahme unhaltbar ist. Der Augengneis von Stavel ist ein Eruptivgestein, dessen Schieferstruktur eine rein kataklastische ist; derselbe ist den Quarzphylliten eingeschaltet, gehört nicht zum Tonaleschiefersystem Salomons und kann deswegen nicht als deren Randgrenze betrachtet werden.

Trotz dieser Schlußfolgerung soll jetzt die Kontaktstelle der Augengneise mit den Kohlenstoffphylliten verfolgt werden, um nachzuforschen, ob hier doch eine Bruchlinie (sei es eine von großer oder kleiner Bedeutung) und deren Reibungsbreccien zu konstatieren sind. Die Grenzlinie zwischen diesen freilich sehr verschiedenartigen Gesteinen und deren Lagerungsverhältnisse wurden schon oben beschrieben. Der Verlauf der Grenzlinie, welche über tiefe Täler und hohe Bergrücken geradlinig hinwegzieht, liefert den Beweis der Konkordanz beider Gesteinszonen, deren Schichten fast auf dem Kopfe stehen. Kleine Abweichungen, welche man hie und da beobachtet, sind nicht imstande, das Gesamtbild zu verändern. So zum Beispiel, wenn in einem relativ kleinen Aufschluß in der Val Stavel, und zwar am rechten Ufer die Grenzfläche nach Norden einzufallen scheint, können wir noch nicht auf eine tektonische Diskordanz schließen. Ein Gesteinskörper wie dieser Augengneis, welcher zuerst intrudiert wurde und dann den obenerwähnten kolossalen Pressungen und Ausquetschungen ausgesetzt war, muß ja eine bucklige Grenzfläche besitzen; maßgebend sind also nur die Profile, welche uns die großen Aufschlüsse darbieten. Wir haben also keine Hoffnung aus den Lagerungsverhältnissen irgendeinen Schluß zu ziehen, und zwar weder für noch gegen die Existenz einer Bruchlinie. Der Existenz von Reibungsbreccien sollte man jedenfalls eine große Beweiskraft beimessen. Salomon zählt nicht die Lokalitäten auf, wo er die Reibungsbreccien gesehen hat, die Angabe aber, daß sie an einigen Stellen der Kontaktlinie zwischen der Val Stavel und Valpiana auftreten, genügt wohl vollständig, um dieselben mit dem schon oben in der geologischen Beschreibung erwähnten schwarzen Gesteinszuge, welcher die Grenze zwischen den Augengneisen und Kohlenstoffphylliten markiert, zu identifizieren. Ich habe mich nun vergebens bemüht, sei es durch Beobachtungen im Felde, sei es mit der Hilfe mikroskopischer Untersuchungen zahlreicher Dünnschliffe, sichere Anhaltspunkte für die brecciöse Natur dieses

Gesteines zu gewinnen. Man vergleiche die an der zitierten Stelle gegebene mikroskopische und makroskopische Beschreibung und wird sich gleich überzeugen, daß ein solches Gestein nur dann als Reibungsbreccie mit Sicherheit angesprochen werden kann, wenn es gelingen sollte, kleine oder große Bruchstücke von Kohlenstoffphylliten und Augengneisen oder wenigstens von anderen aufschlußgebenden Gesteinen in demselben zu entdecken.

Ähnliche, ja (wie aus dem Vergleiche der Handstücke und Dünnschliffe hervorgeht) identische Gesteine sind im nördlichen von Hammer¹⁾ aufgenommenen Gebiete weit verbreitet; sie gehören hier der unteren Quarzitgruppe an und manche derselben besitzen, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, eine deutliche primärklastische Struktur; eine Anzahl anderer Proben erwies sich jedoch so stark kataklastisch, daß die primäre Struktur gänzlich verdeckt ist. Das Gestein hat nach Zusammensetzung und Struktur den Charakter einer Grauwacke, was auch der Vergleich mit Schliffen von kambrischen Grauwacken, welche von Dr. Hinterlechner in Böhmen gefunden wurden, bestätigte.

Eine festgestellte Tatsache ist das Vorhandensein einer zerquetschten Zone längs des Vermiglianatales und folglich längs des Verlaufes der fraglichen Bruchlinie. Bei dem sehr steilen Fallen sämtlicher Zonen, das aus allen Profilen ersichtlich ist, und bei dem komplizierten und zerrütteten Bau des nördlich liegenden Gebirges, wie aus der Arbeit Hammers hervorgeht, kann man aber wohl diese Quetschzone als keinen Beweis für die Tonalelinie betrachten. Die Zerquetschung des Schenkels einer Falte ist etwas ganz Gewöhnliches und man könnte nichts dagegen einwenden, wenn man die Annahme aufstellen würde, daß die kataklastischen Erscheinungen, die in Val Vermigliana vorkommen, auf eine solche Ursache zurückzuführen sind. Dafür würde auch die Breite der gepreßten Zone sprechen; am Gehänge ober Vermigliana sind die Spuren einer starken Kataklastik noch zu konstatieren; dort sind nach Hammer²⁾ die Pegmatite vollständig zerquetscht.

Es soll jetzt das Hauptargument (Nr. 4) besprochen werden; es kommt als letztes an die Reihe, weil es die größere Bedeutung hat und den Beweis nicht nur für die Verlängerung der Bruchlinie westlich vom Tonalepaß, sondern überhaupt für die Existenz der ganzen Bruchlinie liefern soll.

Die Beobachtungen Salomons, auf welche die Existenz einer scharfen Grenzlinie zwischen den phyllitischen Gesteinen im Süden und dem nördlichen hochkristallinen Tonaleschiefersystem beruht, wurden schon oben ausführlich wiedergegeben. Dieselben sollen jetzt, insoweit sie sich auf unser Aufnahmegebiet beziehen, überprüft werden, und zwar auf Grund der Beobachtungen, welche ich selbst bei der

¹⁾ W. Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 8 u. 4.

²⁾ W. Hammer, Über die Pegmatite der Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1903, pag. 851.

Detailaufnahme gemacht habe, und mit Berücksichtigung der Profile Hammers. Demselben bin ich zu großem Dank verpflichtet, denn er hat mir die Originalzeichnungen seiner Profile überlassen und war mir sonst mit detaillierten Angaben über dieselben behilflich. Von den sechs Profilen auf pag. 436 ist der Teil nördlich des Taleinschnittes nach Hammer gezeichnet. Dem Umstande, daß mir die Originalzeichnungen zur Verfügung gestellt wurden, ist es zu verdanken, daß im Profil Nr. 2 auch jene Phyllitzone, welche im Liegenden der Augengneise in der Val del Merlo zu beachten ist, eingetragen werden konnte; dieselbe war nämlich von dem Zeichner übersehen worden und erscheint nicht in dem betreffenden Profil auf pag. 23 der zitierten Arbeit des Dr. Hammer¹⁾.

Aus diesen vereinigten Profilen kann man entscheidende Schlüsse über die uns beschäftigende Frage ziehen. Erstens sieht man, daß die Tonaleschiefer Salomons nicht als eine besondere Schiefergruppe aufgestellt werden können. Zweitens zeigen uns die Profile, daß die Schichtenfolge eine ganz normale ist. Über der obersten Gneisformation findet man einen Schieferkomplex, der hauptsächlich aus quarzitischen Gesteinen besteht und als Übergangsglied zu den nächstfolgenden Phyllitgneisen zu betrachten ist. Wo der Aufschluß nicht von der Val Vermigliana unterbrochen ist, sieht man ferner, daß die Phyllitgneise allmählich in normale Phyllite übergehen, wie man das zum Beispiel in der Val Barco ganz gut verfolgen kann.

Es geht aus diesen Tatsachen hervor, daß man vorläufig nicht imstande ist, irgendeine Lücke in der Schichtenfolge zu entdecken, welche auf eine Bruchlinie zurückgeführt werden müßte. Auch Dr. Hammer, dem die Übergänge von der Gneisformation in die Phyllite aus dem nördlichen Teile des Blattes gut bekannt sind, hat mich mündlich in dieser Meinung befestigt. Das Erscheinen von Kohlenstoffphylliten an der Basis der Phyllitserie kann nicht befremden und etwas an der Sache selbst ändern, denn dieselben bilden bekanntlich kein bestimmtes Niveau in der Serie und erscheinen sonst im Adamellogebiete eben in der unteren Partie der letzteren. Ganz ähnliche Verhältnisse habe ich auch im Gebiete der Cima d'Asta beobachtet.

Es entspricht also nicht den Tatsachen, wenn man von einem hochkristallinen Schieferkomplex und von einer Grenzlinie, welche denselben von den Phylliten trennt, redet. Die Gneise kommen nur in den tiefsten Partien der Profile zum Vorschein. Auf einen Umstand muß man hier aufmerksam machen, nämlich auf die Veränderung, welche in den Phyllitgneisen die Durchtränkung mit Pegmatit hervorruft, denn sie gibt den Phyllitgneisen ein glimmerschieferähnliches Aussehen (Hammer²⁾). Man darf aber nicht solche kontaktveränderte Phyllitgneise, wie sie oft auf der Tonalestraße vorkommen, nach den eingehenden Studien, welche Dr. Hammer über

¹⁾ Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905.

²⁾ a. a. O. pag. 8.

diesen Gegenstand publiziert hat¹⁾, etwa mit Schiefen höherer kristallinischer Struktur verwechseln.

Wir können die in unserem Aufnahmsgebiete, das ist östlich des Tonalepasses festgestellten Tatsachen in folgendem zusammenstellen:

1. Der Übergang der Quarzphyllite in die älteren Schichtenkomplexe ist normal und allmählich. Man kann in dem ganzen System nach dem heutigen Stande unserer Forschungen weder eine Lücke entdecken noch eine Grenzlinie ziehen, welche zur Annahme einer Bruchlinie Anlaß geben könnte.

2. Im Liegenden sowie im Hangenden des Augengneises von Stavel findet man Phyllite; derselbe kann also auch deswegen als Grenzlinie zwischen den Phylliten und älteren Schiefen nicht gebraucht werden.

3. Der Gesteinszug, welcher die Grenze zwischen dem Augengneis von Stavel und den Kohlenstoffphylliten markiert, ist vorläufig nicht als Reibungsbreccie aufzufassen; nach dem bisherigen Stadium der Untersuchungen kann man das Gestein eher mit einer Grauwacke vergleichen.

4. Es existiert tatsächlich eine Pressungszone, aber dieselbe zwingt nicht zu der Annahme der Existenz einer Bruchlinie.

5. Der Bau des Gebirges, welches aus fast senkrecht fallenden Schichten besteht, ist freilich nicht dazu geeignet, eine Bruchlinie, die parallel dem Schichtstreichen verläuft und nach der Faltung entstanden ist, erkennen zu lassen. Andererseits ist es umgekehrt recht schwer zu beweisen, daß überhaupt absolut keine solche Linie hier existiert. Wenn man also die Frage, die uns beschäftigt hat, mit voller Objektivität beantworten will, so muß man sich mit der Konstatierung begnügen, daß nach dem heutigen Stande der Forschungen wirklich zwingende Beweise weder für noch gegen die Verlängerung der Tonalelinie vom Passo del Tonale bis Dimaro vorhanden sind. Die weit größere Wahrscheinlichkeit spricht aber vorläufig gegen die Existenz einer Bruchlinie.

Da die geologischen Aufnahmen die politische Grenze nicht überschreiten, so habe ich bisher keine Gelegenheit gehabt, die Tonalelinie in der Val Camonica und weiter nach Westen zu verfolgen. Hoffentlich wird die Adamellomonographie Salomons diese wichtige tektonische Frage ausführlich behandeln. Es wäre vor allem eine Reihe von Profilen sehr wünschenswert, denn die Überprüfung der Tatsachen ostwärts des Tonalepasses hat ein Beispiel geliefert, wie einzelne Beobachtungen ganz gut irreführen können und ein falsches Bild ergeben. Erst eingehende Untersuchungen werden dem Problem eine entscheidende Wendung geben.

Vorläufig steht nur eine Tatsache fest: daß sich eine beinahe gerade Linie vom Veltlin bis Mezzana in der Val di Sole ziehen läßt,

¹⁾ W. Hammer, Die Pegmatite der Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1903, pag. 351.

welche ungefähr die nördliche Grenze der Phyllite markiert. Diese Linie kann nun entweder eine Bruchlinie sein oder eine einfache Grenzlinie. Östlich vom Tonale ist keine Bruchlinie zu konstatieren und die Geradheit der Grenzlinie ist von dem Bau des Gebirges, das ist von den fast senkrecht fallenden Schichten abhängig. Ähnliche tektonische Verhältnisse zeigt uns das Profil Salomons¹⁾ von Mt. Aviolo bis zum Oglioufer nördlich von Edolo. Es ist ferner zu bemerken, daß einer mündlichen Mitteilung Dr. Hammers nach, sich dieselbe Schichtenfolge, welche am Tonalepaß auftritt, noch weiter nach Osten fortsetzt.

Anderseits sind die von Salomon bisher gelieferten Daten zu fragmentarisch und unvollständig. Übrigens erschien es zuerst diesem Autor selbst nur als wahrscheinlich, daß die Linie als eine Verwerfungslinie aufzufassen sei²⁾. In seinen neuen Publikationen jedoch wird die Tonalelinie als eine festgestellte Tatsache hingestellt³⁾ und jedenfalls als eine Verwerfung betrachtet⁴⁾, so daß wohl zu erwarten ist, daß die angekündigte Monographie weitere Details und zwingende Gründe darüber enthalten wird. Vorläufig erscheint mir die Existenz der ganzen Tonalelinie noch als eine offene Frage. Wird es durch gründlichere Untersuchungen einmal gelingen, das Vorkommen einer solchen Bruchlinie vom Veltlin bis in die Val Camonica zu beweisen, dann wird man auch genötigt sein, die weitere Frage aufzuwerfen, wo eigentlich seine Verlängerung nach Osten zu suchen sei. Es wäre dann auch jene Störungslinie in Betracht zu ziehen, welche Hammer von P. Ercavallo über Pejo und den Cercenapass bis in die Val di Rabbi, wenn auch nur fragmentarisch, festgestellt hat.

Mit dem Schicksal der Tonalelinie ist die sogenannte alpino-dinarische Grenze ziemlich eng verbunden. Termier betrachtet nämlich diese Verwerfung als die *Surface de charriage des Dinarides*. Salomon⁵⁾ behauptet ferner, festgestellt zu haben, daß der Komplex der Tonaleschiefer die direkte Fortsetzung der Zone der „Pietre verdi“ von Ivrea⁶⁾ ist. Über diesen Gegenstand wolle man die Arbeiten von Stella⁷⁾ und Novarese⁸⁾ sowie die

¹⁾ Giornale di Mineralogia. Milano 1891, Vol. II, Tav. VII.

²⁾ Giornale di Mineralogia. Milano 1891, pag. 145; Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil. XII 1891; Sitzungsber. Berlin 1896, pag. 1037.

³⁾ Sitzungsber. 1901, pag. 78.

⁴⁾ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 342.

⁵⁾ Salomon, Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiete. Sitzungsber., Berlin 1896, pag. 1087.

⁶⁾ Salomon, Die alpino-dinarische Grenze. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 342.

⁷⁾ Die „zona dioritica d'Ivrea“ war bis jetzt unrichtigerweise in der deutschen Literatur als „Amphibolitzone von Ivrea“ bezeichnet. Nach den letzten Ergebnissen der geologischen Aufnahmen soll die Zone besser als Komplex bezeichnet werden; diese besteht aus vielen und verschiedenen Gesteinstypen, die man in drei Gruppen teilen kann: die erste Gruppe besteht aus Diorit, Gabbro, Peridotit und Pyroxenit, die zweite aus bald massigen, bald schiefrigen Gesteinen, deren Mineralbestand Feldspat, Granat, Sillimanit, Biotit und Graphit ist, die dritte aus kristallinen Kalken. Amphibolite kommen gar nicht vor.

⁸⁾ Stella, Il problema geotettonico dell' Ossola e del Sempione (contre tavole). Boll. d. Com. geologico 1905, Roma, pag. 5.

Aufnahmeberichte¹⁾ von Stella, Franchi und Novarese²⁾ nachsehen.

Auch kleine untergeordnete Bruchlinien wurden in unserem Aufnahmegebiete direkt nicht konstatiert. Mit der Existenz einer Querbruchlinie würde man doch am einfachsten die geologischen Verhältnisse in der Gegend südlich von Ossana erklären. In dem einzigen Aufschlusse zwischen Malga di Capai und Malga di Piano treten die Glimmergneise der Tremenescagruppe zutage, während man an ihrer Stelle die Fortsetzung irgendeiner jener Zonen der Phyllitgruppe, welche in Val Ussaja noch aufgeschlossen sind, erwartet hätte. Man könnte hier an eine seitliche Verschiebung denken und wäre dann geneigt, dieselbe auf die kleinen Bruchlinien, welche nach Hammer in der Meridianrichtung zwischen Castello und Mezzana hinziehen, zurückzuführen.

III. Petrographische Beschreibung.

Tonalit.

Eine gute makroskopische Beschreibung des Tonalits vom Tonalepaß hat G. v. Rath, der Entdecker des Tonalits, gegeben; das Gestein wurde ferner von Kenngott, Baltzer, Lepsius und Reyer aus anderen Lokalitäten der Adamelloeruptivmasse beschrieben. Eine mikroskopische Beschreibung hat Salomon schon im Jahre 1890 publiziert; dieselbe bezieht sich aber lediglich auf den normalen Tonalit vom Monte Aviole und ist insofern unvollständig, als die Plagioklase darin nicht bestimmt wurden. Die basischen und sauren Varietäten, die basischen Ausscheidungen, das schiefrige Gestein der basischen Randzone, die Pegmatite und Aplite wurden bis jetzt keiner mikroskopischen Untersuchung unterworfen; es erschien mir deswegen wünschenswert, eine solche von den Tonalitvarietäten, die in meinem Aufnahmegebiete vorkommen, zu geben.

Normaler Tonalit.

Die Handstücke, welche zur Anfertigung der Dünnschliffe dienten, wurden in Val Stavel gesammelt, und zwar in einer solchen Entfernung von dem Rande, daß an denselben weder eine Spur von kataklastischer Wirkung noch eine Andeutung einer parallelen Anordnung der Gesteinselemente wahrzunehmen ist. Das Gestein ist mittelkörnig und läßt schon in Handstücken bei näherer Betrachtung erkennen, daß die verschiedenen Mineralien, besonders die Hornblende und Glimmer, eine deutlich ausgesprochene Tendenz zu einer

¹⁾ Novarese, A proposito di un trattato di petrografia di E. Weinschenk e sul preteso rapporto fra le rocce della zona d'Ivrea e le pietre verdi della zona dei calceschisti. Boll. d. Com. geol. 1905, Roma, pag. 181.

²⁾ Relazione al R. Comitato geologico sui lavori eseguiti per la carta geologica nel 1904. Boll. Com. geol. Parte uffic., pag. 30–38.

rohzentrischen Anordnung haben; Hornblende und Glimmer häufen sich gern zusammen und bilden kleine, nie mehr als 1 cm im Durchmesser betragende dunkle Flecken.

Es werden im folgenden der Reihe nach die verschiedenen Mineralien beschrieben, indem die musterhafte Beschreibung des Rieserferner Tonalits von Becke¹⁾ als Vorbild genommen wird. Die Reihenfolge nach der Menge weicht hier von jener, die Becke für den Tonalit der Rieserferner gegeben hat, insofern ab, daß die Hornblende die zweite statt der vierten Stelle nimmt. Die Reihenfolge nach der Menge ist hier: Plagioklas, Hornblende, Quarz, Biotit, Mikroklin.

Plagioklas. Er ist im Dünnschliff schon bei gewöhnlicher Beleuchtung durch feine, scharfe, dunkle Konturen von den anderen farblosen Gemengteilen zu unterscheiden. Bei Zentralstellung des Spiegels sind die Konturen gleichmäßig markiert, bei schiefer Stellung sind sie verschieden: lichte auf der Beleuchtungsseite, dunkle auf der Schattenseite. Bei ganz schiefer Beleuchtung oder ziemlich starker Einengung der Irisblende treten die Plagioklase durch kräftigere Lichtbrechung stark hervor. Sie zeigen meist automorphe Gestaltung und eine gewisse Gruppierung der größeren Individuen. Der komplizierte Aufbau, welcher durch die ausgesprochene Zonarstruktur hervorgerufen wird, läßt sich schon durch schiefe Beleuchtung erkennen, und zwar in noch übersichtlicherer Weise als unter gekreuzten Nikols; sämtliche Zonen des Kernes sowie der Hülle sind nämlich gleichzeitig durch die Lichtbrechungsdifferenzen zu unterscheiden.

Die großen Individuen zeigen in der Regel wenige unregelmäßige breite Lamellen nach dem Albitgesetze und einzelne ebenfalls breite nach dem Perthitgesetze; mittelgroße Kristalle haben meistens zahlreiche dünne Albitlamellen. Albitwillingsbildung kombiniert mit dem Karlsbader Gesetze ist häufig, bildet aber nicht die Regel.

Man unterscheidet: Kern, Kerngerüst, Füllsubstanz und Hülle, alle im Sinne von Becke, und läßt sich über deren Beschaffenheit alles wiederholen, was derselbe bei den Plagioklasen des Rieserferner Tonalits beobachtet hat. Selbst die Kernpartien sind in den untersuchten Dünnschliffen noch frisch und nur als Seltenheit wurde eine Kernumwandlung in Epidot beobachtet. Albitadern wurden nicht gefunden. Kern und Kerngerüst heben sich manchmal schon im gewöhnlichen parallelen Licht durch ihren Reichtum an Einschlüssen hervor; die letzten bestehen zum großen Teil aus einem feinen Pigment, aber auch aus Apatit- und Zirkonsäulchen.

Für die Bestimmung der Plagioklase wurde hauptsächlich die Messung der Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* und der Vergleich mit Quarz gebraucht, ferner die Messungen der konjugierten Auslöschungsschiefen in Karlsbader Doppelzwillingen und die Bestimmung des optischen Charakters. Von den Schnitten senkrecht zu *M* und *P* wurden nur solche benutzt, welche einen Winkel von 93—94° zwischen der Trace von *M* und den scharfen Periklinlamellen, beziehungsweise den haarscharfen Spaltungsrisen

¹⁾ F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitteilungen. XIII. Bd., 1892.

zeigen. Das Zeichen — bedeutet stumpfe Winkel, + spitzen Winkel, wurde aber nur in den nötigen Fällen beigegeben. Bei der Bestimmung des Anorthitgehaltes kam die empirische Kurve nach M. Lévy zur Anwendung ¹⁾).

An einem großen Plagioklas mit kompliziertem Zonenbau wurde gemessen:

in dem Kerngerüst.	37°, d. i. 60% <i>An</i>
in der Füllsubstanz	33°, d. i. 55% <i>An</i>
in der Hülle . . .	26°, d. i. 47% <i>An</i>
in der äußersten Hülle	21°, d. i. 41% <i>An</i>

In einem großen Karlsbaderzwilling:

Kern	1 34°	2 —	—
	1' 32°	2' 16°, d. i. 57% <i>An</i> , Pol. 35	
Füllsubstanz	1 20°	2 9°	—
	1' 24°	2' 6°	—

Der Vergleich mit Quarz lieferte folgende Resultate:

Hüllepartie	$\omega < \alpha'$; $\varepsilon < \gamma'$ basischer Andesin
Hüllepartie	$\omega < \gamma'$; $\varepsilon \leq \alpha$ basischer Andesin — Labrador.

Diese Messungen gelten für große Individuen. Es war schon die Rede von einer rohzentrischen Anordnung der Mineralbestandteile; dieselbe entwickelt sich derart, daß eine Gruppe von dicht nebeneinanderstehenden dunklen Gemengteilen von einem mehr oder minder ausgesprochenen und vollständigen Gürtel von großen Plagioklasen umringt wird. Eine dritte nur rudimentär entwickelte oder bloß angedeutete Zone besteht aus kleinen Plagioklasen von meistens quadratischem Umriß und einfacher Zonarstruktur; diese kann wohl auch vollständig fehlen. Die kleinen Plagioklase gehören offenbar zu einer späteren Generation; sie häufen sich am Rande der Quarz- und Mikroklininseln, welche die großen Lakunen zwischen den anderen Mineraliengruppen ausfüllen, und sind von diesen zwei Mineralien teilweise umgrenzt oder sie liegen, und zwar in großen Mengen, gar mitten drinnen in den Quarz- oder Mikrokliukörnern. Von solchen kleinen Plagioklasen liegen folgende Messungen vor:

Plagioklas am Rande des Quarzes $\perp$ zu *M* u. *P*:

22°, d. i. 41% *An*.

Plagioklas im Quarz, zonar gebaut, $\perp$ zu *M* u. *P*:

Kern	26°, d. i. 47% <i>An</i>
Hülle .	18°, d. i. 36% <i>An</i>

Plagioklas im Quarz ohne Zonarstruktur:

24·5°, d. i. 45% *An*.

Plagioklas im Quarz; Vergleich mit demselben:

$\omega < \gamma'$, $\varepsilon < \alpha'$ von Labrador aufwärts.

Plagioklas in Mikroklin, $\perp$ zu *M* und *P*:

28°, d. i. 49% *An*.

¹⁾ Tschermaks Min. u. petr. Mitteilungen 1899, Bd. XVIII, pag. 557.

Die Plagioklase der Zwerggeneration haben eine Basizität, welche jener der Hülle der großen Individuen entspricht und sind offenbar später als jene aus einem sauereren Magma auskristallisiert.

Mikroclin. Der Mikroclin tritt in unserem Tonalit gegenüber Quarz und Plagioklas sehr stark zurück. In einem Dünnschliffe von normaler Größe sind in der Regel bloß drei oder vier Körner zu sehen; diese sind ziemlich groß, eckig und geben, sobald sie mit Plagioklas in Berührung kommen, Anlaß zur Bildung von großen schönen Myrmekitpartien. Der Mikroclin ist im Handstücke nicht unterscheidbar, wohl aber im Dünnschliffe durch seine niedere Doppelbrechung sehr leicht bei schiefer Beleuchtung zu überblicken. Im polarisierten Lichte zeigt er viel deutlicher als Quarz eine deutlich undulöse Auslöschung, die wohl auf unvollkommene Gitterstruktur hindeutet.

Hornblende. Die Hornblende tritt in ziemlich großen Individuen auf, die meistens einer kristallographischen Begrenzung entbehren; Zwillingslamellen sind in Querschnitten gar nicht selten. Der Pleochroismus ist kräftig: in Schnitten nach 010, welche das zentrisch symmetrische Interferenzbild zeigen, ist

$$\alpha = \text{hellledergelb} - \gamma = \text{dunkelgrün.}$$

Basisschnitte zeigen die Zonarstruktur sehr deutlich; man kann unterscheiden einen braunen Kern und eine grünliche Hülle. Der Pleochroismus in einem solchen Schnitt, der, senkrecht zu γ getroffen war und gerade Auslöschung zeigte, war:

	α	β
Kern	hellledergelb	dunkelgrünlichbraun
Hülle	hellledergelb	gelblichgrün.

Für α ist ein Unterschied der Farbe absolut nicht wahrzunehmen.

In Schnitten normal zu β beträgt die Auslöschungsschiefe 14.5° ; die Dispersion ist $\rho > \nu$ um α ; der optische Charakter —.

Im Plagioklas kommen manchmal kleine Hornblendeindividuen in Form von sechsseitigen Tafelchen oder kurzen Prismen vor; sie zeigen eine hellere Färbung als die großen Kristalle; in den ganz kleinen Nadeln ist der Pleochroismus kaum wahrzunehmen, ganz fehlt er aber nie, und durch den + Charakter der Prismenzone sind sie übrigens leicht von Apatit zu unterscheiden.

Biotit. Aus der ersten Beschreibung des Tonalits von G. Rath ist bekannt, daß Hornblende und Glimmer sich in diesem Gesteine in gewisser Weise vertreten; man kennt aus der Adamelloeruptivmasse auch Varietäten, die ganz hornblendefrei, und solche, die fast glimmerfrei sind¹⁾; ganz ohne Glimmer wurde der Tonalit noch nie beobachtet. In unserem Gesteine tritt Glimmer gegen Hornblende sehr deutlich zurück, während in den später zu beschreibenden Varietäten der

¹⁾ W. Salomon, loc. cit.

Randzone die Hornblende das Übergewicht verliert und auch vollständig verschwindet. Biotit bildet bald sechsseitige Blättchen, bald unregelmäßige Schuppen; in günstig getroffenen Schnitten kann man wahrnehmen, daß sehr dicke Säulen vorhanden sind. Gleitungs- oder Knickungserscheinungen wurden nicht beobachtet, dieselben kommen, und zwar in großem Maßstabe, erst in der gepreßten Randzone vor.

Einschlüsse von Apatit sind im Glimmer nicht häufig, pleochroistische Höfe gehören zu den Seltenheiten und sind sehr schwach.

Wo die Glimmerblättchen in Kontakt mit Plagioklasen kommen, wurde oft die Beobachtung gemacht, daß die Plagioklaskristalle, die tief in die Glimmerlamelle eindringen, an einem Lamellenstreifen plötzlich glatt abschneiden. Wenn die Wachstumsrichtung des Plagioklases parallel den Lamellen verläuft, so entstehen fransenförmige Einschnitte, indem die dunklen Streifen, welche die verschiedenen Lamellen trennen, spitzige Fortsätze bilden. Manchmal dringen sie als haarförmige Bildungen tief in die angreifenden Plagioklase hinein. (Vergleiche Taf. XI [I], Fig. 2.)

Quarz kommt in großen unregelmäßigen Körnern vor; dieselben treten gewöhnlich nicht als einzelne Individuen auf, sondern gruppenweise, so daß sich breite Inseln zwischen den Gruppen der anderen Mineralien bilden. Die undulöse Auslöschung ist nicht stark. Von der Zwerggeneration der Plagioklase, welche er einzuschließen pflegt, war schon früher die Rede.

Mikroskopische Einschlüsse kommen oft vor; sie bilden immer die charakteristischen Reihen. Eine nähere Bestimmung derselben wurde nicht versucht.

Accessorische Gemengteile. Zu diesen gehören Orthit, Apatit, Zirkon, Erze als primäre Gemengteile, Epidot als sekundäres Zersetzungsprodukt. Da die untersuchten Gesteine sehr frisch waren, wurde Muskovit nicht gefunden; auch Granat, der vielfach aus dem Tonalit des Adamello und der Rieserferner beschrieben wurde, fehlt hier vollständig.

Orthit wurde von Rath als ein charakteristischer akzessorischer Gemengteil des Tonalits angeführt, später aber im Adamellotonalit nicht mehr gefunden. Salomon¹⁾ hat ihn im Tonalit des Monte Avio niemals gesehen, auch Cathrein²⁾ betont das konstante Fehlen dieses Minerals in den von ihm untersuchten Dünnschliffen. Im Gegensatz dazu war Rath der Meinung, daß Orthit im Tonalit allgemein verbreitet sei. Er hatte ihn in Stücken, welche er bei Cedegolo und am Lago d' Avio gesammelt hatte, gefunden; in Blöcken, welche an der Mündung des Val S. Valentino liegen, „ist der Orthit so häufig, daß man denselben fast einen wesentlichen Gemengteil nennen könnte“³⁾.

¹⁾ W. Salomon, Geologisch-petrographische Studien am Monte Avio. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1890, pag. 543.

²⁾ A. Cathrein, Zur Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteine. N. Jahrb. f. Min. etc. 1890, Bd. I, pag. 73.

³⁾ G. Rath, Beiträge etc. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 16, 1864, pag. 256.

Auch in dem Rieserferner Tonalit fand Becke Orthit, und zwar sowohl in den Gesteinen der Kern- und Randfazies als auch in den gangförmig auftretenden Tonalitporphyriten; aus dem Tonalitgneis der Brixener Exuptivmasse¹⁾ wird das Mineral nicht beschrieben. In dem von mir untersuchten Dünnschliff des Presanellatonalits kommt Orthit vor, aber sehr selten; in dem Tonalit mit paralleler Struktur wurde er nicht gefunden, wohl aber in dem basischen Tonalit der Randzone. Orthit tritt in Querschnitten von sechsseitiger Form auf und zeigt keine Spaltbarkeit. Der Pleochroismus ist stark; es wurde beobachtet

α = lichtbraun

β = dunkelbraun.

Als Einschluß kommt Apatit in großen Querschnitten vor. Zwillinglamellen wurden nicht beobachtet.

Apatit ist nicht, wie es sonst der Fall ist, in den dunklen Gemengteilen angehäuft. Hornblende und Biotit enthalten nur einen kleinen Teil der Apatitnadeln; dieselben sammeln sich dagegen mit Vorliebe in selbständigen Kolonien und bilden Reihen und Schwärme, die gewöhnlich am Rande der dunklen Mineralien liegen, aber auch mitten in den Gruppen der Feldspatkristalle auftreten.

Zirkon findet man überall in Form von kleinen und größeren langprismatischen Kristallen, häufiger aber in den farbigen Mineralien, wo er nur selten pleochroitische Höfe zeigt.

Die eigentümliche Erscheinung, die Becke im Rieserferner Tonalit beobachtete, daß Erze kaum eine nennenswerte Rolle spielen, ist auch hier wahrzunehmen.

Epidot kommt als Zersetzungsprodukt im Kern von Plagioklassen vor, wo er sich schon in gewöhnlichem Lichte durch die hohe Lichtbrechung heraushebt.

Chlorit. Der Biotit ist in minder frischen Gesteinsproben am Rande grün gefärbt mit Übergängen in Chlorit.

Struktur und Ausscheidungsfolge. Die Struktur ist vollkristallinisch und hypidiomorphkörnig. Es wurde schon oben bemerkt, daß schon in Handstücken eine rohzentrische Anordnung der verschiedenen Mineralien wahrzunehmen ist. In den Dünnschliffen tritt dieselbe ebenso deutlich zutage. In der Regel sind die dunklen Gemengteile für sich gruppiert und bilden das Kristallisationszentrum für die großen Plagioklase; die Zwischenräume sind von unregelmäßigen, meist sehr großen Körnern von Quarz und Mikroklin ausgefüllt; die letzteren schließen zahlreiche kleine Plagioklase ein, welche, wie oben erwähnt wurde, eine Basizität besitzen, welche jener der Hülle der großen Individuen entspricht.

¹⁾ W. Petrascheck, Über Gesteine der Brixener Masse, l. c.

Folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die
Ausscheidungsfolge des normalen Tonalits.

Biotit	—	—	—		
Hornblende	—	—	—		
Orthit	—	—	—		
Generation der großen Plagioklase	—	—	—	—	—
Zwerggeneration der Plagioklase			—	—	—
Mikroklin .			—	—	—
Quarz			—	—	—

Zu den ältesten Ausscheidungen gehören Erze, Zirkon, Apatit; Zirkon ist wenigstens zum Teil älter als Apatit, denn er wurde als Einschuß in einem großen Säulenquerschnitt des letzteren beobachtet. Apatit ist, wie oben erwähnt wurde, in Form von Nadelschwärmen häufiger im Plagioklas als in den dunklen Gemengteilen, während Erze fast ausschließlich in Hornblende und Biotit zu sehen ist, was aber nicht ohne weiteres auf ein relativ junges Alter des Apatits zurückgeführt werden kann. Hornblende wurde nie als Einschuß in Biotit gefunden, dagegen kommen kleine Leisten und Fetzen von Biotit oft in Hornblende vor; diese ist nicht selten in Form von mehr oder minder deutlich sechsseitigen Tafelchen oder unregelmäßigen Fetzen in Plagioklas zu finden. Wie früh die Auskristallisation der Plagioklase begonnen hat, zeigt das ziemlich oft beobachtete Vorkommen von nicht allzu kleinen, gut zonar gebauten hydiomorphen Plagioklasen sowohl in Biotit als auch — und zwar noch öfter — in Hornblende. Quarz wurde neben kleinen Plagioklasen in Hornblende als Einschuß beobachtet. Quarz wurde in Form von kleinen Körnern auch in Biotit, obwohl selten, gefunden; in einem Falle führte der Quarzeinschuß selbst ein paar kleine Hornblendekriställchen; diese Quarzeinschlüsse könnten aber zum Teil auch sekundäre Bildungen sein. Die Altersverhältnisse des Orthits werden durch das in Fig. 1 der Taf. XI [I] abgebildete Beispiel illustriert. Das Bild stellt einen großen Mikroklinkern vor, welcher ringsherum von Plagioklasen und zum Teil von Biotit umgeben ist; zwei große Plagioklase liegen auch im Zentrum des Mikroklinkernes; unmittelbar links ober dem Myrmekitzapfen jenes Plagioklaskristalls, der gerade im Zentrum liegt, ist der Orthit zu sehen. Derselbe zeigt drei gut ausgebildete Kanten der sechsseitigen Kristallform und ist vollständig hydiomorph gegenüber

dem Mikroklin und dem Myrmekitzapfen des Plagioklases. Der Orthitkristall zeigt in der Mitte einen Apatitquerschnitt und setzt sich von dieser Stelle nach unten als schmaler beulenförmiger Fortsatz weiter zwischen zwei Plagioklasen fort, welche ihren Hydiomorphismus ihm gegenüber behaupten.

Von der Zwerggeneration der Plagioklase war schon früher die Rede; sie ist gleichalterig mit der äußeren sauren Zone der großen Plagioklase und jünger als die äußerste Hülle derselben.

Tonalit. Dunkle und lichte Varietäten.

In dieser fast schwarzen Varietät, deren geologisches Vorkommen oben besprochen wurde, sind Hornblende und Glimmer in gleicher Menge die herrschenden Gemengteile. Auffallenderweise sind die Plagioklase saurer als in dem normalen Tonalit, während man im Gegenteil eine größere Basizität hätte erwarten können. In Schnitten senkrecht zu *M* und *P* wurden folgende Messungen gemacht:

Kerngerüst	32°, d. i. 53% <i>An</i> Labrador
Füllsubstanz	23·5°, d. i. 42% „ Andesin
Hülle	9·5°, d. i. 30% „ basischer Oligoklas.

Im Vergleich mit Quarz war in kleinen Individuen:

in der äußersten Hülle	$\omega = \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$, d. i. saurer Oligoklas
in der Hülle	$\omega \leq \alpha \quad \varepsilon < \gamma$, d. i. basischer Oligoklas.

In normalem Tonalit war der Anorthitgehalt im Kern 57—60% und 35% in der äußersten Hülle der kleinen Individuen. Diese Verhältnisse lassen sich erklären in der Weise, daß man annehmen muß, daß die Plagioklase aus einem Magma auskristallisierten in einer Zeit, als es durch die außerordentliche Ausscheidung von Glimmer und Hornblende bedeutend kalkärmer geworden war. Analog verhalten sich die lichter Varietäten, welche als Schlieren auftreten; in vollem Gegensatz zu dem Erwarteten fand man hier in den Plagioklasen eine viel größere Basizität als in normalem Tonalit, obwohl Hornblende und Biotit so stark zurücktreten, daß in einem Dünnschliff von normaler Größe bloß vier bis fünf kleine Individuen von jeder vorkommen. Es wurde gemessen in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* im:

Kerngerüst	41·5°, d. i. Anorthit
Füllsubstanz .	32°, d. i. 53% <i>An</i> Labrador
Hülle	21·5°, d. i. 40% „

In einem zweiten Fall

Kern	40°, d. i. ca. 75% <i>An</i>
Hülle	28°, d. i. 49% „ Labrador.

Tonalit. Basische Ausscheidungen.

Die basischen Ausscheidungen des Tonalits kann man leicht in zwei Gruppen einteilen: grobkörnige und feinkörnige. Die ersten bilden dunkle, gegen die Hauptmasse schlecht abgegrenzte Flecken,

welche bloß durch den melanokratischen Charakter von Tonalit selbst zu unterscheiden sind. Die zweiten sind manchmal so feinkörnig, daß man sie im Handstück fast mit Hornfelseinschlüssen verwechseln könnte; der Feinheit des Kornes entsprechend, sind sie von der Hauptmasse scharf abgegrenzt; größere Plagioklase und größere Glimmerblättchen treten aus der dichten Grundmasse einsprenglingsartig hervor. Daß unzählige Übergänge zwischen diesen zwei extremen Typen vorkommen, liegt auf der Hand. Es sollen im nachfolgenden die zwei extremen Typen neben einer Ausscheidung, die eine Mittelstelle einnimmt, beschrieben werden.

Grobkörnige basische Ausscheidung. Das Korn ist kaum kleiner als das des umschließenden Gesteines, dessen Plagioklase eine Zusammensetzung haben, welche von 60 bis 40% Anorthitgehalt schwankt. Viel basischer erwiesen sich die Plagioklase der basischen Ausscheidung. Im Schnitte senkrecht zu *M* und *P* fand man:

Kern	41°, d. i. Anorthit
Hülle	33°, d. i. 54% <i>An</i> Labrador.

Diese Resultate wurden von der konoskopischen Untersuchung bestätigt; der optische Charakter wurde nämlich bald + (Labrador), bald — (Anorthit) gefunden; in anderen Fällen war die Bestimmung nicht möglich, weil der Balken in der 45° Stellung gerade erschien; die letzteren Schnitte sollten dem Bytownit gehören. Während in dem einschließenden Tonalit Quarz wie gewöhnlich keinen unwesentlichen Bestandteil bildet, fehlt er hier in der Ausscheidung vollständig. Dafür tritt Hornblende zahlreicher auf und schließt die Plagioklase in einem Netzwerk ein. Von den letzten erscheinen viele kleine Individuen meist als einfache Zwillinge von mehr oder minder abgerundeter quadratischer Form in der Hornblende eingeschlossen.

Mittelkörnige basische Ausscheidungen. Das Korn ist bedeutend kleiner als das des umschließenden Tonalits; schon im Handstück heben sich aus der schwarzgrauen Masse einige weiße Plagioklase einsprenglingsartig hervor. Biotit und Hornblende treten gegenüber den farblosen Gemengteilen vor; Mikroklin fehlt; Plagioklas ist reichlich vorhanden in mittelgroßen Individuen; Quarz kommt spärlich vor in Form von runden Körnern und seltener von eckiger, lappiger Gestalt. Die Plagioklase sind zonar gebaut mit sehr basischem Kern und sehr saurer Hülle. Die Messungen von Schnitten senkrecht zu *M* und *P* gaben:

Kerngerüst	+ 42°, d. i. Anorthit
Füllsubstanz	+ 35°, d. i. 57% <i>An</i>
Hülle.	+ 28°, d. i. 48% „
Äußerste Hülle	+ 4°, d. i. 28% „
Kerngerüst	+ 41·5°, d. i. Anorthit
Füllsubstanz	+ 21°, d. i. 40% <i>An</i>
Hülle.	+ 6°, d. i. 29% „
Kern	+ 37°, d. i. 60% <i>An</i>
Hülle	+ 18·5°, d. i. 37%

Biotit und Hornblende kommen in mittelgroßen Körnern in der gewöhnlichen Form wie im Tonalit vor. Auffallend ist die relativ große Menge von sehr kleinen quadratischen Plagioklaseinschlüssen in Hornblende und Glimmer. Andererseits kommen viele kleine Biotitfetzen und winzige rundliche Körner neben kurzen breiten Nadeln (noch stark pleochroitisch) von Hornblende in Plagioklas vor. Die Plagioklase in der Hornblende scheinen saurerer Natur als die großen freien zu sein; denn in einem Falle war die Auslöschungsschiefe im Schnitte senkrecht zu *M* und *P* von:

Kern	38°, d. i. 62% <i>An</i>
Hülle	21°, d. i. 40% „

Quarz ist spärlich vorhanden in Form von zahlreichen kleinen rundlichen Körnern und wenigen großen Individuen. Apatit ist selten, Zirkon häufig zu sehen.

Feinkörnige basische Ausscheidungen. Aus der feinkörnigen, sehr dunklen Grundmasse treten zahlreiche größere Biotitblättchen und kleine Plagioklase als weiße Punkte hervor. Biotit ist das allein herrschende farbige Mineral und überwiegt kaum an Menge die farblosen Gemengteile; er bildet ein maschenartiges Netzwerk. In nicht zonar gebauten Plagioklasen wurden folgende Auslöschungsschiefen gemessen:

30.5°, d. i. 51% *An*; 33°, d. i. 54% *An*.

In größeren Individuen mit ausgesprochener Zonarstruktur:

Kern	42°, d. i. Anorthit
Hülle	24°, d. i. 44% <i>An</i> Labrador
und	
Kern	41°, d. i. Labrador — Anorthit
Hülle	24°, d. i. 44% <i>An</i> Labrador

Die Plagioklase sind zum Teil idiomorph ausgebildet, zum Teil allotrimorph. Quarz tritt gegenüber Plagioklas sehr stark zurück, ist aber reichlich vorhanden. Zirkon und Apatit erscheinen zahlreich, selten aber in Biotit, sondern meistens in Plagioklas und auch in Quarz eingeschlossen.

Tonalit. Biotitkonkretionen.

Sie bilden gewöhnlich rundliche, nußgroße, schwarze Flecken in der lichten Tonalitgrundmasse und erreichen bisweilen einen Durchmesser von 6—7 *cm*. Gegen das Hauptgestein sind sie oft von einer ca. 2—3 *mm* breiten Zone von feinkörnigem, biotitreichem Tonalit begrenzt; es folgt dann entweder sofort die schwarze Biotitkonkretion oder eine Übergangszone, die weiß punktiert ist. In dieser treten die farbigen Mineralien Biotit und Hornblende gegen die farblosen sehr stark zurück. Biotit erscheint in ziemlich großen dunkelbraunen Lappen oder Fetzen mit verzerrten Rändern; die sechsseitige Form ist in den Blättchen parallel zur Spaltbarkeit oft wahrzunehmen; Hornblende, welche in viel kleinerer Menge vorkommt, erscheint in Gestalt

von großen Individuen, die so viele Ausbuchtungen und Auszackungen zeigen, daß nur ein Skelett der angedeuteten Kristallform erhalten geblieben ist. Der nicht besonders reichlich bemessene Raum zwischen den dunklen Gemengteilen ist gewöhnlich von ziemlich großen, unregelmäßig eckigen Quarzkörnern erfüllt; selten wird derselbe von größeren Plagioklasen in Anspruch genommen. Eine eigentümliche Verbreitung zeigt der Plagioklas; in Form von kleinen quadratischen Individuen, meist einfachen Zwillingen, erscheint er überall als Einschluß: in Biotit, in Hornblende, in Quarz; in Biotit und Hornblende sind diese Einschlüsse manchmal so zahlreich, daß eine Siebstruktur zustande kommt (s. Taf. XI [I], Fig. 3 u. 4); in Quarz sind sie bald als einzelne Individuen eingeschlossen, bald treten sie als dichte Kolonien auf, welche die Quarzmasse fast verdrängen. Außer Plagioklas muß der Quarz noch zahlreiche kleine Hornblendekriställchen bewirten, die in Form von stark abgerundeten bis fast ganz runden, sechsseitigen Querschnitten oder als winzige, kurze dem Apatit ähnliche, doch immer stark pleochroitische Nadeln vorkommen. Der Kontrast zwischen der Zwerggeneration von Plagioklas und Hornblende und den größeren Individuen ist sehr frappant und verleiht dem Gesteine ein eigentümliches Aussehen. Nachstehend die Messungen für die Plagioklasbestimmungen.

In großen selbständigen Plagioklasindividuen, in Schnitten senkrecht zu M und P mit Zonenstruktur:

Kern	33°, d. i. 54% An
Füllsubstanz	24°, d. i. 44% "
Hülle	16°, d. i. 34% "

In einem zweiten Individuum, das gleichzeitig den Vergleich mit Quarz gestattete, und zwar sowohl im Kern als in der Hülle:

Kern	27°, d. i. 48% An	Labrador
Hülle	14°, d. i. 33% "	Basischer Oligoklas — Andesin

Kern	$\omega < \gamma', \varepsilon$	α'	Labrador
Hülle	$\omega < \gamma', \varepsilon > \alpha'$	Saurer Andesin od. basischer Oligoklas.	

In einem dritten Falle, senkrecht zu M und P in einem Individuum, das im Glimmer eingewachsen war und keine Zonarstruktur zeigte, war die Auslöschung

30°, d. i. 51% An Labrador.

Die Plagioklasse der Zwerggeneration ließen keinen ausgesprochenen Unterschied in bezug auf die Basizität erkennen. In einem winzigen Plagioklas, senkrecht zu M und P , der mit acht anderen Individuen ein Biotitblättchen durchsetzte, wurde gefunden:

20.5° }
19.5° } Mittel 20°, d. i. 39% An .

In zwei verschiedenen Plagioklasen einer zahlreichen und dichten Kolonie im Quarz gab der Vergleich mit demselben:

$\omega < \alpha', \varepsilon = \gamma'$ saurer Andesin; $\omega < \gamma' \varepsilon < \alpha'$ Labrador.

Der makroskopisch vollkommen schwarze Kern der Biotitkonkretion zeigt unter dem Mikroskop ein dichtes Geflecht (s. Taf. XI [I], Fig. 5) von leistenförmigem, beinahe parallel liegendem Glimmer; die sehr spärlichen und kleinen Zwischenräume sind von kleinen Körnern von Plagioklas und wenig Quarz und Hornblende erfüllt. Die leistenförmigen Glimmerindividuen sind an manchen Stellen dicht aufeinander geschichtet, so daß Scheiterhaufen und Säulen entstehen, deren Breite gleich der Länge der Biotitleisten ist (s. Taf. XI [I], Fig. 6); diese Säulen streben dem Zentrum der Konkretion zu. Die winzigen Plagioklaskörner sind optisch — was in Verbindung mit der relativ kleinen Lichtbrechung auf die Oligoklasandesinreihe schließen läßt. Die kleinen winzigen Hornblendekriställchen bilden entweder kurze Nadeln oder rundliche Querschnitte und kommen neben Apatitnadeln vor, von welchen man sie leicht durch den noch kräftigen Pleochroismus unterscheiden kann.

Tonalit mit paralleler Struktur.

Es ist zunächst von Interesse, zu bestimmen, ob mit der Annäherung der Randzone eine Zunahme der Basizität in den Plagioklasen festzustellen sei. Folgende Messungen mögen dazu dienen, auf diese Frage eine Antwort zu geben.

Tonalit mit deutlich ausgesprochener paralleler Struktur; mikroklinhaltig.

Schnitte $\perp$ zu M und P :

Kern	37°, d. i. 60% An
Hülle . . .	26°, d. i. 47% "
Äußerste Hülle	20°, d. i. 39%

Vergleich mit Quarz $\omega < \alpha' \varepsilon < \gamma'$ Bas. Andesin
 $\omega < \gamma' \varepsilon \leq \alpha'$ (Labrador).

Tonalit mit ausgesprochen paralleler Struktur, stark gepreßt, wenig entfernt von der basischen Randzone, mikroklinhaltig.

Schnitte $\perp$ zu M und P :

Kern .	35°, d. i. 55% An
Hülle .	22·5°, d. i. 42%
Kerngerüst .	37·5°, d. i. 56%
Füllsubstanz	24·5°, d. i. 45%

In einem dritten Falle:

Kerngerüst	37·5°, d. i. 56% An
Füllsubstanz .	22°, d. i. 41% "
Äußerste Hülle	15°, d. i. 33%

Vergleich mit Quarz:

$\omega < \alpha', \varepsilon \geq \gamma'$ Saurer bis basischer Andesin.

Dieselben Werte haben wir in den großen Plagioklasen des normalen Tonalits gefunden, so daß hier eine Zunahme der Basizität nicht zu erkennen ist. Demgemäß ist die geologische und petro-

graphische Trennung des Tonalits mit paralleler Struktur von dem basischen Tonalitgneis berechtigt.

Von der Neubildung von Epidot abgesehen, findet man im Mineralbestand des Tonalits mit paralleler Struktur keinen wesentlichen Unterschied gegenüber jenem des normalen Tonalits. Tatsächlich ist in den meisten Schliffen ein starkes Zurücktreten der Hornblende gegenüber Biotit wahrzunehmen; aus dieser Erscheinung darf man aber nicht etwa den Schluß einer Hornblendeumwandlung in Biotit in großem Maßstab ziehen. Dies wäre eine frühzeitige Schlußfolgerung, denn erstens geht das Vorherrschen des Biotits nicht Hand in Hand mit der Zunahme der Pressungserscheinungen, zweitens findet man auch solche unter den gesammelten Stücken, die bei stärkster Pressung ein völliges Vorherrschen der Hornblende zeigen, und drittens ist es schon bekannt, daß auch im Tonalit der Zentralmasse an Biotit reiche Varietäten mit hornblendereichen wechseln. Die gleichen Verhältnisse sollen im nachstehenden vom basischen Tonalitgneis beschrieben werden; es ist hier der Grad der Pressung ein maximaler und dabei gleichmäßiger und dennoch kommen, obwohl meistens Biotit vorherrscht, mitunter Varietäten vor, die fast ausschließlich Hornblende führen. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist also die Erscheinung des Zurücktretens des Biotits nicht ein Phänomen der Kataklyse, sondern durch eine ursprüngliche magmatische Differentiation zu erklären.

Tatsächlich lieferte die mikroskopische Untersuchung kein klares Beispiel eines Überganges von Hornblende in Biotit.

Druckerscheinungen. Man kann wohl zwanglos vier gut charakterisierte Stadien der Kataklyseerscheinungen fixieren.

1. Die parallele Struktur ist im Handstück nicht wahrzunehmen. Hornblende herrscht vor. — Die einzige Druckerscheinung gibt sich in einer starken undulösen Auslöschung des Quarzes kund.

2. Die parallele Struktur ist schon im Handstück deutlich; eine Umformung der Mineralien ist makroskopisch nicht wahrzunehmen. Biotit herrscht vor. — Es tritt im Quarz wandernde Auslöschung auf. Das Phänomen besteht im folgenden. Die großen Quarzkörner teilen sich ohne Bruch in leistenförmige Felder, welche ungleichzeitig auslöschen. Stellt man den Quarz so ein, daß die leistenförmigen Felder von vorn nach hinten stehen und dreht dann den Objektisch langsam nach links oder nach rechts, dann wird der Quarz vom laufenden Schatten durchzogen, die den Eindruck einer welligen Bewegung liefern. Die Richtung der Bewegung ist senkrecht zu den Leisten. Stellt man eine einzige Leiste auf hell und dreht sehr langsam auf dunkel, so sieht man, daß die Auslöschung noch nicht einheitlich ist; eine tiefschwarze Linie wandert rasch durch die graue bis grauschwarze Leiste. Das Wandern dieser Linien ist in den verschiedenen Leisten nicht gleichmäßig; eine Schattenlinie geht nach links, eine andere nach rechts. Gewöhnlich zeigen benachbarte Leisten entgegengesetzte Wanderungsrichtungen. Auch sind meistens die leistenförmigen Felder an einer Seite (oben) schmaler als an der anderen (unten); sie nähern sich der Form eines langen schmalen Dreiecks; in diesem Falle wandert die Auslöschungslinie nicht parallel,

sondern sie pendelt. Ich will diese Erscheinung, als eine besondere Form der wandernden Auslöschung, pendelnde Auslöschung nennen.

Gleichzeitig erscheinen in dem großen Quarzkorn kleine Körner mit rundlichen Konturen oder größere und dann mit lappiger, verschwommener Begrenzung und ausgesprochener Verschiedenheit in der Orientierung. Das große Individuum läßt sich nämlich trotz der wandernden Auslöschung in eine solche Stellung bringen, in der es ganz hell oder fast ganz dunkel erscheint; dann erscheinen die oben genannten Körner im Gegensatz zu der Orientierung desselben dunkel oder hell. Es muß betont werden, daß man im Quarz des normalen Tonalits nur Plagiokläse als Einschlüsse findet. Theoretisch ist es bei der eckigen Gestalt des Quarzkornes wohl möglich, daß der Schnitt so getroffen wäre, daß die Fortsätze des benachbarten Kornes als Einschub in dem anderen erscheinen. Dieser Fall sollte aber wegen der Art wie der Quarz im Tonalit auftritt, sehr selten sein; ich habe ihn in den großen Körnern des normalen Tonalits nie beobachtet. Dagegen ist kein großer Quarz in diesem Stadium frei von solchen anders orientierten Körnern; bezeichnend ist der Umstand, daß dieselben sämtlich fast gleichzeitig auslöschen. Zur Vervollständigung des geschilderten Bildes mögen folgende Messungen beitragen:

Der große Quarz auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt					95 ⁰
Die Leiste 1 auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt	1	auf	ungefähr	gleichmäßige	87 ⁰ — 8 ⁰ ¹⁾
Die Leiste 2 auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt	2	auf	ungefähr	gleichmäßige	100 ⁰ + 5 ⁰
Die Leiste 3 auf ungefähr gleichmäßige Dunkelheit gestellt	3	auf	ungefähr	gleichmäßige	92 ⁰ — 3 ⁰
Die Leiste 1 löscht am rechten Rand bei					84 ⁰ — 3 ⁰ ²⁾
„ 2 „ linken					91 ⁰ ÷ 4 ⁰
„ 2 „ rechten „					—
„ 3 „ linken „					—
„ 3 „ rechten „					99 ⁰ + 7 ⁰
„ 3 „ linken					86 ⁰ — 6 ⁰

Die Körner 4—9 mit stark abweichender Orientierung zeigen folgende Auslöschungen: 131°, 132°, 139°, 141°, 144°, 148°, was, bezogen auf die mittlere Auslöschung (95°), eine Abweichung der Auslöschung von +36°, 37°, 44°, 46°, 49°, 53° ein Mittel +44, eine Maximalschwankung 17° gibt. Diese Werte sind aber nicht alle auf dieselbe Elastizitätsachse bezogen; diese Auslöschung ist bald für α' , bald für γ' gültig, d. i. die Körner löschen wohl fast gleichzeitig aus, sind aber verschieden orientiert.

Zusammenfassung: Die mittlere Auslöschung der einzelnen Leisten weicht von der mittleren Auslöschung des ganzen Individuums

¹⁾ Differenz bezogen auf die mittlere Auslöschung des Quarzes (95°),

²⁾ Differenz bezogen auf die betreffende mittlere Auslöschungsschiefe der Leiste.

um ± 3 —8 Grad ab. Die Schwingung der pendelnden, respektive der wandernden Auslöschungslinien der verschiedenen Leisten beträgt ± 7 —13°. Die mittlere Auslöschungsabweichung der Körnchen beträgt $+44^\circ$. Wie im nachstehenden (3 u. 4) wahrscheinlich gemacht wird, wäre diese Auslöschungsschiefe durch eine Drehung der durch die große Spannung aus der Masse des Hauptindividuums losgewordenen Körner zu erklären.

Auffallend ist ferner die Tatsache, daß bei den großen Quarzkörnern die ($\pm$) Richtung der Wanderung der Auslöschung in einem und demselben Schlitze die gleiche bleibt; anders ausgedrückt: die Leisten der verschiedenen Individuen verlaufen sämtlich parallel miteinander, und zwar parallel einer Linie, die senkrecht zu der Schieferungsebene liegt; umgekehrt laufen die wandernden Schatten in der Schieferungsebene selbst. Demgemäß oder daher wurde die ganze Erscheinung durch einen Druck hervorgerufen, welcher auf den Kopf der Leisten gewirkt hat, d. i. parallel denselben. Ausnahmen von dieser Regel bilden nur die kleineren Quarzkörner, deren Druckverhältnisse durch die Plagioklase beeinflusst sein dürften.

Der Glimmer zeigt undulöse Auslöschungen und eine bedeutend größere Verzackung der Ränder.

Während Epidot in normalem Tonalit nur als Zersetzungsprodukt im Kerne der Plagioklase auftritt, erscheint er auf einmal hier in ziemlich großer Menge in frischem Gestein, und zwar gewöhnlich in Form von schmalen, ausgezogenen Partien am Kontakt einer Hornblende (seltener eines Glimmers) mit Plagioklasen.

Der Plagioklas ist besonders in Längsschnitten oft zerbrochen; eine 0.05—0.12 mm breite Spalte schneidet ihn in der Mitte entzwei. Die Spalte ist mit Quarz ausgefüllt; derselbe zeigt manchmal selbst starke undulöse oder wandernde Auslöschung. In der Regel bildet diese Quarzleiste einen Keil, so daß die Spalte auf einer Seite klappt, auf der anderen aber nicht; der Winkel, den z. B. die zwei Bruchstücke einer Albitlamelle, bezw. die Seitenkanten des prismatischen Querschnittes umschließen, beträgt gewöhnlich 3—5°.

3. Die wandernde Auslöschung ist wie bei 2.; die Körner mit verschiedener Orientierung, die bei 2. Einsprenglinge in dem großen Quarzindividuum bildeten, haben sich in der Richtung senkrecht zum Druck gestreckt, sie haben ungemein scharfe Konturen, welche aus einer starken schwarzen Kompensationslinie gebildet werden. Sie sind meistens scharf zackig. Die Neigung zur Auflösung des Quarzes ist entweder in parallele Bänder oder in Sand deutlich ausgesprochen.

Der Plagioklas zeigt Sprünge und klaffende Spalten, die mit Quarz, seltener mit einem chloritischen Mineral ausgefüllt sind. Epidot erscheint unter denselben Verhältnissen wie in 2.; Glimmer zeigt starke undulöse Auslöschung, Knickungen und Biegungen und erscheint oft zerdrückt und gequetscht. Lange Zirkonsäulen in Glimmerblättchen, die keine undulöse Auslöschung zeigen, sind in 2—3 Stücke zerbrochen, kurze Apatitsäulen bleiben daneben unversehrt.

4. Der Quarz ist fast vollständig entweder in parallele Bänder mit verzahnten, dicken, scharfen Rändern oder seltener in groben Sandpartien übergeführt. Die großen Quarzinseln sind verschwunden; nur

einzelne kleine Körner sind erhalten und zeigen stärkste undulöse und wandernde Auslöschung. Bei den Plagioklasen ist die Tendenz, sich allmählich in der Schieferungsebene zu legen, ersichtlich. Bei den Drehungsbewegungen wurden ihre scharfen Kanten abgerundet und die abgetragenen Bruchstücke können bei starker Abblendung in den Quarztrümmern wahrgenommen werden. Um solche abgerundete Plagioklase biegen oft die Quarzbänderbündel bruchlos bogenförmig herum oder wellenförmig, wenn zwei Plagioklase eine passende Anlage bilden. Bei diesen Bogen oder Wellen ist die pendelnde Auslöschung in ausgezeichneter Weise entwickelt. Ist das Pendel von vorn nach hinten aufgestellt, so schwingt es nach rechts beim Drehen des Tisches im Sinne des Uhrzeigers, nach links beim Drehen in der entgegengesetzten Richtung; und umgekehrt, wenn die konkave Seite des Bogens nach vorn liegt.

Es liegt auf der Hand, daß die Geschwindigkeit von der Länge des Radius abhängt und daß die Messung des Sektorwinkels genügt, um ein Maß für die Stärke der Krümmung zu geben, wenn die Länge der Sehne a b bekannt ist.

Wie stark ein Quarzkorn ohne Bruch gebogen werden kann, zeigt folgende Messung. Ein langes, lappiges Korn von Quarz ist um ein Plagioklaskorn gebogen; weder mit schiefer Beleuchtung noch mit starker Abblendung gelingt es, die geringste Fuge oder einen Spaltreiß zu entdecken. Die Geschwindigkeit der pendelnden Auslöschung ist sehr klein, der Winkel α beträgt 28° , a b 0.6 mm.

Ist der Radius der Krümmung sehr groß, dann wird die Schattenlinie nicht pendeln, sondern fast parallel fortlaufen. Das ist der gewöhnlichste Fall, welcher durch alle Übergänge mit der Pendelercheinung verbunden ist.

Die wandernde Auslöschung ist somit eine äußerst empfindliche Reaktion, welche uns die kleinste, sonst aus der Krümmung nicht erkennbare Biegung der Quarzkörner kundgibt. Sie erlaubt uns auch mit Leichtigkeit zu bestimmen, ob die Krümmung bei einer bestimmten Aufstellung des Quarzkornes, mit der konvexen Seite nach vorn oder nach hinten liegt. Man braucht nur den Tisch zu drehen und beobachten, ob die Schattenlinie nach rechts oder nach links wandert.

Es wurde oft folgende Erscheinung beobachtet: In einem Quarzkorne teilt sich beim Drehen die Schattenlinie, welche in die Mitte gestellt wurde, in zwei Linien, die in entgegengesetzter Richtung gegen die Ränder zu weglafen; oder umgekehrt: zwei Schattenlinien, die an den Rändern stehen, laufen einander entgegen und vereinigen sich in der Mitte. Der Quarz bildet hier nicht einen einfachen Bogen, sondern eine ganze Welle.

Es ist nicht selten auch eine Art zonarer Auslöschung zu beobachten. Ein mehr oder minder rundliches oder quadratisches Korn zeigt einen dunklen Kern und eine helle Randzone; stellt man die Hülle auf dunkel, so wird der Kern hell, ganz ähnlich wie bei Plagioklasen von einfacher Zonarstruktur; die Auslöschungsschiefe, bezogen auf den Kern, beträgt in einem Falle 28° . Offenbar haben wir es hier mit einem Torsionsphänomen zu tun.

Es wurde ferner beobachtet, daß, wenn die Bänderstruktur stark ausgeprägt ist, eine gleichsinnige Orientierung der einzelnen Bänder eintritt, und zwar liegt immer α' parallel der Schieferungsrichtung, γ' senkrecht dazu. Ausnahmen sind ziemlich selten und bestehen darin, daß in dem Bündel von Quarzbändern, welche die Lagen bilden, einige Körner oder Stengel γ' in der Längsrichtung zeigen. Ähnliche Erscheinungen werden unten bei dem Tonalitgneis und den gepreßten Quarziten mitgeteilt. Auch bei diesen liegt α' in der Schieferungsrichtung.

Der Mikroklin ist scheinbar verschwunden; mit schiefer Beleuchtung entdeckt man aber seine Trümmer zwischen den Quarzkörnern; einige große Bruchstücke bleiben noch in Gruppen beisammen, kleinere findet man weit weg im Quarz.

Nur wenige große, stark undulös auslöschende Glimmer haben ungefähr ihre ursprüngliche Form behalten, die anderen sind ausgezogen, zerdrückt und zerquetscht; indem die so ausgezogenen Glimmer häufig sich seitlich mit ihren Enden berühren, entsteht eine Lagenstruktur; an der Lagenbildung beteiligt sich auch der reichlich vorhandene Epidot.

Tonalitgneis.

Der Tonalitgneis läßt sich im Handstück von einer stark gepreßten basischen Ausscheidung von mittelkörniger Struktur nicht unterscheiden. Erst unter dem Mikroskop ist es möglich, einen charakteristischen Unterschied zu entdecken; derselbe liegt in dem Fehlen der Pygmäengeneration von Plagioklas in den farbigen Gemengteilen und von Biotit und Hornblende unter den farblosen Mineralien.

Plagioklas. Über die Zusammensetzung der Plagioklase geben folgende Messungen Aufschluß.

Schnitte senkrecht zu M und P :

Kern	40·5°, d. i. 75°/₀ An ; 40°, d. i. 73°/₀ An ; 41·5°, d. i. 75°/₀ An
Hülle	24°, d. i. 44°/₀ „; 26°, d. i. 47°/₀ „; 22°, d. i. 41°/₀ „
Äußerste Hülle +	7°, d. i. 30°/₀ „; 18°, d. i. 36°/₀ „

Kerngerüst .	40°, d. i. 73°/₀ An
Füllsubstanz	29°, d. i. 50°/₀ „

Kern	27·5°, d. i. 49°/₀ An ; 32·5°, d. i. 53°/₀ An
Hülle .	15·5°, d. i. 34°/₀ „; 15·5°, d. i. 34°/₀ „

Der Vergleich mit Quarz zeigte in der Hülle

$\omega < \alpha'$, $\varepsilon < \gamma'$; $\omega < \gamma'$, $\varepsilon = \alpha'$; basischer Andesin.

Eine so hohe Basizität der Plagioklase kommt weder im normalen Tonalit noch im Tonalit mit paralleler Struktur vor.

Die Basizität des Gesteines wird auch von der großen Menge der dunklen Gemengteile, welche stark in den Vordergrund treten, betont. Es kommen hornblendereichere und -freie Varietäten vor; die letzteren führen nur Glimmer und sind der häufigste Typus.

Die kataklastischen Erscheinungen sind jenen bei den am stärksten gepreßten Tonaliten mit paralleler Struktur ähnlich. Die Lagenbildung ist hier aber wegen des größeren Gehaltes an Glimmer sehr viel deutlicher geworden. Ein normaler Tonalit, mag er auch noch so stark gepreßt sein, ist immerhin schon im Handstück bei der Größe des Kornes und der Spärlichkeit der Hornblende und des Biotits ohne Schwierigkeit als ein Eruptivgestein zu erkennen. Das Gestein der basischen Randzone dagegen ist bei der Feinheit des Kornes, der Dunkelheit der Farbe und der Menge des Biotit, deren Lagen schon im Handstück schön ausgebildet sind, nicht ohne weiteres makroskopisch von einem Glimmergneis zu unterscheiden. Aus diesem Grunde habe ich mich wenigstens für mein Gebiet für berechtigt gehalten, die Bezeichnung Tonalitgneis nur dem Gesteine der basischen Randzone beizulegen.

In dem hornblendefreien Tonalitgneis bildet der Biotit schön ausgebildete Lagen von ausgepreßten und ausgezogenen Fetzen. Dieselben wechsellagern mit Lagen von Quarz, der nur ausnahmsweise die Neigung zur Sandbildung zeigt; die Lage besteht (in Schnitten senkrecht zur Schieferung) nicht aus rundlichen Körnern, sondern aus einem Bündel von langen gebogenen Bändern mit verzahnten Rändern. Es wurde hier auch wiederholt die Beobachtung gemacht, daß die Quarzstengel gewöhnlich gleich orientiert sind, und zwar liegt dann α' immer in der Längsrichtung; nur wo die Lagenbildung minder deutlich ist, das ist wo der Quarz noch mehr oder minder rundliche Körner bildet, sind Ausnahmen zu bemerken. Die Ursache der letzteren liegt in einer geringeren Stärke der Pressung. Das läßt sich ganz deutlich in einer und derselben Lage verfolgen; wo dieselbe stark gepreßt wurde und sehr schmal ist, da bildet der Quarz dünne Bänder, die sich nebeneinanderscharen und ohne Ausnahme α' in der Längsrichtung zeigen; breitet sich die Lage aus und schwillt bauchartig auf, dann ist die Bänderstruktur eine partielle, es liegen noch ovoidale Körner vor und diese sind diejenigen, welche gern Ausnahmen bilden. Bei schiefer Beleuchtung oder starker Abblendung kann man leicht in den Quarzlagen zahlreiche Plagioklasbruchstücke entdecken, die bei der Abrundung der ursprünglich eckigen Feldspatkristalle mitgerissen wurden. Die Verhältnisse der Lichtbrechung zeigen, daß solche Plagioklaskörner fast ausschließlich Bruchstücke der Hülle sind.

Die schön abgerundeten Plagioklase bilden selten breite kurze Lagen, die bald auskeilen; viel lieber häufen sie sich als Vereinigung von mehreren Individuen in knotenförmigen Partien zwischen den Lagen an oder bilden noch häufiger schöne Augen in der Mitte einer Quarz- oder Biotitlage selbst. Größere Individuen zeigen oft klaffende, mit Quarz ausgefüllte Spalten und in seltenen Fällen, wo sich noch eine längliche oder ovoidale Form erhalten hat, ist die Längsrichtung immer parallel mit der Schieferung. Die Plagioklas-
augen zeigen sehr gern einen Saum von Sand, der gewöhnlich aus Körnern desselben Minerals besteht.

In den an Hornblende reichen Varietäten bilden sich ebenfalls Lagen, wobei alle größeren Kristalle zerbrochen oder zertrümmert

sind. Zonarstruktur wurde nicht beobachtet; der Pleochroismus ist stark, die Farben kräftig; es ist

α	β
helledergelb	tiefgrasgrün

Epidot ist bald mehr bald weniger reichlich vorhanden und beteiligt sich an der Bildung der Biotit- oder Hornblendelagen.

Apatit kommt in Form von runden, ziemlich großen Körnern in den Biotitlagen vor.

Zirkon ist gewöhnlich zahlreich; Erze sind am Rande des Biotits oft in großer Menge ausgeschieden.

Mikroklin fehlt vollständig, nicht nur in Form von großen Individuen, sondern auch von kleinen Körnern und Bruchstücken in den Quarzlagen; diese wurden bei starker Abblendung, welche die kleinsten Körnchen von Orthoklas leicht erkennen läßt, sorgfältig, aber mit negativem Resultat geprüft.

Orthit wurde als Kern von Epidot beobachtet.

Basische Ausscheidungen im Tonalitgneis.

Auch im Tonalitgneis kommen basische Ausscheidungen vor; sie sind sehr feinkörnig, schwarzgrau und von vielen Plagioklasen, welche einen Durchmesser von 1--2 mm haben, weiß punktiert. Wie folgende Messungen zeigen, sind die Plagioklase bald sehr basischer, bald saurer Zusammensetzung. In den großen einsprenglingsartigen Plagioklasen war die Auslöschungsschiefe in Schnitten senkrecht zu *M* und *P*:

Kern	40°, d. i. Labrador — Anorthit
Hülle	18·5°, d. i. 37% <i>An</i> .

In einem anderen Falle:

Kern	24°, d. i. 44% <i>An</i>
Hülle	+ 12°, d. i. 32% "

Die kleinen, fast immer allotriomorphen Plagioklase der Grundmasse zeigten analoge Verhältnisse. In Schnitten ohne Zonarstruktur

22°, 28°, 30°, 31°, d. i. 42—52% *An*.

In Schnitten mit Zonarstruktur:

Kern	35°, d. i. 55% <i>An</i>
Hülle	+ 15°, d. i. 33% "

Umgekehrte Zonarstruktur wurde zweimal beobachtet, und zwar in Kristallen, welche kein Kerngerüst erkennen ließen:

Kern	23°; 23°, d. i. 43% <i>An</i>
Hülle	41°; 29°, d. i. 96% " ; 50% <i>An</i> .

Anorthitkerne scheinen sehr selten zu sein, nur in einem Falle war die Auslöschungsschiefe

41·5°, d. i. Labrador — Anorthit.

Als dunkle Gemengteile sind Biotit und Hornblende in fast gleicher Menge vorhanden. Hornblende zeigt manchmal kristallographische Begrenzung und Zonarstruktur in Basisschnitten; Farbe und Pleochroismus sind schwach; es ist

	α	γ
Kern	lichtgelblich, beinahe farblos,	lichtgrünlichbraun
Zone	" "	lichtgrünlichblau.

Glimmer kommt in Lappen und Fetzen vor und ist als Einschluß in Hornblende häufig.

Zahlreiche Hornblende- und Biotiteinschlüsse kommen in Plagioklasen vor, und zwar sowohl in den großen Einsprenglingen als in den kleinen der feinkörnigen Grundmasse, zahlreicher aber in den ersten; anderseits kommen winzige rundliche Plagioklase in Hornblende vor.

Quarz ist gar nicht selten; er bildet inselartige große Körner, die so weit gepreßt sind, daß sie Bänderstruktur beinahe erreicht haben. Er kommt als Einschluß in den großen einsprenglingsartigen Plagioklasen vor, in Form von rundlappigen Körnern, die ihrerseits kleine runde und winzige insekteneierähnliche Plagioklaskörnchen enthalten (s. Taf. XII [II], Fig. 5). Während die großen Plagioklase gewöhnlich sehr basisch sind (Labrador — Anorthit), zeigte bei diesen Plagioklaskörnchen in Quarz der Vergleich mit letzterem

$$\omega < \gamma', \varepsilon \leq \alpha' \text{ Basischer Andesin — Labrador.}$$

In Form von runden Körnchen ist Quarz als Einschluß in den kleinen Plagioklasen oft zu sehen. Ein solches im Kern eines Plagioklases hatte

$$\omega < \gamma', \varepsilon \leq \alpha' \text{ Basischer Andesin — Labrador.}$$

Solche Quarzeinschlüsse in Plagioklasen haben sich gegen die Pressung ganz anders verhalten als die großen selbständigen Körner. Während die letzteren fast vollkommen in Bändern übergeführt wurden, zeigen die ersten folgendes. Die kleinen und großen runden Quarzkörnchen haben nicht einmal die kleinste Spur einer undulösen Auslöschung; die großen ∞ lappigen zeigen nur an einzelnen Stellen eine sehr leichte undulöse Auslöschung; solche ferner, die am Rande des Plagioklases größere Partien bilden und nur an drei Seiten von dem elastischen Mineral geschützt sind, zeigen eine starke undulöse Auslöschung, welche mit der Entfernung vom Rande zunimmt.

Epidot bildet zahlreiche Körnchen von eckiger, unregelmäßiger Gestalt, welche am Rande der dunklen Gemengteile angehäuft sind. Der Charakter der Hauptzone ist bald +, bald —; die Interferenzfarben sehr lebhaft.

Zirkon ist häufig, Apatit spärlich, Erze sehr selten, ebenso Titanit.

Aplite des Tonalits.

Es soll zuerst ein in Tonalit vorkommender Aplitgang von Val Stavel beschrieben werden und dann ein zweiter, der die Hornfelse

der inneren Kontaktzone am Passo del Tonale durchbricht. Sie zeigen nämlich eine große Verschiedenheit in bezug auf die Basizität.

In dem ersten treten Plagioklas und Quarz in gleicher Menge auf. Der Vergleich mit Quarz gestattete die gleichzeitige Prüfung des Kernes und der Hülle und gab:

Kern	$\omega = \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$	Saurer Oligoklas
Hülle	$\omega > \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$	Albit.

Der optische Charakter ist immer +. Der Plagioklas kommt zum größten Teil in eckigen, oft quadratischen, xenomorphen Individuen vor; hypidiomorphe Gestalt ist weniger häufig und dann mit Zonarstruktur verbunden. Dieser Aplit zeigt schon im Handstück eine parallele Anordnung der dunklen Gemengteile. Tatsächlich ist selbst Plagioklas oft durch die Mitte der prismatischen Individuen zerbrochen und die Spalte ist mit Quarz gefüllt.

Quarz ist stark verzahnt, in schmale, verzahnte Leisten oder Bänder aufgelöst bis zum Anfang der Mörtelstruktur. Die konzentrische Auslöschung, welche bei Tonalitgneis beschrieben wird, kommt auch hier sehr ausgesprochen vor; stellt man die Auslöschung des Kernes als 0° ein, so war in der mittleren Partie 13°, in der Randpartie 23°.

Biotit erscheint spärlich in kleinen Fetzen und Lappen von eigentümlicher dunkelroter Farbe mit einem Stich ins Braune, etwa wie gebrannte Siena; größere Blättchen sind gebogen und zeigen eine Zerreißen in Form einer welligzackigen Linie. Als Einschluß ist Zirkon mit pleochroitischen Höfen zu nennen. Apatit kommt in kleinen runden Querschnitten spärlich vor. Epidot erscheint als Zersetzungsprodukt der Plagioklase.

Der Aplit im Hornfels vom Passo del Tonale ist bedeutend saurer als der vorherbeschriebene. Plagioklas und Mikroklin sind in recht kleinen Mengen vorhanden; im Dünnschliff erscheinen fünf bis sechs unregelmäßige, eckige, xenomorphe Individuen jedes Minerals; Mikroklin erscheint reichlicher vorhanden zu sein als Plagioklas. Der Plagioklas zeigt selten eine Zwillingslamellierung; in einem Schnitte senkrecht zu *M* und *P* ohne Zonarstruktur wurde gemessen eine

Auslöschungsschiefe von + 7°, d. i. 30% *An*.

Mit dem Quarzvergleiche fand man

$\omega > \gamma'$	$> \alpha'$	d. i. Albit
$\omega = \gamma$	$> \alpha$	d. i. saurer Oligoklas.

Der Mikroklin zeigt undulöse Auslöschung, aber keine Gitterlamellierung; der optische Charakter wurde geprüft und — gefunden. Der Quarz, der eigentlich die Hauptmasse des Gesteines bildet, erscheint in mittelgroßen Körnern mit ziemlich stark undulöser Auslöschung neben vollkommen gleichzeitiger Auslöschung. Biotit bildet zahlreiche kleine Fetzen und Lappen mit der eigentümlichen Farbe der gebrannten Siena. Diese Farbe scheint wohl auf Zersetzungserscheinungen zurückzuführen, denn andere Schnitte von frischerem Aussehen zeigen eine dunklere Farbe, etwa kastanienrotbraun. Es läßt sich ferner beobachten, daß nur diese letzten den üblichen starken

Pleochroismus zeigen; in den roten Lappen tritt diese Erscheinung entweder gar nicht oder sehr schwach auf; der Pleochroismus ist helledergelb für α und dunkelbraun für β und γ .

Rutil kommt in großen Mengen vor und ist besonders in den dunkelroten Biotiten und um dieselben herum angehäuft; er fehlt aber auch in den frischen nie; in den Durchschnitten senkrecht zur Spaltbarkeit liegen die Rutilnadeln parallel den Lamellen, in den anderen Schnitten sind sie unregelmäßig gruppiert. Aus dem Gesagten würde man den Eindruck gewinnen, daß die Rutile aus der Zersetzung der Biotite hervorgegangen wären; haarfeine, farblose Nadeln kommen aber auch mitten im Quarz vor und wurden als solche erkannt durch die Zwillings- und Drillingsbildung mit dem charakteristischen Winkel von 60° . Drillinge kommen dadurch zustande, daß an eine lange Nadel eine kürzere unter dem obengenannten Winkel sich ansetzt. Im Glimmer oder neben demselben kommen auch größere gefärbte Individuen vor, und zwar gewöhnlich nadelförmige, seltener kurzförmige oder als achtseitige Querschnitte; letztere zeigen Lamellen, die den Kristall unvollkommen durchsetzen. Die Nadeln kreuzen sich manchmal unter einem Winkel von 53.5° bis 54° . Sagenitische Verwachsungen kommen nicht vor.

Pegmatite im Tonalit.

Der einzige Pegmatit, der, wie oben erwähnt, im Val Leores gefunden wurde, ist ein Turmalinpegmatit. Turmalin kommt als 2—3 cm lange Säulen von 4—9 mm Stärke oder als kleine Säulen und unregelmäßige Körner. Im Dünnschliff erscheinen neun- und dreizehnseitige Querschnitte mit zonarem Bau in konzentrischen Schalen. Die Farbe ist in den einzelnen Zonen verschieden; sie ist gewöhnlich grau mit einem Stich ins Blaue, der Kern und die äußeren Zonen sind mehr oder minder olivenbraun, die schmale Rinde ist ganz braun. Optische Anomalien wurden im Querschnitt nicht beobachtet. Als Einschlüsse kommen Zirkon und Quarz vor, der erste in Begleitung von pleochroitischen Höfen, der zweite als winzige Körner. Kleine Turmaline wurden als Einschlüsse im Mikroklin beobachtet.

Als Hauptgemengteile des Pegmatits sind Mikroklin und Quarz zu nennen, Plagioklas tritt sehr stark zurück. Mikroklin ist in sehr großen und kleinen Individuen mit schöner Gitterlamellierung oder stark undulöser Auslöschung vorhanden. Quarz, der in kleinerer Menge als Mikroklin vorhanden ist, zeigt die Merkmale einer sehr starken Pressung; nur einzelne von den ursprünglich großen, unregelmäßigen, eckigen Körnern sind erhalten, sonst sind sie in stark verzahnte Partien, leistenförmige Aggregate mit verzahnten Rändern und annähernd gleicher Orientierung oder gar in nicht allzu feinem Sand aufgelöst; das ganze Gestein hat somit eine mylonitische Struktur; die großen Mikrokline kommen als Einsprenglinge in der feineren Grundmasse vor und sind meist mehr oder minder abgerundet, die kleinen Individuen sind ganz abgerundet und zum Teil selbst in Sand aufgelöst und bilden als solcher ein inniges Gemenge mit den Quarz-

sandkörnern; das läßt sich bei starker Abblendung sehr gut überblicken und kann man wahrnehmen, wie die Mikroklinkörner noch gewissermaßen zusammenhängende Schwärme bilden und ferner als ein Saum um die noch erhaltenen Individuen erscheinen.

Plagioklas tritt sehr stark gegen Mikroklin und Quarz zurück; er dürfte in gleicher Menge wie Turmalin vorhanden sein. Seine Zusammensetzung schwankt zwischen Andesin und Albit, er ist zum Teil zonar gebaut. Eine Messung im Schlitze senkrecht zu *M* und *P* gab eine

Auslöschung von -9.5° , d. i. $1\% \text{ An} = \text{Albit}$.

Der Vergleich mit Quarz zeigte für

Kern . $\omega < \alpha' \varepsilon < \gamma'$, d. i. wahrscheinlich Andesin

Rand . $\omega > \alpha' \varepsilon > \gamma'$ Albit — saurer Oligoklas.

Die Messungen für Kern und Hülle wurden in verschiedenen Individuen gemacht.

Muskovit tritt als nicht große Häutchen auf, vielleicht nur als sekundäre Bildung. Erze sind äußerst selten; in einem Schlitze konnte nur ein kleines Korn entdeckt werden.

Glimmergneise.

Granatglimmergneis von S. Antonio.

Die Struktur nähert sich derjenigen eines körnigen Gneises, da die Glimmer in keinen kontinuierlichen Lagen, vielmehr gruppenweise oder als einzelne Fetzen auftreten; es fehlt aber eine deutliche Andeutung einer Lagenstruktur nicht.

Muskovit ist viel reichlicher als Biotit und bildet mit Plagioklas den Hauptbestandteil des Gesteines; er tritt in Form von breiten Lappen auf, die sich gern als längliche Aggregate oder Gruppen vereinigen. Biotit erscheint als braune Fetzen, welche in der Regel isoliert auftreten und besonders am Rande reichlich Erzpartikel führen.

Plagioklas zeigt oft polysynthetische Zwillingslamellierung. Der Vergleich mit Quarz gibt:

$\omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega = \gamma', \varepsilon > \alpha'$ saurer Oligoklas.

Quarz tritt gegen Plagioklas stark zurück und häuft sich gern in großen inselförmigen Massen an, welche durch Kataklase eine verzahnte Struktur erhalten haben; einzelne isolierte Körner zeigen nur starke undulöse Auslöschung.

Granat kommt in großen rundlichen Körnern von 1—2 mm Durchmesser vor; er zeigt gern kristallographische Begrenzung mit sechs- bis achtseitigen Umrissen des Dodekaëders; er ist farblos, vollkommen durchsichtig, fast frei von Einschlüssen, ohne optische Anomalien, Siebstruktur ist selten, aber sehr deutlich; als Einschlüsse kommen hauptsächlich Erze vor.

Apatit und Turmalin sind reichlich als akzessorische Gemengteile vorhanden; Apatit meistens in Muskovit oder Biotit in Form von mehr oder minder großen Körnern oder zerbrochenen Säulen, Turmalin als kurze Säulenbruchstücke.

Rutil wurde als Einschluß in Apatit als fuchsrotes längliches Korn beobachtet.

Erze sind in großer Menge überall verbreitet; in Quarz, in Muskovit, Plagioklas, Biotit, Granat als große Körner oder am Rande der Biotitfetzen als feine Partikelchen.

Einem ähnlichen Typus gehört das westlich von Ossana, respektive südlich von Fucine anstehende Gestein an. Es besteht wesentlich aus fast gleichen Mengen von Biotit und Muskovit mit wenig Quarz und Feldspat. Der letztere ist ein saurer Oligoklas; es ist $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$; $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; polysynthetische Zwillingslamellierung ist selten. Die Hauptgemengteile Biotit und Muskovit bilden ein Netzwerk von großen Blättern, aus welchem Inseln oder kurze Lagen von Quarz und Plagioklas einsprenglingsartig hervortreten. Kleine, schmale, leistenförmige Blättchen von Muskovit kommen auch im Quarz vor. Der Biotit zeigt die eigentümliche braune Farbe wie in Kontaktgesteinen. Der Quarz hat undulöse Auslöschung, ist leicht verzahnt und zum Teil zertrümmert. Der Granat ist weniger reichlich als in dem Gesteine von S. Antonio; er bildet große Körner mit Siebstruktur und kaum angedeuteter kristallographischer Begrenzung; einzelne Spaltungsklüfte sind mit Biotitadern ausgefüllt. Als akzessorische Gemengteile sind Zirkon und Rutil (Charakter der Hauptzone —) zu nennen.

Gneisglimmerschiefer von Val Leores.

Die körnige Struktur ist hier fast typisch ausgeprägt; es kommen, obwohl als Seltenheit, kleine Biotitlagen vor. Biotit und Quarz bilden die wesentlichen Gemengteile, Plagioklas tritt stark zurück, so daß man im Zweifel bleibt, ob man das Gestein als Gneis eigentlich bezeichnen kann.

Biotit bildet Fetzen und Lappen mit Zirkoneinschlüssen; ungleich häufig tritt er in Form von kleinen Fetzen, Leisten oder gar Säulchen als Einschluß in Quarz auf.

Muskovit tritt gegenüber Biotit stark zurück, bildet große breite Blätter.

Plagioklas zeigt selten eine polysynthetische Zwillingslamellierung und zeigt im Vergleiche mit Quarz:

$$\omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega = \gamma'; \varepsilon > \alpha', \text{ saurer Oligoklas.}$$

In einem anderen Schnitte $\perp$ zu M und P war die Auslöschungsschiefe:

$$+ 9^\circ; \text{ d. i. } 30\%_0 \text{ An.}$$

Sillimanit (Fibrolit) ist häufig in Form von feinen Nadeln und Büscheln; wo die Nadeln sich zusammenscharen, entsteht ein dickes Aggregat, bei welchem die charakteristische Querabsonderung

zutage tritt. Der Charakter der Hauptzone und der optische Charakter wurden als + bestimmt.

Quarz bildet große rundliche Körner, meistens ovoidal, mit der Längsrichtung parallel der Schieferungsrichtung. Er ist erfüllt von reihenförmig angeordneten, sehr feinen Einschlüssen. Bei mittlerer Vergrößerung erscheinen sie als feine, staubige Linien; die Linien verlaufen nicht parallel, sondern divergieren häufig, seltener kreuzen sie sich; ihre Lage ist konstant senkrecht zur Schieferungsebene und sie divergieren auch konstant in derselben Richtung, manchmal setzt sich eine Reihe kontinuierlich durch zwei benachbarte Körner ohne Unterbrechungen oder Ablenkungen fest. Bei starker Vergrößerung löst sich der feine Staub in honiggelbe bis fuchsrote Körnchen von verschiedener Größe auf, von denen einzelne eine längliche Form haben; die Lichtbrechung ist sehr stark und würde ganz gut mit jener des Rutils übereinstimmen.

Erze sind in Biotit angehäuft; Zirkon zeigt in Biotit pleochroitische Höfe, kommt aber auch in Muskovit und seltener in Quarz vor. Apatit ist reichlich in Form von großen länglichen Körnern, vorzugsweise in Biotit vorhanden.

Zweigliimmergneis von phyllitischem Habitus (Phyllitgneis).

Feldspate sind reichlich vorhanden, treten aber gegen Quarz stark zurück; es sind meistens einfache Kristalle, seltener ist polysynthetische Zwillingslamellierung zu beobachten; unter dem Mikroskop erscheinen sie als große Augen, welche die Lagenstruktur der anderen Gemengteile nicht vollständig zur Geltung kommen lassen. Der Vergleich mit Quarz zeigte:

$$\omega > \gamma', \varepsilon > \alpha' \text{ oder } \omega = \gamma', \varepsilon > \alpha' \text{ Albit-Oligoklas.}$$

Der optische Charakter war in dem letzten Falle +. Auffallend ist die Häufigkeit des Vorkommens von kleinen, meist rundlichen Quarzkörnern in den Feldspatkristallen.

Das Gestein besteht sonst aus schlecht angedeuteten Sericitlagen, größeren Biotitblättchen und Quarz. Einzelne Dünnschliffe zeigen wenig Sericit neben Biotitschuppen und Blättchen, welche, indem sie sich seitlich berühren, schwach ausgesprochene Lagen bilden. Große antigene Muskovitblätter bilden eine Charakteristik des Gesteines; dieselben erreichen oft eine Länge von 1.5 cm bei einer Breite von 1 cm und führen als Einschluß kleine Zirkonsäulen und feine Apatitnadeln; sonst kommt Apatit in Form von unregelmäßigen Körnern vor.

Der Quarz ist stark undulös, grob verzahnt bis zum Auftreten von Mörtelstruktur. Halbdurchsichtiges, rotbraunes Titaneisen ist in Form von staubförmigen Partikelchen im ganzen Gestein verteilt, und zwar in Quarz sowie in Glimmer; in dem ersten bildet es auch dunkle Schlieren; die schwarze Farbe einzelner Gesteinslagen, welche das Aussehen von kohligem Schiefer besitzen, sind ausschließlich auf die ungemein große Menge von Titaneisenstaub zurückzuführen.

Glimmerquarzite von Pelizzano.

Der Hauptbestandteil ist Quarz; akzessorische Gemengteile sind Plagioklas, Muskovit und Biotit in ungefähr gleicher Menge. Der Quarz bildet große Körner, welche im Durchschnitt die Form von länglichen, verzahnten Lappen zeigen; er zeigt stark undulöse bis pendelnde Auslöschung. Der in Form von abgerundeten Körnern ausgebildete Plagioklas zeigt im Vergleich mit Quarz:

$$\omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'; \omega \alpha', > \gamma', \text{ d. i. Albit.}$$

Polysynthetische Lamellierung ist sehr selten. Biotit und Muskovit bilden im Querschnitt schöne leistenförmige Blättchen, die isoliert auftreten und keine Lagen bilden; sie liegen parallel der Schieferung. Apatit bildet ziemlich große runde Körner und ist auch in Quarz und Feldspat als Einschluß zu sehen. Zirkon bildet Körner oder kleine Säulen. Farbloser Granat ist bald weniger, bald reichlicher vorhanden. Die großen und mittleren Körner sind in ein Trümmerwerk zersprengt und mit Quarzkörnern gemischt; der ursprüngliche Umriß des Kristalls ist jedoch in einzelnen seltenen Fällen ungefähr erhalten. Kleine Granatkörner sind nur von Sprüngen und Rissen durchsetzt, hängen aber noch zusammen. Große Erzpartien kommen unregelmäßig überall vor; kleine Erzpartikelchen sind in großer Menge am Rande des Biotits angehäuft.

Amphibolite.

Sämtliche Amphibolite aus den verschiedenen Lokalitäten sind deutlich schiefbrig; im Val Palù sind sie grobkörnig, weiß und grün gefleckt, bei Castel Ossana mittelkörnig, dunkelgrün, weiß punktiert; im Val Ussaja kommen nebeneinander graugrüne dichte Varietäten und grobkörnige weiß und grün gefleckte, gleich denjenigen vom Val Palù vor. Ein wesentlicher Unterschied zwischen diesen Varietäten ist aber u. d. M. in bezug auf Struktur und Mineralbestand nicht wahrzunehmen. Die Hornblende tritt in Form von kurzen Stengeln auf, welche, indem sie nicht ganz parallel verlaufen, ein Geflecht bilden, in deren Maschen die Plagioklase eingeschlossen sind. Sie zeigt keine Zonarstruktur; der Pleochroismus ist ziemlich kräftig; es ist:

α = hellledergelb

β = olivengrün

γ = grünlich mit einem Stich ins Blaue.

Der Plagioklas ist oft zonar gebaut und ist dann wie in den kristallinen Schieferungen ausgebildet. Es wurden folgende Messungen in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* gemacht:

Kern	8.5°, d. i. 29°/0	<i>An</i>
Hülle	29.5°, d. i. 50°/0	
Kern	17.5°, d. i. 36°/0	
Hülle	27°, d. i. 48°/0	

In Schnitten ohne Zonarstruktur war die Auslöschung:

2.5°, d. i. 23% *An*; 18°, 19°, 22°, d. i. 35–42% *An*.

Die Zusammensetzung der Plagioklase schwankt also zwischen saurem Oligoklas und Labrador. Einschlüsse von Plagioklas in Hornblende kommen vor.

Nebengemengteile sind Biotit, Titanit, Apatit, Zirkon, Erze; als Übergemengteile ist Quarz vorhanden. Biotit kommt sehr spärlich in Form von rotbrauner bis hellbraunroter Farbe und starkem Pleochroismus vor; eine nähere Bestimmung des Minerals ist nicht gelungen; Rubellan ist es aber nicht. Titanit ist in Form von ei- bis spindelförmigen Körnern weit verbreitet; deutliche Briefkuvertform ist nicht zu sehen; Spaltbarkeit nach dem Prisma ist manchmal vorhanden; die Spalttrisse gehen nicht parallel der Figurachse. Der Pleochroismus ist schwach, das Achsenbild zeigt ein sich nur wenig öffnendes Kreuz mit vielen Ringen. Erscheinungen, welche auf Pseudomorphosen deuten würden, wurden nicht beobachtet. Dagegen spricht das Vorhandensein einer deutlichen Spaltbarkeit in manchen Schnitten für die primäre Natur des Minerals (Rosenbusch). Apatit ist reichlich verbreitet, und zwar meistens als große runde Körner in Hornblende. Erze sind ebenfalls in großer Menge vorhanden leistenförmig, entweder als Einschlüsse in Hornblende oder zwischen zwei aneinanderstoßenden Kristallen dieses Minerals. Quarz tritt oft in Form von kleinen runden Körnern in Hornblende oder Plagioklas auf; auch wo er selbständig erscheint, liegen die etwas größeren runden Körner in Einbuchtungen am Rande einer Hornblende und eines Plagioklases und erscheinen somit als gemeinsamer Einschluß beider Individuen. Zirkon ist häufig; von Rutil sah ich einen einzigen großen braunroten Kristall.

Zu bemerken ist, daß in der grobkörnigen Varietät vom Val Ussaja Titanit und Quarz vollständig fehlen, während sie in der anderen geologisch eng verbundenen dichten Varietät reichlich vorhanden sind.

Serpentin vom Val Ussaja.

Er besteht aus zwei Serpentinarten: Chrysotil und Antigorit; der erstere bildet schmale Lagen, welche schwächer lichtbrechend und höher doppelbrechend sind als die Antigoritmasse. Das als Chrysotil bestimmte Mineral hat γ' parallel der feinen Faserung; der Antigorit besitzt eine kreuzblättrige Struktur und zeigt parallel der Faserung α' . Klinochlor bildet einzelne leistenförmige Blättchen oder größere Aggregate von solchen parallelliegenden Blättern; einzelne derselben sind dicht voll von Erzen; das Mineral ist farblos, hebt sich durch die höhere Lichtbrechung von der Serpentinmasse deutlich ab; die Doppelbrechung ist niedrig, die Auslöschung eine gerade; γ' liegt quer zur Längsrichtung; im Dünnschliff ist kein Pleochroismus wahrnehmbar. Eine Interposition von Muttermineralien ist nicht zu beobachten. Titanit kommt in Form von unregelmäßigen Körnern vor, hat aber die eiförmige Gestalt, welche er in dem Amphibolit besaß, verloren. Bronzit ist keiner vorhanden.

Quarzlagenphyllite.

Der den Quarzphylliten eigene Silberglanz ist in der Regel von der schwarzen Farbe verdeckt, es fehlen aber auch nicht einzelne, obwohl seltene Lagen, wo er völlig zutage tritt. Lagen von Quarz wechseln mit solchen von Sericit; streng genommen sollte man von quarzreicheren und sericitreicheren Lagen sprechen, denn es fehlt wohl nie Sericit zwischen den Quarzkörnern und umgekehrt Quarz in den Sericitlagen. Unabhängig von den letzteren wechseln ferner schwarze und helle Lagen, die dadurch entstehen, daß der sonst im ganzen Gestein verbreitete Kohlenstaub sich bald in den Sericit-, bald in den Quarzlagen konzentriert. Der Kohlenstaub ist überall verteilt, selbst mitten drinnen in den Quarzkörnern, im Plagioklas und in den Muskovitschuppen, obwohl in äußerst geringer Menge; in großen Quantitäten erscheint er jedoch zwischen den einzelnen Mineralindividuen, und zwar in solcher Menge, daß er unter Umständen die Sericitschuppen zu verdrängen scheint.

Plagioklas ist in Form von kleinen und winzigen runden Körnern als Augen in den Sericitlagen, und zwar in wechselnder Menge bald sehr selten, bald reichlich vorhanden; nie ist er aber so verbreitet, daß man berechtigt wäre, von Feldspatphylliten zu sprechen. Zwillingsbildung ist ziemlich selten zu beobachten, in manchen Handstücken tritt aber sogar polysynthetische Zwillingslamellierung zutage. Der Umstand, daß die Plagioklaskörner fast ausschließlich im Sericit umhüllt erscheinen, erschwert den Vergleich mit Quarz sehr. Es ist $\omega > \alpha' \approx \gamma'$ also entweder Albit oder saurer Oligoklas.

Der optische Charakter wurde mehrmals bestimmt und immer + gefunden. Zonar gebaute Kristalle sind selten. In einem Schnitte senkrecht zu M und P war die

Auslöschungsschiefe — 14° , d. i. Albit.

Quarz, der den Hauptbestandteil des Gesteines bildet, zeigt meist die Form von rundlichen oder länglichen Körnern und ist stark undulös bis verzahnt; stets überwiegt er über Sericit. In manchen Schnitten erscheint der Quarz so stark gepreßt, daß keine Körner mehr zu sehen sind; die Quarzlage besteht aus verzahnten Schnürchen, die unter gekreuzten Nikols sich kaum aufhellen (Bänderbildung); die Ursache dieser Erscheinung liegt eben in dem Auftreten von zahlreichen nebeneinanderlaufenden verzahnten Kompensationsstreifen. In anderen Fällen sind die großen Quarzkörner erhalten, aber mit einem Saum von Quarzsand versehen; daneben sind ganze Partien von Quarzsand vorhanden; bei den großen Quarzkörnern wurde in einem solchen Falle sehr deutlich die Streifung gesehen.

Als Nebengemengteile sind Apatit und Zirkon allgemein verbreitet. Die Apatit- und Zirkonsäulchen sind oft in drei oder vier Stücke zerbrochen; größere Apatitkörner und Säulen sind oft in einen Schwarm von kleineren Körnern ausgepreßt. Turmalin erscheint in Form von kurzen Säulenbruchstücken und fehlt selten, in manchen Dünnschliffen ist er vielmehr reichlich vorhanden; wo Säulenzungsschnitte auftreten, liegen sie parallel der Schieferungsebene; zerbrochene Säulen, besonders im Bereich einer Fältelung, sind häufig.

Quarzite.

Sie sind grau oder weiß gefärbt, in letzterem Falle oft mit einem Stich ins Gelbliche oder Grünlichgelbliche, bei immer dichtem Korn und oft glänzendem Bruch. Besonders auf der Schieferungsfläche sind die Muskovitblättchen als silberglänzende Punkte zu sehen. Feldspate als kleine runde Augen fehlen selten ganz und sind fast immer Albite. Mikroklin gehört zu den Seltenheiten, wurde aber sicher nachgewiesen; er war

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma'; \quad \omega > \gamma', \quad \varepsilon > \alpha'$$

und zwar bedeutend größer, so daß die schwache Lichtbrechung bei starker Abblendung oder schiefer Beleuchtung deutlich hervortrat; dabei war der optische Charakter —.

Der Plagioklas war optisch + und zeigte

$$\omega > \alpha', \quad \varepsilon > \gamma'; \quad \omega > \gamma', \quad \varepsilon > \alpha', \quad \text{d. i. Albit.}$$

Ein Schnitt senkrecht zu *M* und *P* gab folgende Auslöschungsschiefe:

$$\left. \begin{array}{l} 1^{\circ} - 11^{\circ} \\ 2^{\circ} - 13^{\circ} \end{array} \right\} \text{Mittel} - 12^{\circ}, \text{ d. i. Albit.}$$

Der Albit zeigt nicht selten kleine runde Quarzkörner als Einschluß.

Der Quarz bildet stengelförmige Individuen, die gewöhnlich dreimal so lang als breit sind. Die stengelige Form des Quarzes wurde dadurch festgestellt, daß aus jedem Handstücke zwei Querdünnschliffe hergestellt wurden, die senkrecht zueinander geschnitten waren. Es zeigten sich fast immer in einem Dünnschliff längliche oder linsenförmige Quarzschnitte und in dem anderen, senkrecht dazu, rundliche Quarzkörner. In einem Falle waren beide Schnitte ovoidal; offenbar war der Stengel unter einem Winkel von zirka 45° zu der Längsachse derselbe von dem Schnitte getroffen. Auffallenderweise sind die Quarzkörner gleich orientiert; in der 45°-Stellung erscheint das Gestein bei der Gipseinschaltung entweder ganz blau oder ganz gelb; nur wenige Körner bilden eine Ausnahme. Es zeigte sich aber, daß eine kleine Drehung des Tisches genügt, um die gleichsinnige Farbe bei der Mehrzahl derselben hervorzurufen; sie sind also ebenfalls annähernd mit den anderen gleich orientiert. Ich konnte ferner feststellen, daß die Achse der größten Elastizität α parallel der Schieferung und parallel der Längsachse des Stengels liegt; diejenigen Schliffe, die quer zu den Stengeln getroffen waren, zeigten in der Schieferungsebene γ . Diese Verhältnisse wurden übereinstimmend in allen Schliffen der zirka 15 km langen Quarzitlage gefunden. Bei der stengeligen Ausbildung des Quarzes hätte man erwarten können, daß die Erklärung der gleichsinnigen Orientierung in dem von G. Spezia¹⁾

¹⁾ Giorgio Spezia, Contribuzioni di geologia chimica. Esperienze sul quarzo e sull'opale. Atti della r. Accademia delle scienze di Torino. Vol. XXXIII, disp. 15^a, 1897/98, pag. 676 ff.

experimentell festgestellten Wachstumsgesetze des Quarzes zu suchen wäre. In seinen Experimenten war das Wachstum des Quarzes — wie man aus seiner Photographie entnehmen kann — in der Richtung der Symmetrieachse zirka drei- bis fünfmal größer als in der dazu senkrechten Richtung. Es ist klar, daß unter solchen Umständen ein rundliches Quarzkorn, das weiterwächst, bald die Gestalt eines ovoïdalen Körpers und schließlich jene eines Stengels erreichen muß. Man wird aber dann in Schnitten, die nur beinahe parallel der längeren Achse liegen, die gleichzeitig Symmetrieachse ist, in der Längsrichtung die größte Elastizitätsachse α finden müssen. Die Stengel unserer Quarzite zeigen aber den entgegengesetzten Fall und können deswegen nicht auf dieses Prinzip zurückgeführt werden.

Andererseits würde das Rieckesche Prinzip eine linsenförmige, nicht eine stengelige Form des Quarzkornes erfordern.

Der Muskovit tritt gewöhnlich in einzelnen leistenförmigen Schüppchen hervor, in seltenen Fällen vereinigen sich die letzteren putzenförmig oder zu Lagen; in einem anderen Falle ist die Form der alleinstehenden Schuppen nicht leisten-, sondern spindelförmig und dabei nehmen auch die Feldspate eine ausgezogene Gestalt an. Der Muskovit liegt immer zwischen den einzelnen Quarzkörnern, und zwar parallel der Schieferungsebene. Aber auch in den Quarzkörnern erscheint er oft in Form von winzigen schmalen Leisten, die ebenfalls parallel der Schieferung orientiert sind.

Apatit und Zirkon bilden Körner oder Säulen; im zweiten Falle sind diese oft zerbrochen; es bleibt dabei entweder noch eine zusammenhängende Säule oder es sind die einzelnen Bruchstücke als quadratische Körner voneinander getrennt und ein wenig nach rechts oder nach links verschoben unter Beibehaltung der ursprünglichen Orientierung.

Die spärlich verbreiteten Erze begleiten in der Regel den Muskovit.

Turmalin in Säulenbruchstücken gehört zu den Seltenheiten.

Im Val Piana, wo der Quarzitzug an den Tonalit stößt, ist der Quarzit in der Nähe des Kontakts kohlenstoffhaltig. Der Kohlenstoff gehört, wie oben bei der Besprechung der Kontakterscheinungen gesagt wurde, zum Teil zum Graphit, zum größten Teil aber ist er amorph. U. d. M. ist eine kristallographische Begrenzung der Körner nicht häufig und fast immer undeutlich (s. Taf. XII [II], Fig. 6).

Augengneise.

Sie bilden, soweit sie noch auf der Karte sichtbar sind, einen über 15 km langen Zug, der eigentlich nicht ganz aus einem Gneis mit Feldspataugen besteht. Die makroskopische Beschaffenheit des Gesteines variiert nämlich an verschiedenen Orten stark und sogar in einem und demselben Profil. Unter dem Mikroskop aber läßt sich ohne Zweifel ersehen, daß man es mit einem einzigen Eruptivgestein zu tun hat, das bei verschiedener Stärke der Pressung mannigfaltige Ausbildungen zeigt. Wie das mit den geologischen Verhältnissen leicht

in Übereinstimmung gebracht werden kann, davon war schon in dem geologischen Teile die Rede. Schöne typische Augenstruktur zeigen die Gneise im Val Stavel; die Augen sind von 1—3 cm langen Mikroklinzwillingen gebildet, die noch die ursprüngliche Kristallform behalten haben und sehr oft von einem Quarzschweif begleitet sind; seltener kommen kleinere Individuen vor, die schon eiförmige bis dicklinsenförmige Konturen zeigen; die Grundmasse des Gesteines ist feinfaserig. Bei dem verbreitetsten Typus ist das kataklastische Phänomen viel deutlicher; kein einziger Kristall ist unversehrt geblieben, sie sind alle zerdrückt; die Augen sind aber dabei noch mehr oder minder deutlich zu erkennen; die Textur wird dann eine lentikular faserige und schließlich vollständig lamellar; in dem letzten Stadium sind die glimmerreichen Varietäten im Handstück von einem Sericitschiefer nicht zu unterscheiden und die lichtere ist einem Sericitquarzit täuschend ähnlich.

Unter dem Mikroskop lassen sich deutlich fünf verschiedene Stadien der Kataklastose oder kataklastischen Wirkung unterscheiden.

1. Die großen Mikrokline und Plagioklase treten einsprenglingsartig aus der zertrümmerten Masse hervor; ganz unversehrt sind sie aber nicht, denn sie zeigen oft Risse und mit Quarzsand angefüllte Spalten und manchmal sogar einen Saum von Sand; einzelne sind in ein Trümmerwerk aufgelöst und mit Sand zementiert. Muskovit tritt in Lagen von welligem Verlaufe auf, die sich bald verbreitern, bald abschnüren; an der Ausbreitungsstelle bildet das Mineral leistenförmige oder lappige Individuen, an der Verjüngungsstelle feine sericitähnliche Aggregate. Quarz ist bis auf einzelne größere Körner mit sehr starker undulöser Auslöschung vollständig zertrümmert, er bildet Lagen von groben, runden Sandkörnern.

2. Die großen Mikrokline sind vollständig zersprengt, sind aber als inselförmige Partien noch beisammen; Mikroklin sand mit wenig Quarz füllt die Lücken aus. Ein Teil des Feldspatsandes ist schon mit Quarz innig gemischt; bei schiefer Beleuchtung oder starker Abblendung unterscheidet man deutlich dünne Lagen von Mikroklin sand, die mit breiten Quarzsandlagen wechsellagern. Das Korn des Quarzsandes ist fein. Muskovit bildet nunmehr aus feinsten Schüppchen bestehende dünne Lagen (Taf. XII [II], Fig. 1 und 2).

3. Die Inselgruppen sind vollständig aufgelöst und die einzelnen abgerundeten Mikroklinkörner, aus denen sie zusammengesetzt waren, sind in die Lagen eingetreten und bilden nun isolierte Augen. In gewöhnlichem Lichte erscheint das Gestein wie ein muskovitreicher Quarzit mit reichlichen Feldspatäugen; die schiefe Beleuchtung mit dem Spiegel läßt aber in den farblosen Sandlagen das Gemenge von Quarz und Feldspat leicht erkennen. Der größere Teil der Quarz- und Mikroklinkörner der Sandlagen ist gleich orientiert, es pflegt α' in der Schieferungsrichtung zu liegen. Muskovit tritt in den Lagen auch leistenförmig auf (Taf. XII [II], Fig. 3).

4. ist eigentlich nur eine Modifikation des dritten Typus. Die Körner des Quarzfeldspatsandes sind ebenso fein, nur sind die Mikroklinäugen etwas größer und Muskovit ist auch in breiten Leisten und Lappen zu sehen.

5. Die schiefrige Textur ist vollkommen. Dünne Sericitlagen wechsellagern mit breiteren farblosen Lagen von feinstem Sand; das Korn desselben ist so fein, daß die Masse unter gekreuzten Nikols beim Drehen nur wenig aufgehellt wird. Schiefe Beleuchtung oder starke Abblendung läßt doch immer die äußerst dünnen Mikroklinlagen in den Quarzlagen unterscheiden. Lagenweise ist ausgesprochen gleiche Orientierung ersichtlich, meistens liegt α' in der Schieferungsrichtung; Ausnahmen bilden jedoch kurze, eingekeilte Lagen von größerem Korn, welche ebenfalls gleiche Orientierung haben, aber mitunter γ' in der Längsrichtung zeigen. Regellos orientiert sind die kleinen und winzigen Bruchstücke von Mikroklin, welche hie und da noch vorhanden sind (Taf. XII [II], Fig. 4).

Am besten läßt sich natürlich der Mineralbestand des Gesteines in der am wenigsten gepreßten Varietät studieren; es verschwinden nämlich Hand in Hand mit der fortschreitenden Zertrümmerung einige Mineralien aus dem makroskopischen Mineralbestande, da sie in feinsten Staub aufgelöst werden.

Plagioklas tritt gegen Mikroklin sehr stark zurück; er kommt in allotriomorphen Körnern mit zahlreichen Myrmekitbildungen vor. Eine Zonarstruktur läßt sich nicht beobachten; polysynthetische Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetze ist selten. Es war im Verleiche mit Quarz

bald $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ Albit,
bald $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ saurer Oligoklas.

Der optische Charakter wurde immer + gefunden.

Mikroklin zeigt meistens eine schöne Gitterstruktur; die Auslöschung in Schnitten ohne Gitterung und einheitliche Auslöschung nach der besseren Spaltbarkeit (010), wurde 15.5° gemessen.

Quarz und Muskovit treten, wie oben beschrieben wurde, in mannigfaltiger Ausbildung auf.

Von den akzessorischen Gemengteilen ist Apatit reichlich vorhanden und besonders häufig im Muskovit in Form von größeren und kleineren Körnern oder kurzen Nadeln. Es ist interessant, eine größere Säule von Apatit in den verschiedenen Pressungsstadien zu verfolgen. Sie wird zuerst in zwei oder drei Stücke zerbrochen; dieselben gehen in einem zweiten Stadium auseinander und lösen sich dann in einen Schwarm von winzigen Körnern auf, die doch noch annähernd die Form einer Säule haben; sie verschwinden dann vollständig und es ist unmöglich, sie in dem feinsten Grus von Quarz und Mikroklin wiederzufinden.

Zirkon ist häufig, Rutil sehr selten.

Granit von Fucine.

Das Gestein ist feinkörnig; noch im Handstücke ist eine parallele Struktur ziemlich deutlich wahrzunehmen. Er besteht aus vorherrschendem Plagioklas und aus fast gleichen Mengen von Biotit, Quarz und Mikroklin.

Der Plagioklas ist bald optisch positiv und bald negativ; in Übereinstimmung mit dieser Beobachtung gibt der Vergleich mit Quarz

$$\begin{aligned} \omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega > \gamma', \varepsilon > \alpha' & \text{Albit} \\ \omega \geq \alpha', \varepsilon \geq \gamma'; \omega \leq \alpha', \varepsilon > \alpha' & \text{Oligoklas-Andesin.} \end{aligned}$$

Schnitte senkrecht zu *M* und *P* zeigten eine Auslöschungsschiefe von

$$\begin{aligned} 1. 11^0 \quad \left. \begin{array}{l} 1'. 15^0 \end{array} \right\} 13^0, \text{ d. i. } 32\% \text{ An.} \\ 1. 18^0 \quad \left. \begin{array}{l} 1'. 18^0 \end{array} \right\} 18^0, \text{ d. i. } 36\% \text{ An.} \end{aligned} \quad \left. \vphantom{\begin{array}{l} 1. 11^0 \\ 1. 18^0 \end{array}} \right\} \text{Oligoklas-Andesin.}$$

Eine Zonarstruktur ist sehr selten vorhanden und dann nur schwach angedeutet. Die Individuen sind meistens groß.

Mikroklin zeigt fast immer eine schöne Gitterlamellierung; wo dieselbe fehlt, wurde der — optische Charakter festgestellt. Kleine Mikrokline mit Gitterlamellierung sind als parallele Verwachsungen in Plagioklas neben Quarz eingeschlossen.

Biotit erscheint in Form von unregelmäßigen kleinen Fetzen oder Lappen und zeigt nicht allzu selten Knickungen und Biegungen. Die Wirkung der Kataklase ist, wie immer, am deutlichsten am Quarz ausgesprochen; die Quarzkörner sind stark undulös, verzahnt und zum kleinen Teil sogar in einen groben Quarzsand umgewandelt worden.

Apatit und Zirkon sind reichlich vorhanden, der erstere in Form von dicken Säulen.

Pegmatite der Gneisglimmerschiefer von Fucine.

Diese Pegmatite, welche die Gneisglimmerschiefer in der Schicht-richtung injizieren, bestehen aus Mikroklin und Quarz mit wenig Plagioklas. Der Mikroklin mit Gitterstruktur bildet große Individuen, welche zerbrochen und an den Kanten abgerundet in einen Quarzsand eingebettet sind; die Bruchstücke der Feldspate beteiligen sich an der Bildung des Quarzes. Die Spalten des zerbrochenen Mikroklin sind mit Quarzsandadern injiziert, in welchen Körner von Mikroklintrümmern verteilt sind. Der Plagioklas kommt sehr spärlich in Form kleiner Körner vor und zeigt oft Myrmekitbildungen. Der Vergleich mit Quarz gab $\omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'$; in einem anderen Falle war $\omega = \gamma', \varepsilon > \alpha'$, d. i. Albit-Oligoklas. Quarz ist, wie oben erwähnt wurde, vollständig in Sand übergeführt, in dem Feldspattrümmern verteilt sind; nur einzelne große Quarzkörnerkomplexe sind feldspatfrei. Muskovit kommt in großen und kleinen Blättern und Schuppen vor.

Pegmatit der Glimmerquarzite von Pelizzano.

Das mittelkörnige Gestein besteht hauptsächlich aus Plagioklas neben wenig Orthoklas, Quarz und Muskovit. Der Plagioklas bildet große und kleine Körner mit polysynthetischer Zwillingslamellierung,

die Zonarstruktur ist schwach ausgebildet. Im Vergleiche mit Quarz ist $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$ in der Hülle; $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ in der Kernpartie.

In einem Schnitte, der nur ungefähr nach *M* und *P* getroffen war, zeigte die Hülle eine fast gerade Auslöschung und der Kern einen Winkel von $+12^\circ$. Es ist somit Albit in der Hülle und saurer Oligoklas in dem Kerne vorhanden. Der Orthoklas zeigt keine Gitterlamellierung, aber starke undulöse Auslöschung; dieselbe läßt sich aber nicht ohne weiteres als unvollkommene Gitterstruktur deuten, weil das Gestein ziemlich stark gepreßt ist. Der Quarz füllt so wie der Mikroklin die Zwischenräume der großen Plagioklase aus; er ist zum Teil in groben Sand aufgelöst oder stark verzahnt; nur einzelne größere Körner sind stark undulös. Primärer Muskovit ist in Form von großen quadratischen Blättern oder länglichen Lappen zwischen den anderen farblosen Gemengteilen verteilt; er wurde aber auch als schmale lange Leisten in Plagioklas eingeschlossen beobachtet. Biotit ist noch weniger reichlich als Muskovit vorhanden; die Schuppen sind stark chloritisiert und von Erzpartikelchen erfüllt. Apatit ist sehr selten, Zirkon wurde nicht beobachtet.

Kontaktgesteine.

Hornfelse.

Nicht schiefrige Hornfelse wurden nur am Tonalepaß gesammelt, wenigstens ist im Handstück absolut keine Spur einer Schieferung zu entdecken. Anders ist es unter dem Mikroskop; wie weiter unten genauer beschrieben werden soll, sind die Mineralbestandteile mehr oder minder deutlich in Lagen angeordnet; diese haben aber mit einer Schieferstruktur nichts zu tun, denn die einzelnen Individuen liegen regellos nebeneinander und haben durchaus keine Neigung, sich parallel zu legen. Es sind also eigentlich keine echten Lagen, sondern lagenförmige Anhäufungen der Mineralien, welche nur im Dünnschliff mit bloßem Auge oder mit sehr schwacher Vergrößerung wahrgenommen werden können; jede einzelne Lage, die übrigens immer sehr stark verschwommene Konturen besitzt, besteht, für sich betrachtet, aus vollkommen umkristallisierten Mineralgemengteilen mit der echten Hornfelsstruktur. Solche Verhältnisse lassen sich leicht erklären, wenn man bedenkt, daß diese Hornfelse aus Quarzlagenphylliten hervorgegangen sind. In diesem von ungleichartigen Lagen bestehenden Gestein ist die Kontaktmineralienbildung ungleichmäßig verlaufen; wo die Lagen sehr fein waren, tritt diese Verschiedenheit nicht zutage und der Hornfels zeigt keine Lagen; wo aber die Quarzlagen sehr dick waren, da haben sie sich noch in dem metamorphen Gesteine erhalten und bilden an Kontaktmineralien arme Lagen. Die großen Quarzlinsen haben der Kontaktmetamorphose einen noch größeren Widerstand geleistet und sind noch hie und da auch makroskopisch deutlich erkennbar. Ich halte es für wünschenswert, für solche Gesteine eine besondere Bezeichnung zu verwenden (Lagenhornfelse und Quarzlagenhornfelse?), damit sie nicht etwa als ein

Übergang zu schiefrigen Hornfelsen aufgefaßt werden; denn von diesen unterscheiden sie sich scharf dadurch, daß ihre rohe Lagenstruktur nicht ein Rest der ursprünglichen Schieferung ist, sondern von der Beschaffenheit des Ausgangsmaterials bedingt wurde.

Kombination: Quarz, Feldspat, Biotit, Andalusit. — Passo del Tonale.

Es wechseln lagenartige Partien mit vorherrschendem Quarz und Feldspat mit wenig Biotit und solche, die hauptsächlich aus Biotit und Andalusit mit wenig Quarz und Feldspat bestehen. Seltener sind auch reine Quarzlagen zu sehen.

Biotit kommt in zahllosen kleinen Schuppen und Fetzen von der charakteristischen gelbbraunen Farbe vor; er zeigt die Tendenz, gruppenweise aufzutreten und rohlagenartige Anhäufungen zu bilden; dabei bilden die einzelnen Schuppen richtungslose Aggregate mit keiner scharf angedeuteten Begrenzung; der Übergang in die biotit-ärmeren Lagen ist ein allmählicher. Große Erzausscheidungen kommen gewöhnlich in dem Zentrum der Biotitanhäufungen vor.

Andalusit bildet schön ausgebildete Individuen, die bis 2·5 mm lang und 0·5—1 mm breit sind; seltener treten kleinere Individuen in Form von unregelmäßigen Körnern auf. Die Spaltbarkeit nach der Längsrichtung ist deutlich; der Charakter der Hauptzone sowie der optische Charakter wurde als — bestimmt. Die Siebstruktur kommt oft sehr schön ausgeprägt vor; die Löcher sind teilweise von Quarz, aber oft auch von einem Feldspat erfüllt, deren optischer Charakter als — befunden wurde; neben diesen Mineralien treten als Einschlüsse noch Biotit als kleine Säulchen und Fetzen und Erze reichlich auf. Die Andalusitlängsschnitte liegen fast genau parallel der Richtung der rohen Lagen.

Die Feldspate gehören größtenteils zum Orthoklas; Plagioklas tritt diesem gegenüber sehr stark zurück.

Orthoklas erscheint als kleine, unregelmäßig begrenzte, eckige Körner, die besonders reichlich in den biotitarmeren Quarzlagen angehäuft sind. Es sind $\omega \varepsilon$ bedeutend größer als $\alpha' \gamma'$; der optische Charakter wurde als — bestimmt. Einzelne Körner zeigen Mikroperthit-spindel und in den allerdings seltenen Fällen, wo sie mit Plagioklas zusammenstoßen, geben sie Anlaß zu Myrmekitbildungen. Dieselben sind aber nie so schön und reichlich wie in Eruptivgesteinen zu sehen; die Quarzzapfen sind spärlich und verhältnismäßig dick.

Bei dem Plagioklas wurde im Vergleiche mit Quarz gefunden

$$\omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'; \omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'$$

was bei dem + optischen Charakter nur dem Albit entsprechen kann. Orthoklas und Albit sind übrigens schon bei schiefer Beleuchtung sehr deutlich voneinander zu unterscheiden.

Quarz ist neben Biotit das reichlichst verbreitete Mineral; die undulöse Auslöschung ist in manchen Schliffen kaum zu erkennen, in anderen deutlicher, immerhin aber sehr schwach.

Sillimanit kommt selten und spärlich vor; er bildet kleine, wenig divergent strahlige Büschel von verhältnismäßig dicken Nadelchen oder auch seltener isolierte, kurze Nadeln. Charakter der Hauptzone +, optischer Charakter +.

Turmalin gehört zu den großen Seltenheiten und bildet kleine, winzige Säulchen, die leicht mit solchen ebenfalls vorhandenen von Biotit zu verwechseln sind.

Ilmenit ist ebenfalls sehr selten; er bildet schöne leistenförmige Aggregate, ist halb durchsichtig und zeigt bei starker Vergrößerung und Anwendung der Kondensorlinse die charakteristische nelkenbraune Farbe mit einem Stich ins Violette, des Titaneisenglimmers.

Zirkon kommt in kurzen Säulen vor.

Kombination: Cordierit, Biotit mit Andalusit, Quarz, Sillimanit, Korund, Spinell. — Passo del Tonale.

Diese Kombination, die dem Hornfelsquarzavioolit Salomons entspricht, zeichnet sich durch das Fehlen irgendeiner Spur von roher Lagenstruktur der Mineralgemengteile im Dünnschliff aus. Dieselbe kommt aber makroskopisch dadurch zur Geltung, daß das Handstück aus einer silbergrauen und einer braunen Partie, die voneinander ziemlich scharf abgegrenzt sind, besteht. Die erste entspricht der obigen Kombination, die zweite einer solchen von Quarz und Biotit mit wenig Plagioklas (Quarzglimmerhornfels). Selbstverständlich zeigt jede Partie für sich auch makroskopisch keine Spur von Schieferung.

Cordierit bildet unregelmäßige Individuen, die aus isoparallelen Teilen zusammengesetzt sind, deren Zusammengehörigkeit erst durch Prüfung mit dem Gipsblatt erkannt werden kann. Dieses Mineral bildet gewissermaßen die Grundmasse des Gesteines, in welcher die anderen Mineralien einsprenglingsartig wie Andalusit oder gruppenweise wie Biotit und Sillimanit oder endlich als unzählige Einschlüsse wie Korund, Spinell und kleine Biotitfetzen verteilt sind. Bei dem Cordierit wurde die Zweiachsigkeit und der optische — Charakter bestimmt; der Achsenwinkel beträgt schätzungsweise 60°. Weder pleochroitische Höfe noch Felderteilung treten auf.

Biotit ist in Form kleiner Fetzen, Schuppen, runder Körner oder kleiner kurzer Säulchen in dem ganzen Gesteine verteilt; manchmal bildet er auch richtungslose Aggregate und Schuppen oder häuft sich an dem Andalusit und liefert demselben einen schönen Rahmen, der aus dicht aufeinander geschichteten leistenförmigen Blättern besteht.

Von Andalusit kommen im Dünnschliff 5—6 größere Kristalle neben kleineren Individuen ohne kristallographische Begrenzung vor. Die Spaltbarkeit ist vollkommen, Charakter der Hauptzone und optischer Charakter +.

Sillimanit bildet prachttvolle Haufwerke und divergentstrahlige Büschel von feinen und dickeren Nadeln; manchmal sind dieselben scharenförmig geordnet. Charakter der Hauptzone und optischer Charakter — (s. Taf. XIII [III], Fig. 5).

Korund erscheint als tausende von weißen, farblosen, hoch lichtbrechenden Körnchen überall zerstreut; wo die Körnchen recht klein sind, wurden von denselben zirka 300 in einem Quadratmillimeter gezählt. Die Körnchen sind meistens eckig, bilden aber häufig kleine Säulchen; recht selten sind sechseitige Querschnitte. Der Charakter der Hauptzone ist +. Trotzdem er weder einen schaligen Bau noch Zwillingsbildungen besitzt, zeigt er die optischen Anomalien, auf welche zuerst De Cloizeaux aufmerksam gemacht hat und die von Lasaulx eingehend studiert wurden¹⁾. Das Mineral erscheint nämlich bald einachsig, bald zweiachsig. Bei den zweiachsigen Kristallen scheint der Achsenwinkel sehr groß zu sein. Der optische Charakter wurde bei den einachsigen Individuen als + bestimmt.

Das Vorkommen von Korund in Kontaktgesteinen gehört zu den großen Seltenheiten. Er wurde zuerst von John²⁾ in Kontaktgneisen der Diorite von Klausen gefunden; Salomon³⁾ beschreibt ihn aus dem spinellreichen Einschlusse in Tonalit von Mte. Aviole.

Der Korund ist im ganzen Gesteine verbreitet, tritt aber weder in Biotit noch in Andalusit als Einschluß auf.

Spinell erscheint als winzige rundliche Körnchen von verschiedener Größe und der flaschengrünen Farbe des Pleonast und des Hercynits; er ist nicht in dem ganzen Präparat gleichmäßig verteilt, sondern tritt gruppenweise auf. Er wurde auch in Andalusit als Einschluß gefunden.

Quarz ist sehr spärlich vorhanden, bildet eckige Körner und zeigt sehr deutliche undulöse Auslöschung.

Erze sind gern in der Mitte der Biotitgruppen in größeren Partien eingelagert.

Kombination: Quarz — Glimmer mit wenig Plagioklas.
— Passo del Tonale.

(Quarzglimmerhornfels.)

Dieser Quarzglimmerhornfels kommt in demselben Dünnschliffe des vorigen Hornfelses vor und bildet in dem letzteren entweder eine Lage oder eine linsenförmige Einschaltung; das betreffende Handstück besteht zu drei Viertel aus Aviolit, während eine leistenförmige Randpartie aus Quarzglimmerhornfels besteht.

Quarz tritt gegenüber Biotit deutlich hervor; er zeigt deutliche undulöse Auslöschung und bildet eckige Körner, die sich nicht selten zu inselförmigen Partien gruppieren.

Biotit kommt vereinzelt in Fetzen und Schuppen, auch als rundliche oder längliche Anhäufungen vor.

¹⁾ Lasaulx, Über das optische Verhalten und die Mikrostruktur des Korunds. Zeitschrift für Kristall., Bd. 10, 1885, pag. 346—365.

²⁾ Teller und John, Geolog. und petrogr. Beiträge zur Kenntnis d. diorit. Gesteine von Klausen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882.

³⁾ Salomon, Geologische und petrographische Studien am Mte. Aviole. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. 1890, pag. 526.

Plagioklas ist nur spärlich vertreten; er zeigt keinen Zonarbau und keine Zwillingslamellierung. Mit Quarz verglichen war:

$$\omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega = \gamma', \varepsilon > \alpha' \text{ Oligoklas.}$$

Ein Schnitt, der senkrecht zu *M* und *P* getroffen war, gab eine Auslöschung von:

$$+ 4^\circ, \text{ d. i. } 26\% \text{ An; Oligoklas.}$$

Der optische Charakter wurde + gefunden.

Kombination: Biotit, Quarz, Cordierit, Feldspat mit Sillimanit. — Val Stavel.

Im Handstück ist das Gestein von einem feinkörnigen Glimmergneis nicht viel verschieden; die Kristalle der Mineralbestandteile, insbesondere die Glimmerblättchen, die Quarzkörner und die Feldspate sind mit bloßem Auge deutlich zu sehen; die Schieferung ist aber sehr undeutlich und im Querbruch kaum wahrzunehmen.

Biotit, Quarz und Cordierit sind in gleicher Menge vorhanden, die Feldspate treten gegenüber Quarz etwas zurück, sind aber reichlich vertreten.

Cordierit ist fast vollständig in grünliche und farblose Aggregate umgewandelt. Die Pseudomorphosen bilden große Körner von mehr oder minder quadratischem Umriß und bestehen aus einem Aggregat von feinen Muskovitschüppchen mit hohen Polarisationsfarben und blättrigem Chlorit mit niederen Polarisationsfarben von grünlicher Farbe und schwachem Pleochroismus. Die Aggregatpolarisation ist schlecht. Biotit kommt einsprenglingsartig als einzelne Blättchen oder seltener als Gruppen von solchen vor. Einzelne Kristalle zeigen die ursprünglichen pleochroitischen Höfe in Form von braunen fleckigen parallelen Linien. Bei den meisten Individuen ist das Endprodukt der Umwandlung vorwiegend Muskovit ohne schalige Absonderung; sie gehören also zum Pinit¹⁾; nur einzelne Individuen bestehen aus vorwiegend Chlorit (ebenfalls ohne Schalenabsonderung) und wären als Prasiolith zu bezeichnen (Taf. XIII [III], Fig. 1 u. 2). Als Einschuß kommt in der Pseudomorphose Quarz nicht selten vor, und zwar in Form von rundlappigen oder rundquadratischen Körnern (einachsige, +). Dieselben zeigen keine Spur von einer undulösen Auslöschung, während die großen selbständigen Quarzkörner dieselbe in hohem Grade besitzen. Diese Erscheinung darf aber nicht als ein strikter Beweis für die sekundäre Natur dieser Quarzkörnchen aufgefaßt werden, da solche, in elastischen Mineralien eingebettet, der Wirkung der Pressung gegenüber unempfindlich zu sein pflegen. So wurde aus den basischen Konkretionen des Tonalitgneises (s. Taf. XII [II], Fig. 5) ein ähnlicher Fall von Quarzeinschlüssen in Plagioklas beschrieben.

Biotit tritt als breite, ziemlich große Schuppen und Blätter auf; er zeigt die Tendenz, rohe Lagen zu bilden und die einzelnen

¹⁾ A. Gareiß, Über Pseudomorphosen nach Cordierit. Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., Bd. XX, 1900, pag. 1—39.

Blätter liegen gern parallel zu denselben. Einige Schuppen sind stark gebleicht oder gar in farblosen Glimmer umgewandelt; seltener zeigen sie undulöse Auslöschung oder gar Knickungen.

Der Quarz bildet große unregelmäßige Körner, die gern zu großen inselförmigen Aggregaten vereinigt sind. Er ist stark undulös und in einzelnen Fällen zeigt er den Anfang des Verzahnungsstadiums. Die Feldspate gehören teilweise zum Mikroklin, teilweise zum Plagioklas.

Mikroklin kommt in Form unregelmäßiger Körner von meist undulöser Auslöschung und manchmal auch undeutlicher Gitterlamellierung vor. Wo er mit Plagioklas in Berührung kommt, bilden sich reichlich Myrmekitbildungen, und zwar so schöne, wie sie nicht einmal in Tonalit beobachtet wurden. Die Quarzzapfen sind oft bis 0.15 mm lang und sehr fein. Der Plagioklas zeigt sehr oft den schönsten Zonarbau ähnlich derjenigen der Tonalitplagioklase. Die Zonarstruktur folgt nicht der Regel der kristallinen Schiefer, sondern jener der Eruptivgesteine; die Kristalle zeigen einen basischen Kern und eine saurere Hülle. Es seien hier als Beweis dafür folgende Messungen in einem Schnitt senkrecht zu *M* und *P* angeführt:

	1	1'			
Kern	—	+21°	d. i.	40%	An
Kerngerüst	+ 9°	+ 9°	d. i.	31%	"
Füllsubstanz	+ 7°	+ 7°	d. i.	30%	"
Hülle	— 2°	— 2°	d. i.	16%	"
Äußerste Hülle	—10°	—10.5°	d. i.	0%	"

In einem zweiten Falle:

	1	1'			
Kern	+20°	+22°	d. i.	40%	An
Äußerste Hülle	—	+11°	d. i.	31%	"

In einem dritten kleinen Individuum ohne Zonarbau war die Auslöschung

$$\left. \begin{array}{l} 1 \quad -10^\circ, \\ 1' \quad -9.5^\circ, \end{array} \right\} \text{d. i. } 0\% \text{ An Albit.}$$

Der Vergleich mit Quarz gab

$$\omega > \alpha', \varepsilon > \gamma'; \omega \geq \gamma', \varepsilon > \alpha' \text{ Albit — saurer Oligoklas.}$$

Im Gegensatz zu dem Charakter der Zonarstruktur ist das Auftreten und die Form der Kristalle von der Schieferung bedingt. So zeigt das oben gemessene Individuum den schönsten Zonarbau bei einer schmalen, länglichen, in einer Spitze endenden Form (s. Taf. XIII [III], Fig. 3).

Sillimanit bildet keinen unwesentlichen Bestandteil des Gesteines. Er erscheint gewöhnlich als lange, ahlenförmige, ein- oder zweimal leicht gebogene Säulen, die oft eine Länge von 1 mm erreichen bei einer Breite von 0.06 mm. Es kommen aber auch dickere

Säulen vor und quadratische Querschnitte. Charakter der Hauptzone +, $c = \gamma$, $b = \alpha$; optischer Charakter +; Lichtbrechung stark, Interferenzfarben in dickeren Säulen bis gelb erster Ordnung. Vollkommene Spaltbarkeit nach 100; bei den Säulen ist Querabsonderung zu beobachten. Die langen ahlenförmigen Säulen zeigen oft an dem Querbruche eine klaffende Spalte, die von einem bedeutend schwächer lichtbrechenden, aber etwas stärker doppelbrechenden grünlichen (chloritischen) Mineral ausgefüllt ist (Taf. XIII [III], Fig. 4).

Von den akzessorischen Mineralien kommt Apatit in kleinen Nadeln vor. Zirkon bildet im Glimmer Säulchen, die oft parallel der Spaltungsrichtung liegen und nicht selten pleochroitische Höfe zeigen; Rutil bildet schöne büschelige Aggregate von Zwillingen und Drillingen im Biotit, ist aber selten.

Kombination: Plagioklas, Biotit, Quarz, Zoisit. — Passo del Tonale.

Diese Kombination wurde in einem Tonaliteinschluß studiert. Das einschließende Gestein ist ein Tonalit von normaler Zusammensetzung, gepreßt mit deutlicher paralleler Struktur. Der Einschluß selbst ist im Handstück schiefbrig und zeigt u. d. M. die Spuren der Katakklase.

Der Biotit bildet kleine Fetzen und Schuppen, welche gern zu einem Netz oder Maschenwerk sich gruppieren; sie zeigen keine Andeutung zur Bildung von Lagen; einzelne davon sind leicht gebogen und zeigen eine leichte undulöse Auslöschung. Die Maschen des Biotitnetzes werden von Lagenbildung; einzelne derselben sind leicht gebogen und zeigen eine leichte undulöse Auslöschung. Die Maschen des Biotitnetzes werden von einzelnen Körnern von Plagioklas und Quarz oder von Aggregaten derselben, und zwar je nach der Größe des Raumes ausgefüllt. Der Plagioklas bildet kleine Körner, ist Zonar struiert, und zwar nach dem Gesetze der Eruptivgesteine; im Gegensatz zu dem einschließenden Tonalit ist aber der Zonarbau selten und schwach ausgebildet. Schnitte senkrecht zu M und P gaben folgende Auslöschungsschiefe:

27°, 28°, 31·5°, 32°, d. i. 48—52% An Labrador.

In einem Zonar struierten Schnitt war die Auslöschung

in der Hülle +12°, d. i. 32% An

in den Kern +27°, d. i. 48% An Labrador.

Zoisit tritt meistens in Form großer säulenförmiger Individuen einsprenglingsartig auf. Unter gekreuzten Nikols erscheinen die großen Individuen maschenartig gebaut; die Maschen zeigen übernormale Farben (lavendelblau bis schwefelgelb), während jene der eingeschlossenen Kerne unternormal (gelb bis grau) sind. Die Maschen bestehen aus α Zoisit, die Kerne aus β Zoisit (Termier), und zwar ist bei α Zoisit die Dispersion $\rho < \nu$; $\alpha' \parallel$ der 100 Fläche, die Lage der optischen Achsen $\parallel$ zu α , bei β Zoisit ist $\rho > \nu$, $\gamma' \parallel$ der 100 Fläche und die Lage der optischen Achsen $\parallel$ zu α .

Quarz tritt gegenüber Plagioklas ein wenig zurück; er zeigt stark undulöse bis wandernde Auslöschung; der Quarz, welcher in Zoisit eingeschlossen ist, löscht ebenfalls undulös aus und ist sogar leicht verzahnt.

Akzessorische Gemengteile sind Apatit und Zirkon, welch letzterer schwache pleochroitische Höfe im Biotit bildet.

Schiefrige Hornfelse.

Kombination: Quarz, Biotit, Plagioklas, Sillimanit.
— Val Ussaja.

Lagen von Biotit sind mit Sillimanit verwachsen und wechseln mit solchen, die aus Quarz und wenig Plagioklas bestehen.

Der Plagioklas tritt gegenüber Quarz stark zurück; er bildet mittelgroße Körner mit polysynthetischen Zwillingsbildungen; Zonarstruktur ist selten und schwach ausgebildet. Der Vergleich mit Quarz gab:

$\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$ und $\omega = \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$ Albit — saurer Oligoklas.

In einem Schnitte $\perp$ zu M und P war die Auslöschungsschiefe + 15° ; von einem ebenfalls nach M und P getroffenen Schnitte mit schwachem Zonarbau liegt folgende Messung vor:

Hülle	+ 1, d. i. saurer Oligoklas
Kern	— 7, d. i. Albit.

Als Einschluß werden oft kleine runde Quarzkörner beobachtet. Quarz tritt in Gestalt ziemlich abgerundeter, mittelgroßer Körner auf; die letzteren sind voll von Einschlußreihen, welche konstant senkrecht zur Schieferung orientiert sind und häufig schwach strahlenförmig divergieren; in dem letzteren Falle breiten sich die Reihen in allen Körnern immer nach derselben Richtung im ganzen Präparat aus. Bei starker Vergrößerung läßt sich der feine Staub dieser Reihen in eine Anzahl von stark lichtbrechenden, honiggelben Körnern auf, deren Komplex nicht als Schnüre, sondern als Lamellen in dem Quarz eingeschaltet ist. Es handelt sich wahrscheinlich um Rutilkörner. Der Quarz zeigt starke undulöse Auslöschung bis grobe, verzahnte Struktur. Der Biotit zeigt die charakteristische rotbraune Farbe und bildet lange und kurze, große und kleine Lappen von verschwommener, unregelmäßiger Gestalt. Sillimanit bildet filzige, mit Biotit parallel verwachsene Aggregate, aus denen sich oft dicke Säulen mit der charakteristischen Querabsonderung abheben (Taf. XIII [III], Fig. 6). Haufwerke von feinen Sillimanitnadeln sind im ganzen Präparat verteilt und kommen auch in Quarz neben einzelnen dickeren Nadeln vor, welche noch die Querabsonderung zeigen. Der Charakter der Hauptzone und der optische Charakter sind beide +. Der Sillimanit bildet einen wesentlichen Bestandteil des Gesteines.

Akzessorische Gemengteile sind Turmalin, der in Form von sechsseitigen Säulenbruchstücken vorkommt, Apatit, welcher ziemlich große längliche Körner bildet; Zirkon zeigt als Einschluß in Biotit pleochroitische Höfe; Titaneisen kommt selten in Form von ver-

ästelten feinen Aggregaten vor; Muskovitblätter, die oft quer zur Schieferung liegen, dürften sekundärer Natur sein.

Kombination: Quarz, Biotit, Plagioklas, Mikroklin, Zoisit. — Val Barco.

Die Lagenstruktur ist sehr schwach ausgesprochen. Das Gestein besteht aus fast gleichen Mengen von Biotit, Plagioklas und Quarz; Mikroklin ist reichlicher vorhanden als die anderen obgenannten Gemengteilen. Außerdem zeigt das Gestein hie und da weiße Lagen, die ausschließlich aus Mikroklin und wenig Quarz bestehen (Feldspat-filonnets der Franzosen).

Der Plagioklas ist recht basisch; von Schnitten senkrecht zu *M* und *P* liegen folgende Messungen vor:

Kern .	42·5°, d. i. 100% <i>An</i>
Hülle	27°, d. i. 48% „
Äußerste Hülle	+ 8°, d. i. 30% „

Andere Schnitte, die nur ungefähr nach *M* und *P* getroffen waren, gaben Werte, welche, wenn sie auch für die scharfe Bestimmung unbrauchbar sind, dennoch die Regel bestätigen, daß die vorliegenden Plagioklase einen basischen Kern und eine saure Hülle besitzen, also wie jene der Eruptivgesteine zonar gebaut sind. Polysynthetische Zwillingslamellierung ist oft zu sehen. Der Vergleich mit Quarz ergab stark undulöse Auslöschung:

$$\omega < \alpha', \varepsilon < \gamma' \text{ und in einem zweiten Falle } \omega > \gamma' \varepsilon > \alpha'.$$

Die äußerste Hülle dürfte also dem Albit angehören.

Der Mikroklin bildet meist große eckige Körner; die Gitterstruktur ist gewöhnlich sehr schön ausgebildet; wo diese fehlt, tritt stark undulöse Auslöschung ein. Myrmekitbildungen sind in der Nachbarschaft von Plagioklasen sehr häufig, sind aber an Schönheit und Feinheit der Zapfenbildung nicht jenen des Tonalits gleichzustellen; in der Regel sind die großen Quarzstengel in der ganzen Masse des Plagioklaskornes verteilt und nicht, wie im Tonalit gewöhnlich der Fall ist, auf den Rand des Kristalls beschränkt. Antiperthitspindel sind häufig. Der Quarz ist fein verzahnt bis zum Anfang von Sandbildung.

Der Biotit bildet schöne Leisten oder öfter kleine unregelmäßige Fetzen, welche sich nur selten zur Bildung von Lagen vereinigen; man ist im Zweifel, ob ein schieferiger oder nichtschieferiger Hornfels vorliegt; die Farbe ist die charakteristische rotbraune. Als Einschluf in Quarz oder Feldspat bildet Biotit ahlenförmige Leisten oder stark abgerundete sechseckige Scheibchen. Zoisit tritt gegenüber anderen Gemengteilen sehr stark zurück und bildet große einsprenglingsartige Kristalle mit ausgesprochener Siebstruktur.

Turmalin ist ziemlich selten, Apatit in Form von großen rundlichen Körnern oder Säulen häufig; andere Nebengemengteile sind Zirkon.

Kombination: Biotit, Quarz, Sillimanit, Andalusit mit Plagioklas und Turmalin. — Val Piana.

Es wechsellagern Quarzlagen mit wenig Plagioklas und Glimmer als Einschluß mit Biotitlagen mit großen Andalusitkristallen und dünne Lagen von filzigem Sillimanit.

Saurer Plagioklas tritt sehr stark zurück, so daß er nicht zu den wesentlichen Bestandteilen des Gesteines zu zählen ist. Der Biotit bildet Leisten und unregelmäßige Schuppen, welche in schön ausgesprochenen Lagen angeordnet sind; diese alternieren mit solchen von filzigem Sillimanit, welcher keinen wesentlichen Bestandteil des Gesteines bildet. (Charakter der Hauptzone und optischer Charakter—.) Der Quarz bildet breite Lagen für sich, die bald sehr rein sind, bald zahlreiche Biotiteinschlüsse führen; große Körner sind stark, kleine nur leicht undulös. Andalusit tritt in Form von großen Kristallen auf, welche meistens Augen bilden; sie sind entweder einschlußfrei und kompakt oder zeigen eine Siebstruktur mit zahlreichen Einschlüssen; die Spaltbarkeit ist vollkommen nach der Längsrichtung, der optische Charakter und jener der Hauptzone sind beide +; die Lichtbrechung ziemlich groß, die Doppelbrechung klein. Als Einschlüsse beobachtet man hauptsächlich Quarz, Biotit und Erze neben einem feinen Staub von kohligter Substanz.

Zu den nicht unwesentlichen Bestandteilen gehören noch Titaneisen und Turmalin. Dieser bildet in Form rundlicher Säulenquerschnitte, seltener als kurze Säulen eine eigene Lage in dem untersuchten Dünnschliffe; sonst ist das Mineral sehr selten zu finden; interessant ist eine kurze Säule, welche zonar struiert ist und deren Kern von feinem kohligem (?) Staub getrübt ist, während die Hülle vollständig rein erscheint. Titaneisen begleitet in unzähligen winzigen Nadeln die Biotitlagen. Zirkon ist in Biotit von pleochroistischen Höfen begleitet.

Kombination: Quarz, Biotit. — Val Barco.

Der Quarz tritt gegenüber Biotit stark hervor. Der Biotit bildet schmale Lagen, welche aus kleinen Schuppen und Fetzen bestehen; die Quarzlagen sind breiter als die ersteren und enthalten winzige Biotitfetzen und rundliche Scheiben, welche manchmal die sechseitigen Umrisse noch erkennen lassen. Der Quarz bildet unregelmäßige Körner von beinahe gleicher Größe, Flaserstruktur und schwacher undulöser Auslöschung. Turmalin und Apatit sind die Nebengemengteile.

Die petrographischen Untersuchungen wurden zum Teil im mineralogischen Institut des Prof. F. Becke ausgeführt. Herrn Prof. Becke bin ich zum größten Dank verpflichtet für die denkbar lebenswürdigste Weise, mit welcher er mir seine vielfache Unterstützung zuteil werden ließ.

IV. Anhang.

Untersuchungen über die Natur des Kohlenstoffes der schwarzen Quarzphyllite und Quarzite.

Die Chemie kennt drei Modifikationen des Kohlenstoffes: Diamant, Graphit und amorpher Kohlenstoff. In der Petrographie wird, wenn von kohliger Substanz in den kristallinen Schieferen die Rede ist, sehr oft neben Graphit noch eine zweite Substanz, welcher der Name Graphitoid beigelegt wurde, genannt. In zweiter Linie kommen noch der Graphitit von Luzi und der Schungit von Inostranzeff in Betracht. Wir wollen zunächst im nachstehenden den Begriff jeder dieser Kohlenstoffmodifikationen, respektive dieser kohligen Substanzen feststellen und die Frage der Existenzberechtigung oder überhaupt der Existenz der letzteren kritisch besprechen.

Diamant.

Der Diamant ist durch seine physikalischen Eigenschaften, seine kristallinische Beschaffenheit, die höchste Härte und das große spezifische Gewicht (über 3) genug charakterisiert. Von den anderen Kohlenstoffmodifikationen ist er durch seine Widerstandsfähigkeit gegenüber allen oxydierenden chemischen Reagenzien scharf getrennt, (M. Berthelot und H. Moissan¹⁾). — Seine Reinheit ist oft sehr relativ; der Aschenrückstand, der gewöhnlich unwägbar ist, beträgt nicht selten 0.13% und steigt bei den schwarzen Varietäten bis zu 4.8%.

Graphit.

Der Begriff des Graphits wurde zuerst von M. Berthelot festgestellt. Vor seinen Untersuchungen war der Graphit als bestimmte Gattung nicht charakterisiert. Berzelius identifizierte mit dem Graphit den metallischen Kohlenstoff, den Koks, die Holzkohle und den Kienruß. Despretz wendete die Benennung Graphit für die Zuckerkohle (*carbon de cornone*) an. Berthelot war der erste, welcher die scharfe Trennung der drei verschiedenen Kohlenstoffmodifikationen: Diamant, Graphit und amorpher Kohlenstoff durchführte. Es gelingt das durch das verschiedene Verhalten derselben gegenüber dem

¹⁾ M. Berthelot, Sur l'analyse immédiate des diverses variétés de carbon. Comptes-rendus de l'Acad. des Sciences. Paris, T. 68, 1869, pag. 183—187, 259—262, 331—334, 392—395, 445—449. — Recherches sur les états du Carbon. Ann. de Chim. et de Phys. 4. Serie, S. XIX, pag. 392.

H. Moissan, Sur la presence du graphite, du carbonado et des diamants mikroskopiques dans la terre blanche du Cap. Compt.-rend. T. 116, pag. 292. — Recherches sur les différentes variétés de carbone. Annales d. Chim. et de Physik. 1896. VIII, pag. 289, 306, 466. — Diese und andere Abhandlungen von Moissan wurden in seinem Werk „Le four électrique“, Paris 1897, abgedruckt. Die Zitate im Text beziehen sich im folgenden, der Bequemheit halber, auf die letzte, und zwar auf die deutsche Ausgabe: Der elektrische Ofen. 1900.

Oxydationsgemisch, welches Graphit zu Graphitsäure oxydiert (Brodie¹⁾. Graphit wird von einem Gemisch von Kaliumchlorat und Salpetersäure in Graphitsäure übergeführt, Diamant bleibt ganz unverändert, amorpher Kohlenstoff wird darin vollständig gelöst.

So lautet die Definition von Moissan: Graphit ist eine meist kristallisierte Modifikation des Kohlenstoffes, deren Dichte nahe bei 2.2 liegt und die bei Behandlung mit einem Oxydationsgemisch von Kaliumchlorat und Salpetersäure ein leicht zu erkennendes Graphitoxyd liefert²⁾.

Sowohl die natürlichen als die künstlichen Graphite können kristallinisch oder amorph sein. Das geht aus den Untersuchungen von Moissan hervor. Es werden im nachstehenden seine Angaben kurz angeführt.

Natürliche Graphite.

Graphit von Borowdale (Cumberland) bildet kompakte Stücke von amorpher, nicht blättriger Struktur. Gibt die Graphitsäurereaktion.

Graphit von South (Australien). Sehr unreiner Graphit der unter der Lupe keine sichtbare Kristallisation erkennen läßt. Gibt die Graphitsäurereaktion.

Graphit von Korsok (Grönland). Kompakte Stücke von blättriger Struktur ohne deutliche Kristallisation. Asche 17.9%. Gibt Graphitoxyd.

Graphit aus einem amerikanischen Pegmatit. Bildet große sechsseitige Blätter und ist gegenüber Quarz und Feldspat hydriomorph. Liefert Graphitoxyd.

Eisen von Kendall County in Texas. Amorpher Kohlenstoff, der von dem Oxydationsgemisch ziemlich schwer angegriffen wird. Liefert keine Spur von Graphitoxyd.

Brauner faseriger Kohlenstoff aus den Eisen von Newstead in Roxburgshire (Schottland). Gibt nach dreimaliger Behandlung Graphitoxyd.

Déesit der Sierra de Déesa in Chile. Eine schwarze, wenig dichte Substanz die amorphe Stücke mit dem Glanze von Graphit enthielt. Wird schon bei der ersten Behandlung mit dem Oxydationsgemisch in Graphitoxyd überführt; sie besteht vollständig aus graphitischem Kohlenstoff.

Eisen von Ovifack. Erste Proben: Amorphe Kohle von unregelmäßiger Form, matter Farbe und einer Dichte unter 2. Nach mehrmaliger Einwirkung des Gemisches wird sie vollständig aufgelöst. Zweite Probe: Liefert Graphitoxyd.

¹⁾ Brodie, On the atomic Weigth of Graphite. Phil. Trans. 1859. 249—259. Note sur un nouveau procédé pour la purification et la désagrégation du Graphite. Annales de Chimie et phys. XLV, 1855, pag. 324—353. Vgl. auch Journ. d. Pharm. XXIX, 1856, pag. 52; Liebigs Annal. XCVII. 1856, pag. 128.

F. Gottschalk, Beiträge zur Kenntniss der Graphitsäure. Journ. f. prakt. Chem. 1865, Bd. 85, pag. 321.

²⁾ Moissan, Der elektr. Ofen, pag. 64 u. 102.

Künstliche Graphite.

a) Erhalten durch einfache Temperaturerhöhung:

1. Aus Diamant beim Erhitzen im elektrischen Bogen. — *C* 99·88, Asche 0·016%. — Gibt rasch Graphitoxyd.

2. Aus Zuckerkohle unter Einwirkung des elektrischen Bogens. Das Aussehen der Kohle nach der Operation ist gleich wie vor, nur die Farbe schlägt etwas ins Graue. Auch mit der stärksten Vergrößerung kann man keine kristallinen Teilchen entdecken. Zusammensetzung: *C* 99·87, *H* 0·032, Asche 0·100%; Dichte 2·9; Verbrennungstemperatur im Sauerstoff 660°.

3. Aus Holzkohle mit dem elektrischen Bogen. Das ursprüngliche Aussehen der Holzkohle bleibt erhalten; die Holzfasern sind nicht viel verändert, aber bei der geringsten Reibung nimmt die Kohle eine graue Farbe und lebhaften Glanz an. Wird vom Oxydationsgemisch sehr schwer angegriffen.

4. Sublimirter Kohlenstoff von der + Elektrode des Lichtbogens gibt Graphitoxyd bei der IV. Operation. *C* 99·90, *H* 0·031, Asche 9·017.

Kohlenstoff von den Elektroden. Kompakter, weicher Graphit, der keine Spur von Kristallisation zeigt. Wird nach der dritten Operation oxydiert.

b) Erhalten durch Auflösung von *C* in Metallen. (Durch Sättigung einer Karbidverbindung des Metalls im elektrischen Ofen mit *C*.)

Aus dem Karbid von:	Eigenschaften:	Wird von dem Chloratgemisch in Oxyd übergeführt nach der Operation:
Aluminium	Kleine Kristalle	III
Silber	—	I
Mangan	Glänzende Blätter	III
Nickel	—	II
Chrom	—	III
Wolfram	—	III
Molybdän	—	schwieriger als bei Wolfram
Uran	—	schwer
Zirkonium	Gewebe aus kleinen gedrehten Massen, gelockerten unregelmäßigen Stücken	schwer
Vanadium	—	—
Titan	Kristalle oder verdrehte Masse	—
Silicium	Schwarze kristallinische Flitter	—

Graphit aus Eisen (Roheisen) durch *Cl* bei dunkler Rotglut und mit rauchender Salpetersäure und Fluorwasserstoff gereinigt. Dichte 2·12; Verbrennungstemperatur in Sauerstoff bei 670°; besteht

aus sehr kleinen in Gruppen angeordneten Kristallen mit deutlich hexagonalen Zuspitzungen. Zusammensetzung C 80—85%, Asche 1.30, H 0.15—0.80. Gibt Graphitsäure schon bei der zweiten Operation.

Graphit aus weichem Eisen. Dichte 2.18, brennt in O nahe bei 650°; C 99.15%, Asche 0.17, H 0.28.

Graphit durch Einwirkung von Silicium auf Gußeisen: C 98.82%, Asche 0.85%, H 0.20%, Dichte 2.20.

Es gibt also mehrere Varietäten Graphits, wie es mehrere Varietäten amorphen Kohlenstoffes gibt (Moissan).

Reiner Graphit enthält keinen Wasserstoff. Die kleine Menge Wasserstoff, welche die Graphite stets enthalten, verringert sich zusehends mit wachsender Reinheit. Ein Graphit, der mit keinem Reagens behandelt und nur vorher im Vakuum erhitzt worden war, lieferte bei seiner Verbrennung in Sauerstoff keinen Wasserstoff mehr. Bei der Analyse war die Gewichtszunahme des Chlorkalziumrohres von $0.001\text{ g} = 0.014\%$ H , eine Menge, die innerhalb der Fehlergrenze liegt (Moissan). Natürliche Graphite können übrigens vollständig von dem Wasserstoffe befreit werden durch die anhaltende Wirkung des Chlorgases bei der Weißbrotglut (Berthelot¹).

Graphitit.

W. Luzi²) machte im Jahre 1892 die Beobachtung, daß einige Graphitvarietäten eine wurm- und blumenkohlähnliche Aufblähung zeigen, wenn sie mit konzentrierter roher Salpetersäure durchfeuchtet und auf dem Platinblech bis zur Rotglut erhitzt werden. „Da das Graphitvorkommnis, welches die meisten schönen und großen Kristalle liefert, nämlich das von Ticonderoga, zu den Graphiten gehört, welche die Salpetersäurereaktion geben“ — so schlägt er vor — „so mögen diese weiterhin als Graphite, diejenigen Vorkommnisse aber, welche diese Aufblähungsreaktion nicht geben, als Graphitite bezeichnet werden.“

Diese von Luzi als neu beschriebene Aufblähungsreaktion war aber längst bekannt. Schon von Marchand und Schafhäutl³) wurde das Aufblähen des Graphits beschrieben; sie befeuchteten den Graphit mit konzentrierter Schwefelsäure und erhitzen ihn gleich wie Luzi auf Platinblech. Gottschalk⁴) stellte auch fest, daß das Aufblähen auf keiner chemischen Reaktion beruht; die Reaktion findet nämlich nicht statt bei der aufgelockerten und möglichst fein verteilten Graphitsubstanz; die aufgeblähte Masse hat ferner nach der Behandlung ihre graphitische Natur nicht verloren, sie gibt noch die Brodiesche Reaktion. Das eigentümliche Verhalten des Graphits

¹) Annales d. Chim. et Phys., 4. Ser., T. XIX, pag. 392.

²) W. Luzi, Zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffes. Berichte der Deutschen chemischen Gesellschaft. Berlin 1892.

³) Journal für praktische Chemie, Bd. 21, pag. 153; Bd. 35, pag. 320.

⁴) Dr. F. Gottschalk, Beiträge zur Kenntnis der Graphitsäure. Journal für praktische Chemie, Bd. 85, 1865, pag. 321.

kann daher nach Gottschalk nur als die Folge einer sogenannten Flächeneinwirkung angesehen werden, durch welche die Säure an den Molekülen und in den Poren des Graphits zurückgehalten wird. Die Energie, mit welcher dieses in den letzteren geschieht, widersteht dem Auswaschen mit Wasser und selbst siedender Kalilauge, nicht aber wiederholtem Auskochen mit destilliertem Wasser.

Moissan¹⁾, der sich mit derselben Frage beschäftigte, kam zu folgenden ähnlichen Schlußfolgerungen. Graphite, die im elektrischen Ofen durch bloße Temperaturerhöhung erhalten worden waren, quellen nicht auf; dagegen besitzen diese Eigenschaft im hohen Grade solche, die aus einem flüssigen Metall bei hoher Temperatur gewonnen wurden. Das Aufquellen dieser Art Graphit ist durch eine plötzliche Gasentwicklung zu erklären, deren Ursache entweder das Angegriffenwerden einer kleinen, zwischen den hexagonalen Graphitblättern eingeschlossenen Menge amorpher Kohlenstoffes sein kann oder die Zersetzung durch Hitze einer sehr kleinen Menge Graphitoxides, welches durch Einwirkung der Salpetersäure auf eine Spur amorpher, dem kristallinen Graphit beigemengten und leichter angreifbaren Graphit entstanden wäre. Um einen aufquehbaren Graphit zu erhalten, genügt es, geschmolzenes Gußeisen plötzlich mit Wasser abzukühlen; man erhält dann gleichzeitig beide Varietäten; will man nur aufquehbaren Graphit, dann ist es besser, als Lösungsflüssigkeit geschmolzenes Platin zu verwenden.

Aus den Untersuchungen von Luzi selbst geht ferner hervor, daß Graphit und Graphitit sowohl in bezug auf chemische Zusammensetzung als auch in physikalischer Beziehung (kristallinische Beschaffenheit und Dichte) identisch sind. Da nun die Aufblähungsreaktion keine chemische, sondern eine physikalische ist, so ist man auch zur Schlußfolgerung berechtigt, daß die neue Einteilung und speziell der neue Name Graphitit unpassend sind und der letztere keinem chemischen Begriffe entspricht.

Amorpher Kohlenstoff.

Amorpher Kohlenstoff wurde von Moissan nach verschiedenen Methoden dargestellt. Die Analysen der erhaltenen Produkte sind folgende:

Darstellungsweise:	Asche	C	H
Durch unvollständige Verbrennung von Azetylen	{ 0·12 0·80	{ 92·71 92·53	{ 0·96 1·00
Bei der Explosion von Azetylen	{ 7·21 7·51 8·03	{ 92·30 92·61 92·52	{ 0·41 0·40 0·40
Durch Reduktion von CO_2 mit Bor	0·96	86·16	1·41
Durch Einwirkung von H_2SO_4 auf Stärke	2·24	79·69	2·29
Durch Einwirkung von Eisenchlorid auf Anthrazen	21·29	62·17	0·91

¹⁾ Moissan, Der elektrische Ofen, pag. 97 u. 102.

Der gebildete *C* hat keine Härte, eine Dichte, die unter 2 liegt, und ist stets amorph.

Der Kienruß, gereinigt und durch Glühen im Vakuum getrocknet, zeigte folgende Zusammensetzung:

<i>C</i>	<i>H</i>	Asche
93·21	1·04	0·22
92·86	1·20	0·34

Berechnet man *H* auf Wasser, so wird 100 überschritten; daraus geht hervor, daß eine kleine Menge *H*, weniger als 1% ohne Zweifel aus Kohlenwasserstoffen und der Rest aus Wasser besteht, welches man aus Kienruß niemals vollständig entfernen kann.

Der rohe Kienruß hat: *C* 87·49%, *H* 2·76%. Auf Wasser berechnet wäre

$$C\ 87\cdot49 + H_2O\ 24\cdot88 = 112\cdot37$$

Alle Arten amorphen Kohlenstoffes halten Wasser mit größter Hartnäckigkeit zurück. (Moissan.)

Der Einfluß der Temperatur auf die Polymerisation des Kienrußes wurde in folgenden Versuchen festgestellt:

Kienruß wurde in einem kleinen Porzellantiegel über dem Luftgebläse geglüht.

	Verbrennungstemperatur in $^{\circ}$	Von Chromsäure- gemisch angegriffen bei
nach 5 Minuten .	400 $^{\circ}$ (Moissan)	90 $^{\circ}$
" 3 Stunden	476 $^{\circ}$	95 $^{\circ}$
" 6 Stunden	506 $^{\circ}$	99 $^{\circ}$

Berthelot stellte ferner fest, daß Kienruß eine Spur Graphit enthält infolge der Einwirkung von Wärme und Oxydation¹⁾.

Alle Arten des amorphen Kohlenstoffes lösen sich in dem Chloratgemisch vollständig auf.

Holzkohle (durch *Cl* gereinigt) löst sich vollständig auf, ohne irgendeine Spur von Graphitsäure zu bilden.

Koks bildet eine Lösung, die durch seine intensive Nuance ausgezeichnet ist.

Kienruß wird erst nach wiederholten Behandlungen aufgelöst und liefert eine braune Säure, welche lange Zeit in Wasser suspendiert bleiben kann. Er läßt eine Spur von Graphitsäure zurück.

Holzkohle von Salpetersäure oxydiert liefert eine braune Verbindung, welche von Jodwasserstoff bei 280 $^{\circ}$ in gesättigte flüssige und gasförmige Kohlenwasserstoffe ($C^{2n}H^{2n+2}$) umgewandelt wird. (Berthelot.)

Amorpher Kohlenstoff, der aus Azetylen durch Explosion dargestellt wurde und keine Spur von Stickstoff enthält, wird angegriffen von

Kaliumpermanganat (6·5 g in 100 H_2O) bei	98 $^{\circ}$	} Verbrennungs- temperatur in Sauerstoff 385 $^{\circ}$
käuflicher rauchender Salpetersäure bei	80 $^{\circ}$	
reiner rauchender Salpetersäure bei	108 $^{\circ}$	
einem Gemisch von Kaliumbichromat und H_2SO_4 bei	86 $^{\circ}$	

¹⁾ Berthelot, Ann. de chim. et phys. 1870, IV. S., T. XIX, pag. 417.

Zusammenfassend ist nach dem Angeführten der amorphe Kohlenstoff durch folgende Eigenschaften charakterisiert: Er ist stets amorph, hat eine Dichte unter 2 (die Dichte des reinsten ungeglühten Kienrußes beträgt 1.76), besitzt keine Härte und wird von dem Chlorat-oxydationsgemisch vollständig in humusartige Säuren (*acides humoïdes*) von braungelblichen Farben, welche in Wasser löslich sind, überführt; die Eigenschaften dieser Säuren sind verschieden, je nach der Kohlenvarietät, welche sie geliefert hat. (Moissan und Berthelot.)

Metallischer Kohlenstoff. Der metallische Kohlenstoff wird durch Leiten von Kohlenwasserstoffdämpfen durch ein glühendes Porzellanrohr erzeugt; er setzt sich in Form von kleinen, glänzenden, biegsamen Blättchen auf die Wände des letzteren ab¹⁾. Er ist gegen das Oxydationsgemisch außerordentlich widerstandsfähig; nach der sechsten bis achten Operation löst er sich aber vollständig auf, ohne irgendeine Spur von Graphitsäure zu hinterlassen, gehört also zu dem amorphen Kohlenstoff. Er verbrennt schon an der Luft nicht schwierig und ist trotz der ungemeinen Dünne der Blättchen vollkommen undurchsichtig; er färbt wie Graphit ab.

Schungit

wurde von Inostranzeff ein neues, äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe genannt, das von ihm eingehend untersucht und beschrieben wurde²⁾. Er gibt folgende mittlere Zusammensetzung an: $C\ 98.11\%$, $H\ 0.43\%$, $N\ 0.43\%$, Asche 1.9% ; sie ist bezogen auf die wasserfreie Substanz, welcher konventionellerweise der kleinste gefundene Aschengehalt beigelegt wird. Die Asche schwankt aber tatsächlich von 1.09% bis 95.42% ; für Wasser ist der Mittelwert aus 18 Analysen 7.76% ; das spezifische Gewicht beträgt nach mehreren Bestimmungen in frischem Zustande 1.84, nach dem Trocknen 1.98; die Härte ist 2–2.5; die elektrische Leitungsfähigkeit wurde kleiner als bei Graphit gefunden, und zwar war der Widerstand für eine Stange von 1 m und 1 mm² im Querschnitt = 74 Siem. Der Widerstand für Koks ist = 40–46 Siem. für Aliber'schen Graphit 22.14 Siem, für Anthrazit aus Rawenka 54000 Siem.

Zu diesen Zahlen und Angaben ist folgendes zu bemerken. Der Wasserstoffgehalt wurde aus der Differenz berechnet, nachdem das Wasser direkt bestimmt wurde. Der Stickstoff wurde nur bei einer Probe bestimmt. Aus den analytischen und physikalischen Daten zieht Inostranzeff den Schluß, daß diese Substanz, die um das Dreifache ärmer an Wasserstoff ist als die daran ärmsten Anthrazite, keinen

¹⁾ Berthelot, Ann. de chim. et phys. 1870, IV. S., T. XIX, pag. 416. — Vgl. auch W. Luzzi, (Neue Mitteilungen über C. I. Über spiegelnden, silberfarbigen Kohlenstoff, Ber. d. Deutsch. chem. Ges. 1892, Bd. 25, pag. 214–217), dem die Arbeit von Berthelot offenbar unbekannt blieb.

²⁾ A. Inostranzeff, Ein neues äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. Neues Jahrbuch für Min., Geol. etc. 1880, Bd. I, pag. 97–124. — Über „Schungit“, ein neues äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. Neues Jahrb. für Min., Geol. etc. 1886, I. Bd., pag. 92.

Sauerstoff und nur 0·41% Stickstoff enthält, ein neues äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe ist und gibt ihm den Namen Schungit.

Es entsteht nun die Frage, ob „Schungit“ nicht etwa in ganz einfacher Weise amorpher Kohlenstoff zu nennen sei. Gegen diese Auffassung würde der hohe Gehalt an Stickstoff sprechen; zwar ist, wie schon Delesse¹⁾ zeigte, dieses Element in den Gesteinen der Erdkruste konstant zu finden, aber in viel kleineren Mengen. Allerdings besteht immer der Zweifel, ob man es hier nicht mit einem Gemisch von amorphem Kohlenstoff und einer stickstoffhaltigen anorganischen Substanz zu tun habe. Eine Entscheidung kann man darüber auf Grund der von Inostranzeff mitgeteilten Daten nicht treffen. Von geringem Belang ist der Wasserstoffgehalt: erstens wurde er aus der Differenz bestimmt, zweitens wurden ja selbst im Graphit Spuren von Wasserstoff immer gefunden. So viel steht aber fest, daß diese kohlige Substanz kein Graphit ist, weil sie keine Graphitsäure geliefert hat, und kein Anthrazit, weil der Wasserstoff- und Stickstoffgehalt allzu gering sind. Es handelt sich also um amorphen Kohlenstoff, der wahrscheinlich Spuren von Wasserstoff enthält und stickstoffhaltig ist. Eine spezielle Benennung gerade für diesen unreinen amorphen Kohlenstoff erscheint aber nicht gerechtfertigt, denn zweifellos werden spätere Untersuchungen von Kohlenstoffphylliten und Kohlenstoffgneisen eine Anzahl Analysen liefern, welche eine kontinuierliche Reihe zwischen dem Anthrazit und dem ideal reinen amorphen Kohlenstoff bilden werden.

Eine dem Schungit nahestehende Substanz hatte Mertens²⁾ im Jahre 1872 analysiert (*C* 78·25, *H* 0·39, Asche 21·36 = 100·00). Die physikalischen Eigenschaften und das Vorkommen dieses Minerals (aus Dietmannsdorf in Steiermark) ließen die Möglichkeit zu, daß dasselbe als Graphit zu bezeichnen wäre. Das Mineral lieferte aber bei der Behandlung mit dem Oxydationsgemisch keine Graphitsäure, sondern Humussäure, so daß Mertens mit vollem Recht es nicht als Graphit, sondern als amorphen Kohlenstoff betrachtete. Unzutreffend ist im Gegenteil die Bemerkung Johns³⁾, daß die von ihm analysierten Mineralien „wohl im allgemeinen als echte Graphite bezeichnet werden müssen, da selbst die am leichtesten verbrennbaren sogenannten anthrazitischen Graphite nach der Analyse von P. v. Mertens nur sehr wenig Wasserstoff enthalten und nur nach sehr energischer Behandlung mit chlorsaurem Kali humusartige Substanzen liefern“.

¹⁾ M. Delesse, Recherches de l'azote et des matières organiques dans l'écorce terrestre. Annales des Mines, 5^{em} Série. Memoires, Tome XVIII, Paris 1860, pag. 161—324.

²⁾ P. v. Mertens, Analyse eines Anthrazites aus Dietmannsdorf in Steiermark. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 185—186.

³⁾ C. v. John, Über steirische Graphite. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1892, pag. 413—418.

Vgl. auch: Hörnes, Der Metamorphismus der obersteirischen Graphitlager (Mitteil. d. naturw. Ver. für Steiermark, Graz 1900, pag. 90) und die dort zitierte Literatur.

Graphitoid.

A. Sauer¹⁾ beschrieb im Jahre 1885 einen Mineralbestandteil aus den Glimmerschiefern, Gneisen und Quarzitschiefern des Erzgebirges von metallischem Glanze auf dem Striche, milder Beschaffenheit bei vollkommen dichter Struktur; derselbe färbt stark ab und verbrennt unschwer nach einigem Glühen im Bunsenschen Brenner; weder makroskopisch noch mikroskopisch je Andeutungen von Kristallform oder Spaltungsrichtungen wahrzunehmen; im Gesteine bildet er rußartig lockere Überzüge auf den Schichtflächen oder imprägniert die Glimmermasse. Sauer gab später (1888) eine Analyse, welche lautet: Asche 73·854, Kohlenstoffe 24·855, Wasser 1·01, Wasserstoff 0·06 = 99·779. Der verbrennbare Anteil auf wasserfreie Substanz und auf 100 berechnet, ergibt 99·76 Kohlenstoff, 0·24 Wasserstoff. Er nannte nun diese kohlige Substanz, welche nach seiner Anschauung von Graphit durch die beschriebenen Merkmale sich scharf unterscheidet, Graphitoid, indem er sie als ein äußerstes Glied in der Reihe des amorphen Kohlenstoff von graphitähnlicher Zusammensetzung, verbunden mit amorpher Beschaffenheit, auffaßt und auf das von Inostranzeff beschriebene Mineral sehr bestimmt verweist.

Gegen diesen neuen Namen wendet sich mit Recht Inostranzeff²⁾ in einer kurzen brieflichen Mitteilung. Er hebt hervor, daß das kohlige Mineral von Sauer bei einem Aschengehalt von 73·85% nicht rein genug ist, um seine Eigenschaften genau feststellen zu können; er findet ferner, die Benennung Graphitoid sei unpassend, weil sie zu falschen Vorstellungen Anlaß gebe und diesen amorphen Kohlenstoff als dem Graphit, das heißt dem kristallinen Kohlenstoff nahestehend erscheinen lasse. Er erhebt schließlich Anspruch auf das Prioritätsrecht der Benennung „Schungit“.

Sandberger³⁾ beschrieb im Jahre 1887 ein Mineral von folgenden Eigenschaften: Farbe dunkelbleigrau, Strich schwarz, Glanz dem metallischen nachstehender Fettglanz. Härte 3, spezifisches Gewicht 2·207; Aschegehalt 1·78%. In der Gasflamme weitaus leichter verbrennend als Graphit. Zuweilen erscheint es von einer schmalen, deutlich blättrigen Hülle des lichtbleigrauen und viel weicheren echten Graphits umgeben, wobei dann die Verschiedenheit beider Körper noch stärker hervortritt. Sandberger hält diese kohlige Substanz mit dem Graphitoid Sauers identisch und gebraucht auch denselben Namen, welchen er für ganz passend hält.

Der Name Graphitoid hat sich trotz der Einwendungen Inostranzeffs erhalten und wird von nun an sehr oft verwendet als Benennung der kohligen Substanzen in kristallinen Schiefern. So

¹⁾ A. Sauer, Amorpher Kohlenstoff (Graphitoid) in der Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 37, 1885, pag. 441.

²⁾ A. v. Inostranzeff, Über „Schungit“, ein äußerstes Glied in der Reihe der amorphen Kohlenstoffe. Neues Jahrb. f. Min., Geol. etc. 1886, Bd. I, pag. 92—93.

³⁾ F. v. Sandberger, Graphitoid im körnigen Kalk von Wundsiedel. Neues Jahrb. f. Min., Geol. etc. 1888, 1. Bd., pag. 202.

den einzigen¹⁾ Beweis geliefert, der allein über die Natur der Substanz Aufschluß geben kann. Es bleibt daher noch immer unentschieden, erstens ob die von denselben beschriebenen kohligen Substanzen untereinander identisch seien und zweitens, ob sie Graphit, amorpher Kohlenstoff oder ein Gemisch von beiden sind. Denn wie wir von Berthelot und Moissan gelernt haben, genügen weder die physikalischen Eigenschaften noch die Elementaranalysen, um Graphit von amorphem Kohlenstoff zu unterscheiden. Metallischen Glanz besitzt auch der metallische Kohlenstoff. Graphit kann kristallinisch sowie amorph oder wenigstens ohne erkennbare kristallinische Struktur und Kristallform sein. Das gilt um so mehr, wenn es sich um kohlige Substanzen in Gesteinen handelt, welche voraussichtlich einem hohen Druck ausgesetzt wurden, denn es hat ja Moissan gezeigt, wie unter der Einwirkung von Druck Graphitkristalle und Graphitmassen das Aussehen geschmolzener Substanzen annehmen. Und noch weniger ist das Kriterium der Verbrennbarkeit im Bunsenschen Brenner brauchbar. Die Verbrennungstemperatur des Graphits in Sauerstoff liegt nahe bei 660°, kann aber bis 575° sinken; jene des Kienrußes beträgt zirka 400°, steigt aber sehr rasch, wie oben mitgeteilt wurde, wenn der letztere durch Erhitzen polymerisiert wird, und erreicht nach sechsstündigem Erhitzen schon 506°. Wenn man noch den Umstand berücksichtigt, daß die Verbrennbarkeit eines Körpers auch von seiner mehr oder minder feinen Verteilung abhängig ist, so liegt auf der Hand, daß bei bloßer Berücksichtigung des Kriteriums der Verbrennbarkeit Graphit und polymerisierter amorpher Kohlenstoff, der in kristallinen Schiefen, welche hohe Temperaturen mitgemacht haben, vorkommen soll, verwechselt werden muß. Nebenbei sei hervorgehoben, daß die Angaben der genannten Autoren diesbezüglich nicht übereinstimmen; der Graphitoid von Sauer ist unschwer verbrennbar; nach Sandberger wäre er weitaus leichter verbrennbar als Graphit; nach Rosenbusch ist die Substanz sehr schwer verbrennbar.

Es ist somit leicht gelungen, gestützt auf die grundlegenden Untersuchungen von Berthelot und Moissan, den Beweis zu erbringen, daß die neuen Benennungen Graphitit, Schungit und speziell der so gern in der Petrographie genannte Graphitoid nicht existenzberechtigt sind.

Trennung von Diamant, Graphit und amorphem Kohlenstoff.

Bei der Untersuchung von kohlenstoffführenden Gesteinen kommen also nur die drei Modifikationen dieses Elements in Betracht: Diamant, Graphit und amorpher Kohlenstoff. Die Elementaranalyse gibt über die Reinheit derselben Aufschluß; handelt es sich aber um unreinen

¹⁾ Nach Brodie nimmt Graphit, mit einer Mischung von einem Teile Salpetersäure und vier Teilen Schwefelsäure erhitzt, eine schöne Purpurfarbe an und zerfällt in der Flüssigkeit in Stücke; diese Erscheinung, welche eine ausgezeichnete qualitative Reaktion für Graphit wäre, wurde indessen von Gottschalk nicht bestätigt.

Kohlenstoff, dann sind bei einer gründlichen Untersuchung noch die Bestimmungen der Kohlenstoffverbindungen — Kohlenwasserstoffe der gesättigten und der ungesättigten Reihen — die Stickstoffbestimmung, die Extraktion von teerigen Produkten, Bestimmung von Halogen-Schwefelverbindungen usw. notwendig.

Für die Trennung von Diamant und Graphit in Gesteinen sei auf die eingehenden Untersuchungen von Moissan¹⁾ hingewiesen. Die Trennung beruht auf der Überführung von Graphit in Graphitsäure, Zerstörung der letzteren und Reinigung des zurückgebliebenen Rückstandes; die letztere Operation ist mit einigen Schwierigkeiten verbunden, denn es handelt sich darum, die Mineralien, welche der Aufschließung mit dem Fluß- und Schwefelsäuregemisch widerstehen, zu zerstören.

Die Trennung von amorphem Kohlenstoff und Graphit geschieht ebenfalls mit demselben Oxydationsgemisch von Kaliumchlorat und Salpetersäure; die Operationen sollen so lange wiederholt werden, bis der ganze Graphit in Graphitsäure überführt worden ist; der Verlauf und das Ende der Oxydation werden mit dem Mikroskop kontrolliert. Wie man die sonst nach den Angaben von Brodie, Gottschalk und Berthelot wochenlang dauernde Oxydationsoperation bedeutend beschleunigen kann, vergleiche man Moissan¹⁾. Will man Graphit und amorphes Kohlenstoff quantitativ bestimmen, dann kann man die gebildete Graphitsäure sorgfältig nach der Methode von Gottschalk²⁾ reinigen und wägen; zur Kontrolle wird dann der Kohlenstoffgehalt derselben bestimmt. Der amorphe Kohlenstoff muß aus der Differenz bestimmt werden, wenn man nicht die langen und schwierigen Operationen der direkten Bestimmung vorzieht; in dem letzteren Falle ist man gezwungen, eine Kohlenstoffbestimmung sämtlicher gasförmiger, flüssiger und fester Oxydationsprodukte durchzuführen.

Bei der eventuellen Stickstoffbestimmung muß man auf den in Form von Nitriden (direkten Verbindungen von N mit den Metallen) im Gesteine, wie ich nachgewiesen habe, sehr verbreiteten Stickstoff Rücksicht nehmen.

Über das Vorkommen von Kohlenwasserstoffen (die Grenzkohlenwasserstoffe der Methanreihe ausgenommen) gibt die Oxalsäurereaktion von Donath Aufschluß³⁾.

¹⁾ Moissan, Sur la présence du graphite, du carbonado et des diamants microscopique dans la terre blanc du Cap. Comptes-rendus 116, pag. 292.

²⁾ Gottschalk, Beiträge zur Kenntnis der Graphitsäure. Journal f. prakt. Chemie. 1865, Bd. 85, pag. 327.

³⁾ Donath, Chemische Industrie, Jahrg. 1902, pag. 230.

Inhaltsübersicht.

Einleitung	Seite
	405
I. Historischer Überblick	406
II. Geologische Beschreibung	408
Die Gneisphyllite	409
Der Augengneis von Stavel	411
Die Quarzphyllite	412
Der Tonalit	414
Kontakterscheinungen	425
Tektonik	431
III. Petrographische Beschreibung	441
Tonalit	441
Normaler Tonalit	441
Tonalit. Dunkle und lichte Varietäten	448
Tonalit. Basische Ausscheidungen	448
Tonalit. Biotitkonkretionen .	450
Tonalit mit paralleler Struktur	452
Tonalitgneis	457
Basische Ausscheidungen im Tonalitgneis	459
Aplite des Tonalits	460
Pegmatite im Tonalit	462
Glimmergneise	463
Granatglimmergneis von S. Antonio	463
Gneisglimmerschiefer von Val Leores	464
Zweiglimmergneis von phyllitischem Habitus (Phyllitgneis)	465
Glimmerquarzite von Pelizzano	466
Amphibolite	466
Serpentin vom Val Ussaja	467
Quarzlagenphyllite	468
Quarzite	469
Augengneise	470
Granit von Fucine	472
Pegmatite der Gneisglimmerschiefer von Fucine	473
Pegmatit der Glimmerquarzite von Pelizzano	473
Kontaktgesteine	474
Hornfelse	474
Schiefrige Hornfelse	481
IV. Anhang	484
Untersuchungen über die Natur des Kohlenstoffes der schwarzen Quarz-	
phyllite und Quarzite	484
Diamant	484
Graphit	484
Natürliche Graphite .	485
Künstliche Graphite	486
Graphitit	487
Amorpher Kohlenstoff	489
Schungit	490
Graphitoid	492
Trennung von Diamant, Graphit und amorphem Kohlenstoff	494

Tafel XI [I].

**Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der
Presanellagruppe.**

Erklärung zu Tafel XI [I].

Fig. 1. Orthit in normalem Tonalit. Sechseckiger Querschnitt. Im Zentrum des Schliffes und rechts vom Orthit ein Plagioklas mit Myrmekitzapfen; dem gegenüber verhält sich Orthit vollständig idiomorph.

Gekrenzte Nikols. Vergrößerung 20.

Fig. 2. Biotit aus dem normalen Tonalit mit fransenförmigem Rand und borstenartigem Fortsatz, der in den Plagioklas tief hineindringt. Plagioklas als Einschluß in Glimmer, der an den Lamellenstreifen plötzlich glatt abschneidet.

Gekrenzte Nikols. Vergrößerung 20.

Fig. 3 u. 4. Siebstruktur der Hornblende und des Biotits einer Biotitkongregation des normalen Tonalits (Rand).

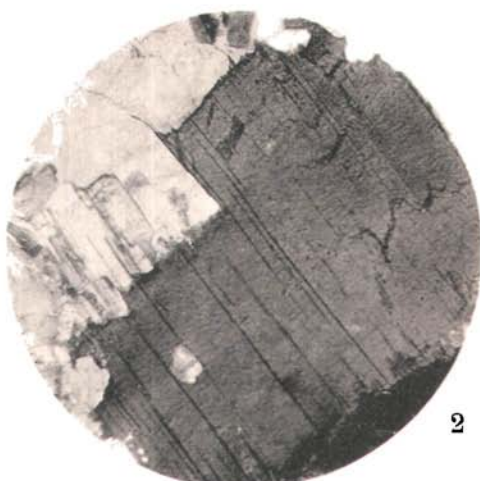
Unpolarisiertes Licht. Fig. 3 Vergrößerung 5; Fig. 4 Vergrößerung 20.

Fig. 5 u. 6. Dichtes Geflecht von leistenförmigem Glimmer in einer Biotitkongregation des normalen Tonalits (Zentrum).

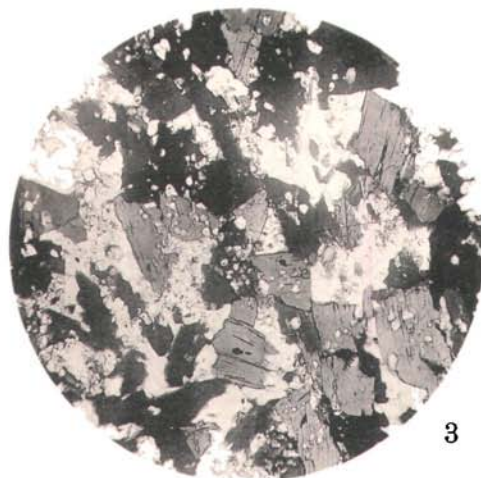
Unpolarisiertes Licht. Fig. 5 Vergrößerung 20; Fig. 6 Vergrößerung 5.



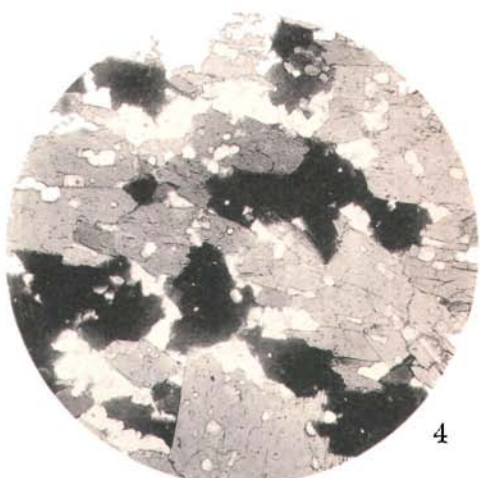
1



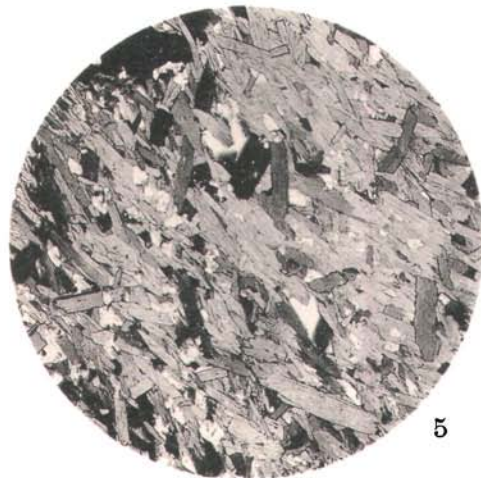
2



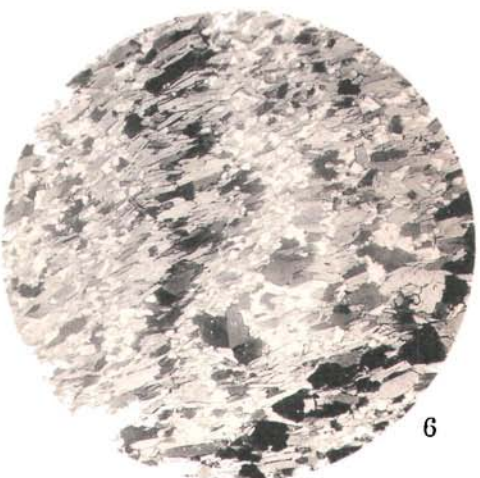
3



4



5



6

Phot. d. Aut.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel XII [II].

**Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der
Presanellagruppe.**

Erklärung zu Tafel XII [II].

Fig. 1 u. 2. Augengneis von Stavel in dem zweiten Stadium der Kataklaste. Die großen Mikrokline sind vollständig zersprengt, sind aber noch als inselförmige Partien beisammen. Die Lagenbildung ist schon deutlich ausgesprochen.

Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 20.

Fig. 3. Derselbe Augengneis in dem dritten Stadium der Pressung. Vollständig abgerundete Mikroklinaugen bilden nunmehr nur isolierte Augen. Das Korn des Mikroklin-, Plagioklas- und Quarzsandes ist sehr fein geworden.

Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 20.

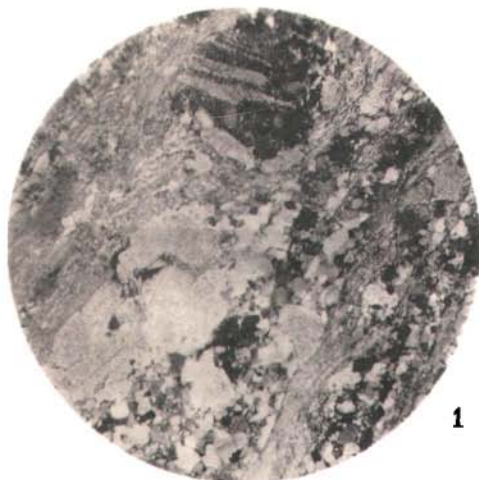
Fig. 4. Der Augengneis von Stavel in dem höchsten Stadium der Pressung. Sericitlagen (dunkel auf dem Bilde) wechsellagern mit farblosen Lagen von feinstem Mikroklin-, Plagioklas- und Quarzsand. Die schiefe Beleuchtung mit dem Spiegel und die stark zugezogene Blende lassen noch die feinsten Lagen der einzelnen farblosen Mineralien durch die Verschiedenheit der Lichtbrechung erkennen.

Unpolarisiertes Licht, schiefe Beleuchtung, stark zugezogene Blende. Vergrößerung 20.

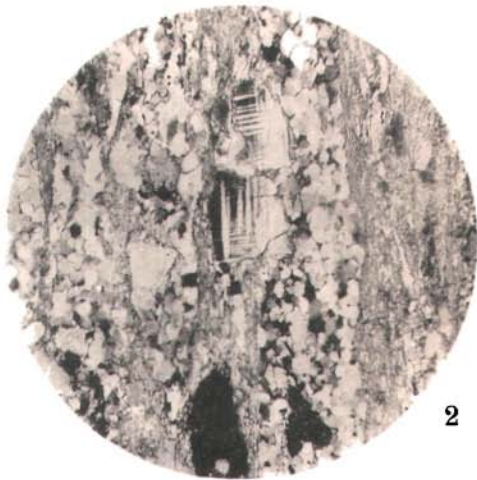
Fig. 5. Insekteneierähnliche Plagioklaskörnchen in rundlappigen Quarzkörnern, welche selbst in dem großen Plagioklas eingeschlossen sind. Aus einer basischen Konkretion des Tonalitgneises.

Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 20.

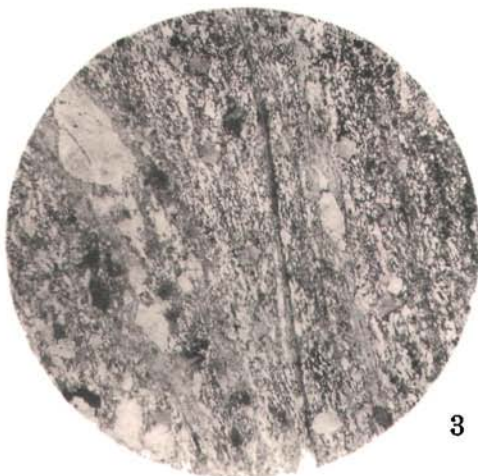
Fig. 6. Quarzite am Kontakt mit amorphem Kohlenstoff und wenig Graphit. Unpolarisiertes Licht. Vergrößerung 20.



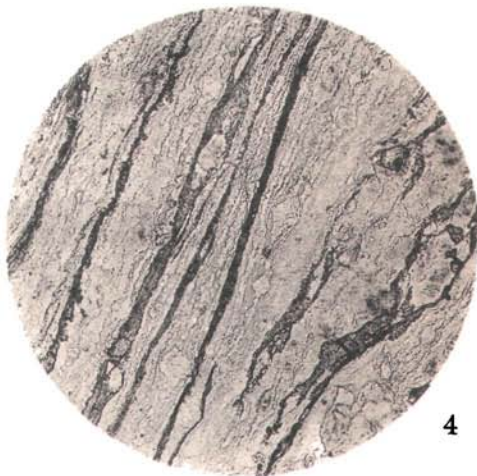
1



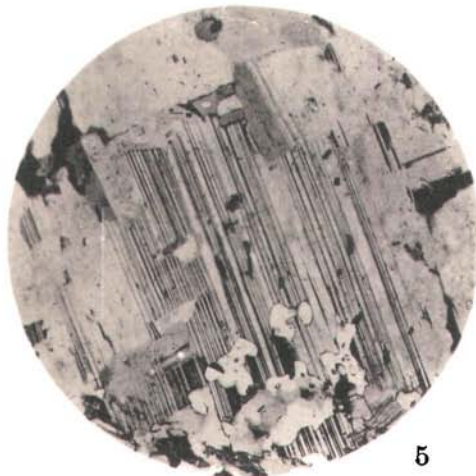
2



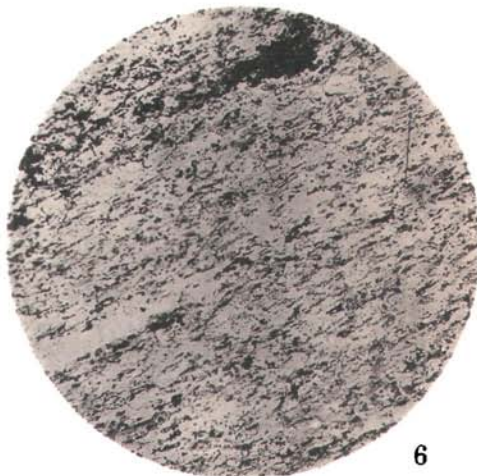
3



4



5



6

Phot. d. Aut.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel XIII [III].

**Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der
Presanellagruppe.**

Erklärung zu Tafel XIII [III].

Fig. 1 u. 2. Cordieritpsedomorphosen. Prasiolith. Mit den ursprünglichen pleochroitischen Höfen. In einem schiefrigen Hornfels der Val Stavel.

Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 20.

Fig. 3. Großer Plagioklas von schmaler, länglicher, in einer Spitze (nach links) endenden Form in demselben schiefrigen Hornfels von Stavel, trotz der Kristallisationsschieferung ist er zonar gebaut nach der Regel der Eruptivgesteine (basischer Kern und saure Hülle). Schnitt nach *M* und *P*.

Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 20.

Fig. 4. Sillimanit in einem Hornfels (aus der Val Stavel); ahlenförmige Säulen. Unpolarisiertes Licht. Stark zugezogene Blende. Vergrößerung 20.

Fig. 5. Sillimanit als Haufwerke und divergentstrahlige Büschel von feinen und dicken Nadeln. Korund als unzählige winzige hochlichtbrechende Körnchen Hornfels.

Unpolarisiertes Licht. Stark zugezogene Blende. Vergrößerung 20.

Fig. 6. Sillimanit in schiefrigem Hornfels. Filzige, mit Biotit parallel verwachsene Aggregate und dicke Säulen mit Querabsonderung, einzelne feine Nadeln auch im Quarz.

Unpolarisiertes Licht. Vergrößerung 20.



1



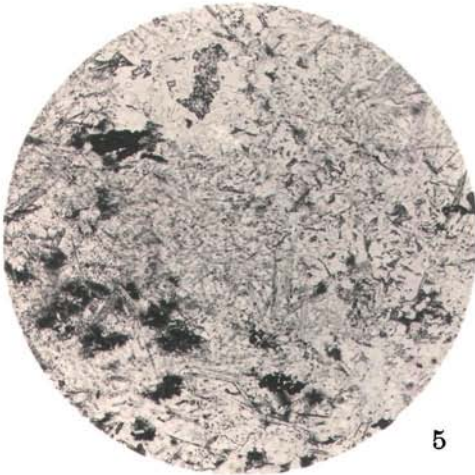
2



3



4



5



6

Phot. d. Aut

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.