



Studien über Eruptiv- und Mischgesteine des Kaibobogebietes (West-Ceram) (Niederländisch Ostindien)

<https://hdl.handle.net/1874/295402>

STUDIEN
über Eruptiv- und Mischgesteine
des Kaibobogebietes (West-Ceram)
(Niederländisch Ostindien)

BIBLIOTHEEK UNIVERSITEIT UTRECHT



3147 056 4

A. qu. 192 (1923)

Diss. Utrecht qu 1923

STUDIEN

ÜBER ERUPTIV- UND MISCHGESTEINE DES KAIBOBOGEBIETES (WEST-CERAM) (NIEDERLÄNDISCH OSTINDIEN)

PROEFSCHRIFT TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE FACULTEIT DER WIS- EN NATUURKUNDE
AAN DE RIJSUNIVERSITEIT TE UTRECHT, OP GEZAG
VAN DEN RECTOR-MAGNIFICUS MR. J. C. NABER, HOOG-
LEERAAR IN DE FACULTEIT DER RECHTSGELEERDHEID,
VOLGENS BESLUIT VAN DEN SENAAAT DER UNIVERSITEIT,
TEGEN DE BEDENKINGEN VAN DE FACULTEIT DER
WIS- EN NATUURKUNDE TE VERDEDIGEN OP MAANDAG
19 MAART 1923, DES NAMIDDAGS. TE VIER UUR, DOOR

HENDRIKUS DE JONG

GEBOREN TE ZUTPHEN



AMSTERDAM

DRUKKERIJ EN UITGEVERIJ
J. H. DE BUSSY

MCMXXIII

Aan mijne Ouders

Aan mijne Vrouw

Bij het verlaten der Universiteit is het mij een behoefte, U allen, mijn academische leermeesters, hoogleeraren in de faculteit der Wis- en Natuurkunde te Utrecht, wier onderwijs ik mocht genieten, mijn oprechten dank te betuigen.

U, hooggeleerde WICHMANN, ben ik veel dank verschuldigd voor den steun, dien ik van U steeds bij mijn studie heb ondervonden. De jaren, dat ik het voorrecht had Uw assistent te zijn, zullen mij in aangename herinnering blijven.

U, hooggeleerde NIERSTRASS, PULLE en WENT, dank ik voor Uw heldere colleges en voor de steeds betoonde gulle hulpvaardigheid gedurende de voor mij zoo moeilijke mobilisatiejaren.

Ik ben er dankbaar voor, dat ik op excursie's en bij Uw colleges U, hooggeleerde OESTREICH, heb mogen leeren kennen en hoogschatten.

Ihnen, Prof. BUXTORF und PREISWERK und auch Ihnen, Dr. HOTZ und TOBLER, danke ich für das viele Gute, dass ich während meiner Basler Studienzeit, empfunden habe.

Niet het minst ben ik U, hooggeleerde RUTTEN, hooggeachte promotor, dank ervoor verschuldigd, dat ik gedurende meer dan een jaar voor de vervaardiging van mijn proefschrift, van Uw voortdurende leiding heb mogen profiteeren.

Uw groote energie, Uw stoere werkkraft zullen mij ten allen tijde in mijn verder leven ten voorbeeld strekken.

INHALT.

	Seite
EINLEITUNG.	1
I. GRANITE (EINSCHMELZGESTEINE), GNEISE (INJEKTIONSGESTEINE), GRANITAPLI- TISCHE- UND -PEGMATITISCHE GESTEINE.	
A. ALLGEMEINER THEIL:	
I. Art des Auftretens, Textur	3
II. Mineralogische Beschreibung	5
B. GESTEINSBESCHREIBUNG:	
I. Pegmatite	11
II. Gneise und Granite.	16
C. ZUSAMMENFASSUNG	30
II. PERIDOTITE UND SERPENTINE.	
A. ALLGEMEINE UEBERSICHT.	40
B. GESTEINSBESCHREIBUNG:	
I. Peridotite	44
II. Serpentine.	49
III. PERIDOTITE IM OSTEN DES ARCHIPELS. VERGLEICHUNG MIT VERWANDTEN GESTEINEN VON AMBON. ALTER UND GENETISCHER ZUSAMMENHANG DER PERIDOTITE UND PEGMATITE.	
A. ALLGEMEINE UEBERSICHT.	53
B. GESTEINSBESCHREIBUNG.	57
IV. GABBROS UND NAH VERWANDTE GESTEINE (HORNBLLENDE-PEGMATITE, HORN- BLLENDE-GABBROS, DIABASE.	
A. ALLGEMEINE UEBERSICHT:	
I. Hornblendepegmatite	62
II. Feinkörnige Hornblendegabbros	65
III. Gabbros.	66
B. GESTEINSBESCHREIBUNG:	
I. Hornblendepegmatite	67
II. Feinkörnige Hornblendegabbros	74
III. Gabbros.	77
KURZE ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE	86
LISTE DER BESCHRIEBENEN GESTEINE	88

EINLEITUNG.

Die geologische Literatur der Insel Ceram ist nicht gerade umfangreich. Für diese Ceram-Literatur im allgemeinen kann auf VERBEEKS: „Opgave van geschriften over Geologie en Mijnbouwkunde van Nederlandsch Oost-Indië, 'sGravenhage 1912“, hingewiesen werden.

Das in dieser Arbeit beschriebene Gebiet wurde zuerst geologisch erforscht von K. MARTIN, der in den Jahren 1891–'92 eine Studienreise durch die Molukken machte. In seiner Arbeit: „Reisen in den Molukken, in Ambon, den Uliassern, Seran und Buru, geol. Teil II^{te} Lief. Seran und Buano, Leiden 1902“, wird schon in grossen Zügen der geologische Bau dieses Gebietes angegeben. Auch findet man in seiner Arbeit eine Uebersicht der sehr dürftigen älteren Literatur.

MARTIN besuchte West-Ceram und einen Teil Mitten-Cerams. In West-Ceram wurde, ausser einem Teile Hoeamoeals auch die Küstengegend in der Nähe Kaibobos bereist, während zugleich ein Ausflug ins Innland, von Kairatoe nach Honitetoe gemacht wurde.

VERBEEK besuchte während seiner Reisen, welche mehr den Charakter von Aufklärungszügen hatten, in 1899 ebenfalls diesen Teil Cerams. Die Resultate dieser Reisen wurden in VERBEEKS „Molukkenverslag“ ¹⁾ verarbeitet.

Während diese Reisen fast ganz beschränkt blieben auf das Küstengebiet Kaibobos, wurden von der Ceram-expedition 1917–1919 von L. RUTTEN und W. HOTZ ²⁾ viele Ausflüge ins Innere gemacht, wodurch jetzt dieses Gebiet schon mehr detailliert bekannt geworden ist.

Den Teil West-Cerams, der in dieser Arbeit teilweise petrographisch beschrieben wird, findet man angegeben auf den Karten XII und XIV der Reiseberichte der Ceramexpedition. Im Norden wird das Gebiet von dem Wai Eti begrenzt, im Osten ungefähr von dem Wai Rioeapa, im Süden und Westen vom Meere. Die Gesteine aus diesem Gebiete sind Eruptivgesteine, kristalline Schiefer und Sedimente. Nur erstere werden in dieser Arbeit behandelt. Die Fundorte der Gesteine findet man näher angedeutet auf einer Karte am Ende des Buches.

Die Minerale der Gesteine wurden nach den in den Lehrbüchern von ROSENBUSCH ³⁾ und WEINSCHENK ⁴⁾ erwähnten Methoden bestimmt. Die in vielen Gesteinen keine Zwillinglamellen aufweisenden Feldspate wurden meistens nach der Methode SCHROEDER VAN DER KOLKS ⁵⁾ bestimmt

¹⁾ Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië: Wetenschappelijk Gedeelte, 1908.

²⁾ Die Reiseberichte dieser Expedition finden sich in: Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap. Jahrgang 1918, 1919, 1920.

³⁾ H. ROSENBUSCH: Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart, 1905.

⁴⁾ E. WEINSCHENK: Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i/B., 1915.

⁵⁾ J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK: Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien nach ihrem Brechungsindex. Wiesbaden, 1906.

und wenn möglich immer kontrolliert mit einer andern optischen Methode. Besonders die älteste und einfachste Methode, die Bestimmung der Auslöschungsschiefe auf Spaltblättchen, hat sich für die grösseren, pegmatitischen Plagioklase gut bewährt. Für grosse Feldspate lässt sich letztere Methode immer gut kombinieren mit der von SCHROEDER VAN DER KOLK; man taucht die Spaltblättchen dann in eine der Flüssigkeiten. Für die Unterscheidung der verschiedenen Plagioklase wurden die von WEINSCHENK in seinem Lehrbuche aufgeführten Flüssigkeiten benutzt. Immer wurden vor einer Messung die Brechungsexponenten der zur Verfügung stehenden Flüssigkeiten mit einem Abbeschen Refraktometer bestimmt.

Die Gesteine werden wie folgt in vier Abschnitten behandelt:

- Kap. I: Aplitische (pegmatitische) und granitische Gesteine (Letztere: Injektions- und Einschmelzgesteine).
- Kap. II: Peridotite und Serpentine.
- Kap. III: Beziehungen zwischen den unter I und II genannten Gesteinen. Kontaktbreccien und -Gesteine.
- Kap. IV: Gabbroide Ganggesteine (Hornblendepegmatite) in den Peridotiten, Hornblendegabbros, eigentliche Gabbros, (Diabas).

Für einige indischen Fremdwörter und deren Abkürzungen folgt hier unten eine Erklärung:

Wai (W) = Fluss.
 Goenoeng (Gg) = Berg.
 Tandjong (Tg) = Kap.
 Poeloe (P) = Insel.

Weiter ist D. die Abkürzung für Dünnschliff.

I. Granite (Einschmelzgesteine), Gneise (Injektionsgesteine), granitaplitische und -pegmatitische Gesteine.

A. Allgemeiner Teil.

I. Art des Auftretens, Textur.

Von der Insel Ceram wurden zuerst Granite beschrieben von SCHROEDER VAN DER KOLK ¹⁾, der eine Sammlung Handstücke, von MARTIN während seiner Reisen in 1891 und 1892 gesammelt ²⁾, bearbeitete. SCHROEDER VAN DER KOLK unterschied unter seinen Graniten zwei Typen, nämlich cordieritführende aus dem Gebiete von Kaibobo und cordieritfreie von der Nordküste und viel weiter nach Osten. Alle Granite von Kaibobo führten Cordierit. Auch das von mir untersuchte Granitmaterial von Kaibobo bestand nur aus cordieritführenden Gesteinen.

Es zeigte sich aber, dass neben Graniten auch Pegmatite mannigfach vorkommen und weiter noch mehr oder weniger schiefrige Gesteine, die man gebankte Granite oder Gneise nennen könnte.

Von den Pegmatiten sind nur wenige Gänge auf der Karte 14 vom 9^{ten} Reisebericht der Ceramexpedition angegeben. (Z.B. bei dem G. Henhoenoi und westlich des G. Elpia.) Nach dem achten Reisebericht der Ceramexpedition ³⁾ müssen diese Gänge im Serpentinegebiet nördlich und östlich von Kaibobo zahlreich sein.

Alle aus der näheren Umgebung von Kaibobo beschriebenen Gesteine stammen vom Anstehenden und zwar teilweise von den grösseren Massiven nördlich (Wai Tihoemolong) und nordöstlich von Kaibobo, zum Teil von den Gängen nördlich von Tg. Modjane und vom G. Henhoenoi und G. Elpia. (Für die Gesteine des Tg. Modjane sieh: zweites Kapitel).

Von den anderen von mir bearbeiteten Handstücken sind einige Gerölle, andere sind von freiliegenden Blöcken abgeschlagen, deren geologische Stellung unsicher ist.

Die Pegmatite sind nirgendwo als grobkörnige Gesteine ausgebildet; man würde sie, nur

¹⁾ J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK: Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. — 2: Gesteine von Ceram. (Samml. d. geol. Reichsmuseums in Leiden, 1899—1902).

Auch in: Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië. Jaargang 1899. Eerste wetenschappelijke gedeelte.

²⁾ K. MARTIN: Reisen in den Molukken, in Ambon, den Uliassern, Seran (Ceram) und Buru. Geol. Teil, 2te Lief.: Seran und Buano. Leiden 1902.

³⁾ L. RUTTEN: De geologische expeditie naar Ceram. Achtste verslag (Tijdschrift van het Koninklijk Nederl. Aardrijksk. Genootschap 1919, S. 460).

die Korngrösse ins Auge fassend, auch Aplite nennen können, was ja auch geschehen ist auf den Kärtchen der Ceramexpedition.¹⁾ Weil aber einige Handstücke ausschliesslich aus Schriftgranit bestehen und miarolithische Strukturen aufweisen, habe ich hier den Namen Pegmatit gewählt.

Zu den eigentlichen Schriftgraniten gehören die Handstücke 931, 933a und 935. Neben diesen Pegmatiten in engerem Sinne, die spärlich einen dunklen Glimmer führen, treten Gesteine auf, die durch ihren deutlich leukokraten Charakter ihre nahe Verwandtschaft zu derselben Gruppe von Schizolithen verraten. Zuweilen sind in diesen Gesteinen Quarz und Orthoklas noch pegmatitisch verwachsen, meistens aber ist dieses nicht mehr der Fall. Ausser Orthoklas und Quarz enthalten sie Glimmer, Plagioklas, Cordierit oder Andalusit. (933, 937, 83).

Als lose Blöcke in der mittleren Wai Kawanenoe kommt ein Albitpegmatit vor. (854).

Zu den Cordieritgraniten und Gneisen gehören sehr verschiedene Gesteine. Im Folgenden werde ich alle Gesteine, die geschiefert sind, zu den Gneisen rechnen und die richtungslos-körnigen Gesteine zu den Graniten. Die Nummern 867, 868 und 875a, welche einen Uebergang zwischen beiden Gruppen bilden, wurden, obwohl sie richtungslos-körnig sind, zu den Gneisen gerechnet. Schon jetzt muss bemerkt werden, dass beide Gruppen von Gesteinen genetisch zu einander im engsten Zusammenhang stehen.

Bei dieser Einteilung werden zu den Cordieritgraniten ähnliche Gesteine gebracht, wie solches schon von SCHROEDER VAN DER KOLK getan wurde.

Alle Granite und Gneise können ihrer Farbe nach zu den mesokraten Gesteinen gerechnet werden. Einzelne führen schon zu den melanokraten hinüber.

Die Cordieritgranite sind ziemlich feinkörnige Gesteine. Einem normalen Granit am meisten ähnlich ist die Nummer 909, der mit den deutlich zu erkennenden Biotitblättchen einem dunklen Biotitgranit gleicht. Sehr ähnlich sind die Nummern 909a, 84 und 85, alle feinkörnig mit gut zu erkennenden Gemengteilen und brauner Farbe. Diese vier Gesteine, die alle Nester von stengligem Quarz enthalten, stammen aus dem Massiv östlich von Kaibobo.

Grössere habituelle Unterschiede weisen die Gneise aus dem Massiv nördlich von Kaibobo (nördlich und südlich des Wai Tihoemolong) auf.

Die Nummer 901 gleicht der Farbe nach noch sehr den vorigen Handstücken. Das Gestein ist aber deutlich schiefrig. Unregelmässige helle und dunkle Bänder wechseln mit einander ab. Die hellen Partien sind zuweilen linsenförmig und bestehen aus Quarz und Feldspat; die sehr dunklen Partien sind zuweilen dünnschiefrig.

903a und b machen den Eindruck von sehr dünnschiefrigen Gesteinen, bei denen Quarz zwischen die Schieferungsflächen eingedrungen ist.

Die Nummer 903 hat eine fast gleichmässige, blaue Farbe. Man erkennt im sehr feinkörnigen Gestein dunkle Glimmerblättchen. Die einseitige Streckung dieses Glimmers verleiht dem Gesteine eine schiefrige Textur. Der Bruch ist aber muschelig und splitterig, wodurch das Gestein einem Hornfelse ähnlich sieht.

Auch das Gestein 905 ist schiefrig; es weist schwache Fältelung auf. Die Orthoklase treten porphyrisch zwischen den Biotitschlieren auf. Alle letztgenannten Gesteine stammen aus dem Massiv des Wai Tihoemolong.

Ihnen sehr ähnlich sind noch weitere Gesteine von andern Fundorten. Richtungslos-

¹⁾ L. RUTTEN en W. HOTZ: De geologische expeditie naar Ceram. Negende verslag (Tijdschrift van het Koninklijk Nederl. Aardrijksk. Genootschap 1919, S. 559).

körnige Gesteine sind die Nummern 867, 868 und 875a und zwar sind 868 und 875a feinkörnig, während 867 einen dichten quarzitischen Habitus aufweist.

Die cordieritführenden Gesteine aus dem Kaibobgebiete sind also zum Teil normale richtungslos-körnige Granite, zum Teil Gneise, von denen aber einzelne einem Hornfelse gleichen, andere richtungslos sind, oder einen quarzitischen Habitus aufweisen.

II. Mineralogische Beschreibung.

Schon durch ihre mineralogische Zusammenstellung erweisen die Gesteine ihre gegenseitige Verwandtschaft. Immer sind die gewöhnlichsten Gemengteile: Quarz, Orthoklas, Cordierit und Biotit, neben denen eine ganze Reihe anderer Mineralien vorkommt, unter denen wohl Plagioklas und Muscovit am häufigsten sind. Durch ein Zu- oder Abnehmen von bestimmten Komponenten unterscheiden sich die Gesteine von einander.

Eine Beschreibung von den Eigenschaften und dem Vorkommen der gewöhnlichsten Mineralien folgt jetzt.

a. Orthoklas. Dieser Feldspat bildet neben dem Quarz den Hauptgemengteil der Cordieritgesteine. Bestimmte Schichten in den schiefrigen Gesteinen oder nesterartige Partien in den richtungslos-körnigen Gesteinen bestehen zuweilen ganz aus beiden Mineralien oder auch aus einem von beiden. In den Pegmatiten 931 und 935 hat der Orthoklas eine milchweisse Farbe. In den Graniten und auch in einigen Gneisen erkennt man ihn an seinen Spaltflächen; in diesen Gesteinen hat er meistens eine gelblich braune Farbe. Die Grösse der Orthoklase ist in den Pegmatiten ungefähr 8 mm; im Gneis 905, wo er zwischen den Biotitschlieren gewissermassen in porphyrischen Kristallen auftritt, sind diese 5 mm gross. In den Dünnschliffen der Pegmatite sieht man, dass der Orthoklas oft von Albitlamellen durchwachsen ist.

In den Schliffen der anderen Gesteine ist er zuweilen ausserordentlich klar; man kann ihn dann im gewöhnlichen Lichte nur durch seine Spaltrisse von dem Quarz unterscheiden. Meistens aber ist er trübe.

Einschlüsse kommen vielfach vor. Manchmal sind es Flüssigkeitseinschlüsse, die zuweilen bandförmig angeordnet sind. Weiter können alle anderen Mineralien als Einschlüsse im Orthoklas auftreten. Immer findet man eine poikilitische Durchwachsung von Quarz, sei es dass dieser in rundlichen oder eiförmigen Körnern (Quarzaugen) vorkommt, oder dass er wie in den meisten anderen Gesteinen, idiomorphe Kristalle, öfters mit gerundeten Ecken, bildet.

Der Orthoklas ist immer xenomorph. Er bildet meistens rundliche oder polygonale Kristalle, die gewissermassen Linsen im Gestein bilden. Nur in einem einzigen Granit kommt er als Füllmasse zwischen den anderen Gemengteilen vor.

Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz tritt selten auf; diese scheint zuweilen (Pegmatite) mit Druck zusammenzuhängen. Häufig findet man eine Verwachsung mit Albit; die geraden, sehr feinen Lamellen werden erst mit Objektiv 7 von LEITZ sichtbar (Mikroperthit). Zuweilen sind die Lamellen gebogen und es zeigt sich dann auch undulöse Auslöschung der Orthoklase; die Biegung ist also eine Folge von Druckwirkung. Die kataklastischen Erscheinungen gehen beim Orthoklas selten weiter als undulöse Auslöschung; gebrochene Orthoklaskristalle findet man nur in 881. Die Quarzsplitter drängen sich hier zwischen die Feldspatfragmente.

Die Verwitterung führt stets zur Bildung von Muscovitschüppchen, daneben treten grüne, pleochroitische Fasern von Chlorit auf.

b Quarz. In den Pegmatiten erkennt man zuweilen schon makroskopisch die schriftgranitische Verwachsung mit Orthoklas. In den Cordieritgesteinen (Graniten, Gneisen) kommt immer viel Quarz vor und zwar findet man neben dem Quarz, der zum normalen Gesteinsverband gehört, auch noch Linsen oder Nester dieses Minerals in oft stenglicher Ausbildung. Durch Infiltration von Limonit ist die Farbe häufig gelblich braun. Die grosse Menge des Quarzes verleiht denn auch den Graniten eine braungelbe Farbe. Unter dem Mikroskop ist er meistens klarer als der Orthoklas. Flüssigkeitseinschlüsse und Gaseinschlüsse kommen häufig vor. Erstere haben oft eine bewegliche Gaslibelle. Immer sind die Quarze kleiner als die Orthoklase; zum Teil ist dies die Folge mechanischer Deformation.

Meistens tritt der Quarz in zwei Formen auf, entweder idiomorph und dann eingeschlossen im Orthoklas, oder in unregelmässigen Kristallen. Letztere können in verschiedenster Weise ausgebildet sein. Vielfach sind die Individuen intensiv verzahnt; sie zeigen überhaupt die kompliziertesten Entwicklungsformen. Streifenquarz ist häufig; während auch Felderteilung sehr viel vorkommt. Die idiomorphen Quarze sind meistens pyramidal ausgebildet, während zuweilen ein Prisma schwach entwickelt ist.

Die Verteilung des Quarzes im Gestein ist sehr unregelmässig. Fast immer findet man ihn in Aggregaten (Nester, Lagen, Linsen, Streifen). Undulös auslöschender und zerbrochener Quarz ist ungemein verbreitet. Selbst die idiomorphen Kristalle, welche Einschlüsse im Orthoklas bilden, sind zuweilen in verschiedene, von welligen Linien begrenzte Fragmente zerlegt worden, die ungleichzeitig auslöschten, während dann der Orthoklas kaum undulöse Auslöschung zeigt. Derartige Erscheinungen sind, wenigstens teilweise, Folgen von Kataklaste. Es muss aber bemerkt werden, dass man, im Zusammenhang mit der Genese dieser Gesteine, auch protoklastische Erscheinungen erwarten darf. Auch optisch zwei-achsiger Quarz findet sich häufig.

Die lineare Streckung der Quarzkristalle erhöht oft die Parallelstruktur der Gesteine.

c. Cordierit. Dieses Mineral findet man sowohl in den Pegmatiten wie in den Graniten und Gneisen. Es bildet in den beiden letzten Gesteinen den bedeutendsten femischen Gemengteil. Nirgendwo kann man die Anwesenheit von Cordierit makroskopisch konstatieren, was sehr begreiflich ist, weil die Korngrösse niemals mehr als 2 mm beträgt.

Der Cordierit bildet in vielen Gesteinen gut ausgebildete idiomorphe Kristalle. Weiter tritt er hin und wieder schlierenförmig, zuweilen der Schieferungsebene parallel, auf. Auch abgerundete Formen kommen häufig vor.

Im Längsschnitt ist der Cordierit viereckig, im Querschnitt sechseckig und dann vielfach abgerundet. Nur die Flächen m (110), b (010), und p (001) sind entwickelt. Zwillinge sind verbreitet. In guten Schliffen konnte festgestellt werden, dass es stets Zwillinge nach (110) sind. Die Verwachsungsebenen sind stets sehr unregelmässig. Gute basale Schliffe, an denen man Durchkreuzungsdrillinge mit nach aussen gewendetem (010) sehen kann, sind äusserst selten.

Die Kristalle sind niemals pleochroitisch, auch nicht in dickeren Schliffen.

In gut orientierten Schliffen kann man ihn bei gekreuzten Nicols meistens von Quarz unterscheiden, durch seine klaren, grauen Polarisationsfarben, welche immer etwas höher erscheinen als die des Quarzes. Beim Glühen eines Schliffes wurden die Polarisationsfarben höher (gelb und sogar rot erster Ordnung) und nach der Abkühlung blieben diese Polarisationsfarben erhalten. Die des Quarzes änderten sich fast nicht. Das Glühen konnte also benutzt werden, um die beiden Mineralien von einander zu unterscheiden.

Als Einschlüsse in Cordierit findet man verschiedene andere Mineralien und zwar

hauptsächlich Erz, Zirkon, Biotit, Quarz, Spinell, Sillimannit und kohlenstoffhaltige Substanz. Zuweilen ist der Cordierit ganz von diesen Mineralien ausgefüllt. Der Biotit bildet zum Teil unregelmässige, gewissermassen korrodierte Kristalle, zum Teil aber auch idiomorphe Blättchen, welche immer sehr kleine Dimensionen aufweisen. Der Quarz bildet meistens abgerundete Körner.

Die Sillimannitsäulchen und -nadeln sind meistens unregelmässig angeordnet. Zuweilen findet man aber eine undeutlich fluidale Anordnung, während in 867 ein einzelner Cordieritkristall vorkommt mit kreisförmig angeordneten Sillimannitsäulchen. Der Sillimannit ist häufig von grünem Spinell begleitet, welcher selten gut ausgebildete Oktaeder aufweist, meistens aber Anhäufungen von unregelmässigen Körnern bildet. Auch Plagioklas kann in Cordierit eingeschlossen sein, und verleiht ihm zuweilen sogar eine Siebstruktur.

Die gleichen Einschlüsse findet man in den Cordieritpseudomorphosen; den grünen Spinell erkennt man sofort zwischen den Muscovitfasern an seiner Farbe, den Sillimannit findet man nur zwischen den Pinitfasern zurück, wenn er günstig orientiert ist.

Es ist wichtig, dass die Cordierite in den Pegmatiten niemals Einschlüsse enthalten.

In allen Cordieriten von Ceram kommen gelbe, pleochroitische Höfe vor. Solche pleochroitischen Höfe um Einschlüsse in Cordierit sind seit längerer Zeit bekannt. ROSENBUSCH ¹⁾ gibt in seinem Lehrbuch eine Uebersicht von den verschiedenen Mineralien, die als Zentrum eines pleochroitischen Hofes auftreten können. Nach ROSENBUSCH sollte HATCH ²⁾ sie gefunden haben um Quarz, Apatit und Titanit. In seinem Lehrbuche ³⁾ aber erwähnt HATCH für Cordierit nur Apatit und Zirkon. In den Cordieriten von Ceram bilden sich nur um Zirkoneinschlüsse pleochroitische Höfe. Keins der anderen zahlreichen eingeschlossenen Mineralien ⁴⁾ wird jemals zum Zentrum eines solchen Hofes. Apatit kommt allerdings in den Ceramschen Cordieriten nicht vor.

Im zweiten Teile seines Lehrbuches schreibt ROSENBUSCH ⁵⁾ folgendes: „Soweit die Umwandlung fortschreitet, verschwinden mit dem Cordierit auch die durch seine Molekularordnung bedingten pleochroitischen Höfe.“ WEINSCHENK ⁶⁾ dagegen gibt an, dass die pleochroitischen Höfe in den Pseudomorphosen des Cordierits oft noch als gelbbraune Flecken erhalten bleiben. Ähnliches konnte ich in den Cordieriten der Ceramgesteine konstatieren. Häufig kann man einen Zirkon finden, der teils in dem noch unversehrten Cordierit, teils in dem sich bildenden Muscovit liegt und der an der Muscovitseite einen gelbgrünen, an der Cordieritseite einen gelben pleochroitischen Hof aufweist. Andere Zirkone liegen schon ganz im Muscovit. Der Pleochroismus nimmt dann ab und in den vollständigen Pseudomorphosen ist der Zirkon umringt von einem dunklen, braungrünen Rand, der kaum mehr pleochroitisch ist, oder der seinen Pleochroismus ganz verloren hat.

1) H. ROSENBUSCH und E. A. WÜLFING: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I: Allgemeiner Teil S. 346; Stuttgart 1904.

2) F. H. HATCH: Quarter. Journ. Geol. Soc. 45: 1889. Seite 342.

3) F. H. HATCH: The petrology of the igneous Rocks. London 1914. S. 131, 155.

4) In H. ROSENBUSCH und E. A. WÜLFING: Mikrosk. Physiogr. der Min. und Gesteine. Bd. I², wird bei der Beschreibung des Cordierites angegeben: „Um Einschlüsse der verschiedensten Art.“

5) a. a. O. S. 168.

6) E. WEINSCHENK: Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i/B 1915. S. 222.

Im isotropen Stadium der Cordieritverwitterung (siehe weiter unten) konnten die Höfe nicht entdeckt werden, was wohl mit der Gelbfärbung der Cordierite in diesem Stadium zusammenhängt.

Die Verwitterung der Cordierite, die zu verschiedenen Pseudomorphosen führt, ist von vielen Autoren, hauptsächlich aber von WICHMANN¹⁾ und GAREISS²⁾ studiert worden. WICHMANN untersuchte den ganzen Verlauf des Prozesses und fand, dass der Cordierit sich nicht sofort in Muscovit umwandelt, sondern dass zwischen der frischen Cordieritsubstanz und dem Endprodukt ein Stadium liegt, in dem das ursprüngliche Mineral isotrop wird. Die in diesem Stadium sichtbare isotrope Masse nannte er „Zwischensubstanz“.

Zu ungefähr ähnlichen Resultaten kam GAREISS, der zu gleicher Zeit Ordnung in der verwirrten Nomenklatur der Cordieritpseudomorphosen brachte. Im allgemeinen stimmt der Verwitterungsprozess der Ceramcordierite mit dem von WICHMANN und GAREISS beobachteten überein. Letzterer beschreibt eine Umwandlung von Cordierit in Pinit aus dem Fichtelgebirge, wobei, wie in keinem anderen Falle, von den Spalten aus eine Gelb- oder Grünfärbung und mit dieser eine bis zur Isotropie verringerte Doppelbrechung des Cordierits eingetreten war. Diese Gelb- und Grünfärbung tritt nun in fast allen Ceramcordieriten auf und bildet ein sehr charakteristisches Merkmal dieses Minerals.

Das Endprodukt, obwohl einigermaßen abweichend in den verschiedenen Kaibobogesteinen, darf stets Pinit genannt werden, in der von GAREISS gegebenen Fassung.

Fast überall kann man die isotrope Zwischensubstanz wahrnehmen. Die Zufuhrkanäle (siehe: WICHMANN), welche oft unregelmässig verlaufen, aber auch gerne die Richtung der c-Achse und jene senkrecht darauf bevorzugen, kann man z.B. in 909a deutlich beobachten. Die isotrope Substanz ist fast immer gelbgrau oder gelb, bisweilen farblos. Ganz gelb gefärbte isotrope Kristalle kommen fast niemals vor. In 909a findet man isotrope Kristalle, in denen kein frischer Cordierit mehr auftritt, die aber randlich schon in Muscovit umgewandelt sind. Meistens aber findet sich in demselben Kristall sowohl unversehrter Cordierit, wie isotrope Zwischensubstanz und Muscovitfasern. Der Kaliglimmer grenzt dann unmittelbar an die isotrope Zwischensubstanz.

In 909a und noch deutlicher in 85 wandelt letztere sich nicht direkt in Pinit um. In 909a wird die gelbe Farbe zuweilen orange und zeigt dann deutliche Doppelbrechung. Einer der Pinite besteht zum grössten Teil noch aus gelbgefärbter Substanz, die zwischen gekreuzten Nicols Serpentin sehr ähnlich sieht. Einige schmale Adern, von sehr feinfaseriger Substanz mit niedrigen grauen Polarisationsfarben durchziehen das Ganze. Die Maschen zwischen diesen Adern bestehen aus homogener, gelber Substanz mit einer höheren Doppelbrechung, welche derjenigen des ursprünglichen Cordierits ungefähr gleich ist. Die Ränder der Adern sind fast ganz isotrop. Offenbar vertreten die Adern, in denen hin und wieder Spuren von Zufuhrkanälen sichtbar sind, die früheren Verwitterungsspalten im ursprünglichen Mineral, während die Maschen den dazwischen umgewandelten Cordierit vertreten.

In 85 sind keine frischen Reste des Cordierits mehr vorhanden. Ueberall findet man hier die Pinitsubstanz mit noch vielen gelben Resten der Zwischensubstanz. Diese Reste haben

¹⁾ A. WICHMANN: Die Pseudomorphosen des Cordierits. (Zeitschr. D. geol. Ges. Bd. 26: 1874. S. 675).

²⁾ A. GAREISS: Ueber Pseudomorphosen nach Cordierit (Tscherm. Min. und Petrogr. Mitt. Bd. 20: 1901. S. 1).

hier oft eine orange Farbe, in einem Falle sind sie sogar rotbraun. Fast immer sind sie doppelbrechend. Eigenartig ist eine deutliche Absonderung senkrecht zur Längsrichtung des Cordierits, bei der wenige, aber breite, klaffende Spalten entstanden sind, die übrigens auch in 909a vorkommen. Es scheint, dass diese Spalten erst später in der gelben Substanz entstanden sind.

In einem der Pinite sind die gelben Flecken im innern isotrop, am Rande aber doppelbrechend. Hier wandelt sich also die gelbe isotrope Substanz zuerst in eine doppelbrechende Substanz von derselben Farbe und dann erst in Glimmer um. Irgend eine Struktur in der gelben Substanz lässt sich hier nicht feststellen. Meistens ist der Uebergang der gelben Substanz in Pinit unvermittelt. Zuweilen dringen aber vom umringenden Muscovit scharfe Nadeln in die gelbe doppelbrechende Substanz. Diese Nadeln haben eine hellgelbe Polarisationsfarbe, die durch das Zusammentreffen der eigenen hellgelben Farbe mit einer niedrigen Interferenzfarbe zu Stande kommt. In beiden Fällen geht also der Muscovitbildung ein Stadium voraus, in dem die gelbe Zwischensubstanz deutlich doppelbrechend wird.¹⁾

Sofern Endprodukte vorhanden sind, sind diese in allen Gesteinen mit einzelnen Ausnahmen, welche nachher besprochen werden, Pinite, welche fast ganz aus Muscovit bestehen. Meistens liegen die Blättchen oder Fasern wirr durcheinander. Zuweilen aber liegen auch in bestimmten Partien die Fasern unter sich parallel, oder besteht der ganze Pinit aus parallel angeordneten Fasern, sodass eine fast vollständige Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols möglich ist. Zuweilen sind die Pinite gelb gefärbt mit fleckenhafter Farbenverteilung (84, 85). Diese Gelbfärbung rührt wohl von Limonit her. In 904 findet sich parallelfasriger Pinit mit deutlichem Pleochroismus von gelb bis hellgelb. In den meisten Piniten findet man in geringer Menge Chloritblättchen, die durch ihre optischen Eigenschaften zu erkennen sind und auch Biotitblättchen. Es ist schwer zu beweisen, dass letzteres Mineral sekundär ist, weil stets Biotit in Cordierit eingeschlossen vorkommt.

In den Gesteinen 75 und 76 von Tg. Modjane²⁾ und in allen Cordieritpegmatiten kann man aber nachweisen, dass wohl Biotit, oder doch wenigstens ein braungrüner pleochroitischer Glimmer aus Cordierit entstehen kann. In den Graniten 75 und 76 führt die Verwitterung über ein Stadium, in dem erst eine grüne isotrope Substanz und dann ein grünes doppelbrechendes Mineral auftreten, zu einem deutlich pleochroitischen grünen Glimmer hinüber, zwischen dessen Fasern spärlicher Muscovit vorkommt. Auch in den Cordieritpegmatiten führt die Verwitterung immer zu einem pleochroitischen Glimmer. Ein Stadium mit isotroper grauer, gelber bis gelbgrüner Farbe geht diesem voran.

Der Pegmatit 936 gibt ein gutes Bild von dem Verlauf der Verwitterung. Diese fängt immer am Rande an und schreitet auf unregelmässigen Spalten nach innen fort. Zuweilen liegen die Spalten in der Richtung der c-Achse und senkrecht darauf. In den Spalten und am Rande hat sich schon pleochroitischer braungrüner Glimmer gebildet. Von diesen Glimmerblättchen aus dringen feine Fasern in allen Richtungen in die isotrope Substanz hinein. Das

¹⁾ Auch J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK erwähnt bei der Beschreibung der Cordieritgranite Ambons, dass neben dem frischen Cordierit ein isotropes, braunes Mineral auftritt, das in weiterer Entfernung des frischen Cordierits deutlich schuppig, sowie auch doppelbrechend wird.

J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK: Mikrosk. Studien über Gesteine aus den Molukken. I. Gesteine von Ambon und den Uliassern. (Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië, 1895: Wetensch. Gedeelte. S. 10).

²⁾ Für die Gesteinsbeschreibung siehe: Kap. III.

Endprodukt in letzteren Gesteinen ist immer ein grüner Pinit, welcher wahrscheinlich aus Biotit mit etwas farblosem Glimmer und zuweilen Chlorit besteht. Es kommen zwar auch Aggregate vor, welche aus farblosem Glimmer bestehen, aber es ist möglich, dass diese aus Andalusit entstanden sind. Unsicher ist, ob hier gebleichter Biotit oder Kaliglimmer vorliegt. Die sehr kleinen Fasern gestatten keine Entscheidung.

d. Glimmer. Sowohl Muscovit wie Biotit kommen vor. Meistens überwiegt der Biotit und spielt der Muscovit nur eine untergeordnete Rolle. In den Pegmatiten kommt letzteres Mineral in fächerförmiger Anordnung vor, jedoch nur sehr wenig. In gleicher Weise kommt es auch in den anderen Gesteinen vor, daneben aber in kleinen Blättchen und in Faserbündelchen. Niemals fehlt der Muscovit. Zuweilen kann seine Menge sogar grösser sein als die des Biotits (868). Muscovit unzweifelhaft sekundären Ursprungs, z.B. Pinit, kommt natürlich sehr viel vor.

Viel wichtiger ist der Biotit. Dieses Mineral ist einer der ältesten Gemengteile, weil es Einschlüsse in Cordierit und in anderen Mineralien bildet. Uebrigens ist idiomorpher Biotit selten. In den Graniten 84 und 85 finden sich grössere, idiomorphe oder teilweise geradlinig begrenzte Individuen im Orthoklas. Meistens sind die Biotitkristalle unregelmässig begrenzt. Oft sehen sie angefressen aus. An den Korrosionsrändern finden sich häufig Erzkörner. In den Pegmatiten kommt der Biotit nur in langen, schmalen Fasern vor. In den übrigen Gesteinen ist er immer tafelförmig.

Weil der Quarz häufig kataklastische Erscheinungen aufweist, dürfte man auch beim Biotit mechanische Deformation erwarten. In der Tat sind Lamellenverbiegungen, Ausfaserungen und undulöse Auslöschung allgemein auftretende Erscheinungen.

Der Achsenwinkel des Biotits ist immer sehr klein. Das Mineral zeigt einen starken Pleochroismus von dunkelbraun, bisweilen schwarz, bis hellgelb.

Die Verwitterung führt stets zu Chlorit. Der Biotit verbleicht dann, wird hellbraun, die Polarisationsfarben werden niedriger, bis schliesslich die blauen Farben des Chlorits auftreten. Bei der Verwitterung entstehen sehr oft die bekannten Sagenitgitter.

Als Einschlüsse im Biotit finden sich Zirkon, Quarz und viel Erz. In einem Granit ist oft alles anwesende Erz in den Biotiten angehäuft.

Der Biotit kommt meistens in geringerer Menge als der Cordierit vor. Wie wir später sehen werden, besteht zwischen den beiden öfters ein genetisches Verhältnis. Für den primären oder sekundären Charakter der beiden Glimmer kann auf die Zusammenfassung hingewiesen werden.

e. Uebrige Gemengteile. Für die übrigen Gemengteile, Plagioklas, Myrmekit, Granat, Sillimannit, Spinell, Andalusit, Zirkon, Apatit, Erz und kohlenstoffhaltige Substanz, kann auf die Gesteinsbeschreibung und auf die Zusammenfassung hingewiesen werden.

B. Gesteinsbeschreibung.

I. Pegmatite.

931. Granitpegmatit. (D. 8834). *Anstehendes Gestein nördlich des Tg. Modjane, östlich von Kaibobo.*

Das sehr helle Handstück ist ziemlich frisch und enthält einige Hohlräume, in die Quarzkristalle frei hineinragen. Neben Quarz befindet sich in diesen Hohlräumen noch ein braun-rotes, limonitisches Verwitterungsprodukt. Die in den Hohlräumen aufsitzenden Quarzkristalle sind wasserhell und erreichen eine Grösse von 2 bis 3 mm. Folgende Flächen sind hier entwickelt: p (1011), z (0111) und m (1010). Grünliche Glimmerblättchen, langleistenförmig, kommen dann und wann vor. Mit unbewaffnetem Auge ist die schriftgranitische Verwachsung nur schwierig zu erkennen.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass Quarz und Feldspat immer schriftgranitisch mit einander verwachsen sind. Die in einem Feldspate immer gleich auslöschenden Quarzstengel sind viel klarer als der Feldspat, welcher immer trübe ist. Der Quarz führt zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, welche immer unregelmässig verteilt sind und oft eine bewegliche Libelle enthalten. Die Stengeldurchschnitte sind nur selten geradlinig begrenzt und haben dann die Form eines Parallelogramms, eines Dreiecks oder einer Raute; meistens aber sind sie krummlinig begrenzt. In einem der Kristalle umschliesst der Quarz fast immer eine Achse des Feldspats.

Der Orthoklas erreicht hier eine Grösse von 8 mm. Neben diesem monoklinen Feldspat kommt auch Mikroklin vor, während ebenfalls eine perthitische Verwachsung von Orthoklas mit Albit auftritt.

Biotit kommt vor in vereinzelt langfaserigen Kristallen, welche eine Länge von 8 mm. erreichen können und nur 0,2 mm. breit werden. Mehr isometrische Kristalle treten seltener auf. Das Mineral ist meistens ganz verwittert und in eine hellgrüne, schwach pleochroitische Masse umgewandelt, welche die Eigenschaften des Chlorits zeigt. Der Biotit durchschneidet alle anderen Gemengteile und muss demzufolge älter sein als der Schriftgranit. Die langen Kristalle sind vielfach tordiert. Da keine Spuren von Kataklyse vorkommen, nur vereinzelt ein Quarzkristall eine schwach undulöse Auslöschung zeigt, muss diese mechanische Deformation des Biotits die Folge von Bewegungen im Magma sein. Es ist nicht unmöglich, dass ein Teil des Biotits, der niemals idiomorphe Kristallformen aufweist, fremden Ursprungs ist.

Leukoxenkristalle, die ganz gebunden sind an in Chlorit umgewandeltem Biotit, verdanken augenscheinlich ihr Entstehen einem ursprünglichen Gehalt an Titansäure im letztgenannten Minerale. Neben Leukoxen kommt auch Titanit vor. Einer von den Titanitkristallen mit Leukoxenrande ist deutlich rot pleochroitisch. Zirkon tritt im Feldspat auf, bald in abgerundeten Körnern, bald auch in idiomorphen Kriställchen. Ein gelbes Epidotkristall stammt vermutlich auch von Biotit her. Ebenso können vielleicht einige Aggregate von ziemlich feinfaseriger, meistens radialstrahliger, hellgrüner Hornblende nach SCHUSTER ¹⁾ als pilitischer Verwitterungsprodukt des Glimmers aufgefasst werden.

¹⁾ Sieh ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine I: Tiefengesteine, Ganggesteine: S. 50.

935. Granitpegmatit. (D. 8685). *Anstehendes Gestein, Ostfusz des Goenoeng Henhoenoi, nordöstlich von Kaibobo.*

Makroskopisch ist dieses Gestein dem vorigen sehr ähnlich; die schriftgranitische Verwachsung ist in diesem Handstück besser mit unbewaffnetem Auge zu beobachten. Auch dieses Gestein führt Hohlräume, in denen frei auskristallisierter Quarz auftritt.

Beim Studieren des Dünnschliffes sieht man, dass der Quarz bisweilen ziemlich grosse Kristalle bildet. Man denkt dann an selbständige Kristalle, aber immer sind diese mit benachbarten Stengeln in einem Orthoklas gleich orientiert. Auch führen grosse Teile verschiedener Orthoklaskristalle keine Quarzstengel. Im allgemeinen herrscht in diesem Gesteine nicht jene gleichmässige schriftgranitische Ausbildung wie in 931. So wächst hier der Schriftgranit oft um einen älteren Kernkristall. Dieser besteht meistens aus Orthoklas, bisweilen aus Plagioklas, während in einem Falle in dem Orthoklas sich ein Kern von triklinem Feldspat (Albit) findet.

Die grösseren Quarzkristalle löschen immer undulös aus; sie sind in einigen Fällen stark gepresst und dann in Fragmente zerlegt. An dem Orthoklas sind diese Erscheinungen nicht oder fast nicht zu beobachten. Eine perthitische Verwachsung von Orthoklas mit Albit kommt manchmal vor.

Dunkle Gemengteile treten auch in diesem Gesteine nur spärlich auf. Ebenso wie im vorigen Dünnschliffe, kommt hier ein spärlicher braungrüner, gebleichter Biotit vor, der sich in Chlorit umwandelt. Hellfarbige Muscovitschüppchen, sehr wenig in Anzahl, können primär sein, vor allem diejenigen, welche im Quarz eingeschlossen vorkommen,

Der Quarz ist auch in diesem Gesteine weniger trübe als der Feldspat.

933. Cordieritpegmatit. (D. 8683). *Anstehendes Gestein, südwestlich des Goenoeng Elpia, östlich von Kaibobo.*

Das Handstück hat feineres Korn als die beiden vorhergehenden. Es hat eine hellgraue Farbe und führt Tüpfelchen eines dunklen Minerals, welches meistens gleichmässig im Gestein verteilt ist. Jedoch können diese Tüpfelchen auch fehlen. In diesem Falle ist die Farbe des Gesteins fast homogen hellgrau. Dann sind die dunklen Mineralien anscheinend angehäuft in wenigen kleinen Kügelchen von $1\frac{1}{2}$ cm. Durchmesser.

Unter dem Mikroskop findet man nur in einem kleinen Teile des Dünnschliffes die eigentliche pegmatitische Struktur. Der Durchschnitt ist sehr trübe. Der Orthoklas aus der schriftgranitischen Verwachsung löscht undulös aus, ebenso wie der Quarz, der ausserdem dann und wann zerstückelt ist. Hierdurch ist die gleiche Orientierung der Quarzstengel schon aufgehoben; im übrigen Teil des Dünnschliffes hat die Zertrümmerung der Gemengteile jede Spur der ursprünglichen Struktur verwischt.

Dieser Teil besteht aus einem kataklastischen Gemenge von Orthoklas und Quarz mit wenig Muscovit und Biotit, wozwischen die bald rechtwinkligen, meistens aber xenomorphen, gelbgrünen Verwitterungsprodukte des Cordierits liegen. Die ursprüngliche Cordieritsubstanz ist noch, obgleich selten, vorhanden. So zeigt ein kleines Muscovitaggregat noch einen Kern von Cordierit, an dem ein undeutlicher Drilling zu erkennen ist. Uebrigens findet man auch in den Längsschnitten eine Verzwillingung. Auch die charakteristische gelbbraune isotrope Verwitterungssubstanz fehlt nicht.

Der Biotit ist wieder vorhanden in langgestreckten Kristallen. Die Art und Weise,

wie solche Biotitfasern gespalten sind und der Zwischenraum wieder von Quarz ausgefüllt ist, beweist wohl, dass die Deformation dieses Glimmers eine protoklastische Erscheinung ist. Der Biotit ist meistens in Chlorit umgewandelt.

Fächerförmiger und wasserklarer Muscovit, sehr wenig vorkommend, kann primär sein. Der Orthoklas wandelt sich bisweilen um in feinkörnigen, fast farblosen Chlorit. Der Teil des Dünnschliffes, wo noch Schriftgranit entwickelt ist, zeigt verschiedene Abweichungen vom normalen pegmatitischen Bau. Die Verwachsung ist sehr unregelmässig. Es ist bemerkenswert, dass bisweilen eine schriftgranitische Verwachsung von Orthoklas und Quarz oder auch ein gewöhnlicher Orthoklas randlich übergeht in sehr feinkörnigen Mikropegmatit. Kataklastische Erscheinungen erschweren eine gute Uebersicht über die Strukturen.

Ein zweiter Schliff (D. 9072) dieses Gesteins wurde durch eins der runden Kügelchen angefertigt. Diese bestehen aus Quarz, wenig Orthoklas und einem grünlichem, aus verwirrten Fasern bestehenden Muscovit-aggregat. Letzteres ist dem umgewandelten Cordierit aus dem ersten Schliff sehr ähnlich, obgleich alle Andeutungen, welche dort auf ursprünglichen Cordierit hinweisen, hier fehlen. Der Cordierit würde dann zwischen zum Teil idiomorphen Quarzen auskristallisiert sein. (Vielleicht sind diese Kügelchen eingeschmolzene Schieferfragmente.)

Interessant ist in diesem Schliff das die Kügelchen umringende Gestein. Zwischen gekreuzten Nicols bilden der Orthoklas und Quarz ein Gemenge von unregelmässigen Körnern, welche lappig in einander greifen. Im gewöhnlichen Licht aber und vor allem, wenn man diaphragmiert, ist deutlich die ursprüngliche pegmatitische Struktur zu erkennen, obgleich doch schon Abweichungen vorhanden sind. Jeder Quarzstengel ist in mehrere lappig in einander greifende Fragmente zerlegt, ebenso wie der Orthoklas; all diese Fragmente löschen undulös aus. Verschiedene kleinere Orthoklasfragmente zeigen Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz, was vermutlich auch im Zusammenhang steht mit der mechanischen Deformation, weil in den erstbeschriebenen Pegmatiten diese Verzwillingung nicht oder sehr selten auftritt.

933a. Granitpegmatit. (D. 8682). *Anstehendes Gestein, südlich des Gg. Elpia, östlich von Kaibobo.*

Das Handstück ist dem vorigen ähnlich. Als dunkle Gemengteile aber sind nur einige Glimmerblättchen zu erkennen.

Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein wieder sehr kataklastisch. Der Schliff zeigt nur sehr trüben Orthoklas mit wenig klarerem Quarz, wozwischen unregelmässige Blättchen eines Glimmers (Biotit). Stellenweise kommt eine schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Orthoklas vor. Alle Spalten im Gestein zeigen Infiltration von Limonit, dem auch das Handstück die gelbbraune Farbe einiger Teile verdankt. Der Biotit hat sich meistens in Chlorit umgewandelt; vielfach bilden sich dabei die bekannten Sagenitgitter. Der Quarz löscht immer undulös aus, ebenso wie bisweilen der Orthoklas, der dann und wann Karlsbader Zwillinge bildet.

Cordierit wurde nicht beobachtet.

936. Cordieritpegmatit. (D. 8684). *Anstehendes Gestein am Gipfel des Gg. Henhoenoi, östlich von Kaibobo.*

Makroskopisch stimmt das Handstück ganz mit 933a überein. Auch dieses Gestein muss wohl ursprünglich von schriftgranitischer Zusammenstellung gewesen sein.

Am Rande des Schliffes ist noch eine Verwachsung von Orthoklas und Quarz sichtbar.

Auch an anderen Stellen sind im gewöhnlichen Licht noch Relikte dieser Struktur zu erkennen. Durch den ganzen Schliff verbreitet liegen die umgewandelten Cordierite. Klarer Muscovit und gebleichter Biotit kommen beide in geringer Menge vor. Der Biotit wandelt sich bisweilen in sphaerolitischen, hellgrünen, schwach pleochroitischen Chlorit mit blauen Interferenzfarben um. Einige Plagioklase kommen vor.

937. Andalusitpegmatit. (D. 8687). *Anstehendes Gestein am Nordostfuss des Gg. Henhoenoi, nordöstlich von Kaibobo.*

Das Handstück ist ziemlich feinkörnig. Die Farbe ist hellgrau mit vielen dunklen Mineralien, die als kleine Streifchen und Tüpfelchen auftreten. Diese 1 mm grossen Streifchen liegen alle in einer Richtung, wodurch das Gestein eine schwach schiefrige Textur erhält.

Unter dem Mikroskop bemerkt man nichts von dieser Schieferung. Der ganze Dünnschliff ist ziemlich trübe. In diesem und in den folgenden Gesteinen (83, 854) kommen keine pegmatitischen Verwachsungen mehr vor. Doch wurden auch diese Gesteine, in Anschluss an die vorigen, Pegmatite genannt. Augenscheinlich hatten alle Cordieritpegmatite und dieser Andalusitpegmatit ursprünglich eine schriftgranitische Zusammenstellung, doch kam diese durch Einschmelzen fremder Gesteinsfragmente nicht zur Ausbildung. Auch haben wohl spätere kataklastische Erscheinungen etwa vorhandene pegmatitische Strukturen wieder verwischt.

Im Dünnschliff dieses Gesteins beobachtet man zwischen kleinen, unregelmässig in einander greifenden Quarz- und Feldspatkörnern, welche meistens undulös auslöschen, grössere Kristalle von Orthoklas, Plagioklas und bisweilen grössere Andalusite. Die Quarzkörner treten an Grösse immer gegen die anderen genannten Gemengteile zurück. Dieses Verhalten verdanken sie wohl ganz der Kataklaste. Bisweilen treten auch abgerundete Quarzkörner im Orthoklas auf.

Der Plagioklas ist öfters verzwillingt nach dem Albitgesetz und kommt in diesem Gestein in grösserer Menge als in den vorhergehenden vor, aber diese Menge bleibt doch immer gegen die des Orthoklases zurück. Der triklone Feldspat, welcher in dem feinkörnigen Teile manchmal vorkommt, gehört meistens dem Albit an. Perthitische Durchwachsung von diesem Minerale mit Orthoklas findet man oft.

Der Quarz ist kataklastisch und löscht undulös aus. Auch Feldspatkristalle zeigen öfters undulöse Auslöschung und Zerstückelung. Myrmekit kommt selten vor und tritt nur am Rande des Orthoklases auf. Die Quarzkörner in den Feldspaten sind bisweilen annähernd idiomorph.

Biotit, in grünen, unregelmässigen Fleckchen, kommt in diesem Gestein nur wenig vor. Spärliche Aggregate von grünlichem und hellem Glimmer können von Cordierit herkommen, zumal weil dann und wann der Kern eines solchen Aggregates aus einer schwach gelben, fast isotropen Substanz besteht.

Andalusit kommt überall vor, meistens in sehr kleinen Kriställchen. Der grösste Kristall hat eine Länge von $\frac{1}{2}$ mm; meistens aber sind die Dimensionen $\frac{1}{10}$ mm und noch kleiner. Die Andalusite können eingeschlossen in allen anderen salischen Gemengteilen vorkommen. Die grösseren Exemplare sind niemals idiomorph, immer unregelmässig begrenzt; die kleineren sind öfters idiomorphe, rechteckige Säulchen und bisweilen sind diese Säulchen reihenförmig angeordnet, wie man diese auch in den fingerartigen Aggregaten im Andalusithornfels finden kann. Die Spaltung parallel c ist gut ausgebildet. Pleochroismus findet man immer bei den grösseren Kristallen; diese haben eine fleckig verteilte hellrote Farbe. Meistens ist diese Farbe

auf einen einzigen roten Fleck in der Mitte des Kristalls beschränkt. Der Pleochroismus ist sehr deutlich; auch ohne Nicols erkennt man die Kristalle sofort.

Zwischen gekreuzten Nicols zeigen diese pleochroitischen Kristalle keine homogene Interferenzfarbe. Wo nämlich der rote Fleck im Kristall auftritt, erscheint zwischen gekreuzten Nicols eine dunkle violett-blaue Farbe, die sich scharf vom grau 1ster Ordnung des übrigen Kristallkörpers abhebt.

Der Andalusit ist meistens an den Rändern in farblosen Glimmer umgewandelt. Weiter kommt im Gestein noch ein wenig Zirkon und ein vereinzelter, unregelmässig begrenzter Apatitkristall vor.

83. Cordieritpegmatit. (D. 9073). *Anstehendes Gestein Gg. Elpia.*

Das Handstück ist hellgrau und feinkörnig mit dunklen Tüpfelchen; es ist dem Gestein 933 fast ganz ähnlich.

Der Dünnschliff besteht ganz aus Orthoklas, Quarz und Cordierit. Der Orthoklas ist sehr trübe, der Quarz ziemlich klar, sodass eine Unterscheidung im gewöhnlichen Licht schon möglich ist. Das Ganze besteht aus geradlinig begrenzten, polygonalen, auch bisweilen idiomorphen Quarzkristallen, eingebettet in Orthoklas. In diesem Gemenge liegen die rechteckigen, grüngelben Verwitterungsaggregate der Cordierite überall zerstreut.

Zwischen gekreuzten Nicols ergibt sich, dass der Quarz immer mechanisch deformiert ist, wobei jeder Kristall in verschiedene, meist unregelmässig, zahnförmig in einander greifende Fragmente aus einander gefallen ist. Der Orthoklas bildet zwischen den Quarzen keine grösseren Kristalle. Er besteht aus vielen kleineren, xenomorphen Individuen. Alles weist darauf hin, dass auch hier, wenigstens zum Teil, ursprüngliche schichtgranitische Verwachsungen vorlagen, welche durch Kataklyse diese Struktur verloren haben.

Der Orthoklas wandelt sich dann und wann in Serizit um. Zwischen dem Quarz-Orthoklas-Gemenge finden sich noch vereinzelte, idiomorphe Plagioklaskristalle. Biotit kommt nicht vor. Von Erzen darf hier Ilmenit und Haematit in geringer Menge erwähnt werden, während auch Limonit, ebenso wie in fast allen anderen Cordieritgesteinen hier auftritt.

854. Albitpegmatit. (D. 8648). *Freiliegende Blöcke in dem Mittellauf des Wai Kawanenoe.*

Das Handstück hat eine deutliche, zuckerkörnige (miarolithische) Textur. Das Gestein ist feinkörnig, mit einer hellen, fast weissen Farbe. Zwischen den fast weissen Feldspaten kann man überall grüne, unregelmässige Fleckchen wahrnehmen.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass dieses Gestein fast ganz aus Plagioklas besteht. Dieser Feldspat kommt in bisweilen idiomorphen Rechtecken vor, meistens aber sind die Ecken abgerundet. Die Zwischenräume werden von demselben Plagioklas in Form kleiner, rundlicher Kriställchen ausgefüllt. Der Feldspat hat die Zusammenstellung eines Albits oder Oligoklas-Albits. Fast alle Kristalle löschen undulös aus, während auch zerbrochene Kristalle vorkommen. Zwillinge nach Karlsbader- oder Albitgesetz sind ziemlich häufig; die Lamellen sind meistens unscharf. Der Albit erreicht eine Grösse von 1 bis 2 mm.

Chlorit mit hellgrüner Farbe und schwachem Pleochroismus kommt in den Hohlräumen vor. Vermutlich stammt dieser von Biotit her. Auch einige Leukoxen- und Titanitkriställchen,

welche neben und in dem Chlorit auftreten, sind wohl bei der Verwitterung des Biotits entstanden. Zonarer Bau fehlt den Plagioklasen ganz.

Das Gestein ist der Oligoklasbreccie aus dem dritten Kapitel nicht unähnlich. Es ist möglich, dass auch hier eine Breccie vorliegt, und zwar eine Eruptivbreccie.

II. Gneise und Granite.

901. Cordieritgneis, *Anstehendes Gestein, südwestlich des Wai Latira, südlich des Wai Eti.*

In dem Gestein wechseln gelbliche, quarzreiche Lagen mit dunklen ab. Erstere verdanken dem Quarz ihre gelbe Farbe. Zwischen diesen Quarzkristallen finden sich viele Feldspate, welche durch ihre spiegelnden Spaltflächen unmittelbar zu erkennen sind. Diese erreichen eine Grösse von 6 bis 8 mm. In den dunklen Teilen lässt sich bisweilen noch ganz deutlich eine Schiefer-
textur erkennen. Der Quarz bildet hin und wieder eine Linse zwischen zwei dunklen Lagen.

Von diesem Gestein wurden vier Dünnschliffe angefertigt und zwar einer von einem hellen Teile, einer von einem teils hellen, teils dunklen Teile und zwei von dem ganz dunklen Teile des Gesteins.

Der **erste** Schliff (D. 8679) zeigt uns bei kleiner Vergrösserung ein panidiomorph-körniges Gemenge von Orthoklas und Quarz, in dem, meistens an bestimmten Stellen angehäuft, die femischen Gemengteile, namentlich Biotit und Cordierit, begleitet von Plagioklas, sich finden. Der Quarz führt zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, welche bisweilen bandförmig angeordnet sind. Der Orthoklas ist sehr frisch; nur dann und wann finden sich einige Muscovitschüppchen als Verwitterungsprodukt. Dieser Feldspat ist meistens ebenso klar wie der Quarz und kann im gewöhnlichen Licht oft nur durch die sehr feinen Spaltlinien von letzterem unterschieden werden. Beide Mineralien sind unregelmässig begrenzt. Offenbar sind beide neben einander ungefähr gleichzeitig auskristallisiert (aplitische Struktur). Die Verteilung der beiden Komponenten im Dünnschliff ist unregelmässig; meistens dominiert an einer bestimmten Stelle eine von den beiden Mineralien. Der Quarz tritt auch als gerundete Körner (Quarzaugen) in dem Orthoklas auf. Letzteres Mineral wird meistens grösser als der Quarz. Zwillingsbau beim Orthoklas fehlt ganz. Der Quarz löscht vielfach undulös aus, der Orthoklas bisweilen auch, aber dann schwach, während dagegen die Quarzkristalle an bestimmten Stellen selbst kataklastisch zerbrochen sind. Der Orthoklas ist bisweilen ganz fein gestreift; in einem der Kristalle verbreitert sich diese Streifung am Rande des Kristalls, wo die Streifen überdies gebogen sind. Weil der Orthoklas gerade an dieser Stelle undulös auslöscht, ist diese Umbiegung offenbar ein mechanisches Phaenomän. An dieser Stelle der Streifen liess sich feststellen, dass die Streifung durch eine Durchwachsung des Orthoklases von feinen Albitlamellen verursacht wird.

Der Biotit ist einer von den ältesten Gemengteilen. Er ist neben Quarz und Orthoklas das gewöhnlichste Mineral. Die Farbe ist dunkelbraun bis hellgelb; als Einschlüsse kommen Erze und Zirkon vor, letzterer mit schönen pleochroitischen Höfen. Der Biotit selbst tritt als Einschluss in allen anderen Mineralien auf und ist dann idiomorph. Sonst ist er immer stark korrodiert.

Muscovit kommt primär vielleicht nur vor als Verwachsung mit Biotit und dann noch sehr wenig. Sekundärer Kaliglimmer ist zahlreicher und hervorgegangen aus Orthoklas und Cordierit.

Der Plagioklas ist ganz an bestimmten Stellen gebunden, und tritt nur da auf, wo schon Biotit und (oder) Cordierit vorkommen. Dieser Feldspat, welcher bald dem Oligoklas, bald dem Andesin angehört, ist fast immer nach dem Albitgesetz verzwillingt, seltener nach Albit- und Karlsbader Gesetz. Das Mineral ist stark xenomorph und bisweilen fast ganz korrodiert. Die Kristalle sind immer kleiner als die von anderen Mineralien und erreichen selten die Grösse von $\frac{1}{2}$ mm.

Der Cordierit kommt nur an einigen Stellen vor und zwar in abgerundeten Kristallen. Er ist meistens am Rande und zuweilen vollständig in Pinit umgewandelt. Die frischen Teile führen wenig Einschlüsse und zwar nur Erz, Biotit und Zirkon. Um letzteren findet sich oft ein gelber pleochroitischer Hof.

Den Kern einer der Cordierit-Biotit-Plagioklas-Anhäufungen bildet hier ein Granat. Zuerst umringen ihn Biotit und Muscovit, zwischen denen sich hier und da Cordierit drängt; das Ganze wird wieder von einem Kranze von Plagioklas umgeben. Der Granat ist unregelmässig begrenzt und hat eine Grösse von etwa 2 mm. Die farblose Substanz ist sehr klar. Als Einschlüsse kommen nur Biotit und einige Erzkörnchen vor. Uebrigens findet man von Erzen ziemlich viel Magnetit in unregelmässigen Kristallen durch den ganzen Dünnschliff verbreitet.

Eine myrmekitische Verwachsung kommt stellenweise vor und dann gerne am Rande des Orthoklases.

Der **zweite** Dünnschliff (D. 9074) zeigt ganz dieselben Gemengteile wie der erste, aber hier hat sich die Anzahl dunkler Mineralien wie auch die des Plagioklases sehr vermehrt. Keiner der Gemengteile hat eine eigene Form. Der Biotit spielt hier dieselbe Rolle wie im vorigen Dünnschliff. Die Grösse ist auch hier 0,7 mm. Der Plagioklas nimmt sehr in Menge zu, während auch grössere Individuen auskristallisiert sind. Auch hier fehlt zonarer Bau.

Während im helleren Teile des Gesteins sich nur wenig Einschlüsse im Cordierit fanden, sind hier einige Cordierite fast ganz erfüllt von anderen Mineralien. An erster Stelle kommen diejenigen Mineralien als Einschlüsse vor, welche zu den eigentlichen Gemengteilen gehören, wie: Biotit, Zirkon, Erz. Diese kann man immer finden; Erz tritt zuweilen in grosser Menge auf. Auch kommen vereinzelte Quarze eingeschlossen vor. Daneben findet man immer zahlreiche, schlanke Säulchen von Sillimannit, welche, ohne bestimmte Anordnung öfters an bestimmten Stellen regellos angehäuft, manchen Cordierit grossenteils ausfüllen. Weiter tritt oft grüner durchsichtiger Spinell auf, bisweilen in idiomorpher Oktaederform, meistens aber in unregelmässigen abgerundeten Körnern.

Der Cordierit erreicht bisweilen die Grösse von 4 mm. Einer der Kristalle ist teilweise pegmatitisch durchwachsen von Quarz, während ein anderer Cordierit neben zahlreichen anderen Einschlüssen auch einen eingeschlossenen Orthoklaskristall mit Quarzaugen enthält. Während der Bildung des Cordierits muss also schon ein Teil des Orthoklases auskristallisiert gewesen sein. Zuweilen ist der Cordierit kataklastisch und dann in wenige Fragmente zerlegt.

Der **dritte** Dünnschliff (D. 9075), gewählt aus einem der dunkelsten, deutlich geschieferten Teilen des Gesteins besteht fast ganz aus Plagioklas, welcher zusammen mit Biotit eine schöne Pflasterstruktur aufweist. (Taf. I, Abb. 4). Dieser Dünnschliff wurde parallel der Schieferfläche angefertigt. Zwischen und auch wohl in dem Plagioklas finden sich zahlreiche, rundliche Biotitblättchen, während in diesem Biotit-Plagioklas-Gemenge Cordierit in einigen grossen, langgestreckten, sehr unregelmässig begrenzten Kristallen vorkommt, welche aber alle gleich orientiert sind, also offenbar einem einzigen grossen Kristalle angehören. Durch die fluidale

Anordnung der Sillimannitnadeln, die bisweilen so zahlreich sind, dass die Cordieritsubstanz in den Hintergrund tritt, macht dieses Mineral den Eindruck einer Schliere, welche in dem Plagioklas-Biotit-Gemenge auskristallisierte. Einzelne Teile dieser Schliere strecken sich über eine Länge von mehr als 1 cm aus.

Der Plagioklas, welche immer isometrisch ist, erreicht die Grösse von 0,2 bis 0,3 mm. Zwillingsbau kommt vor, jedoch sehr wenig. Der Brechungsindex weist auf eine Zusammensetzung von Oligoklas bis Andesin, während eine Auslöschung in der symmetrischen Zone von 22° auf basischen Andesin hinweist. Der Plagioklas führt immer viel Erz in zahlreichen, kleinen, runden Körnern, neben denen auch viel kohlenstoffhaltige Substanz, ebenfalls in kleinen Körnchen, auftritt. Oefters hat sich Limonit in den Spalten des Feldspates angesiedelt.

Quarz kommt wenig zwischen den Feldspaten vor. Am häufigsten ist dieses Mineral noch in der Nähe des Cordierits. Granat tritt dann und wann in ziemlich grosser Menge auf, bisweilen in unregelmässigen Kristallen, öfters aber in abgerundeten Körnern, welche zu kleinen Dimensionen hinabsteigen können und als Einschlüsse im Plagioklas vorkommen.

Orthoklas findet sich stellenweise, meistens in der Nähe des Cordierits und fast immer mit Quarzaugen. Auch einige kleineren, unregelmässigen Cordieritkristalle kommen vor, die immer teilweise umgewandelt sind, und dann die rotbraune und gelbliche Farbe zeigen. Auch diese führen Einschlüsse von Spinell, Biotit, Erz und Sillimannit. Der Biotit hat hier eine kastanienbraune Farbe und unregelmässige Begrenzung. Abgerundete Blättchen treten im Plagioklas auf.

Die Cordieritschliere, welche sehr unregelmässig gebildet ist, strotzt von Sillimannit, Spinell, Erz und Kohlenstoff, und schliesst bisweilen sehr viel Biotit mit Erz ein. Dieses Erz stammt wohl zum Teil von resorbiertem Biotit her. Die pleochroitischen Höfe um den Zirkon sind hier ganz gut ausgebildet. Der Sillimannit erscheint immer in langen, schlanken Säulchen, welche bisweilen so dicht zusammengedrängt sind, dass sie das bekannte Filzgewebe bilden. Der Spinell kommt vor in unregelmässigen Anhäufungen. Kristallformen lassen sich nicht erkennen. Das Erz ist wohl Magnetit, der in einigen Teilen des Gesteins in gut ausgebildeten Kriställchen auftritt. Daneben kommt ziemlich viel schlierenförmiger Magnetkies vor.

Einige von den Orthoklasen, welche die Cordieritschliere umsäumen, führen am Rande Myrmekit.

Der **vierte** Dünnschliff (D. 9076) wurde auch vom dunklen Teile angefertigt, jedoch senkrecht zur Schieferung. Deutlich zeigt sich hier, dass die Cordieritschlieren zwischen den Lagen auftreten. (Taf. I, Abb. 5). In diesen Schlieren haben die Einschlüsse eine deutliche fluidale Anordnung. Auch Orthoklas, der bisweilen in dem Cordierit eingeschlossen vorkommt, tritt in länglichen Kristallen auf und verdeutlicht durch seine lineare Streckung die Fluidalstruktur. Die Cordieritschlieren sind umsäumt von Orthoklaskristallen, welche zum Teil am Rande Myrmekit führen. Auch eine mikropertithische Verwachsung von Orthoklas mit Albit tritt auf. Muscovit kommt nur wenig in dem Plagioklas-Biotit-Gemenge vor, tritt jedoch öfters in den Schlieren und in deren Nähe auf. Quarz kommt wenig vor; man findet ihn ebenso wie Orthoklas und Muscovit neben den Schlieren.

909. Cordieritgranit. (D. 8697). *Anstehendes Gestein, Massiv östlich von Kaibobo.*

Das Handstück hat eine gelbbraune Farbe mit dunkelgrauen und schwarzen Flecken. Auch hier ist hauptsächlich der Quarz der Träger der gelben Farbe des Gesteins. Von den dunklen

Mineralien lassen sich die Biotitblättchen gut erkennen. Im Gestein findet sich ein abgebrochenes Stück strengligen Quarzes, das in der Richtung der Stengel 3 cm, senkrecht dazu 4 cm misst. Uebrigens macht das Handstück ganz den Eindruck eines normalen richtungslos-körnigen Granites. (Taf. I, Abb. 1).

Unter dem Mikroskop findet man wieder folgende Mineralien als die hauptsächlichsten zusammenstellenden Gemengteile: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Cordierit. Was die Struktur betrifft, so fallen einige Unterschiede mit dem vorigen Gestein auf. Der Cordierit und der Plagioklas haben meistens gut idiomorphe Begrenzung, während der Orthoklas bisweilen den Quarz umschliesst.

Der Biotit kommt in unregelmässigen Kristallen vor. Er ist wenig zahlreich, aber über dem ganzen Dünnschliff verteilt. Er ist immer korrodiert und man trifft ihn als Einschluss in allen andern Gemengteilen in geringer Menge an. Bisweilen sind diese eingeschlossenen Biotite, namentlich in Cordierit, gut idiomorph in der Gestalt sechseckiger Blättchen. Der Achsenwinkel ist sehr klein, das Kreuz öffnet sich kaum. Verbiegung von Biotitlamellen und undulöse Auslöschung sind ziemlich verbreitet. Erze kommen fast nur vor als in Biotit eingeschlossene Körnchen. Neben Magnetit tritt dann und wann auch Magnetkies auf. Zirkonkristalle sind ziemlich verbreitet.

Den Muscovit trifft man fast immer als sekundär entstandenes Mineral an. Doch können einige rosetten- und fächerförmige Aggregate, welche selbständig zwischen Quarz und Orthoklas liegen, primär sein.

Der Plagioklas ist meistens idiomorph, während auch korrodierte Feldspate vorkommen. Im Gegensatz zu dem vorigen Gestein (901), ist zonarer Bau sehr verbreitet. Auch Zwillinge, bei denen das Albitgesetz vorherrscht, kommen sehr viel vor. Daneben tritt dann und wann das Karlsbader Gesetz auf. Die Feldspate erreichen bisweilen eine Grösse von 1,2 mm. Bei den zonar gebauten Kristallen besteht der Kern, welcher bald idiomorph, bald korrodiert ist, aus Andesin, der Rand aus Oligoklas. Stellenweise tritt auch wiederholter Schalenbau auf. Der Unterschied in Lichtbrechung zwischen Kern und Rand ist meistens deutlich zu beobachten; immer hat der Kern den grössten Brechungsindex. Die nicht-zonare Kristalle gehören sowohl zum Andesin, wie zum Oligoklas. Der Kern der Plagioklase ist öfters mit einem von Limonit rotbraun gefärbten Verwitterungsprodukt angefüllt. Die Menge triklinen Feldspates in diesem Gestein hält ungefähr die Wage mit der des Orthoklases.

Der Cordierit tritt ebenfalls in gut idiomorpher Begrenzung auf und zwar in rechteckiger Form. Auch dieses Mineral ist öfters korrodiert, vor allem diejenigen Kristalle, welche eingeschlossen im Orthoklas vorkommen. Die Kristalle sind meistens sehr der Verwitterung anheim gefallen. Ueberall fallen die gelbbraun gefärbten Umwandlungsprodukte auf. Der Cordierit enthält nur spärliche Einschlüsse. Es sind dann meistens die gewöhnlichen Gesteinsbestandteile wie Quarz, Biotit, Erz u.s.w.

Die unregelmässig begrenzten Quarzkristalle löschen undulös aus.

909a. Cordieritgranit. (D. 8680). *Anstehendes Gestein, Massiv östlich von Kaibobo.*

Das Gestein zeigt sowohl makroskopisch wie mikroskopisch nur wenig Unterschied mit dem vorigen.

Deutlich ist hier der Orthoklas am letzten auskristallisiert, weil er alle anderen Mineralien einschliessen kann. Ebenso wie in dem vorigen Gestein, kommt auch hier der Orthoklas in

grossen isometrischen, xenomorphen Kristallen vor. Der Quarz, welcher als Einschluss in dem monoklinen Feldspat auftritt, zeigt bisweilen eine deutliche, idiomorphe Begrenzung. Er ist hier in pyramidalen Form ausgebildet.

Der Biotit ist bisweilen auch idiomorph. Der Cordierit weist alle Stadia einer Umwandlung in Pinit auf. Es treten hier braungefärbte, deutlich doppelbrechende Kristalle auf, welche deutlich homogen erscheinen, und auch braungelbe Cordierite mit einer Art Maschenstruktur.

In 901 trafen wir Granat als Kern für Biotit, Cordierit und Plagioklas, sodass ein Knollen entstand.

Ähnliche Knollen, obgleich ohne Granat, finden wir hier. So ist ein Knollen in diesem Gestein wie folgt zusammengesetzt. Der Kern besteht aus verschiedenen kleinen Plagioklasen, welche unregelmässig in und durcheinander gewachsen sind. Diese Plagioklase werden von Cordierit umschlossen, welcher teils noch frisch, teils auch in Muscovit umgewandelt ist. Dann folgen ringsum einige Biotitkristalle. Zum Schluss wird das Ganze wieder von grösseren Plagioklaskristallen umgeben, während ein grosser Orthoklas dieses Gemenge teilweise umschliesst.

Der Plagioklas ist in diesem Fall sehr unregelmässig gebildet. Der Kern ist immer xenomorph. Saure- und basische Teile eines Plagioklases wachsen öfters in fremdartigster Weise durcheinander. Die Lamellen sind immer unregelmässig und unscharf. Die Biotitblättchen in den Knollen sehen oft wie angefressen aus.

Der Orthoklas in diesem Gesteine führt stellenweise wenige Albitspindeln.

84. Cordieritgranit. (D. 9077). *Massiv östlich von Kaibobo. Anstehendes Gestein.*

Das Gestein hat ein etwas feineres Korn als die beiden vorigen Handstücke. Es gleicht diesen der Farbe nach übrigens ganz. Ausser einigen dunklen Flecken ist das Handstück ziemlich homogen.

Im Schliff zeigt sich stellenweise der Cordierit in rechteckiger Form. Das Mineral ist ganz in Pinit umgewandelt, welcher meistens eine fleckig gelbe Farbe zeigt. Die rechteckige Form, die gelbe Farbe und die Einschlüsse von Biotit und Erz, wie auch das Auftreten eines gelblich-grünen Randes um Zirkon sichern die Herkunft dieses Muscovits aus Cordierit.

Der Orthoklas kommt hier nicht in grossen Kristallen vor, sondern nur in schmalen Streifen als Ausfüllung zwischen den anderen Gemengteilen. Auch dieser Feldspat hat sich teilweise in Muscovit umgewandelt, wobei meistens auch Chlorit gebildet wird. Da viele Gesteinsspalten von Limonit infiltriert sind, ist der Kaliglimmer, der aus Orthoklas entsteht, kaum von dem aus Cordierit hervorgehenden zu unterscheiden.

Der Quarz bildet unregelmässig neben einander liegende Körner, welche bisweilen idiomorph sind. Dieselben haben ziemlich viel feine Erzeinschlüsse. Undulöse Auslöschung und zerbrochene Kristalle kommen vor. Die Grösse der Quarzkristalle wechselt sehr und variiert von 0,2 bis 2 mm. Quarzaugen kommen im Cordierit vor, selten im triklinen Feldspat.

Plagioklas ist selten. Die öfters idiomorphen Kristalle zeigen zonaren Bau. Viele derselben sind verwittert und in Muscovit und in Chlorit umgewandelt. Der Biotit in diesem Gestein ist noch sehr frisch. Der Pleochroismus ist stark, von fast schwarz bis hellgelb. Bisweilen kommt das Mineral noch in idiomorphen sechseckigen Blättchen vor. Die Erzeinschlüsse zeigen immer einen Rand von Leukoxen und sind somit wohl Ilmenit oder titanhaltiger Magnetit. Ausser als Biotiteinschluss kommt im Gestein nur wenig Erz vor. Limonit kommt, ausser in den Spalten, noch hier und da in Flecken vor.

Weiter findet sich hin und wieder Apatit in einigen unregelmässigen Kristallen.

85. Cordieritgranit. (D. 9078). *Anstehendes Gestein am Massive östlich von Kaibobo.*

Das Handstück ist fleckiger als das vorige, doch zeigt sonst wenig Unterschiede. Der Quarz ist wieder gelb gefärbt.

Im Gegensatz zu dem vorigen Gestein kommt hier der Orthoklas wieder in grösseren Kristallen vor, welche alle anderen Gemengteile umschliessen. Das Gestein gleicht der Nummer 909. Der Orthoklas ist trübe und enthält überall kleine Nester von Muscovitschüppchen und bisweilen hellgrünen, schwach pleochroitischen Chlorit. Die Breite der Kristalle ist bisweilen fast 1 cm.

Der Biotit ist ähnlich wie der in 84. Er ist bisweilen teilweise oder fast ganz resorbiert, was angedeutet wird durch einen Rand von Erzkörnchen. Der Biotit ist frisch und nur spärlich in Chlorit umgewandelt.

Die Cordieritkristalle zeigen öfters schöne idiomorphe Rechtecke. Es finden sich alle Uebergänge von frischem Cordierit zum Pinit. Frischer Cordierit ist nicht gerade häufig, meistens findet man Pinite mit noch vielen gelben Resten der Zwischensubstanz. Einer von den Pinitkristallen ist ganz von Quarz durchwachsen. Ein anderer, der sich ganz in Muscovit umgewandelt hat, geht an einem Ende in ein feinkörniges Plagioklasaggregat über. Diese Feldspate grenzen mit buchtigen Linien aneinander und führen viele kleine Erzkörner.

Die übrigen Plagioklase sind oft idiomorph und gleichen denen in 909 ganz. Der Quarz, welcher eingeschlossen in dem Orthoklas vorkommt, ist ziemlich klar und bisweilen kataklastisch. Dreieckige und bisweilen hakenförmige Quarzkristalle, welche gleich orientiert sind mit grösseren, xenomorphen, in einem Orthoklas eingeschlossenen Quarzindividuen, erinnern an schriftgranitische Verwachsungen.

Granat kommt vor und wird immer von Biotit, Cordierit und Plagioklas begleitet. (Taf. I, Abb. 2). Die Kristalle sind xenomorph und oft unregelmässig mit den genannten begleitenden Gemengteilen verwachsen. Der Biotit durchwächst ihn. (Siebstruktur, offenbar eine Reliktstruktur eingeschmolzener Schieferfragmente).

Plagioklas-Augit-Gestein. *Einschluss im oben beschriebenen Granit.* (D. 9097).

Der dunkle Einschluss hat eine ovale Form und eine Grösse von 4 cm. Unter dem Mikroskop sieht man hauptsächlich Pyroxen und Plagioklas. Die bis 5 mm grossen Pyroxene werden ganz von Plagioklas durchwachsen und zwar so, dass oft die gleiche Auslöschung das Zusammengehören des Pyroxens zu einem Individuum andeutet. Der Pyroxen ist, der Auslöschung und Polarisationsfarbe nach, grossenteils monokliner Augit. Die fast quadratische Spaltung wird nur in vereinzelt Kristallen angetroffen. Neben diesem monoklinen kommt auch ein rhombischer Pyroxen vor, weil ein Kristall mit schwacher Doppelbrechung und parallelen Spaltlinien das zentrale Austreten der negativen Bissectrix zeigt. Beide Pyroxene sind farblos.

Der klare, meist idiomorphe Feldspat ist nur spärlich verzwillingt. Die scharfe Begrenzung mit dem Quarz lässt schon erwarten, dass hier basischer Feldspat vorliegt. Die Zusammenstellung ist denn auch die eines basischen Labradorits, während auch Bytownit vorkommt.

Quarz drängt sich überall zwischen und in den Feldspat, bildet aber nur selten grössere Kristalle. Meistens tritt er in schmalen Streifen nur stellenweise zwischen dem Feldspat auf. Erz in kleineren und grösseren unregelmässigen Körnern tritt ziemlich häufig auf und gehört

teils zum Pyrit, teils zum Magnetit. Zahlreiche längliche, abgerundete Erzkörner finden sich eingeschlossen in den Pyroxenen.

Ein Hornblendekristall, mit hellbrauner Farbe und guter Prismaspaltung kommt noch zwischen den Augiten vor. Vielleicht muss eine Hellbraunfärbung der Pyroxene am Rande des Einschlusses einer Hornblendisierung des Augites zugeschrieben werden.

867. Cordieritgneis. (D. 8655). *Freiliegende Blöcke in dem Wai Liba.*

Das Handstück ist ein dichtes, fast homogenes, dunkelgraues Gestein mit spärlichen bis $\frac{1}{2}$ cm grossen Flecken, welche ganz aus Quarz bestehen. Die zusammenstellenden Gemengteile lassen sich nicht unterscheiden. Durch den splittrigen bis muschligen Bruch ähnelt das Gestein einem Hornfelse.

Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass der Orthoklas hier oft die Rolle einer Grundmasse spielt. (Taf. I, Abb. 3). Besonders wird dieser Eindruck da hervorgerufen, wo einige grösseren Feldspate an einander grenzen. Uebrigens schliessen die Orthoklase im allgemeinen nicht ohne Zwischenräume an einander. Sie werden oft unterbrochen von Aggregaten unregelmässig verzahnter Quarzkörner, und von Anhäufungen der anderen Gemengteile dieses Gesteins.

Der klare Orthoklas ist hin und wieder verzwilligt. Die Maximumgrösse ist ungefähr $2\frac{1}{2}$ mm. Umwandlungsprodukte kommen selten vor. In den immer isometrischen Kristallen ist eine sehr feine Streifung, die wohl von eingewachsenen Albitlamellen herrührt, sehr verbreitet. Der Quarz kommt in diesem Feldspat als meistens gut idiomorph begrenzte Kristalle, und weiter im Gestein als unregelmässig begrenzte Körner, oft viele neben einander, zwischen den anderen Gemengteilen, vor. Auch die Quarzsubstanz ist wenig trübe und führt nur spärliche Einschlüsse. Undulöse Auslöschung tritt hin und wieder auf.

Biotit kommt nur wenig vor und zwar in unregelmässigen Flecken, welche nur selten eine Grösse von $\frac{1}{2}$ mm erreichen. Er zeigt Pleochroismus von dunkelbraun bis hellgelb. Als Einschlüsse in den anderen Gemengteilen können die Biotite idiomorph sein. Sonst sind sie immer xenomorph.

Der Cordierit ist nach Orthoklas und Quarz am häufigsten. Die Kristalle erreichen zuweilen eine Grösse von 1,6 mm. Sie haben selten eine vollständige idiomorphe Begrenzung, meistens sind die Ecken abgerundet. Die Substanz ist noch sehr frisch. Völlig in Pinit umgewandelter Cordierit findet sich nirgends. Nur die Ränder haben sich in Kaliglimmer oder in die bekannte isotrope Substanz umgewandelt. Gelbfärbung tritt auch hier auf. Die Längsschnitte zeigen oft Zwillingsbildung, während auch ein Querschnitt einen unregelmässig verwachsenen Drilling, mit nach aussen gewendetem (010), also einen Durchkreuzungsdrilling, erkennen lässt. Pleochroitische Höfe um Zirkon treten öfters auf. Man findet Einschlüsse von Erz und Biotit neben Sillimannit und wenig Spinell.

Ein schiefriges Plagioklas-Biotit-Aggregat (sich das Gestein 875a) führt auch Sillimannit und Spinell als Einschlüsse. Muscovit in vereinzelt Blättchen kommt selten vor. Der Plagioklas in diesem Gesteine ist nur spärlich vertreten. Er ist fast immer idiomorph und bildet scharf begrenzte Rechtecke, die meistens nicht grösser werden als 0,3 mm. Zonarer Bau kommt vor.

Zahlreicher als in den vorigen Gesteinen tritt hier eine myrmekitische Verwachsung von Quarz und Plagioklas auf. Dieser Myrmekit kommt selten eingeschlossen im Orthoklas vor; meistens ist er am Rande des monoklinen Feldspates angewachsen oder tritt er auch mit

Quarz und Feldspat in sehr feinkörnigen Aggregaten zwischen den anderen Gemengteilen auf. Auch umgeben diese Aggregate kranzförmig den Orthoklas oder durchziehen Streifen dieser Aggregate den Feldspat.

Apatit findet sich nur wenig. Dieses Mineral tritt in unregelmässigen Kristallen auf. Neben Magnetit kommt ziemlich viel Magnetkies vor. Weiter können noch folgende Erze, die nur in geringer Menge auftreten, erwähnt werden: Haematit und Limonit.

875a. Cordieritgneis. (D. 8291). Geröll aus dem Wai Aroe.

Das feinkörnige Handstück hat eine dunkelbraune Farbe. Quarz und Feldspat sind gut zu erkennen, die dunklen Gemengteile aber lassen sich nicht unterscheiden. Das Gestein gleicht der Nummer 909a einigermassen. Es ist aber feinkörniger und etwas dunkler.

Im Dünnschliff bietet das Gestein ungefähr denselben Anblick wie das vorige. Der Orthoklas spielt hier dieselbe Rolle. Auch der Quarz ist nur wenig verschieden.

Der Plagioklas ist hier zahlreicher als im vorigen Gestein; dieser Feldspat erreicht denn auch bisweilen die Grösse von 1 mm. Speziell die kleineren Kristalle, welche im Orthoklas eingeschlossen sind, haben eine ausgezeichnet idiomorphe Begrenzung. Ueberall findet man die scharf begrenzten, fast rechteckigen Kristalle.

Ausser den grösseren Plagioklas- und Cordieritkristallen, die durch den ganzen Dünnschliff verbreitet liegen, findet man hier viele Aggregate, welche entweder aus Plagioklas, oder aus Plagioklas und Cordierit bestehen, neben denen immer ziemlich viel Biotit auftritt.

Wenn letztgenanntes Mineral zunimmt, sind diese Aggregate schon im gewöhnlichen Licht leicht zu erkennen. Der Biotit ist immer in einer bestimmten Richtung orientiert und verleiht so den Aggregaten eine schiefrige Struktur. In diesen Aggregaten bleibt der Plagioklas sehr klein, etwa 0,1 mm. Die meistens rundlichen Individuen, welche nur selten Zwillingsbildung zeigen, erzeugen zusammen eine Art Pflasterstruktur. Die Zusammenstellung wechselt von Oligoklas bis Andesin.

Oft hat sich ein grosser Cordieritkristall zwischen den Plagioklasen und um dieselben gebildet, wodurch dann eine Siebstruktur entsteht.

Die Einschlüsse, welche sich sonst in den Cordieriten finden, wie Erz, Sillimannit und Spinell, trifft man auch immer in den Plagioklas-Biotit-Cordierit-Aggregaten. Eins von diesen Aggregaten, das schlierenförmig ausgebildet ist, besteht aus in einer Richtung gestreckten Cordieriten mit wenig Biotit, zwischen denen Plagioklase auftreten. Der Cordierit führt Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, welche parallel der Streckungsrichtung der Kristalle verlaufen. Auch die eingeschlossenen Kohlenstoffteilchen und der Sillimannit erhöhen durch ihre lineare Streckung die schiefrige Struktur dieses Aggregates.

Spinell und Erz finden sich als Einschlüsse in den verschiedenen Mineralien. Weiter kommt noch in diesem Aggregat ein Turmalinkristall vor, der einen Pleochroismus von braun bis hellgelb zeigt und eine teilweise idiomorphe Begrenzung hat. Eigenartig ist hier das Auftreten des Zirkons in abgerundeten Körnern, die bisweilen den Eindruck machen von den „Insekteneiern“ des Titanits, wie diese in Amphiboliten aufzutreten pflegen. Die niedrigere Doppelbrechung und die grossen, gelbgrünen pleochroitischen Höfe um eine Anhäufung dieser Körner in gebleichtem Biotit, weisen aber auf Zirkon. Bisweilen sind diese Kriställchen perl-schnurartig angeordnet in der Streckungsrichtung der Schliere.

Im übrigen Teil des Dünnschliffes sind die Cordieritkristalle denjenigen im vorigen Handstück ähnlich. Ein basaler Schnitt mit unregelmässiger Drillingsbildung, zeigt die Sillimannitnadeln kreisförmig angeordnet. Auch einige Plagioklase führen bisweilen Sillimannitsäulchen und auch wohl Biotit und Erzkörnchen, wobei bisweilen der Sillimannit, ebenso wie im obengenannten Cordieritschnitt kreisförmig angeordnet auftritt.

Myrmekit, öfters mit Quarz und Feldspat in sehr feinkörnigen Aggregaten, ist auch hier ziemlich häufig.

875b. Cordieritgneis (hornfelsartig). (D. 8665). *Geröll aus dem Wai Aroe.*

Das bräunlich graue Handstück kann wieder, was Farbe betrifft, zu den mesokraten Gesteinen gerechnet werden. Das Handstück ist sehr feinkörnig bis dicht, der Bruch splitterig und muschelrig. Durch diese Eigenschaften ist man anfangs geneigt das Gestein für einen Hornfels zu halten. Man beobachtet im Handstück viele dunklen Einschlüsse, welche schon makroskopisch deutlich als Schieferreste zu erkennen sind und die durch ihre lineare Streckung in einer Richtung dem Handstück eine schiefrige Textur verleihen.

Auch unter dem Mikroskop ergibt sich eine mehr oder weniger schiefrige Beschaffenheit des Dünnschliffes. In einer feinkörnigen Quarzmasse liegen grössere Kristalle von Orthoklas, Cordierit und Plagioklas. Die Quarzkörner sind treppenförmig begrenzt und zeigen eine nur schwache, undulöse Auslöschung.

Nur die spärlich auftretenden Myrmekite und die ebenfalls nur wenig vorkommenden Orthoklase, welche hin und wieder von idiomorphen Quarzen durchwachsen sind, wie auch das reichliche Auftreten von Cordierit, erinnern an die vorigen Handstücke.

Grössere Quarzkristalle finden sich nur wenig. Diese erreichen selten die Grösse des Orthoklases. Der Dünnschliff ist ziemlich trübe; der Orthoklas wandelt sich oft in Chlorit und Muscovit um. Dieser immer xenomorphe Feldspat erreicht bisweilen eine Grösse von 0,6 mm. Karlsbader Zwillinge sind verbreitet.

Der Cordierit ist nur an der Rechteckform zu erkennen. Die ursprüngliche Substanz ist immer verschwunden, sogar das gelbe Verwitterungsprodukt ist nur noch selten wahrzunehmen. Fast immer hat sich Pinit gebildet. Es fällt hier auf, wie oft die Muscovitschüppchen parallel liegen. Wenn die Rechtecksseiten den Nicols parallel liegen, sind die Aggregate fast ganz dunkel. Der Cordierit ist das grösste Mineral. Seine Länge kann bis zu 2 mm werden. Einschlüsse von Quarz, Biotit und Erz kommen vor. Um den Zirkon zwischen den Muscovitblättchen finden sich gelbgrüne Höfe. Einige Cordieritpseudomorphosen zeigen eine Siebstruktur, indem sie von zahlreichen Quarzkörnern durchwachsen sind.

Biotit tritt nur wenig in kleinen, unregelmässigen Blättchen auf. Anscheinend stammt der meiste Chlorit, zumal wo dieser eine schwach braune Farbe aufweist, von Biotit her. Muscovit findet sich wieder in den bekannten fächerförmig gruppierten Blättchen.

Einige unregelmässigen Fleckchen von braunem Turmalin, welche gleichzeitig auslöschen, gehören zu einem einzigen Kristalle.

Plagioklas ist nur spärlich vertreten; zonarer Bau kommt bei den Kristallen, die selten eine Grösse von $\frac{1}{2}$ mm erreichen, vor. Dann und wann treten idiomorphe Kristalle auf. Ilmenit oder titanhaltiger Magnetit tritt in wenigen unregelmässigen Körnern auf. Eine Umwandlung in Leukoxen ist verbreitet.

Neben dieser herrschenden Zusammenstellung des Gesteins, treten einige Lagen auf, welche ganz aus salischem Material bestehen und zwar aus Orthoklas und Quarz, letzterer in reichlicher Menge. Auch findet man in dem gewöhnlichen Quarz-Cordierit-Gestein noch Lagen, welche aus Plagioklas und Biotit bestehen. Sie vertreten hier die Plagioklas-Biotit-Aggregate aus den andern Gesteinen. Auch die Einschlüsse von Spinell und Sillimannit, letzterer einem Filzgewebe ähnlich, fehlen nicht. Zugleich führen die Plagioklase fein verteiltes Erz und Kohlenstoff.

Von den Einschlüssen dieses Gesteins wurden zwei Dünnschliffe angefertigt. Ersterer besteht aus einem:

Plagioklas-Andalusit-Sillimannit-Cordierithornfels. (D. 9081).

Wo in diesem Einschluss viel Sillimannit neben Erz- und kohlenstoffhaltiger Substanz auftritt, kann man den Plagioklas fast nicht unterscheiden. Hier kann die Zusammenstellung dieses Feldspates, der nicht verzwillingt ist, oder doch nur verschwommene Zwillingslamellen zeigt, schwer bestimmt werden. An einer Randpartie, wo der Sillimannit fehlt, muss der Plagioklas nach dem Brechungsindex dem Oligoklas oder Andesin angehören. Die von buchtigen Linien begrenzten Feldspate erreichen eine Grösse von 0,3 mm, doch bleiben oft viel kleiner. Ein schwach zonarer Bau tritt, obgleich selten, auf. Der Feldspat bildet hier mit wenig Quarz eine Art Grundmasse.

Der Sillimannit kommt wenig in scharf begrenzten Säulchen vor. Meistens tritt er als Filzgewebe auf. Er füllt mit Kohlenstoff und Erz fast ganz den Plagioklas aus. Das Sillimannitgewebe liegt bisweilen in feinschuppigem Muscovit eingebettet. Oft sind viele dieser Schüppchen parallel, wie aus der gleichzeitigen Auslöschung hervorgeht. Offenbar stammen diese Schüppchen von Cordierit her. Sowohl Kristallform wie andere Kennzeichen, welche auf Cordierit hinweisen könnten, fehlen aber. Uebrigens tritt Muscovit auch in den gewöhnlichen grösseren Blättchen auf.

Andalusit kommt nur in einem einzigen Kristall vor, der aber eine Länge von 7 mm und eine Breite von $\frac{1}{2}$ mm erreicht. Der Kristall enthält als Einschlüsse Kohlenstoff, Erz, Biotit und etwas Muscovit. Der Andalusit ist deutlich rot pleochroitisch mit fleckenhafter Verteilung dieser roten Farbe. Die Spaltung in der Längsrichtung ist gut ausgebildet.

Stellenweise findet man Anhäufungen von Biotit. Spinell ist etwas zahlreicher und kommt in schmutziggrünen, unregelmässigen Kristallen durch den ganzen Schliff vor. Auch finden sich einige xenomorphe Kristalle von Magnetkies im Dünnschliff.

Der zweite Einschluss ist ein:

Plagioklas-Sillimannit-Cordierithornfels. (D. 9080).

Im ersten Hornfels waren nur an einigen Stellen Biotite vorhanden. In diesem Dünnschliff dagegen tritt dieses Mineral überall auf. Auch ist dieser Hornfels deutlicher schiefbrig als der vorige. Die Biotite veranlassen hier die Schiefrigkeit des Gesteins durch ihr Auftreten in welligen Schlieren. Einige Teile des Durchschnittes sind ganz indentisch mit den Plagioklas-Biotit-Aggregaten aus den vorigen Gesteinen. Der fetzige Biotit ist oft umgewandelt in grünlich braunen, nicht pleochroitischen Chlorit.

Die Plagioklase sind denen aus dem vorhergehenden Schliff ähnlich. Sie haben hier

aber eine bessere Pflasterstruktur. Sillimannit kommt nur in den feinen Zügen des bekannten Filzgewebes vor. Feinschüppige Aggregate von Muscovit deuten vielleicht auf einen ursprünglichen Gehalt an Cordierit. Kristallform ist an den Aggregaten nicht wahrzunehmen.

Spinell und Granat kommen in manchen Lagen ziemlich viel vor, beide ohne Kristallform. Der Granat findet sich meistens in kleinen rundlichen Körnern von höchstens 0,2 mm. Muscovit tritt auch auf in rosetten- oder fächerförmigen Aggregaten und kann stellenweise ziemlich häufig vorkommen. Er ist jedoch auf bestimmte Schichten beschränkt. Erzkörnchen neben viel fein verteiltem Erz und Kohlenstoff finden sich durch den ganzen Schriff.

868. Cordieritgneis. (D. 8656). *Freiliegende Blöcke im Wai Liba.*

Das Handstück ist feinkörnig. Es zeigt eine graue Farbe und enthält spärlich Anhäufungen von Quarz. Auch in diesem Gestein kommen dunkle Schiefer einschlüsse vor.

Unter dem Mikroskop fällt gleich auf, dass hier ein grösserer Gehalt an Muscovit vorkommt als in den anderen Gesteinen. Dieses Mineral kann nicht stets als sekundär aus Cordierit und Orthoklas entstanden, betrachtet werden. Wo dieser Kaliglimmer in kleinen Schüppchen, die oft unter einander parallel liegen und hin und wieder ein Rechteck bilden, auftritt, darf mit Sicherheit, auch im Zusammenhang mit den anderen Gesteinen auf Cordierit als ursprüngliches Mineral geschlossen werden. Der Cordierit muss dann im Gegensatz zu vorigen Handstücken nicht gerade häufig gewesen sein.

Der Orthoklas tritt hier wieder auf in grossen isometrischen Kristallen, die alle anderen Gemengteile umschliessen, während diese eingeschlossenen Mineralien oft idiomorph sind. Der Orthoklas ist trübe. Eine mikroperthitische Verwachsung ist sehr verbreitet.

Der Quarz bildet, ausser den Kristallen im Orthoklas, wieder unregelmässige Körner, die bald zerbrochen sind, bald nur undulös auslösen.

Myrmekit kommt selten vor. Der Biotit ist nur selten frisch. Er zeigt einen Pleochroismus von dunkelbraun bis hellgelb. Als Umwandlungsprodukt dieses Minerals, das hier nur spärlich vertreten ist, tritt Chlorit auf. Auch Spinell und Sillimannit sind verbreitet.

Das Gestein hat mehr oder weniger eine psammitische Struktur.

Als Einschluss in diesem Gestein kommt vor ein:

Plagioklas-Andalusit-Sillimannit(Cordierit)-Hornfels. (D. 9100).

Saure Plagioklase bilden mit nicht gerade häufigem Quarz, die sich gegenseitig buchtig begrenzen, eine Art Grundmasse, in der sehr viel Blättchen eines farblosen Glimmers vorkommen, neben vielen Andalusiten, die einsprenglingsartig in dem Gestein auftreten. Die Andalusitkristalle zeigen unregelmässige Begrenzung; sie können eine Länge von 3 mm erreichen. Die Farbe ist fleckig rot. Das Mineral wandelt sich randlich in einen farblosen bis hellgrünlichen Glimmer um.

Cordierit konnte nicht mit Sicherheit aufgefunden werden. Einige bräunliche Glimmeraggregate können wohl von diesem Glimmer herkommen. Der farblose Glimmer kommt hier in viel grösserer Menge vor, als in den vorigen Hornfelsen. Dann und wann gehen solche Glimmerblättchen in Chlorit über, sodass hier wohl zum Teil gebleichter Biotit vorliegt. Auch ein kleiner Achsenwinkel von einigen Glimmern weist darauf hin. Doch ist auch ursprünglicher Muscovit nicht geradezu selten.

Der Sillimannit ist nicht häufig. Die farblosen Säulchen durchziehen meistens in Strängen das Gestein. Unversehrter Biotit ist selten. In den Andalusiten finden sich häufig rundliche Biotitblättchen, neben zahlreichen Kohlenstoffteilchen, Erzkörnchen und hin und wieder grünem Spinell.

Erzkörnchen und kohlenstoffhaltige Substanz sind durch den ganzen Schliff verbreitet.

905. Cordieritgneis. (D. 8296). *Anstehendes Gestein am Unterlauf des Wai Tihoemolong, nordöstlich von Kaibobo.*

Das mesokrate Handstück ist deutlich schiefrig. Die 0,5 cm grossen Feldspate treten porphyrartig zwischen den schlierigen Biotiten hervor. Das Gestein weist eine schwache Fältelung auf.

Der Dünnschliff zeigt einige grossen Orthoklase mit eingeschlossenen Mineralien, buchtige Schlieren von sehr unregelmässigem Biotit, eigentümlich in einander greifende Quarzkörner und durch den ganzen Schliff verbreitet die oft idiomorphen Cordierite und Plagioklase.

Der Orthoklas kann alle Gemengteile einschliessen. (Taf. I, Abb. 7). Einer der eingeschlossenen Quarze schliesst seinerseits wieder einen Plagioklas ein. Auch Myrmekit kommt in dem Orthoklas vor. (Taf. I, Abb. 9). Dieser ist bisweilen angeheftet an einem Plagioklas, der eingeschlossen im Orthoklas vorkommt. In dem Fall ist die Orientierung des Plagioklasrandes mit dem Feldspat des Myrmekits die gleiche. Der Myrmekit bildet eine Ausbuchtung am Rande des Plagioklases. Also wächst hier der idiomorphe Plagioklas an einer Seite in der Form einer myrmekitischen Ausbuchtung in den Orthoklas hinein.

Der Cordierit tritt oft in scharf begrenzten Rechtecken von 1 mm Länge auf. Die Substanz ist sehr frisch. Ganz in Pinit umgewandelter Cordierit kommt nicht vor. Nur der Rand ist oft umgewandelt in eine bläuliche, glimmerartige Substanz. Gelbfärbung im ersten Umwandlungsstadium kommt vor. Der Cordierit führt nur wenig Einschlüsse; Sillimannit und Spinell wurden nicht angetroffen. Wohl findet sich Spinell in grosser Menge in einem Plagioklas-Biotit-Aggregat.

Der Biotit enthält viel Erz. Er ist oft korrodiert. Dann zeigt der korrodierte Rand eine Anhäufung von kleinen Erzkörnchen. Die Biotitschlieren gehen oft über in sehr dünne Biotitstränge, welche ihrerseits stellenweise wieder ersetzt werden von feinen Erzzügen. Speziell Magnetkies spielt dabei eine grosse Rolle. Der Biotit ist immer sehr unregelmässig begrenzt und sieht oft wie angefressen aus. In diesem Fall finden sich niemals Korrosionsränder von Erzkörnchen.

Der Plagioklas ist bald xenomorph, bald idiomorph. Zwillinge und zonarer Bau sind verbreitet. Der Quarz ist immer kataklastisch; die Fragmente sind intensiv verzahnt. (Taf. I, Abb. 8). Auch der idiomorphe Quarz löscht oft undulös aus und ist stellenweise in einige Stücke zerlegt.

Alle anderen Gemengteile haben den Einfluss mechanischer Deformation erfahren. So löschen Orthoklas, Plagioklas und Biotit undulös aus, wobei letzterer auch oft zerstückelt und zerfasert ist.

Ein unregelmässiger Apatitkristall tritt noch auf. Die sehr feinkörnigen Aggregate von Myrmekit, Quarz und Feldspat, die schon bekannt sind aus vorigen Gesteinen, kommen auch hier öfters vor.

881. Cordieritgneis. (D. 8292). *Freiliegende Blöcke auf Gg Kotoet, West-Ceram.*

Das schwach schiefrige Gestein ist den Graniten 84 und 909 nicht unähnlich.

Unter dem Mikroskop gleicht das Gestein noch am meisten dem Handstück 905.

Im Dünnschliff ist das Gestein dem mikroskopischen Bild des Handstücks 905 noch am meisten ähnlich; nur verleiht ein hoher Grad von Kataklase dem Schliff ein andres Gepräge. Hier beschränkt sich die mechanische Deformation nicht auf undulöse Auslöschung des Orthoklases, sondern ist auch dieser zerstückelt. Die Körner sind dann umringt von einem schmalen Rand ihrer eigenen Trümmer oder auch drängt sich der umringende Quarz zwischen die Fragmente.

Ein Quarzkristall von 3 mm Grösse liegt noch, stark undulös auslöschend, zwischen den Quarztrümmern. Alle anderen Gemengteile zeigen ebenfalls Spuren der dynamischen Wirkung. Der Quarz zeigt bisweilen eine lineare Streckung.

Granat kommt vor in kleinen xenomorphen Kristallen.

903. Cordieritgneis. (D. 8295, 9101). *Anstehendes Gestein am Oberlauf des Wai-Tihoemolong, südlich von Eti (Piroebai).*

Es ist ein blaugraues, sehr feinkörniges, ziemlich homogen gefärbtes Gestein, das dunkle Biotitblättchen und bis 4 cm grosse Quarzlinsen enthält. Der Bruch ist muschelig und splittrig. Das Handstück ist deutlich schiefrig.

Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt sich, dass hier die grossen Orthoklase ganz fehlen. Dieses Mineral kommt als kleine, xenomorphe Kristalle spärlich zwischen den Quarz-Kristallen vor. Auch die idiomorphen Cordieritkristalle treten hier selten auf. Nur in sehr quarzreichen Teilen des Gesteins finden sich hin und wieder die Rechtecken des Cordierits und idiomorpher Plagioklas.

In den quarzarmen Teilen sind diese Mineralien meistens unregelmässig durch einander gewachsen, während dann neben Plagioklas und Cordierit auch viel Biotit auftritt. Plagioklas und Biotit bilden oft Aggregate, die meistens von einem grossen Cordieritkristall durchwachsen werden. Wo Biotit und Cordierit an einander grenzen, findet sich an dem Biotit ein Korrosionsrand von Erzkörnchen. Letzteres Mineral geht vielfach über in Moscovit. Diese beiden Glimmer finden sich oft in inniger Verwachsung mit Cordierit. Wahrscheinlich sind hier die bläulichen Adern, die in verschiedenen Richtungen die Cordierite durchziehen, und die aus Muscovitblättchen bestehen, keine Umwandlungsprodukte des Cordierits; vielmehr entstand dieser Muscovit bei der Umschmelzung von Biotit in Cordierit. Allerdings gehen diese bläulichen Adern über in Biotit und überdies finden sich nur selten die gelblichen Umwandlungsprodukte des Cordierits, während dann der aus dieser gelben Substanz hervorgegangene Muscovit ein ganz anderes Aussehen hat (nicht blätterig, sondern mehr feinschuppig und farblos, wie in vorigen Gesteinen).

Spinell findet sich zuweilen eingeschlossen im Cordierit und kann auch in scharfen Oktaederchen im Plagioklas auftreten. Granatkörner kommen vor. Sillimannit fehlt fast ganz; nur wenige Cordierite führen spärliche Säulchen; andere Einschlüsse, Biotit und Erz, kommen manchmal vor.

Der Quarz ist sehr kataklastisch. Der Plagioklas zeigt wenige Besonderheiten. Zonarer Bau kommt vor. Erz tritt viel auf, fast nur in dem Biotit. Es ist häufig Magnetkies. Granat findet sich noch als Zentrum für Biotit und Cordierit.

Feinkörnige Aggregate von Myrmekit, Quarz und Feldspat sind häufig.

904. Cordieritgneis. (D. 8696). *Anstehendes Gestein aus dem Wai Tihoemolong, nördlich von Kaibobo.*

Das Handstück ist etwas dunkler gefärbt als 909, ist aber übrigens diesem Gesteine ungefähr ähnlich. Die Farbe ist fleckig verteilt; unregelmässig abwechselnd finden sich sehr dunkle und etwas hellere Teile, während die dunkelsten Flecke mehr oder weniger schiefzig sind.

Auch der Dünnschliff besteht aus zwei deutlich verschiedenen Teilen und zwar aus einer, die vorwiegend aus salischen Gemengteilen besteht (sehr viel Quarz, wenig Orthoklas, wozu noch spärlich Cordierit und Biotit treten), und einer andern, in der die beiden letztgenannten Minerale überwiegen. Ein 0,2 mm breiter, buchtig verlaufender Rand, die aus Biotit, Limonit und andrem fein verteiltem Erz mit Kohlenstoff besteht, trennt diese beiden Teile. (Taf. I, Abb. 6).

Der Quarz ist sehr kataklastisch und kommt als eine Art Füllmasse zwischen den anderen Gemengteilen vor. Idiomorpher Quarz fehlt ganz; wohl finden sich spärlich Quarzäugen in den übrigen Gemengteilen, wie z.B. im Cordierit und Plagioklas. Auch der Orthoklas, der hier niemals in den bekannten isometrischen Kristallen wie in vorigen Gesteinen auftritt, sondern immer in kleinen, xenomorphen Individuen, schliesst bisweilen Quarzäugen ein.

Der Cordierit kommt in allen Umwandlungsstadien vor. Einschlüsse von Sillimannitnadeln treten auf; Spinell wurde nicht gefunden. Die sehr kleinen Biotitblättchen in dem Cordierit zeigen zuweilen eine schöne sechseckige Begrenzung. Das Endprodukt der Cordieritverwitterung, der Pinit, hat sehr feine Fasern, die vollständig parallel liegen. Einige neben einander liegenden Pinite sind gelbgefärbt und zeigen einen deutlichen Pleochroismus von gelb in der Längsrichtung bis gelblich weiss senkrecht dazu.

Der Plagioklas ist wenig zahlreich und selten idiomorph. Zonarer Bau ist vorhanden. Der Biotit tritt in unregelmässigen Kristallen auf. Apatit findet sich in spärlichen xenomorphen Körnern. Magnetkies und Magnetit kommen mit einander verwachsen vor. Myrmekit in den schon wiederholt genannten feinkörnigen Aggregaten kann man häufig antreffen.

903a, 903b. Andalusit-Cordieritgneis. (D. 8803, 8695, 9102). *Anstehendes Gestein am Oberlauf des Wai-Tihoemolong.*

Das Gestein besteht aus abwechselnd dunklen und hellen Bändern. Die hellen Bänder bestehen aus Quarz, der auch zuweilen Linsen bildet, die dunklen Bänder sind wieder fein geschiefert.

Die quarzreichen Lagen enthalten im Dünnschliff fast nur dieses Mineral; vereinzelt findet sich noch ein 3 mm grosser Orthoklas, wozu spärliche kleine Plagioklase kommen. Der Orthoklas aus dem Grenzgebiet der hellen und dunklen Bänder enthält am Rande Myrmekit.

Die dunklen Teile des Handstücks enthalten noch viel Quarz, der ebenso wie in den hellen Teilen mechanisch deformiert ist und unregelmässig zahnförmig in einander greift. Die anderen Gemengteile sind: Andalusit, Cordierit, Orthoklas und Biotit. Die Begrenzung der hellen und dunklen Bänder ist ziemlich scharf und wird öfters durch dünne Biotitschlieren angezeigt.

Abweichend von allen anderen Cordieritgesteinen ist das Auftreten des Andalusits, der hier in fast grösserer Menge als der Cordierit vorkommt. Der Andalusit ist xenomorph und hat gute prismatische Spaltung. Der Pleochroismus ist kaum merklich; es ist nur eine schwache hellrosa

Färbung wahrzunehmen. Am Rande wandelt sich der Andalusit in farblosen, oder auch bisweilen hellgrünen Glimmer um.

Da die Cordieritpseudomorphosen auch hellgrün gefärbt sind, ist eine Unterscheidung schwierig. Jedoch sind, obgleich selten, kleine frische, xenomorphe Cordieritkristalle, mit eingeschlossenen Sillimannitsäulchen vorhanden. Letzteres Mineral kommt nur spärlich vor und tritt dann auf in sehr kleinen, feinen Säulchen, die auch in dem Plagioklas eingeschlossen sein können. Einige hellgrünen Glimmeraggregate sind aus Cordierit hervorgegangen. Die gelbe isotrope Substanz, bisweilen mit Maschenstruktur, ist nämlich hin und wieder noch als Kern darin vorhanden. Auch der Cordierit ist niemals idiomorph.

Sowohl dieses Mineral wie auch der Andalusit schliessen oft Biotit ein, oder sind unregelmässig von diesem Minerale um- und durchwachsen. Abgerundete Quarzkörner und bisweilen auch annähernd idiomorphe Quarze finden sich im Cordierit. Der Andalusit enthält noch häufig sehr viel fein verteiltes Erz und Kohlenstoff.

Muscovit kommt vor allem zwischen den Quarzkörnern ziemlich häufig vor, immer in kleinen Schüppchen. Orthoklas und Plagioklas finden sich nur in kleinen xenomorphen Kristallen zwischen den Quarzkörnern. Wo aber die femischen Gemengteile an Menge zunehmen, kann auch der Feldspat bisweilen den Quarz ganz zurückdrängen.

Erz fehlt in den quarzreichen Teilen fast ganz, tritt aber übrigens ziemlich reich auf in kleinen Körnchen. Xenomorpher Apatit und Zirkonsäulchen, bald abgerundet, bald idiomorph, sind durch den ganzen Schliff verbreitet. Ein 5 mm lange und $1\frac{1}{2}$ mm breite Stelle des Schliffes wird eingenommen von unregelmässigen Turmalinkristallen, die einen Pleochroismus zeigen von braun bis hellgelb und die alle einem einzigen, obgleich nicht sichtlich zusammenhängenden grossen Kristall angehören.

Der Biotit kommt noch in ganz kleinen Fetzchen vor, welche überall zwischen den Quarzkristallen verbreitet liegen. Hierdurch entsteht eine Art Hornfelsstruktur. Der immer undulös auslöschende Quarz ist bisweilen linear gestreckt. Der Orthoklas mit angehefteten Myrmekiten zeigt in einem Schliff senkrecht zur Schieferung des Gesteins eine helizitische Struktur.

Das Gestein 903b ist ganz identisch mit 903a.

C. Zusammenfassung.

Nach den Texturen und Strukturen liegen hier verschiedene Gesteine vor, die man dem Aussehen nach, zum Granit, Gneis und Hornfels rechnen würde. Die Uebereinstimmung in mineralogischer Zusammenstellung jedoch weist, wie schon erwähnt wurde, auf gegenseitigen Zusammenhang, wenigstens auf eine chemische Verwandtschaft hin. Nur die Gesteine aus der älteren Literatur, die von SCHROEDER VAN DER KOLK beschriebenen Cordieritgranite, würde man normale Eruptivgesteine nennen können. Diese Gesteine werden in der Sammlung RUTTEN-HOTZ vertreten durch die Nummern des Massives östlich von Kaibobo (909, 909a, 84 und 85). Doch sind hier Minerale vorhanden, wie Spinell, Sillimannit, Cordierit und Granat, die öfters als Fremdlinge in Eruptivgesteinen auftreten. Meines Erachtens sind alle Cordierit-Gesteine, welche von RUTTEN und HOTZ entweder in grösseren Massiven oder in Gängen in dem Peridotit angetroffen wurden, teils Einschmelz-, teils Injektionsgesteine.

GRUBENMANN ¹⁾ sagt in seinem Lehrbuche: „Für die Erkennung eines Injektionsgebietes ist in den meisten Fällen das geologische Studium des ganzen Gesteinskörpers von erster Wichtigkeit. Man wird finden, dass vom Intrusionskörper aus bald mehr, bald weniger mächtige salische Gänge und Apophysen sich baumartig ins Nebengestein verzweigen.“

Die geologischen Anweisungen spielen gewiss beim Erkennen eines Injektionsgebietes eine grosse Rolle. Es ist bezeichnend, dass seit ELIE DE BEAUMONT den Injektionsgedanken aussprach, so viele Jahre verflossen, ehe auch die Aufmerksamkeit auf wichtige strukturelle Eigenschaften von Injektionsgesteinen gelenkt wurde. Immer wurde nur geologisch das Bestehen eines Injektionsgebietes konstatiert; die geologischen Erscheinungen sind ja auch meistens auffällig.

Die meisten Autoren aber waren der Meinung, dass die mikroskopische Untersuchung keine Besonderheiten im Zusammenhang mit der Entstehungsweise des Gesteins, ans Licht brachte.

Solche engen geologischen Beziehungen zwischen Intrusionskörper und Nebengestein, wie GRUBENMANN meint, sind bei Kaibobo nicht beobachtet worden. Doch kommen in anderen Teilen West-Cerams Einschmelzungserscheinungen vor.

So erwähnt der neunte Cerambericht ²⁾, dass in Kellang in dem Wai Tihoe Serpentin auftritt, auf den grobkristalliner Granodiorit folgt. „Eenige honderden meters verder opwaarts verkrijgt dit gesteente over grooten afstand een merkwaardig breccieuzen habitus, doordat talrijke donkere insluitsels in een lichtgekleurde fijnkorrelige grondmassa zwemmen. De insluitsels zijn maximaal 1 dm lang en worden door scherpe hoeken en ribben begrensd en maken macroscopisch den indruk resten van kristallijne schisten te zijn.“

Man findet weiter eine Beschreibung von den Gesteinen in dem Wai Solati, die wie folgt lautet: „Het noordelijkste granodiorietmassief heeft weer gelijk in den Wai Tihoe, een breccieuzen habitus. Naast kleinere insluitsels van ouder gesteente komt echter in dezen granodioriet ook een groote schol van nog weinig veranderde glimmerschist voor, welke doorregen is met aplietgangetjes en kwartssnoeren. Een analoge zone van kristallijne schisten vindt men nogmaals in den verder stroomopwaarts voorkomenden serpentijn.“

RUTTEN und HOTZ fassen die Sedimentzone Glanzschiefer-Mesozoicum in dem zentralen Teile der Insel als eine Synklinale auf, deren Südschenkel zugleich zu dem Nordschenkel einer breiten Antiklinale gehört, in deren Kern Serpentine und Granodiorite eindringen, dabei die Sedimente teilweise einschmelzend.

In mancher Hinsicht stimmt das Kaibobogebiet mit Kellang überein. Auch hier treten zahlreiche pegmatitische Gänge im Serpentin auf. Weiter grenzt auch hier das Massiv des Wai Tihoemolong an Serpentin und geht östlich in kristalline Schiefer über.

Offenbar sind die kleineren Pegmatitgänge nur Apophysen von den grösseren gangförmigen Massiven, welche in und neben dem Serpentin vorkommen. Diese Auffassung wird gestützt durch das Auftreten von Cordierit- und Andalusitpegmatiten, die wohl als Gesteine von ursprünglich schrittgranitischer Zusammenstellung betrachtet werden müssen, welche fremdes Material absorbiert haben, das wieder als Plagioklas, Cordierit oder Andalusit auskristallisierte.

¹⁾ U. GRUBENMANN: Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910 S. 42.

²⁾ L. RUTTEN und W. HOTZ: De geologische expeditie naar Ceram. Nögende verslag (Tijdschrift van het Kon. Ned. Aardr. Genootschap 1919. S. 566).

Offenbar sind hier die Cordieritpegmatite nur Uebergangsgesteine zwischen den Schriftgraniten und den Cordieritgneisen (-Graniten).

Mikroskopisch weisen viele Tatsachen auf die Injektions- resp. Einschmelzungsnatur dieser Gesteine hin. GRUBENMANN¹⁾ nennt viele Kennzeichen der Injektionsgesteine, die sich alle gelegentlich in den Gesteinen Cerams finden. Der Myrmekit z.B. kann bisweilen sehr zahlreich sein und fehlt auch in den Graniten des Massives östlich von Kaibobo nicht, obgleich er hier sehr spärlich ist.

Die makroskopische Beobachtung von drei gneisartigen Gesteinen des Massives am Wai Tihoemolong erweckt sofort den Gedanken, dass diese zu den Injektionsgesteinen gehören müssen. Es sind die Nummern 901, 903a und 905.

Die Nummer 901 ist einem sogenannten Adergneis oder Arterit SEDERHOLMS²⁾ sehr ähnlich (abwechselnd dunkle und helle Lagen; letztere anastomosierend oder Linsen bildend, dunkle Lagen schiefrig). Man sieht sofort, dass die Injektion nicht parallel der Schieferungsebene stattgefunden hat. Die gemischte Natur des Gesteins ist sehr deutlich. Da hier die hellen Lagen und Adern meistens schmaler sind als 1 cm, darf man noch ganz gut von einem Gneis als einheitlichen Ganzem sprechen.

In diesem Gestein lassen sich, wie aus der Gesteinsbeschreibung hervorgeht, folgende drei ganz verschiedene Teile unterscheiden:

- a. Der salische Teil (die hellen Lagen), oder das verfestigte injizierende Magma.
- b. Der teils dunkle, teils helle Teil: Das verfestigte injizierende Magma, in dem verschiedene Brocken des Nebengesteins eingeschmolzen sind, wobei die Einschmelzungssubstanz entweder noch vorhanden ist, oder zu Biotit, Cordierit, Plagioklas u.s.w., umkristallisierte.
- c. Der dunkle schiefrige Teil. Die Schlieren zwischen den Schieferungsebenen stellen hier offenbar das eingedrungene aplitische Magma dar, das mit einem Teil des Schiefers verschmolz und als Cordierit mit vergesellschaftenden Mineralien auskristallisierte. Hierauf weist auch der bisweilen in dem Cordierit fluidal angeordnete Orthoklas hin. Das Plagioklas-Biotitgemenge muss wohl als der umkristallisierte Schiefer aufgefasst werden.

Das Gestein 905 vertritt einen andern Typus der Injektionsgneise, nämlich einen Augengneis. In diesem porphyrartigen Gestein ist die ursprüngliche Schieferung nur in den schlierigen Biotiten bewahrt geblieben. Diese umschlingen die grösseren Feldspate und Quarzaggregate. In den grossen rundlichen Feldspaten, die hier meistens dem Mikroperthit angehören, kommen idiomorphe oder teilweise Kristallflächen aufweisende Minerale der anderen Gemengteile vor (Eruptivstruktur). Die Kristallisationsfolge der in dem Orthoklas verfestigten Mineralien lautet: Biotit-Plagioklas, Cordierit-Quarz-Orthoklas. Doch müssen alle Kristalle im Orthoklas wohl ungefähr gleichzeitig auskristallisiert sein, denn es findet sich nur selten, dass ein Mineral von einem andern umschlossen wird. Wohl kann man immer feststellen, dass der Biotit das älteste und der Orthoklas das jüngste Mineral ist.

Die Struktur der Teile, in denen die Biotitschlieren liegen, ist schwer anzudeuten, aber nähert sich am meisten der kristalloblastischen Struktur.

¹⁾ a. a. O. S. 43, 72.

²⁾ J. SEDERHOLM: Om Granit och Gneis. (Bulletin de la Commission géologique de Finlande No. 23, 1907).

Die Gesteine 903a und 903b bilden einen dritten Typus der Injektionsgneise und zwar den Lagengneis (parallele helle und dunkle Bänder). Im Gegensatz zu 901 hat hier eine Injektion parallel der Schieferungsebene des Gesteins stattgefunden. Die dunklen Bänder sind wieder fein geschiefert und bestehen nur scheinbar ganz aus femischem Material, weil hier immer papierdünne, glimmerreiche Schichten mit Quarzschichten abwechseln. Im allgemeinen hat das Gestein eine kristalloblastische Struktur, während die kleinen, zwischen den Quarzen zerstreuten Biotitfetzchen, annähernd eine Hornfelsstruktur erzeugen.

Die 3 Typen kommen in jedem grossen Injektionsgebiet vor. Das Aussehen dieser Gesteine spricht schon ganz für die Auffassung als Injektionsgesteine. Wenn man zugleich die mineralogischen und strukturellen Eigentümlichkeiten dieser Gesteine mit denen aus geologisch besser bekannten Gebieten vergleicht, so wird die Natur der Ceramschen Gesteine ganz klar.

Ein solches Gebiet ist z. B. das aus dem Kanton Tessin, das von GUTZWILLER¹⁾ bearbeitet wurde. In GUTZWILLERS Arbeit finden sich auch wichtige mikroskopische Wahrnehmungen. Texturell unterscheidet GUTZWILLER 4 Typen: Lagengneis, Adergneis, Augengneis und Fleckengneis. Der Augengneis geht aus Lagengneis hervor durch eine perlschnurartige Entwicklung der hellen Lagen oder auch dadurch, dass in einem ziemlich dunklen Gestein zerstreut grössere Feldspate auftreten, welche nur aus einem Individuum bestehen. (Die Nummer 905 aus Ceram vertritt letzteren Typus).

Der Bruch der verschiedenen Gesteine Cerams stimmt mit dem von GUTZWILLER beschriebenen überein. So schreibt dieser, dass der Hauptbruch eines Lagengneises, wo die hellen Gemengteile zwischen den Glimmern durchblinken, ein eigenartiges, gesprenkeltes Aussehen hat, wie ein Gemisch von Pfeffer und Salz. Dasselbe lässt sich beobachten an den Nummern 903a und b.

Auch strukturell fällt die Uebereinstimmung auf. In dem schwach injizierten Biotit- und Hornblendegneisen von ROCCA BELLA tritt der Biotit immer zerfetzt auf, während auch viele kleineren Fetzchen zerstreut zwischen den hellen Komponenten liegen. (Etwa 903a und b und 901).

Der Hornblende-Biotitgneis von MADONNA DEL SASSO zeigt Biotit, welcher erinnert an von Insekten angefressene Laubblätter (wie 905 Ceram), für welche Strukturformen GUTZWILLER den Namen pneumatomorph vorschlägt.

Speziell der Quarz ist nach GUTZWILLER eigenartig gebildet. Dieser erscheint bisweilen in eckig verzahnten, oft länglichen Individuen, welche entweder nesterartig beisammen liegen oder auch schlierenförmig das Gestein durchziehen. Immer zeigt er undulöse Auslöschung und Felderteilung. (Wie in den meisten Gesteinen Cerams).

Der Biotit umschlingt mit dem eckig verzahnten Quarz, kleinen Myrmekiten und Mikropegmatiten oft in feinen Zügen die mehr isometrisch gebildeten Gemengteile (etwa 905). In dem Fleckengneis aus dem Verzascatunnel treten zwischen den überwiegenden grobkörnigen hellen Gemengteilen Nester und Schnüre auf von feinkörnigen Aggregaten, welche wie Gereibselmaterial aussehen. Bei stärkerer Vergrösserung erkennt man aber, dass hierin viel Myrmekite und mikroklinartige Feldspate anwesend sind, welche die grösseren Feldspate umsäumen. (Wie bei vielen Gesteinen Cerams).

¹⁾ E. GUTZWILLER: Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Züricher Inaug. Diss. Lausanne 1912.

In einigen Hinsichten weichen die Gesteine des Kantons Tessin von denjenigen Cerams ab. So ist der Feldspat von GUTZWILLER meistens Mikroklin mit sehr unscharfen Lamellen. Auch Mikropegmatite wurden von mir nicht angetroffen; ich fand nur Myrmekit. Uebrigens ist die Uebereinstimmung, was das Verhalten des Quarzes, Biotits und Orthoklases und vor allem des Myrmekits betrifft so auffallend, dass man diese Gesteine zweifelsohne für Injektionsgesteine halten darf.

Die drei genannten Gesteine gehören alle dem Massiv des Wai Tihoemolong an. Hierzu gehören auch die Gesteine 903 und 904. Die Injektionsnatur dieser beiden Gesteine kann kurz folgendermassen angezeigt werden:

903: Sehr feinkörniger, hornfelsartiger Lagengneis. Der Quarz ist eigentümlich verzahnt und tritt nesterartig auf. Sehr feinkörnige Aggregate von Quarz, Myrmekit und Feldspat kommen vor. Vorherrschend kristalloblastische und schwach angedeutete Hornfelsstruktur. Mikroperthit.

904: Feinkörniger Fleckengneis. Dieses Gestein ähnelt den Fleckengneisen GUTZWILLERS am meisten. Texturell ist dieses Gestein vorherrschend richtungsloskörnig. Einige dunklen Flecken sind schwach schiefrig. Durch den braunen Quarz und Feldspat treten die dunklen Flecken kaum hervor. Im Dünnschliff: Scharf getrennte salische und femische Teile im Gestein. (Taf. I, Abb. 6). Verhalten des Quarzes, Myrmekits und Mikrophertits wie in 903. Fetziger Biotit. Struktur ungefähr wie 903.

Hieraus geht hervor, dass das grosse auf der Karte des neunten Reiseberichts¹⁾ als Granit angegebene Massiv des Wai Tihoemolong aus injizierten Schiefen (Injektionsgneisen) besteht, die ebenso wie in anderen Injektionsgebieten, ausgebildet sind als: Adergneis, Augengneis, Lagengneis und Fleckengneis, während ausserdem noch ein feinkörniger, hornfelsartiger Lagengneis vorkommt.

Von einigen Geröllen ist 875b einem Hornfelse noch mehr ähnlich als 903. In diesem Gestein kommen Schichten vor, die nur aus salischem Material bestehen. Die Struktur ist kristalloblastisch bis hornfelsartig. Die dunklen Einschlüsse sind echte Hornfelse, offenbar Teile des ursprünglichen Schiefers, welche von der Injektion frei blieben und nur kontaktmetamorph umgewandelt wurden. Alle dunklen Einschlüsse sind in einer Richtung gestreckt. Diese zahlreichen, nur kontaktmetamorph umgewandelten Reste, weisen auf eine schwache Injektion hin. Das Gestein sieht aus, als ob in den cordieritreichen Schichten mehr eine Art Imprägnierung von hauptsächlich Quarz stattgefunden hat. Orthoklas und Myrmekit sind nur spärlich vertreten. Das Gestein zeigt, im Gegensatz zu den anderen Handstücken, nur wenig Spuren von Kataklyse. Auch die intensive Verzahnung der Quarzkristalle fehlt hier.

Die Gerölle 867, 868 und 875a, sehr feinkörnige Gesteine, haben ihre Schieferigkeit verloren. Der Biotit ist wieder fetzenförmig, die Quarze greifen teilweise zahnförmig in einander und löschen schwach undulös aus. Ueberall sind am Rande der grossen Orthoklase (Mikroperthit) die feinkörnigen Aggregate von Quarz, Myrmekit und Feldspat wahrzunehmen. Sieb- und helizitische Strukturen, die manchmal vorkommen, erinnern an Schiefer. Daneben ist eine Eruptivstruktur vorhanden in den idiomorphen Quarzen und Plagioklasen, die im Mikroperthit vorkommen.

Der Charakter des injizierenden Magmas ist deutlich. Es ist ein pegmatitisches oder

¹⁾ L. RUTTEN und W. HOTZ. De geol. Expeditie naar Ceram. Negende Verslag. Tijdschrift Aardr. Gen. 1919. S. 559.

aplitisches Magma, aus Quarz und Orthoklas zusammengestellt, wobei hin und wieder der Quarz überwiegt.

Ist es auch möglich den Charakter des injizierten Schiefers zu bestimmen? In 901 besteht der dunkle Teil aus Plagioklas und Biotit. Es ist deutlich, dass hier die Cordierit-schlieren mit ihrer fluidalen Struktur aus einem Schmelzfluss erstarrt sind. Wahrscheinlich ist beim Eindringen des aplitischen Magmas der zwischenliegende Schiefer umkristallisiert. Es ist merkwürdig, dass in allen Injektionsgneisen solche Plagioklas-Biotit-Aggregate zwischen den anderen Gemengteilen vorkommen. Sie führen oft Sillimannit und (oder) Spinell. Sogar in dem hornfelsartigen Gestein 875b gehen die gewöhnlichen Lagen, die vorwiegend aus Cordierit und Quarz bestehen, in Lagen von Plagioklas und Biotit über.

Auch Uebergänge von diesem Aggregat in das gewöhnliche Gestein treten auf. Das Aggregat ist dann von Cordierit durchwachsen.

Die Hornfelse aus den Gesteinen 868 und 875b (die dunklen Einschlüsse) bestehen hauptsächlich aus Plagioklas, Andalusit und Cordierit, letzterer untergeordnet. Auch in diesen Hornfelsen findet sich oft Spinell und Sillimannit. In den nur kontaktmetamorph umgewandelten Schieferresten kommt also ebenso wie in den Plagioklas-Biotit-Aggregaten viel saurer, tri-kliner Feldspat vor. Chemisch stehen die Aggregate den Schieferresten sehr nah.

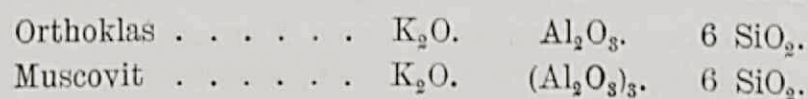
Man findet in einem der Hornfelse aus 875b Teile, welche den Plagioklas-Biotit-Aggregaten ganz ähnlich sind und weiter kommt Biotit neben Granat augenscheinlich als Relikte in den Hornfelsen vor. Ebenso wie die Plagioklas-Biotit-Aggregate oft in Plagioklas-Biotit-Cordierit oder auch in Plagioklas-Cordierit übergehen, findet man überall Anzeichen, dass der Cordierit aus Biotit hervorgegangen ist. Dieser Uebergang von Biotit in Cordierit, das Auftreten der Biotitschlieren in 905, welche die ursprüngliche Kristallisationsschieferung vertreten, der angefressene Biotit in den verschiedenen Gesteinen und das Vorkommen der Biotitreste in den Hornfelsen, weisen darauf hin, dass der Biotit ein ursprüngliches Gemengteil des Schiefers war.

Aus denselben Gründen muss auch der Plagioklas schon vorhanden gewesen sein. Ebenso muss der Granat als Relikt betrachtet werden. Dieser tritt in kleinen runden Körnern auf, oder auch in unregelmässigen Kristallen, oft eingeschlossen im Plagioklas. Diese runden Körner, welche immer dicht neben einander liegen, sind nur Korrosionsreste der ursprünglichen grösseren Granate. Zahlreiche Körner treten in 909 in einem Plagioklasknollen auf. Gewiss ging der Plagioklas auch teilweise aus Granat hervor. In einem der Hornfelse aus 875b finden sich ebenfalls viele Korrosionsreste von Granat.

Aus diesen Ergebnissen darf man folgern, dass der injizierte Schiefer ursprünglich einem plagioklashaltigen Granatglimmerschiefer wohl sehr nah verwandt gewesen sein muss.

Solche Glimmerschiefer kommen, wie man auf der Karte 14 des neunten Reiseberichtes von Ceram sehen kann, obgleich nicht gerade häufig, in diesem Gebiete vor.

Aus der eingeschmolzenen Substanz scheint zuerst wieder Biotit auskristallisiert zu sein, weil oft kleine, idiomorphe Kriställchen in dem Cordierit eingeschlossen vorkommen. Wo blieb aber der Kaliumgehalt des Biotits bei der Umkristallisierung in Cordierit oder Spinell? Hierfür kommen 2 Mineralien in Betracht, nämlich Orthoklas und Muscovit. Vergleicht man die Formeln dieser beiden,



so kann man beim hohen Al-gehalt des Schiefers erwarten, dass unter günstigen Bildungsbedingungen in diesen Gesteinen Muscovit entstehen wird.

Die Hornfelse enthalten viel Muscovit, aber keinen oder doch sehr spärlichen Orthoklas. Auch viele Cordieritgesteine führen nur wenig Orthoklas, der hier durch seinen Charakter von Mikroperthit wohl pegmatitischen Ursprungs ist. Weiter besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Biotit und dem Muscovit. Das Gestein 904 z. B. zeigt eine innige Verwachsung und Durchdringung von Cordierit, Muscovit und Biotit. Oft kommt Biotit eingeschlossen in dem Muscovit vor. In vielen Gesteinen gehen diese Mineralien in einander über.

Wahrscheinlich ist also ein grosser Teil des Muscovits beim Umkristallisieren des Biotits in Cordierit entstanden. Doch ist es möglich, dass in einem Gestein wie 868, in dem relativ wenig Cordierit neben viel Muscovit vorkommt, letzterer ein Relikt des Glimmerschiefers ist.

Die Gesteine 867 und 875a einerseits und 905 andererseits bilden einen Uebergang zu den Cordieritgraniten. 905 ist schiefrig. Dünne Biotitschlieren, vergesellschaftet von feinkörnigem Quarz, trennen noch die eingedrungenen pegmatitischen Orthoklase und Quarze. Hier ist schon eine Eruptivstruktur entwickelt. Denkt man sich nun auch diesen zwischenliegenden Biotit aufgelöst, so ist jede Spur des Schiefers verschwunden.

Die Gneise 867 und 875a haben schon die Textur eines sehr feinkörnigen Granits. Hier sind aber noch deutliche Schieferstrukturen vorhanden in den geschieferten Plagioklas-Biotit-Aggregaten und in den Siebstrukturen des Cordierits. Wenn hier mehr vollständige Auflösung dieser Schieferrelikte stattgefunden hätte, (das feine, bis dichte Korn dieser Handstücke weist auf ungünstige Kristallisationsbedingungen hin) würde auch hier ein Cordieritgranit entstanden sein.

Alles, was hier an den Schiefer erinnert, findet man aber noch in den eigentlichen Cordieritgraniten zurück, wenn auch in geringem Masse. Kristalloblastische Strukturen, ein unregelmässig durch einanderwachsen aller Gemengteile, findet man in den Plagioklas-Cordierit- und Granatknollen. Diese Knollen sind nur unvollständig resorbierte Schieferbrocken. Das ergibt sich aus der unscharfen Lamellierung des Plagioklases, aus der unregelmässigen Durchwachsung saurer und basischer Teile eines Feldspates und aus den fetzenartigen Biotiten. (Taf. I, Abb. 2). Der Granat hat anscheinend Material geliefert für Feldspatbildung, weil oft korrodierte Körner in dem Plagioklas auftreten. Einer der korrodierten Granate im Gestein 84, welcher eine hellbraune Farbe hat, ist noch deutlich durchwachsen von Biotit; sicher liegt hier ein ursprünglicher Granat aus dem Schiefer vor. Eine Siebstruktur, Durchwachsung von Cordierit und Quarz, kommt in 85 vor. Im Handstück kann man auch noch makroskopisch einen Schiefer-einschluss wahrnehmen. Unter dem Mikroskop ergibt sich, dass dieser aus Plagioklas und Biotit besteht. Also sind auch die Plagioklas-Biotit-Aggregate aus den anderen Gesteinen in den Graniten des Massives, östlich von Kaibobo, vertreten. In 85 kommt ein Cordierit (Pinit) vor, der an einem Ende in ein Aggregat kleinerer Plagioklase, die gegenseitig eine buchtige Begrenzung aufweisen, übergeht. Myrmekit findet sich, obgleich sehr selten, noch in 909a. Orthoklas tritt hier nicht mehr als Mikroperthit auf. Bisweilen finden sich vereinzelte Albit-spindeln in dem monoklinen Feldspat, aber eine regelmässige feinstreifige Verwachsung, wie in den Gneisen, kommt nicht vor.

Der Orthoklas in 909 und 909a tritt noch auf in den bekannten, rundlichen Kristallen (nesterartig); ein solcher Orthoklas kann einen ganzen Plagioklas-Cordieritknollen enthalten. In 84 verbreitet sich der Orthoklas zwischen den anderen Komponenten. Er tritt also als eine Art Füllmasse im Gestein auf.

Obgleich in diesem Teile West-Cerams kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen den Granitpegmatiten und Schiefen konstatiert worden ist, darf man aus dem vorhergehenden wohl schliessen, dass hier ein grosses Injektionsgebiet vorliegt. Offenbar sind Granatglimmerschiefer in diesem Gebiete von einem pegmatitischen Magma injiziert, wobei diese Schiefer sich umwandeln in Cordieritgneise, während offenbar auch schon in der Tiefe Schieferfragmente mit einem Magma von aplitischer oder pegmatitischer Zusammenstellung verschmolzen, aus welcher Mischung die Cordieritgranite auskristallisierten.

GUTZWILLER weist auf den Reichtum an Mikroklin und Myrmekit, womit sich eine Brücke schlägt zwischen Erstarrungsstruktur und solchen, welche durch die Einwirkung von Gasen auf zum Teil schon vorhandene Mineralsubstanzen zurückzuführen sind.

In den Gesteinen Cerams ist eine Eruptivstruktur viel besser entwickelt. Die schönen, idiomorphen Kristalle in den Orthoklasen sind hier sicher in dem schmelzflüssigen Feldspat auskristallisiert. Obgleich auch in den Ceramschen Gesteinen der Biotit oft von Gasen korrodiert sein kann, müssen doch wohl die Anhäufungen von Erzkörnchen am Rande des Glimmers einer magmatischen Korrosion zugeschrieben werden.

Nach der geologischen Stellung des Massives östlich von Kaibobo, hat hier wohl eine Einschmelzung von Schieferfragmenten in der Tiefe stattgefunden. Immerhin kann man sich, wie schon hervorgehoben wurde, auch ein Entstehen granitischer Gesteine (d.h. augenscheinlich normaler Eruptivgesteine) denken, wenn das in die Schieferungsebene dringende Magma die zwischenliegenden Lagen ganz aufweicht (z.B. 905). So würden Schiefer sich auch in grosser Tiefe durch eindringen eines pegmatitischen Magmas in scheinbar normale Eruptivgesteine umwandeln können.

Vergleicht man die verschiedenen Gesteine des Wai Tihoemolong, so findet man im Handstück 905 eine Eruptivstruktur ausgebildet, welche den Gesteinen 901, 903 und 904 fehlt oder doch in viel geringerem Mass vorhanden ist. Das Gestein 905 grenzt an den Peridotit, die anderen Gesteine an die Schiefer. In der Nähe der Peridotite nimmt also die Erstarrungsstruktur zu, was vielleicht einer erhöhten Temperaturwirkung zugeschrieben werden muss. Wenn man die Pegmatite auffasst als ein Restmagma, das im Herde zurückblieb und erst nach der Eruption der Peridotite in die Spalten des erstarrenden Gesteins drang, so wird ein erhöhter Temperatur in der Nähe der Peridotite verständlich.

Auch andere Umstände verstärken diese Meinung. Der Andalusit kommt nämlich in den Hornfelsen und in dem Lagengneis 903a und b vor, wie auch in geringer Menge in 903 und 904. In den anderen Gesteinen kommt nur Sillimannit vor. Wenn man mit VERNADZKY¹⁾ annimmt, dass der Andalusit sich bei niedrigerem Temperatur bildet als der Sillimannit, so spricht auch dieses für die Temperatur-erhöhende Wirkung des Peridotites.

Eine weitere Anweisung gibt der Turmalin. Dieser tritt nur einigermaßen häufig in dem Lagengneis 903a und b auf, und weiter im Gestein 875b und 867 (in einer Cordierit-schliere). In den meisten anderen Gesteinen fehlt der Turmalin ganz. Aus diesen Daten würde man schliessen können, dass in den Gneisen die Gase überwiegend die Umkristallisation der Schiefer bewirkt haben, während in den Graniten hauptsächlich eine magmatische Einschmelzung stattgefunden hat. In den Uebergangsgesteinen 867, 875a und 905 fand nur eine unvollständige Einschmelzung statt.

¹⁾ Bull. Soc. min. Fr. 13. 1890, S. 256 (Zitat ROSENBUSCH: Mikr. Physiogr. petrogr. wichtigen Mineralien. I².)

Auch besteht wohl ein Zusammenhang zwischen dem Injektionsmaterial und der Bildung bestimmter Injektionstypen. Alle Granite und das Gestein 905, wie auch 867, 875a und 901, enthalten viel Orthoklas; die Gesteine, in denen kristalloblastische Strukturen vorherrschen, enthalten weniger Orthoklas (903, 904), oder sogar sehr wenig. Im Gestein 903a und 903b z.B. besteht die injizierende Substanz fast ganz aus Quarz, während hier die dunklen Lagen, wie in keinem anderen Gestein, eine Neigung zur Hornfelsstruktur zeigen. Auch haben in den orthoklasreicheren Gesteinen die Kristalle eine grössere Ausbildung als in den anderen. Jedenfalls hat in den erstgenannten Gesteinen ein Auskristallisieren verschiedener Mineralien aus einem beweglichen Schmelzfluss stattgefunden (Erstarrungsstruktur). In den quarzreichen Gesteinen dagegen ist diese Struktur ganz beschränkt auf die aplitischen Teile. Es sei hier bemerkt, dass zu wenig Material aus einem so grossen Gebiete vorliegt um ein einwandfreies Urteil aussprechen zu können.

Ebenso wie auf Ceram die Cordieritgranite Einschmelzgesteine und die Gneise Injektionsgesteine sind, scheinen auch im Kanton Tessin die Injektionsgneise in Orthogneise (und in Granite?) überzugehen. KLEMM¹⁾ fand in letzteren Gesteinen Schollen eines Schiefers, welche er als Resorptionsreste auffasst. GUTZWILLER schafft noch andere Besonderheiten herbei, welche darauf hinweisen, dass auch hier Injektionsgesteine in Einschmelzgesteine übergehen.

In den Studien über Kontaktmetamorphose in Niederländisch-Indien von BROUWER²⁾ erwähnt dieser neben normaler Kontaktmetamorphose auch pneumatolytische Kontaktmetamorphose mit Stoffzufuhr aus dem intrusiven Gestein.³⁾ So kommen auf Sumatra⁴⁾ umgewandelte Sedimente vor mit einer starken stofflichen Aenderung. WICHMANN⁵⁾ erwähnt kontaktmetamorph umgewandelte Sedimente der Insel Taliaboe.

Die hier beschriebene Art von Metamorphose (Injektionsmetamorphose) wurde aber bisher in dem Archipel nicht beobachtet.

Die Ursachen dieser verschiedenen Ausbildung der Metamorphose liegen wohl an erster Stelle in dem Injektionsmaterial. Die Gesteine BROUWERS sind im allgemeinen Granodiorite. Die pegmatitische Substanz aus West-Ceram muss wohl als eine Rückstandslösung aufgefasst werden, von der wir annehmen dürfen, dass sie sehr reich an leichtflüchtigen Substanzen unter hoher Spannung war, welche Lösung nach dem Erstarren (oder teilweise Erstarren) der Peridotite in deren Spalten und längs deren Randpartien mit grosser injizierender Kraft empordrang. Im Zusammenhang mit der Bildung der Eruptivbreccien und der sekundären Parallelstruktur der die Granit- und Pegmatitgänge umringenden Peridotite (Näheres im Kap. III), muss ein hoher Druck vorhanden gewesen sein. Die Anwesenheit leichtflüchtiger Substanzen konnte noch festgestellt werden aus dem Turmalingehalt einiger Gneise, aus der Korngrösse der

1) Sieh: GUTZWILLER, a. a. O. S. 57.

2) Diese Studien (I—IX) sind erschienen in: Centrbl. f. Min. etc. 1916 u.w.

3) H. A. BROUWER: Studien über Kontaktmetamorphose in Nederl. Ostindien. V: Der Granodioritkontakt des Bolio-Hutu-Gebirges südlich von Sumalatta (Nord-Celebes). Centr. bl. für Min. etc. 1918. S. 297.

4) H. A. BROUWER: Ueber einen Granitkontakthof in Mittel-Sumatra. Geol. Rundschau 1915. S. 55.

5) A. WICHMANN: Gesteenten van het eiland Taliaboe. Verslag Kon. Akad. van Wetenschappen. Amsterdam XXIII. S. 70.

Hornblendepegmatite und aus den postmagmatischen Prozessen, die in vielen Pegmatiten nachgewiesen werden konnten (Kap. III, IV: Talkbildung u.s.w.).

NIGGLI sagt in seinem Lehrbuche ¹⁾: „Besonders häufig wird bei reichlicher Anwesenheit leichtflüchtiger Substanzen diese Art der Kontaktmetamorphose (Injektionsmetamorphose) sein, wenn tektonische Vorgänge die Intrusion begleiten.“

Weil gerade in diesem beweglichen Teile des Ostindischen Archipels tektonische Vorgänge eine sehr grosse Rolle spielen, besteht auch wohl ein Verband zwischen Orogenese und Injektion, obgleich der Nachweis durch das noch nicht bekannte Alter der Peridotite schwer zu bringen ist.

All diese Faktoren, leichtflüssiges Magma, die Anwesenheit von viel leichtflüchtigen Substanzen und dadurch hervorgerufene Spannung der Gase und auch wohl tektonische Vorgänge, haben die Art der Metamorphose in diesem Gebiete bestimmt.

Die Injektionsgesteine sind über ein grosses Gebiet verbreitet. Beobachtungen an Dünnschliffen von Gesteinen, welche RUTTEN und HOTZ an anderen Orten Cerams sammelten, zeigen, dass dieselben Gesteine auch auf Manipa und in Mitten-Ceram vorkommen. Auf Ambon wurde schon hingewiesen. Gerade diese grosse Verbreitung steht in schroffem Gegensatz zur Kleinheit der zu Tage tretenden Massive granitartiger Gesteine und bildet auch einen grossen Gegensatz gegenüber der normalen Kontaktmetamorphose.

¹⁾ P. NIGGLI: Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920, S. 609.

II. Peridotite und Serpentine.

A. Allgemeine Uebersicht.

Die feldspatfreien Gesteine aus dem Kaibobogebiet sind teilweise sehr frisch, teilweise auch der Verwitterung anheim gefallen. Im Folgenden werde ich diese Gesteine teils als Peridotite, teils als Serpentine beschreiben. Zu den Peridotiten werden hier dann an erster Stelle die ganz frischen Olivingesteine gerechnet und weiter diejenigen Gesteine, in denen noch zusammenhängende frische Teile auftreten. Unter dem Namen Serpentin werden diejenigen Gesteine zusammengefasst, welche ganz in Serpentin umgewandelt sind, mit oder ohne isolierte Reste ursprünglicher Mineralien. Eine scharfe Trennung beider Gruppen von Gesteinen lässt sich natürlich nicht durchführen.

Grösstenteils kann man die Serpentine als von Peridotit herstammend erkennen, ja sogar können sie in einigen Fällen auf einen ganz bestimmten Typus von Peridotit zurückgeführt werden.

Die Peridotite von diesem Teile West-Cerams können fast alle zu den Harzburgiten gerechnet werden, von denen ein Teil farblose Hornblende enthält. Eine Ausnahme bildet das Gestein 838, in dem viel monokliner Pyroxen vorkommt und das besser zu den Lherzoliten gerechnet werden kann.

Hornblendeführende Peridotite kommen auch anderswo im östlichen Teil des Archipels vor. SCHROEDER VAN DER KOLK¹⁾ erwähnt einen Amphibol, wahrscheinlich Aktinolith in einem Peridotit von Ajer Manuru (Hoeamoeal, Ceram), ohne Angabe ob dieser primär oder sekundär ist. In der Beschreibung der Gesteine Ambons erwähnt er²⁾ Peridotite, welche Amphibol enthalten und die er zu den Amphibolpikriten rechnet. Diese Hornblende ist farblos und zeigt in geeigneten Schnitten einen schwachen Pleochroismus von schmutzig gelb bis farblos. Nach dem Urteil SCHROEDER VAN DER KOLKS ist diese Hornblende primär. Das Mineral tritt auf in Kristallen, deren Grösse fast zu der des Olivins heranreicht oder in Aggregaten kleinerer Körner; in letzterem Falle bildet der Amphibol gleichsam eine Grundmasse.

VERBEEK³⁾ meint, aller Amphibol aus den Ambonschen Gesteinen sei immer Uralit, also

1) J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK. Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. — 2. Gesteine von Seran (Sammlungen des geologischen Reichsmuseums in Leiden. 1te Serie Band VI: 1899—1902. S. 17).

Auch in: Jaarboek van het Mijnezen in Nederlandsch Oost-Indië, 1899. S. 17.

2) J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK: Mikroskopische Studien über Gesteine aus den Molukken. — 1. Gesteine von Ambon und den Uliassern (Jaarboek van het Mijnezen in Nederlandsch Oost-Indië, 1895. S. 14, 15).

3) R. D. M. VERBEEK. Geologische beschrijving van Ambon (Jaarboek van het Mijnezen in Nederlandsch Oost-Indië, 1905. S. 58).

sekundär aus Pyroxen hervorgegangen, während ursprüngliche Hornblende in den Peridotiten nirgendwo aufträte. Nach SCHROEDER VAN DER KOLKS Beschreibung scheint es mir, dass die von ihm erwähnten Amphibolpikrite mit den hornblendeführenden Peridotiten von Ceram identisch sind.

BROUWER ¹⁾ fand in den Gesteinen Timors nur faserige Hornblende; die Art und Weise, wie dieser Amphibol auftritt, scheint seiner Ansicht nach darauf hinzuweisen, dass bei der Entstehung von Serpentin aus monoklinem Pyroxen dieses Mineral ein Zwischenprodukt bildet.

IMDAHL ²⁾ beschreibt einen Amphibolperidotit von West-Timor. Es ist ein mittelkörniges Gestein von etwas schieferiger Beschaffenheit. Der farblose bis hellgrüne Amphibol gehört in die Strahlsteingruppe. Pleochroismus ist bei ihm nicht wahrzunehmen. „Da,“ wie IMDAHL sagt, „die Hornblende zum Teil völlig von serpentinisiertem Olivin, dessen Teile alle gleichzeitig auslöschen, umgeben ist, könnte man vermuten, dass sie aus Olivin entstanden sei. Andererseits finden sich auch grössere Amphibole von Serpentin durchzogen, sodass wir doch eine primäre Bildung vor uns haben dürften.“

In den Peridotiten von Ambon und Timor kommt also anscheinend Amphibol vor, der einen primären Charakter hat. Denselben Charakter zeigen meistens die farblosen Hornblenden aus den Ceramperidotiten. Im nächsten Kapitel wird eingehend die Genese dieses Amphibols besprochen.

IMDAHL fand einen sehr grossen Auslöschungswinkel bei der Hornblende. Auch in vielen Gesteinen Cerams finden sich Auslöschungswinkel, die ungefähr 20° sind oder sogar etwas grösser.

Viele Gesteine, die Hornblende enthalten, führen auch oft einen basischen Feldspat, namentlich Bytownit und Anorthit. Anscheinend führen speziell diejenigen Peridotite, welche an die Hornblendepegmatite (sich: Kap. 3 und 4) grenzen, gern Feldspat. Dies könnte auf eine Zufuhr von Substanz, namentlich von Ca, aus diesen Pegmatiten hinweisen. Auch der Lherzolith 838 enthält Feldspat.

Immer ist in allen Peridotiten, mit Ausnahme von einigen hornblendeführenden, welche im dritten Kapitel besprochen werden, Olivin das Hauptmineral. Dann folgt der rhombische Pyroxen, der oft lamellär mit monoklinem Pyroxen verwachsen ist. Dieser rhombische Pyroxen, ein Bronzit, kommt oft als selbständige Kristalle vor, der monokline Pyroxen dagegen selten.

Sowohl Chromit wie Chromspinell treten auf. Nach einigen Härteproben hat sich herausgestellt, dass die braungrünen Kristalle zum Chromspinell, die rotbraunen zum Chromit gehören. Auch Pleonast tritt dann und wann in kleinen Oktaedern oder in unregelmässigen Kristallen auf. Titaneisenerz kommt wenig vor; es hat sich oft in Leukoxen umgewandelt.

Typische Harzburgite sind die Nummern 879, 807, 863, 836, 815a und 832. (Abb. 1, 2 und 3, Taf. II). Da sie an verschiedenen, weit entfernten Stellen angetroffen wurden, dürfen wir sie wohl als das normale Tiefengestein von diesem Teile Cerams betrachten. All diese Handstücke bestehen hauptsächlich aus Olivin, Bronzit und Chromit. Einige Gesteine sind sehr frisch, andere teilweise serpentinisiert und die Nummer 832 ist völlig in Serpentin umgewandelt. Es sind schöne Tiefengesteine, welche immer xenomorphe Gemengteile aufweisen. Schätzungsweise nimmt der Olivin etwa $\frac{5}{6}$, der Bronzit $\frac{1}{6}$ dieses Gesteins ein.

¹⁾ H. A. BROUWER. Gesteenten van Oost-Nederlandsch Timor. (Nederlandsche Timor-expeditie. Jaarboek van het Mijnwezen, 1916. S. 43).

²⁾ H. IMDAHL. Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn. 40. Beiträge zur Petrographie von West-Timor. (Centr. blatt. f. Min. etc., 1922).

Der Bronzit ist in diesen Gesteinen oft polysynthetisch verzwilligt, wahrscheinlich nach einem Orthodoma. Eine Verwachsung mit monoklinem Pyroxen kommt selten vor. Letztgenanntes Mineral tritt selten in selbständigen Kristallen auf und kommt sogar in den meisten dieser Harzburgite nicht vor. Wenn monokliner Pyroxen vorhanden ist, so sind die Individuen viel kleiner als die rhombischen Pyroxene.

Eigenartig in all diesen Harzburgiten ist eine Art pegmatitischer Verwachsung von Chromit und Bronzit. Von der Bronzit-Olivingrenze wächst der Chromit in den rhombischen Pyroxen hinein. (Taf. II, Abb. 2). Oft beschränkt sich diese Verwachsung bis auf den Rand des Bronzits. (Taf. II, Abb. 3). Seltener wächst der Bronzit einerseits randlich in den Bronzit, andererseits in den Olivin hinein. Auch eine Verwachsung von Chromit nur mit Olivin, kann, obwohl sehr selten, auftreten.

Erscheinungen dynamischer Wirkung kommen in allen Peridotiten vor. Die Deformation ist sowohl protoklastischer wie kataklastischer Art. Beispiele von Protoklase zeigen oben genannte Harzburgite. Der Olivin in diesen Gesteinen zeigt oft undulöse Auslöschung, hat sich übrigens aber völlig behauptet. Der Bronzit dagegen ist oft in einige Stücke zerlegt worden. In dieser Gestalt kann er neben Olivin, der bisweilen sogar keine Spur undulöser Auslöschung zeigt, vorkommen. Unzweifelhaft muss hier die Deformation des Bronzits an Bewegungen im Magma zugeschrieben werden, weil sonst in einem schon verfestigten Gestein ein so sprödes Mineral wie Olivin zerbrochen sein würde.

Sowohl in diesen Gesteinen wie in den deutlich kataklastischen Peridotiten kommt auf Spalten und am Rande der Bronzite und auch wohl der monoklinen Pyroxene eine farblose, faserige Substanz vor, die immer eine grössere Doppelbrechung zeigt als der Bronzit. Die Richtung der Fasern steht schief zur Spaltrichtung des Pyroxens. Die Auslöschungswinkel weisen auf Hornblende hin. (Taf. II, Abb. 1).

BROUWER beschreibt, wie schon erwähnt wurde, eine derartige faserige Hornblendesubstanz in den Peridotiten von Timor, wo diese am Rande der Pyroxenkristalle vorkommt. Es scheint mir, dass der faserige Amphibol in den Gesteinen Cerams nicht als Zwischenprodukt bei der Serpentinisierung der Pyroxene entsteht, wie BROUWER für Timor annimmt, sondern dass hier vielmehr ein mechanisches Phänomen vorliegt und die Hornblende unter Einfluss von Druck oder Torsion aus dem Pyroxen hervorgeht. In dem völlig serpentinisierten Harzburgit 832 kommt nämlich Bastit vor, in dem noch deutlich die Risse, in denen sich ursprünglich die faserige Hornblende ansiedelte, kenntlich sind. Sowohl Pyroxen wie Hornblendefasern sind völlig in Bastit umgewandelt.

Kompakte Hornblende tritt oft am Rande oder auf Spalten des Pyroxens auf. In den normalen Tiefengesteinen fehlt diese aber stets, sodass die Bildung dieser Hornblende wohl im Zusammenhang mit der Ausbildung der anscheinend primären Hornblende in den Peridotiten steht (Sieh: Kap. 3). Die sekundäre kompakte Hornblende kommt auch nur in jenen Gesteinen vor, wo auch dieser andere Amphibol auftritt.

In den stark kataklastischen Peridotiten ist der Olivin oft zertrümmert, während der Bronzit öfters in sonderbarer Weise zusammengepresst wurde. Ringsum letzteren finden sich oft schmale Säume, welche aus Olivingrus bestehen. Gewiss wurde hier der spröde Olivin gegen den zäheren Bronzit zerquetscht. Die Hornblende zeigt oft eine Ausfaserung. In einigen stark kataklastischen Peridotiten ist keine Spur von Hornblende zu finden, weder kompakte

noch faserige. Dieses, ebenso wie das Auftreten in den nicht kataklastischen Gesteinen, weist darauf hin, dass wahrscheinlich sogar die faserige Hornblende während der Auskristallisation des Gesteins entstand.

Als sekundäre Mineralien kommen in diesen Gesteinen vor: Hornblende, Talk, Chlorit, Serpentin, Karbonate und Erze.

Die Umwandlung von Bronzit in kompakte Hornblende muss, wie in Kap. 3 näher betont werden soll, kontaktmetamorphen Einwirkungen zugeschrieben werden. Weil nun in vielen frischen Gesteinen Hornblende auftritt, ist es unmöglich festzustellen, ob der Amphibol, welcher in den Serpentinien auftritt, vielleicht während der Serpentinisierung entstand oder vor diesem Prozess schon vorhanden war. Viele Autoren vertreten die Auffassung, dass Hornblende als Nebenprodukt der Serpentinisierung entsteht. Das Gestein 832 ist ein völlig serpentinisierter Harzburgit vom normalen Tiefengesteinstypus. In diesem Serpentin, der keiner oder doch nur schwacher Deformation unterlag, findet sich keine Spur eines Amphibolminerals. Dies würde darauf hinweisen können, dass in diesen Gesteinen der normale Verwitterungsprozess keine Hornblende als Nebenprodukt der Serpentinisierung liefert.

Die Talkbildung ist hier sicher kein gewöhnlicher Verwitterungsprozess. Der Harzburgit 836 namentlich, der fast völlig frischen Olivin enthält, zeigt keine Spur mehr von Pyroxenen. Diese haben sich völlig in Talk umgewandelt. Wenn der Pyroxen ganz der Verwitterung anheim gefallen wäre, so dürfte man auch eine Serpentinisierung des Olivins erwarten. Auch im Harzburgit 81 (Kap. 3) hat der Pyroxen Talkränder, welche der Frischeit des Gesteins nach, nicht durch Verwitterung hervorgegangen sein können. Es ist bemerkenswert, dass sich fast nur aus den Pyroxenen Talk bildet; aus Olivin entstandener Talk kommt selten vor. Gerade diese Auswahl weist darauf hin, dass hier kein allgemeiner Verwitterungsprozess vorliegt, sondern dass hier spezielle Zersetzungsprozesse die Talkbildung veranlassen haben. Diese muss dann wohl postmagmatischen Prozessen zugeschrieben werden. Auch die Hornblende kann sich in Talk umwandeln.

Chlorit kommt in verschiedenen Serpentinien vor. Es gibt einen Zusammenhang zwischen Chlorit und Talk. In einigen Gesteinen wandelt sich der Talk in ein serpentinartiges Mineral um, dass aber durch seinen optisch fast einachsigen Charakter (negativ) und die bisweilen auftretenden abnormalen blauen Interferenzfarben vielmehr zu den Chloriten gerechnet werden muss. Wo Spalten in dem Bronzit von Talk ausgefüllt sind, findet sich der Chlorit in der Mitte der Talkader symmetrisch zum Spaltriss. An jeder Seite der Spalte wandelt sich der Talk seinerseits in Chlorit um. Auch in dem Gestein 870, einem Serpentin, wandelt sich der Talk in Chlorit um. In diesem Serpentin ging der Talk aus Hornblende hervor.

Bei der Serpentinisierung dieser Gesteine wandelt sich der Olivin in Chrysotil, der Pyroxen in Bastit um. Antigorit kommt wenig vor, und ist nur in grösserer Menge in der Serpentinbreccie 815 vorhanden. Karbonat tritt öfters in dem Maschenserpentin auf; auch der Bastit enthält bisweilen viel Karbonat. Der Magnetit in den Serpentinadern ist bisweilen idiomorph.

B. Gesteinsbeschreibung.

I. Peridotite.

828. Harzburgit. (D. 8633). Geröll aus dem Wai Nala.

Das Handstück ist grünlichgrau und zeigt eine mehr oder weniger deutliche Schieferung. Es ist einer jener Peridotite, welche die im nächsten Kapitel zu beschreibenden Hornblendepegmatite enthalten. Auch in diesem Gerölle tritt ein schmaler Gang auf, welcher aus Plagioklas und glänzend schwarzer Hornblende zusammengesetzt ist.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass dieses Gestein aus grossen Bronzit- und Olivinkristallen besteht, die inmitten einer feinkörnigen Masse liegen. Die Parallelstruktur ist auch hier gut wahrzunehmen. Die grossen Bronzite und Olivine zeigen in ihren linear gestreckten Individuen eine Parallelität der Lage, während zahlreiche Spaltrisse den Olivin durchziehen, alle in der Streckungsrichtung der Kristalle. Das Gestein ist also wohl unter Druck kristallisiert.

Die grossen Bronzite treten hier vereinzelt und demzufolge einsprenglingsartig auf. Die grösseren Olivine dagegen kommen in Gruppen mehrerer Kristalle vor, welche eine Reihe parallel der Streckungsrichtung des Gesteins bilden. Das abwechselnd grössere und kleinere Korn, das hierdurch entsteht, erhöht die Parallelstruktur des Gesteins. Die Bronzite, welche bis $\frac{1}{2}$ cm gross werden, sind immer xenomorph und meistens durchwachsen von sehr feinen Lamellen eines stark doppelbrechenden Minerals, das nach der Auslöschung ein monokliner Pyroxen sein muss. Die prismatische und die beiden pinakoidalen Spaltungen sind im Bronzit gut ausgebildet. Die optisch positiven Kristalle sind alle farblos. Die Bronzite zeigen deutlich Spuren protoklastischer Deformation; die Kristalle sind oft verbogen und in einige Stücke zerlegt. In diesem rhombischen Pyroxen finden sich oft kleine Olivinkristalle, bisweilen auch Hornblende und Feldspat. Diese Kristalle dringen oft vom Rande in den Bronzit hinein. Auch finden sich hin und wieder in dem rhombischen Pyroxen schmale Streifen, welche wahrscheinlich aus faseriger Hornblende bestehen.

Die grösseren Olivinkristalle erreichen nirgendwo die Grösse des Bronzits. Dieser optisch positive Olivin löscht immer undulös aus und kommt nur in xenomorphen Kristallen vor.

Die Kristalle des feinerkörnigen Teiles vom Gestein sind auch mehr oder weniger in einer Richtung gestreckt. Die zusammensetzenden Gemengteile sind: Bronzit, monokliner Pyroxen, Hornblende und Feldspat.

Der Olivin ist meistens der vorherrschende Gemengteil, aber tritt doch an einigen Stellen nur spärlich auf, was speziell im polarisierten Licht durch die schwächere Doppelbrechung der anderen Gemengteile auffällt. Der Olivin ist am ältesten: er kommt als korrodierte Körner in den Feldspaten vor.

Die Pyroxene, unter denen der rhombische weit überwiegt, sind anscheinend teils zugleich mit dem Olivin, teils später auskristallisiert. Im Gegensatz zu den grösseren Pyroxenen findet sich hier niemals eine lamelläre Verwachsung des Bronzits mit dem monoklinen Pyroxen, sondern treten diese immer getrennt auf.

Die Hornblende und der Feldspat sind die zuletzt gebildeten Minerale. Erstgenanntes Mineral ist deutlich kenntlich an seiner Spaltbarkeit. Die Kristalle sind meistens kleiner als die anderen Gemengteile. Mit einer stärkeren Vergrösserung erweisen sie sich nicht ganz farblos.

Wenn sich das Auge an dieses Gemenge farbloser Mineralien gewöhnt hat, kann man die Hornblende ziemlich rasch erkennen an ihrer etwas schmutzig-gelben Farbe. Der Amphibol umschliesst teilweise den Pyroxen und den Olivin, insofern man von Umschliessen reden darf, weil die Hornblende immer kleinere Dimensionen aufweist als die anderen Gemengteile. Als maximum Auslöschung in der prismatischen Zone wurde 20° gefunden. Zweifellos ist hier die Hornblende primär.

Der Feldspat ist sehr basisch, weil Auslöschungen von 40° in der symmetrischen Zone beobachtet wurden. Zwillingsbildung kommt wenig vor und dann sind nur einige breiten Lamellen ausgebildet. Dann und wann treten einige braunen und braungrünen Spinellkörner auf. Auch Magnetkies, obgleich sehr spärlich, kommt vor.

Das Gestein ist besonders frisch; nur wenige Serpentinadern finden sich in dem Olivin. Der Feldspat ist zuweilen zeolithisiert.

829. Harzburgit. (D. 8634). *Gesteinsfragment, eingeschlossen in einem Hornblende-pegmatit des Wai Nala.*

Das Handstück, das dieselbe Farbe hat wie das vorige, zeigt an einem angeschliffenen Teil ungefähr parallele dunkle Adern. Bei mikroskopischer Untersuchung ergeben sich diese Adern als Serpentin, wozwischen kataklastische, aber übrigens frische Teile des Gesteins sichtbar sind.

Auch hier sind die Bronzite grösser als die anderen Gemengteile des Gesteins. Sie sind wieder zum Teil linear gestreckt und deutlich faserig. Die Lamellen verbreitern sich hin und wieder. Die Spaltung ist schlecht ausgebildet und speziell die Prismaspaltung ist undeutlich. Neben dem Bronzit kommt auch ein monokliner Pyroxen vor. Grössere Olivine treten nur spärlich auf.

Der feinerkörnige Teil ist meistens sehr kataklastisch, wodurch eine Uebersicht über die ursprüngliche Struktur erschwert wird. Doch ist an einem bestimmten Teile deutlich zu beobachten, dass hier das feinere Korn nicht ausschliesslich durch Katakklase entstanden ist.

Dieser Teil hat ganz denselben Mineralbestand wie die feinkörnige Masse des vorigen Gesteins, während auch hier Feldspat und Hornblende zuletzt auskristallisierten. Der monokline Pyroxen hat Diallag-charakter. Eine gut ausgebildete Absonderung nach (100) ist vorhanden, während die Auslöschung 40° beträgt. Der kleine rhombische Pyroxen ist dem Grossen ganz ähnlich, nur fehlen die eingewachsenen Lamellen des monoklinen Pyroxens. Die Feldspate (Bytownit, Anorthit) sind selten als Zwillinge ausgebildet.

Die Serpentineile des Gesteins bestehen ganz aus Chrysotil mit viel Erz. Die an den Serpentin grenzenden grossen Bronzite wandeln sich in Bastit um. In den kataklastischen Teilen hat der Serpentin bisweilen eine gelbgrüne Farbe.

943. Harzburgit. (D. 8302). *Anstehendes Gestein am Tg. Modjane südöstlich von Kaibobo.*

Das Handstück ist dem Gestein 81 aus dem nächsten Kapitel völlig identisch. Für die Beschreibung kann denn auch nach diesem Gestein verwiesen werden.

819. Harzburgit. (D. 8623.) *Geröll aus dem Mittellauf des Wai Nala.*

Das Handstück ist dunkelgraugrün mit helleren Flecken. Die Bronzite fallen deutlich auf. Auf Bruchflächen im Gestein kommt Blätterserpentin vor.

Der Schliff zeigt uns Serpentin und ein feinkörniges Gemenge, in dem grosse faserige Bronzite, monokline Pyroxene, Bastite und braungrüne Spinelle auftreten. Der Bronzit zeigt immer Spuren mechanischer Wirkung, wie undulöse Auslöschung, verbogene Lamellen u.s.w. Auf den Spaltflächen in den Bronziten hat sich öfters Hornblende gebildet, während auch am Rande kompakter Amphibol auftritt. Beim monoklinen Pyroxen lässt sich etwas ähnliches beobachten. Einer dieser Pyroxene, der ein rundes Olivinkorn umschliesst, geht randlich in Hornblende über, während auch um das eingeschlossene Olivinkorn ein schmaler Saum von Hornblende auftritt. All diese Hornblende, welche niemals faserig ist, löscht gleichzeitig aus, obgleich im Schliff die verschiedenen Teile nicht zusammenhängen. Der Bronzit wandelt sich in Bastit um; dann bilden sich zugleich Stäbchen von Erz, welche immer der c-Achse des Bronzits parallel liegen. Die Stäbchen haben bisweilen eine dunkelbraune Farbe und sind dann den bekannten Einschlüssen des Hypersthens nicht unähnlich. Der rhombische Pyroxen ist jedoch optisch positiv, während auch Pleochroismus ganz fehlt. In den unversehrten Kristallen findet sich keine Spur solcher Einschlüsse, sodass kein Hypersthen vorliegt.

Grösserer Olivin kommt hier wenig vor.

In dem feinkörnigen Teil tritt kein Feldspat auf; nur Hornblende kommt vor. An vereinzelt Stellen nimmt der Bronzit bisweilen sehr zu; zwischen den Bronzitkristallen treten dann Hornblende und Spinell auf, während Olivin nur spärlich vertreten ist.

In dem Bastit des serpentinisierten Teils lassen sich die früheren Biegungen und Zerbrechungen des ursprünglichen Pyroxens noch gut beobachten.

899. Harzburgit. (D. 8674). *Anstehendes Gestein bei Tg. Sisi.*

Das frische, dunkelgraue Gestein zeigt unter dem Mikroskop ein feinkörniges, kataklasisches Gefüge, in dem grössere Kristalle, Bronzit und monokliner Pyroxen auftreten. Diese erreichen höchstens eine Grösse von 1 mm. Die Spaltung der Pyroxene ist sehr undeutlich. Nur der lamelläre Bau und die niedrige Doppelbrechung der Bronzite gestattet eine sichere Unterscheidung von dem Olivin. Alle Bestandteile des Gesteins sind gebrochen, nur hin und wieder sind kleine Gruppen von Olivinkristallen gespart geblieben. Das Gestein enthält hauptsächlich Olivin; Pyroxene treten nur vereinzelt auf. Einer der Pyroxene schliesst einige idiomorphen, scharf begrenzten Oktaederchen von grünem Spinell ein. Auch braungrüner Spinell kommt vor in der Gestalt unregelmässiger Körner. Leukoxen findet sich ziemlich oft zwischen den andern Gemengteilen.

Das Gestein ist sehr frisch; Serpentinadern in dem Olivin sind sehr spärlich. Hornblende fehlt.

838. Lherzolith. (D. 8642). *Anstehendes Gestein, 4½ K.M. westlich von Honitetoe.*

Im Gegensatz zu allen anderen Handstücken hat dieses eine frische, hellgrüne Farbe und ist deutlich körnig, während die glänzenden Pyroxene durch ihre dunkle Farbe deutlich zwischen dem körnigen Olivin hervortreten.

Der Dünnschliff zeigt ein körniges Gemenge von bis $1\frac{1}{2}$ mm grossen Olivinen neben Pyroxenen, die eine Grösse von 4 mm erreichen können und hin und wieder etwas Feldspat. In einigen Teilen ist die Korngrösse durch Kataklaste viel kleiner geworden. Der Pyroxen, welcher grossenteils zu dem Monoklinen gehört, hat einen schwachen Pleochroismus von hellgrün bis hellrosa. Das Gestein enthält ziemlich viel Pyroxen. Die prismatische Spaltung ist nur selten gut ausgebildet, ebenso wie die Absonderung nach (100). Auch lamellare Verwachsung rhombischer und monokliner Pyroxene kommt vor. Eigenartig ist eine polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Orthopinakoid, welche oft bei den monoklinen Pyroxenen auftritt.

Der Olivin zeigt oft eine gute Spaltung nach den beiden vertikalen Pinakoiden, sodass die Serpentinadern bisweilen schöne Rechtecke einschliessen. Der sehr basische und nur selten verzwilligte Feldspat kommt meistens in länglichen Partien von mehreren Kristallen vor. Hornblende fehlt auch hier.

879. Harzburgit. (D. 8664). *Gestein aus einer Breccie am Wai Aroe.*

In dem dunklen grünlichgrauen Handstück erkennt man sofort die glänzenden hellgrünlichen Bronzite. Bei mikroskopischer Untersuchung ergibt sich als Mineralbestand dieses Gesteins: grobkörniger Olivin, ebenso grosser Bronzit und Chromit. (Taf. II, Abb. 1).

Der Bronzit ist sofort kenntlich an den zahlreichen, gut ausgebildeten Spaltrissen und den niedrigen Interferenzfarben. Die durchschnittliche Grösse der Kristalle beträgt ungefähr 3 bis 4 mm. Die verschiedenen Komponenten haben gegenseitig immer eine buchtige Begrenzung. Nach eingeschlossenen runden Körnern des Olivins in dem Bronzit würde man letzteren als jüngsten Gemengteil betrachten. Jedoch sind solche eingeschlossenen Körner gleich orientiert mit einem der an den Bronzit grenzenden Olivine. Ebenso sind bisweilen zwei durch Olivin von einander getrennten rhombischen Pyroxene gleich orientiert. Die beiden Bestandteile, Olivin und Bronzit durchwachsen also einander und sind daher wohl gleichzeitig auskristallisiert.

Der optisch positive Bronzit hat eine gute Spaltung, sowohl nach den beiden vertikalen Pinakoiden, wie auch nach dem Prisma, wobei die ersten Spaltrichtungen wohl am besten ausgebildet sind. In 838 war der monokline Pyroxen oft polysynthetisch verzwilligt; in diesem Gesteine tritt eine derartige Zwillingsbildung bei den Bronziten auf. Diese Zwillingslamellierung ist hier derartig ausgebildet, dass man den rhombischen Pyroxen für einen Plagioklas halten könnte, wenn man nicht auf das Relief achtet.

Auch monokliner Pyroxen findet sich im Dünnschliff. Dieser tritt aber niemals in selbständigen grossen Kristallen zwischen den Olivinen auf, sondern begleitet nur die Bronzite und kommt dann neben oder in diesen in kleinen Kristallen vor. Vereinzelt findet sich noch ein schmaler Saum von monoklinem Pyroxen zwischen dem Bronzit und dem Olivin, welches Gebilde einem Reaktionsrand ähnlich sieht.

Der Olivin ist fast ganz unversehrt und zeigt keine Spur dynamischer Wirkung; höchstens löscht ein einziger Kristall schwach undulös aus. Randlich ist der Olivin meistens von einem schmalen Serpentinrande umgeben. Von diesem Rande aus durchkreuzen zahlreiche schmale Chrysotiladern den Olivin in allen Richtungen. Diese Serpentinisierung wird immer begleitet von Magnetitbildung, wobei dieser sich in der Mitte einer Ader anhäuft und nur selten unregelmässig in dem Serpentin verbreitet auftritt. In geringer Menge kommt neben Magnetit auch Karbonat vor.

Randlich und auf Spalten des Bronzits findet sich eine faserige Substanz, vermutlich Hornblende. Der Bronzit zeigt deutlich Spuren dynamischer Wirkung. So sind die Kristalle oft verbogen, während auch einer der Kristalle entzwei gebrochen ist. Speziell an Stellen, wo die Lamellen verbogen sind, finden sich Hornblendefasern; wahrscheinlich bildeten sich auch diese unter Einfluss von Druck.

Auch der Bronzit ist fast ganz unversehrt; bisweilen treten kleine Talkschüppchen auf, während eine randliche Umwandlung in Bastit nur selten vorkommt.

Das Gestein enthält noch einen rötlichbraunen Chromit, der immer an den Bronzit gebunden ist und am liebsten am Rande des Bronzits auftritt. Der Chromit bildet mit dem rhombischen Pyroxen eine Art pegmatitische Verwachsung.

807. Harzburgit. (D. 8614). *Anstehendes Gestein an der Wasserscheide zwischen Loemoli und Lohia Tala.*

Das Gestein ist dem vorhergehenden völlig identisch. Nur ergibt sich im Dünnschliff, dass die Serpentinisierung weiter fortgeschritten ist. Zahlreiche dicke Serpentinadern durchziehen den Schliff. Rötlich brauner Chromit, sowohl in unregelmässigen Kristallen, wie auch in der pegmatitartigen Verwachsung mit Bronzit, kommt vor.

863. Harzburgit. (D 8653). *Anstehendes Gestein am Wai Eti, am Wege von Loemoli nach Melilia.*

Derselbe Typus wie die beiden vorigen Handstücke. Der Bronzit erreicht bisweilen eine Grösse von 8 mm. Die Serpentinisierung ist weiter fortgeschritten als in dem vorigen Gestein. Der Bronzit wandelt sich randlich in Bastit um. Hornblendefasern kommen wiederholt in dem rhombischen Pyroxen vor.

Besonders deutlich ist hier eine mechanische Deformation des Bronzits. Fast alle Kristalle löschen undulös aus; die Lamellen sind wiederholt gebrochen. Einer der Kristalle zeigt drei Querbrüche; die Spalten der verschiedenen Teile bilden eine Zickzacklinie, weil der Bronzit in der Richtung der Spalten (c-Achse) zusammengepresst wurde. In einem andern ist ein Ende gleichfalls in einige Stücke zerlegt, wobei sich Olivinkörner zwischen die Fragmente drängten.

Der Olivin zeigt keine Spur einer derartigen Deformation; undulöse Auslöschung kommt kaum vor, sodass die Deformation des Bronzits wohl protoklastischer Art ist.

836. Harzburgit. (D. 8641). *Geröll aus dem Oberlauf des Wai Kwa.*

Typus genau wie oben beschriebenes. Im Dünnschliff lässt sich kein Bronzit beobachten. Das Gestein besteht ganz aus Olivin, wozwischen Anhäufungen von Talk vorkommen. Diese Talkanhäufungen zwischen dem Olivin sind wohl Pseudomorphosen nach Bronzit. Die ursprüngliche Spalten des Pyroxenminerals werden bisweilen noch angegeben durch trübe Linien, welche sich oft senkrecht schneiden. Ein anderer Beweis, dass der Talk von Bronzit her stammt, ist die eigenartige pegmatitische Verwachsung von den Talkanhäufungen mit Chromit, welches Mineral ausschliesslich in dem Talk auftritt. (Taf. II, Abb. 2 und 3). In den anderen Gesteinen trafen wir diese Verwachsung nur beim Bronzit.

815a. Harzburgit. (D. 8813). *Geröll aus dem Wai Niki, Nebenfluss des Wai Nala.*

Wieder derselbe Tiefengesteinstypus. Nur wird die Umwandlung des Bronzits komplizierter. Statt des völlig verschwundenen rhombischen Pyroxens finden sich Aggregate von Talk, Serpentin, Bastit und Hornblende.

Der Talk tritt meistens randlich auf, während die Talkblättchen oft senkrecht zur Umgrenzung der Aggregate stehen. Bisweilen auch war der Bronzit anscheinend in einigen Feldern verteilt, wobei sich dann die Talkblättchen senkrecht zu diesen Verteilungslinien bildeten. Die Blättchen sind hier viel grösser als im vorigen Gestein.

Der blättrige Serpentin tritt meistens innerhalb der Talkumrandung auf. Die Blättchen liegen meistens verwirrt durch einander, aber können auch wohl ungefähr wie der Talk beisammenliegen. Die beiden Mineralien gehen allmählich in einander über.

Bastit ist nur wenig vorhanden, und kommt nur in der Mitte der früheren Bronzite vor. Wo Bastit und blättriger Serpentin an einander grenzen, scheinen diese in einander überzugehen. Der Bastit und der Talk sind aber scharf getrennt. Ersterer ist rings umgeben von einem Talkrande. Der Bastit enthält oft dicke Adern von Karbonat; dieses findet man übrigens auch zwischen den anderen Gemengteilen.

Die farblose Hornblende ist meistens als lange schmale Fasern überall zu finden, und zwar hauptsächlich am Rande der Aggregate. Zwischen dem Serpentin des Olivins findet sich kein Amphibol. Die Hornblende ist nicht an einem bestimmten Umwandlungsprodukt der Bronzite gebunden; sowohl zwischen Talk und umringendem Olivin, wie auch zwischen den Serpentinblättchen der Umwandlungsaggregate findet man sie. Es ist sehr gut möglich, dass der Amphibol schon vor der Umwandlung des Bronzits vorhanden war.

Talk und Blätterserpentin (Bastit) sind hier wohl nach einander entstanden. Wahrscheinlich haben postmagmatische Prozesse den Bronzit randlich in Talk umgewandelt (wie z.B. 81), während erst nachträglich die Verwitterung das Innere serpentinierte.

934. Harzburgit. (D. 8686). *Anstehendes Gestein, südwestlich des Gg. Elpia.*

Das körnige Handstück ist anders gefärbt wie die meisten vorigen Gesteine. Die Farbe ist mehr bräunlichgrün mit schwarzen Flecken. Als Mineralbestand ergibt sich hier: Bronzit, Olivin, monokliner Pyroxen und Spinell.

Der Bronzit bildet grosse faserige Kristalle, welche bisweilen polysynthetisch verzwilligt sind. Die Verteilung des Bronzits und des Olivins, welche hier die Hauptgemengteile bilden, ist sehr unregelmässig. Einige Teile des Gesteins bestehen ganz aus mehreren Bronziten, wozwischen viel kleinere unregelmässige Olivinkristalle; in anderen Teilen fehlt der Bronzit und ist fast nur Olivin vorhanden. Monokliner Pyroxen kommt spärlich vor. Die Kristalle sind viel kleiner als die Bronzitkristalle. Serpentinadern kommen vor.

II. Serpentine.

832. Serpentin (D. 8635). *Geröll aus dem Wai Kasoe, Nebenfluss des Wai Rioeapa.*

Dieser Serpentin hat eine dunkle blaugraue Farbe mit grünen spiegelnden Flecken. Im Schliff zeigt sich dieses Gestein als ein völlig serpentinierter Harzburgit vom Typus 879 u.s.w. Der Olivin ist in Chrysotil, der Bronzit in Bastit umgewandelt. Eine pegmatitische Verwachsung von Bronzit (jetzt Bastit) mit Chromit ist verbreitet. Hornblende fehlt ganz.

Die früheren Risse, in denen sich in den frischen Harzburgiten faserige Hornblende fand, sind in den Bastiten noch gut wahrzunehmen. Man erkennt die Stellen im polarisierten Licht deutlich an ihrem faserigen Charakter im Gegensatz zu der homogenen Bastitpseudomorphose. Auch diese Fasern sind in Serpentin umgewandelt.

Aller Serpentin zeigt eine hellgelbe Farbe.

1196. Serpentin. (D. 8738). *Anstehendes Gestein Wai Ela, östlich Piroe.*

Das Gestein ist der Nummer 815a (Peridotit) fast ähnlich. Nur ist die Serpentinisierung weit fortgeschritten. Ueber das Zusammenvorkommen mit Gabbros, siehe Kap. IV.

857. Serpentin. (D. 8649). *Anstehendes Gestein aus dem Mittellauf des Wai Kawanenoe.*

Das Handstück zeigt mehr oder weniger dunkle und hellgrüne Bänder. Der Dünnschliff zeigt uns nur wenig frische Reste (Olivinkörner, Bronzitreste, Hornblende, bräunlich grünen Spinell).

Die dunklen und hellen Bänder, welche wir im Handstück beobachten konnten, zeigen im Schliff eine verschiedene Ausgestaltung des Serpentin. Der eine Teil des Gesteins besteht aus breiten Adern, welche mit ziemlich grobfaserigem Chrysotil ausgefüllt sind. Diese Adern sind nicht an eine bestimmte Richtung in den Kristallen gebunden, aber durchschneiden alle Bestandteile in derselben Richtung. Es sind wohl frühere breite Spalten, welche durch Zerr- oder Druckkraft entstanden, und von denen aus die Serpentinisierung des Gesteins anging. Hier ist der Serpentin fast farblos, während der Magnetit sich immer in der Mitte der Spalten anhäuft. Reste ursprünglicher Minerale fehlen ganz. Weil nur wenig Bastit zwischen diesem Chrysotil vorkommt, muss wohl hauptsächlich Olivin vorhanden gewesen sein.

Der andere Serpentin bildet ein dichtes Netz mit schmalen Adern. Es hat sich hier eine feine Maschenstruktur ausgebildet. Der Magnetit häuft sich aber nicht in der Mitte dieser Adern an, sondern umringt randlich als feine Körnchen die letzten Reste des Olivins. Auch ist oft sehr fein verteiltes Erz an die Stelle der rundlichen Olivinreste getreten. Dieser Serpentin vertritt die dunklen Bänder.

877. Serpentin. (D. 8793). *Anstehendes Gestein in dem Wai Aroe.*

Im Schliff findet man Serpentin mit schöner Maschenstruktur. Olivinreste sind verbreitet. Bronzit tritt in kleinen Kristallen auf, welche bisweilen an jeder Seite in Hornblende übergehen. Auch monokliner Pyroxen tritt auf. Rotbrauner Chromit und unregelmässige Magnetitkristalle kommen vor.

Ausser diesem unregelmässigen Auftreten von Magnetit finden sich noch Zonen in diesem Gestein, wo in dem Serpentin immer reihenförmige Anhäufungen idiomorpher kleiner Magnetitkristalle liegen. Diese sind an bestimmte Stellen des Serpentin gebunden; letzterer zeigt dann einen andern Charakter als der Maschenserpentin. Die eigentliche Maschenstruktur fehlt ganz. In einer sehr dichten, schwach polarisierenden Masse, welche Chrysotil ähnlich sieht, liegen zahlreiche Blättchen von Antigorit, die durch ihre etwas stärkere Doppelbrechung deutlich zu erkennen sind. Auch Reste von Olivin treten hierin auf.

853. Serpentin. (D. 8786). *Anstehendes Gestein am Mittellauf des Wai Karwanenoe.*

Das Handstück zeigt parallele Bänder von einer dunklen und hellgrünen Farbe. Auch hier entstehen diese Bänder durch eine verschiedene Ausbildung des Serpentin, nämlich in Streifen mit breiten Adern von Chrysotil, welche einander ungefähr parallel sind und kaum Maschenstruktur zeigen, oder in Streifen mit guter Maschenstruktur und zahlreichen kleinen Resten der ursprünglichen Gemengteile. Im ersten Falle ist die Farbe heller.

28. Serpentin. (D. 9110). *Anstehendes Gestein Südküste Tg. Tapan.*

Das Handstück ist grün mit dunkelgrauen Adern. Es kommen keine Reste ursprünglicher Minerale mehr vor. Die dunklen Adern bestehen aus grobfaserigem Chrysotil, wobei sich am Rande der Adern viel Erz angehäuft hat. Der Chrysotil geht hin und wieder in Antigorit über.

In dem grünen Teile des Gesteins fehlt das Erz und tritt viel Bastit auf, welcher meistens undulös auslöscht.

870. Serpentin. (D. 8838). *Geröll aus dem Wai Aroe.*

Auf Bruchflächen des Handstücks hat sich oft viel Calcit angesiedelt, der einen Teil des Handstücks als eine Kruste überzieht.

Unter dem Mikroskop beobachtet man hauptsächlich Serpentin und Hornblende, woneben verschiedene andere sekundäre Mineralien auftreten. Die xenomorphen Hornblenden liegen meistens als Anhäufungen mehrerer Individuen kreuz und quer durch einander. Diese Hornblende ist farblos oder schmutzig gelb, mit gut ausgebildeter Prismaspaltung. Verschiedene Kristalle führen so viel Erz, dass sie undurchsichtig werden. Zwischen den Hornblenden findet sich überall viel Chlorit und Talk. Die Ränder der Hornblende sind oft ausgefasert. Scharfe Nadeln dringen öfters vom Rande her in den Chlorit. Diese Nadeln, welche bisweilen abgebrochen sind, haben ebenso wie mehrere langsäulenförmige Kristalle immer eine gute Absonderung senkrecht zur Längsrichtung.

Der Bronzit ist in diesem Schliff nur spärlich vertreten. In einem zweiten Schliff desselben Gesteins wurde aber viel Bronzit gefunden, dagegen wenig Hornblende und Chlorit. Der Bronzit, der oft randlich in Hornblende übergeht, wandelt sich oft in Talk um. Offenbar ist also die Hornblende sekundär aus Bronzit hervorgegangen. Auch monokliner Pyroxen tritt auf, doch nur in geringer Menge.

Der Chlorit (erster Schliff) zeigt meistens eine blaue Interferenzfarbe.

Der Amphibol wandelt sich zuerst in Talk mit vollständig parallelen Fasern um. Diese Pseudomorphose ist schwach pleochroitisch von hellrosa mit Stich ins Gelbe bis farblos. Aus diesem Mineral bildet sich der Chlorit in ebenfalls homogenen Pseudomorphosen.

839. Serpentin. (D. 8819). *Weg Honitetoe-Kairatoe, 4.5 K.M. von Honitetoe.*

Im Schliff zeigt sich sehr feinfaseriger Chrysotil mit gut ausgebildeter Maschenstruktur, in dem Aggregate von Talk, Chlorit und Hornblende vorkommen. Der Talk ist meistens umgeben von Hornblende, welche in zahlreichen scharfen Nadeln vom Rande her in den Talk dringt. Auch kommen Talk- und Hornblendefasern vor.

Der Chlorit bildet sehr hellgrüne, nicht pleochroitische Partien in rundlicher, eirunder oder

langgestreckter Form. Dieser Chlorit, welcher durch die blauen Interferenzfarben deutlich zu erkennen ist, wird immer umgeben von meistens kreuz und quer durch einander liegenden Hornblende-fasern. Die kleineren Partien haben oft einen schmalen Rand von Talk. In der Umrandung des Talks oder der Hornblende findet sich oft ein Kranz von radialen Chloritfasern, die im gewöhnlichen Licht durch die hellgrüne Farbe schon auffallen und auch schwach pleochroitisch sind. Es finden sich nur noch sehr wenig Reste von Bronzit und monoklinem Pyroxen.

Unzweifelhaft vertreten die Talk-Chlorit-Hornblende-Aggregate die Pyroxene. Die Beziehungen zwischen dem Talk und dem Chlorit und ihr Verhalten zur Hornblende ist nicht deutlich.

815. Serpentinbreccie. (D. 8621). *Geröll aus dem Wai Niki, Nebenfluss des Wai Nala.*

Diese Breccie besteht aus unregelmässigen, splitterigen Fragmenten eines dunklen Serpentin, zwischen denen ein grünes, blätteriges Mineral und Calcit vorkommen. Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass diese Breccie aus eckigen Stücken von feinfaserigem Chrysotil, verkittet von Calcit und Antigorit, zusammengesetzt ist. Der Chrysotil enthält viel Erz und wird bisweilen fast ganz von Magnetit verdrängt. Hin und wieder finden sich im Chrysotil Stellen, die aus feinfaserigem Chlorit bestehen, welche sich durch die hellgrüne Farbe deutlich vom Serpentin unterscheiden. Der Chlorit, der keinen Pleochroismus zeigt, kann auch den Chrysotil ganz ersetzen. Die Interferenzfarben sind normal, nur sporadisch treten die blauen Farben auf.

Der Antigorit löscht immer undulös aus; Verbiegung der Fasern, bisweilen sogar Tordierung und gespaltene Kristalle weisen auf dynamische Prozesse hin. Der Antigorit ist sehr klar. Erz kommt fast nicht vor und nur in Form einiger idiomorphen Magnetite. Der Calcit bildet unregelmässige Körner, die überall in Partien zwischen dem blätterigen Serpentin verbreitet liegen.

III. Peridotite im Osten des Archipels.

Vergleichung mit verwandten Gesteinen von Ambon.

Alter und genetischer Zusammenhang der Peridotite und Pegmatite.

A. Allgemeine Uebersicht.

In einer vorzüglichen Arbeit unter dem Titel „Geologisch Overzicht van het Oostelijk gedeelte van den Oostindischen Archipel“¹⁾ gibt BROUWER eine Uebersicht von dem Auftreten der Sediment- und Eruptivgesteine in diesem Teil des Archipels. So kommen nach ihm Gabbros und Diabase auf vielen Inseln vor; Peridotite haben eine grosse Verbreitung auf Timor, Halmaheira, Waigeoe, Ambon u.s.w.

Das geologische Auftreten der Peridotite auf der letztgenannten Insel zeigt eine grosse Uebereinstimmung mit dem Vorkommen derselben Gesteine auf West-Ceram, was im Zusammenhang mit der geographischen Lage dieser beiden Inseln, welche nur durch eine Seeenge getrennt werden, nicht befremdet. In einer Hinsicht ist Ambon verschieden von der so nahe liegenden Insel Ceram. Während nämlich kristalline Schiefer auf Ceram sehr verbreitet sind, wurden diese auf Ambon niemals angetroffen.

Aus verschiedenen Besonderheiten aus einer Arbeit VERBEEKS²⁾ kann man schliessen, dass die entsprechenden Ambonschen Gesteine sowohl geologisch wie petrographisch grosse Uebereinstimmung zeigen mit denen Cerams. Nach VERBEEK kommt bei Kap Seri der Granit als Gänge in dem Peridotit vor. In den von RUTTEN an Kap Seri gesammelten Gesteinen treten schriftgranitische Gänge auf. Die Granite vom Ambon sind hauptsächlich Biotitgranite, welche nicht selten Cordierit enthalten. Einige Granite, z. B. die in dem Wai Ha, am Wege Ambon-Roetang, sind mehr oder weniger schiefrig und gleichen einem Gneise.

Auch aus der Beschreibung SCHROEDER VAN DER KOLKS³⁾ ergibt sich eine Uebereinstimmung verschiedener Biotitgranite Ambons mit denen von Ceram. Nach SCHROEDER VAN DER KOLK tritt der Quarz in zwei Generationen auf, wobei er mehr oder weniger idiomorph sein kann; der Quarz zeigt dann die pyramidale Form. Speziell ist diese idiomorphe Form deutlich entwickelt, wenn der Quarz in dem Feldspat eingebettet liegt.

¹⁾ Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië, 1917. Verhandelingen, tweede gedeelte.

²⁾ Geologische Beschrijving van Ambon, door R. D. M. VERBEEK. Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië, 1905. Wetenschappelijk gedeelte).

³⁾ J. L. C. SCHROEDER VAN DER KOLK. Mikroskopische Studien aus den Molukken. I. Gesteine von Ambon und den Uliassern. (Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch Oost-Indië, 1895. Wetenschappelijk (vervolg) en Technisch-Administratief gedeelte).

Die Peridotite Ambons gehören alle den Harzburgiten an. Die Gesteine Ambons zeigen also viele Anklänge an denen Cerams. Auch die Granite und Gneisgranite Ambons scheinen, wenigstens teilweise, aus einem pegmatitischen Magma, das in der Tiefe fremde Gesteinsfragmente aufnahm, hervorgegangen zu sein. „In situ“ injizierte Schiefer fehlen auf Ambon. VERBEEK erklärt auch den Cordieritgehalt der Granite aus eingeschmolzenen fremden Gesteinsfragmenten.

Was das Alter dieser Gesteine betrifft, kommt MARTIN ¹⁾ zu der Annahme, dass der Peridotit von Süd-Hoeamoeal lagerartig in den Gneisen und Glimmerschiefern auftritt und somit dem kristallinen Grundgebirge angehört. Obgleich MARTIN diese Meinung nicht auf alle Peridotite Cerams überträgt, hält er diese doch auf Grund ihrer geographischen Verbreitung für sehr alte Eruptivgesteine. Mit der geographischen Verbreitung meint MARTIN das immer Auftreten von Peridotiten und Peridotitgeröllen in Gesellschaft von Glimmerschiefern und Gneisen.

VERBEEK ²⁾ hielt die Granite Ambons für praepermisch. Er gründete diese Meinung auf die Tatsache, dass eine Sandsteinformation von Ambon, die nach den „nicht sehr deutlichen Versteinerungen“ zum Perm oder Permocarbon gehört, aus Grus dieser Granite zusammengesetzt ist. Da nun der Granit gangförmig in dem Peridotit auftritt, also „jünger“ ist als diese, muss der Peridotit wohl praepermisch sein.

BROUWER ³⁾ meint aber, dass das Alter der Sandsteinformation durch die dazwischengelagerten Kalksteinschichten nicht mit Sicherheit bestimmt werden konnte. Die Facies erinnert, nach BROUWER, stark an die Ober-Triasgesteine in Flyschfacies, welche auf Ceram weit verbreitet sind. Weiter enthalten die Sandsteine Ambons farblosen Glimmer, sodass, nach demselben Autor, vielmehr kristalline Schiefer, die auf dem naheliegenden Ceram grosse Oberflächen einnehmen, sich an der Zusammenstellung beteiligt haben.

Auch RUTTEN ⁴⁾ betrachtet die Ansicht VERBEEKS, dass die Granite und Peridotite älter sein sollten als die Sandsteinformation, aus verschiedenen Gründen als nicht gesichert. VERBEEK ⁵⁾ nimmt in einer spätern Verhandlung ein triadisches Alter der Sandsteinformation an.

Die Untersuchungen von RUTTEN und HOTZ ⁶⁾ auf Kellang scheinen zu beweisen, dass die Peridotite nicht älter sein können als jungmesozoisch. Ueber knolligen Tonschiefern liegt hier (Kellang) ein kleines Serpentinmassiv. An der Basis sind diese Tonschiefer stark verkieselt und diese Verkieselung nimmt schnell ab, wenn man sich von der Serpentinengrenze entfernt, wobei allmählich Uebergänge nach den unveränderten Tonschiefern auftreten. Die beiden Forscher fassen diese Silifizierung als eine Kontakterscheinung auf. Diese Meinung wird dadurch unterstützt, dass in der verquarzten Zone noch verschiedene Lagergänge von

¹⁾ K. MARTIN. Reisen in den Molukken, in Ambon, den Uliassern, Seran (Ceram) und Buru. Geologischer Teil, 2te Lief. Seran und Buano. Leiden 1902.

²⁾ R. D. M. VERBEEK. a. a. O. S. 71.

³⁾ H. A. BROUWER. Geol. Overzicht, u.s.w. a. a. O.

⁴⁾ L. M. R. RUTTEN. Uit het eerste Verslag over de geologische expeditie naar Ceram (Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 1918. S. 119).

⁵⁾ R. D. M. VERBEEK. Opgave van geschriften over geologie en mijnbouw van Nederlandsch Oost-Indië. Eerste vervolg.

⁶⁾ L. RUTTEN und W. HOTZ. De geologische expeditie naar Ceram. Negende Verslag. (Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 1919).

Serpentin vorkommen. Solche Silifizierungen, an einem Kontakt von Sedimenten mit basischen Eruptiva, treten in dem Archipel öfters auf. Es möge dahingestellt bleiben, ob die Auffassung als Kontakterscheinung richtig ist. Immerhin ist die Möglichkeit, dass hier nur Verwitterungsprozesse der Peridotite vorliegen, nicht ausgeschlossen.

Der geologische Zusammenhang zwischen den Graniten und Peridotiten Cerams und zwischen denselben Gesteinen von Ambon, ist wohl derselbe. Auch auf Ambon liegen die Granite als gangförmige Massive in dem Serpentin, während aplitische Gesteine (Pegmatite) den Peridotit durchziehen.

Spuren von Kontaktmetamorphose (Granit an Peridotit) wurden auf Ceram nur wenig angetroffen. Wohl konnte man an verschiedenen Stellen der Grenze beider Gesteine gut folgen, aber dann war sowohl der Granit wie der Serpentin in der Kontaktzone stark verwittert. Eine Ausnahme macht das Gebiet von Tg. Modjane.¹⁾

In der schon mehr genannten Uebersicht BROUWERS, bemerkt dieser Autor, „dass Granite, Diorite, Gabbros und sogar ultrabasische Gesteine oft in inniger Beziehung zu einander vorkommen und bisweilen durch Uebergänge verbunden sind. Auch dort, wo Granitgänge in den Peridotiten auftreten, ist es also möglich, dass diese Gesteine nur wenig jünger sind als die Peridotite und z.B. durch Spaltung aus demselben Magma entstanden sind.“

Schon im ersten Kapitel wurde auf einen derartigen Zusammenhang, wie BROUWER meint, hingewiesen. Die Gneise stellen injizierte Schiefer vor, die Granite Mischgesteine, welche hervorgegangen sind aus der Mischung von Pegmatiten mit Schiefermaterial. Im Gebiete von Kaibobo treten also neben ultrabasischen Gesteinen (Peridotiten), sehr saure (Granitpegmatite) auf. Ausser diesen Granitpegmatiten findet man an verschiedenen Stellen noch zahlreiche Gänge eines andern Gesteins, ebenfalls von pegmatitartigem Habitus, das hauptsächlich aus Hornblende und sehr basischem Feldspat besteht, welches Gestein im vierten Kapitel als Hornblendepegmatit beschrieben werden soll.

Am Kontakt bei Tg. Modjane sind die an einander grenzenden Granite und Peridotite grösstenteils gut erhalten geblieben. Einige Gesteine sind sogar noch völlig frisch. Dr. Hotz, der diese Gegend erforschte, hatte die Güte, mir seine Tagebuchnotize abzutreten. Da es der einzige gut aufgeschlossene Kontakt aus dem Gebiete Kaibobos ist, lasse ich hier die Notize unverkürzt folgen: „An der Südseite des Tg. Modjane grosse Blöcke von Serpentin (73, 74). Am Tg. Modjane auf ca 60 M. Länge z.T. verwitterter Granit anstehend (75), z.T. auch gneissartig entwickelt (76). An seinem nördlichen Ende dunkelgraues, sehr hartes Kontaktgestein (77, 78); dann geflecktes Kontaktgestein mit dunklen Einschlüssen (79). Ganze Kontaktzone ca 40 M. breit. Dann folgt wieder Granit, ca 8 M. breit (alles in O. N. O. Richtung). Hierauf Blockfeld von Kontaktgestein und dunklem Serpentin, hält ca 100 M. an. Dann wieder Granit ca 200 M. weit, Richtung N. W. Granit wird stark schiefrig. Zuletzt folgt dunkler Serpentin, daneben Amphibolit? (80), sehr frischer, heller Serpentin (81).“

Die Granite des Tg. Modjane sind noch am besten zu vergleichen mit denen des Massives östlich Kaibobo. Das Gestein 75 zeigt eine Neigung zur Porhyrstruktur, während die Nummer 76 dünn-schiefrig ist und ebenfalls einsprenglingsartige Feldspate und Cordierite aufweist. Die Schieferung des letztgenannten Gesteins ist z.T. eine sekundäre Druckschieferung,

¹⁾ L. RUTTEN en W. HOTZ: Negende Verslag Ceram-Expeditie: a. a. O.

da hier der Quarz zu feinem Grus zertrümmert ist. Beide Gesteine sind sehr verwittert. Ausser diesen Graniten müssen hier auch Pegmatite vorkommen, weil der Pegmatit 931 (Sieh: Kap. I) westlich des Tg. Modjane gefunden wurde.

Zum Teil gehören die Gesteine aus dieser Gegend den Peridotiten an, namentlich:

73, ein Hornblendeperidotit, dessen Hornblende und Olivin einander ungefähr die Wage halten.

77, : Völlig serpentinisierter Peridotit, wahrscheinlich ursprünglich von gleicher Zusammensetzung wie 73.

80, : Hornblendeperidotit, dessen Hornblende über Olivin überwiegt.

81, : Harzburgit, der wenig Hornblende führt.

Ausser diesen Peridotiten ist die Nummer 78 ein gabbroides Ganggestein, das man am besten einen Odinit nennen kann, während 74 und 79 beide Breccien sind und zwar 74 eine Breccie, die aus Hornblende, verkittet von saurem Feldspat, besteht und 79 eine Oligoklasbreccie, wobei Oligoklaskristalle von feinkörnigem Plagioklas und Chlorit verkittet werden.

Die Bildung dieser Eruptivbreccien weist darauf hin, dass hier keine Differentiation des Magmas „in Situ“ stattgefunden hat, sondern dass der Pegmatit erst nachträglich in den Peridotit drang. Das Material der Breccien stammt wohl teils von dem Pegmatit, teils auch von dem Peridotit her.

Aus dem immer zusammen Vorkommen der Peridotite und Pegmatite darf man wohl schliessen, dass diese beide eine geologische Einheit bilden. Die Pegmatite müssen aufgefasst werden als ein Residu, das während der Eruption der Peridotite im Magmaherde zurückblieb und später in deren Spalten drang. Auch können folgende Betrachtungen zur Unterstützung dieser Meinung dienen.

Alle Peridotite in der unmittelbaren Nähe der Granite (Tg. Modjane) enthalten eine so gut wie farblose Hornblende, die in der Breccie 74 einen Hauptbestandteil bildet. Der Amphibol aus dieser Breccie stammt wohl von dem Peridotit her, während das Kittmaterial von dem Pegmatit geliefert wurde. Auch in den Peridotiten, welche an die Hornblendepegmatite grenzen, kommt eine farblose Hornblende vor. Zugleich haben diese Peridotite mit den vorigen gemein, dass sie meistens schieferig sind. Diese Schieferung muss unzweifelhaft einer Druckwirkung zugeschrieben werden. Geschiefterte Peridotite kommen nur in der Nähe der Pegmatite (Granite) vor. Doch können auch die hornblendeführenden Peridotite ungeschiefert sein, wie 81, aber auch dann zeigen viele Mineralien in diesen Gesteinen ebenfalls eine Druckwirkung.

In den Peridotiten Westcerams kommt der Amphibol nur in denjenigen Gesteinen vor, die unmittelbar an die Pegmatite grenzen. Letztere haben also einen derartigen Einfluss auf die Peridotite ausgeübt, dass Hornblende entstand. Welche Faktoren haben die Bildung der Hornblende bestimmt?

Eine Druckwirkung ist wohl vorhanden gewesen. Die Bildung der Eruptivbreccien hängt mit dieser zusammen. Ebenso muss die Schieferigkeit der angrenzenden Peridotite im Zusammenhang mit einem durch die eindringenden Pegmatite ausgeübten Druck stehen. Dass diese Peridotite während der Auskristallisierung ihre Parallelität erhielten, geht wohl aus der einseitigen Streckung der Bestandteile, wie Olivin und Hornblende hervor. Die Kristalle zeigen dabei meistens keine Spur einer Zerstückelung. In anderen dagegen mit deutlich kataklastischen Erscheinungen findet sich gar kein Amphibol. Das nebeneinander Vorkommen protoklastischer und kataklastischer Erscheinungen erschwert eine richtige Beurteilung.

Dass aber die Hornblende nicht ohne mehr als Kontaktmineral aufgefasst werden darf, ergibt sich aus der Tatsache, dass der Amphibol in vielen Gesteinen deutlich zuletzt auskristallisierte. In vielen hornblendeführenden Peridotiten kann man einen feinkörnigen und grobkörnigen Teil unterscheiden, wobei immer nur der erste Teil Amphibol enthält. So besteht das Gestein 81 aus grossen Bronziten und Olivin und aus einem feinkörnigen Gemenge dieser Mineralien neben Hornblende. Der grosse Olivin tritt in Gruppen mehrerer Kristalle auf. Einige Gesteine erhöhen ihre Schieferigkeit durch die Tatsache, dass grosse und kleine Olivine wechsellagern. Ausser dem Vorkommen von Hornblende gibt es noch andere Unterschiede zwischen den fein- und grobkörnigen Teilen. So tritt im feinkörnigen Teil oft Plagioklas auf, insofern Peridotite vorliegen, die an die Hornblendepegmatite grenzen. Weiter ist der Bronzit in diesem Teile nimmer parallel mit monoklinem Pyroxen verwachsen, sondern sie treten neben einander auf. Es hat also eine Entmischung der beiden Komponenten stattgefunden.

All diese Erscheinungen weisen darauf hin, dass die feinerkörnigen Teile der Peridotite unter ganz anderen Umständen auskristallisierten als die grobkörnigen. Diese Aenderung in den Erstarrungsbedingungen des Gesteins müssen wohl dem Eindringen der Pegmatite zugeschrieben werden.

Es mag sein, dass der letzte Teil des noch nicht völlig erstarrten Magmas unter Einfluss des Pegmatits als Hornblendeperidotit auskristallisierte, oder dass durch das Eindringen der Pegmatite der schon verfestigte Peridotit wieder teilweise in Lösung ging, wobei unter Einfluss von Druck, flüchtigen Bestandteilen und niedriger Temperatur sich Amphibol bildete. Die grösseren Bronzite und die Gruppen von grösseren Olivinkristallen würden dann Relikte des ursprünglichen Gesteins sein.

Der Unterschied in Korngrösse zwischen den Granitpegmatiten (Kap. 1) und den Hornblendepegmatiten (Kap. 4) ist sehr auffallend. Auch die hornblendeführenden Teile der an beide Arten von Pegmatiten grenzenden Peridotite zeigen bisweilen einen entsprechenden Unterschied in Korngrösse.

Wahrscheinlich gehört das Eindringen der Hornblendepegmatite einer früheren Periode an als die Entstehung der Granitpegmatite.

B. Gesteinsbeschreibung.

73. Hornblendeperidotit. (D. 9103).

Das sehr dunkle Handstück ist dicht und deutlich schieferig. Parallele, fast schwarze Schichten wechseln mit dunkelgraugrünen ab. Bei mikroskopischer Untersuchung ergibt sich, dass die schwarzen Schichten aus völlig serpentinisiertem Gestein bestehen; dieser Serpentin enthält viel Erz.

Die frischen Teile des Dünnschliffs bestehen fast ganz aus einer farblosen Hornblende und Olivin, wobei jedes dieser Mineralien in fast gleicher Menge auftritt. Beide Mineralien sind in einer Richtung gestreckt; sie liegen inmitten einer sehr feinkörnigen Masse, welche aus Trümmern, hauptsächlich von Olivin herstammend, besteht.

Der farblose Olivin ist, ebenso wie die Hornblende, immer xenomorph. Beide Mineralien löschen undulös aus und erreichen selten eine Grösse von 0,2 mm. Auch Pyroxen kommt vor,

obgleich in geringer Menge. Es ist ein farbloser Bronzit, der sich meistens randlich, aber auch wohl auf Spalten in Talk umwandelt. Hin und wieder geht der Bronzit in kompakte Hornblende über. Sowohl Hornblende wie Bronzit wandeln sich in Bastit um.

74. Hornblendebreccie. (D. 9104).

Das schwere Handstück hat eine grünlich graue Farbe und besteht aus ungefähr 1 cm grossen grünlich, deutlich gebogenen und gebrochenen Kristallen, die in einer feinkörnigen Masse von grauer Farbe eingebettet liegen.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass dieses Gestein aus grossen grünlichen Hornblende-kristallen besteht, welche nur selten eine geradlinige Begrenzung aufweisen. Diese Kristalle sind umgeben von zahlreichen Amphibolfragmenten, wozwischen sich ein feinkörniges Feldspatgemenge drängt. Die kleineren Feldspatkörner greifen unregelmässig, oft zahnförmig in einander.

Die nicht pleochroitische Hornblende ist überall gebrochen und ausgefasert. Oft ist ein Kristall entzwei gebrochen, wobei der Feldspat zwischen die zwei ausgefaserten Hälften gedrungen ist. Von den grösseren Kristallen sind oft Fragmente abgerissen, welche jetzt in dem Feldspatgemenge eingebettet liegen. Die Spaltlinien des Amphibols sind nicht scharf; $c : r = 18^\circ$. Zwillingsbildung nach (100) kommt viel vor.

Der körnige Feldspat, welcher hier die Hornblende verkittet, gehört einem sauren Plagioklas an (Oligoklas bis Albit). Die kleinen Feldspatkörner, die niemals verzwillingt sind, löschen immer undulös aus, jedoch weniger stark als die Hornblende. Erz fehlt so gut wie ganz. Zwischen den Feldspaten treten hin und wieder feinkörnige Aggregate von fast farblosen Chloritsphaerolithen mit normalen Interferenzfarben auf.

75. Cordieritgranit. (D. 9105).

Das verwitterte Handstück zeigt eine helle Farbe und hat ganz den Charakter eines feinkörnigen Biotitgranits. Der Schliff zeigt uns ein körniges Gemenge von Orthoklas und Quarz, in dem die Plagioklase, Cordierite und Biotite einsprenglingsartig auftreten. Der Orthoklas ist meistens in Serizit umgewandelt, nur an einer Stelle kommt ein grösserer Orthoklas mit eingeschlossenen Quarzen vor, was wieder erinnert an die vorigen Granite.

Der Cordierit ist wieder zu erkennen an der Rechteckform. Die ursprüngliche Substanz findet sich nirgends; immer treten Verwitterungsprodukte auf. In den Pseudomorphosen kommt viel Biotit und Quarz als Einschluss vor, während in einem der Pinite noch deutlich Sillimanitnadeln zwischen den Muscovitschüppchen zu erkennen sind. Der Glimmer in dem Pinit kann nahezu parallel liegen.

Der Plagioklas erreicht bisweilen eine Grösse von 2 mm. Zonarer Bau kommt viel vor. Frische Plagioklase sind selten, meistens ist entweder der Kern oder das ganze Mineral in Zeolithe und bisweilen in Serizit umgewandelt. Der sehr dunkle Biotit bildet unregelmässige Flecken; das Mineral ist oft verwittert.

76. Cordieritgranit. (D. 9106).

Das Gestein ist dünnschieferig und hierdurch einem Schiefer ähnlich. Im Dünnschliff findet man ganz zertrümmerte Quarzkörner, in denen buchtige, dünne Biotitschlieren auftreten.

Der Quarz bildet hier feines Grus, in dem Orthoklase, Plagioklase und Cordierite einsprenglingsartig vorkommen.

Alle grösseren Kristalle sind bisweilen idiomorph, meistens aber abgerundet. Sie löschen immer undulös aus. Einige Plagioklase sind entzwei gebrochen, wobei der Quarz zwischen die beiden Hälften gedrungen ist. Der Plagioklas ist immer zonar gebaut. Um einen oft idiomorphen Kern hat sich ein einziger breiter Rand geformt, der immer eine niedrigere Lichtbrechung als der Kern zeigt. Letzterer ist oft zersetzt und umgewandelt in Serizit oder in Zeolithe. Nur selten ist dieser Feldspat verzwillingt.

Die Cordierite, oder besser die Cordieritpseudomorphosen, entsprechen völlig denen aus dem vorigen Schliff. Der Biotit tritt immer schlierenförmig auf. Apatit kommt dann und wann in Kristallen vor, die auch gebrochen sind und deren Körner in einer Reihe in der Richtung der Biotitschlieren liegen. Zirkonkristalle, teils idiomorph, sind verbreitet. Auch die aus dem ersten Kapitel so bekannten Myrmekite fehlen hier nicht und treten ebenfalls am Rande des Orthoklases auf. Der Orthoklas ist niemals grösser als der Plagioklas und enthält sporadisch Quarzkörner eingeschlossen.

Die Schieferigkeit des Gesteins kann vielleicht ausschliesslich der hochgradigen Kataklastik zugeschrieben werden, aber es ist nicht unmöglich, dass sie primär ist.

77. Serpentin. (D. 9107).

Dieses Gestein ist sehr verwittert und zeigt eine schwach entwickelte Schieferung. Der Schliff zeigt ein ganz serpentinisirtes Gestein; von frischen Mineralien findet man nur an einer Stelle noch etwas Hornblende. Die ungefähr parallele Streckung der übrig gebliebenen Hornblenden weist auf eine ursprüngliche Schieferigkeit des Gesteins hin. Wahrscheinlich war das Gestein der Nummer 73 identisch.

78. Gabbroides Ganggestein. (Odinit). (D. 9108).

Es ist ein dichtes, homogen gefärbtes Gestein von dunkelgrauer Farbe, das im Dünnschliff eine Grundmasse von leistenförmigen Feldspaten und Uralitsäulchen mit Einsprenglingen von Augit und Plagioklas zeigt. Die Augiteinsprenglinge haben eine achtseitige Begrenzung. Fast immer sind die Kristalle ganz oder randlich in schmutziggrünen Uralit umgewandelt. Die fast quadratische Spaltung ist gut wahrzunehmen. Zwillingsbildung nach (100) kommt vor. Es gibt wenig Einsprenglinge. Mittelmässige, unregelmässige Kristalle bilden einen Uebergang zwischen den idiomorphen Augiten der ersten Generation und den Uralitsäulchen aus der Grundmasse.

Auch Feldspateinsprenglinge sind spärlich. Diese Einsprenglinge sind tafelförmig nach M. Auch hier bilden grössere, leistenförmige Feldspate einen Uebergang nach den Plagioklasen der Grundmasse. Die Plagioklaseinsprenglinge sind idiomorph. Einige Kristalle haben sich in Serizit umgewandelt. Bisweilen finden sich Albitadern mit feinen Hornblendenadern in den Kristallen, während in einem Einsprengling der Kern von Uralit ausgefüllt ist.

Der leistenförmige Feldspat der Grundmasse ist immer verzwillingt. Die Zusammensetzung der Feldspate wechselt von Labradorit bis Bytownit, während auch Anorthit vorkommt. So konnte einer der tafelförmigen Einsprenglinge als Anorthit bestimmt werden.

Alle Bestandteile des Gesteins löschen undulös aus, während auch andere Spuren von

Kataklase, wie gebogene Kristalle, Ausfaserung der dunklen Gemengteile u.s.w. auftreten. Die Hornblende aus der Grundmasse ist faseriger Uralit, der wohl aus Augit hervorging.

Quarz ist in diesem Gesteine nicht geradezu selten. Offenbar ist dieser sekundär, weil er hin und wieder gangförmig auftritt und dann neben Chlorit und Mineralien aus der Epidotgruppe vorkommt. Der Quarz enthält oft als Einschlüsse feine grüne Hornblendenadeln. Zoisit und Epidot kommen neben Quarz auf schmalen Spalten vor, welche oft von Uralitfasern umsäumt werden. Kleine Erzkörner mit Leukoxenrändern kommen oft vor.

79. (944a). Oligoklasbreccie. (D. 9109).

Das Handstück ist feinkörnig und grau mit weiss gefleckt. Der Schliff zeigt ein breccienartiges Gemenge, das aus etwa 1 mm grossen Feldspaten besteht, die von feinkörnigem Plagioklas und Chlorit umringt werden. Die grossen isometrischen, bisweilen fast idiomorphen Feldspate, löschen immer undulös aus und sind oft zonar gebaut, wobei der Kern immer einen höheren Brechungsindex zeigt als der Rand. Zwillingsbau kommt viel vor; die Lamellen sind immer unregelmässig gestaltet und selten scharf. Kerne mit mehreren Schalen von innen nach aussen saurer werdend, kommen vor. Der Kern der Kristalle gehört einem sauren oder basischen Oligoklas an, bisweilen auch einem Andesin, während der Rand immer die Zusammensetzung eines sauren Oligoklases oder eines Oligoklas-Albites zeigt.

Der feinkörnige Plagioklas hat im allgemeinen die Zusammensetzung eines Oligoklases. Der Chlorit bildet Schlieren in dem feinkörnigen Feldspatgemenge, welche die grösseren Feldspate umschlingen. Meistens besteht der hellgrüne, schwach pleochroitische Chlorit aus Anhäufungen von Sphaerolithen, bisweilen aus faserigen Kristallen. In dem Chlorit tritt oft viel Erz auf, sodass bisweilen die dünneren Chloritschlieren in Erzstränge übergehen. Weiter findet sich in dem Chlorit oft eine blaugrüne, deutlich pleochroitische faserige Hornblende (Uralit), deren Fasern oft eine fächerförmige oder sogar radialstrahlige Anordnung zeigen. Dieser Uralit kommt auch eingeschlossen in den grösseren Plagioklasen vor, ebenso wie bisweilen der Chlorit.

Zoisit und Epidot kommen auf Spalten vor. Apatit tritt spärlich in xenomorphen Kristallen zwischen dem Chlorit und in dem Feldspat auf. Man findet bisweilen Zirkonkristalle im Chlorit eingeschlossen, wobei die Kristalle keinen pleochroitischen Hof aufweisen.

80. (944b). Hornblendeperidotit. (D. 9110).

Das dunkle, feinkörnige, schieferige Handstück zeigt unter dem Mikroskop fast ausschliesslich farblose Hornblende und Olivin, wobei erstere überwiegt. Die Hornblende ist xenomorph; alle Kristalle sind in einer Richtung gestreckt und verleihen so dem Gestein die Schieferigkeit. Der Olivin zeigt oft eine undulöse Auslöschung. Viele Kristalle sind zerbrochen und werden umringt von Trümmern. Die Olivine sind teils serpentiniert, während die Hornblende fast immer frisch ist und höchst selten in Bastit umgewandelt ist.

Magnetitkörner finden sich überall, sowohl in dem Serpentin, wie auch eingeschlossen in den frischen Bestandteilen. Der Magnetit in der Hornblende ist oft ausgezogen zu länglichen, schmalen Kristallen, die dann parallel der Spaltungsrichtung in dem Amphibol liegen. Spinell ist wenig verbreitet.

81. Harzburgit. (D. 9111).

Das sehr frische Handstück hat eine dunkle graugrüne Farbe. Die 2 bis 3 mm grossen Bronzite sind in dem übrigens homogen gefärbten Gestein deutlich zu erkennen. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt sich ein sehr kataklastisches Gefüge.

In einer feinkörnigen Masse von verschiedenen Bestandteilen liegen hin und wieder noch Partien grösserer Olivinkristalle (bis 2 mm), die stark undulös auslöschen und mehrere Bronzitkristalle, die gebrochen und verbogen sind. Der Bronzit ist oft fein lamellar mit monoklinem Pyroxen verwachsen. Ein Rand von feinem Olivinring umgibt oft den Bronzit, der sich manchmal randlich oder auf Spalten in Talk umwandelt. In dem Talk, der sich auf Spalten bildet, nimmt man oft eine Knickung in den Spalten wahr. Bisweilen besteht die Mitte einer solchen Talkader aus einem serpentinähnlichen Mineral (Chlorit?), sodass wahrscheinlich der Talk sich in Serpentin umwandelt. Auf Bruchflächen und zwischen den Fasern des rhombischen Pyroxens hat sich oft eine feinfaserige Substanz gebildet, deren Richtung schief zur Längsrichtung des Bronzits steht. Die Auslöschung dieser oft tordierten Fasern ist schwer zu bestimmen. Offenbar handelt es sich um Hornblende. Es sieht aus, alsob die Pyroxenfasern sich unter Einfluss einer Torsion oder eines Druckes in Hornblende umgewandelt haben. Die faserige Substanz setzt sich meistens ungestört durch die Talkadern fort.

Der feinkörnige Teil des Gesteins besteht aus Olivin, Bronzit und Hornblende. Die kompakte Hornblende ist ganz farblos und kann an einigen Stellen so zunehmen, dass nesterartige Anhäufungen entstehen. Die Hornblende zeigt oft eine durch Kataklaste entstandene Ausfaserung. Die Art und Weise, wie die Hornblende in weniger kataklastischen Teilen den Olivin umschliesst, beweist, dass erstere später auskristallisierte.

Serpentinadern in dem Olivin sind spärlich. Das Mineral ist sehr frisch. Ob die Talkränder um den Bronzit auch teilweise aus dem zertrümmerten Olivin hervorgingen, lässt sich schwer beurteilen. Wohl kommt hin und wieder Talk zwischen dem Olivin in anscheinend bronzitfreien Teilen des Gesteins vor.

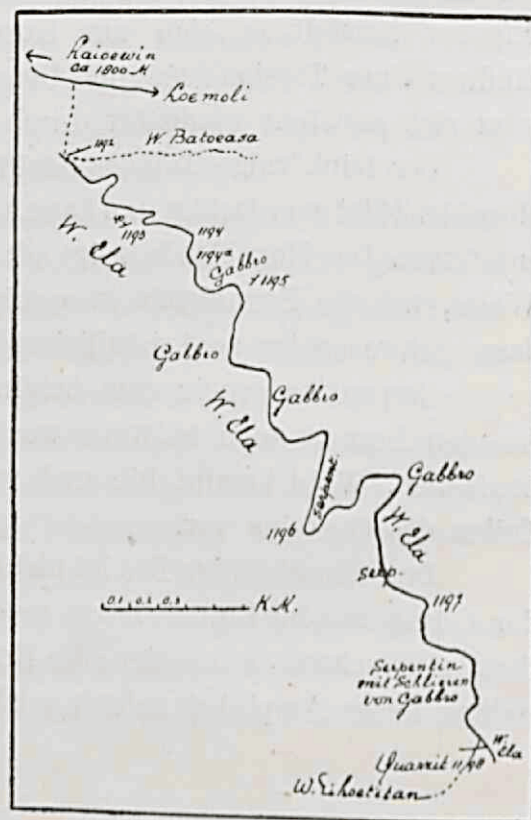
Der feinerkörnige Teil ist nicht ausschliesslich durch Kataklaste entstanden. Die Hornblende, der Olivin und der Bronzit liegen regellos verbreitet. Eine bestimmte Reihenfolge der Kristallisation lässt sich schwer feststellen; die Hornblende scheint aber bisweilen auch den Bronzit zu umfassen, sodass dieser Amphibol zuletzt auskristallisierte.

IV. Gabbros und nah verwandte Gesteine (Hornblende-Pegmatite, Hornblende-Gabbros, Diabase).

A. Allgemeine Uebersicht.

Gabbros oder nahe mit Gabbros verwandte Gesteine kommen auf West-Ceram viel vor. In der älteren Literatur über Ceram sind diese Gesteine nur spärlich vertreten. VERBEEK nennt einen Hornblendegabbro von Süd-Ceram; MARTIN¹⁾ erwähnt eine dioritartige Mineralkombination (die hier beschriebenen Hornblendepegmatite) von Tg. Sisi. Nach RUTTEN sind die Gabbros und Peridotite genetisch verwandte Gesteine. In dem 9ten Reisebericht der Ceram-Expedition sagt RUTTEN²⁾, dass auf dem Wege von Laioewin nach Loemoli auf eine ziemlich grosse Strecke Gabbros an die Oberfläche kommen. Weiter östlich folgt ein zweites Gebiet basischer Eruptiva, das aus innig in einander übergehenden Gabbros und Peridotiten besteht.

Auch auf nebenstehender Karte, gezeichnet aus den Tagebüchern RUTTENS, (Wai Ela, Nebenfluss des W. Eti), ist zu sehen, wie diese Gesteine mit einander abwechseln. Im Süden kommt Serpentin mit Schlieren von Gabbro vor. Die Gabbros im Norden (1192, 1193) sind Flaser-gabbros, die oft eine derartige Paralleltexur zeigen, dass man die dunkelgrünen Gesteine für Amphibolschiefer halten könnte.



I. Hornblendepegmatite.

Die Hornblendepegmatite von Tg. Sisi werden von MARTIN beschrieben als eine dioritartige Mineralkombination von sehr grobkörnigem Gefüge, in dem die Hornblendekristalle eine Länge von mehreren cm erreichen können. MARTIN meint, dass es sich hier um Schlieren handle, nicht um richtungslos oder schiefrig struierte Diorite, welche den Peridotit durchbrochen hätten. Auch SCHROEDER VAN DER KOLK³⁾ rechnet dieses Gestein in seiner Beschreibung

¹⁾ K. MARTIN: Reisen in den Molukken u.s.w. (a. a. O.).

²⁾ a. a. O.

³⁾ a. a. O.

zu den Dioriten. Er bemerkt aber, dass die Plagioklase ziemlich basisch sind und dass die Auslöschungswinkel vielfach 20° überschreiten.

Nach RUTTEN¹⁾ und HOTZ bilden diese Gesteine von Tg. Sisi echte Gänge, deren Breite von einigen cm bis \pm einen halben Meter wechselt. Analoge Gänge kommen in West-Ceram viel vor; so fand RUTTEN derartige Gesteine in den Fluss-Gebieten des Rioeapa, Nala, Kawanenoe und Aroe. Weiter finden sich auf Kellang Pegmatite, welche sich durch grosse Hornblendekristalle von mehreren cm Länge kennzeichnen und nach dem 9^{ten} Reisebericht den Pegmatitgängen von Tg. Sisi bei Kaibobo vollständig gleichen.

RUTTEN hält diese Gesteine im Gegensatz zur Meinung MARTINS für echte Gänge. Er führte diese Gesteine unter dem Namen Dioritpegmatite auf. Nach mikroskopischer Untersuchung kann ich mich ganz mit der Auffassung RUTTENS, dass es sich hier um pegmatitische Gänge handelt, vereinigen.

Die Gänge bestehen hauptsächlich aus Hornblende und Feldspat, während Magnetit hin und wieder reichlich auftritt. Die Hornblende überwiegt meistens; der Feldspat kann sogar ganz fehlen. Dieser Amphibol hat immer eine hellbraune Farbe, der Pleochroismus ist deutlich, aber die dunkelste Farbe erreicht, auch in dickeren Schnitten, niemals das satte Braun der basaltischen Hornblende. Auch die Auslöschungsschiefe von 18° weist darauf hin, dass hier gemeine braune Hornblende vorliegt. In vielen Gesteinen ist diese Hornblende idiomorph, in anderen deutlich korrodiert.

Der Feldspat ist immer sehr basisch und besteht denn auch grossenteils aus Anorthit und Bytownit. Die Feldspate der kleinen Gänge, welche kaum eine Dicke von einigen mm erreichen, bestehen bisweilen nur aus Anorthit. In den grösseren Gängen wechselt die Zusammensetzung von Anorthit bis Labradorit. Immer aber herrschen die sehr basischen Glieder der Plagioklasreihe (Bytownit) vor.

Ein rhombischer Pyroxen, meistens Hypersthen, bisweilen auch Bronzit, spielt in diesen Gesteinen eine eigentümliche Rolle. Der Pyroxen ist immer pleochroitisch von rosa bis hellgrün, die Spaltbarkeit ist oft schlecht ausgebildet. Wenn die Spalttrisse fehlen, sind die körnigen Kristalle dem Olivin sehr ähnlich. Man kann die beiden Mineralien, wenn sie nebeneinander liegen, oft schwer unterscheiden; dieses gilt speziell für dünne Schnitte, in denen der Pleochroismus des Pyroxens nur schwach entwickelt ist.

Von den Handstücken bei Tg. Sisi konnten Dünnschliffe angefertigt werden, in denen kleine Gänge sammt dem umringenden Peridotit, vorkommen. In diesen Schliffen tritt der Pyroxen immer am Rande des Ganges auf; die Grenze zwischen dem Olivin des Peridotits und dem Pyroxen ist niemals scharf. So können z. B. oft vereinzelte Hypersthenkristalle zwischen den Olivinkörnern vorkommen. In einiger Entfernung des Ganges geht der Hypersthen in hellgrüne Hornblende über.

Sicher hat sich hier die hellgrüne bis farblose Hornblende in dem Peridotit gebildet und gehört auch der Hypersthen wohl nicht zum Gange, doch bildet er einen Reaktionsrand zwischen dem Gang und dem Peridotit; der Hypersthen entstand wahrscheinlich aus Olivin. Bisweilen fehlt der Hypersthen, aber in diesem Falle sind oft noch korrodierte Reste vorhanden. Auch weisen die Verhältnisse im Gestein 827a darauf hin, dass der Hypersthen umkristallisierter Olivin ist. Die Mineralkombination braune Hornblende-Feldspat tritt hier

¹⁾ a. a. O.

gangförmig in einem Gestein auf, das fast ganz aus rhombischem Pyroxen besteht. Die unmittelbar an die Gänge grenzenden Pyroxene gehören dem Hypersthen an, die Uebrigen dem Bronzit.

Die Struktur dieser Gesteine ist meistens eine echte Gangstruktur, namentlich die panidiomorph-körnige. In den grösseren Gängen ist oft eine deutliche Reihenfolge der Kristallisation festzustellen, sodass hier mehr Tiefengesteinsstrukturen (hypidiomorph-körnige) auftreten. Zuerst kristallisierte immer der Hypersthen aus, der in verschiedenen Gängen als korrodierte Reste, sowohl in dem Feldspat, wie auch in der Hornblende, vorkommt. Auch wandelt der Hypersthen sich bisweilen auf Spalten in Hornblende um. Die Hornblende wird oft von den Feldspaten korrodiert. Das Auskristallisieren der basischen Feldspate (Anorthit) muss schon sehr früh angefangen sein, weil diese bisweilen im Amphibol und in dem Norit 847 sogar in dem Hypersthen eingeschlossen vorkommen. Die weniger basischen Feldspate sind zuletzt auskristallisiert.

In all diesen Gesteinen zeigen die zusammensetzenden Bestandteile eine Neigung zum Auftreten in zweierlei Grösse. Dieses gilt für den Hypersthen in dem Norit 847 und für die Hornblende und Feldspate in den anderen Gesteinen. Man würde dieses als eine Art Porphystruktur auffassen können. Jedoch sind die kleineren Kristalle meistens die älteren. In 847 z. B. umschliesst ein grosses Hypersthenkristall ein kleineres. In anderen Gesteinen kommen sehr oft kleinere, bisweilen idiomorphe Hornblendekristalle in den grossen vor. Vielleicht kann dies erklärt werden als eine Art Sammelkristallisation nach RINNE.¹⁾

Mechanische Deformation ist in vielen Gesteinen nachzuweisen, doch kann auch ganz fehlen. In einigen Gesteinen ist ein deutlicher Zusammenhang vorhanden zwischen Druck und dem Auftreten von Zwillingslamellen in den Feldspaten. So ist in 847 ein Feldspatkristall in drei Stücke gebrochen. Der erste Teil löscht nur undulös aus und enthält sehr wenig Lamellen, der mittlere Teil enthält zahlreiche Lamellen, während das dritte Stück wieder weniger Lamellen aufweist. Die Lamellen der verschiedenen Stücke hören auf an den zwei Spaltrissen, welche den Plagioklas in drei Teile verteilen. (Taf. II, Abb. 8).

Weiter kommen in einigen Gesteinen (822) Albitlamellen vor, die an einem Ende umgebogen sind. Das umgebogene Ende zeigt oft einige Lamellen, senkrecht zu Erstgenannten. Auch stehen viele auskeilenden Zwillingslamellen wohl im Zusammenhang mit Druck.

Derartige auskeilenden Lamellen treten bisweilen auch in der Hornblende auf (849), wo sie ebenfalls in unmittelbarem Zusammenhang mit Spaltrissen oder Zerrlinien stehen. (Taf. II, Abb. 9).

Sekundäre Mineralien kommen in diesen Gesteinen viel vor. Die meisten Gesteine sind sehr frisch. Eigentliche Verwitterungsmineralien sind nicht häufig. Hierzu müssen wahrscheinlich einige Epidot- und Chloritmineralien gerechnet werden. Grossenteils aber müssen die vorhandenen sekundären Mineralien ihr Entstehen postmagmatischen Prozessen verdanken. So die Talkbildung. Schon in dem vorigen Kapitel wurde die Entstehung von Talk aus Hypersthen auf diese Zersetzungsprozesse zurückgeführt. Auch in den Ganggesteinen wandelt sich der Pyroxen oft randlich oder auf Spalten in Talk um, während wahrscheinlich auch die grüne Hornblende und der Olivin der angrenzenden Peridotite sich umwandeln.

Die braune Hornblende wandelt sich niemals in Talk um. Diese zerfällt in Chlorit und Erz. Die Feldspate unterliegen vielerlei Umwandlungen. So ist z. B. Zeolithisierung sehr verbreitet. Prehnitisierung kommt hin und wieder vor, wobei der Prehnit rosettenförmig in den Plagioklasen auftritt. Weiter findet sich oft Chloritisierung. Der Chlorit findet man als

¹⁾ F. RINNE: Gesteinskunde. Leipzig 1920, S. 184.

unregelmässige Adern oder in Form viereckiger Blättchen, oder auch unwächst der Chlorit randlich den Feldspat.

Auch Opalisierung und Chalcedonisierung der Feldspate treten auf. Die Opalbildung hat später eingesetzt als die Chloritisierung, denn in den opalisierten Plagioklasen gibt der Chlorit noch die früheren Grenzen der Feldspate an. Wahrscheinlich muss auch eine Serizitbildung in den Plagioklasen auf diese Prozesse zurückgeführt werden.

II. Feinkörnige Hornblendegabbros.

Unter diesem Namen werden hier gabbroide Gesteine zusammengefasst, die aus basischem Feldspat und brauner Hornblende bestehen, neben denen in einigen Gesteinen noch monokliner Pyroxen auftritt. Es ist nicht unmöglich, dass einige Gesteine hier mit Unrecht als Hornblendegabbro beschrieben werden.

Schon MARTIN¹⁾ erfuhr bei seiner Beschreibung Cerams grosse Schwierigkeiten bei der Bestimmung dieser Gesteine. So beschreibt SCHROEDER VAN DER KOLK die Gesteine 333, 339 und 345 als Amphibolite, während MARTIN sie zu den Ganggesteinen (MARTIN's dioritartiger Mineralkombination) rechnet. MARTIN bemerkt im Zusammenhang mit den von ihm so genannten Schlieren, „dass man auch andere Vorkommnisse aus der Gegend von Kaibobo, welche räumlich aufs Engste mit dem Peridotit verknüpft sind und die für sich betrachtet als Plagioklasamphibolite bezeichnet werden könnten, als Ausscheidungen betrachten muss.“

Weiter schreibt MARTIN: „Zwar gleichen sie im Habitus durchaus Gesteinen der kristallinen Schieferreihe und ihr Verband mit der Hauptmasse des Peridotits ist nicht festgestellt; aber sie stehen im unmittelbarer Nähe des Letzteren an, oder sie finden sich unter dem Schotter der aus Peridotit aufgebauten Höhen. Zudem entspricht ihre mineralogische Zusammensetzung im wesentlichen derjenigen der unzweifelhaften Schlieren.“

Es ist daher möglich, dass einige Gesteine, welche von mir als Amphibolite beiseite gelegt wurden, eigentlich in dieses Kapitel hineingehören.

Fast alle Gesteine, welche hier beschrieben werden, sind Gerölle. Nur 869 und 945 sind anstehende Gesteine; ersteres gehört einem Gabbromassive an. Die anderen müssen nach ihrem petrographischen Charakter bestimmt werden. Alle Handstücke sind ziemlich feinkörnige, sehr dunkle, massige Gesteine; nur die Nummer 834 ist schwach schieferig. Sicher gehören die Nummern 869 und 866 zu Eruptivgesteinen; die braune Hornblende tritt hier bisweilen in schönen, idiomorphen Kristallen auf. Von den übrigen Gesteinen enthalten 872, 86 und 945 ebenso wie 869 und 866 monoklinen Pyroxen als dunklen Bestandteil, indem 834 nur braune Hornblende führt. Vermutlich sind die Nummern 872, 86 und 945 Hornblendepegmatite, obgleich monokliner Pyroxen in diesen nicht angetroffen wurde. Gleich wie in diesen Pegmatiten herrschen hier panidiomorphe Strukturen vor, während auch in diesen Gesteinen die dunklen Gemengteilen weit überwiegen. So treten dann auch hier oft Gruppen von Feldspaten als Inseln zwischen den feinschmeligen Gemengteilen auf. Auch 834 ist wohl ein schwach schiefriges Hornblendeganggestein.

Die Hornblende in diesen Gesteinen gehört auch dem gemeinen braunen Amphibol an. Ein Uebergang in blaugrüne Hornblende ist verbreitet. In dem Gestein 86 ist die Hornblende

¹⁾ K. MARTIN: Reisen in den Molukken u.s.w. (a. a. O.)

auf beiden Seiten einer Reibungszone in blaugrünen Amphibol umgewandelt. (Taf. II, Abb. 6). Die Grenze zwischen blaugrüner und gewöhnlicher Hornblende ist sehr scharf, die beiden Teile des Gesteins sind gegenseitig etwas verschoben, ohne dass die Hornblende gebrochen ist. In der Quetschzone ist die blaugrüne Hornblende faserig. In einiger Entfernung geht sie in kompakte blaugrüne Hornblende über, die ihrerseits wieder in braunen Amphibol übergeht.

Der monokline Pyroxen ist bisweilen schwach pleochroitisch und tritt immer in geringer Menge auf. Dieser Pyroxen unterliegt oft einer Uralitisierung. Erz ist in diesen Gesteinen im allgemeinen nicht häufig.

III. Gabbros.

Die Gabbros von diesem Teile West-Cerams sind fein- bis grobkörnige Gesteine. Sie können ziemlich grobkörnig werden; in einigen Gabbros können die Gemengteile zwei bis drei cm. gross werden. Viele Gesteine zeigen einen Uebergang nach den Hornblendegabbros. Dann können braune Flecken von Amphibol in den Pyroxenen auftreten oder auch kommt randlich an dem Diallag ein Saum brauner Hornblende vor.

Das Gestein 798 bildet einen Uebergang nach den Peridotiten. Der Feldspat in diesem Gabbro ist dem Olivin an Menge untergeordnet, sodass man ebenso gut das Gestein einen feldspatreichen Peridotit nennen könnte. Die anderen Gesteine sind zusammengesetzt aus Diallag und basischem Feldspat. Der Diallag kann sehr zurücktreten, wie z.B. im Gestein 814b.

Alle Gesteine zeigen dynamische Wirkungen. Ganz frische Gabbros wurden unter den Handstücken nicht angetroffen, obgleich die Gesteine im allgemeinen nur wenig verwittert sind. Die Gabbros können eingeteilt werden in Uralitgabbros und Saussuritgabbros, während unter ersteren sich Gesteine finden, die linear gestreckt sind (Flasergabbros).

Der Pyroxen ist immer Diallag, der niemals Pleochroismus zeigt. Der Uralit in den Gesteinen ist bald blaugrün und dann pleochroitisch, bald hellgrün oder fast farblos ohne Pleochroismus. Der Farbe nach muss der Uralit in den meisten Fällen zu der Strahlsteingruppe gehören. Er ist nicht immer faserig; in einigen Gesteinen macht er einen kompakten Eindruck. Es konnte festgestellt werden, dass die faserige Hornblende in einigen Fällen erst nachträglich aus der kompakten hervorgegangen ist. In anderen Fällen liess sich mit grosser Wahrscheinlichkeit feststellen, dass der Uralit sich als Blättchen auf der Absonderungsfläche (100) des Pyroxens bildet, also schon primär faserig ist.

Die Gesteine sind sehr arm an Erzen. Neben Uralit kommen als sekundäre Mineralien fast nur die aus der Epidotgruppe vor. Nach der Einteilung WEINSCHENKS¹⁾ müssen hier Klinozoisit und Epidot am häufigsten sein; der rhombische Zoisit tritt nur untergeordnet auf. Sehr oft findet man Epidotkörnchen in dem Uralit. Prehnit tritt dann und wann auf Klüften auf, ebenso wie Zeolithe. Im Gestein 952 hat sich sehr viel Chorit gebildet (Grünstein).

Ophitische Strukturen treten nur selten auf (786). Fast immer sind die dunklen und hellen Gemengteile ungefähr gleichzeitig auskristallisiert.

¹⁾ E. WEINSCHENK: Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg 1915. S. 151.

B. Gesteinsbeschreibung.

I. Hornblendepegmatit.

900. Ganggestein, aus basischem Feldspat, Hornblende, Hypersthen und Erz bestehend.
Anstehendes Gestein bei Tg Sisi, Ostufer der Piroebai. (D. 8678, 8294).

Von diesem Gesteine liegen einige Handstücke vor. Ein Handstück zeigt uns Peridotit, in dem einige Gänge vorkommen. Diese Gänge bestehen hauptsächlich aus dunklen glänzenden Mineralien, zwischen denen hin und wieder helle Bestandteile auftreten. Die Gänge sind scharf begrenzt gegen den umringenden Peridotit, der einigermaßen schiefrig ist. Von diesem Handstücke wurden zwei Dünnschliffe angefertigt.

Der **erste** Schliff (D. 8678) zeigt als Mineralbestand der Gänge: Feldspat, Hornblende und einen farblosen Pyroxen. Obgleich vereinzelt idiomorphe Hornblenden vorkommen, und dann bisweilen in einem Feldspat eingeschlossen, zeigt keiner der Gemengteile eine eigene Begrenzung. Die Hornblende hat in diesem dünnen Schnitt eine blassbraune Farbe und zeigt nur schwachen Pleochroismus. Die Anordnung der femischen Bestandteile und der Feldspate in diesem Gestein ist derartig, dass meistens die Hornblende und der Pyroxen am Rande auskristallisiert sind und die Feldspate in der Mitte des Ganges. Doch können sie auch ihre Stelle wechseln.

Die Feldspate sind sehr basisch; im allgemeinen gehören sie dem Anorthit an, während auch Bytownit auftritt. Der Plagioklas ist sehr frisch. Zwillingslamellen fehlen oft. Zonarer Bau ist nie vorhanden. Wo viele Feldspate angehäuft sind, ist die gegenseitige Begrenzung zum Teil geradlinig, die Struktur eine ausgezeichnet panidiomorph-körnige.

Der Hypersthen kommt meistens am Rande der Gänge und zwischen den Hornblenden vor. Weiter tritt er noch in Form rundlicher, stark korrodierter Körner auf, und als eckige, ebenfalls teilweise resorbierte Kristalle zwischen und in den Feldspaten. Der Pleochroismus des Pyroxens ist kaum merklich. Dadurch wird eine Unterscheidung von den angrenzenden Olivinkristallen sehr erschwert.

Der **zweite**, dickere Schliff (D. 8294) von einigen anderen Gängen gibt eine bessere Uebersicht. Jetzt zeigt der Pyroxen einen Pleochroismus von hellrosa bis hellgrün. Die Grenze zwischen Hypersthen und Olivin des Peridotits ist viel weniger scharf als man makroskopisch erwarten würde. Der Hypersthen drängt sich oft zwischen die Olivinkörner. Wo zwei Gänge dicht neben einander vorkommen, besteht die Scheidewand oft nur aus einem Gemenge von Hypersthen- und Olivinkörnern, sodass die Gänge allmählich in einander übergehen. Zwischen dem Rande und dem angrenzenden Gestein findet sich oft ein breiter Saum von Talk und Erz, der wohl aus Hypersthen entstand.

Die Hornblenden sind gegenseitig meistens buchtig begrenzt. Der Amphibol ist bisweilen deutlich von dem Feldspat korrodiert, wobei er dann randlich Anhäufungen kleiner Erzkörnchen enthält. Zwillingsbildung nach (100) kommt viel vor; auch einzelne Zwillingslamellen treten auf. Sowohl Feldspat wie Hornblende kommen bisweilen in sehr grossen Kristallen vor. So kann ein Hornblendekristall fast die ganze Breite eines Ganges einnehmen. Die Breite der hier beschriebenen Gänge wechselt von 3 bis 6 mm; ein andres Handstück dieses Gesteins zeigt eine Gangbreite von 1 bis 3 cm.

Erz kommt in den meisten Gängen vor und zwar zwischen den Hornblenden und viel an jenen Stellen, wo sich ein Feldspat-Amphibolgemenge befindet. Das Erz füllt hier die Lücken

zwischen den anderen Gemengteilen aus und muss also zuletzt ausgeschieden sein. Hin und wieder ist der Feldspat zeolithisiert.

Der umringende Peridotit zeigt eine deutliche Parallelstruktur. Lagen von grösseren isometrischen Olivinen wechseln mit Lagen von kleineren Olivinen ab. Bisweilen hat dieses Mineral eine lineare Streckung, ebenso wie der rhomb. Pyroxen. In den Lagen mit dem kleineren Olivin kommt viel sehr hellgrüne, kleine Hornblende vor, die sich ebenso wie in dem Peridotit bisweilen nesterartig anhäuft und sich oft in Talk umwandelt. Der Talk wandelt sich seinerseits wieder in Chlorit um. Die grösseren Olivine bestehen meistens aus polygonalen Körnern, die geradlinig an einander schliessen. Der Olivin ist sehr frisch und zeigt keine Spur undulöser Auslöschung.

Die Gänge in diesem Gesteine sind meistens sehr unregelmässig ausgefüllt. Einige Teile eines Ganges bestehen z.B. ganz aus Hornblende, während an anderen Stellen der Hypersthen fehlen kann. Meistens hat eine Differentiation stattgefunden, wobei die dunklen und hellen Bestandteile getrennt wurden. Symmetrische Gangfüllung ist selten. Ein andres Handstück von Kap Sisi besteht fast ganz aus Hornblende; nur sehr spärlich tritt Feldspat auf. Nach den beiden Dünnschliffen können also in diesen Gängen folgende Mineralgruppierungen neben einander vorkommen:

1. Hypersthen (am Rande auskristallisiert.)
2. Hypersthen und Hornblende.
3. Feldspat mit Hornblende und (Erz.)
4. Hornblende.
5. Feldspat.

All diese Kombinationen wurden unter den anderen Handstücken angetroffen, ausser der Nummer 5, einem Gestein nur aus Feldspat bestehend. Im folgenden werde ich diese Gesteine je nachdem sie aus einem der genannten Minerale bestehen oder eine der oben beschriebenen Kombinationen vertreten, unter den folgenden Namen aufführen: 1. Hypersthenit, 2. Hypersthenit-Hornblendit, 3. grobkörniger Hornblendegabbro, 4. Hornblendit. Die Gangdifferentiation in diesen Handstücken aus anstehendem Gestein ist von Wichtigkeit für das Studium der anderen Handstücke, weil diese sämtlich Gerölle sind und also ihre geologische Stellung unbekannt ist.

Nach dem vorhergehenden müssen wohl die meisten dieser Gerölle nur einem Teile eines Ganges entsprechen. So stellen die Hypersthenite und die Hypersthenit-Hornblendite wahrscheinlich nur die Randpartien der Gänge vor.

848. Hornblendit. Geröll aus dem Wai Riozapa. (D. 8646).

Dieses Geröll besteht ebenso wie das vorige Gestein aus Peridotit, in dem sich einige millimeterdicke Gänge finden. In der Nähe der Gänge zeigt der Peridotit, welcher eine deutliche Schieferung aufweist, eine bräunlich rote Farbe.

Ein Durchschnitt (D. 8646) zeigt einen unregelmässig begrenzten Gang, der fast ganz aus Hornblende besteht. Dieser Amphibol tritt in sehr grossen und kleinen Kristallen auf, die immer xenomorph sind und bisweilen eine rötlich braune Farbe annehmen. Bestimmte Schnitte, die ein helles Rotbraun zeigen, können dem pleochroitischen Hypersthen sehr ähnlich sein. Die Hornblende wird von den Feldspaten, die hier nur spärlich auftreten, korrodiert. Diese

Korrosion wird durch Erzkörnchen angezeigt. Der Feldspat selber ist grossenteils zeolithisiert, oft ist nur ein kleiner Flecken von frischem Feldspat übrig, inmitten einer zeolithischen Substanz. Es findet sich nur wenig Hypersthen. Vereinzelt trifft man kleine Kriställchen am Rande und zwischen den Hornblenden. Der Pyroxen ist offenbar ganz von dem Amphibol resorbiert worden.

Der Peridotit, in dem diese Gänge vorkommen, hat ebenso wie die Nummer 900 Paralleltexur. Die rotbraune Farbe, die in dem Handstück auf beiden Seiten der Gänge auftritt, wird von Limonit veranlasst. In den feinkörnigen Teilen hat sich viel Talk gebildet. Hier lässt sich deutlich beobachten, dass dieser sich in Chlorit umwandelt. Der Chlorit zeigt eine hellgrüne Farbe mit schwachem Pleochroismus. Das Mineral tritt oft sphaerolithisch auf. Der Talk entsteht vor allem aus der Hornblende, aber auch der Olivin wandelt sich gelegentlich in Talk um.

822a. Grobkörniger Hornblendegabbro. (D. 8289). *Freiliegende Blöcke in dem Mittellauf des Wai Nala.* (Taf. II, Abb. 4).

Es ist ein sehr grobkörniges Handstück, das ganz aus Feldspat und Hornblende besteht, wobei beide Bestandteile ungefähr in gleichem Verhältniss an der Zusammensetzung des Gesteins teilnehmen. Sowohl Feldspat als Hornblende erreichen oft eine Grösse von 3 bis 4 cm.

Der sehr basische Feldspat (D. 8289) findet sich in dreierlei Gestalt. Man nimmt sehr grosse Exemplare und dazwischen viele kleine und mittelgrosse wahr. Die grossen Plagioklase gehören hauptsächlich dem Bytownit an, während auch Anorthit vorkommt. Die anderen haben eine wechselnde Zusammensetzung von Anorthit bis Labradorit. Die kleinsten Feldspate zeigen oft keine Spur einer Zwillingslamellierung, die auch den grösseren fehlen kann. Von den kleinen Feldspaten, die oft kranzförmig die grösseren umringen, zeigen speziell die mittelgrossen einen zonaren Bau. Dann bestehen die Kristalle aus einem einzigen sauren Rand um einen basischeren Kern; wiederholte Schalenbildung fehlt. Weder Kern noch Rand zeigen idiomorphe Begrenzung. Es konnte ein Kern von Bytownit mit einem Rande von Labradorit festgestellt werden.

Die Zwillinge gehören hauptsächlich dem Albitgesetz an. Auch Periklinzwillinge kommen vor. Die Lamellen sind meistens sehr unregelmässig über die Plagioklase verteilt. Bald zeigen bestimmte Teile eines Kristalls keine Lamellen, bald auch ist das Auftreten von Lamellen an Risse gebunden. Weiter kann der Kern eines zonaren Kristalls verzwillingt sein, während der Rand keine Lamellen enthält. Die Zwillingslamellen keilen oft aus. Undulöse Auslöschung kommt vor. Sporadisch finden sich in den grossen Plagioklasen runde korrodierte Körner eines basischeren Feldspats (Anorthit). Dieses weist darauf hin, dass ein Teil der kleinen umringenden Feldspate (Anorthit) vor den grossen auskristallisierte. Die mittelgrossen, denen alle zonare Plagioklase angehören, sind zuletzt als Füllmasse zwischen den anderen entstanden. Alle Plagioklase sind xenomorph. Der Feldspat ist hier sehr klar, doch enthält oft zahlreiche Schüppchen eines serizitartigen Minerals. Epidot kommt als längliche Körner eingeschlossen vor. Chlorit findet sich in den meisten Feldspaten in der Gestalt von Blättchen oder Sphaerolithen.

Die Hornblende tritt hier gleichfalls in grösseren und kleineren Körnern auf, von denen letztere bisweilen eine idiomorphe Begrenzung zeigen. Die kleineren Hornblenden liegen oft randlich in den grösseren eingeschlossen. Der Amphibol zeigt einen Pleochroismus von blassbraun bis hellgelb. Alle Hornblenden führen Erz, entweder als feines Pigment oder in Form grösserer Körner, oder auch als opake parallele Stäbchen. Zwillingsbildung nach (100) ist häufig. Der braune Amphibol nimmt oft am Rande eine grüne Farbe an, was oft mit einem faserig werden der

Hornblende verknüpft ist. Auch finden sich feine grünliche Streifen in der Hornblende. Diese sind oft die Fortsetzung eines Risses und vertreten hier wohl Quetschzonen. In dem Amphibol finden sich bisweilen zum Teil idiomorph begrenzte Feldspate, die meistens in Zeolithe und Chlorit umgewandelt sind.

Hier und da liegen im Dünnschliff Aggregate von Chlorit und Erz. Das Erz wandelt sich oft in Leukoxen um. Apatit kommt noch in der Gestalt eines kurzen gedrungenen säulenförmigen Kristalls vor.

822b. Hornblendit-Hypersthenit. (D. 8290, 9146). *Blöcke in dem Mittellauf des Wai Nala.*

Das schwere Handstück besteht ganz aus dunklen Mineralien, zwischen denen sich vereinzelt ein Feldspat findet. Von diesem Handstück wurden zwei Dünnschliffe angefertigt, von denen einer mit Feldspat.

Die eine Hälfte des feldspathaltigen Schliffes (D. 8290) zeigt unter dem Mikroskop Hornblende und Plagioklas, die andere Hälfte Hornblende und Hypersthen. Der Durchschnitt ist etwas dicker als der von 822a. Der Pleochroismus der Hornblende ist hier braun bis blassbraun. Uebrigens entspricht der Amphibol gänzlich dem aus dem vorigen Schliff. Auch der Feldspat stimmt mit dem in 822a überein. Hier konnte mit der Beckeschen Linie festgestellt werden, dass die kleineren Plagioklase, welche die grossen umringen, grossenteils basischer sind als diese.

In der anderen Hälfte des Schliffes tritt Pyroxen auf. Es ist ein faseriger Hypersthen; er kommt als runde Körner in den Hornblenden und als selbständige grössere und kleinere Körner zwischen diesen vor. Idiomorphe Begrenzung fehlt immer. Der rhombische Pyroxen zeigt einen Pleochroismus von rosa bis hellgrün. Der optische Charakter ist negativ, die Spaltung nach (110) und (100) deutlich.

Die runden Körner von Hypersthen in der Hornblende sind oft umgeben von einem Talkrande oder auch sind sie ganz in dieses Mineral umgewandelt. Auch der selbständige Pyroxen ist oft in Talk umgewandelt. Neben dieser Talkbildung kommt eine Umwandlung in eine dunkelgrüne chloritartige Substanz vor, während auch der Talk bisweilen eine grüne Farbe annimmt. Er ist dann wohl von Chlorit pigmentiert. In dem Talk finden sich viele Erzkörner. Auch andere sekundären Mineralien kommen im Schliff vor, z.B. Calcit, Titanit, Pyrit und Quarz.

Der zweite Dünnschliff (D. 9146) besteht aus einem körnigen Gemenge von Hypersthen und Hornblende. Ueberall findet man die Reste resorbirten Hypersthens in der Hornblende. Auch enthält ersterer oft braune Hornblendeflecken. Einige sehr grossen Kristalle von Pyroxen, die nur randlich in Amphibol umgewandelt sind, kommen vor. Der Pyroxen enthält viel parallele opake Stäbchen. Einer der Pyroxenkrystalle, etwas schief zur c-Achse geschliffen, zeigt den Spaltwinkel dieser Mineralgruppe. In diesen Spalten hat sich braune Hornblende angesiedelt. Von den Spalten aus fängt hier eine Amphibolisierung des Pyroxenminerals an. Das Kristall ähnelt dadurch einem Netzwerk von brauner Hornblende, dessen Maschen mit rhombischem Pyroxen ausgefüllt sind. (Taf. II, Abb. 7). Die Hypersthene wandeln sich an vielen Stellen in Talk um.

Dieses Gestein vertritt die zweite Mineralgruppierung aus den Gängen des Gesteins 900. Obwohl hier unzweifelhaft ein Teil der Hornblenden aus Pyroxen hervorgegangen ist, gibt es

doch Andeutungen genug, dass der Amphibol zum Teil auch primär ist. So enthalten einige Hypersthenkristalle sehr kleine idiomorphe Hornblenden. Die Ausscheidung der Hornblenden fing also schon an, bevor die Bildung der Pyroxene zu Ende war.

847. Hornblende-Hypersthen-Norit. (D. 8644, 8645, 9147). *Geröll aus dem Wai Rioeapa.*

Das Handstück ist grobkörnig mit wasserhellem Feldspat und wenig dunklen Bestandteilen. Auf Klüften kommen schöne, weisse, seideglänzende Zeolithe vor (Heulandit). Weil in diesem Gestein der Feldspat stark überwiegt, würde man diesen Norit noch am besten mit der Zusammensetzung 5 aus der Nummer 900 vergleichen können. Der Plagioklas kommt auch hier in verschiedener Grösse vor. Zonarer Bau ist verbreitet. Der Feldspat ist sehr basisch und der Anorthit-Bytownit-Reihe angehörig. Zwillingslamellen fehlen oft ganz; wo diese vorkommen sind sie oft unregelmässig gestaltet. Gebogene, breite, auskeilende Lamellen und undulöse Auslöschung kommen vor. Der Feldspat enthält viele Chloritadern.

Die dunklen Gemengteile sind Hornblende und Hypersthen. Die Hornblende zeigt hier zum Teil eine braune bis braungrüne Farbe, zum Teil die blaugrüne Farbe der uralitischen Hornblende. Amphibol und Pyroxen kommen oft in inniger Verwachsung mit einander vor. Jeder Hypersthen zeigt eine Umrandung von Hornblende. Der Pyroxen entspricht ganz dem in den anderen Gesteinen. Breite Talkadern durchziehen ihn, während auch peripherisch Talk vorkommt.

Ein grosser Hypersthenkristall, der einen kleineren umschliesst, ist ganz umgeben von braungrüner Hornblende, die an der Aussenseite in blaugrüne übergeht. Die Begrenzung mit dem Hypersthen ist unregelmässig. Von dem Amphibol aus dringen breite Zungen in den Hypersthen hinein. Auch kommen Flecken brauner Hornblende, die gleich orientiert sind mit der peripherischen Hornblende, im Hypersthen vor. Der Amphibol und der Hypersthen haben die c- und die b-Achse gemein.

Unzweifelhaft muss hier die Umwachsung der braunen Hornblende auch im Zusammenhang mit den anderen Gesteinen, als primär betrachtet werden. Der Pyroxen wächst hier weiter als Hornblende, wobei zugleich ein Teil der schon gebildeten Hypersthensubstanz durch Hornblende ersetzt wurde. Eine Hornblende grenzt an der Aussenseite an einen zonaren Feldspat, dessen Rand gerade der Begrenzungslinie der Hornblende folgt. Beide Mineralien haben einander also während des Wachstums beeinflusst.

Erscheinungen mechanischer Deformation sind sehr verbreitet. Es besteht wohl ein Zusammenhang zwischen diesen Erscheinungen und der blaugrünen Hornblende. Der periphere Amphibol geht bisweilen an den Aussenseiten in faserige blaugrüne Hornblende über. Auch kommt selbständige blaugrüne Hornblende, die hin und wieder faserig ist, vor, indem auch Hornblendefasern auf Spalten in dem Feldspat auftreten. Hier ist also unter Einfluss dynamischer Prozesse die braune oder braungrüne Hornblende in grüne umgewandelt. Einige Klüfte im Gestein sind mit Zeolithen angefüllt. Von diesen Klüften aus findet eine Zeolithisierung der Feldspate statt. Auch Chalcedon, Chlorit und Opal können in diesen Klüften auftreten.

822d. Grobkörniger Hornblendegabbro. *Freiliegende Blöcke aus dem Wai Nala.*
(D. 8628 und 8629).

Das Gestein unterscheidet sich von 822a durch die grosse Menge Erz, während die Feldspate wenig Unterschiede in Grösse aufweisen. Der Plagioklas ist sehr basisch. Nur

einige grösseren Feldspate treten auf. Die Feldspate gehören der Reihe Bytownit-Anorthit an, während auch Labradorit auftritt. Der Anorthit kann als rundliche korrodierte Körner in allen anderen Bestandteilen vorkommen. Die meisten Feldspate zeigen keine Zwillingslamellierung; wenn diese vorhanden ist, so haben die Anorthite meistens breitere Lamellen als die Bytownite. Auskeilende Lamellen kommen vor; übrigens zeigt das Gestein keine Spur dynamischer Wirkung.

Die Hornblende entspricht den Amphibolen aus den anderen Gesteinen. Der Amphibol wird von dem Feldspat korrodiert. Das Erz in diesem Gesteine gehört zum Magnetit. Es bildet unregelmässige Flecken zwischen den anderen Gemengteilen und ist erst in einer der letzten Phasen der Gesteinsbildung zugeführt. Der Magnetit wird immer umsäumt von einem schmalen Chloritrande, welcher immer nur da auftritt, wo das Erz an den Feldspat grenzt, nicht zwischen Magnetit und Hornblende. Ein derartiger Chloritrand findet sich auch oft zwischen den Feldspaten gegenseitig. (Taf. II, Abb. 5).

Schon in diesem Schliff kommen mehrere sekundären Mineralien vor. Ein zweiter Durchschnitt (D. 8629) eines anderen Teils des Handstücks zeigt deutlich die Wirkung postmagmatischer Prozesse. Der Schliff zeigt denselben Mineralbestand wie der erste Schliff. Breite Klüfte mit sekundären Mineralien durchkreuzen aber das Gestein, während auch sekundäre Mineralien an die Stelle des Feldspates und der Hornblende treten.

Die Gangfüllung besteht hauptsächlich aus: Chalcedon, Opal, Calcit, Prehnit und Zeolithen. Der Chalcedon bildet Nester und Schlieren von Sphaerolithen inmitten von Opal, der meistens völlig isotrop ist, aber bisweilen auch schwach polarisiert. Die Sphaerolithe zeigen bisweilen eine sechseckige Begrenzung. Calcit ist an einigen Stellen sehr zahlreich und hat hin und wieder deutliche Zwillingslamellen.

Der Prehnit kommt in xenomorphen Kristallen vor, welche durch ihre wellenartige Auslöschung auffallen. Daneben kommt er auch in rosettenförmig angeordneten Blättchen vor.

Speziell die Feldspate sind durch postmagmatische Prozesse zersetzt. So entstehen oft obengenannte Prehnitrosetten in einem Plagioklas, während der Prehnit auch in Adern auftritt. Auch Chlorit kommt auf Spalten in den Plagioklasen vor. Meistens sind letztere in ein Aggregat von Zeolithen umgewandelt. Dann und wann treten auch Opal und Chalcedon an die Stelle der früheren Feldspate, wobei oft ein Chloritrand die ursprünglichen Umrisse der Plagioklase anweist.

Hier und da wandelt sich die Hornblende randlich in Chlorit um. Grosse Flecken von hellgrünem Chlorit, der grossenteils aus Sphaerolithen besteht und immer von viel Erz begleitet wird, sind wahrscheinlich auch unter Einfluss postmagmatischer Prozesse entstanden. Das Erz, Ilmenit, ist immer gitterartig mit Magnetit verwachsen. Der Chlorit geht auch hier in eine hellrote Substanz (s. 822a) mit derselben Lichtbrechung, aber mit ziemlich höher Doppelbrechung, über.

Epidot und Zoisit kommen nur wenig vor; hin und wieder findet man kleine xenomorphe Kristalle in den Feldspaten. Weiter trifft man zwischen den anderen sekundären Mineralien Säulchen oder auch Nadeln, die meistens zu Rosetten vereinigt sind. Diese bisweilen trüben strahlenförmigen Aggregate gehören nach ihren Eigenschaften wohl zum Apatit oder zum Phosphorit.

827a. Hypersthenit mit Gängen von Hornblende und Feldspat. (D. 8630, 8631).
Geröll aus dem Wai Nala.

Das dunkle Handstück besteht aus feinkörnigen, dunkelgrauen Pyroxenen, in denen ein Gang von glänzenschwarzer Hornblende mit weissem Feldspat und einige kleineren Gänge, die

fast ausschliesslich aus Hornblende bestehen, vorkommen. Von diesem Gesteine wurden zwei Dünnschliffe angefertigt, namentlich eins von dem Hornblendegestein mit angrenzendem Pyroxenrande und eins von dem Pyroxenteil.

Der erste Schliff (D. 8630) zeigt teilweise dasselbe Bild wie ein Durchschnitt vom Gestein 822d. Dieser Teil, welcher hier den Gang von Hornblende und Feldspat vertritt, besteht denn auch ausschliesslich aus brauner Hornblende, Erz und Feldspat. Es findet sich hier keine Spur von Pyroxen. Der Chloritrang zwischen den Feldspaten gegenseitig und zwischen den Feldspaten und dem Erz ist hier auch vorhanden.

Nach dem Pyroxenrande zu kommt Hypersthen vor, der wie in keinem anderen Schliff die bekannten braunen, länglichen Blättchen mit den schönen Farben im reflektierten Lichte enthält. Die Blättchen zeigen meistens eine rechteckige Form. Der Hypersthen wandelt sich in Talk um. Es lässt sich deutlich beobachten, dass der Hypersthen teilweise von der Hornblende resorbiert wurde. Letzterer nimmt nach dem Rande zu allmählich in Menge ab, bis schliesslich fast nur Pyroxen als dunkles Mineral auftritt.

Der Durchschnitt aus dem Pyroxenteil (D. 8631) besteht fast ganz aus rhombischem Pyroxen, wozwischen hier und da vereinzelte Feldspatkristalle liegen oder auch Feldspatnester auftreten. Es sind alle körnige, xenomorphe Kristalle. Der rhombische Pyroxen ist meistens gar nicht faserig. Er zeigt einen schwächeren Pleochroismus als in dem ersten Schliff. Der optische Charakter ist positiv, sodass hier Bronzit vorliegt.

Es ist eigenartig, dass in diesem Bronzit die Einschlüsse einen ganz anderen Charakter zeigen als in dem Hypersthen. Hier sind keine braunen Blättchen vorhanden, doch lange, farblose Nadeln, die ebenso wie die Interpositionen im Hypersthen, gleichfalls auf der Fläche (100) liegen. Sie liegen nach drei Systemen, welche einander unter einem Winkel von 60° schneiden. Eine der Richtungen steht senkrecht zur c-Achse. Diese drei Richtungen sind immer vertreten, daneben kommen aber viele Einschlüsse vor, die nicht in diese Systeme hineinpassen, sondern anscheinend regellos in dem Bronzit liegen. Zwischen den Nadeln kommen hier und da kurze Säulchen vor, während auch die bekannten knieförmigen Zwillinge des Rutil bisweilen auftreten. Die Längsrichtungen der Nadeln ist positiv, die Interferenzfarben sind oft gelb erster Ordnung oder etwas höher. Die Nadeln sind den Rutilinterpositionen vieler Glimmerarten sehr ähnlich. Im Zusammenhang mit dem Auftreten der knieförmigen Rutilkristalle, die in Lichtbrechung und Farbe keine Unterschiede mit den Nadeln zeigen, halte ich all diese Interpositionen des Bronzites für Rutil.

Hornblende tritt nur selten in diesem Pyroxenteil auf. Hin und wieder geht der Rand eines Bronzites in Hornblende über. Der blassbraune Amphibol fällt speziell im polarisierten Licht gut auf durch die viel höhere Doppelbrechung.

Der basische Feldspat (Anorthit, Bytownit), der nur selten verzwillingt ist und dann nur einige breiten Lamellen enthält, korrodiert den Bronzit. So enthalten die Feldspate bisweilen abgerundete Körner des rhombischen Pyroxens. Es finden sich hier um die Feldspate auch ähnliche Chloritränder wie in 822d. Der Bronzit wandelt sich randlich und auf Spalten oft in Talk um, wobei sich viel Erz bildet.

849. Grobkörniger Hornblendegabbro. (D. 8647). Geröll aus dem Wai Rioeapa.

Das Handstück stimmt sowohl makroskopisch, wie mikroskopisch mit 822a überein.

874. Grobkörniger Hornblendegabbro. (D. 8660, 9148). *Geröll aus dem W. Aroe.*

Auch dieses Handstück entspricht ganz 822a. Unter dem Mikroskop zeigt ein Teil des Gesteins aber Unterschiede. An einigen Stellen geht die braune Hornblende deutlich in blaugrüne über, womit zugleich eine Ausfaserung des braunen Amphibols auftritt. Sogar kommen diese Fasern hier und da auf Spalten in den Feldspaten vor, während nadelförmige, scharf begrenzte grünliche Hornblenden hin und wieder in den Plagioklasen auftreten. Das Ganze macht den Eindruck eines dynamometamorph umgewandelten Gabbros.

Derartige Erscheinungen trafen wir auch schon in 847; hier aber hat sich auch der Feldspat umgewandelt. Dieser wird bisweilen sehr trübe und enthält dann viel Epidot und Zoisit.

In diesem Gesteine treten auch an verschiedenen Stellen die Chlorit-Erz-Aggregate auf. Das rote Mineral aus diesen Aggregaten ist bisweilen deutlich pleochroitisch von rotbraun bis farblos und zeigt die Doppelbrechung eines Glimmers. Daneben können jedoch die blauen Interferenzfarben des Chlorites auftreten. Beide Mineralien scheinen in einander überzugehen.

In dem Chlorit kommen überall längliche Uralitblättchen vor. Wahrscheinlich entstand der Chlorit durch postmagmatische Prozesse, während später die Reste der braunen Hornblende sich unter dynamischen Einflüssen in Uralit umwandelten.

938. Hornblendegabbro. *Anstehendes Gestein am Gg Asalhahoi.* (D. 9149).

Gestein wie 822a.

II. Feinkörnige Hornblendegabbros.

869. Hornblendegabbro. (D. 8662). *Anstehendes Gestein südlich des Wai Liba, am Wege Kamal-Melilia.*

Das feinkörnige Gestein besteht aus Diallag, brauner Hornblende, Feldspat, Uralit und Erz. Der Diallag ist wegen der vielen Einschlüsse sehr trübe. Dieser Pyroxen hat eine hell rotbraune Farbe und ist schwach pleochroitisch. Eine gute Prismaspaltung ist vorhanden, ebenso wie eine Spaltung nach (100) und (010). $c:r = 38^\circ$. Der Diallag wandelt sich an verschiedenen Stellen in faserigen, blaugrünen deutlich pleochroitischen Uralit um. Diese Uralitfasern können in sehr feiner Form auftreten. Der Uralit ist dann blassgrün, oft von einem blaugrünen Rande umgeben. Neben dieser Uralitisierung ist der Pyroxen in einigen Teilen in eine gelbgrüne, serpentinarartige Substanz umgewandelt. Auch eine Chloritbildung aus Pyroxen ist wahrzunehmen.

Ausser der sekundären Hornblende (Uralit) kommt in diesem Gesteine ein primärer brauner Amphibol vor, dessen Charakter völlig mit dem der vorher beschriebenen Gesteine übereinstimmt. Der primäre Charakter, wenigstens von einem Teile des Amphibols, wird wohl am besten durch einen idiomorphen Kristall im Feldspat angedeutet. Die Flächen (110) und (010) konnten festgestellt werden. Von einer bestimmten Verwachsung zwischen der braunen Hornblende und dem Diallag ist hier nichts zu bemerken.

Die braune Hornblende wird oft faserig und geht an diesen Stellen in blaugrünen Uralit über. Der Feldspat gehört dem Labradorit bis Bytownit an. Zwillingslamellierung fehlt oft; die Lamellen sind häufig verbogen. Undulöse Auslöschung kommt vor. Das Gestein enthält wenig Erz. Apatit trifft man in ein paar bald eiförmigen, bald abgerundeten Säulchen an.

866. Hornblendegabbro. (D. 8654). *Blöcke aus dem Wai Lili.*

Dieses Gestein stimmt mit dem vorigen ziemlich überein. Auch hier halten Hornblende und Diallag einander die Wage. In dem Gestein ist deutlich eine Umwandlung von Diallag in braune Hornblende wahrzunehmen. Der Diallag zeigt dann unregelmässige Flecken, die gleichzeitig auslöschen. Die kleinen idiomorphen Hornblendekristalle, welche in dem Feldspat vorkommen, sind ein Beweis dafür, dass nicht alle braune Hornblende sekundär aus Diallag hervorgegangen ist. Die Orientierung der braunen Hornblende, die aus Diallag entstanden ist, ist hier in Bezug auf diesen Pyroxen besser wahrzunehmen. Wenigstens konnte festgestellt werden, dass beide Kristalle die c-Achse gemein haben.

Der Diallag wandelt sich an verschiedenen Stellen in Uralit um. Auch die braune Hornblende wandelt sich oft randlich in faserigen blaugrünen Amphibol um, während auch faserige blaugüne Adern die Hornblende durchkreuzen. Diese Adern, die wir schon in 822a wahrgenommen haben, rufen auch hier den Eindruck von Quetschzonen hervor. Solch eine Ader entspringt z.B. in einer Hornblende, geht durch einen Feldspat, wo sie einen Riss bildet, der mit Uralitfasern und Chlorit ausgefüllt ist, geht dann durch drei Hornblendekristalle, indem sich überall breite Quetschzonen (keine Risse) bilden, die aus blaugrünem Uralit bestehen, durchschneidet dann einen Feldspat, wodurch hier eine Spalte entsteht, der später mit Titanit ausgefüllt ist, und endet schliesslich in einem Diallag, der die gleiche grünblaue Uralitbildung zeigt.

Der Feldspat enthält hin und wieder hellgrünen, schwach pleochroitischen Chlorit. Hornblendenadern kommen sporadisch im Feldspat vor. Der Apatit entspricht genau dem aus dem vorigen Schliff. Im Gegensatz zu 869 tritt hier ziemlich viel Erz auf. Ueberall sieht man skelettartige Formen, die aus Pyrit und Magnetkies bestehen. Eine Verwachsung von Magnetkies und Ilmenit findet man auch in diesem Gestein. Titanit kommt vor. Die Chlorit-Erz-Aggregate aus den Ganggesteinen kommen auch hier, entweder in der Hornblende, oder in dem Feldspat vor.

872. Hornblendegabbro. (D. 8658). *Geröll aus dem Wai Aroe.*

Dieses Gestein unterscheidet sich von dem vorigen sehr wenig. Hier tritt auch neben Pyroxen Hornblende auf, während wieder kleine idiomorphe Amphibole in den Feldspaten vorhanden sind. Die Hornblende überwiegt hier. Die Struktur ist dieselbe wie in den vorigen Gesteinen, nämlich vorherrschend panidiomorph-körnig. Der Feldspat gehört zum Bytownit. Er ist sehr frisch und öfters nicht verzwillingt. Die Zwillinglamellen sind immer unregelmässig über die Kristalle verteilt. Sie verbreitern sich oft. Die meisten Feldspate löschen ebenso wie einige femischen Teile undulös aus.

Der Diallag ist trübe. Eine Umwandlung in blaugüne faserige Hornblende ist überall zu beobachten. In diesem Falle ist entweder bloss der Rand faserig geworden oder der Pyroxen ist ganz in faserige Hornblende umgewandelt. Die Uralitbildung der braunen Hornblende tritt hier deutlich hervor. Dieser Uralit ist aber nicht immer faserig, sondern auch kompakt.

Bisweilen befindet sich als Rest in dem Uralit eine ziemlich stark brechende, aber schwach doppelbrechende, gerade auslöschende Substanz, die an einigen Stellen in gelbgrünen Serpentin, der in unregelmässigen Adern das Mineral durchschneidet, umgewandelt ist. Dieses Mineral gehört wahrscheinlich zu einem rhombischen Pyroxen. Das Gestein enthält wenig Erz.

86. Hornblendegabbro. (D. 9150). *Geröll aus dem Wai Ailehoe.*

Das Gestein enthält wenig monoklinen Pyroxen, wenig Feldspat, aber viel Hornblende. Weil die anderen zusammen noch nicht an die vorhandenen Hornblenden heranreichen, hält dieses Gestein eigentlich die Mitte zwischen einem Gabbro und einem Hornblendit.

Der Pyroxen spielt hier dieselbe Rolle wie in den übrigen Gesteinen. Hornblendeflecken in dem Pyroxen und Diallagreste in dem braunen Amphibol weisen auf Umwandlung von Pyroxen in Hornblende und eventuell auch auf Umwachsung dieser beiden. Daneben kommt auch Hornblende vor, die zum Teil idiomorph begrenzt ist. Wo mehrere Amphibole an einander grenzen, findet sich hauptsächlich eine idiomorphe Begrenzung. Ueberall, wo hier die Hornblende neben dem Feldspat auftritt, ist sie von dem Feldspat meistens korrodiert worden. Die Begrenzung der Feldspate unter sich ist ebenso wie die der femischen Teile meistens geradlinig.

Der Pyroxen zeigt den Charakter des Diallags. Der Amphibol ist die gemeine braune Hornblende. Letztere enthält oft opake Stäbchen, die vermutlich aus Erz bestehen. Uebrigens kommt viel Ilmenit in kleinen, buchtig begrenzten Körnern zwischen den anderen Teilen vor.

Eine Uralitisierung der femischen Teile, wie sie in den anderen Gesteinen vorkommt, tritt hier selten auf. Wohl trifft man auch hier eine Quetschzone an. In den vorigen Gesteinen treten sie in der Gestalt kleiner Adern auf, hier dagegen sieht man eine breite Zone. Die Art und Weise, wie in dieser Zone die braune Hornblende sich in blaugrüne umgewandelt hat, wurde schon in der allgemeinen Uebersicht behandelt. (Taf. II, Abb. 6).

945. Hornblendegabbro. (D. 8693). *Anstehendes Gestein(?) aus dem Wai Ailehoe, nordöstlich von Kaibobo.*

Das Gestein zeigt wieder Uebereinstimmung mit der Nummer 86. Die Hornblende behält noch in stärkerem Grade die Oberhand. Monokliner Pyroxen und Feldspat treten nur wenig auf. Die Hornblende kommt sowohl in sehr grossen wie in kleinen Kristallen vor. Der Feldspat ist gleichsam nesterartig zwischen den Hornblenden verbreitet. Der Amphibol enthält hier und da unregelmässige Titanitkristalle. Neben Ilmenit kommt hier auch Pyrit vor; diese verwachsen bisweilen mit einander.

834. Hornblendegabbro. (D. 8636). *Geröll aus dem Wai Kasoe, Nebenfluss des Wai Rioeapa.*

Dieses Gestein hat etwas groberes Korn als das vorige. Pyroxen ist nicht vorhanden. Durch die Kombination Hornblende-Erz-Feldspat ähnelt dieses Gestein nach am meisten den oben beschriebenen Gangesteinen (822a).

Der sehr basische Feldspat in diesem Gestein hat sich zum Teil eher als die Hornblende gebildet. Letztere enthält viel bisweilen mehr oder weniger idiomorphe, aber meistens abgerundete Kristalle von Anorthit. Auch der Feldspat, der an die Hornblende grenzt, kann im Verhältniss zu dieser idiomorph begrenzt sein. Undulöse Auslöschung, unregelmässige und auskeilende Lamellen sind Erscheinungen, die oft auftreten. Der Feldspat enthält viele nicht näher zu bestimmenden Einschlüsse; die hier vorhandenen Flüssigkeitseinschlüsse haben eine bewegliche Libelle. Albit tritt in diesen Plagioklasen fleckenartig auf. Diese Flecken sind

meistens quadratisch oder rechteckig. Die grösseren Flecken enthalten oft Epidot. Letzteres Mineral kommt neben Zoisit auch in den Spaltrissen des Feldspates vor. Auch tritt bisweilen Chlorit in dem Plagioklas auf.

Der Amphibol besteht wieder aus gewöhnlicher, brauner Hornblende. Die Kristalle sind meistens xenomorph, oft nach (100) verzwillingt, während sie am Rande oft in blaugrüne Hornblende übergehen. Auch kommt eine Umwandlung von Hornblende in Chlorit vor. Der Chlorit in dem Feldspat hat sich oft als Sphaerokristalle gebildet. Das Erz besteht aus Ilmenit und Magnetit, die bisweilen gitterartig verwachsen sind. Apatit tritt wieder in kurzen, abgerundeten Säulchen auf.

III. Gabbros.

801. Uralitgabbro. (D. 8611). *Geröll aus dem Wai Eti bei Loemoli.*

Dieses Handstück zeigt makroskopisch nichts Charakterisches. Im Dünnschliff unterscheidet man: Feldspat, Diallag und Uralit.

Der Feldspat gehört zum Labradorit und Bytownit. Der Diallag ist wegen der zahlreichen Einschlüsse sehr trübe. (Diallagspaltung ist vorhanden, Auslöschungswinkel $c : r = 38^\circ$). Der Pyroxen zeigt alle Umwandlungsstadien von Diallag bis faserige Hornblende. Schon im gewöhnlichen Licht sieht man am Rande und nach dem Innern des Diallags hellgrüne, klare Teile, die schwach pleochroitisch sind und meistens noch die Einschlüsse des ursprünglichen Minerals enthalten, während auch Epidotkörner auftreten. Bisweilen ist Calcit wahrzunehmen. Die hellgrünen, klaren Teile in dem Pyroxen, der die Lücken zwischen den Feldspaten ausfüllt, bestehen aus Hornblende, die teils faserig ist, teils aber einen kompakten Eindruck macht. Dieser Uralit ist schwach pleochroitisch mit blaugrüner Farbe für den der c- und b-Achse parallel schwingenden Strahl. Wo der Diallag völlig in eine verworrene faserige Uralitmasse umgewandelt ist, dringen aus diesem Aggregat viele Hornblendenadeln in die Plagioklase, die diese Aggregate umgeben, hinein.

Zwischen den Fasern und in den Feldspaten beobachtet man hin und wieder Zoisit. Blassgrüner oder farbloser Chlorit trifft man bisweilen zwischen den Uralitfasern an. Die sich an dieser Stelle befindlichen Rutilkörner verdanken wahrscheinlich den ehemaligen Einschlüssen ihre Entstehung. Ein einziger neu kristallisierter Albit kommt vor. Pyrit tritt in kleinen Mengen im Uralit und im Feldspat auf. Primäres Erz gibt es hier nicht.

803. Uralitgabbro. (D. 8612). *Geröll aus dem Wai Eti, am Wege Loemoli — Lohia Tala.*

Das Geröll besteht aus Feldspat und Hornblende. Der Feldspat (hauptsächlich Labradorit, auch Bytownit, so weit sich feststellen lässt) ist zum Teil saussuritisiert; er enthält viele Epidotkörner. Hin und wieder tritt ein wenig Zoisit hinzu, während Schüppchen eines glimmerartigen Minerals (Serizit?) bisweilen in ziemlich grosser Menge in fast allen Feldspaten vorkommen.

Die Hornblende tritt als Füllmasse zwischen den Feldspaten auf; sie trägt teils einen kompakten, teils einen faserigen Charakter. Der kompakte Amphibol ist nicht homogen gefärbt. Die Farbe ist blaugrün mit hellgrünen Flecken, bisweilen mit Stich ins braune. $c : r = 18^\circ$.

Einige Kristalle zeigen undulöse Auslöschung, während oft ein kompakter Amphibol zum Teil faserig wird. Weil die faserige Hornblende, auch wo sie in selbständigen Aggregaten auftritt, völlig mit der kompakten übereinstimmt, ist wohl anzunehmen, dass sie sich aus letztgenannter entwickelt hat.

Der kompakte Amphibol für sich enthält immer ziemlich grosse Epidotkörner, die bisweilen $\frac{1}{4}$ der Oberfläche des ganzen Kristalls einnehmen. Diese Kombination, die nach ROSENBUSCH¹⁾ durch die Amphibolisierung der Gabbro- und Diabaspyroxene entstehen muss, spricht für den sekundären Charakter des Amphibols. Hier ist also der faserige Uralit erst später aus der homogenen Pseudomorphose von Hornblende nach Pyroxen entstanden. Diese Pseudomorphose ist hier also keine Paramorphose im eigentlichen Sinne.

Die Klüfte im Gestein sind völlig mit Epidot ausgefüllt. Ein einziger kleiner Spaltriss enthält noch Prehnit.

952. Uralitgabbro. (D. 8700). *Geröll aus dem Wai Ela, östlich von Laioewin (Etagebiet).*

Das Handstück ist grobkörnig. Im Dünnschliffe sind Feldspat, Diallag, Uralit, Zoisit, Calcit und Pyrit wahrzunehmen. Infolge der zahlreichen Einschlüsse ist der Diallag (Diallagspaltung, Auslöschung $c:r = 40^\circ$) sehr trübe. Der Diallag ist meistens teilweise, oder völlig in Uralit umgewandelt. Zwischen den Fasern befinden sich stets viele Epidotkörner. Die Farbe des Uralits ist auch hier blaugrün. Das Absorptionsschema stimmt völlig mit dem aus 803 überein. Bisweilen zeigt der Uralit einen recht feinen, faserigen Charakter. In diesem Falle wird die Farbe oft heller, bis farblos, während das Filzgewebe mehr Erz als die grobere faserige Hornblende enthält.

Der Feldspat in diesem Gestein gehört zum Labradorit und Bytownit. Dynamischer Einfluss, kenntlich an verbogenen Lamellen und undulöse Auslöschung treten auf. Der Feldspat ist an einigen Stellen saussuritisiert und in Albit und Zoisit umgewandelt. Letztgenanntes Mineral füllt hier und da auch Risse im Gestein aus. Erz ist in ziemlich grosser Menge vorhanden und gehört, nach den Leukoxenrändern zu urteilen, zum Ilmenit. Pyrit kommt vor.

814a. Uralitgabbro. (D. 8619). *Geröll aus dem Oberlauf des Wai Nala.*

Das Handstück ist grobkörnig. Mikroskopisch zerfällt dieser Gabbro in: Feldspat, Uralit, Zoisit, Calcit und Prehnit. Der Feldspat ist basisch und gehört der Reihe Labradorit bis Anorthit an. Der dynamische Einfluss tritt in diesem Gestein sehr schön hervor. In vielen Feldspaten ist eine gegenseitige Verschiebung verschiedener Stücke eines Kristalls deutlich nachweisbar. In anderen keilen die Zwillingslamellen aus, während auch undulöse Auslöschung auftritt. So zeigt einer von den Plagioklasen, ein Albitzwilling aus der symmetrischen Zone, mit sehr breiten Lamellen, 5 Brüche senkrecht zur Längsrichtung dieser Lamellen, bei denen jeder Teil hinsichtlich des vorigen verschoben ist.

Der Uralit ist farblos; er bildet faserige Aggregate, in denen die Fasern oft parallel, meistens aber nach allen Richtungen hinliegen und überall in die Spalten und in die Feldspate hineindringen. Die Gänge in diesem Gabbro sind breit und meistens mit Klinozoisit ausgefüllt, der immer zwischen gekreuzten Nicols die schöne Farbe von preussisch Blau zeigt.

Neu kristallisierter Albit tritt oft als wasserklare Substanz auf. In einem der Plagioklase

¹⁾ H. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. III 1905. S. 249.

ist die Feldspatsubstanz an beiden Seiten einer Spalte in klaren Albit umkristallisiert, wodurch sich die Zwillinglamellen, die gegenseitig etwas verschoben sind, unbeirrt fortsetzen. Prehnit und Calcit kommen auch in den Gängen vor. Erz findet sich wenig in diesem Gestein. Ausser sekundärem Pyrit tritt nur ein einzelner Kristall auf, der aus Titaneisenerz besteht, umgeben von einem Rande von Titanit.

814b. Uralitgabbro. (D. 8620). *Geröll aus dem Oberlauf des Wai Nala.*

Das Handstück zeigt eine graue Farbe mit grossen weissen Flecken und enthält augenscheinlich nur Feldspat. Bloss ein einzelnes grünes Korn zwischen den Feldspaten lässt darauf schliessen, dass auch ein dunkles Mineral zu der Bildung dieses Gesteins das Seinige beigetragen hat.

Mikroskopisch zeigt es sich, dass dieser Gabbro fast gänzlich aus einem panidiomorph-körnigen Feldspatgemenge besteht, in dem wenig dunkle Teile (Pyroxen, Uralit), während die weissen Flecken fast ganz aus Mineralien der Epidotgruppe bestehen. Der Feldspat gehört fast völlig zu dem Labradorit, während daneben ein einzelner Bytownit vorkommt. Das spezifische Gewicht eines zoisitarmen Teils, das zwischen dem von Labradorit und Bytownit liegt, spricht auch für obengenannte Zusammensetzung. Die Plagioklase sind meistens nach dem Albitgesetz verzwillingt; das Karlsbader und das Periklingesetz kommen auch vor. Bisweilen fehlt jede Zwillinglamellierung. Die Feldspate sind sehr frisch; nur wenige Zoisitkörner kommen vor. Mechanische Deformation ist verbreitet.

Die dunklen Teile bestehen aus Diallag und Uralit. Der Diallag ist sehr trübe. Im Schliff findet man hier und da sehr schmale Risse, mit Zoisit angefüllt.

Von einem der weissen Flecken im Gestein wurde ein Dünnschliff angefertigt (D 9151). In diesem Schliff treten zwei sich kreuzende Gänge auf, die ganz von Klinozoisit und Epidot ausgefüllt sind. Daneben nimmt man viele kleineren Gänge wahr, die dieselben Mineralien und auch Calcit enthalten. Die Epidote bilden ein körniges Gemenge.

In einem Gange haben sich am Rande grosse Kristalle gebildet, während die Mitte des Ganzen aus kleineren Kristallen besteht. Der Feldspat an den Gängen ist noch im grossen Ganzen frisch. Hin und wieder hat er sich in Zoisit oder Calcit und Albit umgewandelt. Der eisenarme Klinozoisit zeigt schwache Doppelbrechung und hat in diesem Falle immer schöne blaue Interferenzfarben. Epidot mit hohen Interferenzfarben kommt meistens am Rande von einem der Gänge vor. Am Rande des einen Ganges hat sich also eine eisenreichere Lösung abgesetzt als in der Mitte. Verwachsung beider Glieder der Epidotgruppe tritt ziemlich oft auf. Die Ausfüllung beider Gänge entspricht also ganz dem Charakter einer echten Gangfüllung.

Erz findet sich in diesem Gesteine gar nicht.

797. Uralitgabbro. (D 8609). *Geröll aus dem Wai Tala, Nebenfluss des Wai Eti.*

Der Gabbro besteht aus Feldspat, Zoisit und faseriger Hornblende. Der Feldspat ist Labradorit und Bytownit. Eine Druckwirkung lässt sich wahrnehmen. Der Plagioklas ist teils frisch, teils auch in eine trübe Masse umgewandelt. Mit einer stärkeren Vergrösserung nimmt man überall, wo die trübe Masse nicht so dicht ist, die blauen Interferenzfarben von Klinozoisit wahr. Der Feldspat ist hier saussuritisiert. An anderen Stellen ist er zerbrochen, während in diesem Falle die Fragmente Hornblendenadeln enthalten.

Der Uralit bildet bisweilen hellgrüne Partien zwischen noch frischen Feldspaten. In diesem Falle liegen die Fasern dann noch bisweilen parallel; oft bildet er Aggregate, die aus Fasern bestehen, welche verwirrt durch einander liegen, wobei dann die ihn umgebenden Feldspate trübe geworden und in Albit und Zoisit umgewandelt sind. Letzteres Mineral findet sich auch oft zwischen den Fasern und dem Uralit. Pleochroismus ist an dem Uralit kaum merkbar. Hier und da treten grössere Blättchen zwischen den Fasern auf.

Mehrere Klüfte durchkreuzen das Gestein. Sie enthalten Zoisit und Calcit, während auch Pyrit auftritt. Hornblendenadeln stehen oft senkrecht zu einem Risse. Erz ist auch hier nicht vorhanden.

871. Uralitgabbro. (D. 8657). *Geröll aus dem Wai Aroe.*

Das Gestein ist weiss mit grünen Flecken und macht den Eindruck eines Forellensteins. Mikroskopisch ähnelt es 801, enthält jedoch viel mehr Zoisit.

Der Uralit ist hier recht hellgrün, nicht pleochroitisch; es sind Fasern, die teils parallel, teils verwirrt durch einander liegen. Pyroxen oder Reste desselben enthält das Gestein nicht. Der parallelfaserige Uralit tritt als Füllmasse zwischen Feldspaten, die sich meistens gut erhalten haben, auf. Letztere gehören den basischen Gliedern der Feldspatreihe an. Die Aggregate von verwirrten Fasern sind, im gewöhnlichen Lichte betrachtet, von einem Kranze stark lichtbrechender Körner umgeben. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt es sich, dass dieser Uralit, der peripherisch auch meistens Chlorit enthält, von einem dichten Kranz blau polarisierenden Klinozoisits umgeben ist, wozwischen hier und da der Feldspat (Albit) hindurchschimmert. Die benachbarten Plagioklase sind von Hornblendenadeln durchsiebt. Die übrigen Feldspate enthalten diese Nadeln nicht. Sie liegen nicht immer unregelmässig durch einander, sondern oft in Reihen, die gegenseitig parallel sind. Einige Feldspate sind in unregelmässigen Stücken gebrochen.

Epidot- und Rutilkörner befinden sich oft zwischen den Fasern des Uralits. Auch in diesem Gestein fehlt Erz. Im Dünnschliff sieht man mehrere Gänge, die mit Zoisit, Calcit und Albit ausgefüllt sind. Eine Spalte enthält ein Mineral, dessen Eigenschaften auf Prehnit weisen (optisch zweiachsig, gute Spaltung, Doppelbrechung ziemlich hoch, Brechungsvermögen 1,62, eine eigenartige wellige Auslöschung). Ein Individuum zeigt idiomorphe Begrenzung. Es ist vermutlich ein Durchschnitt nach der Basis. Folgende Flächen sind entwickelt: (100), (010), (110). Das Achsenbild ist verwaschen.

1194a. Uralitgabbro. (D. 8736). *Geröll aus dem Wai Ela.*

Grobkörniges Gestein, das basischen Feldspat und Uralit enthält. Letzterer ist blaugrün bis farblos und bildet Aggregate, die verwirrt durch einander liegen. Aus dem Aggregat drängt sich die Hornblende nach allen Richtungen hin auf Spalten in den Feldspat. Der Feldspat ist stark kataklastisch. Der Uralit zeigt bisweilen völlig Aktinolith-Charakter durch die langen, scharf begrenzten Nadeln, die eine Absonderung senkrecht zur Längsrichtung zeigen. Pyroxenreste fehlen. Erz ist vorhanden, aber in geringer Menge.

1195. Uralitgabbro. (D. 8737). *Geröll aus dem Wai Ela.*

Dieses grobkörnige Gestein ist weniger kataklastisch als voriges. Der Uralit tritt hier noch meistens in parallelfaserigen Aggregaten auf und hat sich selten in die Gänge zwischen den basischen Feldspat hineingedrängt. Die Farbe ist blassgrün, bisweilen blaugrün. Diallagreste trifft man noch an. In diesen Diallag-Uralit-Kristallen kommen hier und da braune Flecken vor, die ihrem Pleochroismus und ihrer geringen Auslöschungsschiefe nach, der gemeinen braunen Hornblende angehören müssen.

Zoisit kommt im Feldspat und auf Spalten vor. Pyrit, Leukoxen und Titaneisenerz sind über dem ganzen Durchschnitt in kleinen Kristallen verbreitet.

1197. Uralitgabbro. (D. 8768). *Anstehendes Gestein aus dem Wai Ela.*

Ziemlich grobkörniges Gestein. Im Schliff ist das Gestein der Nummer 797 fast ganz ähnlich.

837. Uralitgabbro. (D. 8638). (Flasergabbro). *Geröll aus dem Oberlauf des Wai Kwa.*

Das Handstück hat eine Streckungstextur. Feine grüne Lagen wechseln mit grauen ab. Mikroskopisch erweist sich, dass das Gestein eine starke dynamische Wirkung erlitten hat. Das ganze besteht aus länglichen, hellgrünen Hornblenden und Feldspattrümmern mit trüben Streifen, zwischen denen überall Feldspatfragmente liegen. Eine vollständige Saussuritisation ist nicht zustande gekommen. In den Feldspattrümmern hat sich viel Zoisit entwickelt, der infolge seines kleinen Kornes und seiner starken Lichtbrechung die obenerwähnten sogenannten trüben Streifen bildet. Dieser Zoisit zeigt nur selten die abnormen blauen Interferenzfarben. Nach WEINSCHENKS¹⁾ Einteilung muss dieser also zu der rhombischen Abart gerechnet werden.

Die Feldspatfragmente zeigen meistens eine Zwillingslamellierung; diese Lamellen sind dann oft verbogen und gebrochen. Undulöse Auslöschung tritt oft auf. Der Plagioklas gehört zu Labradorit und Bytownit.

Der Uralit besteht aus hellgrünen, fast nicht pleochroitischen Fasern, die zusammen in die Länge gezogene Aggregate bilden. Die länglichen Faseraggregate mit trüben Zoisit- und Feldspatstreifen rufen das Bild einer Fluidalstruktur hervor. Zwischen den Uralitfasern kommen stets kleine Epidotkörner vor und viel fein verteiltes Erz, während an mehreren Stellen Rutilkörner spärlich vertreten sind. Bisweilen dehnen sich einige Fasern des Uralits zu einem Blättchen aus. In diesem Falle tritt immer etwas schief eine optische Achse aus.

Magnetit tritt überall in kleinen unregelmässigen Kristallen auf, die meistens von einem gelbbraunen Verwitterungsprodukt, wahrscheinlich Limonit, umgeben sind. Letztgenanntes Mineral färbt auch bisweilen den Uralit hellgelb. Pyrit kommt vor.

837a. Uralitgabbro. (D. 8639, 8640). (Flasergabbro). *Geröll aus dem Wai Kwa.*

Während im Gestein 837 makroskopisch der eigentliche Gabbrocharakter verloren gegangen ist, ist hier dieser Charakter noch vorhanden, obwohl eine deutliche Streckungstextur zu beobachten ist. Das Gestein ähnelt mikroskopisch völlig dem Gestein 837. Auch hier tritt die längliche Form der Uralite deutlich hervor.

¹⁾ E. WEINSCHENK: Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg 1915. S. 148—151.

837b. Uralitgabbro. (D. 9152). (Flasergabbro). *Geröll aus dem Wai Ela.*

Gestein wie die beiden vorigen. Nur ist die lineare Streckung hier makroskopisch am wenigsten sichtbar. Mikroskopisch zeigt sich auch deutlich die Flaserstruktur.

1192. Uralitgabbro. (D. 8733). (Flasergabbro). *Anstehendes Gestein Wai Ela.*

Deutlich schiefriges Gestein. Im Dünnschliff finden sich nur noch vereinzelte gebrochene Plagioklase einsprenglingsartig in einer feinkörnigen Masse von Uralitfasern und Epidotmineralien.

1193. Uralitgabbro. (D. 8734). (Flasergabbro). *Anstehendes Gestein Wai Ela.*

Weniger oder mehr schiefriges Gestein. Ebenso wie das vorige hat das Handstück im Gegensatz zu den anderen Flasergabbros eine fast homogene hellgrüne Farbe.

Im Dünnschliff findet man nur an einer Stelle noch einen grossen Feldspat. Das Gestein besteht aus Feldspat, Uralit, Chlorit und viel Epidot. Leukoxen ist sehr verbreitet. Die Gesteine 1192 und 1193 (1193 am meisten) sind schon Amphibolschiefern ähnlich.

951. Saussuritgabbro. (Grünstein). (D. 8698). *Anstehendes Gestein aus dem Wai Laloewin, nördlich Piroe.*

Das Handstück hat eine grüne Farbe mit weissen Adern und weissen Flecken. Es zeigt sich bei Befeuchtung mit Salzsäure, dass letztere aus Calcit bestehen. Makroskopisch kommt kein Feldspat zur Beobachtung.

Mikroskopisch zeigt sich, dass dieser Gabbro aus sehr trübem Feldspat, Hornblende (Uralit), Calcit und Chlorit besteht. Der Feldspat lässt sich nicht bestimmen. Kaum kommt klarer Feldspat vor. Wenn dieser auftritt, zeigt er bisweilen noch eine Zwillingslamellierung und enthält weiter immer zahlreiche Epidot- und Zoisitkörner. Der übrige Feldspat ist sehr trübe.

Die Hornblende ist blaugrün mit Stich ins braune und schwach pleochroitisch, während sie entweder kompakt oder zum Teil faserig oder auch in ganz faserigen Aggregaten auftritt, ohne dass gegenseitig irgend ein Unterschied besteht. Undulöse Auslöschung der kompakten Hornblende tritt auf.

Chlorit nimmt in diesem Gestein einen bedeutenden Platz ein. Er kommt in breiten Gängen vor, die alle Teile des Gesteins durchschneiden. Die Farbe ist klar, sehr hellgrün; der Pleochroismus ist sehr schwach. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt dieser Chlorit schwache Doppelbrechung. An verschiedenen Stellen sind die blauen und rostbraunen Interferenzfarben bemerkbar. Auch sind mehrere Klüfte im Gestein mit Calcit ausgefüllt. Albit ist hier und da auf Spalten auskristallisiert. Erz tritt in ziemlich grossen, meistens abgerundeten Kristallen mit Leukoxenrand auf.

814. Saussuritgabbro. (D. 8618). *Geröll aus dem Oberlauf des Wai Nala.*

Das Handstück ist grün und weiss gefleckt. Bei einer schwachen Vergrösserung zeigt sich, dass dieses Gestein aus trübem Feldspat und Uralit besteht. Die Uralitaggregate zeigen mehr oder weniger eine lineare Streckung. Eine stärkere Vergrösserung lässt wahrnehmen, dass der Feldspat in ein Gemenge von Zoisit und Albit umgewandelt ist.

Der Uralit ist hier, wie die dazu geeigneten Schnitte zeigen, blätterig. Die Farbe ist sehr hellgrün, fast farblos; Pleochroismus ist nicht vorhanden. Zwischen den Fasern kommen immer Epidot- und Rutilkörner vor und bisweilen findet sich da ein Aggregat von Zoisitkörnern. Gänge mit Albit und feinkörnigem Chlorit ausgefüllt, durchschneiden alle Bestandteile des Gesteins. Erz kommt nur spärlich vor.

1194. Saussuritgabbro. (D. 8735). *Geröll aus dem Wai Ela.*

Das Handstück ist sehr grobkörnig. Das Gestein besteht aus grossen, saussuritisierten Feldspaten, aus kompakter und faseriger Hornblende. Die Struktur ist hypidiomorphkörnig, wobei die kompakte Hornblende bisweilen zum Teil idiomorph begrenzt ist. Der Feldspat ist völlig in Albit und Klinozoisit umgewandelt. Neben diesem letzteren Mineral kommt auch häufig Epidot vor. Serizitschüppchen treten hier und da auf, ebenso kleine Hornblendenadeln, aber beide Mineralien finden sich im Plagioklas nur in geringer Menge.

Die kompakte Hornblende ist hell blaugrün und schwach pleochroitisch. Bisweilen treten Flecken auf mit einem braunen Schein. Immer sind Epidotkörner da, die bisweilen ebenso gross werden wie die aus Gestein 803. Auch Erzeinschlüsse sind vorhanden. Die fleckige Absorption und der Epidot sprechen hier für den sekundären Charakter des Amphibols. Neben diesem kompakten Amphibol kommt ein faseriger vor, der genau mit dem kompakten übereinstimmt und zwischen dessen Fasern sich auch grosse Epidotkörner befinden. Da der kompakte Amphibol bisweilen an den Enden ausfasert, ist anzunehmen, dass dieser infolge Druckwirkung in faserige Hornblende übergeht.

Im Gestein kommt noch ein länglicher Ilmenitkristall vor, während hier und da sechseckige Apatitdurchschnitte auftreten. Ein anderer Durchschnitt zeigt die gedrungene prismatische Form des Apatits. Auch kommt noch ein lang-prismatischer Kristall mit einer Absonderung senkrecht zur Längsrichtung vor.

798. Olivingabbro. (D. 8610). *Geröll aus dem Wai Tala, Nebenfluss des Wai Eti.*

Schon am Handstück sieht man, dass die dunklen Gemengteile in diesem Gestein vorherrschend sind. Die Feldspate treten hier denn auch als weisse Flecken in der dunklen Masse auf.

Unter dem Mikroskop ergibt sich, dass dieses Gestein hauptsächlich aus Olivin, in dem hier und da der Feldspat wie Inseln verbreitet liegt, besteht. Letzterer gehört zu den basischen Plagioklasen; es ist Anorthit und Bytownit. Die Feldspate sind teils frisch, teils trübe. Calcit und Zoisit treten hier und da im frischen Plagioklas auf. Zwillingslamellen, meistens unregelmässig gestaltet, kommen vor. So findet man oft auskeilende Lamellen. Keiner von den

Gemengteilen dieses Gesteins ist idiomorph, immer ist die gegenseitige Begrenzung buchtig.

Die Olivine umgeben die nesterartig angehäuften Feldspate. Rundliche Olivinkörner treten aber auch in den Plagioklasen auf. Hieraus kann man schliessen, dass der Olivin älter als der Feldspat ist. Er enthält hin und wieder Einschlüsse, Stäbchen eines opaken Minerals, die parallel im Kristall liegen. Der Olivin ist grossenteils in Serpentin umgewandelt. Die opaken parallelen Stäbchen findet man unverändert in dem Serpentin zurück. Die Serpentinadern enthalten an beiden Seiten einen Erzrand, während sich bisweilen das Erz mitten in Adern abgesetzt hat. Der Olivin ist optisch positiv; die Dispersion ist deutlich $\rho < \nu$.

Ein Reaktionsrand zwischen dem Olivin und dem Feldspat fehlt. Einer der im Feldspat liegenden Olivine hat an der einen Seite einen Rand von Diallag. Weiter ist auch zwischen einem Plagioklas und dem ihn umgebenden Olivin ein Streifen Diallag entwickelt. Dieser Streifen löscht aber gleichzeitig aus und ist genau so orientiert wie ein von dem Streifen abgetrennter Kristall; die abtrennende Substanz ist Olivin. Der Diallagrand, der hier so trügerisch einen „Reaction-rim“ nachahmt, ist nichts anderes als ein Rest eines vom Olivin resorbierten Pyroxens. Der Diallag ist hier also der ältere Bestandteil. Er trägt aber am wenigsten zu der Zusammensetzung dieses Gesteins bei.

Einige Spalten durchschneiden das Gestein; sie sind mit Zoisit oder bisweilen mit Chlorit ausgefüllt. Ausser in dem Serpentin kommt hier und da Erz im Plagioklas vor. Von dem serpentinisierten Olivin aus, der sich in dem Plagioklas befindet, durchziehen viele durch die Serpentinisierung entstandenen Sprünge den umringenden Feldspat.

786. Uralitgabbro. (D. 8604, 9154). *Anstehendes Gestein aus dem Wai Eti.*

Das grün- und weissgefleckte Handstück besteht aus Diallag, Feldspat und aus sekundärer Hornblende. Der Feldspat ist fast immer leistenförmig und kommt oft in dem zuletzt auskristallisierten Diallag in schönen idiomorphen Kristallen vor. Der Plagioklas gehört zum Anorthit und Bytownit.

Der Diallag ist sehr trübe durch die vielen Einschlüsse. Oft hat der Diallag einen schmalen, braungefärbten Rand, während auch braune Flecken in diesem Pyroxen auftreten. Diese braunen Flecken und der braune Saum um den Diallag gehören wohl dem gemeinen braunen Amphibol an.

Inmitten des Pyroxens kommen helle Stellen vor, die teils aus Aggregaten farbloser, blätteriger oder bisweilen lang-säulenförmiger Kristalle, teils auch aus einem einzigen Kristall mit idiomorpher Begrenzung bestehen. Wo diese Stellen an den Feldspat grenzen, findet sich immer ein breiter Chloritrand. Der Chlorit besteht aus sehr feinen, verwirrten Fasern mit normalen Interferenzfarben. Die hellen Stellen im Diallag bestehen aus farblosen Hornblendenadeln oder -blättern, oder aus einem einzigen farblosen Amphibolkristall mit sechs-seitiger Begrenzung. Die Umrisse dieser Stellen weisen darauf hin, dass hier ursprünglicher Olivin in Aktinolith oder Tremolit umgewandelt ist.

Der Chlorit muss aus Feldspat hervorgegangen sein, weil sich oft leistenförmige Partien dieses Minerals in dem Diallag finden.

Auch der Diallag wandelt sich dann und wann in eine farblose Hornblende um. Einige Klüfte im Gestein enthalten oft kleine Säulchen grüner Hornblende (Smaragdit). Zoisit und Epidot kommen wenig vor. Erz ist fast nicht vorhanden.

ANHANG.

895. Diabas? (D. 8675). *Anstehendes Gestein. Oestlich von Tg. Toetoenaten, südlich von Eti.*

Das Handstück ist sehr feinkörnig, weiss und grau gesprenkelt. Bei Befeuchtung mit Salzsäure braust es stark auf.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein stark zersetztes Gestein. Farblose, bisweilen idiomorphe, meistens aber korrodierte Augite und leistenförmige, stark verwitterte Feldspate liegen unregelmässig im Schliff zerstreut, indem Chlorit, Epidot, Calcit, Quarz und Erz den Raum zwischen erstgenannten Bestandteilen ausfüllen.

Der Augit ist frisch; die idiomorphen Querschnitte zeigen meistens die bekannte achteckige Form. Zwillingsbildung nach (100) kommt häufig vor. Der Feldspat ist nicht mehr mit Gewissheit zu bestimmen; er ist zu stark zersetzt.

Die übrigen Mineralien in diesem Gestein sind wohl alle sekundär. Hellgrüner, deutlich pleochroitischer Chlorit bildet überall unregelmässige Flecke. Epidot kommt viel in gelben unregelmässigen Kristallen vor. Calcit ist sehr verbreitet. Quarz kommt auf Klüften vor und ragt oft mit idiomorpher Begrenzung in den Calcit hinein. Erz kommt häufig vor und muss, nach dem Auftreten der eigentümlichen zerhackten Formen und nach den schönen Leukoxenkristallen zu urteilen, dem Ilmenit angehören.

Das ursprüngliche Gestein ist schwer zu bestimmen; vermutlich war es ein körniger Diabas.

KURZE ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE.

Die Eruptivgesteine aus der Nähe Kaibobos und aus der weiteren Umgegend sind fast ausschliesslich Tiefengesteine. Ergussgesteine treten nur wenig auf: Der neunte Cerambericht erwähnt einen verwitterten Mandelstein von Poeloe Babi und Tg Hatoeroeso.

Die Hauptmasse der Eruptiva besteht aus sehr basischen Gesteinen und zwar aus Peridotiten, welche an einigen Orten unmittelbar mit Gabbros zusammenhängen. Beide Gesteinsarten sind durch Spaltung aus einem Magma hervorgegangen.

Die Peridotite sind fast ausschliesslich Harzburgite. Sie bestehen aus Olivin, Bronzit und Chromit. Monokliner Pyroxen fehlt oder ist bisweilen in geringer Menge vorhanden. All diese Harzburgite kennzeichnen sich durch eine Art pegmatitische Verwachsung von Chromit und Bronzit. Zu den Lherzoliten muss ein Gestein aus der Nähe Honitetoos gerechnet werden. Völlig serpentinierte Gesteine kommen häufig vor.

Die Gabbros sind niemals ganz frisch, die meisten Gesteine sind mehr oder weniger uralitisiert; auch Saussuritgabbros treten auf. Flasergabbros wurden im Gebiet des W. Kwa und des W. Ela angetroffen; die am wenigsten deformierten Flasergabbros zeigen eine deutliche Paralleltextur, während sogar einige Gesteine (Wai Ela) völlig schiefrig geworden sind.

Peridotite und Gabbros werden durch Uebergangsgesteine, welche die Mitte halten zwischen beiden Gruppen, verbunden (Olivingabbros).

Die Peridotite, welche an die weiter unten genannten pegmatitischen Ganggesteine grenzen, führen immer eine farblose Hornblende, die wohl unter Einfluss der empordringenden Pegmatite in den Peridotiten entstand.

Im Zusammenhang mit diesen basischen Gesteinen treten Gneise, pegmatitische und granitartige Gesteine auf. Die pegmatitischen Gesteine durchziehen als schmale Gänge den Peridotit. Es sind teils sehr basische, teils sehr saure Gesteine.

Die sauren pegmatitischen Gesteine gehören zu Granitpegmatiten und bestehen aus einer schriftgranitischer Verwachsung von Orthoklas und Quarz. Dazu tritt spärlicher Glimmer. Diese schriftgranitischen Gesteine gehen durch Aufnahme fremder Gesteinsbestandteile in Cordierit- oder Andalusitpegmatite über.

Die basischen Ganggesteine sind im Gegensatz zu den Granitpegmatiten sehr grobkörnig. Das Hauptgemengteil ist eine braune Hornblende, neben der sehr basischer Feldspat und Hypersthen auftritt. Die Gänge zeigen eine Neigung zur lamprophyrischen Ausbildung. Die Hornblende überwiegt immer; der Feldspat verschwindet oft völlig, sodass reine Hornblendite auftreten. Der Hypersthen ist anscheinend nur auf den Rand der Gänge beschränkt und stellt wohl einen „reactionrim“ des Peridotits vor. Diese Ganggesteine sind hier als Hornblende-pegmatite beschrieben worden.

Als Gänge in dem Peridotit treten bei Tg Modjane Cordieritgranite auf und als gangförmige Massive finden sich in der Nähe Kaibobos ebenfalls Cordieritgranite und am Wai Tihoemolong Cordieritgneise. Beide bilden einen neuen Gesteintypus für den Archipel; es sind namentlich Mischgesteine. Die Gneise sind Injektionsgesteine und hier entwickelt als Ader-, Flecken-, Lagen- und Augengneise. Es sind ursprüngliche Schiefer, die von einem pegmatitischen Magma injiziert wurden. Auch die Granite sind keine normalen Eruptivgesteine. Diese stellen Einschmelzungsgesteine vor, hervorgegangen aus Einschmelzung von Schiefen in ein pegmatitisches Magma. Gneise und granitartige Gesteine wurden auch in anderen Teilen des Gebietes gefunden.

Gneise und Granite stehen genetisch im engsten Zusammenhang. Sie sind durch die Cordierit- und Andalusitpegmatite mit den Schrifgraniten verbunden.

Peridotite, Pegmatite, Gneise und Granite müssen als ein geologisches Ganzes betrachtet werden.

LISTE DER BESCHRIEBENEN GESTEINE.

Gesteinsnr.	Seite.	Gesteinsnr.	Seite.
28. Serpentin (D. 9110).	51	867. Cordieritgneis (D. 8655).	22
73. Hornblendeperidotit (D. 9103).	57	868. Cordieritgneis (D. 8656).	26
74. Hornblendebreccie (D. 9104).	58	868. (Einschluss). Plagioklas-Andalusit-Sillimannit (Cordierit) Hornfels (D. 9100).	26
75. Cordieritgranit (D. 9105).	58	869. Hornblendegabbro (D. 8662).	74
76. Cordieritgranit (D. 9106).	58	870. Serpentin (D. 8838).	51
77. Serpentin (D. 9107).	59	871. Uralitgabbro (D. 8657).	80
78. Gabbroides Ganggestein (Odinit) (D. 9108).	59	872. Hornblendegabbro (D. 8658).	75
79. (944a). Oligoklasbreccie (D. 9109).	60	874. Grobkörniger Hornblendegabbro (D. 8660, 9148).	74
80. (944b). Hornblendeperidotit (D. 9110).	60	875a. Cordieritgneis (D. 8291).	23
81. Harzburgit (D. 9111).	61	875b. Cordieritgneis (D. 8665).	24
83. Cordieritpegmatit (D. 9073).	15	875b. (Einschluss). Plagioklas-Andalusit-Sillimannit-Cordierithornfels (D. 9081).	25
84. Cordieritgranit (D. 9077).	20	875b. (Einschluss). Plagioklas-Sillimannit-Cordierithornfels (D. 9080).	25
85. Cordieritgranit (D. 9078).	21	877. Serpentin (D. 8793).	50
85. (Einschluss.) Plagioklas-Augit-Gestein. (D. 9097).	21	879. Harzburgit (D. 8664).	47
86. Hornblendegabbro (D. 9150).	76	881. Cordieritgneis (D. 8292).	27
786. Uralitgabbro (D. 8604, 9154).	84	895. Diabas? (D. 8675).	85
797. Uralitgabbro (D. 8609).	79	899. Harzburgit (D. 8674).	46
798. Olivingabbro (D. 8610).	83	900. Ganggestein (D. 8678, 8294).	67
801. Uralitgabbro (D. 8611).	77	901. Cordieritgneis (D. 8679, 9074, 9075, 9076).	16
803. Uralitgabbro (D. 8612).	77	903. Cordieritgneis (D. 8295, 9101).	28
807. Harzburgit (D. 8614).	48	903a. } Andalusit-Cordieritgneis (D. 8803, 8695, 9102).	29
814. Saussuritgabbro (D. 8618).	83	903b. }	29
814a. Uralitgabbro (D. 8619).	78	904. Cordieritgneis (D. 8696).	29
814b. Uralitgabbro (D. 8620).	79	905. Cordieritgneis (D. 8296).	27
815. Serpentinbreccie (D. 8621).	52	909. Cordieritgranit (D. 8697).	18
815a. Harzburgit (D. 8813).	49	909a. Cordieritgranit (D. 8680).	19
819. Harzburgit (D. 8623).	46	931. Granitpegmatit (D. 8834).	11
822a. Grobkörniger Hornblendegabbro (D. 8289).	69	933. Cordieritpegmatit (D. 8683).	12
822b. Hornblendit-Hypersthenit (D. 8290, 9146).	70	933a. Granitpegmatit (D. 8682).	13
822d. Grobkörniger Hornblendegabbro (D. 8628, 8629).	71	934. Harzburgit (D. 8686).	49
827a. Hypersthenit (D. 8630, 8631).	72	935. Granitpegmatit (D. 8685).	12
828. Harzburgit (D. 8633).	44	936. Cordieritpegmatit (D. 8684).	13
829. Harzburgit (D. 8634).	45	937. Andalusitpegmatit (D. 8687).	14
832. Serpentin (D. 8635).	49	938. Hornblendegabbro (D. 9149).	74
834. Hornblendegabbro (D. 8636).	76	943. Harzburgit (D. 8302).	45
836. Harzburgit (D. 8641).	48	944a. (79). Oligoklasbreccie (D. 9109).	59
837. Uralitgabbro (D. 8638).	81	944b. (80). Hornblendeperidotit (D. 9110).	59
837a. Uralitgabbro (D. 8639, 8640).	81	945. Hornblendegabbro (D. 8693).	76
837b. Uralitgabbro (D. 9152).	82	951. Saussuritgabbro (Grünstein) (D. 8698).	82
838. Lherzolite (D. 8642).	46	952. Uralitgabbro (D. 8700).	78
839. Serpentin (D. 8819).	51	1192. Uralitgabbro (D. 8733).	82
847. Hornblende-Hypersthen-Norit (D. 8644, 8645, 9147).	71	1193. Uralitgabbro (D. 8734).	82
848. Hornblendit (D. 8646).	68	1194. Saussuritgabbro (D. 8735).	83
849. Grobkörniger Hornblendegabbro (D. 8647).	73	1194a. Uralitgabbro (D. 8736).	80
853. Serpentin (D. 8786).	51	1195. Uralitgabbro (D. 8737).	81
854. Albitpegmatit (D. 8648).	15	1196. Serpentin (D. 8738).	50
857. Serpentin (D. 8649).	50	1197. Uralitgabbro (D. 8768).	81
863. Harzburgit (D. 8653).	48		
866. Hornblendegabbro (D. 8654).	75		

ERKLÄRUNG DER TAFEL II.

Abb. 1. Harzburgit (879).¹⁾

Typischer Tiefengesteinstypus der feldspatfreien Gesteine West-Cerams. Die hellen Teile in dem Bronzit bestehen aus Hornblendefasern. Gekr. Nicols.

Abb. 2 und 3. Harzburgit (836).

Zeigt die in all diesen Gesteinen auftretende pegmatitartige Verwachsung von Chromit und Bronzit. In diesem Gestein ist der Bronzit in Talk umgewandelt. Abb. 3: nur randliche Verwachsung. (Nach einer Zeichnung). Dunkelgrau = Olivin, *t* = Talk, völlig dunkel = Chromit.

Abb. 4. Hornblendepegmatit (822a).

In der Mitte oben ein 3 cm grosser Amphibol.

Abb. 5. Grobkörniger erzreicher Hornblendegabbro (822d).

Erz (schwarz), Plagioklas (weiss), Hornblende (grau). Der Chloritrand (*r*) nur teilweise angegeben. (Nach einer Zeichnung).

Abb. 6. Hornblendegabbro (86).

In der Mitte Quetschungszone. Die hellgrüne Hornblende, die aus der braunen hervorging, etwas heller grau. Die Biegung der Fasern deutlich zu beobachten, wie auch der scharfe Uebergang beider Hornblenden in einander. Diese Zone ungefähr in der Mitte von links unten nach rechts oben. Parall. Nicols.

Abb. 7. Hypersthenit-Hornblendit (822b).

Hornblende meist dunkelgrau, Hypersthen hellgrau. Ungefähr in der Mitte deutlich zu sehen, wie der Hypersthen sich auf fast quadratisch sich schneidende Spalten in braune Hornblende umwandelt. Gekr. Nicols.

Abb. 8. Norit (847).

Zwillingsbildung und mechanische Deformation. Der Plagioklas ist in 3 Stücke zerlegt. Das erste Stück (oben) zeigt nur undulöse Auslöschung, das zweite (mitten) viele Lamellen, das dritte (unten) wenig Lamellen. Deutlich ist zu sehen, wie die Lamellen absetzen in den Spaltrissen. Gekr. Nicols.

Abb. 9. Hornblendepegmatit (849).

Keilförmige Zwillingslamelle von Hornblende, durch mechanische Deformation entstanden. Druck- oder Zerrlinien sichtbar. (Nach einer Zeichnung). Gekr. Nicols.

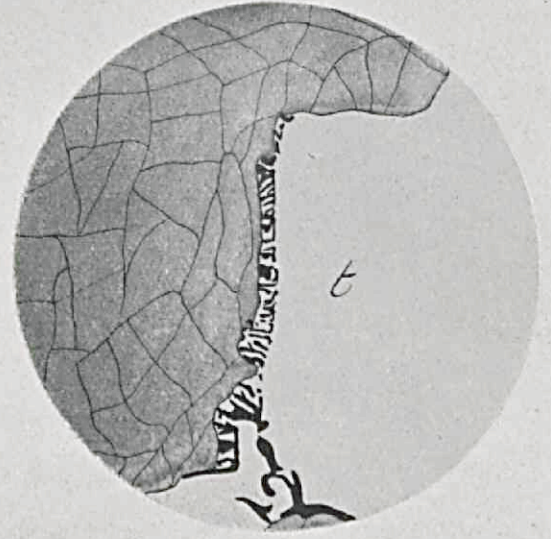
¹⁾ Vergrösserung aller Dünnschliffe = 50 X.



1



2



3



4



5



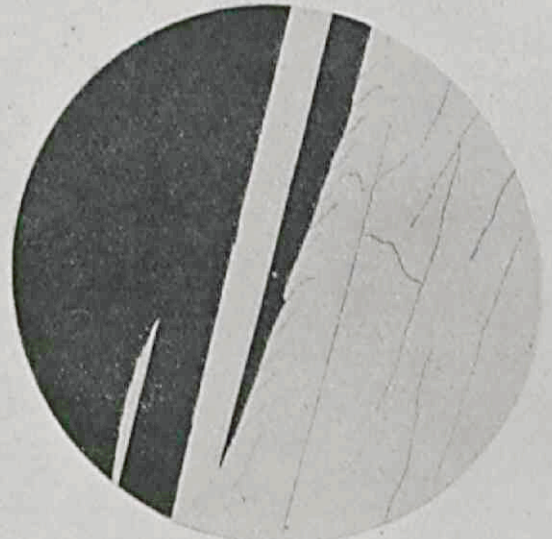
6



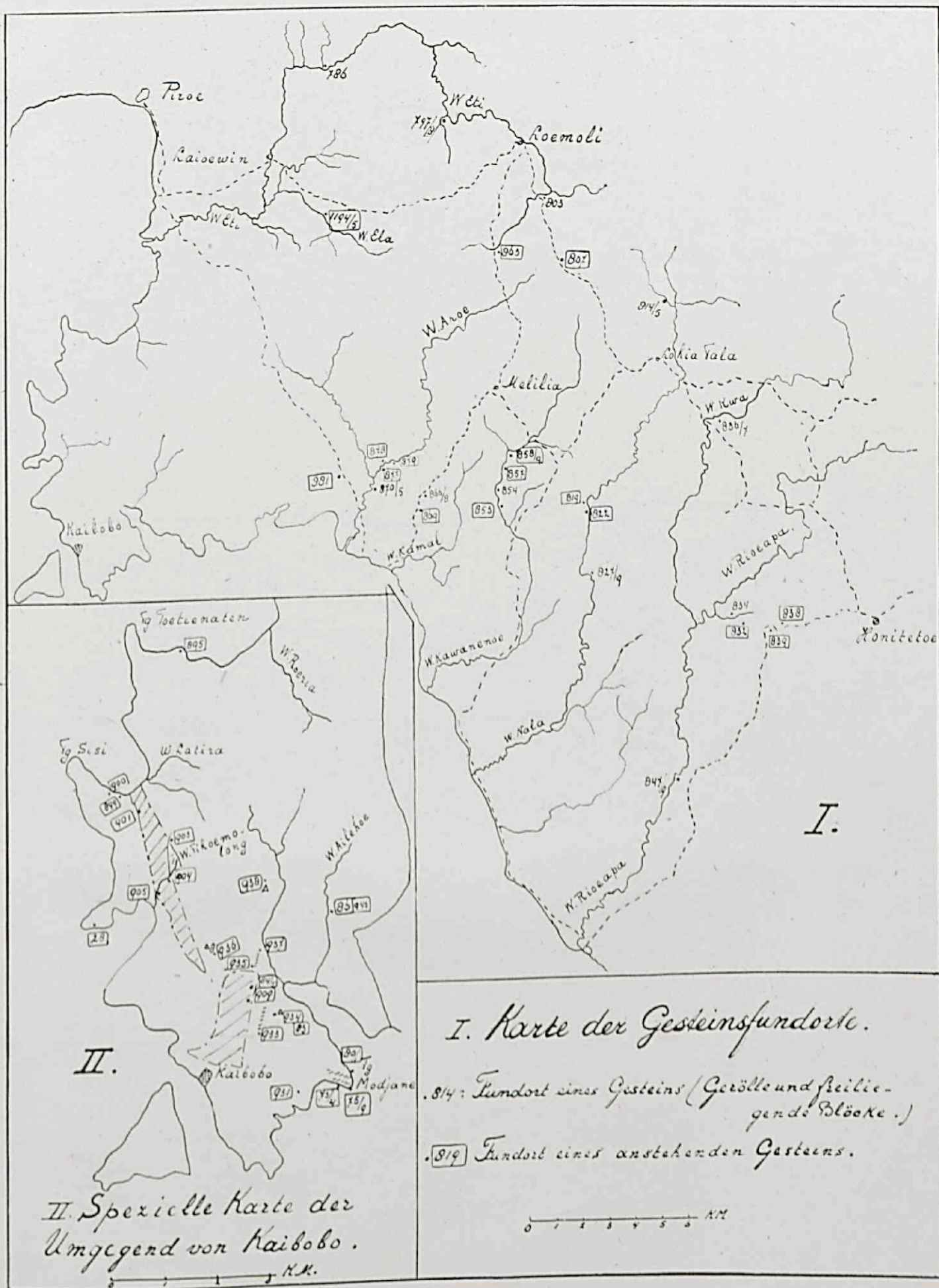
7



8



9



STELLINGEN.

I.

WEINSCHENK'S meening, dat de meeste serpentijnen normaal contact-metamorph veranderde eruptiefgesteenten zouden zijn, is onjuist.

II.

WALTHER overschat de beteekenis van den wind als geologische factor.

III.

De meening van SUESS, dat de tektieken van kosmischen oorsprong zijn, is onjuist.

IV.

Er is geen essentieel verschil tusschen regionale metamorphose en contactmetamorphose.

V.

BECKE'S verklaring voor het ontstaan van myrmekiet is onwaarschijnlijk.

VI.

Geheel ten onrechte beweert P. SCHLEE in zijn geschrift over de morphologie van de Berner Jura: „Das Natürliche ist aber nun, nicht für jede Klus nach einer besonderen Ursache zu suchen. Für eine so charakteristische Eigenschaft der Faltengebirge brauchen wir eine allgemein-gültige Hypothese.”

VII.

Het is beter om in tegenstelling met STILLE het Nederduitsche bekken, waarin zich de saxonische plooiingen afspeelden, niet als een oorspronkelijk geosynclinaalgebied te beschouwen.

VIII.

POTONIÉ generaliseert ten onrechte, wanneer hij zegt: „Die fossil als Steinkohlenlager vorhandenen Carbonmoore besassen den Charakter unsrer heutigen tropischen Sumpfflachmoore.” (H. POTONIÉ: Die Entstehung der Steinkohle. 1910. Blz. 186).

