

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 57.

**PETROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DER
GRANITO-DIORITISCHEN GESTEINE
SÜD-OSTBOTHNIENS**

VON
HEIKKI VÄRYNEN

MIT 20 FIGUREN IM TEXT UND 1 KARTE

HELSINGFORS
FEBRUAR 1923

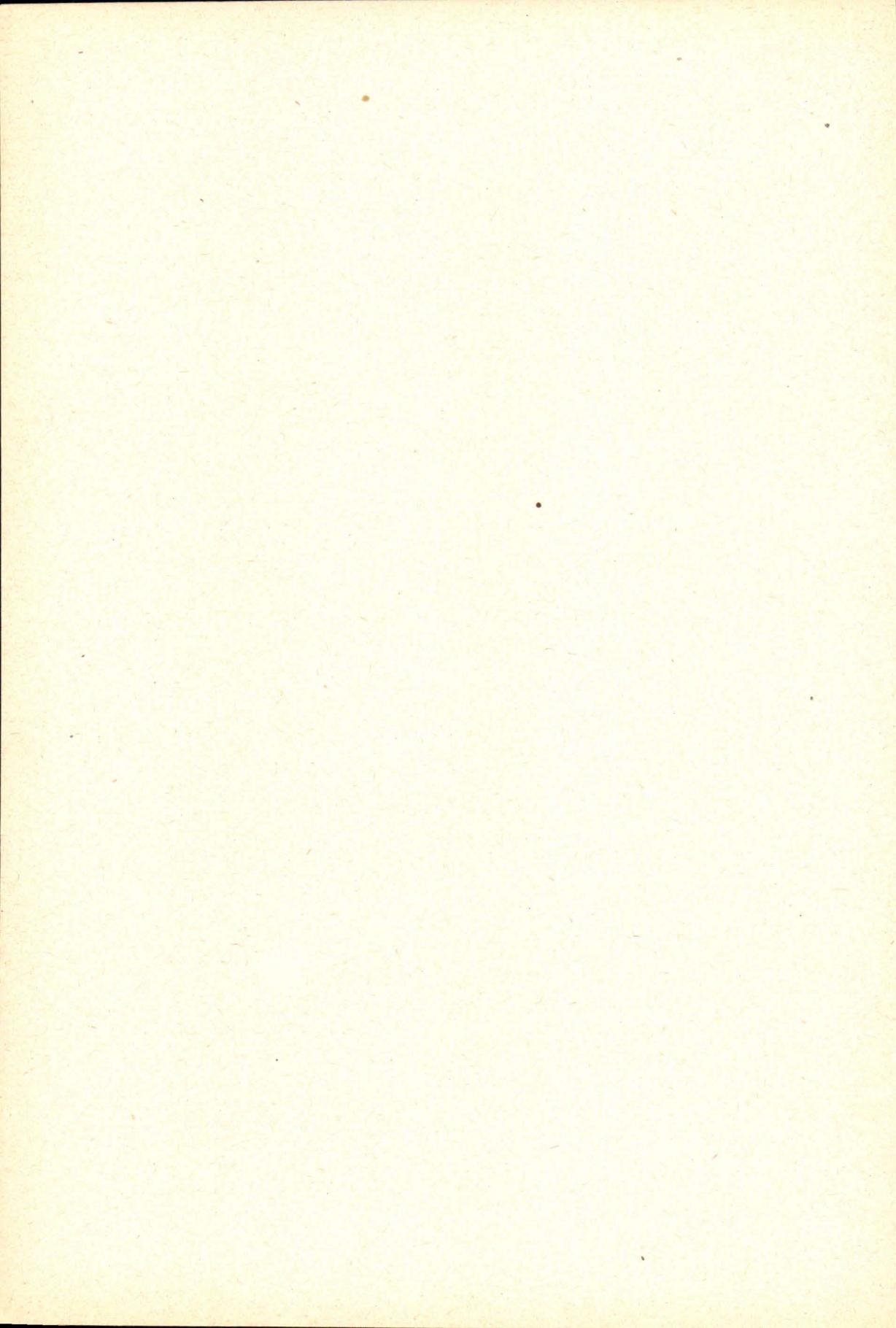
Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Cancrinitzenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	4:—
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895	4:—
N:o 3.	Till frågan om det senglaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Febr. 1896.....	7:—
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896	7:—
N:o 5.	Bidrag till kännedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896	9:—
*N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Febr. 1899	23:—
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS AALTO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. April 1898	7:75
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflor. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Dec. 1899	19:—
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	6:—
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	6:—
*N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. März 1900	7:—
*N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. März 1902.....	5:—
*N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflor och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	19:—
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalhti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903.....	12:50
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905	12:50
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905	6:—

PETROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
DER
GRANITO-DIORITISCHEN GESTEINE
SÜD-OSTBOTHNIENS

VON
HEIKKI VÄYRYNEN

HELSINGFORS 1923
STATSDRUCKEREI



INHALT.

	Seite.
Einleitung	5
Die geologischen Grundzüge des Gebietes	8
Die Biotit-Plagioklas-Gneise, Quarzite und Glimmerschiefer ..	9
Die Tiefengesteine	9
Der petrographische Charakter der Tiefeneruptivgesteine	11
<i>Ältere Serie</i>	11
Die granitischen Gesteine	12
Granodiorit und Quarzdiorit	14
Mikroklindiorit und Diorit	19
Gabbrogesteine	20
<i>Jüngere Serie</i>	21
Gabbro- und Dioritgesteine	23
Granodiorit und Quarzdiorit	26
Die granitischen Gesteine	31
Die Pegmatitgänge	35
<i>Kontaktgesteine</i>	36
Die migmatitischen Gesteine	36
Die ellipsoidischen Einschlüsse	38
Reines Antophyllitgestein	40
Granat-Cordieritgneis	40
<i>Vergleichungspunkte in anderen Gebieten</i>	42
Die Anwendung der Phasenlehre auf die Magmagesteine	44
<i>Allgemeines</i>	44
<i>Ältere Eruptivserie</i>	47
<i>Jüngere Eruptivserie</i>	48
Die normative Fazies	48
Fazies des Kristianiagebiets	48
Granatische Fazies	49
Amphibolische Fazies	53
Epidot-Chloritfazies	54
Magmatische Differentiation und Mineralbildung	55
<i>Die Differentiation</i>	55
Die jüngeren Eruptive	56
Die Gneisgranite	58

	Seite.
<i>Die Mineralbildung</i>	60
Die Myrmekitbildung	60
Der Granat	66
Die Pyroxene	67
Die Feldspate	68
Die Zonenstruktur des Plagioklases	68
Der einfache Mikroklin	69
Die Hornblende	70
Der »granulierte« Quarz	71
Fazies-Klassifizierung	72
Zusammenfassung der Resultate und geologische Schlussfolgerungen	75

Einleitung.

Die Stratigraphie des Urgebirges ist unter den von den finnischen Geologen erörterten Fragen schon Jahrzehnte lang eine der allerzentralsten gewesen. Wo, wie z. B. in Ostfinnland, superkrustale Formationen in ausgedehnteren einheitlichen Zügen vorkommen, hat man in den Schichtungsverhältnissen Diskordanzen nachweisen und auf ihrer Grundlage in jenen Formationen ungleichaltrige Schichtungsreihen unterscheiden können. Im grössten Teile Finnlands treten die superkrustalen Formationen jedoch nur lokal auf und sind durch plutonische Gesteinsgebiete voneinander getrennt. Die Zugliederung dieser zu den vorerwähnten Formationen hat deshalb ernste Meinungsverschiedenheiten hervorgerufen, weil man je nachdem was für Umstände beim Vergleich jeweilig für ausschlaggebend gehalten wurden, zu verschiedenen Ergebnissen gelangt ist. Infolgedessen hat man bei der Untersuchung der diese sedimentären Gesteinszüge voneinander trennenden, von plutonischen Gesteinen eingenommenen Gebiete das Augenmerk darauf gerichtet, ob es möglich ist, unter diesen Gesteinen mehrere ungleichaltrige Eruptionsserien zu unterscheiden, auf längeren Strecken zu verfolgen und durch Feststellung ihres Verhaltens zu den einzelnen superkrustalen Formationen einen Grund für die stratigraphische Parallelisierung der letzteren zu erhalten. Auch hierbei sind dem Forscher unüberwindliche Schwierigkeiten in den Weg getreten. Ihre Kontakte sind oftmals sehr undeutlich; dazu findet man oft zwischen den verschiedenen Varietäten ein und derselben Eruptionsreihe ebenso deutliche Eruptivkontakte wie zwischen ungleichaltrigen Reihen. Auch ist der Grad der Metamorphose wie auch die Struktur der Gesteine allzu abhängig von lokalen Faktoren. Als nun jene Eigenschaften der Gesteine: Kontakte, Umwandlungsgrad und Struktur, auf welche man anfangs die Unterscheidung bzw. Gleichstellung der Tiefengesteinsreihen gründen zu können glaubte, den Forscher im Stich liessen, musste die Forschung suchen, weitere Gesteinseigenschaften klarzustellen und neue Begriffe zu definieren, auf welche sich ebenfalls eine Vergleichung der Gesteine stützen könnte. Solche neue Eigenschaften und Begriffe scheint die auf den wichtigen Errungenschaften der physikalischen Chemie, insbesondere auf der Phasenlehre fussende Untersuchungsmethode der Gesteine darzubieten. Schon früher haben P. NIGGLI in der

Schweiz, V. M. GOLDSCHMIDT in Norwegen und P. ESKOLA in Finnland die Gibbsche Phasenlehre auf den physikalisch-chemischen Gleichgewichtszustand der beim Metamorphismus der Sedimentgesteine entstehenden verschiedenen Mineralassoziationen in Anwendung gebracht. Den magmatischen Tiefengesteinen hat man aber von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet sehr wenig Beachtung geschenkt, ja, man hat sogar geäußert, dass die Phasenlehre hier nicht Stich halte.

Als ich im Sommer 1916 mit den geologischen Aufnahmearbeiten der Geologischen Kommission beschäftigt mehrere süd-ostbothnische Kirchspiele besuchte, fand ich daselbst in den granito-dioritischen Gesteinsreihen verschiedene Mineralassoziationen. Da hier, schon nach der Struktur zu urteilen, verschiedene Tiefengesteinsserien vorkommen, während das Grundgebirge eine verhältnismässig einfache geologische Struktur besitzt, so habe ich gerade dieses Gebiet gewählt, um die erste Anwendung der Phasenlehre auf die dortigen Gesteine zu versuchen.

Die Behandlung des Materials beschränkt sich hauptsächlich auf mikroskopische Untersuchungen. Ich finde dies berechtigt, 1) weil die meisten Minerale, aus denen die betreffenden Gesteine bestehen, eine Bestimmung ihrer ungefähren Zusammensetzung auf Grund ihrer optischen Eigenschaften erlauben, und 2) weil als Vergleichspunkte schon so grosse einschlägige Werke über das gegenseitige Verhältnis der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der Felsarten wie diejenigen von GOLDSCHMIDT und ESKOLA existieren.

Von dem vorliegenden Material wurden die Gesteine in der Gegend des Kirchdorfs von Vähäkyrö und südlich davon, die ich im erwähnten Sommer selbst geologisch aufgenommen habe, genauer untersucht. Ausser dem Kirchspiel Vähäkyrö habe ich im selben Sommer noch von dem auf der beigefügten Karte dargestellten Gebiet den Südteil von Nurmo und die Kirchspiele Peräseinäjoki, Jalasjärvi und Kurikka geologisch aufgenommen und dabei die geologischen Verhältnisse der Gesteine stellenweise sogar sehr detailliert kennen gelernt. Die Kirchspiele Seinäjoki, Ilmajoki und Vörå und einen Teil des Kirchspiels Isokyrö hat Stud. MARTTI SAXEN i. J. 1917, die Kirchspiele Ylistaro und Kauhajoki sowie einen Teil des Kirchspiels Isokyrö Mag. phil. A. SUOMALAINEN im selben Jahre geologisch aufgenommen. Die Gesteine dieser Teile des Untersuchungsgebiets habe ich in der Geologischen Kommission mit Hilfe der von den Herren SAXEN und SUOMALAINEN gesammelten Gesteinsproben und ihrer Tagebuchnotizen studiert.

Bei der Klassifizierung der granito-dioritischen Gesteinsreihen habe ich mich nach dem in IDDINGS Lehrbuch »Igneous

Rocks» angeführten quantitativen, mineralogischen System gerichtet, mit Berücksichtigung der von HACKMAN dagegen erhobenen Einwände.¹⁾ Nach der von ihm vorgeschlagenen Reform geschieht die Klassifikation nach der folgenden Tabelle:

DIVISION 2.

Gesteine, charakterisiert durch Quarz und Feldspat:

$$\frac{7}{1} > \frac{\text{Quarz}}{\text{Feldspat}} > \frac{1}{7}$$

A. Granit: Alkaligranit $\frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Kalknatronfeldspat}} > \frac{7}{1}$

Kalkalkaligranit $\frac{7}{1} > \text{ » } > \frac{5}{3}$

Alkalikalkgranit $\frac{5}{3} > \text{ » } > \frac{3}{5}$

B. Granodiorit und Quarzdiorit, wenn die Zusammensetzung des

Plagioklases $\frac{\text{Albit}}{\text{Anorthit}} > \frac{1}{1}$ ist:

Granodiorit $\frac{3}{5} > \frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Kalknatronfeldspat}} > \frac{1}{7}$

Quarzdiort $\frac{1}{7} > \text{ » }$

Granogabbro und Quarzgabbro, wenn die Zusammensetzung des

Plagioklases $\frac{\text{Albit}}{\text{Anorthit}} < \frac{1}{1}$ ist:

Granogabbro $\frac{3}{5} > \frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Kalknatronfeldspat}} > \frac{1}{7}$

Quarzgabbro $\frac{1}{7} > \text{ » }$

DIVISION 3.

Gesteine, charakterisiert durch Feldspat:

$$\frac{\text{Quarz}}{\text{Feldspat}} < \frac{1}{7}$$

A. Syenit: Alkalisyenit $\frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Kalknatronfeldspat}} > \frac{7}{1}$

Kalkalkalisyenit $\frac{7}{1} > \text{ » } > \frac{5}{3}$

Alkalikalksyenit $\frac{5}{3} > \text{ » } > \frac{3}{5}$

¹⁾ VICTOR HACKMAN, Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine. Bull. de la Comm. géol. de Finlande Nr. 53, 1921.

B. Diorit, wenn die Zusammensetzung des Plagioklases $\frac{\text{Albit}}{\text{Anorthit}} > \frac{1}{1}$ ist:

$$\text{Ortoklasdiorit} \quad \frac{3}{5} > \frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Kalknatronfeldspat}} > \frac{1}{7}$$

$$\text{Diorit} \quad \frac{1}{7} > \quad \text{»}$$

Gabbro, wenn die Zusammensetzung des Plagioklases $\frac{\text{Albit}}{\text{Anorthit}} < \frac{1}{1}$ ist:

$$\text{Ortoklasgabbro} \quad \frac{3}{5} > \frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Kalknatronfeldspat}} > \frac{1}{7}$$

$$\text{Gabbro} \quad \frac{1}{7} > \quad \text{»}$$

Die nachstehend mitgeteilten Untersuchungen sind schon vor beinahe zwei Jahren in einer in finnischer Sprache herausgegebenen Dissertation erschienen, von welcher die vorliegende Abhandlung eigentlich nur in der Darstellungsweise etwas abweicht. Ausser dem Kapitel »Faziesklassifizierung«, welches neu ist, sind nur sehr wenige Ergänzungen hinzugekommen. Meine damalige Auffassung hat sich aber nicht verändert, obwohl ich seitdem schon zweimal in der Lage gewesen bin, meine Beobachtungen über die hier erörterten Gesteine zu vervollständigen.

Im deskriptiven Teile weicht die Art der Beschreibung etwas von der üblichen ab, indem hier nicht die Struktur und der Mineralinhalt im ganzen Gesteinskörper zusammengefasst ist, sondern einzelne Beobachtungspunkte für sich beschrieben worden sind. Die Darstellung wird zwar infolgedessen etwas monoton, aber man gewinnt statt dessen den Vorteil, dass die Mineralzusammensetzungen so zur Erscheinung kommen, wie sie beobachtet wurden. Dies ist ja besonders wichtig in einer Abhandlung, die, wie die vorliegende sich eben mit der Erklärung der paragenetischen Verhältnisse beschäftigt.

Die geologischen Grundzüge des Gebietes.

Der Gesteinsgrund des vorliegenden Gebietes ist zu den ältesten Bildungen unseres präkambrischen Grundgebirges gezählt worden. Sein geologischer Bau ist im grossen ganzen von der allereinfachsten Art. Die superkrustalen Gesteinsarten werden hauptsächlich durch Biotit-Plagioklas-Gneis vertreten. Daran schliessen sich nur in geringen Mengen und auf einem sehr begrenzten Gebiet Glimmerschiefer, Quarzite und basische Ergussgesteine an. Den grössten Teil des Flächenraums nehmen die granito-dioritischen Tiefeneruptivgesteine ein.

Die Biotit-Plagioklas-Gneise sind dieselben wie die von EERO MÄKINEN beschriebenen gleichnamigen Gesteinsarten in Ostbothnien ¹⁾. Sie sind überall sich umso ähnlicher, weil in ihnen regelmässig auch Hornblende fehlt, in deren Menge auch in dem erwähnten Gebiete die grössten Schwankungen vorkommen. Die Streichrichtung ist sehr wechselnd, meistens NW—SE, doch legt sich dieselbe an der Grenze gegen die jene Gesteinsarten immer durchsetzenden granito-dioritischen Gesteine gewöhnlich der Grenze parallel. Das Fallen ist immer steil. Schichtung ist nur selten bemerkbar.

Quarzite und Glimmerschiefer kommen hauptsächlich in einer vom Ostteil von Peräseinäjoki, von der Ostseite des Sees Kalajärvi über die Südspitze von Nurmo und über Seinäjoki nach Ylistaro hinziehenden schmalen Zone vor. Ausserhalb derselben findet man Quarzite nur am Berge Simsiö in Lapua sowie als einige Meter mächtige Einschlüsse im Granit in Jalasjärvi. Die Quarzite sind deutlich geschichtet und meistens glasig. Doch gibt es in der Gegend von Kalajärvi kleinere Vorkommen, wo sich deutliche Spuren einer klastischen Struktur erhalten haben. Hier findet man auch eine deutliche diagonale Schichtung. Die Schiefer kommen in Wechsellagerung zwischen den Quarziten und Gneisen vor.

Wenn wir noch hinzufügen, dass sich den Gneisen andererseits deutliche Porphyritgesteine anschliessen und dass der Gneis stellenweise in Wechsellagerung mit Quarziten und sogar mit den in geringerer Menge auftretenden Glimmerschiefern vorkommt, während andererseits stellenweise seine Kontaktbeziehungen zu den Schieferen auf ein eruptives Auftreten hindeuten, so ist es wahrscheinlich, dass jene Gesteine sowohl sedimentäre als auch eruptive Bestandteile enthalten.

In der erwähnten Zone Peräseinäjoki—Ylistaro gibt es ausserdem basische Ergussgesteine. Dahin gehören schiefrige Amphibolite, schiefrige Labradorporphyrite und inhomogene tuffartige Bildungen.

Die Tiefengesteine zerfallen in zwei sowohl ihrem geologischen Auftreten als auch ihrer Mineralzusammensetzung und Struktur nach deutlich voneinander abweichende Gesteinsserien. Die eine derselben umfasst meistens mittelkörnige gneisartige Gesteine, deren Mineralzusammensetzung qualitativ immer die gleiche ist: Amphibol, Biotit, Plagioklas, Mikroklin und Quarz. Je nach dem Mengenverhältnis dieser Minerale lassen sich die einzelnen Modifika-

¹⁾ EERO MÄKINEN. Översikt av de prekambryska bildningarna i mellersta Österbotten i Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande Nr. 47, 1916.

tionen in alle verschiedene Klassen zwischen Granit und Diorit einreihen. Wie aus der Karte S. 78 ersichtlich, haben die Gesteine im grössten Teil ihres Verbreitungsgebietes eine alkalikalkgranitische Zusammensetzung, während die quarzdioritischen und dioritischen Modifikationen hier und da in grösseren und kleineren, rundlichen und verschieden geformten Flecken ohne jede wahrnehmbare Regelmässigkeit zerstreut vorkommen. Alkaligranite findet man nur ausnahmsweise und in kleinen Mengen.

Ihre Kontaktbeziehungen zu den vorerwähnten Gesteinen sind von eruptiver Natur.

Die andere Tiefengesteinsserie umfasst meistens grobkörnige, porphyrische, richtungsloskörnige Gesteine, die gewöhnlich folgende Mineralzusammensetzung haben: Mikroklin, Plagioklas, Quarz und Biotit. Bisweilen kann auch der Amphibol in makroskopisch sichtbaren Mengen vorkommen, obwohl er gewöhnlich nur unter dem Mikroskop nachweisbar ist. Umso häufiger ist der Granat und vielfach auch der Muskovit. In den Kontakten gegen andere Gesteine findet man Pyroxene, sowohl Hypertstehn als Diopsid, enthaltende Modifikationen. Diese Serie unterscheidet sich ferner darin von der vorigen, dass in genetischem Zusammenhang mit ihr aplitische und pegmatitische Modifikationen vorkommen, während solche sich gar nicht an die vorige Formation anschliessen. Die einzelnen Modifikationen auch dieser Tiefengesteinsserie lassen sich von den Dioriten bis zu den Graniten klassifizieren, doch schwankt innerhalb der verschiedenen Klassen und sogar Modifikationen auch die qualitative Mineralzusammensetzung bedeutend.

In den Kontakten gegen sämtliche erwähnte Gesteine, auch gegen die vorerwähnten Tiefengesteine, erscheint diese Serie stets eruptiv. Weiter vom Kontakt kommen porphyrische Modifikationen in anderen Gesteinen selten als Gänge vor, umso häufiger aber aplitische und pegmatitische Modifikationen. Im Kontakt selbst kommt jedoch ihre Eruptivität deutlich zum Vorschein. So hat man an vielen Stellen in Peräseinäjoki und Jalasjärvi Kontaktpunkte zwischen den Gesteinen dieser und der vorigen Tiefengesteinsserie gefunden, wo der porphyrische Granit oder Granodiorit und seine aplitischen Varietäten durcheinander den gneisartigen Granit, Granodiorit oder Diorit in Gängen durchsetzen und Bruchstücke davon in Einschlüssen enthalten.

Das oben geschilderte Gebiet schliesst sich geologisch eng an das von MÄKINEN beschriebene Gebiet in Ostbothnien an. Auch hier treten dieselben Gesteinsserien nebeneinander auf. In ihrer geologischen Erscheinungsweise besteht augenscheinlich der Unter-

schied, dass die ältere Serie in fortlaufenden, den superkrustalen Zügen konformen Zonen auftritt, während die jüngere Eruptivgesteinsserie, die auch hier die erstere scharf durchsetzt, weniger abhängig von der Streichrichtung der übrigen Gesteine ist und sie häufig schneidet ¹⁾. Da MÄKINEN in Perho beobachtet hat, dass jene Gesteinsserien allmählich ineinander übergehen und da es keinerlei superkrustale Formationen gibt, die sie nicht in gleicher Weise durchsetzen, so hält er beide Eruptivserien für ungefähr gleichaltrig, ja, er ist sogar geneigt, sie als komagmatisch zu betrachten ²⁾.

Ausser diesen Tiefengesteinstypen kommt in Süd-Ostbothnien noch ein dritter Typus vor, ein muskovitreicher, turmalinhaltiger Pegmatitgranit. Dieser weicht in Struktur wie Zusammensetzung von den zwei vorerwähnten Serien ab und begleitet sie auch nicht weiter nordwärts. Infolgedessen hält ihn BERGHELL für ungleichaltrig ³⁾. Doch lässt sich diese Ansicht nicht durch entscheidende geologische Tatsachen stützen, weshalb auch MÄKINEN die Frage offen lässt.

Der petrographische Charakter der Tiefen- eruptivgesteine.

Ältere Serie.

Als gemeinsame und kennzeichnende Eigenschaften der zu dieser Serie gehörenden Gesteine sind zu nennen: ihre absolut mittelkörnige (2—3 mm) und relativ gleichkörnige Struktur, ihre allgemeine, mehr oder minder ausgebildete Gneisigkeit und ihre rein graue Farbe, wobei nahezu niemals andere Nuancen vorkommen, als die je nach den wechselnden Mengenverhältnissen des weissen Feldspats und des schwarzen Biotits und Amphibols schwankende dunklere oder hellere Färbung. Manchmal findet man jedoch spärlich rötlichen Feldspat in einsprenglingsartigen Körnern, die grösser als die allgemeine Korngrösse sind. Sie sind aber nicht idiomorph, sondern rundlich oder ellipsoidisch. Dann bekommt auch das ganze Gestein einen rötlichen Farbenton. Doch stehen diese Varietäten in einem so engen Zusammenhang mit den Gesteinen der jüngeren Eruptivserie, dass man ihre Entstehung auf die Kontaktwirkung jener Gesteine zurückführen kann.

¹⁾ Ähnlich ist nach HÖGBOMS Beschreibung das Auftreten der jüngeren Granite in Schweden, die serarchäisch genannt werden. A. G. HÖGBOM, Pre-cambrian Geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Uppsala 1910, X, 26.

²⁾ Loc. cit. S. 102.

³⁾ HUGO BERGHELL. G. F. F. 1919.

Sie erscheinen nämlich in Gegenden, wo der Gesteinsgrund von Aplitgängen reichlich durchsetzt ist, wie später erörtert werden soll.

Die Gneisigkeit der Struktur macht, wenigstens makroskopisch betrachtet, den Eindruck der Druckschieferung. Der Feldspat sieht allerdings weder zerbrochen noch gebogen aus, aber der Quarz ist gewöhnlich granuliert. Mikroskopisch wirkt diese Erscheinung jedoch nicht wie eine vom Druck verursachte Granulation, sondern sie beruht darauf, dass der feinkörnigere Quarz zwischen den größeren Feldspatkörnern und den von ihnen gebildeten Gruppen zu gleichkörnigen Gruppen auskristallisiert ist ¹⁾. Meistens löschen diese Körner dann vollkommen gleichmässig aus und ihre Grenzen sind ausgebuchtet wie beim primären Granitquarz. Ausserdem haben sie sich in Gemeinschaft mit dem Biotit gebildet, und bei diesem ist keine Verbiegung bemerkbar. Es hat also den Anschein, als wäre diese Struktur hauptsächlich durch einen besonderen Kristallisationsvorgang entstanden. Wir kommen darauf später noch zurück.

Die saureren granitischen Modifikationen verhalten sich vielfach zu den dioritischen deutlich eruptiv, während sie an anderen Stellen bald auf einem sehr engen Gebiet in einander übergehen — sie können sogar in ein und demselben Felsen miteinander abwechseln, ohne dass deutliche Grenzen sichtbar sind —, bald auf einer längeren Strecke einen ganz allmählichen Übergang aufweisen. Sie sind also Differenzierungsprodukte desselben Magmas. Bis zur Bildung von Gabbro hat die Differenzierung in dem geschilderten Gebiete selten geführt.

Nach dieser allgemeinen Erörterung wollen wir einige Beispiele von den verschiedenen zu dieser Serie gehörigen Gesteinen einer näheren petrographischen Beschreibung unterwerfen.

Die granitischen Gesteine.

Unter den Gesteinen der älteren Eruptivserie sind gar keine Vertreter der Alkaligranite angetroffen worden. Wenn es solche gibt, müssen sie sehr kleine Vorkommen ausmachen. Auch die den Kalkalkaligraniten zuzurechnenden Abarten sind selten, während das Verhältnis der Alkali- und Kalknatronfeldspäte um Eins herum schwankt oder öfter kleiner ist. Da die nähere petrographische Beschreibung dieser Gesteine nichts von besonderem Interesse bietet, können wir sie hier dahingestellt sein lassen und einen allgemeineren Typus wählen.

¹⁾ Vgl. MÄKINEN, loc. cit. S. 53, Fig. 10. Siehe auch S. 60.

Als ein typischer Vertreter des Alkalikalkgranits sei hier das Gestein an der Südseite der südlichen Landstrasse von Jalasjärvi nach Peräseinäjoki, 10 km vom Kirchdorf Jalasjärvi nach SE, näher geschildert.

Makroskopisch ist das Gestein von rein grauer Farbe, beinahe gleichkörnig, deutlich gneisartig. Die im Durchmesser zwischen 1 und 4 mm schwankenden Feldspatkörnchen sind rundlich und ellipsoidal, doch haben sich nicht einmal die letzteren in gleicher Richtung orientiert. Die linsenartigen feinkörnigen Quarzgruppen und der streifenförmig auftretende kleinschuppige Biotit verleihen dem Gestein einen gneisartigen Habitus.

Die mikroskopische Struktur ist der kristalloblastischen am ähnlichsten. Die mineralischen Bestandteile sind: Plagioklas, Mikrolin, Quarz, Biotit, Epidot, Kalkspat, Muskovit, Apatit und wenig Chlorit.

Der Plagioklas erscheint in grossen, 1.5—2 mm messenden, beinahe isometrischen oder in der Brachyachsenrichtung länglichen Individuen; Zwillingbildung nach dem Albit- und häufig nach dem Periklingesetz, aber nicht nach dem Karlsbader Gesetz; Zonarstruktur normal, aber äusserst schwach. Die mittleren Teile sind von Umwandlungsprodukten erfüllt, Auslöschungswinkel im Querschnitt \perp PM 23° , Brechnungskoeffizient immer grösser als beim Quarz; maximaler Auslöschungswinkel in der symmetrischen Zone 24.5° , Zusammensetzung also $Ab_{56} An_{44}$.

Mikrolin, in isometrischen Individuen; Grösse 0.5—2 mm. Ist immer gitterstruiert, aber nie perthitisch.

Die Zwischenräume zwischen den Feldspatindividuen sind von einem fast gleichkörnigen Quarz von 0.1—0.5 mm Korngrösse erfüllt. Er ist öfters gleichmässig auslöschend, selten schwach undulös, mit den Wellen in der Richtung der Hauptachse.

Zusammen mit dem Quarz in unregelmässigen Aggregaten kommt der Biotit vor. Dieser ist ganz und gar allotriomorph, stark pleochroitisch $\gamma = \beta$, dunkelbraun, beinahe schwarz $> \alpha$, gelb.

In denselben Anhäufungen findet man auch Epidot, Kalkspat und Muskovit. Der Epidot tritt in unregelmässig geformten Individuen auf. Bisweilen besitzt er jedoch prismatische Formen und ist dann im Verhältnis zum Biotit idiomorph; vgl. Fig. 2, S. 16. Beide grenzen scharf aneinander und sind offenbar zusammen stabil gewesen. Die Doppelbrechung des Epidots ist schwankend; Korngrösse höchstens 0.1 mm.

Der Kalkspat erscheint in 0.05—0.5 mm grossen, unregelmässig geformten Körnern. Bisweilen findet man ihn sowohl im Plagiog-

klas als auch im Mikrolin eingeschlossen. Zwillingsbildung kommt nicht vor.

Muskovit in kleinen, richtungslosen Schuppenanhäufungen.

Apatit in idiomorphen, ziemlich dicken Nadelchen.

Chlorit in geringer Menge zusammen mit dem Muskovit.

Er besitzt relativ hohe Doppelbrechung.

Eine Bildung, die um den Mikrolin herum entstanden ist, dort, wo dieser an den Plagioklas grenzt, ist noch besonders zu erwähnen. Bei schwacher Vergrößerung sieht sie aus wie eine etwa 0.2 mm mächtige, sehr feinkörnige Granulationszone und verleiht dem Gestein ein Gepräge von Mörtelstruktur, Fig. 1. Man findet sie aber weder

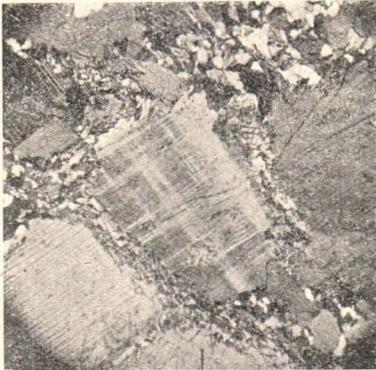


Fig. 1. Reaktionszone um den Mikroklin. Vergr. 18 \times .

um den Quarz herum, noch an den Grenzen der Plagioklaskörner ebenso wenig wie an deren Grenzen gegen den Quarz. Bei stärkerer Vergrößerung erweist sie sich zum grössten Teil als eine sehr feinteilige Myrmekitbildung. Die Menge des Quarzes im Myrmekit ist grösser als die des Plagioklases, dessen Brechungsexponenten niedriger sind als die des Quarzes. Teilweise ist die Bildung jedoch körnig.

Es kann sich hier also nicht um eine Trümmerzone handeln, da man in dem ganzen Gestein keine Spuren von dynamischen Wirkungen findet, sondern es ist eine Reaktionszone, die also mit der Bildung des Epidots, Kalkspats, Muskovits und Chlorits zusammenhängt, welche Minerale nur in Verbindung mit dem Myrmekit auftreten.

Granodiorit und Quarzdiorit.

Die beiden Vertreter dieser Gruppe kommen sehr ausgedehnt im fraglichen Gebiete vor. Wie schon früher angeführt, ist die qualitative Mineralzusammensetzung der Gesteine der älteren Serie von Eruptiven beinahe immer dieselbe: Plagioklas, Quarz, Mikroklin, Biotit, Hornblende. Die quantitativen Schwankungen, die die Klassifikation ermöglichen, findet man hauptsächlich in der Menge der Minerale Mikroklin und Hornblende, besonders des erstgenannten, dessen Gehalt von 0 bis nahezu 60 % schwanken kann. Die Schwankungen

der letztgenannten, die überhaupt in entgegengesetzten Richtungen zum ersteren stattfinden, sind freilich ebenso gross, aber sie werden bei der Klassifikation nicht beachtet. Das Auftreten von Hornblende führt aber einige petrologisch sehr wichtige Erscheinungen mit, wodurch diese intermediären Gesteine, von denen ein Teil die Hornblende beherbergt, der andere nicht, sich durch diesen Umstand in zwei Gruppen zergliedern lassen.

Die granodioritischen und quarzdioritischen Modifikationen sind auch sehr repräsentativ für die ganze Serie der älteren Eruptivgesteine, warum einige verschiedene Typen von ihnen hier näher erörtert werden mögen.

Als Beispiel für die nahezu hornblendefreien Modifikationen nehmen wir eine Quarzdioritprobe aus der Nähe des Kirchdorfes Jalasjärvi.

Den idiomorphen Formen nähern sich in der Struktur dieses Gesteins am meisten die der Plagioklasindividuen. Ihre grösste Ausdehnung liegt in der Richtung der Brachyachse, die kleinste in der Makroachse. Die Zwillingsbildung ist nach dem Karlsbader und dem Albitgesetz eingetreten; nach dem Periklingesetz nur selten, und auch dann nur in kleineren Körnern und Ecken. Die zonare Struktur ist normal, aber so schwach, dass sie nur in Querschnitten, die in der Richtung des Brachypinakoids fallen, sichtbar wird. Der Auslöschungswinkel in Querschnitten beinahe \perp PM ist 23° , Maximum \perp M 26° , Zusammensetzung also $Ab_{55} An_{45}$. Gruppenweise sekundäre Formationen.

Quarz ist reichlich vorhanden, 25—30 %, und scheint sich hauptsächlich auf die Umgebung der Biotitgruppen zu konzentrieren. Wo wiederum Feldspat in grösseren Gruppen ohne Biotit vorkommt, sieht man keinen Quarz. Die Auslöschung ist undulös, wobei die Wellen der Richtung der Hauptsache folgen.

Der Biotit zeigt sich immer in unregelmässig geformten Körnern und weist sogar in der Basisrichtung selten eine gerade Grenze auf. Er kann im Plagioklas eingeschlossen sein, ist aber auch dann ebenso formlos. Er enthält zahlreiche Einschlüsse, die von pleochroitischen Höfen umgeben sind. Das Mineral ist stark pleochroitisch, hellgelblich-dunkelbraun.

In Verbindung mit dem Biotit findet man in sehr geringen Mengen Amphibol. Er ist in bezug auf den Biotit idiomorph und überhaupt der am meisten idiomorphe Bestandteil, obschon er anderseits sehr intim mit dem feinkörnigen Quarz verwachsen ist.

Ebenso kommt mit dem Biotit Chlorit vor, der offenbar sekundär aus ersterem entstanden ist. Er besitzt die Eigenschaften des Pennins.

Oft sieht man in dioritischen und quarzdioriti-

schen Gesteinen über die verwitterte Tagesoberfläche hervorragende rötliche Streifen, die infolge sekundärer Bildung roten Feldspat und Epidot enthalten. Man findet sie namentlich in solchen Gegenden, wo die Pegmatit- und Aplitgänge reichlicher auftreten, in der sich durch Jalasjärvi NW—SE hinziehenden Zone zwischen den beiden Massiven von jüngeren Eruptivmassen. Vor allem ist die Epidotbildung in der Umgebung der Pegmatit- und Aplitgänge selbst eine häufige Erscheinung. Namentlich an der Westgrenze von Jalasjärvi, wenn man sich dem Massiv von Kurikka nähert, wird die Metamorphose so kräftig, dass sogar die Richtung der Gneisigkeit Krümmungen aufweist und das ganze Gestein den Migmatiten ähnlich wird. Hier kommen auch Pegmatitgänge sehr reichlich vor. Es hat also

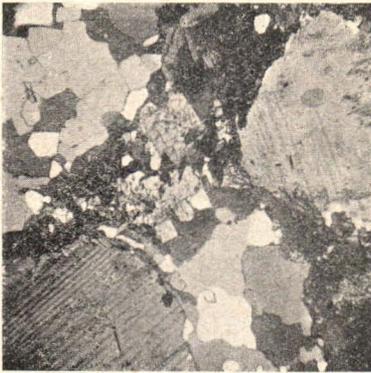


Fig. 2. Idiomorph im Biotit (schwarz) vorkommender Epidot (in der Mitte). Vergr. 18 \times .

den Anschein, als hätte die von jenen Pegmatiten und Apliten ausgehende Metamorphose die Bildung des Epidots zustandegebracht. Sonst scheint diese Bildung meistens sehr wenig Veränderungen im allgemeinen mikroskopischen Bau des Gesteins hervorgerufen zu haben, wie der nachstehend geschilderte Biotitquarzdiorit von der Grenze von Jalasjärvi und Peräseinäjoki darlegt.

Die verwitterte Oberfläche des Gesteins ist rötlich und auch seine frische Oberfläche hat einen roten Farbenton, welcher davon herührt, dass an den Bruchflächen

des Feldspats ein roter Ring vorkommt, um welchen herum der Feldspat wasserklar und innerhalb desselben weiss ist. Im übrigen hat das Gestein makroskopisch dasselbe Aussehen wie die vorerwähnten Varietäten.

Die mikroskopische Struktur ist der kristalloblastischen am besten vergleichbar. Die Zusammensetzung ist nach dem Mengenverhältnis geordnet folgende: Plagioklas, Quarz, Biotit, Mikroklin, Epidot, Titanit, Calcit und Zirkon.

Der Plagioklas erscheint in grossen (0.5—2.5 mm), runden, isometrischen oder in der Brachyachsenrichtung länglichen Individuen, oftmals sehr reichlich, namentlich in seinen inneren Teilen, von sekundären Gebilden erfüllt. Man beobachtet Zwillinglamellierung nach dem Karlsbader, dem Albit- und dem Periklinge-

setz. Bisweilen ist er antiperthitisch, indem Kalifeldspat darin als rundliche Flecken vorkommt. Auslöschungswinkel im Querschnitt \perp PM in der Mitte 18° , an den Rändern 15° , sämtliche Brechungskoeffizienten grösser als beim Quarz. Zusammensetzung also im Zentrum $\text{Ab}_{62}\text{An}_{38}$, an den Rändern $\text{Ab}_{65}\text{An}_{35}$.

Der Quarz findet sich in 0.2—0.5 mm grossen Körnern zwischen den Plagioklaskörnern. Seine Auslöschung vollzieht sich im allgemeinen vollkommen gleichmässig, nur selten schwach undulös.

Der Biotit verhält sich wie der im vorigen Gestein. Er ist schwach pleochroitisch, dunkelgrün-hellgelblich. Absorption $\gamma > \beta > \alpha$.

Mikroklin in sehr geringer Menge. Im Zusammenhang damit ein wenig von derselben Myrmekitbildung wie oben.

Das Auftreten des Epidots wie in dem obenerwähnten Gestein; Fig. 2. Nur ist er reichlicher und in grösseren, bis 0.4 mm im Durchmesser haltenden Körnern vorhanden und oft dem unbewaffneten Auge wahrnehmbar. Die Doppelbrechung schwankt von 0.016 bis 0.027 und der optische Charakter von positiv bis negativ. Dispersion immer stark $\rho > \nu$. Pleochroismus deutlich, farblos-gelb. Absorption $\gamma > \beta > \alpha$.

Von Titanit einige 0.4 mm im Durchmesser haltende, rundliche Körner.

Wenig Calcit.

Zirkon im Biotit eingeschlossen, ringsum ein pleochroitischer Hof.

Der Amphibolquarzdiorit und der Amphiboldiorit, deren geologisches Auftreten gerade der auf der Karte vermerkte Diorit veranschaulicht, unterscheiden sich von den vorigen vor allem durch ihren grösseren Hornblendegehalt. Makroskopisch erscheint ihre Struktur jedoch richtungsloskörnig, aber der Quarz sieht auch dort granuliert aus.

Der mikroskopische Bau ist auch in diesen Gesteinen dem kristalloblastischen am ähnlichsten. Die besten idiomorphen Formen weist der Feldspat auf.

Die in Peräseinäjoki, SE vom See Kalajärvi gesammelten Proben haben folgende Mineralzusammensetzung: Plagioklas, Hornblende, Quarz, Biotit, Mikroklin, Epidot und Kalkspat.

Plagioklas in Individuen von 0.5—2 mm Durchmesser. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader, dem Albit- und manchmal auch nach dem Periklingesetz. Besonders bemerkenswert ist die regelmässig wiederkehrende Zonenstruktur. Es hat immer zwei Epochen der Aussonderung vom anorthitischen Plagioklas gegeben. Der Kern ist immer albitreicher als die ihn umgebende Zone. Auf diese folgt wieder einigermaßen scharf eine albitreichere. Nach



Fig. 3. Wiederkehrende Zonenstruktur im Plagioklas. c von links unten nach rechts oben. Vergr. 18 \times .

und nach steigert sich dann wieder wellenförmig der Anorthitgehalt in der Kristallform angepassten, wenig schwankenden Zonen, deren äusserste am anorthitreichsten ist, bis wieder der albitreichste Rand ziemlich scharfbegrenzt den Abschluss bildet.

Ein in der Brachypinakoidrichtung entnommener Schnitt (ziemlich senkrecht zur Trace nach P und Bisektris γ , Fig. 3) ergab die folgende Zonenstruktur, gemessen \perp c:

Zone.	Breite mm.	Auslöschungswinkel.	Zusammensetzung.
		a: α	
I (Kern)	0.30	11.0°	Ab ₅₆ An ₄₄
II	0.19	17.5°	Ab ₄₈ An ₅₂
III	0.07	11.5°	Ab ₅₆ An ₄₄
IV	0.05	21.5°	Ab ₄₂ An ₅₈
V	0.28	12.0°	Ab ₅₅ An ₄₅
VI	0.09	17.0°	Ab ₄₉ An ₅₁
VII	0.10	13.5°	Ab ₅₃ An ₄₇
VIII	0.15	19.0°	Ab ₄₆ An ₅₄
IX	0.11	12.5°	Ab ₅₅ An ₄₅
X	0.12	8.0°	Ab ₆₀ An ₄₀

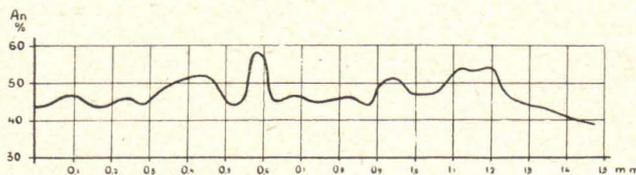


Fig. 4. Zonenstruktur des Plagioklases, gemessen \perp c, im Schnitte \parallel (010).

Graphisch dargestellt findet man dasselbe in Fig. 4, wo ausserdem auch kleinere Schwankungen schätzungsweise angegeben sind. In dem anderen, von der Brachypinakoidrichtung ein wenig abweichenden

den Schnitte sieht man dieselbe, im grossen ganzen 5-zonige Struktur noch deutlicher, da die anorthitreichen Zonen nicht wie im vorigen in Teilzonen zerfallen sind; Fig. 5.

Hornblende in grossen Poikiloblasten vom Quarz durchwachsen. Starker Pleochroismus, α , gelb < β , gelbgrün < γ , blaugrün.

Quarz, Biotit und Epidot ebenso wie in den vorigen Proben, doch ist weniger Epidot vorhanden.

Kalkspat in unregelmässig geformten Körnern. Bisweilen ist eine zarte Zwillingsbildung bemerkbar.

Der Mikroklin ist in diesen Gesteinen ganz und gar einfach, ohne jede Zwillingsbildung. Er ist umgeben von feinkörnigen Reaktionszonen, wo bisweilen myrmekitähnliche Bildungen vorkommen.

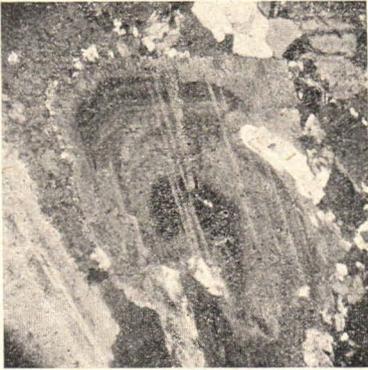


Fig. 5. Zonenstruktur im Plagioklas.
Vergr. 18 \times ,



Fig. 6. Makrostruktur des Amphibolgabbros, $\frac{1}{2}$ natürl. Grösse.

Mikroklindiorit und Diorit.

Diese Gesteine, die als quarzarme Modifikationen der vorigen Gruppe aufgefasst werden können, kommen nur in sehr untergeordneter Masse vor, und weil sie nach der Beschreibung jener Gesteine nichts von besonderem Interesse darbieten, können wir sie hier mit wenigen Worten abtun.

Da diese Gesteine öfters einen bedeutenden Amphibolgehalt führen und sehr oft eine deutliche Schieferigkeit aufweisen, können solche Typen auch für ältere Amphibolite gehalten werden. Weil aber an ihnen dieselben Struktureigenschaften nachzuweisen sind, wie in der vorigen Gruppe, können sie ebenso gut auch zu dieser Serie gerechnet werden.

Gabbrogesteine.

Gabbroähnliche Aussonderungen vertritt das nördlich vom Kirchdorf Jalasjärvi vorkommende Gestein. Es hat eine hellere Färbung als manches dioritische Gestein. Makroskopisch unterscheidet es sich von den übrigen durch sein leichteres Verwittern und seine eigentümliche Struktur. Hier hat sich der Plagioklas sowohl um die rundlichen Hornblendegruppen und -individuen als auch um die langen prismatischen Kristalle herum zu strahlenförmigen Ringen angeordnet; Fig. 6.

Die mikroskopische Struktur ist kristalloblastisch. Die Mineralzusammensetzung ist folgende: Bytownit, Hornblende, Biotit, Chlorit, Epidot, Titanit, Erz und Calcit.

Der *Plagioklas* erscheint in isometrischen, 0.5—1 mm im Durchmesser haltenden oder in der Brachypinakoidrichtung plattenförmigen Individuen. Zwillingslamellierung nach dem Albit- und Periklingesetz, ein sehr dichtes Gitter bildend, seltener nach dem Karlsbader Gesetz. Sehr schwache Zonarstruktur. Auslöschungswinkel im Zentrum ein wenig grösser. Der Auslöschungswinkel in den Schnitten \perp PM schwankt zwischen 40 und 43°. Der grösste Teil opt. +, der Achsenbalken deutlich gebogen. Manchmal findet man indessen einen fast geraden Achsenbalken und dann ist häufig der optische Charakter negativ. Die Zusammensetzung schwankt also auf der Grenze zwischen Bytownit und Anorthit, $Ab_{25}An_{75}$ — $Ab_{10}An_{90}$. Das Mineral ist im allgemeinen vollkommen klar und unverändert. Im Zusammenhang mit der Epidot-, Chlorit- und Calcitbildung hat es sich jedoch mit sekundären Bildungen gefüllt.

Der *Amphibol* hat dieselbe Beschaffenheit wie oben, doch tritt er gewöhnlich in einheitlicheren, obschon unregelmässig geformten Körnern auf.

Der *Biotit* kommt oft in idiomorphen Schuppen sowohl im Feldspat wie im Amphibol eingeschlossen vor. Pleochroismus gelbdunkelbraun, fast schwarz. Im Zusammenhang mit den Chlorit-Epidotnestern hat der Biotit sich in Chlorit umgewandelt. Er ist vom Epidot idiomorph durchwachsen.

Der *Chlorit* erscheint als Umwandlungsprodukt des Biotits in besonderen Chlorit-Epidotnestern und zudem als selbständige Schuppen in den Spaltenzonen. Pleochroismus hellgelblich-hellgrün. Interferenzfarbe ist das für Pennin charakteristische Indigo.

Der *Epidot* findet sich in den vorerwähnten Nestern als unregelmässig geformte Körner, manchmal dagegen mit eigenen Formen die Hornblende und den Biotit durchwachsen. Die Zusammen-

setzung schwankt je nach den optischen Eigenschaften zwischen Klinozoisit und Epidot.

Der Titanit kommt entweder selbständig, meistens in formlosen Körnern, oder um das Erz herum als Leukoxen vor. Deutlicher Pleochroismus, braun-gelb $\gamma > \beta \geq \alpha$, mit Kleins Lupe bestimmt $2V = 31^\circ$.

Calcit in Verbindung mit Epidot und Chlorit.

Von Apatit einige Nadelchen.

Ein unter dem Einfluss reichlicher, grosse Beryllkristalle enthaltender Pegmatitgänge total umgewandeltes, ursprünglich gabbroartiges Gestein dürfte das beim See Hausjärvi, im NW-Teil von Peräseinäjoki vorkommende Albit-Chloritgestein darstellen.

Makroskopisch unterscheidet man darin nur den hellrötlichen, rotbraun gesprenkelten Feldspat und die schwach glänzende oder beinahe matte Grundmasse. Das Gestein ist von dünnen, hellen Adern durchsetzt. Wegen der Schwere des Gesteins darf man annehmen, dass es reichlich Erz enthält.

Die mikroskopische Struktur ist eine kristalloblastische. Mineralzusammensetzung: Chlorit, Albit und Epidot.

Der Albit hat möglicherweise gewisse Spuren von der ursprünglichen Kristallform des Plagioklases bewahrt. Die Zwillingsbildung hat in der Weise nach dem Albitgesetz stattgefunden, dass in jeder Kristallhälfte ein verschiedenes Lamellensystem vorherrscht, wobei das andere nur wie zarte, häufig unterbrochene Streifen zum Vorschein kommt, weshalb die Bildung auf den ersten Blick den Eindruck eines Karlsbader Zwillings macht. Doch hat man weder nach diesem noch dem Periklingesetz gebildete Zwillinge gefunden. Der Albit ist voll von kleinen Epidotnadeln und Nadelgruppen.

Die Zwischenräume zwischen den Albitkörnern werden von Pennin in Gruppen ohne bestimmte Richtung ausgefüllt. Dieses Mineral ist bald rein, bald von sehr feinkörnigem Epidot und Klinozoisit, vielleicht auch von Erz erfüllt, sodass es eine undurchsichtige Masse bildet.

Jüngere Serie.

Die Gesteine dieser Eruptionsserie sind, wie schon erwähnt, im allgemeinen grobkörniger als die vorigen. Man findet hier zum grossen Teil porphyrische Gesteine, wo als Einsprenglinge hellroter Mikroklin in gitterstruiereten, nach dem Brachypinakoid dick plattenförmig, aber nicht ganz idiomorph entwickelten Körnern vorkommt. Bei einigen Varietäten liegen jene Einsprenglinge weniger dicht, bei ande-

ren wieder dichter nebeneinander, sodass die Zwischenmasse fast gänzlich verschwindet. Die erstgenannten enthalten stets reichlich Plagioklas in grösseren oder kleineren Individuen, welche ebenfalls häufig nach idiomorphen, in der Brachypinakoidrichtung ausgedehnten Formen streben. Der Quarz ist meistens dunkel oder bläulich und in den porphyrischen Modifikationen in grossen kugelförmigen Individuen ausgebildet. Wo diese Gesteine ein grösseres, einheitliches Gebiet bilden, wie in Vähäkyrö und Vörä, finden sich in den mittleren Teilen derartiger Gebiete gewöhnlich undeutlich porphyrische oder auch gleichkörnige Varietäten. Das sind mittelkörnige Granite, die aus folgenden Mineralen, nach ihrem Mengenverhältnis geordnet, zusammengesetzt sind: Mikroklin mit Gitterstruktur, Quarz, Biotit, Plagioklas (Oligoklas), häufig Granat (Almandin).

Die Zusammensetzungs- und Strukturvarietäten der Gesteine stehen immer in unzweifelhafter Verbindung mit den Kontaktgrenzen der durchsetzten Gesteine. In den Grenzzonen findet man oft mittel- oder grobkörnige, gleichkörnige Dioritgesteine, die aus folgenden Mineralen zusammengesetzt sind: Plagioklas (dem Labrador nahestehender Andesin), Diopsid, Hypersthen und Biotit. Auch Quarz kann in geringen Mengen vorkommen, ebenso Mikroklin selbständig, jedenfalls tritt das letzterwähnte Mineral stets antiperthitisch im Plagioklas auf. Darauf folgen grobkörnige porphyrische Quarz- und Granodiorite, wo oft als Einsprenglinge Orthoklas vorkommt, der ganz oder teilweise in Mikroklin mit Gitterstruktur umgewandelt sein kann. In diesen Gesteinen findet man nebeneinander Diopsid, Hypersthen und Biotit. In zunehmender Entfernung von der Kontaktzone wird der Hypersthen gänzlich durch Biotit ersetzt; statt dessen erscheint aber als ein neues Mineral der Almandin. Dieser verbleibt ein häufiger Bestandteil des Gesteins, sogar wenn dieses mit der Abnahme des Plagioklases in Alkalikalkgranit und sogar in Kalkalkaligranit übergeht.

Besonders charakteristisch für die Orthoklas und Pyroxen führenden Varietäten ist ihre dunkle braune oder grünlich braungraue Farbe und tiefgehende Verwitterung. Wegen dieser Verwitterung werden sie von den Bewohnern der Kirchspiele Jalasjärvi und Kurikka »Lots Säulen« genannt, nach Lots Weib, welches zur Salzsäule verwandelt wurde; denn die von Verwitterungskies halb bedeckten Einzelsteine gleichen wirklich, wenn nicht in der Farbe so doch wenigstens in der Form, Salzklumpen. Die oberste Schicht der verwitterten Oberfläche ist rötlich und unter ihr befindet sich eine rostige, braune Schicht, die sich bis ein paar Meter tief erstreckt. In kalifeldspatarmen Varietäten ist die Verwitterung normal. Diese Verwitterung

scheint eine besonders typische Eigenschaft derartiger Orthoklas-Pyroxengesteine zu sein. Sowohl der Farbe wie der Verwitterung nach sind die von H. P. CUSHING beschriebenen Augitsyenite im Loon Lake-Gebiet ¹⁾ und die von KOLDERUP beschriebenen in Norwegen ²⁾ ihnen ähnlich. MÄKINEN sieht den wahrscheinlichsten Grund davon in der in jenen stets dunkel gefärbten Gesteinen stattfindenden, grossen Absorption der Lichtwärme. Doch dürfte er nicht unmittelbar davon abhängen. Wie wir später sehen werden, kann man diese Gesteine inbezug auf ihre physikalisch-chemischen Gleichgewichtsbedingungen den Rapakivi-Gesteinen am ehesten gleichstellen, die gerade von der erwähnten Eigenschaft auch ihren Namen erhalten haben. Bei diesen Gesteinen ist die Verwitterung aber in den helleren Varietäten eingetreten. Die wahrscheinlichste Erklärung dieser Erscheinung dürfte wohl der Umstand sein, dass die besagten Gesteine ihre feste Zusammensetzung bei viel höherer Temperatur als die übrigen Granitgesteine erhalten haben, wie wir später finden werden, und dann so schnell abgekühlt worden sind, dass sie sich nicht jeder Temperatur haben anpassen können, sodass die verschiedenartige Schrumpfung der verschiedenen Minerale, insbesondere des Orthoklases und Plagioklases, eine Spaltenbildung verursacht hat, welche dann die Frostwitterung hervorrief. Die oben beschriebenen Modifikationsserien finden sich an mehreren Stellen in dem vorliegenden Untersuchungsgebiete. Sie sind in Vähäkyrö und Ilmajoki, in Jalasjärvi und Kurikka studiert worden. Besonders typisch sind sie in Vähäkyrö, weshalb wir sie hier näher beschreiben wollen.

Bei der näheren Beschreibung der Gesteine dieser Serie ist die genetische Reihenfolge die zweckdienlichere, warum wir hier mit basischeren Modifikationen beginnen.

Gabbro- und Dioritgesteine.

Diese Gesteine vertreten nur lokale Abweichungen in der mineralogischen Zusammensetzung der grano- und quarzdioritischen Gesteine, indem ihr Plagioklas, der basischer Andesin ist, in Labradorit übergeht oder der Quarzgehalt unter $\frac{1}{7}$ der Plagioklasmenge herabsinkt. Die erstere Gesteinsart ist freilich nicht angetroffen worden,

¹⁾ H. P. CUSHING, Augite-syenite gneiss near Loon Lake, New York. Bull. Geol. Soc. America X, 1899, 177.

²⁾ C. F. KOLDERUP. Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. Bergens Museums Aarboq Nr. 12, 1903.

aber ihre Möglichkeit ist anzunehmen. Sehr quarzarme und ganz und gar quarzfreie Diorite sind dagegen mehrmals als Modifikationen der Quarzdiorite angetroffen worden, aber nur an einer Stelle ein selbständiges Massiv ausmachend.

Dieses Vorkommen liegt ungefähr 3 km SSW vom Kirchdorfe Vähäkyrö. Dieses klein- und gleichkörnige Gestein hat eine sehr charakteristische gelblichbraune Farbe und ist, ausser den kleinen, öfters spärlich vorkommenden dunklen Pyroxenkörnern, nur aus Plagioklas zusammengesetzt.

Der Plagioklas zeigt Zwillingslamellierung nach dem Karlsbader wie auch nach dem Albitgesetz. Er kommt beinahe idiomorph als dick säulenförmige Kristalle vor. Er ist stets antiperthitisch (Fig. 7), hier und da findet man sogar grössere Mikroklinflecken mit Gitterstruktur. Die chemische Zusammensetzung des Plagioklases schwankt in den verschiedenen Proben im Intervall Ab_{65-70} .

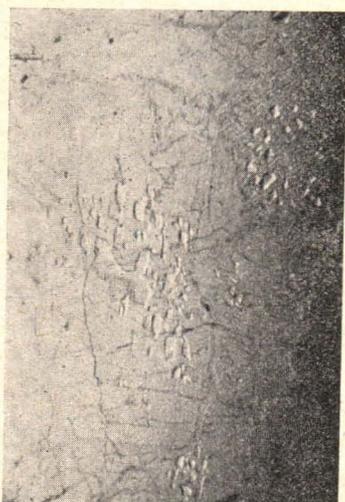


Fig. 7. Antiperthitischer Plagioklas in schräger Beleuchtung. Verg. 18 \times .

Der Pyroxen besteht zum grössten Teil aus Diopsid, weniger aus Hypersthen. Beide Minerale treten stets in rundlichen oder unregelmässig geformten Körnchen auf (Fig. 8). Man findet sie aber bisweilen auch ganz und gar im Plagioklas eingeschlossen. Beide besitzen eine deutliche Absonderung parallel zur Translationsrichtung (100). Der Auslöschungswinkel des Diopsids ist $c:\gamma = 40^\circ$ und $\gamma - \alpha = 0.029$ ¹⁾, $\beta =$

1.686, nach der Immersionsmethode bestimmt. Er ist also hauptsächlich ein Diopsidsilikat, der Hedenbergitsilikatgehalt ist nach dem Brechungskoeffizienten berechnet 30 %, nach dem Auslöschungswinkel 20 %. Der Hypersthen hat die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.013$, den optischen Charakter —, nach der Biegung des Achsenbalkens geschätzt $2V = 70-80^\circ$, sodass er also ein sehr reines Eisensilikat darstellt, mit Enstatitsilikat höchstens 10 %. Das Eisen ist also

¹⁾ Hier wie überall im Folgenden ist der Winkel $c:\gamma$ und die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ an einem Schnitt, welcher als $\perp \beta$ nachgewiesen worden ist, bestimmt worden.

hauptsächlich zum Hypersthen und das Magnesium zum Diopsid übergegangen.

Der Hypersthen hat sich zum Teil in einigen Proben in blau-grünen, gelblichen oder farblosen Amphibol umgewandelt, der die optischen Eigenschaften $c:\gamma = 19^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.024$ besitzt. Er besteht offenbar aus Cumingtonit. Die Umwandlung ist an den Rändern (Fig. 9) oder längs den Spalten erfolgt.

Auch in Verbindung mit dem Diopsid hat Amphibolbildung stattgefunden. Hier haben wir es offenbar mit einem beinahe farblosen, monoklinen Tremolit oder Aktinolith zu tun.

Biotit kommt zusammen mit Hypersthen in sehr geringer Menge vor, und zwar als dünne, meist unregelmässig geformte Schüppchen, manchmal im Innern des Feldspats längs den Bruchspalten. Er ist stark pleochroitisch $\gamma = \beta$, dunkelbraun $> \alpha$, etwas gelblich, also augenscheinlich Lepidomelan, eisenreicher Glimmer.

In einigen Präparaten erblickt man einen in Verbindung mit der Amphibol- und Chloritbildung entstandenen, schmutzig grünen Biotit. Schwacher Pleochroismus α , beinahe farblos $< \beta$, grünlich $< \gamma$, gelbgraugrün. Er ist deutlich optisch zweiachsig, Achsenwinkel mit Kleins Lupe bestimmt $2E = 32^\circ$, wenn $\beta = \text{ca } 1.59$ ergibt sich $2V = 20^\circ$. Man findet hier Zwillingsbildung nach (001), wo der grösste Auslöschungswinkel $c:\alpha = 3^\circ$. Der optische Charakter negativ.

Quarz kommt in einigen Proben überhaupt nicht, in anderen sehr wenig zwischen den Plagioklasindividuen vor. Seine Auslöschung vollzieht sich meistens gleichmässig, nur selten ist eine leichte Undulierung bemerkbar.

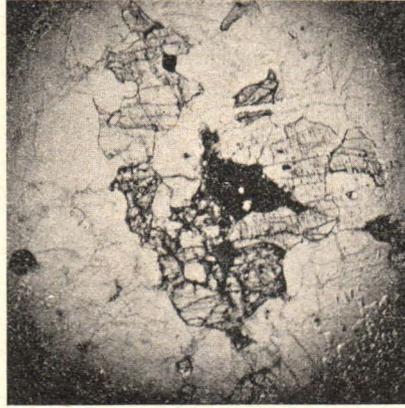


Fig. 8. Formen von Diopsidkörnchen.
Vergr. 16 \times .

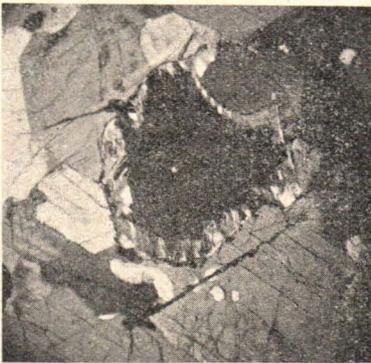


Fig. 9. Umgewandelter Hypersthen.
Vergr. 18 \times .

Der Kalifeldspat zeigt sich in einigen Proben nur als Antiperthitstengel im Plagioklas, mitunter auch einigermaßen selbstständig entwickelt. Meistens ist er ein Mikrokin mit Gitterstruktur, doch wurde in einem mikroskopischen Präparat ein ziemlich grosses Individuum von einfachem Kalifeldspat gefunden. Der Schnitt war $\perp \gamma$, sodass man nicht bestimmt sagen kann, ob es sich um einen Orthoklas oder Mikrokin handelte; jedenfalls kann aber die Gitterstruktur keine intensive gewesen sein, weil sonst das eine Lamellensystem auch in diesem Schnitte sichtbar wäre. Das Mineral ist perthitisch; die feinen, geraden Schnüre bilden mit der Trace nach P einen Winkel von 77° .

Myrmekitische Verwachsungen zwischen Plagioklas und Quarz findet man in geringer Menge an den Ecken des Kalifeldspats, wo dieser ausserhalb des Plagioklases auftritt.

Titanit, ohne Kristallform, kommt in einigen Proben sogar reichlich vor. Optischer Charakter +, Dispersion $\rho > \nu$.

Apatit häufig in kleinen Nadelchen.

Graphit und Calcit bisweilen.

Die Struktur des Gesteins ist eine durchaus primäre, eugranitische. Keine Spuren von einer Dynamometamorphose kommen vor, falls man nicht eine selten auftretende, schwach ausgebildete undulöse Auslöschung im Quarz dazu zählt.

Granodiorit und Quarzdiorit.

Das oben beschriebene Gestein scheint auf der E-Seite allmählich in einen ziemlich biotitreichen diopsidhaltigen Biotitquarzdiorit überzugehen. Ein solches Gestein ist meistens migmatitisch, aber auf dem Hofe der Volksschule von Kuuttilankylä kommt auch eine vollkommen homogene Modifikation vor.

Hier ist die Struktur des Gesteins grösstenteils kristalloblastisch, obwohl auch von der primären Struktur gewisse Züge erhalten geblieben sind. Krümmungs- und Quetschungserscheinungen findet man nicht im Biotit. Manchmal sind aber in den Feldspatkörnchen Biegungen wahrzunehmen.

Der Plagioklas bildet den grössten Teil des Gesteins. Er erscheint in unregelmässig geformten Individuen, die nach dem Albit- und häufig auch nach dem Periklingesetz, aber nie nach dem Karlsbader Gesetz lamelliert sind. Oftmals scheinen die Individuen abgebrochen und die einzelnen Teile gegen einander verschoben zu sein, wobei die Zwillingslamellierung zu beiden Seiten der Spalte

sehr dünnlamellig geworden ist. Auslöschungsmaximum in der symmetrischen Zone 8.5 %, Zusammensetzung also $\text{Ab}_{76}\text{An}_{24}$.

Quarz ebenfalls in unregelmässig geformten Individuen; gleichmässig auslöschend.

Vom **Pyroxen** sind nur die Kernpartien übrig. Sie bestehen aus farblosem Diopsid, $\gamma - \alpha = 0.026 - 0.027$ und $c: \gamma = 41^\circ$. Ist stets von Amphibolbildungen umgeben.

Der **Amphibol** ist völlig sekundär. In grösseren Schnitten sieht man in seiner Mitte Pyroxen, während kleinere Schnitte poikilitisch von anderen Mineralen durchwachsen sind. Stellenweise hat sich um das Pyroxenkörnchen herum ein gleichartig orientiertes Amphibolindividuum, stellenweise ein aus richtungslosen Nadelchen zusammengesetztes Aggregat ausgebildet. Der Amphibol ist sehr schwach pleochroitisch, $\gamma = \beta$, hellgrün $> \alpha$, beinahe farblos, $\gamma - \alpha = 0.021$ und $c: \gamma = 14^\circ - 15^\circ$.

Der **Biotit** ist von zweierlei Art: die eine ist stark pleochroitisch, $\gamma = \beta$, dunkelbraun $> \alpha$, gelblich, die andere schwächer, $\gamma = \beta$, braun $> \alpha$, hell gelbbraun. Beide Arten sind ungefähr einachsig. Die erstere erscheint eher als einheitliche, grössere Individuen und Schuppen zwischen den Feldspatindividuen, die letztere in Verbindung mit myrmekitartigen Chloritbildungen als unregelmässige Individuen und zusammen mit Quarz als myrmekitische Bildung.

Der **Chlorit** ist hellgrün, an den Rändern gegen den Feldspat gewöhnlich dunkler, deutlich pleochroitisch, zweiachsig und relativ stark doppelbrechend, $\gamma - \alpha =$ bis auf 0.015, augenscheinlich Klinochlor oder Prochlorit. Er ist immer im Zusammenhang mit der Amphibol- und Myrmekitbildung entstanden und häufig selbst myrmekitartig vom Quarz durchwachsen. Er ist häufig mit dem Amphibol so eng verwachsen, dass es schwer hält, sie voneinander zu unterscheiden, falls auch die Amphibolsehnitte zufällig eine niedere Interferenzfarbe besitzen. Doch haben die Amphibolnadelchen soviel eigene Formen, dass der Chlorit unmöglich für eine sekundäre, aus dem Amphibol entstandene Bildung erklärt werden kann, trotzdem der Amphibol in den von jenen Mineralen gebildeten Aggregaten gewöhnlich auf die inneren Teile konzentriert ist.

Myrmekit hat sich überall gebildet, wo nur das kleinste Mikroklinkörnchen vorhanden gewesen ist, welches er vollkommen umschliesst. Bisweilen fehlt in Verbindung mit der Myrmekitbildung der Kalifeldspat. Auch dann ist aber der Myrmekit konzentrisch ausgebildet, sodass also der Kalifeldspat entweder gänzlich verbraucht oder nicht von dem im mikroskopischen Präparate vorkommenden Schnitte getroffen worden ist.

Ausser den beschriebenen Mineralen kommt in den erwähnten migmatitischen Gesteinen häufig Granat, ein weinroter Almandin, stellenweise sogar sehr reichlich vor.

Etwa 2 km westlich vom Kirchdorf befindet sich ein grosser Felsen, dessen Gestein sehr tief in der oben beschriebenen Weise verwittert ist. Makroskopisch stellt das Gestein eine graue, ziemlich biotit- und quarzreiche Felsart von 0.5 cm Korngrösse dar. Abgesehen von den dichter oder weniger dicht auftretenden, stets über 1.5 cm langen, hellrötlichen Orthoklaseinsprenglingen, ist der Feldspat durchgehends grauer Plagioklas. Ausser dem Glimmer lässt sich schon mit blossen Augen als dunkler Bestandteil Hypersthen erkennen. Je nach der Menge der Orthoklaseinsprenglinge ist das Gestein Granodiorit oder Quarzdiorit zu nennen.

Nach dem mikroskopischen Bau zu urteilen, haben in dem Gestein nach seiner Erstarrung Bewegungen, Zerbrechungen der Minerale, Verschiebungen ihrer Teile und dann erneute Kristallisation stattgefunden. Der Plagioklas ist in Stücke zerbrochen und verbogen. Auch der Biotit ist stark gewunden.

Es gibt hier zwei Arten von Plagioklas. Die eine ist anorthitreicher, homogener, mit deutlich hervortretender Zwillingstreifung. Der Auslöschungswinkel im Querschnitt \perp PM 22° , die Zusammensetzung also $Ab_{57}An_{43}$. Die andere Art ist sehr inhomogen und die Zwillingstreifung entweder gar nicht oder sehr schlecht sichtbar wegen des kleinen Auslöschungswinkel. $\alpha > \epsilon$ des Quarzes, $\gamma = \omega$. Auslöschungswinkel höchstens 3° . Zusammensetzung also $Ab_{83}An_{17}$. Er enthält grössere und kleinere, offenbar relikte Einschlüsse von gitterstruiertem Mikroklin, der stets von Myrmekitbildungen umgeben ist.

Die Myrmekitbildung hat in diesem Gestein auf zweierlei Art und offenbar auch zu verschiedenen Zeiten stattgefunden. Erstens haben sich Myrmekitstreifen im albitreicheren, zwillingstreifigen Plagioklas gebildet, wo sie von der Mitte nach den Rändern hin divergieren (Fig. 10). Bisweilen ist das Zentrum eines derartigen Plagioklaskörnchens ohne Myrmekitbildung, die erst in den Randpartien beginnt. In solchen Fällen kann dieselbe Myrmekitzone sogar mehrere verschiedene Individuen umgeben (Fig. 11). In beiden Fällen ist die äusserste Myrmekitbildung am feinteiligsten und die Quarzmenge darin grösser. Übrigens scheint die Quarzmenge in diesen Bildungen bedeutend zu schwanken. Der Feldspat ist hier oftmals inhomogen, unterscheidet sich aber sehr wenig vom albitreicheren Plagioklas. Die Zwillingstreifung ist jedoch undeutlicher.

Stellenweise ist im Zusammenhang mit jenen Myrmekitbildungen auch ein feinkörniges Aggregat von Plagioklas und Quarz entstanden.

Von ganz anderer Art ist die Myrmekitbildung, die auch hier auftritt, aber in den übrigen Gesteinen der Gegend ausschliesslich vorkommt. Man findet sie nur in den Kontakten vom Mikroklin und Plagioklas (hier meistens dem anorthitreicheren), häufig um das ganze Mikroklinkörnchen herum, doch bricht sie immer ab, wenn der Mikroklin mit einem Quarzkörnchen zusammenstösst.

Sie grenzt immer an den Mikroklin mit konvexen Flächen, gegen welche sich die Quarzstreifen senkrecht geordnet haben, ganz so, wie BECKE sie beschrieben hat ¹⁾. Häufig umfassen solche Bildungen sogar grosse Strecken (Fig. 17). Eine derartige Myrmekitbildung enthielt 79 % Plagioklas und 21 % Quarz.

Der Quarz ist zum grossen Teil undulös auslöschend, die Wellen verlaufen der Hauptachse parallel.

Der Biotit zeigt einen schwachen Pleochroismus; er ist hellgelblich—braun. An ihn schliesst sich im Zusammenhang mit der Myrmekitbildung entstandener Biotitmyrmekit. In solchen Fällen ist er oft auch von Chloritbildung begleitet gewesen.

Der Chlorit besitzt zum grössten Teil die Eigenschaften des Pennins. Mit ihm zusammen hat sich auch schwach gefärbter Amphibol gebildet.

Die undurchsichtigen Bestandteile sind Magnetkies, Pyrit und Graphit.

Die Einsprenglinge sind zum

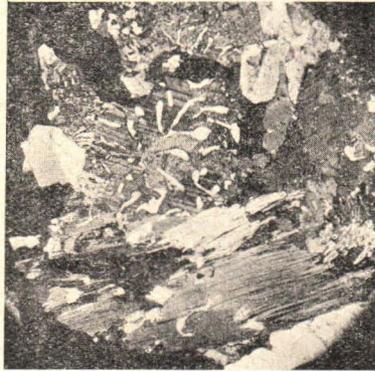


Fig. 10. Plagioklas mit Zwillingsstruktur im Myrmekit. Vergr. 40 \times .



Fig. 11. Plagioklas mit Zwillingsstruktur im Myrmekit. Vergr. 18 \times .

¹⁾ F. BECKE, Über Myrmekit. Tsch. Min. u. Petr. Mitt. XXVII, 1908, 381—390.

grössten Teil auf der Basis gerade auslöschender Orthoklas, den schräg auslöschende Mikroklinlamellen durchsetzen, oder auch hat sich das Mineral stellenweise in Mikroklin mit Gitterstruktur umgewandelt. Die Einsprenglinge von Orthoklas werden nach Süden hin nach und nach immer spärlicher und bei gleichzeitiger Abnahme des Quarzes geht das Gestein in den oben beschriebenen Diorit über, während nach Osten und Westen hin der Plagioklas der Grundmasse so stark abnimmt, dass das Gestein in Granit, selbst Alkali-granit, übergeht.

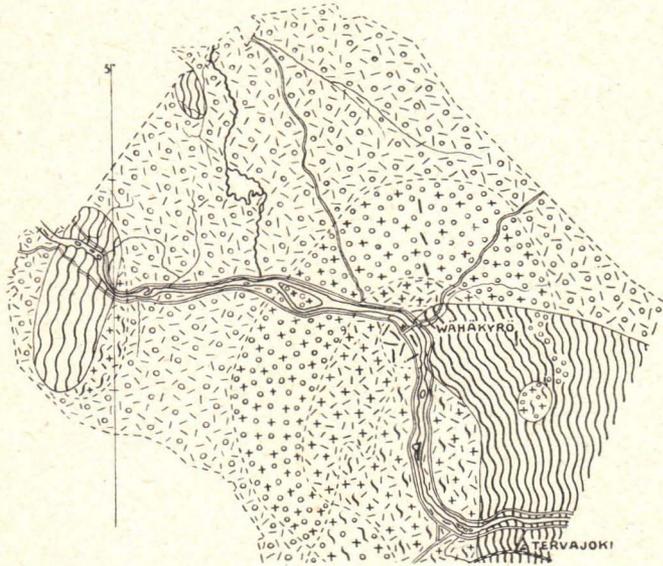


Fig. 12. Vorkommen der typischen Minerale in den granito-dioritischen Gesteinen im Kirchspiel Vähäkyrö.

Masstab 1:200,000.

+ Pyroxen, / Biotit, o Granat, / Pegmatitgang.

Von den Pyroxenen kommen sowohl Hypersthen als auch Diopsid vor, ersterer in makroskopisch sichtbaren, einheitlichen oder vom Rande aus umgewandelten Individuen, letzterer in unregelmässigen Aggregaten. Auf der westlichen Seite des Felsens wird der Hypersthen durch einen weinroten Almandin ersetzt, während dieses Mineral auf der östlichen Seite ganz und gar fehlt.

Ausser den vorerwähnten sind granat- und hypersthenhaltige Gesteine nördlich und nordöstlich vom Kirchdorf reichlich gefunden worden. Wie aus der beigefügten Karte ersichtlich treten diese Gesteine in einem Bogen auf, das die Orthoklas-Hypersthengesteine

umgibt und sie von den hypersthenfreien Mikroclin-Biotitgesteinen trennt (Fig. 12).

Alle jene Gesteine haben bisweilen einen sogar reichlichen Graphitgehalt. Der Graphit erscheint stets in kleinen, dünnen, rundlichen Schuppen. Er scheint sich namentlich auf die unmittelbare Nähe einiger kleinkörniger, ovaler, dunkler Einschlüsse konzentriert zu haben und vor allem in diesen ist der Graphitgehalt manchmal bemerkenswert. Diese Einschlüsse sind, wie wir später sehen werden, sowohl in Mineralzusammensetzung als auch in Struktur und Form den im Gneise vorkommenden Konkretionen ähnlich. Da der Graphit gerade im Gneis und Adergneis, z. B. südlich vom Gehöft Kolkki im W-Teil des Kirchspiels, besonders reichlich auftritt, so ist es wahrscheinlich, dass er ursprünglich von jenen Felsarten her stammt.

Die granitischen Gesteine.

Ausserhalb der Zone jener vorerwähnten Hypersthen und Granat führenden Gesteine befinden sich zunächst Gesteine, die zum grössten Teil den **Graniten** angehören. Auch unter ihnen gibt es porphyrische, aber auch gleichkörnige plagioklashaltige Gesteine. Ihre Verwitterung ist keineswegs eigentümlicher als die der anderen Granite. Sie haben eine hellgraue Farbe und sind mittelkörnig. Sie sind im allgemeinen quarzreicher als die vorigen. Der Feldspat erweist sich hauptsächlich als Mikroclin mit Gitterstruktur und hat sich zu plattenförmigen Kristallen parallel der Brachypinakoidrichtung ausgebildet. Plagioklas kommt weniger vor. Der Biotit zeigt auch einen ganz anderen Charakter als in den obengeschilderten Varietäten, indem er meistens in dicken, einheitlichen Platten auftritt. Hypersthen wurde gar nicht gefunden. Der Almandin kommt hier und da in runden Körnchen vor.

Der Chlorit erscheint in diesen Gesteinen in migmatitischen Modifikationen als fingerspitzengrosse Aggregate, die sich an der Tagesoberfläche abgelöst und entsprechende Hohlräume zurückgelassen haben.

Westlich vom Kirchdorf Vähäkyrö gibt es einen stark verwitternden, grobkörnigen, beinahe gleichkörnigen **Granit**, der folgende Zusammensetzung besitzt: Orthoklas, Biotit, Quarz, Diopsid, Hypersthen und Plagioklas. Der **Orthoklas** kommt in grösserer Menge vor als alle anderen Bestandteile zusammen. Er erscheint in fast isometrischen, in der Klinoachsenrichtung ein wenig länglichen, ziemlich idiomorphen Individuen. Zwischen ihnen findet man **Biotit** in

unregelmässigen Aggregaten. Wenig Quarz in grossen, kugelförmigen Individuen. Hypersthen hier und da in kleineren und grösseren, bis 1 cm langen Körnern und Diopsid in zerstreuten Aggregaten. Sehr wenig Plagioklas. Ausserdem Graphit in kleinen Schuppen und Magnetkies.

SW vom Kirchdorf tritt der Kalifeldspat immer spärlicher auf; man findet ihn nur als porphyrische Einsprenglinge, gewöhnlich als Mikroklin mit Gitterstruktur, während die allmählich zunehmende Grundmasse aus Plagioklas und Quarz besteht. Beim Abnehmen der Orthoklaseinsprenglinge geht das Gestein nach und nach in Granodiorit und Quarzdiorit und schliesslich, wenn auch der Quarz zum Verschwinden herabsinkt, sogar in Diorit über.

Zu den Alkaligraniten gehört der Mineralzusammensetzung nach ein amphibolhaltiges Gestein, das in Lahdenkylä, Kirchspiel Ilmajoki, vorkommt. Es ist tief verwittert, in der Verwitterungsschicht braun, in den tieferen frischen Partien dunkel graugrün. Seine Struktur ist eine grob-porphyrische Parallelstruktur. Die linsenförmigen Orthoklaseinsprenglinge können bis 6 cm im Durchmesser halten. Zwischen ihnen findet man einen feinkörnigeren schwarzen Amphibol, Albit und Quarz. Ausserdem gewahrt man unter dem Mikroskop ganz geringe Mengen von Biotit, wenig Erz und Zirkon. Die mikroskopische Struktur ist eine eugranitische.

Der Orthoklas ist vollkommen gleichmässig auslöschend; auf der Basisfläche ist die Auslöschung eine gerade, auf der Klinopinakoidfläche 5° . Ausserdem enthält das Gestein in kleineren Körnern Mikroklin mit Gitterstruktur.

Der Amphibol tritt als unregelmässig geformte Körner auf. Er zeigt einen kräftigen Pleochroismus, α , grünlich gelb $< \beta = \gamma$ dunkelgrün, beinahe schwarz. Bisweilen Zwillingbildung nach (100). Der Auslöschungswinkel $c:\gamma$ meistens sehr klein, $3^\circ-4^\circ$. In einem Schnitte $\perp \beta$ war er 6° , in einem anderen beinahe $\perp \beta$ 14° . Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.023$. In den dunklen Querschnitten mit schwachem Pleochroismus zeigt sich ein Achsenbild, das in etwas schrägen Schnitten deutlich einachsigt aussieht; in den Schnitten $\perp \alpha$ ist das Achsenbild indessen undeutlich. An einer Stelle wurde jedoch mit Kleins Lupe ein Achsenwinkel gemessen, der bis auf $2E = 74^\circ$ betrug; an einer anderen, wo ein zweiter Achsenbalken und eine negative Bissektris sichtbar waren, wurde mit dem Zweischraubenmikrometerokular $2E = 94^\circ$ erhalten. Wird $\beta = 1.7$ (wie beim Barkevikit) genommen, so ergibt sich aus dem ersteren $2V = 41^\circ$, aus dem letzteren $2V = 54^\circ$. Bei den zweiachsigen ist β , gelblich dunkelgrün $< \gamma$, bläulich dunkelgrün. Dispersion $\nu > \rho$ deutlich. Optischer Charakter stets negativ.

Behufs chemischer Analyse wurde das Mineral mit Methyljodid ausgeschieden. Das grösste spezifische Gewicht, das diese Flüssigkeit beim Auskristallisieren der eingeengten Lösung erhielt, war 3.319. Wegen der geringen Menge der zur Verfügung stehenden schweren Flüssigkeit war ihre weitere Reinigung unmöglich. In jener Flüssigkeit sank der Amphibol langsam zu Boden. Unter solchen Umständen musste man sich damit begnügen, das Erz mit einem kräftigen Magnet, an welchem wenige Partikeln haften blieben, abzutrennen. Möglicherweise blieb also Ilmenit als Verunreinigung in der Substanz zurück. Die Analyse wurde vom Verfasser ausgeführt.

I. Amphibol aus Ilmajoki.			II. Amphibol aus Cornwall.		
	%	Mol.—Verh.		%	Mol.—Verh.
SiO ₂	39.68	0.661	} 690	36.86	0.614
TiO ₂	2.29	0.029		1.04	0.013
Al ₂ O ₃	11.66	0.115	} 144	12.10	0.119
Fe ₂ O ₃	4.72	0.029		7.41	0.046
FeO	26.02	0.362	} 404	23.35	0.333
MnO	1.42	0.020		0.77	0.011
MgO	0.88	0.022	} 189	1.90	0.048
CaO	10.55	0.189		10.59	0.190
Na ₂ O	1.35	0.023	} 30	1.20	0.021
K ₂ O	0.69	9.007		3.20	0.032
H ₂ O	0.80			1.30	
	100.06			99.72	

Der Amphibol steht also seinen optischen Eigenschaften wie seiner chemischen Zusammensetzung nach einem Barkevikit sehr nahe. Doch unterscheidet er sich von diesem wegen seines niedrigen Alkaligehaltes. In der von DOELTER zusammengestellten grossen Analysensammlung ¹⁾ gibt es nur eine einzige Analyse, welche der meinigen ähnlich ist, nämlich Nr. 115, S. 629. Das Mineral wird Hudsonit genannt. Die Analyse steht oben unter II.

Albit ist ziemlich reichlich in unregelmässig geformten Körnern vorhanden. Seine Zwillingsbildung ist nach dem Albit-, manchmal nach dem Karlsbader Gesetz erfolgt. Er ist, wahrscheinlich wegen der Verwitterung des Gesteins, voll von Spalten, denen ein gelbrotes Pigment dieselbe Färbung verleiht. Auslöschungswinkel in Schnitten \perp PM ist 11°, das Maximum in der symmetrischen Zone 14.5°, sämt-

¹⁾ C. DOELTER. Handbuch der Mineralchemie, I.

liche Brechungskoeffizienten bedeutend kleiner als beim Quarz, die Zusammensetzung folglich $Ab_{93}An_7$.

Quarz schätzungsweise etwa 10%. Etwas ungleichmässig auslöschend.

Biotit dunkelbraun, nur einige kleine Schuppen. Er ist idiomorph in bezug auf den Amphibol.

Erz in kleinen, unregelmässig geformten Körnchen.

Zirkon spärlich, in kleinen Körnchen.

Dieses Gestein geht mit dem Verschwinden der porphyrischen Orthoklaseinsprenglinge und mit der Abnahme des Amphibols in Kalkaligranit über, welcher sowohl der Farbe wie der Struktur nach an die früher beschriebenen Pyroxendiorite erinnert. Die mikroskopische Struktur ist eugranitisch. Mineralzusammensetzung: Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Amphibol, Biotit, Erz, Zirkon.

Der Mikroklin besitzt keine deutliche Gitterstruktur, er ist aber auch nicht submikroskopisch feinlamelliert, sondern das Mineral ist am ehesten gesprenkelt. Es ist immer stark perthitisch, doch erscheinen die Perthitschnüre selten in der üblichen Weise als wellenförmige Streifen, sondern gruppenweise als runde oder ellipsoidische Flecken, mit einem Durchmesser von 0.03—0.05 mm. Ausserdem umgibt den Mikroklin gewöhnlich und unabhängig von dem angrenzenden Mineral ein bald breiterer, bald schmalerer Albitsaum, welcher symplektitartig von spärlichem Quarz durchwachsen ist. In solchen Fällen wurde beim Vergleichen mit dem Quarz beobachtet, dass $\omega = \gamma$; $\epsilon > \alpha$; also ist die Zusammensetzung dieses Albits etwa $Ab_{85}An_{15}$. Von dieser Randbildung ziehen keilförmige Perthitstengel in den Mikroklin hinein.

Der Plagioklas kommt in geringer Menge als selbständige Körner vor. Zwillingstreifung ist sehr selten oder sehr undeutlich vorhanden. Er besitzt gewöhnlich einen schwächer lichtbrechenden Saum; die Grenze ist ziemlich scharf. Dieser Saum, in welchem die Zwillingstreifung deutlich hervortritt, enthält myrmekitische Quarzeinschlüsse. Er besitzt dieselbe Zusammensetzung wie der im Mikroklin vorkommende Albit und tritt auch nur im Kontakt mit dem Mikroklin auf. Die Zusammensetzung der Mittelpartie ist $Ab_{80}An_{20}$.

Quarz in geringer Menge als ziemlich grosse Körner, von derselben Beschaffenheit wie oben.

Amphibol ebenfalls wenig, von der gleichen Beschaffenheit wie in dem vorigen Gestein.

Von Biotit vereinzelte dünne Schuppen oder rundliche Einlagerungen im Amphibol. Gleichartig wie oben.

Wenig Erz und Zirkon.

Die Pegmatitgänge.

SE vom Kirchdorf Vähäkyrö findet man oft in den adergneisartigen Gesteinen pegmatitische Gänge und unregelmässige Massive. Der Hauptbestandteil derselben ist Kalifeldspat. Ausserdem kann man dort Muskovit, Andalusit, Sillimanit und Turmalin finden. Bisweilen besteht der Feldspat auch zum Teil aus Plagioklas.

Der *Muskovit* kommt in Klumpen, in divergentstrahligen Gruppen oder in kleinen zerstreuten Schuppen auch im Feldspat vor. Am Platze der alten Kirche von Vähäkyrö am Ufer des Kyröjoki findet man an der Felsoberfläche ein deutlich verwittertes, gelbliches Mineral, welches zwei senkrechte Spaltrichtungen hat, die aber nicht so deutlich sind wie beim Feldspat. Bei näherer Untersuchung desselben unter dem Mikroskop erwies es sich als ein von einem netzartigen Muskovitfiltrum durchwachsender Mikroklin.

Der *Andalusit* erscheint in den die Gneisgesteine durchsetzenden Pegmatiten nahe der Grenze des Porphygranits als dicke säulenförmige idiomorphe Kristalle. An denselben Stellen gibt es auch Turmalin.

Der *Sillimanit* findet sich südlich von der Station Tervajoki im Felsen Peippostenkallio. Hier wird das Gneisgestein in seiner Streichrichtung von einem geraden, scharfbegrenzten Pegmatitgang durchsetzt. Die Mineralzusammensetzung desselben ist: Kalifeldspat (Mikroklin mit Gitterstruktur), Quarz, Sillimanit und Biotit. Die leistenförmigen Minerale stehen an den Gangrändern deutlich senkrecht zu den Rändern. Der *Mikroklin* erscheint in grossen, dick tafelförmigen Individuen und grenzt an den Quarz bald längs einer ebenen Kristallfläche, bald den stets in rundlichen Individuen auftretenden Quarz zum Teil in sich einschliessend. Der Quarz hat indessen nie Kristallform. Den *Sillimanit* findet man in den mittleren Teilen des Ganges als stets über 1 cm im Durchmesser haltende radialstrahlige Gruppen, sowie auch längs den dünnen, spaltenförmigen Kanälen. U. d. Mikroskop sieht man, wie er in dünnen Nadelchen den Quarz kreuz und quer durchdrungen hat. Der *Biotit* tritt in grossen Platten und kleinen, idiomorph begrenzten Klumpen auf.

Derartige Pegmatite durchsetzen nicht allein die Gneisgesteine, sondern auch die früher beschriebenen pyroxenhaltigen Gesteine. In solchen Fällen führen sie auch oft Granat. Dagegen wurde nie beobachtet, dass ein Pegmatitgang ebenfalls einen pyroxenlosen, Mikroklingranit durchsetzt hätte.

Kontaktgesteine.

Wo die Gesteine der älteren Serie den Gneis, den Glimmerschiefer oder die Ergussgesteine durchsetzen, haben sich nie scharfe Kontakte gebildet, sondern vielmehr vermittelnde migmatitische Gesteine. Wenn diese wieder auf Quarzite stossen, wie in Peräseinäjoki westlich vom See Kalajärvi, ist der Kontakt ziemlich scharf. Gänge haben sich hier wie im vorigen Falle selten gebildet. Der Quarzit hat einen gewundenen oder geschlängelten Verlauf genommen und, nach der Struktur zu schliessen, ist die Umkristallisation vollständiger als weiter ab von der Grenze geworden. Sog. Kontaktminerale kommen in diesen Formationen nicht vor.

Viel charakteristischer ist die Schärfe der Kontakte der jüngeren Eruptionsreihe. Es haben sich Adern und Gänge in dem durchsetzten Gesteine gebildet und das eruptive Gestein hat Bruchstücke davon in sich eingeschlossen. Zu einem Teil sind aber auch migmatitische Gesteine entstanden. Diese stehen in sehr engem Zusammenhang mit den Pegmatitgängen und -massen und haben sich augenscheinlich auch oft unter ihrem Einfluss gebildet. Dass offenbar auch eine vollständige Auflösung der durchsetzten Gesteine stattgefunden hat, lässt sich daraus schliessen, dass im Gneise vorkommende Konkretionen als Einschlüsse in den durchsetzenden Gesteinen auftreten, und ferner aus ihrem Graphitgehalt (vgl. S. 31). Manchmal hat sich wiederum im Kontakt ein vermittelndes Gestein gebildet, das jedoch nicht Migmatit genannt werden kann. Dann sind in dem durchsetzten Gestein porphyrische Einsprenglinge von Mikroklin auskristallisiert, in grösserer Entfernung vom Kontakt spärlicher, je näher demselben aber umso dichter, sodass es bei der Abnahme der Grundmasse unklar wird, wo die Kontaktgrenze verläuft. Solche Gesteine findet man in der Grenzgegend von Jalasjärvi und Kurikka sowie auch im W-Teil von Ilmajoki. Sie haben sich meistens aus den Gesteinen der älteren Eruptivreihe, seltener aus Gneisen gebildet. Wo sie in grösseren Gebieten vorkommen, ist auch sonst anzunehmen, wie gerade in den erwähnten Gegenden, dass sich unter ihnen noch nicht blossgelegte Teile vom Massiv der jüngeren Eruptivreihe bergen. Meistens beschränken sich jedoch die Kontakterscheinungen des Hauptmassivs auf eine verhältnismässig schmale Zone. Tiefer reichende Wirkungen haben die Pegmatitgänge und die grösseren und kleineren Pegmatitgranitmassive zustandegebracht.

Die migmatitischen Gesteine nähern sich in ihrer Zusammensetzung dem früher (S. 26) beschriebenen Gestein vom

Hofe der Volksschule im Dorfe Kuuttila. Unmittelbar südwestlich vom Kirhdorf findet man ein migmatitisches inhomogenes Gestein sehr intim mit dem Pegmatit vermengt. Der Migmatit hat in der Nähe des Kirhdorfs folgende Zusammensetzung: Plagioklas, Quarz, Biotit, Mikroklin, Granat und Erz. An den helleren, grauen Stellen entsprechen die Mengenverhältnisse der obigen Reihenfolge, aber in den dunkleren Flecken können Biotit und sogar Granat die Plagioklas- und Quarzmenge übersteigen. Die Struktur ist eine völlig kristalloblastische.

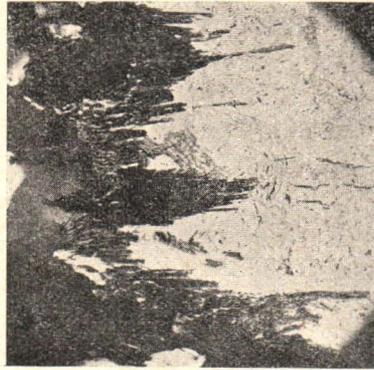


Fig. 13. Biotitmyrmekit. Vergr. 40 \times .

Der Plagioklas kommt in fast isometrischen Körnchen, die manchmal der Kristallform zustreben, vor. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Auslöschungswinkel in Schnitten \perp PM ist 22° , Zusammensetzung also $Ab_{45}An_{55}$.

Der Quarz ist im allgemeinen gleichmässig, bisweilen schwach undulös auslöschend. Wenn mehrere Körnchen aneinander grenzen, sind ihre gegenseitigen Grenzen ziemlich geradlinig.

Biotit kommt meistens in subparallelen Schuppen vor. Im Zusammenhang mit Myrmekit findet man sekundären Biotit und Biotitmyrmekit (Fig. 13). Mässiger Pleochroismus $\gamma = \beta$, braun $>$ α hell gelblich.



Fig. 14. Myrmekitbildung um den Kalifeldspat herum. Vergr. 18 \times .

Mikroklin erscheint nur als Relikte, oftmals in mehrere in gleicher Weise orientierte, von Myrmekit umgebene Teile zerfallenen (Fig. 14).

Der Granat ist ein weinroter Almandin. Unter dem Mikroskop erscheint er ganz farblos und isotrop. Er ist gewöhnlich in mehrere Körner zerfallen und um ihn hat sich Biotitmyrmekit gebildet, wo der Biotit mit Plagioklas und Quarz verwachsen ist (vgl. Figg. 15 und 16).

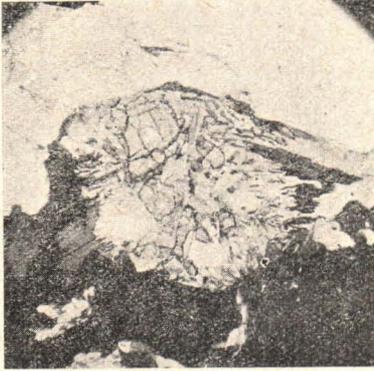


Fig. 15. Biotitmyrmekit um den Granat herum. Vergr. 18 \times .

Biotitmyrmekit wie oben (Figg. 15 u. 16). Die Zusammensetzung des Myrmekits ist an einer Stelle $Pl_{67}Qu_{33}$, an einer anderen $Pl_{55}Qu_{45}$. An dem letzterwähnten Ort waren die Brechungsexponenten des Plagioklases $\gamma = \varepsilon$ des Quarzes, $\alpha < \omega$; Zusammensetzung also ungefähr $Ab_{75}An_{25}$. Häufig ist der Granat von einem feinkörnigen Quarz-Feldspatgemenge umgeben. Der Quarz ist gleichmäßig auslöschend. Der Biotit ist stark pleochroitisch, hellgelb—dunkelbraun. Der rings um die Myrmekitnester entstandene Biotitmyrmekit (Fig. 17) besitzt dieselben optischen Eigenschaften wie die einheitlichen Individuen. Ausserdem findet man im Gestein makroskopisch erkennbare feinkörnige Diopsidnester. Inbetreff der Struktur und Zusammensetzung könnte man also das Gestein einen mittelkörnigen Biotit-Quarzdiorit nennen, aber seine migmatitartige Fleckigkeit (die biotit- und granatreicheren dunkleren Flecken) und die in ihm vorkommenden ellipsoidalen konkretionsartigen Einschlüsse deuten darauf hin, dass die Felsart durch Umkristallisation aus Gneisen entstanden ist.

Die erwähnten ellipsoidischen Einschlüsse unterscheiden sich durch ihre Farbe, Struktur und Verwitterung deutlich vom Grundgestein. Ihrer

Graphit in dünnen Schuppen.

Im Felsen Peippostenkallio, südlich von der Station Tervajoki, hat das migmatitartige Gestein mehr Erstarrungsstruktur. Der Plagioklas weist häufig idiomorphe Formen auf. Seine Zusammensetzung ist $Ab_{70}An_{30}$. Mikroklin wurde in den mikroskopischen Präparaten überhaupt nicht gefunden. Die Myrmekitnester sind zahlreich; mitten darin findet sich oft Granat ohne Kristallform und um sie herum

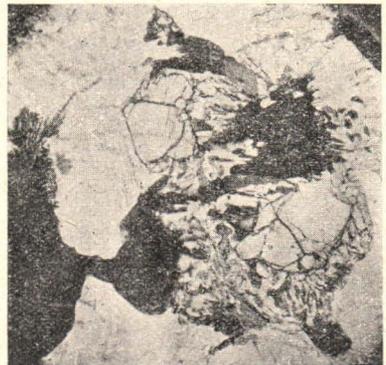


Fig. 16. Biotitmyrmekit um den Granat herum. Vergr. 18 \times .

Struktur nach sind sie feinkörnig und ähneln einem Quarzit oder Leptit. Sie sind von hellerer Farbe als das Muttergestein, was darauf beruht, dass sie weniger Biotit und Graphit als jenes führen, und es ist zu bemerken, dass namentlich der Graphit sich gerade auf die nächste Umgebung jener Konkretionen konzentriert hat und dass auch der Biotit hier gewöhnlich reichlicher vorkommt als sonst. Meistens ist jedoch die Grenze scharf und als ein deutlicher schmaler Einschnitt in der Verwitterungsfläche sichtbar. Auch sonst sind die Einschlüsse ein wenig über die Verwitterungsfläche erhaben.

Ihre mikroskopische Struktur ist kristalloblastisch. Ein solcher Einschluss hatte die Zusammensetzung: Diopsid, Plagioklas, Titanit, Graphit, Hornblende, Kalzit und Apatit.

Diopsid reichlich in abgerundeten Körnchen. $\gamma - \alpha = 0.029$, $c:\gamma = 44^\circ$. Absonderung nach (100) deutlich.

Im **Plagioklas** Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklingesetz. Zusammensetzung $Ab_{57}An_{43}$.

Reichlich **Titanit** ohne Kristallform. Optischer Charakter + Dispersion $\rho > v$.

Zusammensetzung einer anderen Konkretion: Plagioklas, Biotit, Anthophyllit, akzessorisch Apatit und Graphit. Kristalloblastische Struktur.

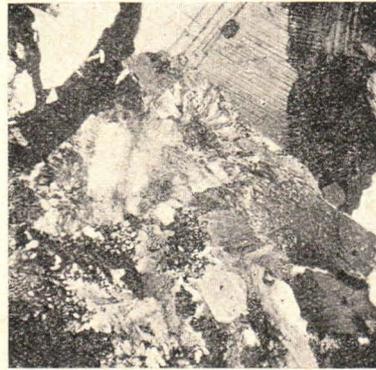


Fig. 17. Biotitmyrmekit. Vergr. 18 \times .

Der Feldspat ist ganz und gar **Plagioklas**, der die Zusammensetzung $Ab_{55}An_{45}$ (Ausl. \perp PM 25.5°) besitzt.

Biotit schwach pleochroitisch, hell gelblich—hellbraun.

Der **Amphibol** ist teils farblos, teils gelbgrün, schwach pleochroitisch, zum grössten Teil gerade auslöschend, doch kommt auch in dünnen Lamellen schräg auslöschender Amphibol vor. Der grüne befindet sich in den mittleren Teilen, feinfaserig, inhomogen auslöschend, der farblose um jenen herum einheitlicher orientiert. Starke Doppelbrechung $\gamma - \alpha = ca\ 0.020$. Optischer Charakter augenscheinlich negativ. Möglicherweise **Gedrit**.

Apatit in ziemlich grossen, rundlichen Körnern.

Graphit in verhältnismässig grossen Schuppen.

Ähnliche ellipsoidische scharfbegrenzte Konkretionen, die wir beim Felsen Peippostenkallio im Zusammenhang mit Gneis und

Migmatit antrafen und die namentlich in Gneisen häufig sind, gewahrten wir etwa 3 km NNW vom Kirchdorf Vähäkyrö nahe der Landstrasse vom Dorfe Mullonkylä, an deren E-Seite um ein im Porphygranit eingeschlossenes grosses rostiges Gneisbruchstück herum gleichsam frei im Prophygranit schwimmend. Sie sind auch dann sowohl in der Form als auch in der Struktur und Zusammensetzung den früher geschilderten vollkommen ähnlich.

Ausser jenen ellipsoidischen, scharfbegrenzten Einschlüssen finden sich im Porphygranit rundliche, an den Rändern resorbierte feinkörnige graue Einschlüsse. Ihre Felsart unterscheidet sich von der Gesteinsart der Konkretionen nur durch die darin entstandenen, etwa $\frac{1}{2}$ cm im Durchmesser haltenden, grauen porphyrischen Feldspateinsprenglinge.

Der mikroskopische Bau ist ein kristalloblastischer. Mineralzusammensetzung: Plagioklas, Quarz, Pyroxen, Biotit, Apatit, Graphit.

Der **Plagioklas** hat ebenso wenig wie die anderen Minerale Kristallform. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader und Albitgesetz. Auslöschungswinkel im Schnitt \perp PM ist 23° . Zusammensetzung demnach $Ab_{56}An_{44}$.

Quarz schwach undulierend in der Richtung der Hauptachse.

Pyroxen in rundlichen Körnern, grösstenteils Hypersthen. Optisch negativ. Achsendispersion $\nu > \rho$ schwach, $\nu - \alpha = 0.013$. In geringerer Menge vorkommend und im allgemeinen feinkörniger ist der Diopsid. Mitunter ist Zonarstruktur zu beobachten, in der Mitte des Körnchens niedrigere Doppelbrechung.

Biotit in kleinen Schuppen. Stark pleochroitisch, gelb—dunkelbraun.

Diese Einschlüsse unterscheiden sich also weder ihrer mikroskopischen Struktur noch ihrer Zusammensetzung nach von den ellipsoidischen.

Reines Antophyllitgestein wurde auch östlich vom Kirchdorf Vähäkyrö als ziemlich grosser Einschluss im migmatitischen Gestein gefunden. Der Antophyllit bildet den Hauptbestandteil jener Felsart und ist zu grossen, länglichen, bis 2 cm langen, von Quarz und Feldspat poikilitisch durchwachsenen Individuen ausgebildet. Der Quarz ist vollkommen gleichmässig auslöschend, mit Einschlüssen von langen Rutilnadelchen, welche eine positive Doppelbrechung erkennen lassen.

In Santavuori, Kirchsp. Ilmajoki, hat sich ein grobkörniges Gneisgestein als Kontaktbildung der jüngeren Gesteinsserie entwickelt. Die Zusammensetzung desselben ist: Mikroclin, Quarz,

Biotit, Cordierit, Plagioklas, Granat, Cyanit. Die Struktur ist vollkommen kristalloblastisch.

Mikroklin kommt in grossen, bis 2 cm im Durchmesser haltenden, unregelmässig geformten Individuen vor. Er ist gewöhnlich ungleichmässig oder undulös auslöschend, mitunter hat sich aber eine mehr oder minder deutliche Gitterstruktur entwickelt. Um die darin eingeschlossenen Biotit- und Quarzeinschlüsse herum weicht die Auslöschungsrichtung stärker von der übrigen Umgebung ab.

Der Quarz ist meistens undulös auslöschend, die Wellen in der Richtung der Hauptachse liegend.

Der Biotit ist namentlich als Einschlüsse im Mikroklin und Plagioklas, aber auch sonst machmal deutlich idiomorph. Er ist einachsig, stark pleochroitisch, α , gelbbraun $< \beta = \gamma$, schwarz. Dieselbe Beschaffenheit hat zum grössten Teil auch der in unregelmässig geformten, kleineren und grösseren, von Cyanit durchwachsenen und mit ihm verwachsenen Schuppen auftretende Biotit. Ausserdem erscheint als Umwandlungsprodukt des Cordierits ein schwächer pleochroitischer grüner Biotit, α , grünlich, fast farblos $< \beta = \gamma$, graugrün; ebenfalls einachsig. Optischer Charakter —. Auch dieser ist mit dem Cyanit verwachsen.

Cordierit kommt ziemlich reichlich und bisweilen in grossen, bis 2 cm im Durchmesser haltenden Individuen vor, bei welchen manchmal auch eine Kristallform angedeutet ist. Spaltungsrichtungen sind nicht sichtbar, sondern ist die Bruchfläche stets uneben, glasglänzend. Kleine Splitter sind durchsichtig, von licht blauer Farbe. Unter dem Mikroskop ist der Cordierit vollkommen farblos. Meistens sieht man keine Zwillingstruktur, stellenweise kleine lamellenartige Zwillingbildungen; nur in einem einzigen Körnchen waren beide Lamellensysteme gleich stark entwickelt. In einem Schnitte, der der γ -Bisektrixrichtung parallel lag, aber etwa 4° von der optischen Normalen abwich, betrug der Auslöschungswinkel der schmalen Lamellen in bezug auf das Hauptindividuum $60^\circ 50'$, bei den breiteren rundlichen Zwillingbildungen $59^\circ 10'$. Die Zwillingfläche der ersteren wäre somit (110), die der letzteren (130). Optischer Charakter +, Achsendispersion $\rho < \nu$. Der Achsenbalken ist nur wenig gebogen, der Achsenwinkel ist mit Kleins Lupe bestimmt $2V = 94^\circ$ ($\beta = 1.55$ genommen), $\gamma - \beta = 0.007$. Bisweilen findet man umgewandelte Körner. Dann haben sich als Umwandlungsprodukte Cyanit und sogar beide Arten Biotit gebildet. Grüner Biotit ist dann entstanden, wenn die Umwandlung so weit gegangen ist, dass vom Cordierit nur zerstreute Flecken übrig sind. Auch diese sind aber wenigstens in ihren

zentralen Partien farblos. In solchen Fällen hat sich auch eine hellgelbe, völlig isotrope Substanz gebildet.

Plagioklas in sehr geringer Menge. Grösster Auslöschungswinkel in der symmetrischen Zone 7° . Brechungskoeffizient ungf. = dem des Quarzes. Zusammensetzung $Ab_{85}An_{15}$.

Der **Granat** ist weinroter Almandin und besitzt gewöhnlich eine deutliche Kristallform, die Kristalle mitunter 3 cm im Durchmesser.

Der **Cyanit** erscheint in langen Nadelchen, zu fächerförmigen Bündeln gruppiert und in spaltenförmigen Streifen und um den Cordierit herum konzentriert. Er hat immer alle anderen Minerale durchwachsen. Kennzeichen: starkes Lichtbrechungsvermögen, schwache Doppelbrechung, optischer Charakter der Längsschnitte +; wenn eine Auslöschung stattfindet, ist sie beinahe gerade. Meistens findet keine Auslöschung statt, sondern ein vorübergehender Farbenwechsel, der von der Dispersion der Achsenfläche herrührt. Die Abweichung der Achsenfläche von der Längsrichtung der Nadel erreicht jedoch bei keiner Farbe 30° , wie für den Cyanit angegeben wird.

Im Zusammenhang mit dem Plagioklas und auch andererseits schliessen sich Myrmekitbildungen an den Cyanit an.

Vergleichungspunkte in anderen Gebieten.

Im Südostteil der Karte schliesst sich der jüngeren Eruptionsreihe ein ähnliches Granitgebiet an, welches den grössten Teil des geologischen Kartenblattes von Tampere (Tammerfors) umfasst. Dieses Gebiet, welches »das grosse zentrale Granitgebiet« genannt wird, ist dem Verfasser in betreff seines petrographischen Charakters unbekannt und in allgemeinen petrographisch wenig untersucht. SEDERHOLM beschreibt die betreffende Felsart als ein sehr wenig typisches, verschiedene Farben- und Strukturvarietäten umfassendes Gestein. Doch lasse sie sich auf Grund ihres Habitus leicht von den älteren Gesteinen unterscheiden. Als Mineralbestandteile erwähnt er Mikroklin mit Gitterstruktur, Plagioklas (Oligoklas), Quarz und Biotit. Das Vorkommen von Pyroxen wird in jener Beschreibung nicht erwähnt, Hornblende soll aber »oft ziemlich reichlich« vorhanden sein. Man hat aber nicht genauer untersucht, ob jene hornblendehaltigen Varietäten demselben Typus angehören wie das Orthoklas-Albit-Amphibolgestein von Ilmajoki. Von der Struktur eines in Lavia vorkommenden typischen Gesteins sagt SEDERHOLM, dass sie »derjenigen des Rapakivi nicht unähnlich« sei.¹⁾

¹⁾ J. J. SEDERHOLM. Geologisk öfversiktskarta öfver Finland, B 2, Tammerfors. Resumé en français. Helsingfors 1911. S. 67 und 117.

MÄKINEN hat aus Ostbothnien pyroxenhaltige Granodiorite und auch andere zu dieser Reihe gehörige Gesteine beschrieben. Da er sie aber seiner vorerwähnten Auffassung gemäss zusammen mit den Gesteinen der älteren Reihe schildert, so hat er ihre petrographischen Unterschiede nicht hervorgehoben.

WILKMAN hat die nordöstlichen Grenzgegenden des Granits von Mittelfinnland behufs Aufnahme in das geologische Kartenblatt von Kuopio studiert und mir ähnliche Gesteine, wie die zur jüngeren Eruptivreihe hinbezogenen, aus den Kirchspielen Kiuruvesi, Karttula und Iisalmi gezeigt. Ihre Mineralzusammensetzung ist eine vollkommen primäre: Plagioklas, Orthoklas, Hypersthen und Diopsid, ohne Biotit, obwohl der Hypersthen unmittelbar an den Orthoklas grenzt. In Iisalmi findet man im Zusammenhang mit jenen schon nach ihrem Aussehen umgewandelte Gesteine, wo der Hypersthen verschwunden ist und statt seiner Amphibol und Biotit auftreten. Auch in diesen letzterwähnten Gesteinen findet man noch Diopsid. Diese Gesteine durchsetzen deutlich die gneisartigen Granite.

HACKMAN hat im Zusammenhang mit dem sog. Granit vom Küstentypus in Kakskerta und Kuusisto Pyroxengranite gesehen; Beschreibungen derselben sollen in der nächsten Zukunft veröffentlicht werden.

Besonders beachtenswert ist die Ähnlichkeit, welche jene Gesteine und die Rapakivi-Gesteine in Struktur wie in Mineralzusammensetzung aufweisen. Beide haben oft eine sehr ähnliche porphyrische Struktur. Die in den Rapakivigesteinen vorkommenden femischeren Einschlüsse enthalten Hypersthen. Gerade ihnen schliessen sich, nach SEDERHOLM, die in jenen Felsarten anzutreffenden Myrmekitbildungen ¹⁾ an. Auch die tiefgehende Verwitterung haben sie miteinander gemein.

Die diopsidhaltigen granito-dioritischen Gesteine sind keine petrographischen Seltenheiten. Viel seltener sind dagegen die hypersthenhaltigen Varietäten. Diese fand man erst nur als Gangformationen, bis sie später in grösseren Mengen in Indien (Charnockit) ²⁾ und im südwestlichen Norwegen ³⁾ entdeckt wurden.

Die ältere Reihe entspricht sowohl in betreff ihres geologischen

¹⁾ SEDERHOLM, On Synantetic Minerals. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. Nr. 48, 1916, 117—123.

²⁾ TH. H. HOLLAND. The Charnockite Series, a group of Archean hypersthenic rocks in Peninsular India. Mem. of the Geol. Survey of India XXVIII, 2, 1900, 119 und XXX, 1901, 103.

³⁾ C. F. KOLDERUP. Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. Bergens Museums Aarbog 1896, 1898, Nr. VII; 1903, Nr. 12.

Vorkommens als auch im petrographischen Charakter und der Mineralzusammensetzung vollständig den Eruptivgesteinen der sich von Westen nach Osten erstreckenden Zone — zwischen dem Massiv von Mittelfinnland und dem Küstentypus-Granit — zwischen Tampere und Hämeenlinna sowie auch dem von ESKOLA beschriebenen Oligoklasgranit in Orijärvi ¹⁾).

An sämtlichen erwähnten Orten durchsetzen jene beiden Gesteinsserien dieselben superkrustalen Formationen.

Die Anwendung der Phasenlehre auf die Magmagesteine.

Allgemeines.

Viele Forscher haben nachgewiesen, dass die Gesetze der Phasenlehre in der Zusammensetzung der metamorphischen Felsarten zum Vorschein kommen. Gründlicher untersucht haben diese Frage V. M. GOLDSCHMIDT ²⁾, P. NIGGLI ³⁾, J. JOHNSTON ³⁾ und in bezug auf das finnländische Urgebirge P. ESKOLA ⁴⁾. Einen idealen Ausgangspunkt für diese Untersuchungen bieten die von VAN 'T HOFF untersuchten Salzablagerungen dar. Aus GIBBS Phasengesetz, welches in seiner allgemeinen Form

$$P + F = B + 2$$

lautet, hat GOLDSCHMIDT das mineralogische Phasengesetz

$$P = B$$

abgeleitet, welches in Worten ausgedrückt in seiner ursprünglichen Form lautet:⁵⁾ »Die maximale Anzahl n der festen Mineralien, die gleichzeitig nebeneinander stabil existieren können, ist gleich der

¹⁾ PENTTI ESKOLA, On the Petrology of the Orijärvi Region i South-western Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. Nr. 40, 1914.

²⁾ V. M. GOLDSCHMIDT, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Vidensk.-selsk. Skrift. Math. Naturv. Kl. 1911, Nr. 1. Zeitschr. f. anorg. Chem. 71, 313. 1911.

³⁾ PAUL NIGGLI und JOHN JOHNSTON, Einige physikalisch-chemische Prinzipien der Gesteinsmetamorphose. N. Jb. f. Min. Geol. u. Pal. B.-B. 37, 1914, 495.

⁴⁾ PENTTI ESKOLA, Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. With an English Summary of the Contents. Bull. de la Comm. géol. de Finlande. Nr. 44, 1915.

⁵⁾ Loc. cit. S. 123.

Anzahl n der Einzelkomponenten, die in den Mineralien enthalten sind.» Was die Frage anbetrifft, ob das Wasser, falls es in der Zusammensetzung eines oder mehrerer Minerale enthalten ist, zu den Komponenten gezählt werden soll, äusserst ESKOLA ¹⁾, man habe es nur in dem Falle zu berücksichtigen, wenn es nicht in genügend grosser Menge vorhanden ist, um etwa sonst mögliche Mineralphasen zu bilden. ESKOLA hat ferner dargelegt, wie man, wenn man einige in allen Assoziationen vorkommende Minerale, wie Apatit, Quarz und Kalifeldspat sowie den im Plagioklas als isomorphes Gemenge auftretenden Albit unberücksichtigt lässt und die in jenen Mineralen enthaltenen Bestandteile von den Analysenzahlen abzieht, die kieselsäuregesättigten Gesteine wie ein Dreikomponentensystem durch eine Dreiecksprojektion darstellen kann, unter der Voraussetzung, dass das betreffende Gestein auch genügend Wasser zur Bildung wasserhaltiger, eventuell möglicher Minerale enthalten hat. Der Theorie gemäss müsste dann in irgend einem Punkt der PT-Ebene, im Nonvariantpunkt, nach der Formel von Gibbs die maximale Zahl 5 Phasen stabil sein. Die von jenem Punkt strahlenförmig ausgehenden fünf Kurven, die Univariantkurven, für welche dieselben fünf Phasen zu vierten stabil sind, teilen die PT-Ebene in fünf Divariantbereiche, wo dieselben Phasen zu dreien stabil sind, je nach der chemischen Zusammensetzung des Gesteins folgendermassen schwankend:

I	II	III	IV	V
ADB	BEC	CAD	DBE	ECA
ABE	BCA	CDB	DEC	EAD
AEC	BAD	CBE	DCA	EDB

Als ein Beispiel für das Vorkommen eines derartigen Quintupelpunktes in einem beim Metamorphismus der Gesteine fraglichen Druckwärmegebiet hat P. NIGGLI ²⁾ die Quarz-Karbonatgesteine erörtert, deren verschiedene Komponenten in der Natur durch die Quarzite, RO-Silikatgesteine und Marmore vertreten werden. Seiner Meinung nach kann man sie als ternäres System $\text{SiO}_2\text{—RO—CO}_2$ behandeln, wo SiO_2 , RCO_3 , RSiO_3 , R_2SiO_4 und CO_3 die vorkommenden fünf Phasen ausmachen. RO kann jedes beliebige von den isomorphen CaO, MgO und FeO bedeuten, aber immer nur eines derselben.

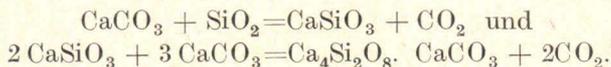
¹⁾ Loc. cit. S. 72.

²⁾ P. NIGGLI, Über Gesteinsserien von metamorphischem Ursprung. Min. u. petr. Mitt. 31, 1912, 477.

Der genannte Verfasser ist in seiner Untersuchung auch zu dem allgemeinen Schluss gelangt, dass die Metamorphose des n -Komponentensystems im Gebiet der Druck-Wärmewerte stattfindet, »die nirgends sehr weit vom $(n + 2)$ -Phasengleichgewicht entfernt sind«, und er fügt hinzu: »Bei tiefgreifender Änderung der physikalischen Bedingungen tritt eine andere Umsetzungsgleichung in Funktion, neue Gesteinsserien bilden sich.«

Gegen diese Behandlung erhebt jedoch V. M. GOLDSCHMIDT den Einwand ¹⁾, dass NIGGLI dann als Dreikomponentensystem die Dreiphasenkombination $\text{SiO}_2\text{—RSiO}_3\text{—R}_2\text{SiO}_4$, welcher auch ein Stabilitätsbereich in der PT-Ebene angehören sollte, mitgenommen hat. Diese Kombination ist indessen ein 3-phasisches 2-Komponentensystem und somit stabil nur auf der Gleichgewichtskurve, die der Reaktion $\text{R}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 = 2\text{RSiO}_3$ entspricht.

Um die Existenz eines derartigen Quintupelpunktes im Wärme-Druckgebiet der Metamorphose dieses Systems nachweisen zu können, müsste man also die Phasen anders wählen, eher z. B. SiO_2 , CaSiO_3 , CaCO_3 , $\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$ (Spurrit) und CO_2 . Die Existenz des Quintupelpunktes ist abhängig von dem Umstande, ob die CO_2 -Druckkurven sich in den folgenden Reaktionen schneiden:



NIGGLI hat allerdings anlässlich GOLDSCHMIDTS Einwand zugestanden, dass die Assoziation $\text{SiO}_2\text{—RSiO}_3\text{—R}_2\text{SiO}_4$ keinen Divariantbereich besitzt, in welchem die Phasen stabil wären, doch sei dadurch keineswegs das Vorhandensein vom Quintupelpunkt und der allgemeine Charakter der dargestellten Vierphasenlinien in Frage gestellt. Nach der Ansicht BECKES ²⁾ ist jedoch das vorgelegte Analysenmaterial nicht imstande davon zu überzeugen, dass nicht auch chemische Verschiedenheiten verschiedene Mineralzusammensetzungen in den von NIGGLI erörterten Felsarten hervorrufen könnten.

Auch sonst nirgends ist eine der obigen Formel gemässe Fazieschwankung nachgewiesen worden, sondern es kommen dieselben Mineralphasen stets in derselben Assoziation vor. So erscheint im Kristianiagebiet als zentrale Phase, stabil mit allen anderen auftretend, von folgenden fünf Phasen: Andalusit, Cordierit, Hypersthen, Diopsid, Anorthit stets die letztgenannte, und von den

¹⁾ Ibid. S. 695.

²⁾ F. BECKE, Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschritte der Min., Krist. u. Petrogr. 5. 1916, 220.

fünf Phasen: Wollastonit, Grossular, Anorthit, Hypersthen, Diopsid stets die letztgenannte in allen Assoziationen stabil. Im Orijärvi-gebiet ist von den fünf Phasen: Cordierit, Biotit, Hornblende, Diopsid, Anorthit stets die letzterwähnte die in allen Assoziationen stabile Phase. Es sieht also im Gegenteil so aus, als fände der Metamorphismus im allgemeinen ziemlich weit vom Quintupelpunkt der gewöhnlichsten gesteinsbildenden Minerale statt.

An den hier erwähnten Orten hat sich jedoch die Metamorphose unter ziemlich stabilen Wärmedruckverhältnissen vollzogen, wie z. B. in Orijärvi, oder ist das Gleichgewicht bei niedrigerer Temperatur ein unvollständiges gewesen, wie in den Kontaktzonen des Kristiania-gebiets, weshalb es schwer ist, die einzelnen Fazies untereinander zu vergleichen. In dieser Hinsicht bietet das Studium der süd-ostbothnischen granito-dioritischen Gesteine gewisse dankbare Punkte dar, obschon hier andererseits die geringen Schwankungen in der Zusammensetzung der Felsarten die Resultate erheblich beschränken.

Hier haben wir nicht die Schwankungen der Mineralzusammensetzungen von Ort zu Ort zu verfolgen und die Wirkung von Änderungen der chemischen Zusammensetzung zu eliminieren um die Funktion der physikalischen Verhältnisse abzuleiten, sondern die Änderungen der Mineralassoziation ein und desselben Gesteins während seiner Erstarrung zu entziffern. Hier sind wir also frei von Wirkungen der Schwankungen der chemischen Zusammensetzung und auch von nennenswerten Schwankungen des Druckes, denn man hat keinen Anlass irgendeine erhebliche Änderung beim Druck während der sehr schnellen Erstarrung der jüngeren Magmaintrusionen anzunehmen. Die ungleichen Mineralassoziationen sind dann nur als eine Folge der Auskristallisation unter verschiedenen Temperaturen aufzufassen.

Ältere Eruptivserie.

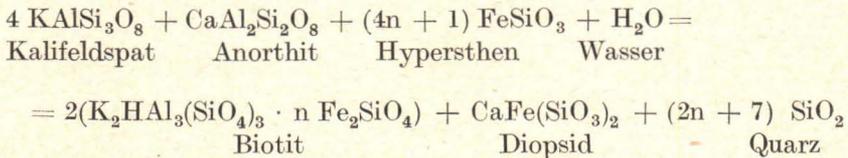
Wenn wir nun daran gehen, die Faziesbildung der süd-ostbothnischen Tiefengesteine näher zu studieren, so können wir die ganze ältere Eruptivserie übergehen, weil sie, ebenso wie die superkrustalen Formationen, in ihrer Gesamtheit derselben metamorphen Fazies wie die Felsarten des Orijärvi-gebiets, die ESKOLA so genau untersucht hat ¹⁾, angehört. Die Mineralzusammensetzung der jüngeren Serie wird von ganz anderen Gesetzen beherrscht, die eine besondere Erörterung erheischen.

¹⁾ Von der Epidot- und Chloritbildung wird später in einem anderen Zusammenhang die Rede sein.

Jüngere Eruptivserie.

In der Gegend des Kirchdorfs von Vähäkryö findet man dieselbe 6-mineralische Assoziation wie im Kristianiagebiet: Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Biotit, Hypersthen und Diopsid. Das auf Seite 39 erwähnte, von WILKMAN vorgelegte Gestein enthält jedoch nur fünf Minerale, da der Biotit darin fehlt. Da wir eigentlich nicht gewohnt sind, das Magma für so wasserfrei zu halten, dass der Biotit aus Mangel an Wasser überhaupt nicht entstehen könnte, so müsste bei höheren Temperaturen, als bei der Bildung der Fazies vom Kristianiagebiet geherrscht, der Orthoklas zusammen mit dem Hypersthen selbst bei der Anwesenheit von Wasser stabil sein. Dann würde sich in jenem Gestein wirklich eine *normative Fazies* bilden.

Auf das Vorkommen dieser Fazies in den ersten Zeiten der Magmaerstarrung auch in den Gesteinen von Vähäkryö weist der Umstand hin, dass man hier in der auf Seite 28 geschilderten Felsart eine plötzliche Abnahme im Gehalt des Anorthits im Feldspat findet. Die Bildung des Biotits muss nämlich der nachstehenden Formel gemäss stattfinden.

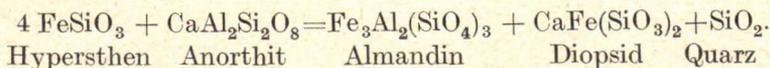
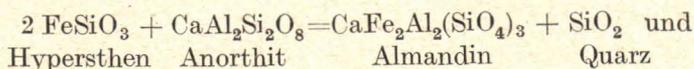


An dieser Reaktion muss also auch das An-Silikat teilnehmen, welches somit vom Magma abgeht und dadurch einen scharfen Unterschied in der Zusammensetzung des danach entstandenen Plagioklases im Vergleich zum früheren verursacht.

Dadurch entsteht die in den kontaktmetamorphen Hornfelsen des Kristianiagebiets allgemein vorkommende Fazies, wo nur diejenigen Gesteine, die gleichzeitig mit K_2O und H_2O gesättigt sind, mittelst der A,CF-Projektion von ESKOLA dargestellt werden können, deren Mineralanzahl also 5 beträgt, während man bei anderen Fazies zahlreichere Komponenten berücksichtigen muss. Die Gesteine mit Al_2O_3 - und zugleich K_2O -Defizit besitzen die 5-mineralische Mineralassoziatio: Plagioklas, Hypersthen, Biotit, Diopsid, Quarz, welche sich nicht durch die A,CF-Projektion darstellen lässt, aber das Fehlen von H_2O allein verursacht das Auftreten der 6-Mineralphase, indem sich auch der Kalifeldspat den übrigen anschliesst. Das ist jedoch sowohl im Kristianiagebiet als auch in Vähäkryö der Fall.

Da diese Kombination die Beachtung mehrerer Komponenten fordert, sagt sie nichts über die gegenseitigen Gleichgewichtsbedingungen der stabilen Phasen des hier erörterten Systems aus. Wir können sie indessen ganz unberücksichtigt lassen, indem wir voraussetzen, dass das Magma völlig wasserfrei ist, was dadurch ermöglicht wird, dass man das wasserhaltige Mineral, den Biotit, weglässt. Dagegen ist die folgende Fazies in dieser Beziehung bedeutend interessanter.

Die folgende Fazies unseres Gebiets vertreten die granathaltigen Gesteine. In ihnen ist der Hypersthengehalt eine Seltenheit und als ein Relikt zu betrachten. Man kann sich denken, dass die Granatbildung nach folgenden Formeln stattfindet:



Nach der ersten Formel wäre die Zusammensetzung des Granats: 33 Mol. % Grossular und 67 Mol. % Almandin. Nach der statistischen Untersuchung von H. E. BOEKE¹⁾, wobei 261 Granatanalysen von ihm benutzt wurden, war der grösste gefundene Grossulargehalt der Almandine 25 Gewichts-% oder 26.3 Mol.-%.²⁾ Die Reaktion erfolgt somit nach beiden Formeln. Der der Formel gemäss ebenfalls sich ausbildende Diopsid wurde auch regelmässig in den granatreichsten Gesteinen gefunden. Das Vorhandensein des Granats in jenen Gesteinen setzt also keine Veränderung in der chemischen Zusammensetzung des Gesteins voraus. Von granathaltigen diopsidfreien Felsarten wird später die Rede sein.

Als Ursache der Almandinbildung kann hier also der Umstand gelten, dass Anorthit und Hypersthen einige Zeit nachdem die Biotitbildung aufgehört hatte, weil kein Wasser oder kein Kalifeldspat mehr vorhanden war, nach den obenangeführten Formeln reagierten. Stellenweise dürfte eine vollständige Erstarrung des Gesteins stattgefunden haben, ehe jene Reaktion beendet war, da der Hypersthen als Relikt übriggeblieben ist.

Granat kommt in hypersthenhaltigen Gesteinen sowohl im Ekersund-Soggendal- als auch im Charnockit-Gebiete vor. Man erklärt

¹⁾ Zeitschr. f. Kryst. 53, 1914, 149.

²⁾ Diese Grenze ist später von ESKOLA bis zu 32 Mol.-% vorgerückt worden. On the Eclogites of Norway. Vidensk.-Selsk. Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse 1921. Nr. 8, S. 104.

seine Entstehung gewöhnlich unter Hinweis auf das Volumengesetz als vom Druck bewirkt. Auch C. F. KOLDERUP verweist im erstgenannten Gebiet nur auf diesen Umstand, ohne seine Behauptung irgendwie zu begründen. PH. H. HOLLAND stellt wiederum fest, dass der Granat im Charnockit-Gebiet nur in den Trümmer- und Verschiebungszonen vorkommt. Ausserdem konstatiert er, dass der Granat in solcher Weise um den Hypersthen herum auftritt, dass er offenbar aus diesem hervorgegangen sein muss.

Die Untersuchung der granathaltigen Gesteine in dem hier erörterten Gebiet haben die Annahme eines dynamomelamorphischen Ursprungs des Granats nicht gestützt. Makroskopisch sind diese Gesteine ganz ebenso massig wie die granatfreien. Mikroskopisch lassen sich allerdings Verbiegungs- und Zertrümmerungserscheinungen wahrnehmen, doch findet man ebenso grosse und noch grössere Mengen davon auch in den entsprechenden granatfreien Felsarten.

Nach ESKOLA beruht das Vorkommen von sechs Mineralphasen in den Granat-Cordierit-Gesteinen von Orijärvi ¹⁾ auf dem unvollständigen Isomorphismus von FeO und MgO im Cordierit, wobei MgO sich hauptsächlich auf den Cordierit konzentrieren und FeO vor allem den Granat bilden würde. Diese Auffassung stützt ESKOLA durch zwei Analysen des Granats²⁾:

	I	II
SiO ₂	39.21	36.73
Al ₂ O ₂	17.07	16.20
FeO	33.79	40.13
MnO	2.00	—
MgO	2.78	2.88
CaO	1.98	4.00
TiO ₂	2.19	—

Von einer solchen Erklärung kann in diesen Gesteinen in betreff des Granats und Biotits keine Rede sein, da beide Minerale offenbar reich an FeO sind und da sich der Granat, wie auf Seite 37 dargelegt wurde, späterhin gebildet hat.

Wenn die Menge der Substanzen bei der nach der Formel auf Seite 49 stattfindenden Reaktion nicht genau dem angeführten Molekularverhältnis entspricht, und wenn wir annehmen, dass die Reaktion in beiden Richtungen erfolgen kann erhalten wir bei linksgehender Reaktion die Assoziationen:

¹⁾ Loc. cit. S. 33.

²⁾ Loc. cit. S. 179 und 195.

Plagioklas, Diopsid, Hypersthen;
 Plagioklas, Hypersthen, Almandin;

und bei rechtsgehender Reaktion:

Almandin, Diopsid, Hypersthen;

Almandin, Plagioklas, Diopsid.

Fügen wir zu jenen beiden Serien die Assoziation:

Plagioklas, Almandin, Cordierit,

so erhalten wir wirklich aus denselben fünf Mineralphasen zwei Fazien,

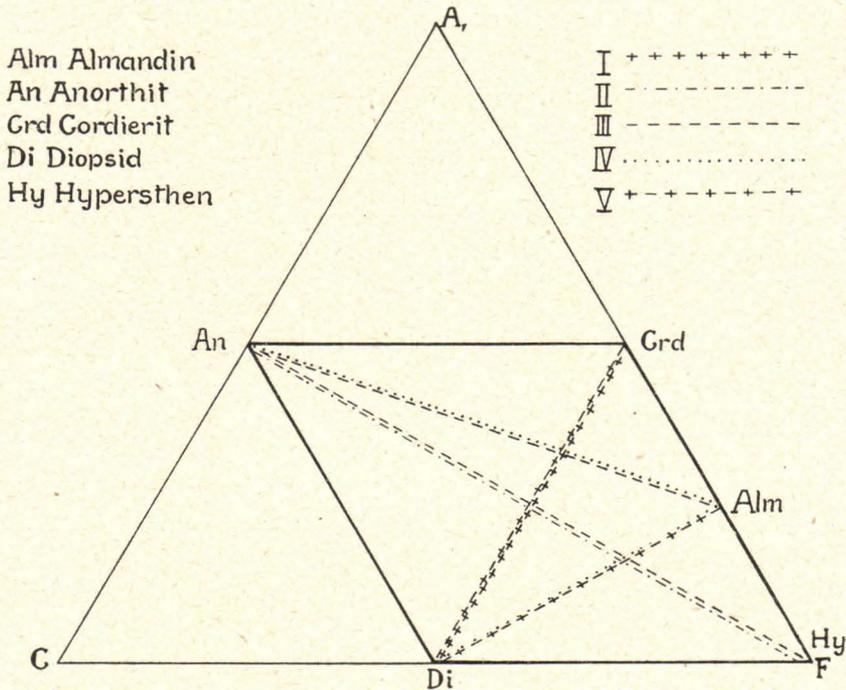


Fig. 18. Fazies-Reihenfolge in der A,CF-Projektion. (S. 52).

die den auf Seite 45 wiedergegebenen Formeln entsprechen. Die letzterwähnte Assoziation existiert tatsächlich im Cordierit-Biotit-Gneis von Santavuori in Ilmajoki.

Es verdient hier ferner erwähnt zu werden, dass die Granatbildung nach der auf Seite 49 wiedergegebenen Formel immer mit einem Raumverlust von 14 % erfolgt, sodass der Druck eine bedeutende Erniedrigung des Umwandlungspunktes bewirken muss.

Wir haben hier Anlass, das Vorkommen jener fünf Minerale — Anorthit, Cordierit, Almandin, Hypersthen und Diopsid — in den Gesteinen vom Standpunkt der Ergebnisse der Phasenlehre zu be-

trachten (vgl. Fig. 18). Wenn der Quintupelpunkt jener fünf Phasen in dem bei der Erstarrung der Gesteine fraglichen Druck-Wärmegebiet liegt, so müssten die Stabilitätsgebiete der Dreikomponentenassoziationen theoretisch in nachstehender Reihenfolge aneinander grenzen:

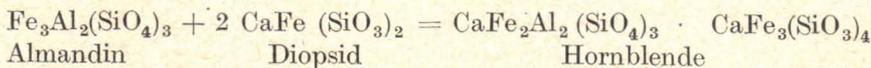
I,	II.	III.	IV.	V.
Crd, An, Di	(Hy, Alm, Crd)	An, Di, Hy	Alm, Crd, An	Di, Hy, Alm
Crd, Di, Hy	Hy, Crd, An	An, Hy, Alm	Alm, An, Di	Di, Alm, Crd
(Crd, Hy, Alm)	Hy, An, Di	An, Alm, Crd,	Alm, Di, Hy	Di, Crd, An

Die Kombination I,3=II,1 ist ein dreiphasisches Zweikomponentensystem und somit stabil auf der Umwandlungskurve zwischen den Bereichen II und I.

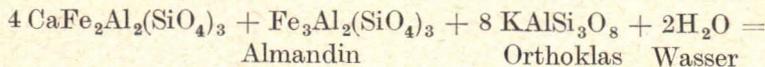
Von jenen Assoziationen sind IV und III den vorerwähnten gleich und sind im Gebiete vertreten. Bei höherer Temperatur als der ihrigen müsste die Fazies II stabil sein; dieselbe unterscheidet sich dadurch von den vorigen, dass der Cordierit zusammen mit dem Hypersthen stabil ist und dass der Almandin kein Stabilitätsgebiet besitzt. Diese Fazies wird vertreten durch die Plagioklas-Cordierit-Hypersthen-Hornfelse des Kristianiagebiets.

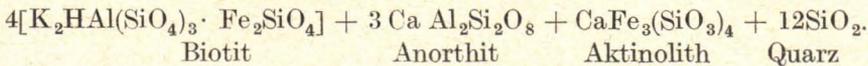
Die Fazies I hat die Kombination Hy, Di, An mit der zweiten gemeinsam, aber übrigens würde sie die Stabilität des Cordierits in Verbindung mit sowohl Hypersthen als Diopsid voraussetzen. Solche Mineralkombinationen hat man in effusiven und auch in pyrometamorphischen Gesteinen gefunden. Beide haben aber soviel Glasbasis, dass die in ihnen vorkommenden Mineralassoziationen nicht vom Standpunkt der Gleichgewichtstheorie mit den vollständig kristallinen verglichen werden können.

Unter jenen Verhältnissen, in denen die almandinhaltigen Gesteine sich bildeten, ist der Almandin in Gesellschaft mit dem Diopsid stabil gewesen. Solches kann nur in höheren Temperaturen als derjenigen des Stabilitätsgebiets der Hornblende möglich sein. Wir können uns nämlich denken, dass die Amphibolbildung nach folgender Formel stattfindet:

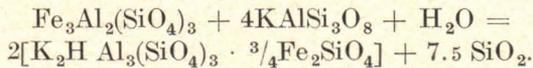


Wäre dagegen Wasser vorhanden, dann könnten die Umwandlungsreaktionen den folgenden Verlauf nehmen:





Der Almandin dieser Formel entspricht ungefähr der maximalen Grossularmischung nach BOEKE. Ist der Almandin reiner, so sollte die Biotitbildung noch nicht unmöglich sein, wie die folgende Formel zeigt:



Der Granat bezeichnet also in hornblendehaltigen Gesteinen keinen so grossen Überschuss an Al_2O_3 als vielmehr einen solchen an $\text{FeO} + \text{MgO}$ über K_2O und H_2O . Dies ist in Granatamphiboliten der Fall, während in reichlicher K_2O und H_2O enthaltenden Gesteinen der Biotit dieselbe Bedeutung hat. Auch in amphibolfreien Graniten bezeichnet der Granat keinen eigentlichen Überschuss an Al_2O_3 , wie manchmal dargestellt wird; diese Tatsache erhellt auch aus denselben Formeln.

Als allgemeine Regel kann gesagt werden, dass die Almandinbildung in Gesteinen, die einen Überschuss an $\text{FeO} + \text{MgO}$ enthalten, stattfindet, wenn die Entstehung des Biotits durch den Mangel an entweder Wasser oder K_2O gehemmt wird. Weil jedoch, wie ESKOLA gezeigt hat ¹⁾ der höchste Pyropgehalt der Almandine aus verschiedenen Gesteinen, die Eklogite ausgeschlossen, nur ca 33 Mol.-% beträgt, scheint ein entsprechender hoher FeO -Gehalt der Gesteine eine erste Voraussetzung der Granatbildung zu sein.

Zur granatischen Fazies (IV) gehört der grösste Teil der in Vähäkylrö vorkommenden Gesteine der jüngeren Eruptivserie, einschliesslich der Granite. Man findet in diesen letzteren Gesteinen allerdings keinen Diopsid mehr, aber obwohl dieser Umstand einen relativ grösseren Al_2O_3 -Gehalt bezeichnet, so braucht dieser doch nicht grösser zu sein, als dass er in den Biotit und Amphibol eingeschlossen werden kann.

Die Fazies des Orijärvi-Gebietes oder, wie man sie auch nennen kann, die amphibolische Fazies, ist in den vorliegenden Gesteinen nur durch die in geringen Mengen vorkommenden Amphibolbildungen vertreten. Diese sind jedoch überall von Chloritbildung begleitet, sodass jene Bildungsbedingungen ganz nahe der bei noch niedrigerer Temperatur herrschenden Epidot-Chlorit-

¹⁾ PENTTI ESKOLA, The Mineral Facies of Rocks. Norsk geol. Tidsskr., VI, 1920, 171.

Fazies gewesen und sofort auch auf diesen Bereich übergegangen sind. Als ein eigentümlicher Umstand ist übrigens zu erwähnen, dass man in diesen Gesteinen überhaupt keine Epidotbildung wahrnimmt, sondern auch der Plagioklas ist stets vollkommen klar und frei von sekundären Bildungen. Das ist ein unerwarteter Sachverhalt, weil Epidot in Verbindung mit unverändertem Biotit vorkommen kann, wie auf Seite 13 erwähnt wurde; der Chlorit scheint aber stets aus der Umwandlung des Biotits hervorgegangen zu sein. Epidot findet man ebenfalls in offenbarem Gleichgewicht mit dem Aktinolith-Amphibol. Es hat daher den Anschein, als würde das Stabilitätsgebiet des Epidots bei einer höheren Temperatur als der des Chlorits beginnen ¹⁾. Aus diesen Gesteinen liesse sich ein entgegengesetzter Schluss ziehen.

Die Epidot-Chloritfazies wird reich vertreten durch die mit der jüngeren Eruption in Verbindung stehenden, von Pegmatiten und Apliten umgewandelten älteren Gesteine. Hier findet man im unveränderten Gestein kleine Spalten, die sich mit Epidot gefüllt haben und zu deren beiden Seiten eine Epidot- und Chloritbildung auf Kosten der ursprünglichen Bestandteile (Plagioklas, Biotit und Amphibol) stattgefunden hat. Der Prozess ist stellenweise so umfassend gewesen, dass er zu einer Umwandlung des ganzen Gesteins geführt hat. So ist aus Plagioklas fast reiner Albit geworden, Biotit und Amphibol sind gänzlich verschwunden und an ihrer Stelle sind Chlorit-Epidotaggregate auskristallisiert.

Inbezug auf alle jenen, niedrigeren Temperaturen entsprechenden Fazies ist zu beachten, dass nicht nur die Wärme- und Druckverhältnisse, sondern auch die Zusammensetzung einer oder mehrerer Mineralphasen bei ihrer Umwandlung mitwirken. Deshalb wird die Klarstellung ihrer Gleichgewichtsverhältnisse ein noch viel grösseres Untersuchungsmaterial, als uns gegenwärtig zu Gebote steht, erheischen.

Eine Sonderstellung nimmt das amphibolhaltige Gestein von Ilmajoki ein. Seine Zusammensetzung ist eine ganz andere als die der anderen hier beschriebenen amphibolhaltigen Gesteine, und auch der Amphibol gehört seiner chemischen Zusammensetzung nach zu den in den alkalischen Gesteinen vorkommenden Typen. Das geologische Verhalten jenes Gesteins zu denen der jüngeren Eruptivserie ist infolge der allzu spärlichen Aufschlüsse schwer klarzustellen. Doch hoffe ich in die Lage zu kommen, diese Frage in einem anderen Zusammenhang näher zu erörtern.

¹⁾ Vgl. auch DOELTER, Handb. d. Mineralchemie, Bd. II, S. 30—47.

Magmatische Differentiation und Mineralbildung.

Die Differentiation.

Als wir die Zusammensetzung der ersten und der letzten Erstarrungsprodukte der jüngeren Eruptivgesteine von Vähäkryö miteinander verglichen, konnten wir eine Differentiation nachweisen. Die zuerst erstarrten Varietäten sind Hypersthen- und Diopsid-Gesteine, die letzten, die Pegmatite, führen Muskovit, Andalusit und Sillimanit. In den ersteren ist, stellenweise sogar ziemlich reichlich, femisches Kalzium enthaltender Diopsid auskristallisiert, es sind also Gesteine mit Kalziumüberschuss, während die letzteren Gesteine mit Aluminiumüberschuss darstellen.

Eine solche Differenzierungsrichtung findet man nicht in den zur älteren Eruptivserie gehörenden Gesteinen. Dass aber auch hier eine Differentiation stattgefunden hat, ist wohl bemerkbar. So gewahrt man im Gebiete von Peräseinäjoki und Jalasjärvi hin und wieder im Gneisgranodioritgebiete dioritische Aussonderungen. Sie unterscheiden sich von den anderen Varietäten nur durch die Anreicherung der femischen Bestandteile. Die qualitative Mineralzusammensetzung sämtlicher Varietäten ist jedoch dieselbe, nur die quantitativen Verhältnisse schwanken. In anbetracht der jetzigen Zusammensetzung der Gesteine könnten wir in diesem Fall das erstarrende Magma als ein Dreikomponentensystem behandeln, und zwar als das allereinfachste, wo die Komponenten — Anorthit, Hornblende und Biotit — als die einzigen festen Phasen auftreten. Mittels der Dreiecksprojektion dargestellt hätte also die Kristallisation innerhalb eines Dreiecks stattgefunden, mit der Ausscheidung des Minerals beginnend, in dessen Kristallisationsbereich sich zufällig die Zusammensetzung der Magmaschmelze befand, von dem Zusammensetzungspunkt des Magmas geradlinig zu der anzutreffenden Gleichgewichtskurve vorrückend und längs derselben unter Ausscheidung zweier Minerale zu stabilen Phasen bis zum eutektischen Trippelpunkt fortschreitend, wo mit dem Verschwinden der flüssigen Phase die endgültige Kristallisation stattgefunden hätte. Es hätten sich freilich später neue Reaktionen vollzogen unter dem Einfluss der mit den später in die Gesteine eingedrungenen Pegmatiten erschienenen wässrigen Lösungen, die in geringer Menge den neuen, bei niedrigerer Temperatur herrschenden Gleichgewichtszuständen entsprechend, neue Reaktionen hervorgerufen haben, was aber keineswegs die angeführte Behandlung verändert. Ausserdem spielen jene Bildungen hinsichtlich ihrer Menge gewöhnlich keine grosse Rolle in der Zusammensetzung der Gesteine.

Durch ein so einfaches Schema lässt sich der Kristallisationsprozess der jüngeren Eruptive in Vähäkyrö nicht darstellen, trotzdem die chemische Zusammensetzung jener Magmen keinen wesentlichen Unterschied aufzuweisen gehabt hat. In ihren einzelnen Varietäten schwanken nicht nur die quantitativen Verhältnisse derselben Bestandteile, sondern die Schwankung ist auch von qualitativer Art: es erscheinen vollkommen verschiedene Mineralassoziationen als ungleichaltrige Kristallisationsprodukte desselben Magmas. Ein solcher Fall tritt häufig ein bei der Kristallisation von Silikatschmelzlösungen, wenn die feste Phase, je nachdem, wie sie sich ausscheidet, entfernt und dadurch eine später etwa stattfindende Wechselwirkung mit dem schmelzflüssigen Rückstande gehemmt wird. Das vollzieht sich aber nicht in einem so einfachen Falle, wie oben dargestellt wurde; wir nahmen dort nämlich an, dass die als Phasen auftretenden Komponenten voneinander ganz unabhängig seien, sondern es muss zwischen den einzelnen Phasen doch eine Reaktionsmöglichkeit vorhanden sein. Es muss dann angenommen werden, dass im System mehrere Komponenten vorkommen. Als ein Beispiel dafür sei das anfänglich als binär betrachtete Diopsid-Enstatitsystem ¹⁾ angeführt. Hier kristallisiert, wenn die Zusammensetzung sich mehr dem Enstatit nähert, zuerst Forsterit und, wenn dieser entfernt wird, schliesslich Tridymit, sodass man also das erwähnte System für einen besonderen Querschnitt von dem ternären System Diopsid-Forsterit-Kieselsäure halten muss.

Der Projektionspunkt der granodioritischen und dioritischen Magmen fällt in der A,CF-Projektion von ESKOLA meistens in das Anorthit—Hypersthen—Diopsid-Dreieck. Wenn man den eventuell zu allererst entstandenen Olivin ²⁾ unberücksichtigt lässt, haben sich auch im Vähäkyrö-Massiv als die ersten festen Phasen gerade diese Minerale gebildet. Dabei ist jedoch auf Kosten des Anorthits und Hypersthens Diopsid noch im Überschuss entstanden, da der Magmarückstand einen Überschuss an Al_2O_3 enthält. Damit eine solche Reaktion möglich sei, muss das Anorthitmolekül im Magma dissoziiert gewesen sein, und zwar nicht allein der Anorthit, sondern auch der Diopsid und sogar der Hypersthen. Es ist dabei am natürlichsten, an eine elektrolytische Dissoziation zu denken, zumal da wir wissen, dass manche Salze im geschmolzenen Zustande elektro-

¹⁾ E. T. ALLEN u. W. P. WHITE, Diopside and its Relations to Calcium and Magnesium metasilicates. Am. Journ. 27, I. 1909; N. Jb. 1911, I, 28 (Ref) N. L. BOWEN, Das ternäre System: Diopsid-Forsterit-Silicium-2-oxyd. Zeitschr. f. anorg. Ch. 90, 1914, 1—67.

²⁾ O. ANDERSEN. Das System Anorthit—Forsterit—Kieselsäure. N. Jb. 40, B. B. 1916.

lytisch stark dissoziiert erscheinen¹⁾. Dieses vermag denn auch die fragliche Erscheinung zu erklären. Wenn wir die Formel des Hypersthens doppelt²⁾ und alle Moleküle ionisiert schreiben, erhalten wir folgende Ionen:

$\text{Ca}^{\cdot\cdot} + \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8'' + \text{Ca}^{\cdot\cdot} + \text{Mg}(\text{SiO}_3)_2'' + \text{Mg}^{\cdot\cdot} + \text{Mg}(\text{SiO}_3)_2''$, also vier Komponenten: $\text{Ca}^{\cdot\cdot}$, $\text{Mg}^{\cdot\cdot}$, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8''$ und $\text{Mg}(\text{SiO}_3)_2''$.

Wenn eine derartige elektrolytische Dissoziation stattfindet, so folgt daraus nach NERNST'S Formel eine Verminderung der Löslichkeit des Diopsids, umso mehr als derselbe nicht allein mit dem Anorthit sondern auch mit dem Hypersthen ein gemeinsames Ion besitzt. Folglich muss die Ionenkonzentration des $\text{Ca}^{\cdot\cdot}$ in der Lösung geringer sein als die Ionenkonzentration des $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8''$. Wenn die Kristallisation in der Kontaktzone begonnen hat und ziemlich vollständig fortgeschritten ist, den Bodensatz ununterbrochen von der Mutterlauge scheidend, so muss sich hier allmählich ein Al-Überschuss konzentriert haben.

Da nun aber in Vähäkyrö gerade eine solche auffallende Aluminiumkonzentration im Magmarückstande nachgewiesen worden ist, und da anfangs ein von Al-Mangel zeugender Diopsid und zum Schluss in den Pegmatiten Sillimanit, Andalusit und Muskovit⁵⁾ auskristallisiert sind, so muss das wieder als ein Beweis für die elektrolytische Dissoziation im Magma gelten.

Infolgedessen erscheint es am natürlichsten, dass die eingangs (S. 11) erwähnten grösseren muskovitreichen Pegmatitmassive zu den Eruptionsprodukten des letzten Magmarückstandes gehören, umso mehr als sie einige gewöhnlich als akzessorisch vorkommende Minerale wie Turmalin und Apatit in sehr reichlicher Menge enthalten.

Die Gültigkeit des VAN 'T HOFF'SCHEN Gesetzes hat SACKUR auch experimentell in geschmolzenen Salzlösungen³⁾ und BOWEN in Silikat-schmelzlösungen⁴⁾ nachgewiesen. Ersterer hat festgestellt, dass die Dissoziation der von ihm untersuchten Alkali- und Erdalkalisalze eine fast vollständige ist, falls ein Salz, mit dem sie keine gemeinsamen

¹⁾ O. SACKUR, Ber. d. deutsch. chem. Ges. 43, 448, 1910; Zeitschr. f. phys. Chem. 78, 550, 1912; 83, 297, 1913.

²⁾ Hier kann man sich nämlich einen ähnlichen Fall denken wie in dem von N. L. BOWEN untersuchten Nephelin—Anorthit-System (Am. Journ. of Sc. 33, 554, 1912), wo 89 % des Nephelins in Doppelmolekülen vorlag, falls nicht die Ionisation berücksichtigt wird. Diesen Umstand erklärt das mit dem Anorthit gemeinsame Ion.

³⁾ Loc. cit.

⁴⁾ Loc. cit.

⁵⁾ »Released minerals« nach BOWEN. The reaction principle in petrogenesis. The Journ. of Geol. 30, 1922, 177.

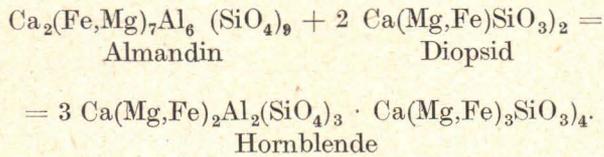
Ionen besitzen, als Lösungsmittel verwandt wird. In Salzen aufgelöst, mit denen sie gemeinsame Ionen haben, beträgt ihre Dissoziation dagegen nur 10—15 %. ¹⁾

Die angeführte Verschiedenheit der magmatischen Differentiation in den älteren und jüngeren Eruptivserien muss ganz und gar von den bei der Erstarrung des Magmas in beiden Fällen obwaltenden verschiedenen physikalisch-chemischen Zuständen abhängen. Wir besitzen auch bedeutsame Stützpunkte für die Prüfung dieser Behauptung. Es geht aus den Beschreibungen hervor, dass die Erstarrung im Massiv von Vähäkyrö von den Kontakten angefangen hat und mit Abnahme der Temperatur nach der Mitte hin vorgerückt ist. Offenbar ist die Erstarrung in dem Masse, wie sie von der Anfangsstelle vorschreitet, eine vollständige gewesen und hat die entstandenen Minerale vor der Wirkung des unerstarrten Magmas geschützt.

Dass die Kristallisation des Biotits sich als Myrmekitbildung fortgesetzt hat, bedeutet allerdings das Eindringen von Wasser in das Gestein, wo gerade die Unterbrechung der Biotitbildung auf das Fehlen des Wassers zurückgeführt wurde, aber auch diese Reaktion hat entweder aus Mangel an Wasser oder wegen der von der niedrigen Temperatur abhängenden Langsamkeit der Reaktion gestockt. Somit sind also die bei hoher Temperatur entstandenen Mineralbildungen uns als Zeugen von den Anfangsstadien des Kristallisationsprozesses erhalten geblieben.

In ganz anderer Weise haben wir uns den Erstarrungsvorgang in den Gneisgraniten zu denken. Dieser Fall ist der Kristallisation des erwähnten Diopsid—Enstatit-Systems vergleichbar, bloss mit dem Unterschiede, dass die feste Phase mit der schmelzflüssigen in Verbindung bleibt, wobei das Endprodukt wirklich Diopsid-Klinoenstatit wird. Auch hier hat wahrscheinlich die Kristallisation mit der Bildung der obenerwähnten Minerale begonnen. Nach allem zu schliessen haben aber solche Zustände geherrscht, dass die Temperatur des Magmas nicht nennenswert gegen die Ränder hin, sondern mit der Zeit ziemlich gleichmässig in der ganzen Masse abgenommen hat. Die entstandenen Minerale haben nicht ihre Verbindung mit dem flüssigen Magma verloren, sondern haben darin umherschwimmend immer die Wechselwirkung mit ihm beibehalten. Unter solchen Umständen hat der im Magmarückstand anfangs vielleicht entstandene Al_2O_3 -Überschuss zurückreagieren und zusammen mit dem Diopsid in folgender Weise Anorthit und Amphibol bilden können:

¹⁾ Dies ist eine allgemeine Voraussetzung für die von BOWEN neu-lich betonten «*discontinuous reaction series*». Loc. cit.



Somit gelangen wir in allen Fällen zur Amphibolfazies und zu einem ähnlichen Resultat wie früher bei der Behandlung der Magmakristallisation als einfaches Dreikomponentensystem. Deutliche Bedingungen eines solchen Kristallisationsprozesses sind, wie wir schon früher erwähnt haben: 1) dass die Temperatur an demselben Zeitpunkt im ganzen erstarrenden Magma beinahe dieselbe ist, 2) dass sie sehr langsam sinkt und 3) dass die Lösungsmittel sich nicht aus den Randteilen der Magmamassen schneller entfernen können, als dass die Diffusion Zeit hat, das Magma auch in dieser Beziehung überall in beinahe gleichem Zustande zu erhalten. Kleine Verschiedenheiten hat es natürlich in allen diesen Faktoren gegeben, denn sonst könnte man überhaupt nicht die Bildung gewisser Varietäten erklären; jedenfalls sind aber die Schwankungen im Vergleich zu denen in der jüngeren Eruptivserie von geringerer Bedeutung gewesen.

Ganz anders hat sich in allen jenen Beziehungen die Erstarrung des Magmas in der späteren Eruptivserie abgespielt. Aus den Randteilen des Magmas haben sich Wärme und Lösungsmittel so schnell entfernt, dass die Wirkung der zentralen Teile keine Zeit gehabt hat, sie zu nivellieren. Somit hat die Kristallisation in vollständiger Form an den Rändern begonnen und sind von Wassermangel zeugende Mineralassoziationen entstanden. Zudem ist die Wärme überall so schnell gesunken, dass die auskristallisierten Gesteine nicht genug Zeit gehabt haben, sich zu neuen, der Temperatur entsprechenden Fazies umzukristallisieren.

Die Mineralbildung.

Die Myrmekitbildung hat vielen Forschern Anlass zu verschiedenen Hypothesen gegeben ¹⁾. Die beobachteten Tatsachen sind im allgemeinen die gleichen. Was die Form und Struktur jener

¹⁾ Die Untersuchungsergebnisse der einzelnen Forscher hat J. J. SEDERHOLM gesammelt und nebst seinen eigenen wichtigen hier unten zitierten Beobachtungen kritisch dargestellt in der Monographie *On Synantetic Minerals*. Bull. Comm. géol. de Finlande, Nr. 48, 1916. Inbetreff der Literatur verweisen wir auf jenes Werk.

Bildungen anbelangt, so halten die 5 ersten Punkte von F. BECKE ¹⁾ auch in betreff der Myrmekitbildungen von Vähäkyrö Stich. Auch hier erscheint der Myrmekit hauptsächlich als eine Grenzbildung zwischen Mikroklin und Plagioklas. Eine Ausnahme bilden die selbständigen, von Quarzfasern durchsetzten, zwillingslamellierten Plagioklase (Figg. 10, 11), die in den auf Seite 28 beschriebenen, zweierlei Plagioklase führenden Gesteinen vorkommen. In anderen, nur eine Art Plagioklas führenden Gesteinen gibt es keine solche Bildungen. Jene Myrmekitbildung ist also im Zusammenhang mit der Bildung des albitreicheren Plagioklases entstanden, und diese haben wir oben wiederum mit der Biotitbildung in Verbindung gebracht. Überall, wo jener Myrmekit vorkommt, sogar an der Grenze zwischen Kalifeldspat und Plagioklas, ist er mit Biotit - Quarz-Symplektit, an heile Biotitindividuen angelagert, assoziiert. Gerade dieser Umstand gibt uns den Schlüssel zur Klarstellung der chemischen Reaktionen, durch welche der Myrmekit entstanden ist, und erklärt die jene Reaktionen verursachenden physikalisch - chemischen Bedingungen.

Der Umstand, dass die Myrmekitbildung gerade in den den Gesteinen von Vähäkyrö analogen Gesteinen des Granitgebiets von Mittelfinnland und in den mit dem Rapakivi zusammen auftretenden hypersthenhaltigen Gesteinen, ²⁾ wo der Kalifeldspat wenigstens teilweise aus Orthoklas besteht, ganz besonders bedeutend ist, steht ohne Zweifel in sachlichem Zusammenhang mit der Myrmekitbildung. Wie oben erwähnt, werden gerade die genannten Minerale unterhalb einer bestimmten Temperatur in Gesellschaft miteinander labil und fangen an Biotit zu bilden ³⁾. An dieser Reaktion nimmt, wie aus der früher (S. 48) wiedergegebenen Formel ersichtlich, auch der Anorthit teil. Nicht einmal der Beginn dieser Reaktion, wie im allgemeinen der Kristallisationsreaktionen, hat in den Zeitpunkt fallen können, wo die physikalisch-chemischen Zustände den Gleichgewichtspunkt überschreiten, sondern erst bei ein wenig niedrigeren Temperaturen, wenn Biotitkerne sich in genügender Menge gebildet haben. Bis dahin hat die Bildung anderer Minerale, z. B. des Plagioklases, fortgesetzt, trotzdem die danach entstandenen Phasen in Wirklichkeit labil sind. Deshalb hat das Gestein, auch wenn es schon vorher eine vollkommen feste Form erreicht hätte, zum Teil sich auflösen müssen. Dadurch bekommt der Biotit Platz, in heilen Individuen zu kristallisieren.

¹⁾ Loc. cit. S. 381.

²⁾ Gerade dies hebt auch SEDERHOLM an mehreren Stellen hervor. Loc. cit. S. 117—123.

³⁾ E. W. SKEATS. Gneisses and Dacites of the Dandenong District. Q. J. G. S. 66, 1910, 450—469.

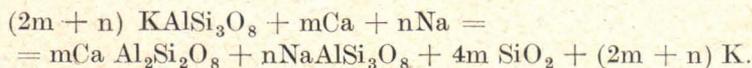
Falls der Wassergehalt des Gesteins nicht bis zum völligen Verbrauch des Hypersthens ausreicht, stockt die Reaktion; nach dem Verbrauch des Wassers verbleibt aber der teilweise geschmolzene Plagioklas so viskos, dass er mit dem entstandenen Quarz zu myrmekitähnlichen Verwachsungen kristallisiert. Wenn später bei so hoher Temperatur, dass derartige Reaktionen noch möglich wären, in das Gestein, z. B. aus den später erstarrenden zentralen Magmapartien, noch Wasser hereindringt, so setzt sich die Reaktion weiter fort, aber so langsam, daß das Gestein nicht einmal als teilweise in geschmolzenem Zustand geraten angesehen werden kann. Dann bildet sich Myrmekit zu Zonen sekundären Charakters an der Grenze zwischen Feldspat und Plagioklas.

Dies erklärt die auf Seite 28 und 29 beschriebene Entstehung von zweierlei Myrmekit.

Eine derartige, zur Reaktion treibende Kraft findet man nicht nach BECKES Theorie. Er hat bei seinen Myrmekituntersuchungen die Beobachtung gemacht, dass die Quarzmenge in einem gewissen Verhältnis zur Zusammensetzung des im Myrmekit enthaltenen Plagioklases steht. Er führt folgende Beobachtungen über den Myrmekitplagioklas und das Verhältnis seiner Menge zur Quarzmenge an:

Plagioklas.		Verhältnis p/q.
Oligoklas-Albit	$(\gamma' < \omega)$ (5—16 % An)	6
Saurer Oligoklas	$(\beta \leq \omega)$ (16—22 » »)	4.8
»	$(\beta \leq \omega)$ (» » » »)	3.6
»	$(\gamma = \omega)$ (» » » »)	5.5
Oligoklas	$(\gamma \leq \omega)$ (22—30 » »)	2.5
Andesin	$(\alpha' > \omega, \gamma' > \epsilon)$ (30—41 » »)	1.2
»	1.0

Auf Grund seiner Beobachtungen nimmt er an, der Myrmekit sei aus der Reaktion zwischen Orthoklas und Anorthitsilikaten, die er mittelst folgender Formel darstellt, hervorgegangen:

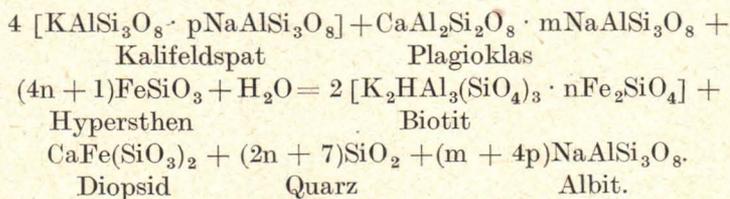


Wenn also Kalifeldspat und Plagioklas Ab_nAn_m an der Reaktion teilgenommen haben, so wird das Resultat ein Gemisch von demselben Plagioklas und Quarz nebst Kalium. Die Befreiung des letztgenannten Elementes könnte wiederum die in dem Gesteine vorkommenden sekundären Biotitbildungen u. a. erklären.

Hieraus ersehen wir auch, wie kurz der Weg von hier zu der oben-erwähnten Auffassung ist. Dort wurde die Biotitbildung als die Ursache der Myrmekitbildung, hier als die Folge derselben dargestellt.

Theoretisch enthält BECKES Erklärung den auffallend schwachen Punkt, dass wenn nur Kalifeldspat und Plagioklas an der Reaktion teilnehmen und der Plagioklas als Reaktionsprodukt unverändert zurückgewonnen wird, es sich mit dem Kalifeldspat ganz ebenso verhält. Die Reaktion wäre also nur eine Zersetzung des Kalifeldspats, wobei der Plagioklas bloss die Rolle eines Katalysators spielen würde. Unerklärt bleibt auch, wodurch eine derartige Reaktion hervorgerufen wäre. Als einzige Ursache dürfte man sich einen Al_2O_3 -reichen letzten Magmarückstand denken können, der mit dem Kalifeldspat reagierend Muskovit oder in hyperstenhaltigen Gesteinen Biotit gebildet hätte, vgl. S. 59. Die Wirkung des Plagioklases brauchen wir auch dann nur als Kristallisationszentrum für die sich vom Kalifeldspat befreienden, daselbst als isomorphe Gemische vorhanden gewesenen Plagioklassilikate. Für eine solche hält auch SCHWANTKE ¹⁾ die Aufgabe des Plagioklases bei der Myrmekitbildung, die nach ihm durch die Entmischung der als isomorphe Gemische ursprünglich kristallisierten Na- und Ca-Silikate entstanden sein soll. Er nimmt an, es sei unter jenen auch das Silikat $\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$ vorgekommen, bei dessen Zersetzung Quarz frei geworden wäre. Da es auf Grund dieser Theorie wieder schwerer ist, die Erscheinungsweise des Myrmekits zu erklären, scheint sie weniger als BECKES Theorie Beachtung gefunden zu haben.

Wenn wir also annehmen, dass die Reaktion von der Labilität des Hypersthens bei Anwesenheit von Kalifeldspat und Wasser herrührt, und wenn die Reaktion unter den festen Mineralen stattfindet, so haben wir unsere Formel in der folgenden vollständigeren Form zu schreiben:



¹⁾ A. SCHWANTKE, Die Beimischung von Ca in Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal. 1909, 311—318.

So erhalten wir als Reaktionsprodukt ausser Biotit und Diopsid ein Gemenge von Albit und Quarz. Im Myrmekit ist jedoch der Plagioklas kein reiner Albit und da auch die Wahrnehmungen anderer Verfasser ¹⁾ inbetreff des Verhältnisses zwischen der Zusammensetzung des Plagioklases und der Quarzmenge mit BECKES Beobachtungen übereinstimmen, so muss dieses ebenfalls beachtet werden. Die Zusammensetzung des Myrmekits beruht dann im ganzen auf vier Umständen: der Zusammensetzung des an der Reaktion beteiligten Kalifeldspats und Plagioklases sowie des das Reaktionsprodukt bildenden Biotits und Myrmekitplagioklases. Das Lösen aller dieser Unbekannten und das Beweisen dieses Punktes auf diesem Wege erheischt eine so gründliche Untersuchung, dass sie in diesem Zusammenhang unmöglich gewesen ist. Ausserdem ist zu bemerken, dass es wenigstens bis auf weiteres nicht möglich ist, die Zusammensetzung des Myrmekitplagioklases wie auch des entstehenden Biotits mit genügender Genauigkeit zu bestimmen.

Aus BECKES Beobachtungen erhellt jedoch ein Umstand, der in sachlicher Beziehung zur Bildungsweise des Myrmekits stehen kann. Das Verhältnis zwischen dem Quarz und dem Anorthitsilikat scheint sehr wenig veränderlich zu sein. Die Bestimmungen der Plagioklaszusammensetzung, die sich in solchen Fällen auf den Vergleich der Brechungsexponenten vom Quarz und Plagioklas stützen, sind selbstverständlich dermassen ungenau, dass in dieser Hinsicht keine präzisen Werte erhalten werden können. Doch lassen sich folgende Annäherungswerte berechnen:

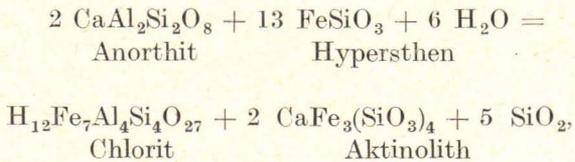
An %.	p/q.	q/An.
16—22	4.8—3.5	1.3—1.4
22—30	2.5	1.5
30—41	1.2	2.4
41—48	1.0	2.2

Das Molekularverhältnis des Quarzes und des Anorthitsilikats schwankt hier zwischen 7 und 11, mit der Quarzmenge zunehmend. Irgendeiner bekannten chemischen Verbindung entspricht das Verhältnis nicht. Es kann nach zwei Richtungen hinweisen. Entweder hat sich intermediär irgendein Polysilikat gebildet, oder ist das Reaktionsprodukt ursprünglich in einem Gallert vergleichbaren Zustande

¹⁾ В. Н. Лучицкий, Рапакиви Київської губернії и пороdy, его сопро-
вождающія. Извѣстїи Варшавск. Полит. Института 1911 г. Варшава 1912,
S. 60—66.

gewesen und haben diese Verbindungen einander adsorptiv gebunden, sodass diese An-Silikatmenge vor der Teilnahme an der Reaktion bewahrt geblieben ist. Auch sonst gibt uns die Struktur des Myrmekits eine Andeutung, dass er sich anfänglich in einem gallertartigen Zustande befunden hat, was das Stattfinden der Diffusion durch ihn hindurch verhindert haben würde. Die Reaktionsprodukte hätten sich einen Weg längs besonderen Reaktionskanälen bahnen müssen, wohin dann bei der Kristallisation der Gallerte Quarz ausgeschieden worden wäre.

Im Zusammenhang mit der Myrmekitbildung hat nicht immer eine Amphibolbildung stattgefunden. Wo sich Amphibol gebildet hat, ist er sehr hell gefärbt und von einer myrmekitartigen Chloritbildung begleitet. Beide haben eine sehr ähnliche Färbung und da die Farbe des Amphibols schwach ist, so unterscheiden sie sich nicht einmal im Pleochroismus. Der Amphibol ist nur an seiner höheren Doppelbrechung zu erkennen. Doch besitzt auch der Chlorit eine hohe Doppelbrechung, $\gamma - \alpha$ bis 0.015. Er ist also aluminiumreich, wahrscheinlich Prochlorit. Dann ist die Reaktion schon bei so niedriger Temperatur erfolgt, dass nicht einmal der Biotit mehr stabil gewesen ist. Der Kalifeldspat hat dann nicht mehr an der Reaktion teilgenommen, sondern der Hypersthen und der Anorthit z. B. in folgender Weise:



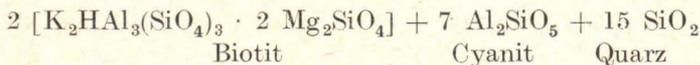
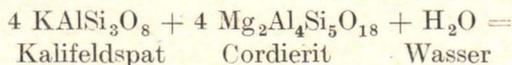
wenn dem Prochlorit die in der Formel vorkommende mittlere Zusammensetzung gegeben wird. Manchmal besitzt jedoch der entstandene Chlorit die optischen Eigenschaften des Pennins. Dann hat das Anorthitsilikat in noch geringerem Grade an der Reaktion teilgenommen.

Noch verwickelter dürften die Reaktionen bei der Entstehung der Myrmekitbildungen während der Amphibolfazies der älteren Eruptivserie gewesen sein. Diese Myrmekitbildungen haben im Zusammenhang mit der Bildung des Epidots, Chlorits und Serizits stattgefunden.

Augenscheinlich ist also die Myrmekitbildung bei zwei ziemlich verschiedenen Temperaturen erfolgt: zuerst in der letzten Phase der Magmaerstarrung bei der höchsten Temperaturgrenze der Biotitfazies,

unter dem Einfluss des von dem nahen, erstarrenden Magma abgebenen Wassers noch eine Zeitlang nach der kompletten Erstarrung fortdauernd — wobei aber die Temperatur sich noch über dem Stabilitätsbereich der Hornblendefazies gehalten hat, — danach erst bei den niedrigsten Temperaturgrenzen der Hornblendefazies und darunter im Gebiete der Epidot-Chloritfazies unter dem Einfluss des von den Pegmatiten mitgebrachten Wassers.

Im Cordierit-Biotitgneis von Santavuori (S. 40) ist die Myrmekitbildung offenbar durch ganz andre Reaktionen erfolgt. Hier gibt es sieben Mineralphasen, wovon in ESKOLAS A,CF-Projektion vier: Biotit, Granat, Cordierit und Cyanit, auf derselben Linie liegen. Es kann also kein stabiles System sein, sondern wenigstens ein Mineral ist ein labiles Relikt. Man könnte hier, wie es auch ESKOLA mit den Cordierit-Granatfelsen von Orijärvi gemacht hat, die sechste Phase auf den unvollständigen Isomorphismus von MgO und FeO im Cordierit zurückführen. Aber selbst dann muss die Assoziation Cordierit-Mikroclin bei niedrigerer Temperatur in Anwesenheit von Wasser labil gewesen sein. Es hat dann die folgende Reaktion stattgefunden:

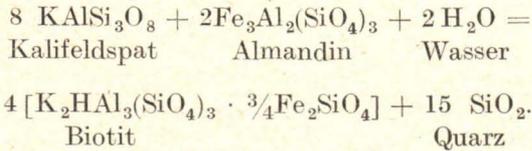


In dieser Weise hat sich auch der in Verbindung mit Cyanit vorkommende Myrmekit aus dem Plagioklasgemenge des Kalifeldspats und dem entstandenen Quarz gebildet. Der Cordierit ist bei der Ausbildung des Gesteins in höherer Temperatur zusammen mit Kalifeldspat stabil gewesen, wovon auch der Umstand, dass der Cordierit bisweilen in Graniten auftritt, zeugt ¹⁾; bei niedrigerer Temperatur hat aber die vorerwähnte Reaktion eingesetzt. Im letzten Fall hat offenbar nicht der Mangel an Wasser, sondern die Niedrigkeit der Temperatur die Reaktion unterbrochen, sodass sich auch eine amorphe Substanz gebildet hat.

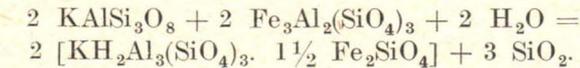
Die Mineralassoziation lässt sich auch auf Grund der obenangeführten (S. 51) Auffassung jener Felsart erklären. Ohne Wasser wäre hier die Assoziation Plagioklas, Almandin, Cordierit, mit Wasser ge-

¹⁾ Ich habe in der Umgebung der Stadt Hämeenlinna sogar im Pegmatit Cordierit gefunden; desgleichen ESKOLA in Orijärvi.

sättigt aber Plagioklas, Biotit, Cyanit stabil gewesen. Ist die Felsart wasserarm, so bilden sich Biotit und Granat zusammen, während das Wasser nach folgender Formel verbraucht wird:



Der Reaktionsverlauf könnte auch mittelst dieser und der nachstehenden Formel zusammen dargestellt werden.



Also wäre bei der Anwesenheit von Wasser der Granat nicht mehr eine stabile Phase.

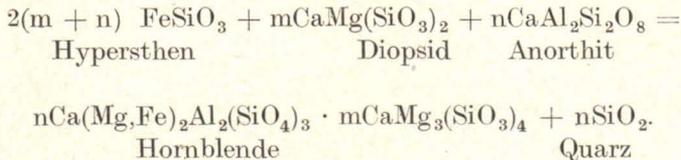
Der Granat, der eigentlich zu den K_2O -armen Gesteinen gehört, ist in diesen Gesteinen eine labile Phase, sobald Wasser vorhanden ist. Er hat später immer angefangen sich aufzulösen. Das beweist der Umstand, dass der Granat stets in mehrere zerfressene Teile zerfallen ist, die von feinkörnigem Quarz umgeben sind, den wiederum symplektitische Biotitbildungen umschliessen. Doch ist er offenbar bei niederer Temperatur schwerlöslich gewesen, da noch soviel von ihm übrig ist. Möglicherweise ist die Myrmekitbildung zum Teil auch von ihm hervorgerufen.

Die Pyroxene besitzen nie eigene Formen, sondern alle beide treten als unregelmässig geformte, resorbierte Individuen auf (Fig. 8). Diese Tatsache beweist, dass sie sich anfangs in grösserer Menge gebildet haben, aber später unter dem Einfluss des im Magmarückstand zurückgebliebenen Al_2O_3 -Überschusses begonnen haben sich zu lösen, dabei Biotit und Anorthit bildend. In bezug auf die Zusammensetzung der Pyroxene ist zu bemerken, dass der Hypersthen sehr Fe-reich, der Diopsid aber Mg-reich ist. Den Reaktionen gemäss, welche die Biotitbildung darstellen, könnte man erwarten, dass später auch Hedenbergitsilikat entstehen würde. Nach den optischen Eigenschaften zu schliessen, hat man es aber nicht einmal in biotitreichen Gesteinen, die ein Magmastadium durchgemacht haben müssen, gefunden. Nur in resorbierten Gneiskonkretionseinschlüssen ist hedenbergitischer Diopsid angetroffen worden. Der Auslöschungswinkel ist gewöhnlich $40-41^\circ$, etwa 5% FeO entsprechend. Nur in wenigen Gneiskonkretionen findet man einen Auslöschungswinkel

von 44°, was etwa 15 % FeO entsprechen würde. Da der Biotit seinen optischen Eigenschaften nach fast immer ein Lepidomelan ist, so hat sich das Eisen also auch in diesem Falle darin konzentriert, weshalb der entstandene Diopsid verhältnismässig rein sein kann.

In der Kontaktzone wurde statt Hypersthen meistens Anthophyllit gefunden.

Die Hornblende fehlt oftmals vollständig in den Gesteinen der jüngeren Eruptivserie oder ist nur in ganz geringer Menge vorhanden; dieses beweist, dass die betreffenden Gesteine, als sie sich im Stabilitätsgebiet der Hornblendefazies befanden, kein Wasser in sich aufgenommen haben, sodass sämtliche Reaktionen darin aufgehört hatten; andernfalls hätte die folgende Reaktion stattgefunden:



Der entstandene Amphibol ist ein immer sehr schwach gefärbter oder fast farbloser Tremolit, der in Gesellschaft mit Chlorit stabil gewesen ist.¹⁾

Die Feldspate beweisen auch ihrerseits, dass die Gesteine der jüngeren Eruptivserie bei viel höherer Temperatur als die der älteren Serie ihre heutige Mineralzusammensetzung erhalten haben. In ersteren ist der Kalifeldspat entweder ganz und gar Orthoklas, oder auch teilweise oder vollständig in Mikroklin von Gitterstruktur umgewandelt. In letzteren ist er entweder Mikroklin von Gitterstruktur oder einfacher Mikroklin.

Der Plagioklas ist in ersteren immer antiperthitisch, in letzteren ist er es sehr selten und nie ebenso typisch.

Besonders hervorzuheben ist die Zonenstruktur des Plagioklases in den amphibolhaltigen Varietäten der älteren Eruptivserie. Etwas ähnliches findet man weder in der jüngeren Eruptivserie noch in den älteren amphibolfreien Gesteinen. In jenen Plagioklasindividuen sieht man regelmässig zwei anorthitreiche Zonen, die sogar reicher an Anorthit sind als das Zentrum (Figg. 3 u. 5). Ausser-

¹⁾ Zu demselben Ergebnis bin ich bei meinen noch nicht publizierten Untersuchungen an den Gesteinen der Umgebung der Stadt Hämeenlinna wie auch inbetreff der Helsinkite gekommen.

dem gewahrt man in diesen Zonen regelmässig eine allmähliche Anreicherung des An-Gehalts nach aussen hin und ein darauffolgendes jähes Absinken.

Man ist gewohnt, die Zonenstruktur des Plagioklases auf eine Unregelmässigkeit im Absinken der Temperatur und infolgedessen in der Kristallisationsgeschwindigkeit zurückzuführen, weshalb die Diffusion nicht immer Zeit gehabt hätte, die Zusammensetzung des Magmarückstandes auszugleichen. In jenen Gesteinen kann dies aber nicht als eine Abnormität, sondern gerade als Norm betrachtet werden. Eine ähnliche 5-zonige Zusammensetzung habe ich nicht nur hier, sondern auch anderorts beobachtet. Auch MÄKINEN erwähnt dieselbe Erscheinung ¹⁾ in einigen amphibolreichen Felsarten Ostbothniens. In amphibolarmen Varietäten scheint der anorthitarme Kern auch fehlen zu können. Diese Erscheinung muss also ihren Grund im Kristallisationsprozess eines solchen Magmas haben. Wie man auch leicht gewahrt, beweist jene Zonenstruktur, dass der erwähnte Prozess gerade die Faziesreihe, die oben aus anderen Gründen angenommen wurde, durchlaufen hat. Gerade in jenen amphibolreichen Gesteinen hat die Kristallisation mit der Auskristallisation des Diopsids und zwar im Überschuss, wie früher auseinandergesetzt worden ist, beginnen müssen. Diese hat soviel Ca-Ionen gebunden, dass die Auskristallisation des Plagioklases albitreicher eingesetzt hat, als aus der Zusammensetzung des Gesteins folgen würde. Nach und nach hat der Al_2O_3 -Überschuss des Magmarückstandes zu wirken begonnen, die Resorption des Diopsids und eine reichere Anorthitbildung verursachend. Sobald die Temperatur des Magmas das Stabilitätsgebiet des Biotits erreichte, ist der Biotit in so grossen Mengen auskristallisiert wie der Al_2O_3 -Überschuss und K_2O ausgereicht haben. Dabei trat zum zweiten Mal die Auskristallisation von Diopsid und albitreichem Plagioklas ein. Darauf begannen wieder ein ähnliches Auftreten des Al_2O_3 -Überschusses und die Diopsidresorption, bis der Stabilitätsbereich der Hornblende erreicht war. Dann reagierte der Diopsid mit der entsprechenden Biotitmenge (S. 59) und bildete dabei Hornblende. Danach verlief die Kristallisation normal, ohne Resorption.

Der Mikroclin der amphibolhaltigen Granodiorite, Quarzdiorite und Diorite liefert einen ähnlichen Beweis. Ein einfachen Mikroclin habe ich nie in amphibolfreien Varietäten gefunden, in amphibolhaltigen ist aber der Mikroclin, wie auf Seite 19 erwähnt, ausschliesslich einfach. MÄKINEN ²⁾ kam bei seinen Untersuchungen

¹⁾ Loc. cit. S. 31.

²⁾ EERO MÄKINEN, Über die Alkalifeldspäte. G. F. F., 1917, 121.

am Orthoklas und Mikroklin zu dem Schluss, dass nur Orthoklas oder einfacher Mikroklin primäre Minerale sind, während der Mikroklin mit Gitterstruktur aus einem von beiden hervorgegangen ist. Wenn also in jenen Gesteinen der Kalifeldspat oberhalb des Stabilitätsgebiets des Biotits kristallisiert hat, so ist er bei der Biotitbildung verbraucht und erst bei der Amphibolbildung freigeworden, als die Temperatur bereits das Entstehungsgebiet des Mikroklin erreicht

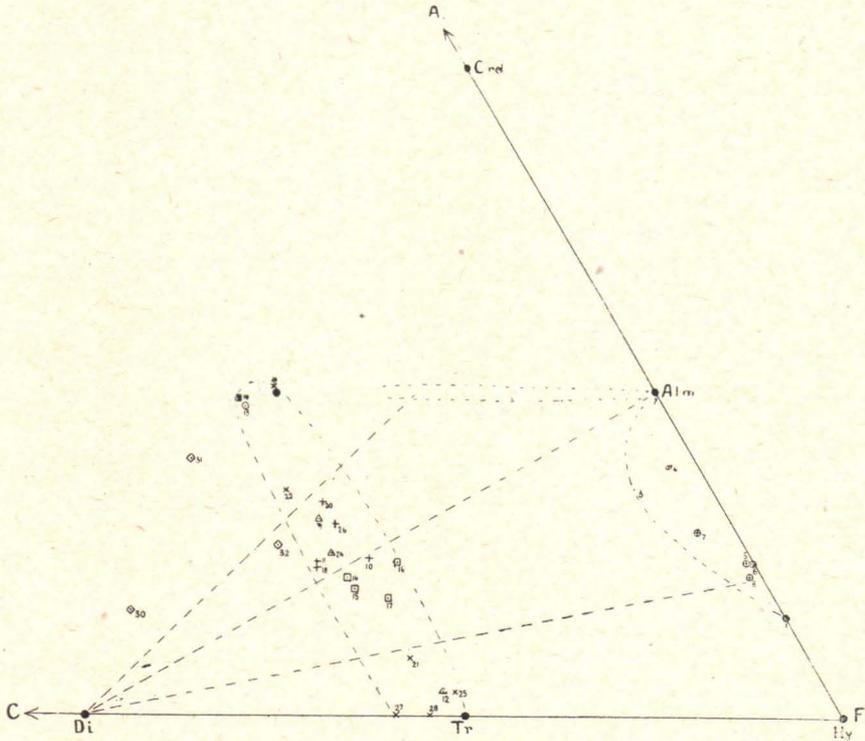


Fig. 19.

hatte. Allem Anschein nach hat auch die Auskristallisation des Kalifeldspats in der jüngeren Serie sehr früh begonnen, wodurch dessen Auftreten als porphyrische Einsprenglinge vorzüglich erklärt wird.

Der Kristallisationsprozess verläuft genau in derselben Weise, sogar falls aus Mangel an K_2O Granatbildung stattgefunden hätte (vgl. S. 59), bloss mit dem Unterschied, dass sich kein Mikroklin ausbildet.

Was wiederum die Zusammensetzung der Hornblende

betrifft so bestätigt sie über Erwartung deutlich die Annahme von einer derartigen Amphibolbildung. Fig. 19 veranschaulicht das Hornblendegebiet in der A,CF-Projektion nach ESKOLA, ergänzt durch einige neue Hornblendeanalysen der Diorit- und Gabbrogesteine und durch einige andere Amphibole, die ich in der Literatur gefunden habe. Die Hornblenden der kalifeldspatfreien Gesteine liegen alle zwischen Almandin und Diopsid, während die Hornblenden der kalifeldspathaltigen Gesteine einen Platz zwischen Biotit und Diopsid einnehmen. Auch ihre Anhäufung nahe der Grenze des den Almandin und Diopsid vereinigenden Gebiets deutet jedoch an, dass auch in ihnen partiell eine Granatbildung stattgefunden hat.

In Fig. 19 bedeuten Nr. 1—24 dasselbe wie in ESKOLAS (l. c.) Fig. 3, S 40.

4—8 Biotitanalysen granito-dioritischer Gesteine.

12, 21, 25, 27, 28 Aktinolit- und Tremolitanalysen kristallinischer Schiefer.

14	Hornblende aus Quarzmonzonit,	K ₂ O	4.46 %
15	»	»	4.23 »
16	»	Dacit	1.63 »
17	»	Granodiorit	1.01 »
10	»	Hornblendegabbro	0.70 »
9	»	Amphibolit	0.61 »
18	»	Hornblendegabbro	0.22 »
11	»	Amphibolperidotit	0.11 »
24	»	Amphibolit		
26	»	Hornblendegabbro (Z. Kr. 32, 1900, 600)		
20	»	Hornblendediabas		
22	»	Kalkstein		
13	»	»Skarn«		
19	»	Andesit		
23	»	Amphibolschiefer		
30	»	Camptonit (Rosenbusch, Elemente, S. 299)		
31	»	Monchiquit (ibid.)		
32	»	Heumit (ibid.)		

Es kann ausserdem bemerkt werden, dass diese Kristallisationsweise auch die gegen die jüngeren Gesteine verschiedene Korngrösse des sog. »granulierten Quarzes« in der älteren Eruptivserie erklärt. In letzteren scheint der Quarz erst dann auskristallisiert zu sein, nachdem seine Menge bei der Biotitbildung in der Lösung bedeutend zugenommen hatte und die Wassermenge verbraucht war. Dann ist der Quarz rasch feinkörnig zwischen den schon zum grössten

Teil ausgebildeten Feldspatindividuen auskristallisiert. In dieser Weise wäre der granuliert aussehende Quarz entstanden, von welchem schon oben aus anderen Gründen angenommen wurde, dass er durch eine besondere Kristallisationsweise gebildet worden sei (vgl. S. 12).

Wir dürften es also als nachgewiesen betrachten können, dass die Kristallisation der granito-dioritischen Magmen in unserem Untersuchungsgebiet wirklich hauptsächlich in der hier angedeuteten Richtung verlaufen ist. Es ist dann auch klar, warum in den Gesteinen der älteren Eruptivserie so wenig primäre Strukturmerkmale vorkommen, trotzdem sie auch nicht in nennenswerterer Menge Spuren von dynamischen Wirkungen aufweisen.

Zugleich wird es uns auch klar, warum es nicht immer möglich gewesen ist, eine Parallelität zwischen der Kristallisationsordnung und der magmatischen Differentiation festzustellen. Die Kristallisation des Magmas ist ja ein so verwickelter Vorgang, und verschiedene Faktoren können zu verschiedenen Zeiten auf ihn einwirken. Schon auf dem Umstande, wieviel Wasser als Lösungsmittel und Mineralbestandteil im Magma vorhanden ist und an welchem Punkt des Kristallisationsprozesses dasselbe verschwindet, beruht es ja, was für Minerale auskristallisieren. Alle diese Umstände bestimmen wieder ihrerseits die Richtung, welche die magmatische Differentiation einschlägt. Erst dann, wenn wir den Kristallisationsprozess des Magmas in seinen Einzelheiten kennen lernen, können wir sagen, ob die magmatische Differentiation von der Kristallisation allein, oder noch von anderen Faktoren abhängt. Soweit der Kristallisationsvorgang der Tiefengesteine Süd-Ostbothniens klargestellt worden ist, scheint er die Differenzierung jenes Magmas bestimmt zu haben, doch muss hierbei die elektrolytische Dissoziation des Magmas berücksichtigt werden.

Fazies-Klassifizierung.

Nach der Veröffentlichung der finnischen Auflage meiner Abhandlung hat ESKOLA die Grundzüge einer neuen Einteilung der Gesteine, nämlich nach Mineralfazies, vorgelegt ¹⁾. Er führt folgende metamorphische Fazies an: Sanidinit-, Hornfels-, Amphibolit-, Grünschiefer- und Eklogitfazies, sowie der Reihenfolge nach die ihnen

¹⁾ P. ESKOLA, The Mineral Facies of Rocks. Norsk geol. Tidsskrift, VI, 1920, 143—194.

entsprechenden magmatischen Fazies: Diabas-, Gabbro-, Hornblende-gabbro-, Helsinkit- und Eklogitfazies. Von allen jenen Fazies schliesst allein die Hornfels- bzw. die Gabbrofazies eigentlich alle nach den Gesteinen der jüngeren Eruptivserie von Vähäkylö abgeleiteten 5 Fazies (S. 52) in sich ein, weil in sämtlichen die »kritische« Assoziation Diopsid-Hypersthen vorkommt. Die Hornfelse des Kristianiagebiets besitzen in dem hier vorgelegten Fazieskreise die kritische Assoziation Hypersthen-Cordierit, und mit Beachtung dessen, dass sie nicht die Assoziation Cordierit-Diopsid haben, gehören sie zur Fazies II.

Ob auch die Fazies I zu den Hornfelsen gehört, beruht darauf, ob eine solche Assoziation Cordierit-Diopsid-Hypersthen in Wirklichkeit vorkommt, wo die letzterwähnten Minerale gesondert auftreten. In der Sanidinit- bzw. Diabasfazies, in der von ESKOLA definierten Form, findet sich statt derselben Enstatitaugit.

Ich habe jedoch keinen Anlass aus diesem Grunde vorzuschlagen, die obenangeführten Fazies als gleichwertige Gruppen mit denjenigen von ESKOLA in Parallele zu setzen. Im Gegenteil fordern sowohl praktische als theoretische Gründe ihre Trennung. Die von ESKOLA aufgestellten Fazies unterscheiden sich dadurch voneinander, dass einem bestimmten Mineral oder einer Mineralassoziation einer Fazies in einer anderen ein vollkommen anderes Mineral oder eine andere Mineralassoziation entspricht, die unter keiner Bedingung jenseits der Umwandlungskurve stabil sind. Die oben dargestellte Faziesreihe wiederum ist aus denselben fünf Mineralen zusammengesetzt, sodass jedes dieser Minerale in jeder zur Reihe gehörenden Fazies, aber in verschiedenen Assoziationen vorkommen kann.

Da von jenen verschiedenen »Fazies« zwei benachbarte immer eine gemeinsame Mineralassoziation aufweisen, wie aus der Formel auf Seite 52 ersichtlich, so erheischt die Bestimmung einer solchen Fazies eine eingehendere Untersuchung von weiterem Material. Dagegen ist die Auseinanderhaltung der fünf Fazies von ESKOLA fast immer klar. Namentlich aus praktischen Gründen dürfte es daher angebracht sein, jene Fazies auseinanderzuhalten und die Felsarten in erster Linie in die Fazies von ESKOLA einzuteilen und erst danach in die auf Seite 52 dargestellten Unterfazies.

Falls die Figur 20, welche meine Auffassung von dem Verlauf der Gleichgewichtskurven der beschriebenen Reaktionen auf der PT-Ebene veranschaulicht, in der Hauptsache wahrheitsgetreu ist, so müsste man, wenn die chemische Zusammensetzung des Gesteins sich dazu eignet, noch zahlreichere voneinander unterscheidbare Fazies erkennen können. Doch will ich auf theoretischem Wege nicht weiter gehen, als die faktischen Beobachtungen es zulassen.

Schon das Gesagte zeigt wie wichtig es ist, in petrographischen Beschreibungen genau anzugeben, welche Minerale tatsächlich in stabiler Assoziation miteinander gefunden worden sind, anstatt, wie es gewöhnlich geschieht, eine grosse Menge in dem betreffenden Gestein vorkommende Minerale aufzuzählen, ohne überhaupt zu beachten, in was für Kombinationen sie auftreten. Man betrachte hier nur besonders das Auftreten der in der A,CF-Projektion auf derselben Linie vorkommenden drei Minerale: Cordierit, Almandin, Hypersthen, um zu sehen, wie streng sie den Gesetzen der Phasenlehre folgen. In dem ganzen grossen Material, welches GOLDSCHMIDT aus dem Kristianiagebiet vorlegt, wird der Almandin gar nicht erwähnt, obwohl

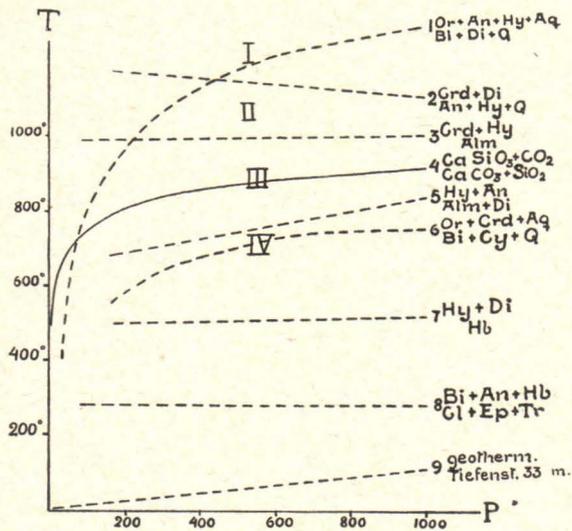


Fig. 20. Die Umwandlungskurven auf der PT-Ebene.

manche in der Gegend vorkommende Hornfelse der Klasse 4, nämlich Plagioklas-Hypersthen-Cordierit-Hornfelse, offenbar eine sehr ähnliche Zusammensetzung haben wie die in Vähäkylö als Einschlüsse im Granit erscheinenden Gneistrümmen von der Zusammensetzung Plagioklas-Diopsid-Almandin oder Diopsid-Hypersthen-Almandin, während Cordierit hier überhaupt nicht vorkommt. Für die natürlichste Erklärung eines solchen Sachverhalts möchte ich eine Äusserung der theoretischen Folgerung halten, dass der Almandin, wie aus der Assoziation der Formel II ersichtlich, im Kristianiagebiet keinen divarianten Stabilitätsbereich gehabt hat. Dies liefert uns wieder einen geradezu erstaunlichen Beweis für das unter den Mineralphasen der Gesteine oft herrschende strenge Gleichgewicht.

Zusammenfassung der Resultate und geologische Schlussfolgerungen.

In der vorliegenden Abhandlung sind im deskriptiven Teile die sowohl in geologischer wie petrographischer Hinsicht in ganz Ostbothnien als zwei verschiedene Serien vorkommenden granito-dioritischen Gesteine des südlichen Ostbothniens beschrieben worden.

Bei der älteren dieser Serien ist die Aufmerksamkeit darauf gelenkt worden, dass sie, obwohl sie dem Aussehen nach deutlich gneisige Gesteine sind, doch keine unzweideutigen Spuren von Dynamometamorphose aufweisen. Die Mineralzusammensetzung dieser Gesteine ist: Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hornblende, die alle zusammen stabil sind.

Die jüngere Serie unterscheidet sich von der obengenannten geologisch dadurch, dass jene von ihr sehr scharf durchbrochen ist. In mineralparagenetischer Hinsicht unterscheiden sich diese jüngeren Gesteine von den älteren dadurch, dass sie mehrere Minerale enthalten, die einander ausschliessen und niemals nebeneinander in stabilen Assoziationen vorkommen.

Häufig sind auch Beobachtungen, nach denen chemische Reaktionen zwischen zwei oder mehreren Mineralen nach ihrer Ausbildung im Gestein stattgefunden haben.

Im theoretischen Teile ist solchen Reaktionen in der Beleuchtung der allgemeinen physikalisch-chemischen Gleichgewichtssätze ein näheres Studium gewidmet worden. Die von ROOZEBOOM entwickelte Theorie der Phasenlehre hat Anwendung auf die fünf Minerale: Plagioklas, Cordierit, Almandin, Hypersthen und Diopsid gefunden. Diese Mineralphasen treten in zweierlei Assoziationen auf, denen zwei verschiedene, von einer univarianten Umwandlungslinie geschiedene divariante Stabilitätsbereiche in der PT-Ebene entsprechen.

Inbetreff der Bedingungen für die Ausbildung von Granat werden mehrere Stützen für die Ansicht hervorgehoben, dass sie einen Mangel an entweder K_2O oder H_2O gegen $MgO + F_2O$ und Al_2O_3 im betreffenden Gestein voraussetzt.

Ohne diese Voraussetzung bildet sich Biotit, und oberhalb seines Stabilitätsbereiches kommt der Hypersthen zusammen mit dem Orthoklas stabil vor.

Unterhalb des Bereiches, wo der Biotit oder der Almandin zusammen mit dem Diopsid stabil existieren können, folgt der Stabilitätsbereich der Hornblende und darunter der der Kombination Epidot-Chlorit.

Die magmatische Differentiation der jüngeren Gesteinsserie kann sehr leicht erklärt werden unter der Annahme, dass das Magma elektrolitisch dissoziiert ist und die Erstarrung beim Fortschreiten von der abkühlenden Grenze eine vollständige gewesen ist.

In der älteren Gesteinsserie ist dagegen die Auskristallisation der einzelnen Mineralbestandteile sehr gleichmässig durch das ganze Magma vor sich gegangen und hat deshalb nicht zu einer so weitgehenden Differentiation des Magmas geführt wie im vorigem Falle.

Die magmatische Differentiation in den beiden Fällen ist also eine Folge der Auskristallisation der Mineralphasen aus dem Magma.

Der Myrmekit ist immer bei chemischen Reaktionen zwischen den wegen des Überganges in neue Verhältnisse nebeneinander instabil gewordenen Mineralien entstanden. Öfters gilt es hier die Instabilität der Mineralkombination Hypersthen-Kalifeldspat beim Vorhandensein von Wasser, er kann sich aber auch bei der Umwandlung von Cordierit oder beim Entstehen von Serizit nebenbei gebildet haben.

Der zonare Aufbau der Plagioklase hat eine neue Erklärung bekommen, indem ungleiche Zonen verschiedene Phasen bei der Auskristallisation von Mineralen im Magma dokumentieren sollen.

Der einfache Mikroklin, der in den hornblendehaltigen Gesteinen der älteren Serie vorkommt, soll sich erst zusammen mit Hornblende ausgebildet haben.

Die Zusammensetzung der Hornblende der magmatischen Gesteine ist am deutlichsten abhängig von dem Kaligehalt des Gesteins, worin sie enthalten ist, indem die Hornblende desto aluminiumreicher ist, je weniger das betreffende Gestein Kali enthält. Diese Abhängigkeit kann unmöglich anders erklärt werden als mit der, Entstehung von Hornblende durch die Reaktion zwischen Diopsid und entweder Granat oder Biotit, die sich früher je nach der Kalimenge gebildet haben.

Die als Resultat dieser Auseinandersetzung voneinander abgeordneten paragenetischen Gesteinstypen sind noch hier wie in der finnischen Auflage provisorisch als »Fazies« bezeichnet worden, obgleich die Kategorien, welche Eskola englisch »mineral facies« genannt hat, mit diesen nicht zu parallelisieren sind. Dieser Gegenstand ist jedoch bis heute so wenig untersucht, dass es nicht der Sache zum Nutzen ist, definitive Benennungen vorzuschlagen.

Die Bedeutung jener paragenetischen Typen liegt aber nicht allein in der allgemeinen petrographischen Klassifikation, sondern sie sind von besonderem Interesse beim Gruppieren von finnischen Graniten und bei der Lösung anderer stratigraphischer Probleme, falls

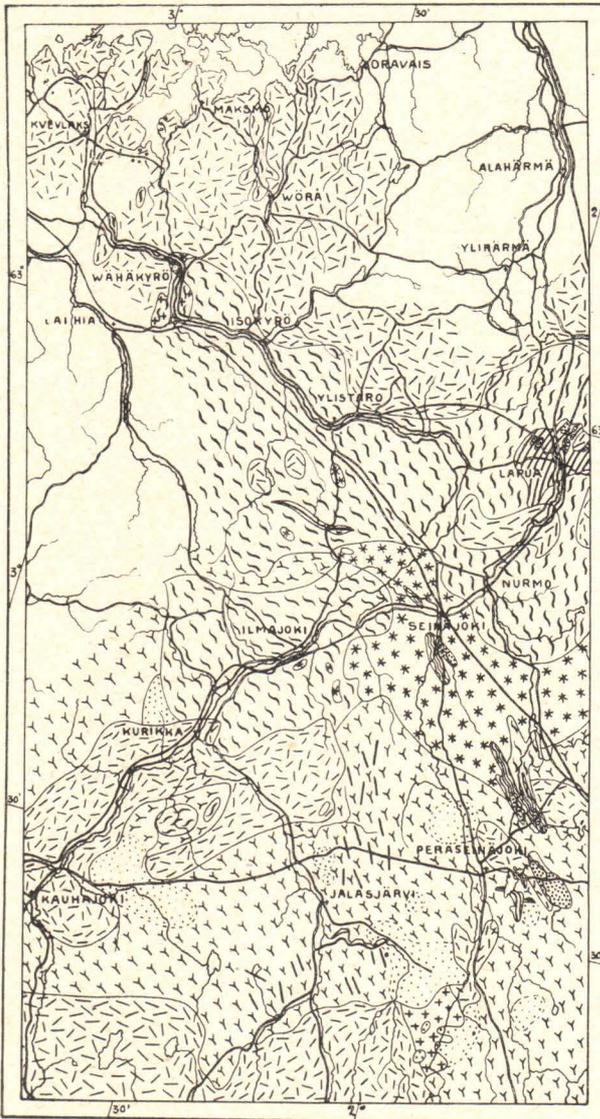
die hier vorgelegten Erklärungen Anerkennung finden. Diese Typen sind keine lokale Bildungen, sondern haben, wie ich später erfahren habe, sehr weite Verbreitung auch im östlichen Finnland.

Wenn wir nun zum Schluss folgern, was für Umstände die auf Seite 60 näher definierten Verschiedenheiten in den physikalischen Verhältnissen beider Eruptivserien verursacht haben, so können wir zu keinem anderen Schluss kommen, als dass sie auf die gänzlich verschiedene Lage beider Magmen in der festen Erdrinde zurückzuführen sind. Das Magma der älteren Serie muss in den alleruntersten Teilen der festen Erdrinde, während diese sich in vollkommener Ruhe befand, erstarrt sein. Es ist also fraglich, ob dies überhaupt eine Eruption genannt werden kann. Nur unter diesen Bedingungen kann von so thermostatischen Zuständen die Rede sein. Das später erstarrte Magma ist dagegen wirklich in die feste und ziemlich kalte Erdrinde eingedrungen. Die älteren Gesteine sind so kalt gewesen, dass nicht einmal die bei der Kristallisation so bedeutender Magma-massen abgegebene Wärme ihre Temperatur sogar in der nächsten Umgebung mehr zu steigern vermochte, als in dem Bereich der Epidot-Chloritfazies. Wir kennen jene Temperatur in der absoluten Skala nicht genauer, doch kann man sie nicht höher als auf 200—300° C schätzen ¹⁾. Ausserdem müssen in der Erdrinde Spalten vorgekommen sein, welche das Wasser so schnell aus dem Magma weggeleitet haben, dass die Erstarrung des Magmas so schnell beginnen konnte.

Jetzt verstehen wir erst, warum unsere Bemühungen, beim Suchen von Granitböden unter den Schieferformationen, die älter sind als die ältere Magmagesteinsserie, erfolglos gewesen sind. Sämtliche Gesteine von der Zusammensetzung der granito-dioritischen Gesteine haben unter jenen Verhältnissen von neuem schmelzen müssen, und nur die bei der Verwitterungsdifferenzierung entstandenen Al-reichen Schiefer und Quarzite wie auch die basischen Eruptivgesteine sind unassimiliert im Magma zurückgeblieben.

Wie wir gleichzeitig gesehen haben, ist zwischen der Erstarrung jener beiden Magmen eine so lange Zeit verflossen, dass man sie keineswegs komagmatisch nennen kann, obwohl die Denudation in der Zeit zwischen den Erstarrungsperioden nicht bis zur jetzigen Oberfläche vorgedrungen ist, weshalb keine oberflächliche Formation sie hat voneinander trennen können. Trotzdem braucht aber ihr Altersunterschied nicht viel geringer zu sein als derjenige der sogar von oberflächlichen Formationen getrennten Magmaeruptionen.

¹⁾ C. DOELTER, Handbuch der Mineralchemie II, S. 30, 46, 47.



Geologische Übersichtskarte Süd-Ostbothniens.

Masst. 1:800,000.

VON

HEIKKI VÄYRYNEN

-  Gneis.
-  Glimmerschiefer.
-  Quarzit.
-  Basische Effusive.
-  Amphiboldiorit.
-  Ältere Granite usw.
-  Migmatite.
-  Jüngere Granite usw.
-  Aplit.
-  Pegmatitgranit.
-  Pegmatitgänge.

N:o 17.	On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906	8:—
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907..	17:—
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text. November 1907	38:—
N:o 20.	Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907	7:—
N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907....	14:—
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907	6:—
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907	16:—
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910	7:—
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911	5:—
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN. Mai 1911.....	4:—
N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	6:—
N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911	6:—
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	6:—
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911....	10:—
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflageringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912	6:—
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912.....	5:—
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	6:—
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912	9:—
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januar 1913	10:—

N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 figures in the text. February 1913 ..	7:—
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913	9:—
N:o 38.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landiseus rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflof. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. Oktober 1915	50:—
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914	6:—
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 55 figures in the text, 27 figures on 7 plates and 2 coloured maps. October 1914	26:—
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. August 1914.	5:—
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Aug. 1914.	5:—
N:o 43.	Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915	6:—
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. Med 4 figurer i texten. With an English Summary of the Contents. Maj 1915	12:—
N:o 45.	Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung, von JULIUS AILIO. Mit 2 Karten und 51 Abbildungen. Dezember 1915.....	15:—
N:o 46.	Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande, par AARNE LAITAKARI. Avec 14 figures dans le texte. Janvier 1916.....	6:—
N:o 47.	Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta Österbotten, av EERO MÄKINEN. Med en översiktskarta och 25 fig. i texten. English Summary of the Contents. Juli 1916	14:—
N:o 48.	On Syntactic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, & c.), by J. J. SEDERHOLM, with 14 figures in the text and 48 figures on 8 plates. July 1916.....	17:—
N:o 49.	Om en prekalevisk kvartssitformation i norra delen af Kuopio socken, af W. W. WILKMAN. Med 7 figurer i texten. Résumé en français. Oktober 1916	5:—
N:o 50.	Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, von MATTI SAURAMO. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	10:—
N:o 51.	Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	4:—
N:o 52.	Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola, von TH. BRENNER. Mit 4 Figuren im Text. März 1920	5:—
N:o 53.	Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classifikation der Eruptivgesteine, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. September 1920.....	5:—
N:o 54.	Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 3 Tafeln und 40 Abbildungen im Text. Januar 1921	11:—
N:o 55.	On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, by PENTTI ESKOLA.	4:—
N:o 56.	Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet von ADOLF A. TH. METZGER. Oktober 1922.....	4:—
N:o 57.	Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923	8:—