

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE FINLANDE

N:o 130

ÜBER DAS GRUNDGEBIRGE DES KALANTI-  
GEBIETES IM SÜDWESTLICHEN  
FINNLAND

VON

ANNA HIETANE.

---

HELSINKI  
1943

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA  
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 130

ÜBER DAS GRUNDGEBIRGE  
DES KALANTIGEBIETES  
IM SÜDWESTLICHEN FINNLAND

VON

ANNA HIETANEN

---

HELSINKI

HELSINKI 1943  
KIRJAPAINO OY. SANA

## Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung .....	5
Das Untersuchungsgebiet und die Gesteine .....	8
Die Petrographie .....	11
Die Gesteine der ältesten Serie .....	11
Allgemeines .....	11
1. Kinzigite .....	11
a. Cordierit-Granatlagen .....	11
b. Granatlagen .....	18
c. Cordieritlagen .....	18
d. Sandige Schichten .....	19
2. Cordieritgneise .....	24
3. Plagioklas-Sillimanitschiefer .....	25
4. Biotit-Plagioklasgneise .....	26
5. Amphibolite und amphibolführende Lagen .....	29
Strukturbeziehungen zwischen den Einzelmineralien .....	32
Umwandlungen .....	34
Postkristalline, kinetische Erscheinungen .....	35
Chemische und mineralogische Zusammensetzung der Alumosilikatgesteine .....	35
Die Gesteine des Trondhjemitstammes .....	41
1. Gabbros und Hornblendite .....	41
2. Diorite .....	46
3. Diorit-Trondhjemite .....	47
4. Trondhjemite .....	49
a. Technische Anwendung .....	49
b. Mineralogische und chemische Zusammensetzung .....	51
5. Trondhjemitpegmatite .....	54
Chemische und mineralogische Zusammensetzung der Trondhjemitserie ..	54
Die Gesteine des Granitstammes .....	59
1. Granite .....	59
2. Granitpegmatite .....	60
a. Die älteren, migmatitbildenden Pegmatite .....	60
b. Die jungen Pegmatitgänge .....	62
Diabase .....	63
Rapakivgranite .....	63
Bau und Gefüge .....	67
Allgemeines .....	67
Feldbeobachtungen .....	67

1. Strukturzüge der Alumosilikatgesteine .....	67
a. Schichtung .....	67
b. Faltung .....	68
c. Schieferung .....	72
d. Striemung .....	74
2. Strukturzüge der Gesteine des Trondhjemitstammes .....	74
a. Fliessschieferung .....	75
b. Streckung .....	75
c. Einschlüsse .....	75
d. Schlieren .....	78
e. Klüfte und Spalten .....	79
Gefügeanalysen .....	82
Diagramme .....	82
1. Die Regelung des Biotits in den Alumosilikatgesteinen .....	82
2. Die Regelung des Biotits in den Trondhjemiten .....	84
3. Die Regelung des Quarzes .....	85
Die Strukturelemente und Kontakte der verschiedenen Formationen .....	90
Migmatitbildung .....	93
Allgemeines .....	93
Trondhjemitmigmatite .....	93
Granitmigmatite .....	94
Kalifeldspatisierung .....	96
Die Entstehungsweise der Cordieritgesteine .....	97
Die Herkunft des intrusiven Materials .....	98
Zusammenfassung .....	100

## Einleitung.

Die Arbeiten von J. J. SEDERHOLM haben die Anwendbarkeit der aktualistischen Methode sogar im ältesten archaischen Grundgebirge dargetan. Die Einteilung des Präkambriums in Fennoskandien gründete er auf die Zyklen der Sedimentation, die durch Zyklen von Gebirgsbildung und Granitintrusionen von einander getrennt sind (SEDERHOLM 1930, 1932). Der älteste Komplex umfasst die Svionischen Schiefer, Hälleflinte und Leptite, die vorzüglich als saure Vulkanite (Laven und Tuffe) und zum Teil auch als Sedimente betrachtet werden, und dazu Amphibolite, Kalksteine u.a. Die Gesteine des ältesten Komplexes werden von den Graniten der ersten Gruppe durchsetzt; demnach sind die ältesten Granite in Finnland jünger als die ältesten suprakrustalen, d. h. sedimentogenen und vulkanogenen Gesteine.

Nach der Zeit SEDERHOLMS haben WEGMANN und KRANCK zur Kenntnis des tektonischen Baus und der Petrographie der Svekofenniden im südlichen Finnland viel wertvolles beigetragen (WEGMANN u. KRANCK 1931, KRANCK 1933, 1937). Die stratigraphische Altersfolge der verschiedenen suprakrustalen Bildungen konnten SEDERHOLM und seine Nachfolger durch sorgfältige Feldarbeit und Kartierung bestimmen, aber nur lokal, weil im finnischen Grundgebirge nur Reste von grösseren Formationskomplexen im granitischen Material schwimmen und auch diese Reste in areal grössten Teilen des Landes granitisiert und migmatisiert sind. Die ursprünglichen Strukturzüge sind in solchen Gegenden fast gänzlich zerstört worden, so dass nur eine einzige s-Fläche, Schieferung (parallel der Bänderung) vorhanden ist. In nicht-migmatisierten Gebieten ist Schichtung recht häufig zu beobachten, und zwar meistens in der Art der Warwigkeit. SEDERHOLM beschrieb quarzitische und glimmerreiche Schiefer mit deutlicher Schichtung u. a. von Kumlinge, Åland. Quarzit- und Kalksteinlager im südlichen Finnland sind allgemein, aber die Schichten sind nur über kurze Strecken kontinuierlich. In den migmatischen Gebieten dagegen ist die Schichtung meistens gänzlich verwischt worden.

Schon die Arbeiten von WEGMANN und KRANCK und noch mehr die neueren Kartierungsarbeiten von E. MIKKOLA und K. PARRAS im nördlichen Uusimaa (PARRAS 1941), von G. PEHRMAN (1936) in der Umgebung

von Turku sowie mehrere noch unveröffentlichte Untersuchungen haben die allgemeine Verbreitung tonerdereicher Gneise, meistens in Form von Almandin-Cordieritgneisen oder Kinzigiten im ganzen Südfinnland dargelegt. In dieser Hinsicht schliesst sich das Kalantigebiet diesen Gebieten Südfinnlands an: auch hier besteht der älteste Anteil des Grundgebirges grösstenteils aus Kinzigiten, während eigentliche Leptite und leptitische Gneise, die in einigen Gegenden, wie im Orijärvicebiet (ESKOLA 1914), den grössten Teil des Gesteinsgerüsts ausmachen, hier nur spärlich auftreten. Wohl etwas häufiger sind basische Vulkanite in der Form von Amphiboliten.

In einer anderen Hinsicht weist aber das Kalantigebiet einen Sondercharakter auf, der noch aus keinem anderen fennoskandischen Grundgebirgsgebiete bekannt ist: Die früher als Uusikaupunki-Granite bezeichneten magmatischen Gesteine, welche die ältesten svionischen suprakrustalen Gesteine (Kinzigite u. a.) durchsetzen, sind oligoklasreiche saure Eruptive oder Trondhjemite. Noch jünger als diese sind normalgranitische Gesteine, meistens in der Form von pegmatitischen Adern der Migmatite und nur lokal als grössere homogene Massen ausgebildet.

Das Kalantigebiet, obgleich stark migmatisiert, scheint besser erhalten zu sein als die meisten svionischen Gebiete in Finnland, und es ist hier möglich, auch die ältesten Strukturzüge mit Sicherheit zu bestimmen. Die Kinzigite sowie die anschliessenden Amphibolite, die die älteste Formation bilden, zeigen eine deutliche Schichtung und schöne Faltung. Die Gesteine der Trondhjemitserie haben den ältesten Komplex konkordant durchsetzt, und dieselben deformativen Bewegungen, die die Faltung der ältesten Formation verursachten, spiegeln sich wieder in der Orientierung der s-Flächen in den intrusiven Gesteinen.

Die Entstehung der Trondhjemite stellt ihr eigenes Problem dar. V. M. GOLDSCHMIDT, der die Definition dieser sauren Eruptivgesteine gegeben hat (GOLDSCHMIDT 1916), nahm an, dass die trondhjemitischen Magmen nasse Magmen seien und dass sie ihren Wassergehalt aus den Schiefen der Geosynklinale bekommen haben. Dieses Wasser habe die Bildung des Biotites auf einem frühen Stadium ermöglicht, und dadurch sei die Verarmung an Kali in den sauren Gliedern des Eruptivstammes veranlasst worden. Im Zusammenhang einiger neuen Theorien über die Entstehung der Granite durch metasomatische Granitisationsprozesse »*in situ*» (BACKLUND 1936, 1938) würde wohl auch die Bildung der Trondhjemite eine ganz andere Erklärung bekommen: sie seien Produkte eines Trondhjemitisationsprozesses von Sedimenten. Diese Auffassung ist jedoch im vorliegenden Gebiete im Grossen nicht anwendbar, wie im Folgenden gezeigt wird. Dagegen tritt hier die nachträgliche Granitisation der Trondhjemite in der schönsten Weise hervor.

Die Bildung der Migmatite kann man im Felde gut verfolgen: jedes Stadium von wohl erhaltenen Schiefen zu sehr granitischen Adergneisen ist vertreten. Oft scheint die Migmatisation alle ursprünglichen Strukturzüge vernichtet zu haben, aber gewöhnlich kann man auch dann noch mittels sorgfältiger Untersuchung manche Relikte von ihnen finden.

Bei Vermehrung des Kalifeldspatgehalts gehen die Trondhjemite gelegentlich über in graue gleichförmige Granite, die man von den reinen Trondhjemiten nur mittels mikroskopischer Untersuchung unterscheiden kann. Deshalb war Verf:in gezwungen, eine preliminäre Untersuchung an Steinpulver mittels der Immersionmethode schon während der Feldarbeit vorzunehmen. Die Menge der Plagioklas- und Kalifeldspatkörnchen wurde in Pulverpräparaten gezählt und die Prozentzahl des Plagioklases von der Gesamtmenge der Feldspäte bestimmt. Diese Zahlen sind mit roten Nummern in Tafel IX eingezeichnet; sie zeigen, wo die »reinsten« Trondhjemite zu treffen sind. Diese Methode gibt kein Bild davon, ob der Mikroklin im Trondhjemit primär oder sekundär ist. Das wurde erst durch mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe klargemacht, und zwar war das Ergebnis, dass letzterer Fall der weit häufigere ist, und dass offenbar sogar typische Granite sekundär mittels Kalizufuhr aus Trondhjemiten gebildet wurden.

Auch die Scheidung der biotitreichen Trondhjemite, der Diorit-Trondhjemite und Glimmerdiorite war nur durch Bestimmung des Anorthitgehalts der Plagioklase möglich und wurde schon während der Feldarbeit an Pulverpräparaten durchgeführt. So waren die mikroskopischen Prüfungen die regelmässige Abendarbeit nach den Exkursionen. Die später an Dünnschliffen ausgeführten Kontrollbestimmungen sowie die vielen chemischen Analysen haben diese Bestimmungen bewährt.

Ein Teil der kleineren Inseln und Klippen des äusseren Schärenhofs konnte wegen der Verkehrsschwierigkeiten während des Krieges nicht kartiert werden.

Die chemischen Analysen, wenn nicht anders angegeben, wurden von Fräulein ELSA STÅHLBERG ausgeführt.

Die Feldarbeiten der vorliegenden Untersuchung wurden in den Sommern 1938, 1941 und 1942 ausgeführt, und die Laboratoriumsarbeiten während der Winter 1941, 1942 und 1943. Die geologische Landesanstalt Finnlands hat mich während der Feldarbeit ökonomisch unterstützt, wofür ich dem Direktor Herrn Professor Dr. A. LAITAKARI hier meinen besten Dank aussprechen möchte. Eine laufende Unterstützung habe ich von dem Kulturfonds Finnlands durch Vermittlung von Herrn Professor Dr. PENTTI ESKOLA gehabt, wofür ich sehr zu Dank verpflichtet bin. Herrn Professor Dr. HANS CLOOS schulde ich meinen besten Dank für das Durchsehen des Manuskripts.

## Das Untersuchungsgebiet und die Gesteine.

Das Gebiet der vorliegenden Untersuchung nennen wir das Kalanti-gebiet nach dem Kirchspiel Kalanti, bekannt schon während des früheren Mittelalters als ein Hauptzentrum der Siedelung und Seefahrt in der westfinnischen Küstenzone. Das heutige Kirchspiel Kalanti liegt zentral in unserem Untersuchungsgebiet, welches die Seeküste beiderseits der Stadt Uusikaupunki sowie die Inseln westlich vom Laitila-Rapakivigebiet umfasst (Tafel IX). Im Süden ist die Begrenzung durch den Vehmaa-Rapakivi gegeben, und im Norden schliesst sich das Kartierungsgebiet an das Raumgebiet an, wo sich ähnliches Grundgebirge fortsetzt.

Auf der Übersichtskarte von Finnland (SEDERHOLM 1930) sind in diesem Gebiet Migmatite und Granite bezeichnet worden, beide zu den ältesten Gruppen gehörend. Es ist die Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit, die Bildung der Migmatite klar zu machen und die »Granite«, eigentlich Trondhjemite, von Uusikaupunki als eine magmatische Provinz zu charakterisieren.

Der Begriff »Migmatit« und die Bildungsweisen der Migmatite sind in den letzten Jahren von vielen Autoren diskutiert worden (für Literatur siehe z. B. KOCH 1939 und NIGGLI 1942). SCHEUMANN (1936, 1937) hat eine neue Vorstellung zur Grundlage der Nomenklatur gemacht. Seine »Metatexis« ist ein genetisch neutraler Begriff für Migmatitbildung und die Endprodukte, die metatektischen Gesteine, bestehen aus einem »Paläsom« (unveränderten Altbestand) und »Metasom« (veränderten Teil). NIGGLI (1942) hat neuerdings den Begriff »Migmatit« in Zusammenhang mit dem Problem der Granitbildung eingehend diskutiert und die Notwendigkeit einer Einschränkung dieses Wortes auf die Gesteine von heterogenem Charakter betont. Der Begriff »Migmatit« ist in der vorliegenden Arbeit im Übereinstimmung mit diesem Vorschlag gebraucht.

Es lassen sich zwei Anteile im Migmatit unterscheiden: die hellen Adern und die dunklen Lagen. Das Problem ihrer Bildungsweise ist daher mit Studien über die Entstehung und den Ursprung dieser beiden verknüpft. Die Menge und der Charakter der hellen Adern steht mit dem Vorkommen von Trondhjemiten und Pegmatiten in engem Zusammenhang. Sie sind deutlich jünger als die dunklen Lagen. Die petrographische

Untersuchung zeigt ferner, dass diese Adern in Kalanti meist Arterien (SEDERHOLM 1899, 1907) und nicht Venen (HOLMQUIST 1921) sein müssen, während die Kinzigitmigmatite der Unaja- und Mynämäkigebiete auch venitisches Material enthalten. Die petrographische Untersuchung der dunklen Lagen führt zu folgender Einteilung:

1. Kinzigite von sedimentogenem Charakter.
2. Biotitgneise von sedimentogenem oder vulkanogenem Ursprung.
3. Amphibolite.

Diese Gruppen sind im best-erhaltenen Gebiet, im südlichen Kalanti (Tafel IX), leicht zu unterscheiden und lassen sich durch Vergleich auch anderswo erkennen.

Die alumosilikatreichen Kinzigite besitzen die Hauptverbreitung und zeigen eine gut erhaltene Schichtung. Schichten von Biotitgneisen und Amphiboliten sind ihnen eingelagert und alle zusammen gefaltet worden.

Unter den Gesteinen der Trondhjemitserie sind alle Glieder des trondhjemitischen Stammes von basischen Hornblenditen und Gabbros bis zu sauren Trondhjemiten und sogar Trondhjemitpegmatiten vorhanden. Die Serie umfasst also:

1. Hornblendite, 2. Gabbros, 3. Diorite, 4. Diorit-Trondhjemite,
5. Trondhjemite, 6. Trondhjemitpegmatite.

Es sind ferner je drei Haupttypen unter den Diorit-Trondhjemiten und Trondhjemiten zu unterscheiden:

4. a. Pyroxentrondhjemite, b. Hornblendetrondhjemite, c. Biotitreiche Diorit-Trondhjemite.
5. a. Biotitreiche Trondhjemite, b. »normale« Trondhjemite, c. »Tropfenquarz-Trondhjemite«.

Die Gesteinsmassen der Trondhjemitserie dringen in den älteren Komplex ein und zwar so, dass die Kontakte bis auf wenige Ausnahmen konkordant sind.

Jünger als diese beiden Hauptgruppen sind die granitischen Pegmatite, die so reichlich die anderen Gesteine durchsetzen, dass sie meistens mehr als 50 Prozent des Felsgrundes ausmachen. Die granitischen Adern der Migmatite gehören mit ihnen zusammen und wegen der geringen Grösse der beiden war es unmöglich, sie im Massstabe der Karte darzustellen. Tafel IX gibt uns deshalb ein geologisches Kartenbild des Gebietes, von den einzelnen Massen der granitischen Pegmatite abgesehen, und ihre relative Häufigkeit ist nur schematisch mittels der Bezeichnungen der regionalen Migmatisierung und Granitisierung angedeutet.

Die sauren Glieder der Trondhjemitserie haben ihre Hauptverbreitung in den felsigen Inseln westlich und nordwestlich von der Stadt Uusikaupunki sowie an der Seeküste zwischen der Landstrasse Uusikaupunki—Kalanti und dem Meerbusen Velhovesi. Eine bedeutende Hornblende-

trondhjemitintrusion kommt im nördlichen Teil des Gebietes, zwischen Santio und Unaja vor. Die Trondhjemitvorkommen südlich von Uusikaupunki sowie diejenigen auf der Insel Pyhämaa sind kleiner und stellen oft lange linsenförmige Körper dar. In der Topographie spiegeln sich diese Linsen wieder als lange Ketten von Hügeln, die um 10—30 m über ihre migmatische Umgebung aufragen. Offenbar haben die Trondhjemite besser der Erosion widerstanden. Dieselbe Tatsache tritt im Schärenhufe SW von Uusikaupunki hervor: Der Felsgrund der Inseln, die oftmals in Ketten von Osten nach Westen angeordnet sind, besteht aus Trondhjemit, aber die Meerengen zwischen den Ketten haben wahrscheinlich einen migmatitischen Untergrund, wie man tatsächlich Migmatitaufschlüsse in kleinen Schären und an den äussersten Nord- und Südseiten der Inseln wiederfindet.

---

## Die Petrographie.

### Die Gesteine der ältesten Serie.

#### Algemeines.

Wie schon erwähnt, setzt sich der älteste Felsgrund des Gebietes aus petrographisch und lithologisch verschiedenen suprakrustalen Formationen zusammen. Doch sind sie eng mit einander verknüpft und offenbar als eine kontinuierliche Serie abgelagert sowie zusammen gefaltet, wie unten gezeigt werden soll. Petrochemisch kann man sie als Alumosilikatgesteine bezeichnen und in folgender Weise untergliedern:

1. Kinzigite, 2. Cordieritgneise, 3. Plagioklas-Sillimanitschiefer, 4. Biotit-Plagioklasgneise, 5. Amphibolite. Die Varietäten 1—4 enthalten sandige Schichten, die sehr charakteristische gemeinsame Bautypen zeigen. Auch die amphibolführenden Schichten sind allgemein verbreitet.

#### 1. Kinzigite.

Die Kinzigite zeigen eine starke Abwechslung der verschiedenen Schichten, unter denen die folgenden unterschieden werden können:

a. Cordierit-Granatlagen, b. Granatlagen, c. Cordieritlagen, d. sandige Schichten.

##### a. Cordierit-Granatlagen.

Cordierit-Granatlagen haben die grösste Verbreitung und sind wegen ihrer eigenartigen Struktur und Verwitterung leicht zu erkennen. Die cordierit- und granatreichen, 10 bis 100 cm dicken Schichten variieren mit den sandigen Schichten, deren Breite von 5 cm bis 20 cm beträgt. Die Verwitterungsoberflächen zeigen diese Schichten deutlich: Die Oberflächen der Cordierit-Granatschichten sind mit zahlreichen dunklen Cordieritflecken oder mit kleinen Aushöhlungen (verwitterter Granat oder Pinit) bedeckt, während die sandigen Schichten, die feinkörniger und heller sind, sehr ebene Oberflächen aufweisen (siehe Abb. 32, 39).

Der Mineralbestand der grobkörnigen Schichten ist folgender:

Plagioklas zeigt Albitverzwillingung. Der Anorthitgehalt variiert von  $An_{22}$  bis  $An_{25}$ .

Quarz, in rundlichen Körnern, zeigt gewöhnlich eine schwach undulierende Auslöschung.

Cordierit ist oftmals porphyroblastisch entwickelt und enthält dann reichliche Einschlüsse von Quarz und Sillimanit (Abb. 1). Die kleineren Körner und auch die Randzonen der grossen Porphyroblasten sind meistens pinitisch zersetzt. Umwandlungen in Chlorit und Serizit sind in den migmatisierten Zonen häufig.

Die Brechungsexponenten (an Handstücken No. 345<sup>1)</sup>, 352 und 377 bestimmt) sind:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1.547 \pm 0.001 & \gamma - \alpha &= 0.010 \\ \beta &= 1.552 \pm 0.001 \\ \gamma &= 1.557 \pm 0.001 \\ -2V &\text{ variiert von } 77^\circ \text{ bis } 86^\circ \end{aligned}$$

Zum Vergleich wurden die Brechungsexponenten und der optische Achsenwinkel<sup>2)</sup> im Cordierit im Kinzigit aus Raisio (nördlich von Turku) gemessen:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1.540 \pm 0.001 & -2V &= 82^\circ,5 \\ \beta &= 1.546 \pm 0.001 \\ \gamma &= 1.551 \pm 0.001 \end{aligned}$$

Die Proben No. 347, 374 und 390, die keinen Granat enthalten, ergaben

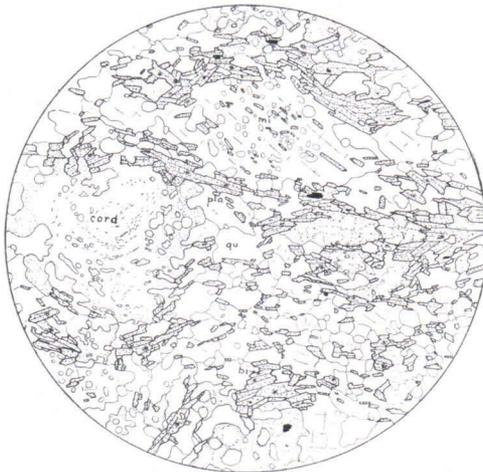


Abb. 1. Cordieritmetablasten mit Quarz- und Sillimaniteinschlüssen im mikroklinführenden Kinzigit. Die Randzonen sind pinitisch zersetzt. Auch der Mikroklin kommt in grösseren Individuen vor und schliesst kleine Quarzkörner und Biotitleisten ein. cord = Cordierit, bi = Biotit, pla = Plagioklas, qu = Quarz, mi = Mikroklin. Häähäjärvi, Kalanti (374). Vergr. 5 fach.

<sup>1)</sup> Die Fundorte der Handstücke sind mit Nummern auf der Karte vermerkt.

<sup>2)</sup> Die optischen Achsenwinkelbestimmungen wurden durchgehend mit dem U-Tisch ausgeführt.

dieselben Brechungsexponenten wie No. 345, 352 u. 377, aber der optische Achsenwinkel ist kleiner:  $-2V = 66^\circ - 75^\circ$ .

Nach den Untersuchungen von FOLINSBEE (1941 a) sind die Veränderungen der Achsenwinkel mit dem Alkaligehalt des Cordierits verknüpft und zwar so, dass der optische Achsenwinkel  $2V$  mit der Steigerung der »effektiven« Alkalien zunimmt. Die Menge der »effektiven« Alkalien ist die Prozentzahl der Gesamtalkalien minus derjenigen von CaO:  $[K_2O] + [Na_2O] - [CaO]$ . Die Brechungsexponenten dagegen steigen mit dem zunehmenden Eisengehalt. Der Vergleich der oben angeführten optischen Eigenschaften des Kalanti-Cordierits mit denjenigen der bekannten Cordierite (FOLINSBEE 1941 a, S. 493—495) zeigt die engste Ähnlichkeit mit dem optisch negativen Cordierit von Great Slave Lake, und unter der zwar noch unsicheren Annahme, dass die optischen Eigenschaften mit der chemischen Zusammensetzung eindeutig verknüpft sind, ist die Analyse dieses Cordierits in Berechnungen der Gesteinsanalysen benutzt worden.

Tabelle 1.

Analyse des Cordierits. Raumanlinna, Rauma.

	%	Mol.	
SiO <sub>2</sub> .....	47.88	7940	
TiO <sub>2</sub> .....	0.00		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	32.40	3171	} 3211
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.64	40	
FeO .....	9.65	1343	
MnO .....	0.10	14	} 3136
MgO .....	6.94	1721	
CaO .....	0.08	14	
Na <sub>2</sub> O .....	0.23	37	
K <sub>2</sub> O .....	0.07	7	
H <sub>2</sub> O+ .....	1.92		
H <sub>2</sub> O— .....	0.24		
	<u>100.15</u>		

Tabelle 1 zeigt die chemische Zusammensetzung eines klarblauen Cordierits aus pegmatitischen Adern des Kinzigits im Raumgebiet. Die Menge der Alkalien ist ähnlich derselben des Great Slave-Cordierits, aber der Eisengehalt ist etwas höher. Die Brechungsexponenten in verschiedenen Kristallen variieren einigermassen:  $\alpha' = 1.540 \pm 0.001$ ;  $\beta = 1.545 - 1.548 \pm 0.001$ ;  $\gamma' = 1.555 \pm 0.001$ . Diese sowie das Ferromagnesiumverhältnis zeigen die grösste Ähnlichkeit mit den Brechungsexponenten und das Ferromagnesiumverhältnis des Cordierits aus Ilmajoki bei PEHRMAN (1932). Doch ist der Rauma-Cordierit optisch negativ;  $-2V$  variiert von  $83^\circ$  bis  $87^\circ$ .

Granate in den cordieritführenden Schichten aus dem Häähjärvi-gebiet ergaben folgende Brechungsexponenten:

Probe No. 345	$n = 1.805 \pm 0.001$
377	$n = 1.806 \pm 0.001$

Zum Vergleich sind die Brechungsexponenten des Granats in einem Kinzigit von Raisio, nördlich von Turku, und im Granit von Kakola, Turku, gemessen worden:

Granat von Raisio:	$n = 1.796 \pm 0.001$
Granat von Kakola, Turku:	$n = 1.810 \pm 0.001$

Der Granat im trondhjemitisierten Kinzigit No. 494 zeigt  $n = 1.819 \pm 0.001$ . Nach ESKOLAS Diagramm (ESKOLA 1921) wären solche Granate Almandin mit 5—28 Mol.-% Pyrop und einwenig Grossular. Die obengenannten Kinzigitgranate würden von 18 bis 28 Mol.-% Pyrop und um 7 Mol.-% Grossular enthalten, während die Granate des Granits und Trondhjemits etwas eisenreicher wären.

Nach FOLINSBEE (1941 b) bestehen die Granate in Cordieritgesteinen aus 71—78 % Almandin, 15—25 % Pyrop, ca. 2 % Spessartin und weniger als 5 % Grossular. Die chemische Zusammensetzung der Kinzigitgranate von Kalanti, wie man sie nach der Optik und ESKOLAS Diagramm bestimmen kann, steht damit in guter Übereinstimmung.

Die Granate im Granit und Trondhjemit zeigen Brechungsexponenten, die einigermaßen höher als diejenigen von Kinzigitgranaten sind; demgemäß kann man annehmen, dass diese Granate eisenärmer sind.

Biotit, der ein drittes aluminiumhaltiges Ferromagnesium-Mineral der Kinzigite darstellt, zeigt (im Hanstück No. 345)  $\gamma = \beta = 1.647 \pm 0.001$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5.76\%$ ,  $\text{FeO} = 14.69\%$ , und Totaleisen = 19.87%. In HALLS Diagramm (HALL 1941, S. 37) fällt dieser Biotit in das Gebiet der Eisen-Titanbiotite und zeigt den engsten Zusammenhang mit NOCKOLDS Biotit No. 3 in Tabelle 1 bei HALL.

Chlorit ist ein gewöhnliches aber spärliches Umwandlungsprodukt von Biotit und enthält immer kleine Nadeln von Rutil und öfters auch Eisenoxyde.

Serizit ist nur selten im Feldspat aber häufig im Cordierit vorhanden.

Sillimanit einschlüsse im Cordierit sind reichlich, und dazu kommt dieses Mineral gewöhnlich auch als Nebengemengteil vor.

Ilmenit und Magnetit sind in kleinen Mengen allgemein vorhanden. Apatit ist spärlich und kommt in kleinen idiomorphen Säul-

chen vor. Zirkonkörner mit pleochroitischen Höfen sind häufig im Biotit.

Mikroklin fehlt oder ist in wechselnden Mengen vorhanden. Es scheint klar zu sein, dass dieses Mineral nicht ein primärer sondern ein sekundärer Bestandteil der Kinzigite ist. In migmatisierten Kinzigiten ist er sehr reichlich vorhanden und kommt dann in schmalen Adern (Abb. 1 und 2 in Tafel II) oder in einzelnen Körnern vor. Die Körner sind oftmals porphyroblastisch entwickelt und schliessen eine Menge von kleinen Quarz- und Biotitkristallen ein (Vergl. Abb. 1). Die kleineren Kalifeldspatkörner zeigen sehr verzahnte Formen und sind filmartig zwischen die anderen Mineralkörnern eingedrungen (vergl. Mikroklin im Trondhjemit Abb. 22).

Die Analysen 1 und 2 (Tabelle 3) zeigen die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Cordierit-Granatkinzigite vom südlichen Kalanti. Analyse 3 stellt einen Cordierit-Granatkinzigit vom Raumgebiet dar und ist hier zum Vergleich beigelegt.

**Tabelle 2.**  
Analysen der Granate.

	1		2			
	%	Mol.	%	Mol.		
SiO <sub>2</sub> .....	38.00	6302	} 6321	38.20	6335	} 6365
TiO <sub>2</sub> .....	0.19	19		0.24	30	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	20.96	2051	} 2216	21.78	2131	}
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2.64	165		0.00		
FeO .....	28.51	3968	} 5972	23.40	3257	} 6897
MnO .....	2.50	352		6.34	1572	
MgO .....	4.42	1096		1.15	285	
CaO .....	3.12	556		10.00	1783	
H <sub>2</sub> O+ .....	0.00					
H <sub>2</sub> O- .....	0.12					
	<hr/> 100.46			<hr/> 101.11		
	RO:R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> SiO <sub>2</sub> =2.7:1:2.86			RO:R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> SiO <sub>2</sub> =3.2:1:3		
	Almandin	66.5		Almandin	47.3	
	Spessartin	5.8		Spessartin	22.8	
	Pyrop	18.4		Pyrop	4.1	
	Grossular	9.3		Grossular	25.8	
	<hr/> 100.0			<hr/> 100.0		

1. Dichte 4.080—4.128. n = 1.796. Granatkinzigit No. 351, Vellua, Kalanti.

2. Dichte 3.892—4.035. n = 1.788. Kalkreiche ellipsoidförmige Linse in einer sandigen Schicht, No. 328 a, Kuantaka, Kalanti.

Tabelle 3.

Chemische und mineralogische Zusammensetzung der Alumosilikatgesteine.

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Granat-Cordierit-kinzigit, Häähjärvi, Kalanti (345)	Cordierit-Granat-kinzigit, Pehto, Kalanti (377)	Cordierit-Granat-kinzigit, Kullanperä, Lappi. (Gesammelt von P. ESKOLA 1938)	Cordierit-gneis, Vellua, Kalanti (352)	Plagioklas-Cordierit-gneis, Vellua, Kalanti (335)	Cordierit-kinzigit, Kuuantaka, Kalanti (333)	Cordierit-Sillimanit-kinzigit, Paulähde, Kalanti (376)	Granat-kinzigit, Vellua, Kalanti (351)	Sandige Schicht in Plagioklas-Sillimanit-schiefer, Lahti, Kalanti (322)	Biotitgneis, Männäinen, Kalanti (11)	Kalkreicher Mittelteil in sandiger Schicht, Kuuantaka, Kalanti (328)
SiO <sub>2</sub> ....	61.76	69.00	62.13	61.98	70.90	61.34	56.08	51.88	71.54	69.10	58.60
TiO <sub>2</sub> ....	0.84	0.63	0.58	0.96	0.28	0.59	0.89	0.95	0.53	0.50	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ...	16.91	13.42	16.49	15.87	14.19	17.18	19.23	18.28	13.18	14.50	17.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..	2.00	1.48	2.68	1.09	1.20	2.00	3.12	2.32	0.80	1.04	1.34
FeO ....	4.42	4.09	7.20	6.64	2.45	5.40	6.38	8.06	4.03	3.71	4.68
MnO ....	0.01	0.08	0.07	0.23	0.01	0.09	0.07	0.19	0.03	0.06	0.37
MgO ....	2.74	2.32	2.90	6.29	1.40	2.66	3.81	5.56	1.81	1.35	1.81
CaO ....	1.40	1.64	1.28	1.51	0.96	1.62	0.64	4.04	1.66	1.54	14.42
Na <sub>2</sub> O ....	3.56	2.95	1.89	1.60	3.25	2.93	2.17	1.23	3.12	3.66	0.27
K <sub>2</sub> O ....	3.63	2.09	3.20	1.86	3.62	2.77	2.95	3.29	2.07	3.73	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ....	0.04	0.01	0.00	0.11	0.00	Spur	0.01	0.04	Spur	0.00	0.02
H <sub>2</sub> O+ ..	1.84	1.72	1.48	1.92	1.25	2.63	3.32	3.14	1.26	1.02	0.74
H <sub>2</sub> O— ..	0.84	1.00	0.52	0.28	0.67	0.77	1.40	1.46	0.26	0.10	0.42
	99.99	100.43	100.42	100.34	100.18	99.98	100.07	100.44	100.29	100.31	100.35

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Quarz	20.7	35.8	25.4	29.5	34.5	22.6	19.1	20.1	41.3	30.4	25.6
Plagioklas	An <sub>18</sub> 31.8	An <sub>23</sub> 31.2	An <sub>28</sub> 20.4	An <sub>22</sub> 15.1	An <sub>17</sub> 30.2	An <sub>23</sub> 30.1	An <sub>17</sub> 18.8	An <sub>70</sub> 24.8	An <sub>23</sub> 32.3	An <sub>19</sub> 36.9	An <sub>95</sub> 44.3
Mikroclin	13.9	6.3	12.3		13.6	6.6	8.6	1.8	1.1	14.8	
Biotit	15.5	12.3	13.8	25.7	14.0	15.5	15.5	40.0	20.6	15.1	
Muskovit					2.0	4.1	2.0		2.0	1.1	
Chlorit			0.5							0.2	
Cordierit	6.5	6.5	20.0	27.4	3.5	16.8	23.5				
Granat	5.6	5.2	3.5					9.0			4.8
Sillimanit	2.4			0.4	1.4		4.2		2.4		
Diopsid											23.6
Apatit	0.1	Spur.		0.3			Spur.	0.1			0.1
Ilmenit	1.6	0.8	0.8	0.4		0.7	2.2				
Magnetit			2.7	1.1		1.3	2.5			1.2	1.2
Rest	H <sub>2</sub> O+1.7	H <sub>2</sub> O+2.2	H <sub>2</sub> O+1.0	H <sub>2</sub> O+0.5	CaO—0.3 Na <sub>2</sub> O+0.1 H <sub>2</sub> O+1.2	H <sub>2</sub> O+2.3	H <sub>2</sub> O+3.7	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +2.3 FeO—0.4 CaO—0.2 H <sub>2</sub> O+3.0	H <sub>2</sub> O+0.54	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +0.2 H <sub>2</sub> O+0.5	H <sub>2</sub> O+0.7
	99.8	100.3	100.4	100.4	100.2	100.0	100.1	100.5	100.24	100.4	100.3

### b. Granatlagen.

Im Cordierit-Granatkinzigit gibt es Lagen, die keinen Cordierit aber reichlich Granat enthalten. Häufig sind diese Schichten zugleich feinkörniger und biotitärmer. Sonst sind sie den cordierithaltigen Lagen ähnlich und auch die Verwitterungsoberflächen mit dunklen Flecken und Grübchen (Biotit-Granatanhäufungen) erinnern an diejenigen der cordierithaltigen Schichten.

Die Granate sind gewöhnlich klein, in besten Fällen kann ihr Durchmesser bis 5 mm betragen. Der Brechungsexponent  $n=1.796 \pm 0.001$  (Probe No. 351, Fundort 200 m S von 352) ist etwas niedriger als derjenige in benachbarten Cordieritgranatkinzigiten. Analyse 1 in Tabelle 2 zeigt, dass dieser Granat aus 66.5 Mol. % Almandin, 18.4 Mol. % Pyrop, 9.3 Mol. % Grossular und 5.8 Mol. % Spessartin besteht. Analyse 8 (Tabelle 3) zeigt die chemische und mineralogische Zusammensetzung des Granatkinzigites No. 351.

Der Anorthigehalt des Plagioklases ( $An_{65-70}$ ) ist beträchtlich höher als in den Granat-Cordieritlagen. Diese Lage ist somit mineralogisch mit den Granat-Biotitlagen der »sandigen Schichten« (S. 19) vergleichbar.

### c. Cordieritlagen.

In ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur ist diese Varietät meistens dem Cordierit-Granatkinzigit recht ähnlich. Granat fehlt in diesen Lagen,

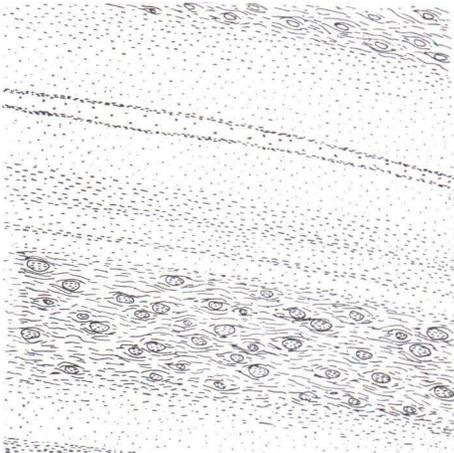


Abb. 2. Cordieritmetablasten mit Biotiteinschlüssen, die parallel der Schieferung orientiert sind, in einer cordieritreichen Schicht. Petas, Kalanti. Massstab 1: 4.

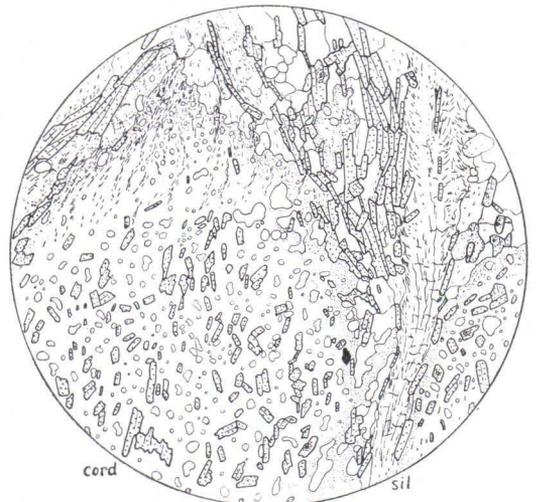


Abb. 3. Dieselben Metablasten wie in Abb. 2 im Dünnschliff. Kleine Quarzkörner und Sillimanitnadeln sowie Biotit-schüppchen sind im Cordierit eingeschlossen. Petas, Kalanti. Vergr. 5 fach.

Cordierit und Sillimanit sind reichlicher vorhanden. Die porphyroblastische Entwicklung des Cordierits ist allgemein und die einzelnen Individuen können Durchmesser von 2 bis 3 cm haben. Helizitische Einschlüsse von Biotit sowie rundliche Quarzkörner und kleine Sillimanitnadeln sind bisweilen reichlich (Abb. 2 und 3). Ein Teil des Cordierits kommt in kleineren Körnern vor, die gewöhnlich mit Biotit umhüllt sind.

Die Umwandlung des Cordierits in Serizit scheint örtlich zu sein. Im Cordieritkinzigit nördlich und südlich von dem See Häähjärvi, Kalanti, auf der Insel Työmäskeri, Kustavi (No. 701, Tafel IX) und in Hanhistenmaa, Pyhäranta, sind die Cordierite frisch oder nur zum Teil pinitisch zersetzt, während die Kinzigit in der Santio-Kytämäkizone sowie westlich von Kuuantaka, Kalanti, nur serizitische Pseudomorphosen nach Cordierit enthalten.

Die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Cordieritlagen ist in Tabelle 3 (Analysen 6 und 7) wiedergegeben. Der Kinzigit von Paulähde, Kalanti, enthält frischen Cordierit, während er in der Probe No. 333 (Analyse 6) serizitisiert ist. Auch im Kaljaisjärvigebiet, südöstlich von Unaja, ist der Cordierit an manchen Orten gänzlich in Pinit und Serizit umgewandelt (z. B. Beobachtungsstelle 649).

#### d. Sandige Schichten.

In ihrem Mineralbestand und Bau zeigen die »sandigen Schichten« gewisse Abwechslungen, die von den Wirtformationen unabhängig sind. Die Dicke variiert von 3 cm bis 30 cm. 10 bis 15 cm dicke Schichten sind am gewöhnlichsten. Sie sind feinkörniger und heller als die cordieritgranathaltigen Schichten. Die schmalen Schichten sind homogen oder zeigen geringe Variationen in ihrem Biotitgehalt. Breitere Schichten dagegen haben meistens einen helleren Mittelteil, der oft nicht kontinuierlich ist sondern sich aus vielen langen Linsen zusammensetzt (Abb. 4 und 5). Der Mineralbestand dieser Schichten und Linsen folgt einer normalen Reaktionsserie: Der 2 bis 3 cm breite Zentralteil besteht aus Plagioklas, Quarz, Diopsid und Granat (*a* in Abb. 6 und 7). Das Zentrum ist von schmalen, um 5 bis 10 mm breiten, hornblendeführenden Schichten (*b*) umhüllt, und darauf folgen die Biotit-Granatlagen (*c-d*).

Der Zentralteil bietet besonderes Interesse dar und weicht mineralogisch vom umgebenden Gestein am schärfsten ab. Seine Minerale werden darum etwas näher beschrieben:

Plagioklas zeigt  $\gamma = 1.584 \pm 0.001$  und max. Auslöschung  $41^\circ$ . Seine Zusammensetzung lässt sich, mit diesen optischen Daten übereinstimmend, aus Analyse 9 (Tabelle 3) als  $An_{95}$  verrechnen.

Diopsid hat  $\gamma = 1.731 \pm 0.001$ ,  $\beta = 1.711 \pm 0.001$ ,  $\alpha = 1.705 \pm 0.001$

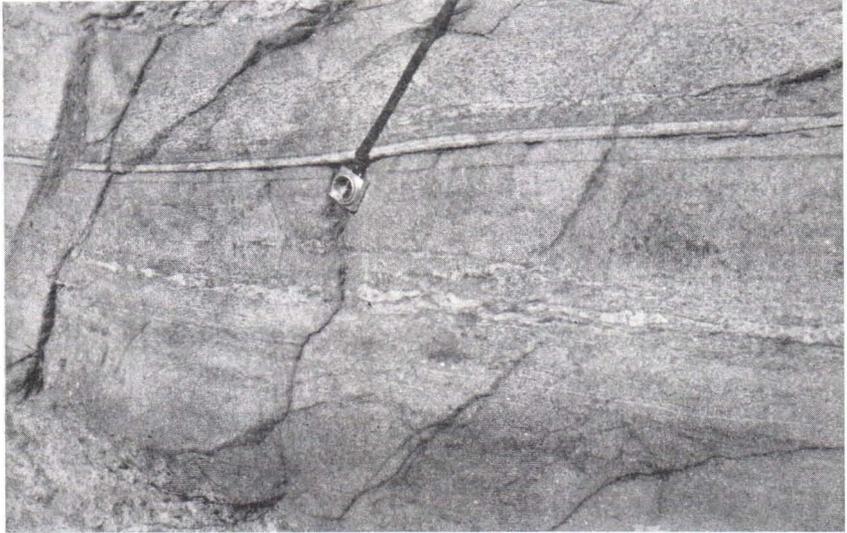


Abb. 4. Sandige Schicht mit hellem, pyroxenhaltigem Mittelteil. Biotitgneis, Kytämäki, Kalanti (428).



Abb. 5. Helle, pyroxenhaltige, lange und schmale Linsen in einer breiten, sandigen Schicht. Biotitgneis, Kytämäki, Kalanti (428).

und  $\gamma Ac = 42^\circ$ . Diese Eigenschaften stimmen mit einem Diopsid, in welchem  $[FeO]:[MgO] = 55:45$  ist, überein (vergl. WINCHELL 1933 S. 226).

Granat mit  $n = 1.788 \pm 0.001$  kommt in kleinen idiomorphen Kristallen vor. Die Farbe ist im Dünnschliff etwas rötlich. Die Granate von einer kalkreichen Linse wurden mittels der Clerici-Lösung getrennt und analysiert. Die Analyse 2 (Tabelle 2) zeigt, dass sie Almandine mit bedeutendem Mangan- und Kalziumgehalt sind. Besonders ist der Mangan-gehalt ziemlich hoch und stellt sich auch in der Gesteinsanalyse (No. 11 Tabelle 3) als eine relativ hohe Manganprozentzahl heraus. In diesem Falle, wie wohl ganz allgemein, enthält der spessartinreiche Almandinmischung zugleich mehr Grossular als die manganarmen Almandine. Das Vorkommen von Mangan ist also hier mit reichlichem Kalzium und nicht mit Eisen verknüpft. Dieser Umstand ist wahrscheinlich auf die Verhältnisse der ursprünglichen Sedimentation zurückzuführen: Die kalkreichen Linsen mögen während der Sedimentation gebildete Konkretionen repräsentieren, und das Mangan hat sich mit dem Kalk abgeschieden.

Die hornblendeführenden Schichten enthalten ähnliche kleine und idiomorphe Granate, während sie in den biotitführenden Randzonen grosse Porphyroblasten mit reichlichen Quarzeinschlüssen darstellen. Diese Granate zeigen  $n = 1.796 \pm 0.001$  und bestehen wahrscheinlich schon aus gewöhnlichem Almandin (vergl. Analyse 1 in Tabelle 2). Der Anorthitgehalt des Plagioklases vermindert sich vom Zentrum gegen die Randzone, wo es  $An_{46}$  beträgt (Schichten *c*—*d* in Abb. 6 und 7).

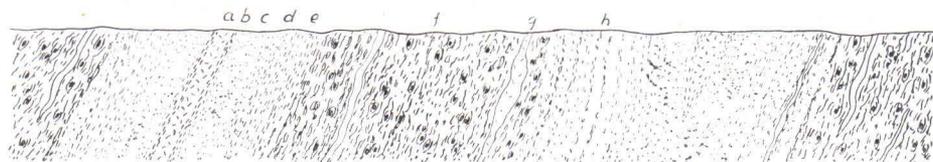


Abb. 6. Sandige Schichten im Kinzigit südlich von Vellua (Fundort 408). *a* = kalkreicher Mittelteil mit reichlichem Pyroxen und Granat; *b* = hornblendeführende Schicht; *c* = Biotit-Granatschicht mit anorthitreichem Plagioklas; *d* = »normale« Biotit-Granatschicht; *e* = dunkle, biotitreiche Schicht; *f* = Cordierit-Granatkinzigit; *g* = Pegmatitader; *h* = Biotitsaum. Massstab 1:8.

Die pyroxen- und hornblendeführenden Schichten fehlen oft, und der hellere Mittelteil besteht dann aus anorthitreichem Plagioklas mit Quarz und nur einigen Biotitnadeln (vergl. Teil *c* in Abb. 7). Granat kann in diesen Lagen fehlen.

Die Kontakte zwischen den Schichten sind scharf, besonders erfolgt das Auftreten des Biotits statt der Hornblende ohne Übergangszone (Abb. 8).

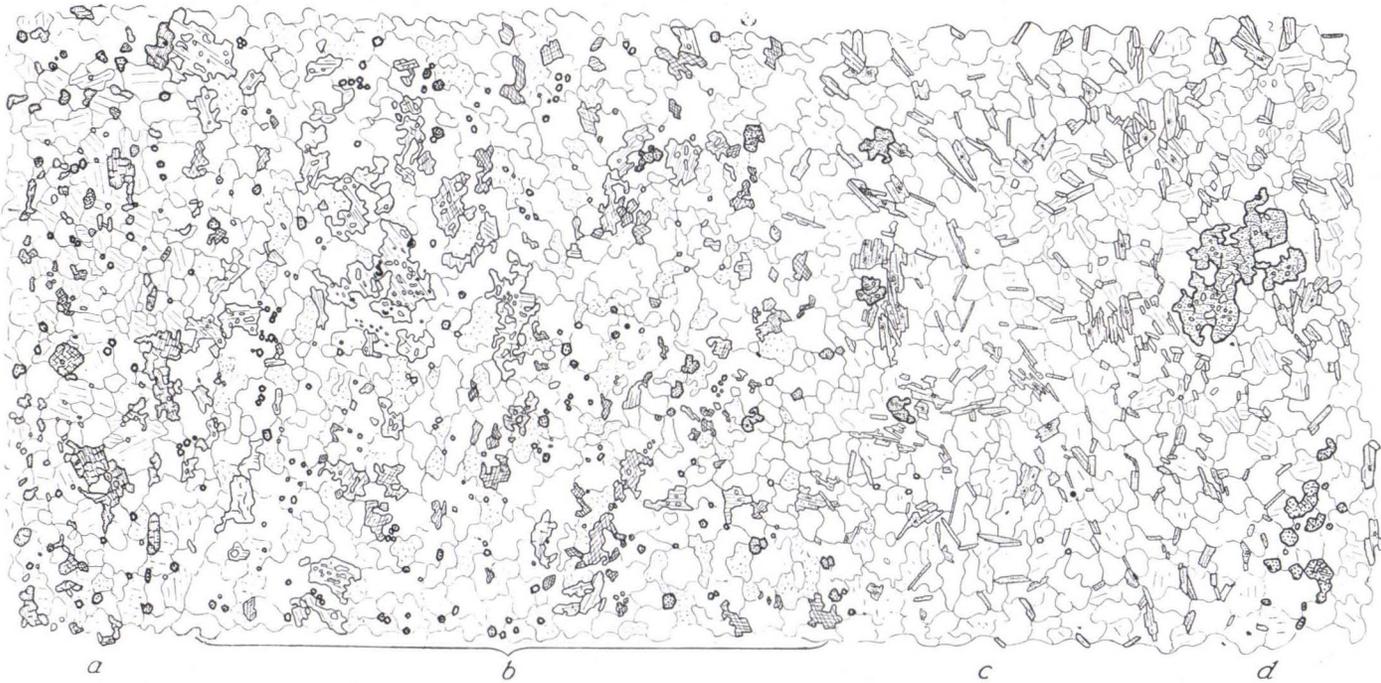


Abb. 7. Die Schichten *a* bis *d* in derselben sandigen Schicht wie in Abb. 6. Vergr. 11 fach. Trotz der variierenden Zusammensetzung des Plagioklases zeigt das granoblastische Quarz-Feldspatgemenge ein ähnliches Gefüge in allen Schichten. In Schicht *a* sieht man ausserdem reichlich Diopsid und kleine Granate, in Schicht *b* wird der Diopsid durch Hornblende ersetzt, in Schicht *c* dieser durch Biotit, in Schicht *d* wird der Granat noch viel reichlicher und erscheint in Form von grossen durchlöchernten Körnern. Vergr. 15 fach.

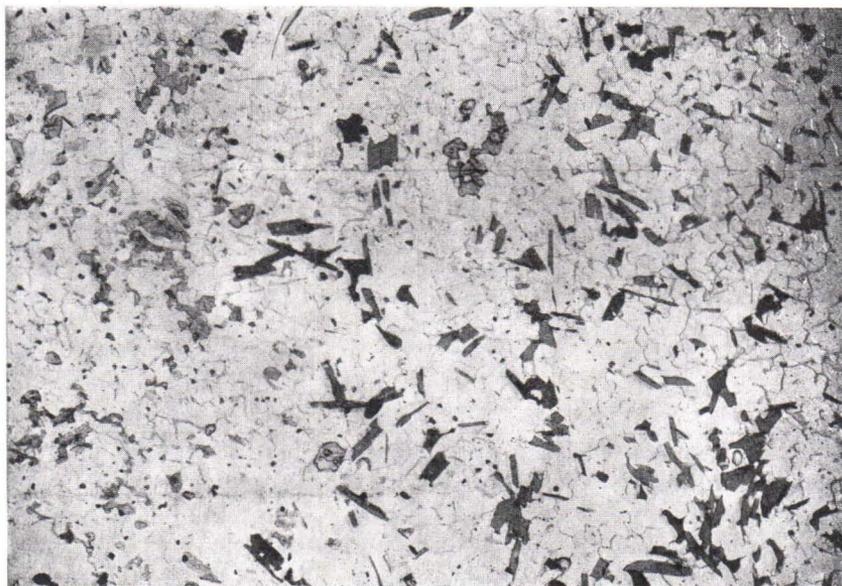


Abb. 8. Der Kontakt zwischen hornblende- (links) und biotitführenden Schichten (rechts) ist scharf. Dieselbe sandige Schicht wie in Abb. 6 und 7. Vergr. 15 fach.

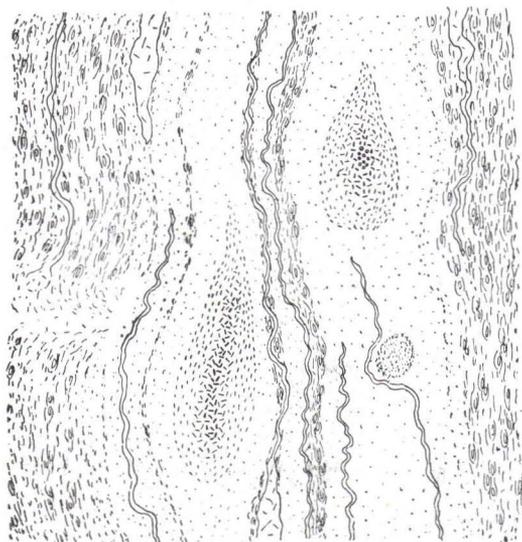


Abb. 9. Ellipsoidförmige Linsen im Kinzigit. Das Zentrum ist granatreich, darauf folgen die Pyroxen-, Hornblende- und Biotitschichten. Lahti, Kalanti. Massstab 1:10.

Auch ellipsoidförmige Linsen mit granatreichem Zentrum sind gewöhnlich (Abb. 9 und 10). Ihr Mittelteil ist von den pyroxen-, hornblende- und biotitführenden Schichten umhüllt und die Reihenfolge ist dieselbe wie in den kalksilikatreichen Lagen.

Der Übergang zwischen den sandigen und cordierit-granatführenden Schichten kann scharf oder allmählich sein. Im letzten Fall wird die Menge des Biotits allmählich grösser, und oftmals schliessen die Randzonen schmale Biotitsäume ein (*h* in Abb. 6).

## 2. Cordieritgneise.

Die cordierithaltigen Gesteine NW und SW vom Dorfe Kuantaka sowie diejenigen in Vellua, Kalanti weichen hauptsächlich in ihrer Struktur von den Kinzigiten ab. Sie zeigen keine Cordieritflecken, sind schieferähnlich und nähern sich in dieser Hinsicht den Plagioklas-Sillimanitschiefern an.

Im Felde sind sie zwischen den Kinzigiten und Plagioklas-Sillimanitschiefern gelegen (Tafel IX) und mögen ein einheitliches Lager darstellen. Der Mineralbestand ist derselbe wie im Cordieritkinzigit mit der Ausnahme, dass der Cordierit oft gänzlich in Serizit umgewandelt ist. Wenn er frisch ist, zeigt die chemische Analyse einen bedeutenden Magnesiumgehalt



Abb. 10. Ellipsoidförmige Linse in einer sandigen Schicht des Plagioklas-Sillimanitschiefers. Lahti, Kalanti.

und nur geringe Mengen von Alkalien (Analyse 4, Tabelle 3, anal. Fräulein SIRKKA HIETANEN). Der Biotit ist magnesiumreich (Analysenpunkt B<sub>4</sub> in Abb. 18) mit  $\gamma = \beta = 1.645 \pm 0.001$ .

Mikroklin, wenn anwesend, kommt mit Quarz in feinen, zahlreichen Adern und Augen vor. Sein Vorkommen hängt aller Wahrscheinlichkeit nach mit Migmatierungsprozessen zusammen.

Die Cordieritgneise schliessen ähnliche sandige Schichten wie die Kinzigite ein. Analyse 11 (Tabelle 3) zeigt die chemische Zusammensetzung des pyroxenreichen Mittelteils einer ellipsoidförmigen Linse in einer sandigen Schicht NW von Kuantaka.

### 3. Plagioklas-Sillimanitschiefer.

Diese Abart ist wegen der porphyroblastischen Entwicklung der Plagioklase sowie der sehr gut erhaltenen Schichtung leicht zu erkennen (Abb. 11). Der Mineralbestand ist folgender:

Plagioklas (An<sub>15</sub>—An<sub>25</sub>) in Porphyroblasten mit reichlichem Sillimanit sowie in kleineren Körnern mit Quarz.

Quarz in rundlichen Körnern.

Biotit, oft hellbraun und mit  $\gamma = \beta = 1.638 - 1.643 \pm 0.001$ .

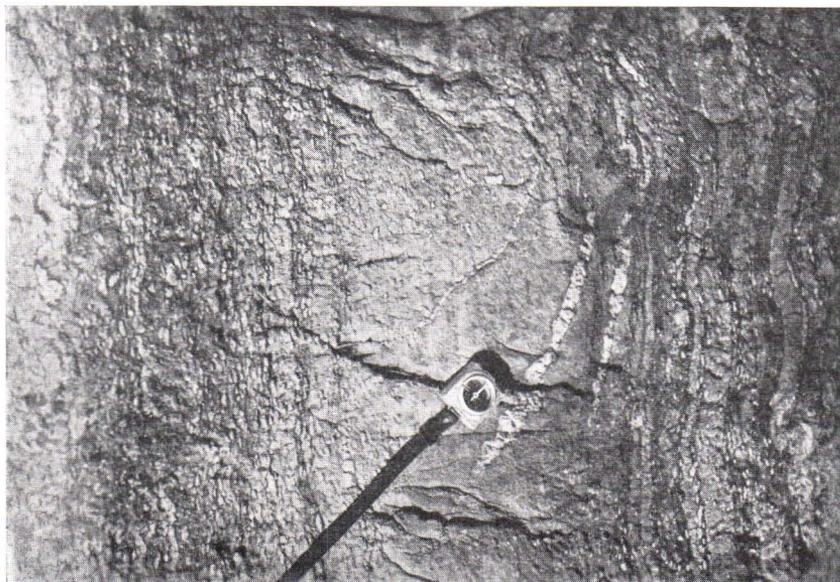


Abb. 11. Geschichtete Sillimanit-Plagioklasschiefer mit hellen Plagioklasmeta-  
blasten. Lahti, Kalanti.

Muskovit, primär mit Biotit und sekundär im Plagioklas sowie mit Sillimanit und Quarz.

Sillimanit ist reichlich, Magnetit und Ilmenit spärlich.

Cordierit kommt in einigen Lagen vor, wie z. B. in Vellua (No. 335) und in Petas, Kalanti. Mikroklin ist meistens sekundär (vergl. S. 33).

Die sillimanitführenden Plagioklasporphyroblasten und Quarzstengel sind auffallend, da sie als weisse Knollen aus der dunklen Verwitterungsoberfläche des biotitreichen Grundgewebes herausragen (Abb. 11). Einige von diesen hellen Augen bestehen aus symplektitischem Quarz und Muskovit. Solche Augen sind hauptsächlich in der Nähe der grösseren Pegmatite angetroffen worden und können ursprünglich aus Plagioklas bestehen.

Sandige Schichten ohne und mit hellen Mittelteilen oder linsenförmigen Konkretionen sind zahlreich und zeigen wie gewöhnlich Variationen in Bau und Zusammensetzung. Analyse 9 (Tabelle 3) repräsentiert die Zusammensetzung einer homogenen sandigen Schicht, die Verhältnismässig biotitreich ist.

Turmalin in kleinen Prismen ist häufig, und sein Auftreten ist deutlich mit der Pegmatitisierung verknüpft (Vergl. Abb. 20).

Sillimanitgneise von den Inseln Koiranluoto (No. 717) und Putsaari (No. 730) enthalten ähnliche Porphyroblasten von Plagioklas mit Sillimanit und dazu Mikroklin, der ebenfalls eine porphyroblastische Entwicklung zeigt. Sillimanit in Knoten ist häufig. Das Vorkommen von Mikroklin und Sillimanit in Porphyroblasten und Knoten verursacht eine grosse Ähnlichkeit mit den Cordierit-Sillimanitlagen von Työmäskeri.

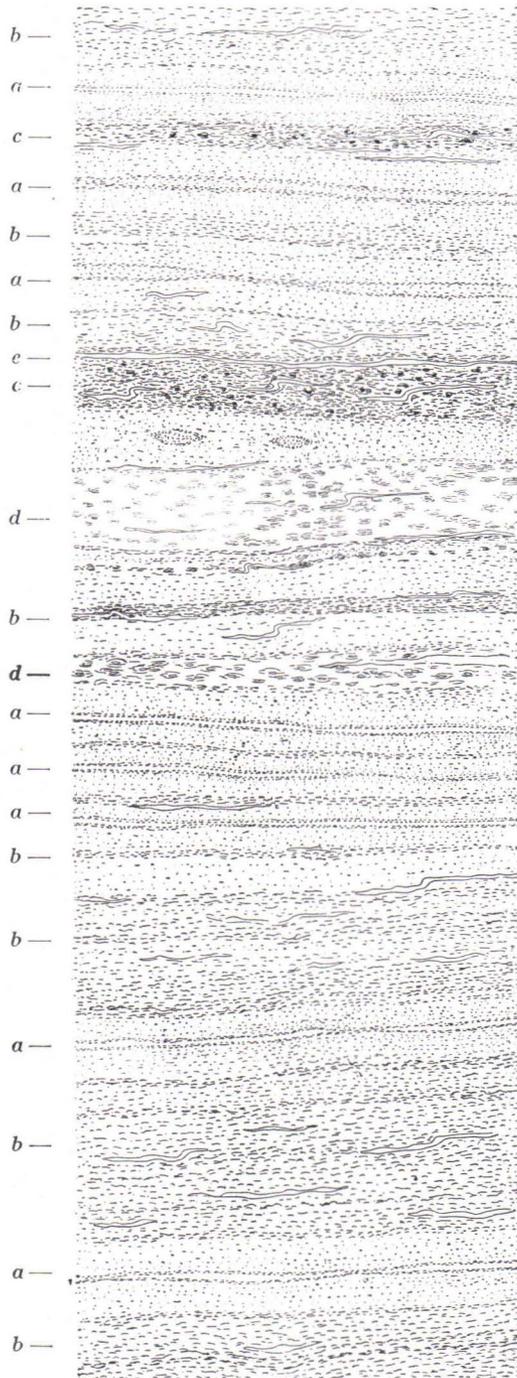
#### 4. Biotit-Plagioklasgneise.

In allen obenbeschriebenen Formationen gibt es Lagen, die keine von den aluminiumreichen Mineralien, wie Cordierit, Granat, Sillimanit, enthalten und in denen der Plagioklas als kleine Körner mit Quarz vorkommt. Der Mineralbestand dieser Lagen nähert sich demselben der sandigen Schichten (vergl. Anal. 9) aber weicht von diesen darin ab, dass sie biotitreicher und grobkörniger sind sowie weniger Quarz enthalten.

In der von Osten nach Westen sich erstreckenden Zone von Santio-Kytämäki, Kalanti (428), sind diese Lagen vorherrschend und wechseln mit den feinkörnigen, sandigen Schichten ab (Abb. 4 und 5). Sie sind meistens schiefrig und erinnern in ihrem Bau an die Plagioklas-Sillimanitschiefer und Cordieritgneise. Zufällig kann man in diesen Schichten einzelne serizitisierte Cordierite antreffen. Solche Schichten scheinen dafür in lithologischer Hinsicht analog mit den Cordieritgneisen zu sein. Die sandigen Schichten sind hier mit denjenigen in den obenbeschriebenen Formationen analog, aber im Pyhärantagebiet, wo auch Biotit-Plagioklas-

Abb. 12. Schichtung im Biotit-Plagioklasgneis und Kinzigit. Kuliluoto. Massstab 1: 50.

- a. Pyroxenhaltiger Mittelteil der sandigen Schichten, mit hornblendeführenden Säumen umhüllt.
- b. Biotitgneis. Die Dicke dieser Schichten variiert von einigen cm bis 2 m.
- c. Kinzigit mit dunklen Cordierit- und Granatflecken.
- d. Plagioklas-Sillimanitschiefer mit hellen Plagioklas-Sillimanitknollen.
- e. Pegmatitader.



gneise vorherrschen, haben sie meistens keine hellen Mittelteile und ihr Bau ist gern unsymmetrisch, so dass ein Teil dunkler (biotitreicher) als der andere ist.

Die Plagioklasgneisformation des südlichen Kalanti scheint sich nach W und SW in die Inseln und den nördlichen Teil des Kirchspiels Lokalahti zu erstrecken. Besonders schöne Schichtung zeigen die steilstehenden Biotit-Plagioklasgneislagen der Inseln Vasikkaluoto (669) und Niittyluodonkari (671). Die Schichtung wird durch die Abwechslung von feinkörnigen und grobkörnigen sowie von hellen und dunklen Lagen hervorgerufen. Der Mineralbestand der verschiedenen Lagen variiert meistens nur in den Mengenverhältnissen. Nördlich und südlich von dieser Zone, in Kuliluoto und in Mäntysaari (692), sind schon kalkreiche pyroxen- und hornblendeführende Lagen, sandige Schichten mit Granat und reichlichem Quarz und einige Plagioklas-Sillimanitlagen den Biotit-Plagioklasgneisen angelagert (Abb. 12). In der Hepoluoto—Vähä Hylkimys-Zone sind die kalkreichen Konkretionen sehr reichlich.

Ein mächtigeres homogenes Lager von Biotit-Plagioklasgneis kommt SW von Kuuantaka, an der Südseite des Baches vor. Dieser Gneis weicht strukturell und mineralogisch von den obenbeschriebenen ab: Er enthält keine sandigen Schichten, aber teilt sich in zwei dickere Lagen. Die eine von diesen ist dunkel und besteht aus Plagioklas, Quarz und Biotit. Die andere dagegen ist hellgrau und enthält ausser den obengenannten Mineralien auch grosse Mikroklinporphyroblasten mit helizitischen Einschlüssen von Biotit, Plagioklas (oftmals idiomorph) und Quarz in rundlichen Körnern. Die helizitischen Einschlüsse zeigen dieselbe Orientierung wie die anderen Mineralien (D. 3 und 5 Tafel VII) und es ist daher klar, dass die Porphyroblasten nach der Deformation umkristallisiert wurden. Das ursprüngliche Material kann kalireich gewesen sein oder es handelt sich um Kalimetasomatose. Diese Frage wird noch weiter unten diskutiert.

Einige mittelkörnige Lagen des Biotit-Plagioklasgneises von Kuivaurauma, Pyhämaa (467), enthalten leistenförmige Plagioklas-Einsprenglinge, die ebenfalls postdeformationell umkristallisiert sind, da sie quer zur s-Fläche liegen.

Die dunklen, feinkörnigen Schichten in Hepoluoto und Kauhianpää, Pyhäranta (488), sind teils quarzreiche und teils biotitreiche Einlagerungen im Biotit-Plagioklasgneis. Einige von diesen Schichten enthalten porphyroblastischen Mikroklin.

Analyse 10 (Tabelle 3) zeigt die Zusammensetzung eines migmatisierten Biotitgneises, der auch beträchtliche Mengen von Mikroklin enthält. In seinem chemischen und mineralogischen Bestand nähert sich dieser dem Plagioklas-Cordieritgneis No. 335 (Analyse 5), zwar mit dem Unterschied, das No. 10 keinen Cordierit enthält. Diese Analyse repräsentiert den erstbe-

schriebenen Typ der Biotitgneise, während die wahren Biotitplagioklasgneise nach der mineralogischen Untersuchungen zu schliessen eine mehr leptitähnliche Zusammensetzung hätten.

Eigentliche Leptite, wie sie z. B. von SEDERHOLM (1934) und ESKOLA (1914) beschrieben sind, wurden nicht im Kalantigebiet angetroffen. Doch erinnern die feinkörnigen Einlagerungen in Harmaakari (608) und in Hylkimys sowie auf einer Klippe zwischen Hylkimys und Kuliluoto an natronreiche Leptite. Ihre Mineralbestandteile sind Quarz, Plagioklas ( $An_{25}$ ), Biotit und ein wenig Mikroklin, der Stellenweise in grossen schwammartigen Metablasten mit Grundgewebeeinschlüssen vorkommt. Ein Teil des Quarzes und Plagioklases bildet grössere Körner, die in kleinen Gruppen angehäuft sind (Abb. 1, Tafel VI).

### 5. Amphibolite und amphibolführende Lagen

Die Amphibolite wechseln einigermaßen in ihrer Zusammensetzung: 1) Die Amphibolite von Kukainen und Elkkyinen, von denen nur Bruchstücke in den Trondhjemiten erhalten sind, sind durch helle, pyroxenführende Lagen charakterisiert. Ähnliche Amphibolitlinsen sind in die Kinzigite und Biotitgneise von Ruotiluoto, Lokalahti (688) eingeschaltet. 2) Im Kirchdorfe Kalanti sind die pyroxenführenden Lagen linsenförmig im vorherrschenden Amphibolit eingeschlossen, was dem Gestein eine an Agglomerate erinnernde Struktur verleiht. 3) Die Amphibolitlinsen und -lagen in den Alumosilikatgesteinen vom südlichen Kalanti und nördlichen Lokalahti sowie dieselben in Unaja sind homogen und enthalten keinen Pyroxen. 4) Die schmalen und dunklen amphibolführenden Schichten in den Alumosilikatgesteinen sind überall häufig.

Der Mineralbestand in 1 und 2 ist identisch:

Hornblende in grünen Farbtönen ist reichlich; im Amphibolit von Kukainen hat er  $\gamma' = 1.678 \pm 0.001$ ,  $\alpha' = 1.660 \pm 0.001$ .

Pyroxen ist ein gewöhnlicher Diopsid mit  $\gamma' = 1.722 \pm 0.001$ ,  $\alpha' = 1.700 \pm 0.001$ .

Biotit ist spärlich.

Plagioklas ( $An_{83}$ ) befindet sich als Körner zwischen den mafischen Mineralien.

Kalzit kommt oftmals in diopsidführenden Schichten und Linsen vor und bedeckt die Wände der Hohlräume.

Titanit, Magnetit und Pyrit, idiomorph oder in Körnern, sind die gewöhnliche Nebenbestandteile.

Die hellen Lagen bestehen aus kleinen Plagioklaskörnern ( $An_{83}$ ) und grösseren Diopsidindividuen, die reichlich Plagioklas einschliessen.

3. Die Amphibolitlinsen und Lagen in den Alumosilikatgesteinen vom

südlichen Kalanti und nördlichen Lokalahti zeigen den folgenden Mineralbestand:

**Hornblende** in nach  $c$  gestreckten Säulen, die oft (110) und (010) gegen den Plagioklas entwickeln. Die optischen Eigenschaften variieren in verschiedenen Linsen:

Probe No. 7 (Lahti, Kalanti):  $\gamma' = 1.672 \pm 0.001$ ,  $\gamma \wedge c = 19^\circ$ . Pleochroismus:  $\alpha$  = farblos bis grünlich,  $\beta$  = hell graugrün,  $\gamma$  = farblos bis graugrün.

Probe No. 9 (Lahti, Kalanti):  $\gamma' = 1.668 \pm 0.001$ ,  $\alpha' = 1.644 \pm 0.001$ ,  $\gamma \wedge c = 17^\circ$ ; sonst wie 7.

Probe No. 428 (Kytämäki, Kalanti):  $\gamma' = 1.689 \pm 0.001$ ,  $\gamma \wedge c = 19^\circ$ ,  $\alpha$  = hellgrün,  $\beta$  = grün,  $\gamma$  = bläulich grüngrau.

**Plagioklas** ( $An_{83}$ ) in kleinen Körnern.

**Biotit** oftmals in langen Nadeln, die durch die anderen Mineralien wachsen, und z. T. in grossen porphyroblastischen Individuen, die zahlreiche, kleine Plagioklaskörner einschliessen.

**Magnetit** und **Apatit** in Körnern sind reichlich. **Zirkon** im Biotit ist häufig.

An manchen Fundstellen ist der Mittelteil der Amphibolitlinse grobkörnig und bisweilen kann man der Übergang in Gabbro beobachten. Z. B. am NW-Strande der Insel Kaurissalo, Kustavi (Abb. 13), ist jedes

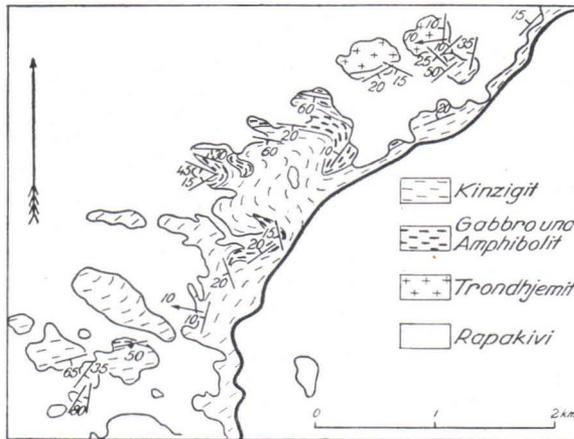


Abb. 13. Geologische Karte des Nordweststrandes der Insel Kaurissalo, Kustavi. Südlich von der Karte in Tafel IX.

Stadium von grobkörnigem Gabbro bis zum feinkörnigen Amphibolit sichtbar. Das Nebengestein besteht hier aus Biotit-Plagioklasgneis mit quarzreichen granatführenden hellen Schichten. In der Kontaktzone ist der Plagioklas hier oft serizitisiert und Biotit in Chlorit umgewandelt. Amphibolite dieser Art wurden als geschieferte Gabbros betrachtet und demgemäss mit der Farbe dieser in die Karte eingezeichnet.

4. Die amphibolführenden Schichten in den Alumosilikatgesteinen sind 5 cm bis 20 cm breit und oft feinkörnig. Der Mineralbestand in Handstücken aus dem südlichen Kalanti ist:

Amphibol, in nach *c* erstreckten Säulen, besteht allgemein aus farblosem oder grünlichgrauem Cummingtonit mit  $\gamma' = 1.657 \pm 0.001$ ,  $\alpha' = 1.634 \pm 0.001$ ,  $\gamma \wedge c = 21^\circ$  und keinem Pleochroismus.

Plagioklas ( $An_{79}$ ) und Quarz in granoblastischen Körnern.

Biotit in langen Nadeln wächst durch die anderen Mineralien (Abb. 1, Tafel III).

Magnetit in Körnern ist häufig.

In den Lokalahti- und Mynämäkigebieten wechseln die schmalen amphibolreichen Lagen mit Biotit-Plagioklasgneisen oder Kinzigitschichten ab. An den Beobachtungsstellen 794—797 sind die amphibolführenden Lagen sowie die Biotit-Plagioklasschichten zwischen diesen 1 cm bis 10 cm breit und sehr feinkörnig. Einige Lagen scheiden sich von den anderen durch ihre gröbere Korngrösse. Sie enthalten neben Hornblende auch reichlich Pyroxen, und ihre Struktur und ihr Mineralbestand erinnern mehr an dioritische Gänge als an abgelagerte Schichten. Ähnliche schmale Gänge wurden auch auf der Insel Hylkimys, Lokalahti, angetroffen. Der Biotit-Plagioklasgneis in der Nähe dieser Gänge enthält grosse, schwammartige Xenoblasten von Hornblende (Abb. 14). Plagioklas in

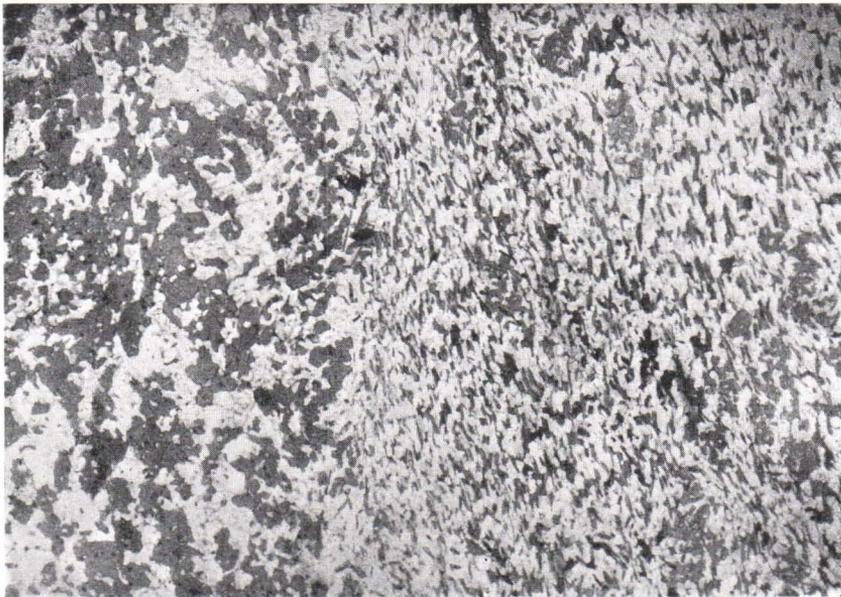


Abb. 14. Kontakt zwischen Amphibolit und Biotitgneis. Man bemerke die grossen Hornblendexenoblasten im Biotitgneis. Hylkimys. Vergr. 9 fach.

der Kontaktzone ist oft in Serizit und Biotit in Chlorit umgewandelt. Einige hornblendeführenden Schichten zeigen eine porphyroblastische Entwicklung des Plagioklases, z. B. auf Hylkimys und am SE-Rande des Sees Taipalejärvi in Kalanti.

### S t r u k t u r b e z i e h u n g e n z w i s c h e n d e n E i n z e l m i n e r a l i e n .

Das Gefüge aller Gesteinstypen ist im allgemeinen kristalloblastisch mit deutlicher Regelung von Biotit und Hornblende nach s und Striemung in B (vergl. unten).

Zwei oder drei Generationen von Quarz sind häufig: 1) Die runden kleinen Körner, oft in anderen Mineralien wie in Feldspäten, Cordierit, Hornblende und Pyroxen eingeschlossen, sind die ältesten. 2) Größere Individuen, die mit Plagioklas ein granoblastisches Grundgewebe bilden, sind jünger und gleichzeitig mit anderen Hauptgemengteilen umkristallisiert. 3) Quarz in den hellen pegmatitisch-granitischen und trondhjemitischen Adern ist spät (vergl. Abb. 54).

Plagioklas kommt in zwei Generationen vor: Plagioklas I, der mit Quarz II ein granoblastisches »Grundgewebe« bildet, und Plagioklas II in den Adern.

Biotit I ist gegen Quarz II und Plagioklas I z. T. idiomorph, aber schliesst häufig Quarz I ein.

In einigen Amphiboliten und Kinzigiten gibt es auch eine jüngere Generation von Biotit: Biotit II, der in langen neugesprossenen Nadeln die anderen Mineralien durchwächst. Solche Nadeln sind sehr schön in den cummingtonitführenden Lagen, wie No. 393 (Abb. 1, Tafel III) sowie im Cordieritgneis in Vellua und im Kinzigit von Pehto und Paulähde sichtbar. In den letztgenannten Gesteinen durchwaschen die Biotitnadeln die älteren grossen Biotitleisten. Diese Erscheinung scheint lokal und mit starken Durchbewegungen verknüpft zu sein, so ist z. B. in Vellua das Gestein brekziiert, und in Paulähde sind die Scherzonen durch eine starke Granulation von Quarz bedingt. Die zwei Generationen können dank der zeitlichen Zwischenschaltung dieser nach der Hauptdeformation stattgefundenen Bewegungen von einander unterschieden werden.

Die Umkristallisationsfolge der Biotite I kann man von den Gefügeanalysen ablesen, wie wir unten erweisen werden.

Cordierit ist im allgemeinen später als die anderen Hauptgemengteile. Er schliesst in sich Körner von Quarz und Biotit sowie von reichlichem Sillimanit ein und zeigt oft schwammartige Porphyroblasten (Xenoblasten). In manchen Proben kann man zweierlei Cordierite unterscheiden: 1) die kleineren Körner, die gewöhnlich in Strähnen vorkommen und

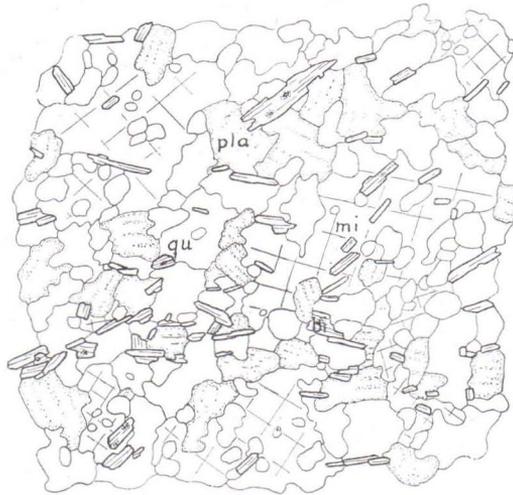
mit Biotit umhüllt sind (Abb. 1 und Tafel II), 2) die grossen Porphyroblasten, die kleinere Biotitleisten einschliessen (Abb. 3). Der Zuwachs der Porphyroblasten hat wahrscheinlich im späteren Stadium stattgefunden.

**Hornblende und Pyroxen.** Im Ganzen ist das Gefüge auch in den Amphiboliten kristalloblastisch. Die Mafite zeigen einigermaßen ihre eigenen Kristallformen, z. B. Prismenflächen gegen Feldspat, und haben allgemein ihr *c* parallel *B* orientiert. In den kalksilikatreichen Schichten haben Pyroxen und Hornblende eine Tendenz, grössere Individuen, die gewöhnlich Körner von hellen Gementeilen einschliessen, zu bilden (Abb. 7).

Die kleinen **Granate** der kalkreichen Schichten sind idiomorph mit (211) und (110) und oft in anderen Mineralien eingeschlossen. Die grossen Kinzigitgranate dagegen zeigen schwammartige Formen mit reichlichen Quarzeinschlüssen, oder es gibt eine Anhäufung der kleineren Granate (Abb. 7). Die Orientierung von Biotit um die Granatporphyroblasten ist nicht gestört worden, was auf ein gleichzeitiges Wachstum der beiden hindeutet.

**Apatit** kommt in idomorphen Säulchen oder in Körnern vor. **Zirkon** ist im Biotit angehäuft. **Ilmenit** in Schuppen oder Körnern und **Magnetit** in Körnern sind meistens mit den dunklen Gementeilen vergesellschaftet.

Abb. 15. Später Mikroklin (mi) ist korrodierend zwischen die anderen Mineralien eingedrungen. Sandige Schicht im Kinzigit, Lahti, Kalanti (335). Vergr. 18 fach. Die anderen Mineralien sind Quarz (qu), Plagioklas (pla), und Biotit (bi).



Später als die obengenannten Mineralien ist der **Mikroklin**. Dies wird ersichtlich in der Weise, wie der Mikroklin korrodierend zwischen die anderen Mineralien eingedrungen ist (Abb. 15) und wie er schwammartige Porphyroblasten bildet (Abb. 1). Ähnliche Mikroklinfilme sind manchmal in der Litteratur beschrieben worden (z. B. ERDMANNSDÖRFFER

1939, 1941, HOENES 1940, DRESCHER 1927., DRESCHER-KADEN 1940). Sie sind meistens als Korrosionserscheinungen angesehen worden (ERDMANNSDÖRFFER, DRESCHER-KADEN).

### Umwandlungen.

Chloritisierung des Biotits ist allgemein aber spärlich. Gewöhnlich sind die Randzonen des Biotits grünlich und zeigen niedrige Interferenzfarben. Die Bildung von kleinen Rutilnadeln, oft Sagenit, ist mit der Chloritisierung verknüpft.

Die Plagioklasporphyroblasten im Plagioklas-Sillimanitschiefer sind lokal zu symplektitischem Muskovit und Quarz umgewandelt. Das bedeutet eine Verschiebung nach einer niedrigeren Fazies, wie auch die Chloritisierung des Biotits.

Die Zentralteile der Plagioklasmetablasten im Probe No. 467 sind zeolithisiert. Auch Serizitbildung im Plagioklas ist lokal und hat meistens nur in geringem Grade stattgefunden (vergl. S. 26). Eine vollkommene Serizitierung hat der Plagioklas in quarzreichen feinkörnigen Schichten auf der Insel Hepoluoto erlitten, wo die rundlichen oder eckigen Quarzkörner von einer serizitischen Grundmasse umgeben sind.

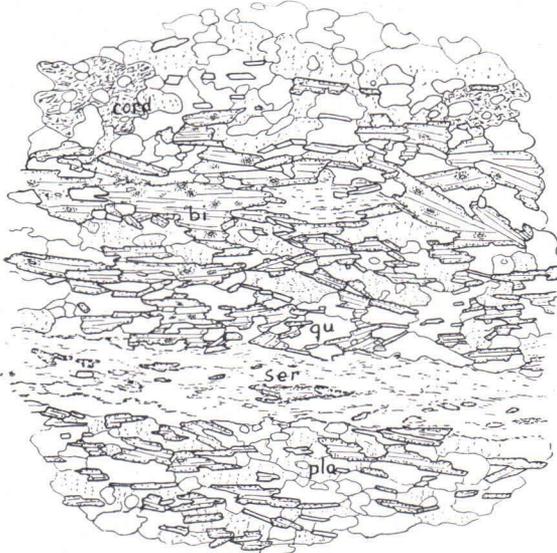


Abb. 16. Serizitstreif mit Biotitresten im Cordieritgneis, Kuantaka, Kalanti. ser = Serizit; cord = Cordierit, die vollkommen serizitisiert ist; bi = Biotit; pla = Plagioklas; qu = Quarz. Vergr. 18 fach.

Cordierit ist lokal pinitisch oder serizitisch zersetzt. Oft kommen die beiden Umwandlungsprodukte in denselben Individuen vor und zwar so, dass die Randzonen Serizit erhalten während der Mittelteil aus Pinit besteht. Besonders häufig scheinen diese Umwandlungen in den granitisierten und pegmatitisierten Kinzigiten zu sein. Wahrscheinlich ist der Cor-

dierit bei der Temperatur der Granitisierung und bei zunehmendem Kali- und Wassergehalt nicht mehr stabil gewesen.

Granat zeigt an einigen Stellen Chloritisierung längs Bruchzonen, und bisweilen sind die grossen Granate fast völlig in Chlorit mit einigen Magnetitkörnern umgewandelt (Abb 2, Tafel III).

Alle diese Umwandlungen sind lokal und mit Zufuhr von Wasser verknüpft. Das Wasser kann aus pegmatitischem Material herkommen.

#### Postkristalline kinetische Erscheinungen.

Deformative Bewegungspuren werden sichtbar durch die einzelnen Streife oder Bahnen von feinem Serizit, der bisweilen noch zerrissene Biotitreste enthält (Abb. 16), auch durch eine starke Granulation von Quarz (z. B. Probe No. 376 Paulähde, Kalanti) und durch Zerbrechen von Biotit.

Die Brekzierung des Cordieritgneises in Vellua ist ein Beweis von späten Bewegungen. Die Brekzierungszonen sind vollgespickt mit pulverisiertem Material, das hauptsächlich aus schuppigem Chlorit und Quarzstücken besteht.

Eine Mylonitzone im Kinzigit wurde etwa 2 km südlich von Beobachtungsstelle 749 an der SE-Seite der Gabbrointrusion angetroffen. Ein Teil des Biotits ist umkristallisiert. Quarz und Plagioklas sind in schmalen Streifen oder Linsen angehäuft. Grössere Körner kommen in einzelnen Individuen vor.

#### Chemische und mineralogische Zusammensetzung der Alumosilikatgesteine.

Obgleich die von Trondhjemiten und Graniten durchsetzten sedimentogenen Gesteine verschiedene Generationen von Mineralbestandteilen enthalten, sind die Mineralkomponenten jedoch in chemischem Gleichgewicht entstanden. Der Mineralbestand wechselt regelmässig mit der chemischen Zusammensetzung und die Beziehungen zwischen den beiden können mittels der üblichen Diagramme der Amphibolitfazies veranschaulicht werden. In den Schichten mit  $Al_2O_3$ -Überschuss ist das Auftreten des Cordierits oder Almandins durch das Verhältnis  $[Mg] : [Fe]$  bedingt: Die magnesiumreichen Lagen enthalten Cordierit und die eisenreichen Almandin, während bei mittleren Verhältnissen die beiden Mineralien gleichzeitig ausgebildet sind.

Die Rolle des Kaliumoxyds ist etwas komplizierter. Gewöhnlich bildet er mit  $(Mg, Fe)Al$ -silikaten Biotit, und Kalifeldspat erscheint nur wenn kein  $Al_2O_3$ -Überschuss mehr vorhanden ist, d. h. wenn das Gestein keines von den Mineralien Sillimanit, Cordierit oder Almandin enthält. Von die-





nat tritt mit zunehmendem Eisengehalt auf (Punkte 3, 2 und 1) und endlich gibt es im Gestein keinen Cordierit mehr, aber reichlich Granat (Punkt 8). Die Punkte für Biotit-Plagioklasgneis (Punkte 9, 10) liegen näher an der K-Ecke als die anderen Punkte.

Um die Beziehungen zwischen dem Mikroklin und den aluminiumreichen Mineralien zu veranschaulichen, sind die im Mikroklin enthaltenen Mengen von  $K_2O$  und  $Al_2O_3$  aus den Gesteinsanalysen subtrahiert und die so erhaltenen, roten Punkte 1 bis 10 in derselben A,,F,MF Projektion dargestellt. Eine durchsichtige Ebene wird durch die Analysenpunkte von Biotit, Granat und Muskovit gelegt. Punkt G ist nach dem Brechungs-exponent von Granat in Probe 345 und ESKOLAS Tabelle (ESKOLA 1921) bestimmt. Die Punkte für Cordierit und Sillimanit stehen vor dieser Ebene. Einer von den Biotitpunkten ( $B_{10}$ ) ist hinter und die anderen ( $B_1$  und  $B_4$ ) auf der Ebene oder fast so gelegen. (Die hinter der Ebene sich befindenden Linien sind gestrichelt). Diese Ebene sollte dann das Raumgebiet der mikroklinführenden Paragenesis von dem der cordieritführenden abgrenzen.

Die Punkte für die Analysen der Gesteine, die keinen Mikroklin sondern aluminiumreiche Mineralien wie Sillimanit, Cordierit und Almandin enthalten, stehen vor oder auf dieser Ebene (Punkte 4 und 8). Die Analysenpunkte 1, 2, 3 und 5 liegen hinter der Ebene und die entsprechenden Gesteine zeigen eine bedeutende Mikroklinmenge. Wenn wir den Mikroklin von diesen Analysen subtrahieren und die so erhaltenen Analysepunkte mit roten Punkten 1, 2, 3 und 5 bezeichnen, so geht hervor, dass sie vor der Ebene liegen. Ausnahmen von dieser Regel machen die Analysenpunkte 6 und 7: sie stehen auf und vor der Ebene, obgleich die Gesteine Mikroklin enthalten. Diese Gesteine sind besonders reich an Cordierit, was den Magnesium- und Aluminiumgehalt grösser macht. Umgekehrt enthalten die Analysen 1, 2, 3 und 5 Cordierit, obgleich die Punkte hinter der Ebene liegen. Da die entsprechenden Punkte nach der Vernachlässigung des Mikroklin vor der Ebene liegen, und damit normale, fazielle Beziehungen zeigen, scheint die Erklärung, dass der Mikroklin nach der Bildung des Cordierits entstanden ist, geeignet zu sein. Die Feldbeobachtungen stützen diese Annahme (vergl. S. 15) und die mikroskopischen Untersuchungen geben oft einen direkten Beweis für sie.

Mikroklin und Cordierit treten in verschiedenen, von einander getrennten Strähnen auf oder auch ist der Cordierit mit Biotit umhüllt (Abb. 1 und Tafel II). Es scheint klar zu sein, dass das Auftreten von Mikroklin in diesen Kinzigiten nicht eine fazielle Erhöhung bedeutet, sondern eine spätere Kalifeldspatisierung. Auch die häufigen Umwandlungen von Cordierit in Pinit und Serizit in den mikroklinreichen Kinzigiten sprechen für die reliktsche Natur des Cordierits. Die Quelle der Kalizufuhr ist offenbar

mit der regionalen Migmatisierung verknüpft, wie unten gezeigt wird. Jedenfalls bedeutet die Vergesellschaftung von Cordierit und Mikroklin in diesen Gesteinen ein chemisches Ungleichgewicht.

An einigen Stellen scheinen dagegen Mikroklin und Cordierit mit einander stabil zu sein. Zum Beispiel zeigt Analyse 7 eine bedeutende Mikroklinmenge neben reichlichem Cordierit. Im Dünnschliffe sind die beiden Mineralien klar und heil. Dieses kann eine Temperaturerhöhung während der Umkristallization bedeuten. Biotit kommt in diesen Gesteinen in zwei Generationen vor (vergl. S. 32).

Die Stellung des Analysenpunktes 7 in der A,,F,MK-Projektion zeigt, dass die chemische Zusammensetzung dieses Kinzigites normal ist, ohne dass man den Mikroklin subtrahiert. Man kann somit denken, dass der Cordierit in diesem Fall auf Kosten des Biotits umkristallisiert und dass so freigesetzte Kali mit dem Überschuss von Tonerde Mikroklin gebildet hätte. ESKOLA (1915) hat diese rückläufige Reaktion durch folgende Gleichung ausgedrückt:

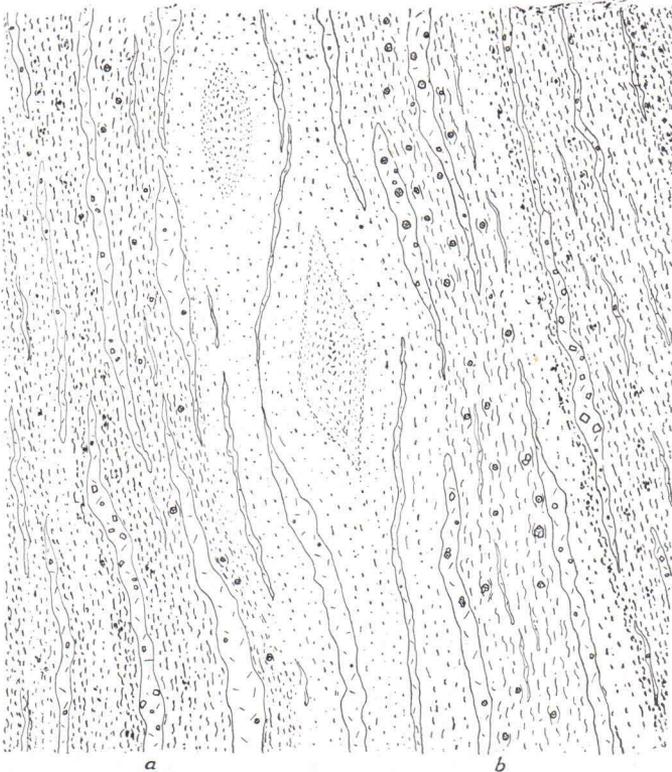


Abb. 19. Klarblaue Cordierite (a) und idiomorphe Granate (b) in granitpegmatitischen Adern des Kinzigitmigmatits. Mynämäki, Masstab 1:10.

$2 \text{ Kalifeldspat} + \text{Cordierit} + 2 \text{ Wasser} \rightleftharpoons \text{Biotit} + \text{Muskovit} + 4 \text{ Quarz}$ .

Auch der so entstandene Mikroklin wäre natürlich spät und könnte zwischen den anderen Mineralien oder Adern vorkommen wie es tatsächlich hier der Fall ist. Gewöhnlich enthalten die mikroklinreichen Adern in solchen Kinzigiten reichlich neukristallisierte Granate und Cordierite (Abb. 19) und lassen sich dadurch von den juvenilen Adern («Arterien»), die nicht diese Minerale aber oft Turmalin führen (Abb. 20), unterschei-

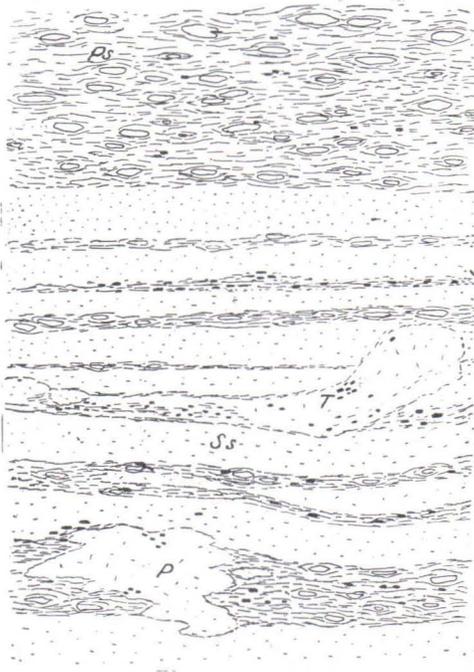


Abb. 20. Turmalin kommt in pegmatitischen Adern und Trümmern vor und hat auch den Schiefer in der Nähe der grösseren Stöcke durchtränkt. Plagioklas-Sillimanitschiefer, Lahti, Kalanti. Massstab 1: 2.

*Ps* = Plagioklas-Sillimanitschiefer mit 2 mm bis 1 cm langen Plagioklasmetablasten; *Ss* = sandige Schicht; *P* = Pegmatit mit reichlichem Mikroklin; *T* = Turmalin.

den. Sie würden «Venen» im Sinne HOLMQVISTS (1921) heissen, und die oben angeführte Reaktion, von rechts nach links laufend, würde zur Entstehung venitischer Kinzigitmigmatite leiten. Ein Teil des Cordierits (Cordierit I S. 32) war wahrscheinlich schon in der niedrigeren Fazies vorhanden. Er kristallisierte aus dem tonigen Material im Temperaturbereich der Amphibolitfazies. Kinzigite, die auf dieser Stufe blieben, enthalten keinen primären Mikroklin. In der A<sub>1</sub>F<sub>1</sub>MK-Projektion stehen die entsprechenden Analysenpunkte vor der Ebene. Bei fortlaufender Metamorphose entstanden die grossen Cordieritmetablasten mit Grundgewebeinschlüssen, und eben diese dürften nach der obigen Reaktion gebildet sein.

Der Mikroklin in solchen Kinzigiten kann somit zum Teil primär sein und gleichzeitig mit Cordieritmetablasten kristallisiert haben. Im Kalanti-gebiet scheinen die Kinzigite des südlichen Kalanti zur Amphibolitfazies

zu gehören und bilden arteritische Migmatite mit »juvenilem« pegmatitischem Material. Zwei Generationen von Cordierit wurden an manchen Orten um Häähjärvi beobachtet, und ein Teil des Mikroklin kann hier primär sein. Pegmatitische Adern scheinen sich nach Südosten zu vermehren und gleichzeitig nimmt das venitische Material in ihnen zu, wie man nach der Existenz der Granate und Cordierite in den Adern sehen kann. Das Mynämäkigebiet im Süden wie auch das Raumagebiet im Norden ist das Bereich der venitischen Migmatite und hat gleichzeitig das Bereich der höheren Temperatur oder eines tieferen Niveaus der Migmatitfront (WEGMANN) vertreten, während die Migmatite in Kalanti arteritisch sind und zu höheren Niveaus gehören. Die Bildungsweise der Migmatite und die faziellen Beziehungen scheinen somit unter einander im engsten Zusammenhang zu stehen.

Die chemische Zusammensetzung des Biotitgneises 10 weicht wesentlich von derselben der Kinzigite ab. Sein Projektionspunkt auf MKA,, ist deutlich näher an Linie MK als diejenigen der anderen Analysen gelegen. Dieser Biotitgneis enthält keinen Aluminiumüberschuss und keine aluminiumreiche Mineralien. Auch der rote Punkt 10, der die Analyse 10 nach der Subtraktion von Mikroklin darstellt, liegt hinter der Ebene, und sein Projektionspunkt auf der Ebene MKA,, liegt näher der Linie MK als die entsprechenden Punkte der Kinzigite.

### Die Gesteine des Trondhjemitstammes.

#### 1. Gabbros und Hornblendite.

Gabbros und Hornblendite bilden linsenförmige Körper in den Alumosilikatgesteinen und in saureren Gliedern des Trondhjemitstammes. Die Vorkommnisse sind zahlreich, aber meistens gering: Ihre Breite beträgt gewöhnlich von  $1/2$  m bis 100 m und die Länge von 10 m bis 2 km. Die Gabbros sind grobkörnig bis feinkörnig, richtungslos in den Mittelteilen der grösseren Massen, sonst schiefrig. Ihr Mineralbestand ist:

**Hornblende** ( $\gamma' = 1.676 \pm 0.001$  im No. 104), z. T. idiomorph (z. B. in No. 45 u. 427), oft im Ganzen granoblastisch (z. B. No. 504), enthält bisweilen Einschlüsse von Quarz.

**Plagioklas** ( $An_{65} - An_{70}$ ), granoblastisch oder z. T. idiomorph. Die grossen z. T. idiomorphen Kristalle (z. B. in Handstück No. 45) schliessen rundliche Quarzkörner, kleine Hornblendeprismen und Biotitschuppen ein. **Quarz** ist selten und nur spärlich. **Diopsid** selten. **Biotit** ist in geschieferten Gabbros gewöhnlich aber nur in kleinen Mengen vorhanden (vergl. Analyse 2, Tabelle 4).

**Apatit** kommt in kleinen Säulen oder Körnern vor. **Magnetitkörnchen** sind häufig. **Titanit**, idiomorphe Kristalle und Körner.

Tabelle 4.

Die Chemische und Mineralogische Zusammensetzung sowie die Niggelzahlen der Gesteine des Trondhjemitstammes.

No.	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	Hornblendit, Ruonan- perä, Kalanti (104)	Schiefriger Gabbro, Tynki, Kalanti (43)	Diorit,  Orivo, Kalanti (102)	Diorit,  Ruonan- perä, Kalanti (103)	Hornblende- trondhjemit, Sundholm, Uusi- kaupunki (431)	Hornblende- trondhjemit, Sundholm, Uusi- kaupunki (441)	Biotittrond- hjemit,  Ketteli, Pyhämaa (81)	Pyroxen- trondhjemit, Putsaari, Uusikaupunki (Handstück am Geol. Inst.)	Trond- hjemit, Haidus, Uusi- kaupunki. (HACKMAN 1905)
SiO <sub>2</sub> .....	41.05	45.18	57.11	57.48	64.22	65.06	67.98	69.58	69.81
TiO <sub>2</sub> .....	1.88	1.77	1.06	1.02	0.19	0.50	0.63	0.36	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.86	14.25	15.82	16.46	16.89	15.52	15.99	15.10	15.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3.72	2.36	0.88	1.12	0.48	1.36	0.00	0.88	1.12
FeO .....	10.30	9.43	6.48	6.12	3.17	3.46	4.38	1.87	2.14
MnO .....	0.15	0.15	0.13	0.12	0.12	0.03	0.06	0.03	0.06
MgO .....	11.72	8.87	5.18	4.54	2.63	2.53	1.34	0.87	0.83
CaO .....	12.04	13.40	6.42	6.36	5.60	4.20	2.98	2.75	2.32
Na <sub>2</sub> O .....	1.63	1.69	3.46	3.41	4.74	4.45	4.14	5.69	5.33
K <sub>2</sub> O .....	0.51	0.59	2.02	1.75	1.07	1.93	2.12	2.33	1.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	0.07	0.07	0.19	0.10	Spur	0.01	0.00	0.07	0.09
H <sub>2</sub> O+ .....	2.51	2.04	1.10	1.21	1.03	0.82	0.96	0.72	} 0.64
H <sub>2</sub> O— .....	0.09	0.04	0.14	0.11	0.25	0.30	0.00	0.04	
	100.53	99.84	99.99	99.80	100.39	100.17	100.58	100.29	100.18

	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Quarz			12.8	15.4	19.6	22.1	28.9	23.6	26.7
Plagioklas	An <sub>65</sub> 13.0	An <sub>65</sub> 30.0	An <sub>35</sub> 44.7	An <sub>35</sub> 44.7	An <sub>28</sub> 55.0	An <sub>25</sub> 49.0	An <sub>26</sub> 48.5	An <sub>25</sub> 55.6	An <sub>19</sub> 55.0
Mikroklin					1.5	5.4	2.5	11.4	7.0
Biotit		4.3	22.0	19.1	10.0	12.6	19.7	5.0	9.7
Muskovit							0.1		
Chlorit	4.0					0.3	0.3	1.0	
Diopsid								2.5	
Hornblende	77.7	59.4	19.0	18.0	13.4	9.5		1.0	
Magnetit	3.5	2.1	0.1	1.0	0.3	0.4		0.3	0.9
Titanit	2.0	3.4	0.9	1.0		0.5	0.2	0.2	
Apatit	0.2	0.2	0.5	0.5	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
Rutil								0.1	0.2
Kalzit					0.3	0.2	Monazit		
Rest		H <sub>2</sub> O+0.5	Na <sub>2</sub> O-0.14 K <sub>2</sub> O+0.21	H <sub>2</sub> O+0.1 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> -0.1	H <sub>2</sub> O+0.2 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> -0.1		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +0.15 CaO+0.14 P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> -0.04	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -0.7 CaO-0.8 Na <sub>2</sub> O+0.7 H <sub>2</sub> O+0.3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +0.16 H <sub>2</sub> O+0.34
	100.4	99.9	100.07	99.7	100.4	100.2	100.55	100.4	100.2
si .....	78.2	93.5	163.0	170.0	227.5	241.5	286.0	310.0	317.5
ti .....	0.27	0.27	0.23	0.23	0.05	0.14	0.20	0.12	0.16
al .....	16.7	17.4	26.7	28.7	35.2	34.0	39.7	39.7	41.5
fm .....	55.2	48.2	40.1	38.0	24.8	28.7	24.2	15.8	17.9
c .....	24.5	30.1	19.8	20.2	21.2	16.7	13.5	13.2	11.3
alk .....	3.6	4.3	13.4	13.1	18.8	20.6	22.6	31.3	29.3
qz .....	-36.2	-23.7	9.1	17.6	52.3	59.1	95.6	84.8	100.3
k .....	0.17	0.19	0.28	0.25	0.13	0.22	0.25	0.21	0.20
mg .....	0.60	0.57	0.55	0.53	0.56	0.49	0.35	0.37	0.32
c/fm .....	0.44	0.64	0.50	0.53	0.85	0.58	0.56	0.86	0.63

No.	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	Trondhjemit,  Lepäinen, Uusi- kaupunki (136)	Trondhjemit, Isokorola, Lokalahde. (Gesammelt von I. KANERVA 1926)	Trondhjemit, Kuntikari, Uusikaupunki. (Gesammelt von A. KAHMA 1937)	Trondhjemit,  Suurikkala,  Kalanti (49)	Trondhjemit,  Iso Heinäinen,  Uusi- kaupunki (151)	Aplitischer Trondhjemit,  Maurunmaa Kalanti (194)	Trondhjemit, Elkkyinen Kalanti. (Gesammelt von P. ESKOLA 1934)	Tropfenquarz- Trondhjemit  Hiujärvi,  Kalanti (112)	Trondhjemit- pegmatit,  Maurunmaa Kalanti (194)
SiO <sub>2</sub> . . . . .	70.40	70.49	71.20	71.92	71.66	71.96	72.20	73.62	61.78
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.42	0.25	0.36	0.30	0.30	0.34	0.25	0.20	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.22	16.04	15.69	15.10	15.21	15.53	15.69	14.66	21.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.28	0.40	0.44	0.64	0.24	0.44	0.16	0.44	0.40
FeO . . . . .	2.02	1.80	1.91	1.73	1.87	1.44	1.44	1.19	1.73
MnO . . . . .	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
MgO . . . . .	0.81	0.64	0.75	0.54	0.58	0.39	0.37	0.31	0.53
CaO . . . . .	3.26	2.34	2.96	2.22	2.20	2.15	2.31	1.88	3.88
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5.09	5.18	5.13	5.46	5.09	5.46	5.60	5.52	7.23
K <sub>2</sub> O . . . . .	1.32	2.42	1.29	1.89	2.14	1.81	1.53	1.71	2.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0.68	0.82	0.70	0.58	0.50	0.74	0.76	0.46	0.68
H <sub>2</sub> O— . . . . .	0.04	0.02	0.06	0.10	0.10	0.06	0.04	0.04	0.00
	100.55	100.44	100.52	100.50	99.92	100.34	100.38	100.06	100.43

	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Quarz	29.8	26.3	30.5	28.1	29.2	28.5	28.8	30.9	2.2
Plagioklas	An <sub>24</sub> 56.5	An <sub>23</sub> 55.9	An <sub>23</sub> 55.9	An <sub>19</sub> 56.8	An <sub>20</sub> 53.4	An <sub>19</sub> 56.6	An <sub>19</sub> 58.5	An <sub>16</sub> 55.7	An <sub>19</sub> 78.2
Mikroclin	2.6	9.5	2.6	8.1	9.3	8.9	7.1	8.3	11.7
Biotit	10.1	6.3	8.2	6.3	6.7	3.5	4.0	3.6	7.3
Muskovit		3.0	2.0		0.2	0.2		0.2	
Chlorit		0.5	1.2	0.2	Spur	0.3	0.2	Spur	
Diopsid									
Hornblende									
Magnetit		0.7		0.9	0.5	1.0	0.6	0.8	0.4
Titanit									
Apatit		0.1							0.6
Rutil	0.1			0.1	0.1	0.2		0.1	
Kalzit									
Rest	Al <sub>2</sub> O+0.6 CaO+0.4 H <sub>2</sub> O+0.3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —0.2 H <sub>2</sub> O+0.4	CaO+0.17	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —0.3 H <sub>2</sub> O+0.4	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +0.2 H <sub>2</sub> O+0.3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +0.5 H <sub>2</sub> O+0.6	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +0.4 H <sub>2</sub> O+0.7	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +0.1 H <sub>2</sub> O+0.3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> —0.3 MgO—0.1 H <sub>2</sub> O+0.4
	100.4	100.5	100.57	100.6	99.9	100.3	100.3	100.0	100.4
si .....	320.0	330.0	334.0	350.0	354.0	358.0	359.5	390.0	223.0
li .....	0.14	0.09	0.13	0.11	0.11	0.13	0.09	0.08	0.06
al .....	43.5	44.3	43.3	43.3	44.3	45.7	46.1	45.7	44.7
fm .....	14.3	13.1	14.5	13.4	13.0	10.7	9.5	9.6	9.2
c .....	15.9	11.8	14.9	11.6	11.6	11.5	12.4	10.6	15.0
alk .....	26.3	30.8	27.3	31.7	31.1	32.1	32.0	34.1	31.1
qz .....	114.8	106.8	124.8	123.2	129.6	129.6	131.5	153.6	—1.4
k .....	0.15	0.24	0.14	0.19	0.22	0.18	0.15	0.17	0.19
mg .....	0.39	0.34	0.36	0.29	0.33	0.27	0.29	0.23	0.31
c/fm .....	1.11	0.89	1.01	0.87	0.90	1.08	1.31	1.13	1.63

Die Hornblendite bestehen aus granoblastischer Hornblende mit ein wenig Plagioklas und Nebenbestandteilen. Analyse 13 in Tabelle 4 zeigt die chemische Zusammensetzung eines Hornblendits, in welchem ein Teil der Hornblende chloritisiert ist.

## 2. Diorite.

Es gibt ein weites Dioritvorkommnis und dazu viele kleinere, linsen- oder lagenförmige Körper. Die grösste Masse, nördlich von Uusikaupunki und Orivo in Kalanti, schliesst das Gabbrovorkommnis von Tynki und die Hornblenditlinse 104 ein.

Der Mineralbestand der Diorite ist:

**Hornblende:** (in Probe No. 102a  $\gamma' = 1.668 \pm 0.001$ ,  $\gamma \wedge c = 20^\circ$ ) zum Teil idiomorph, meist nach *c* erstreckte Kristalle, die häufig Einschlüsse von Quarz enthalten. **Biotit:** (in Probe No. 102a und 103c,  $\gamma = \beta = 1.653 \pm 0.001$ ) kommt mit Hornblende vor und ist offenbar im Gleichgewicht mit ihm kristallisiert.

**Plagioklas** ( $An_{30} - An_{40}$ ), granoblastisch oder idiomorph gegen den Quarz. **Quarz** kommt teils in Körnern, die von derselben Grössenordnung wie die Plagioklase sind, teils in kleineren, rundlichen Körnern vor.

**Apatit, Magnetit und Titanit** sind Nebenbestandteile.

Die megaskopische Struktur variiert von richtungslos bis schiefrig. Der Mittelteil des Orivo-Diorites ist teils richtungslos, während die Randzonen schiefrig sind. Die *s*-Fläche wird durch das Parallelgefüge der Mafite ausgeprägt und wird deutlicher gegen die Kontaktzone. Die schiefrigen Varietäten sind verhältnismässig feinkörnig und in ihrem Aussehen den Hornblendetrondhjemiten ähnlich.

Die Diorite südöstlich von Tynki und nordwestlich von Rihtniemi (No. 504) unterscheiden sich vom gewöhnlichen Typus: Sie sind grobkörnig, und die kleine Anhäufung der Mafite gibt ihnen ein fleckiges Aussehen, was diesen Typus auffallend macht (siehe Abb. 45).

Die mikroskopische Struktur ist hypidiomorph oder granoblastisch mit z. T. idiomorphen Hornblenden und Biotiten. Im Diorit nahe dem Dorfe Kukola, Pyhäranta, sind auch die Plagioklase z. T. idiomorph und enthalten, wie die Mafite, zahlreiche, kleine rundliche Quarzkörner. Magnetit in demselben Gestein hat eine Skelettform (Abb. 1 a und b, Tafel IV).

Die Analysen 15 und 16 zeigen die chemische Zusammensetzung der zwei Orivo-Diorite, von denen die zweite (No. 15) geschiefert ist. Wie aus ihnen hervorgeht, ist die chemische und auch mineralogische Zusammensetzung der beiden sehr ähnlich.

### 3. Diorittrondhjemite.

Diorittrondhjemite sind durch den Anorthitgehalt des Plagioklases (25 bis 30 %) und durch das Vorkommen eines oder mehrerer von den Mineralien Hornblende, Pyroxen und Biotit charakterisiert. Nach den Mafiten wurden drei Haupttypen unterschieden: 1) Hornblendetrondhjemit, 2) Pyroxentrondhjemit und 3) biotitreicher Diorit-Trondhjemit.

Hornblendetrondhjemite (Abb. 1, Tafel V) sind nach den Trondhjemiten der verbreitetste Gesteinstypus der Trondhjemitserie. Sie sind mittel- und gleichkörnige, dunkelgraue Gesteine mit deutlicher Parallelanordnung der Mafite, Hornblende und Biotit, die auf der sonst hellen Verwitterungsoberfläche gut sichtbar sind. Die Mengenverhältnisse von Hornblende und Biotit wechseln in verschiedenen Teilen des Gebietes: So z. B. enthält der Hornblendetrondhjemit SE von Sundholm, Uusikaupunki, (Analyse No. 17, Fundort 431) reichlich Hornblende und weniger Biotit, während die meisten Hornblendetrondhjemite reicher an Biotit sind. An vielen Stellen in Pyhämaa und Pyhäranta ist die Hornblende spärlich. Biotit ist dann sehr reichlich vorhanden, und im Grenzfall fehlt die Hornblende. Dieser Typus, der biotitreiche Diorit-Trondhjemit, kommt z. B. in Pyhämaa und in Kodisjoki W und N des Sees Kaljaisjärvi vor.

Der Mineralbestand des Hornblendetrondhjemits und des biotitführenden Diorit-Trondhjemit ist:

Plagioklas,  $An_{25}-An_{30}$ , meist granoblastisch, seltener z. T. idiomorph. Einige von den idiomorphen Individuen schliessen kleine Prismen von Hornblende und Biotitnadeln ein. Quarz in grösseren Körnern mit Plagioklas und teils in kleinen rundlichen Körnern, die in anderen Mineralien eingeschlossen sind.

Hornblende.  $\gamma' = 1.669 \pm 0.001$  und  $[FeO]:[MgO] = 1:3$  in Probe No. 431 a,  $\gamma' = 1.678$  und  $[FeO]:[MgO] = 1:2$  in Probe No. 441. Nach *c* erstreckte Prismen, die oft idiomorph gegen Quarz und Plagioklas sind. Fehlt in biotitreichen Diorit-Trondhjemiten. Biotit. Wie im Diorit kommt er auch hier mit Hornblende vor und nichts gibt Anlass zu dem Gedanken, dass Biotit ein Umwandlungsprodukt von Hornblende wäre. Vielmehr haben diese beiden Mineralien offenbar primär im Gleichgewicht mit einander kristallisiert, wie auch in den Dioriten.

Nebenbestandteile: Apatit in Säulen und Körnern, Magnetit in Körnern und Titanit in kleinen Mengen sind allgemein. Zirkon kommt oft in den Mafiten vor. Monazit in rundlichen Körnern wurde in einigen Dünnschliffen angetroffen.

Analysen 17 und 18 in Tabelle 4 zeigen den chemischen Bestand der Hornblendetrondhjemite, und Analyse 19 denjenigen des biotitführenden

Tabelle 5.

Analysen des Pyroxens und Biotits aus Pyroxentrondhjemit von Putsaari.

	1. Pyroxen		2. Biotit	
	%	Mol.	%	Mol.
SiO <sub>2</sub> .....	48.98	8123	35.91	5955
TiO <sub>2</sub> .....	0.43	54	2.89	361
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1.56	153	14.36	1405
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.22	14	3.72	233
FeO .....	14.21	1978	19.64	2733
MnO .....	0.33	46	0.21	30
MgO .....	10.35	2567	8.59	2130
CaO .....	15.79	2815	0.98	175
Na <sub>2</sub> O .....	1.63	263	0.84	135
K <sub>2</sub> O .....	0.31	33	8.14	864
H <sub>2</sub> O+ .....	1.22		2.99	
H <sub>2</sub> O— .....	0.96		0.82	2115
	95.99		99.09	
Dichte .....	3.502 — 3.565		3.094 — 3.124	

Diorit-Trondhjemit. Im Diorit-Trondhjemit von Putsaari kommt Pyroxen neben Hornblende und Biotit vor.

Der Mineralbestand dieses Pyroxentrondhjemits ist:

Plagioklas ( $An_{25}$ ), granoblastisch. Quarz in Körnern.

Pyroxen ist ein Diopsid mit  $\alpha = 1.699 \pm 0.001$ ,  $\beta = 1.708 \pm 0.001$  und  $\gamma = 1.725$ ,  $\gamma Ac = 54^\circ$ . Chemische Analyse (von Herrn O. JUSSILA ausgeführt) No. 1 in Tabelle 5 zeigt seine Zusammensetzung. Biotit ( $\gamma = \beta = 1.657 \pm 0.001$ ) kommt zusammen mit dem Diopsid vor. Der chemische Bestand (Analyse von O. JUSSILA) ist in Tabelle 5 unter No. 2 wiedergegeben. Hornblende ( $\gamma Ac = 13^\circ$ ) ist spärlich, meistens als Umwandlungsprodukt vom Pyroxen.

Apatit, Magnetit, Titanit und Zirkon sind gewöhnliche Nebenbestandteile.

Chlorit mit  $\gamma = \beta = 1.639 \pm 0.001$ , opt. negativ, als Umwandlungsprodukt des Pyroxens und Biotits. Rutinadeln im Chlorit sind häufig.

Mikroklin, der in echten Hornblendetrondhjemiten fehlt, kommt hier in kleinen, filmartigen Individuen oder in Körnern zwischen den anderen Mineralien vor. Er kann lokal sehr reichlich sein und ist dann wahrscheinlich später während der Granitisationsprozesse hinzugekommen (vergl. S. 96). Er ist auch sehr reichlich in den hellen Adern, die an manchen Stellen auf Putsaari, Vihtmaa (725) u. a. Inseln den Pyroxen-

trondhjemit durchsetzen. Pyroxen in diesen Adern bildet Anhäufungen von grossen Individuen, die andere Mineralien wie Plagioklas und Mikroklin einschliessen (Abb. 2, Tafel V). Die Struktur ist granoblastisch, und die beiden Feldspäte kommen nebeneinander ohne Perthitbildung vor. Wahrscheinlich handelt es sich um Mikroklinzufuhr. Der Pyroxen war während derselben wieder mobil geworden und an bestimmten Stellen angehäuft.

Die Struktur der Pyroxentrondhjemite ist derjenigen der Trondhjemite ähnlich (vergl. S. 54). Im allgemeinen ist sie granoblastisch, aber die Mafite und Nebengementeile zeigen eine Tendenz zu partieller Idiomorphie.

Die chemische Analyse des Pyroxentrondhjemites von Putsaari ist in Tabelle 4 unter No. 20 wiedergegeben.

Eine kleinere linsenförmige Pyroxentrondhjemitintrusion wurde im Mynämäkigebiet, etwa 5 km nördlich vom Dorf Juva angetroffen. Hier ist das Gestein grobkörnig und hellgrau. Die Unterscheidung vom normalen Trondhjemit war nur durch mikroskopische Prüfung möglich. An der Westseite der Landstrasse besteht der nördlichste Teil derselben Linse aus Hornblendetrondhjemit, der reichlich dunkle Mineralien sowie basische, spindelförmige Einschlüsse enthält.

#### 4. Trondhjemite.

##### a. Technische Anwendung.

Die in dieser Abhandlung als Trondhjemite bezeichneten grauen Gesteine tragen den technischen Name »Uusikaupunki-Granite« und spielen eine wichtige Rolle in der Steinindustrie Finnlands. Die Steinbrüche der Umgebung von Uusikaupunki waren früher die grössten in Finnland und noch immer nehmen sie den zweiten Platz ein. Die meisten von ihnen sind auf Inseln westlich von der Stadt belegen, da sich hier die schönsten und reinsten Varietäten finden, die auch gute Teilbarkeit besitzen, und auch weil diese Stellen mit Schiff leicht erreichbar sind. Die megaskopische Struktur und die Farbnuancen der Trondhjemite variieren von Insel zu Insel und danach haben die verschiedenen Typen ihre Namen nach den Inseln bekommen. Die bekanntesten Type sind die »Granite« von Lepäinen, Vesikari, Haidus, Vähä Heinäinen (152), Putsaari, Elkkyinen und Vohdensaari (112). Die zwei letztgenannten Steinbrüche sind um 10 und 4 km nördlich von Uusikaupunki gelegen. Nach der petrographischen Gliederung gehört der »Granit« von Putsaari zu den Diorit-Trondhjemiten (ein Pyroxentrondhjemit, S. 48), der »Granit« von Vohdensaari ist ein Tropfenquarz-Trondhjemit, während die anderen »normale« Trondhjemite sind.

Der Trondhjemit auf H a i d u s (Analyse 21 nach HACKMAN 1905, anal. NAIMA SAHLBOM) ist feinkörnig, gleichkörnig und deutlich schiefbrig. Er



Abb. 21. Steinbruch auf der Insel Haidus. Der Trondhjemit hat eine gute Teilbarkeit.

hat die als »Birkhall gray« bekannte Farbennuance, die bläulich grau auf den polierten und hell auf den rauhen Flächen aussieht. Er ist deshalb zu ornamentalen Werken sehr geeignet und wird viel als Grabstein verwendet. Wegen seiner ausserordentlich guten Teilbarkeit (Abb. 21) findet er viel Anwendung als Baustein.

Z. B. in Helsinki bestehen die Fassaden der folgenden Gebäude aus dem Haidus-Trondhjemit: Nationalmuseum, Nationaltheater, die Häuser der polytechnischen Vereinigung (Lönrotinkatu 29), der Telephonvereinigung (Korkeavuorenkatu 35), der Verlagsgesellschaft Otava (Uudenmaankatu 10), der Dampfschiff-A.G. Finnlands (Etelä-Makasiininkatu 4). In Tampere ist die Johannes-Kirche aus diesem Trondhjemit gebaut. Pflastersteine sind nach Russland, Deutschland, Frankreich und Belgien exportiert worden.

Ein sehr schöner Trondhjemit wird auf der Insel Vähä Heinäinen gewonnen. Dieser Typus ist grobkörnig und hat eine hellere Farbe als der obengenannte. Die dunklen, unorientierten Biotitleisten sind auf der sonst hellen Oberfläche wohl zu unterscheiden. Trotz seiner schönen Struktur ist dieser Trondhjemit weniger als die obengenannten verwendet, weil seine Teilbarkeit nicht ebenso gut wie die der anderen ist.

In Helsinki bestehen das Haus der Volkpensionsanstalt (Etelä Esplanadinkatu 16), die Kallio-Kirche, das Haus des Forstwissenschaftlichen Instituts (Unioninkatu 40), das neue Amthaus (Fabianinkatu 19, poliert) und manche andere kleinere Gebäude aus diesem Trondhjemit. In Turku ist das Haus der Brandversicherungsgesellschaft der Städte Finnlands aus demselben Trondhjemit gebaut. Bausteine und Blöcke für Monumente wurden früher nach manchen Städten Russlands exportiert.

Der Trondhjemit von Lepäinen (Analyse 22) ist mittel- und gleichkörnig, hat eine schiefriige Struktur und eine etwas hellere Farbennuance als der Haidus-Trondhjemit.

Gespaltene Blöcke für Monumente sind nach Schottland, behauene und polierte für Monumente sowie Bausteine nach Russland, England und Holland exportiert worden. Dieser Stein wird auch viel als Pflasterstein verwendet und exportiert. In Finnland ist er als Baustein verwendet, z. B. in Helsinki besteht das Haus der Versicherungsgesellschaft Suomi (Etelä Esplanadinkatu 2) aus diesem Gestein.

Der Vesikari-Trondhjemit hat dieselbe Farbe wie der Haidus-Typus aber die Korngrösse ist etwas gröber. Das Lichtbild der angeschliffenen Fläche (Abb. 1, Tafel I) gibt eine sehr treue Vorstellung von diesem grauen Gestein, nur ist die Farbe ein bischen bläulichgrau.

Trondhjemite von den anderen Inseln werden vorzüglich als Pflasterstein verwendet. Die grössten Pflastersteinbrüche sind auf Putsari, wo die kubische Teilbarkeit besonders gut ist. Das Gestein hier ist ein feinkörniger, etwas grünlicher oder bräunlicher Pyroxentrondhjemit, der oft kleine, grüne Flecken (Pyroxen) führt.

Der feinkörnige Trondhjemit von Elkkyinen (Analyse 28), der auch zu Pflastersteinen verwendet wird, ist von den anderen Typen durch seine rötliche Farbe wohl unterscheidbar.

Die hellfarbigen, grobkörnigen »Tropfenquarz-Trondhjemite« (Analyse 29) würden mit ihren grossen »Tropfenquarzen« und mit spärlichen, dunklen Biotitleisten sehr dekorative Flächen darbieten (Abb. 2, Tafel I). Doch ist dieser Typus wegen der schlechten Teilbarkeit meistens nur als Pflasterstein verwendet. Nur in Vohdensaari (112) ist er in grösseren Mengen gebrochen und zu ornamentalen Werken verwendet worden.

#### b. Mineralogische und chemische Zusammensetzung.

Petrologisch kann man drei verschiedene Haupttypen unter den Trondhjemiten unterscheiden: 1) Biotitreicher Trondhjemit, 2) »normaler« Trondhjemit, 3) Tropfenquarz-Trondhjemit. Die Gruppe der »normalen« Trondhjemite umfasst die verschiedenen hell- bis dunkelgrauen, fein- und grobkörnigen Varietäten, die einen ähnlichen chemischen Bestand zeigen.

1. Biotitreiche Trondhjemite schliessen sich im Felde gewöhnlich den

Hornblendetrondhjemiten an und zeigen mit ihnen strukturell eine grosse Ähnlichkeit. Die dunklen Gemengteile bestehen ausschliesslich aus Biotit, aber dieser Biotit sieht oft aus wie Hornblende, was megaskopisch eine grosse Ähnlichkeit der beiden Gesteine verursacht.

Der Mineralbestand ist folgender:

**Plagioklas** ( $An_{22}-An_{25}$ ) in granoblastischen Körnern mit einigen z. B. idiomorphen grossen Individuen, die oft Biotit und Muskovit einschliessen. **Quarz** in Körnern von verschiedener Grösse.

**Biotit** kommt sehr reichlich vor und zeigt meistens eine gute Parallelorientierung.

**Mikroclin** fehlt oder findet sich in wechselnden Mengen zwischen den anderen Mineralien (Abb. 22 und Abb. 2, Tafel VI). Auch homoaxiale Verwachsung mit Plagioklas ist gewöhnlich (Abb. 23).

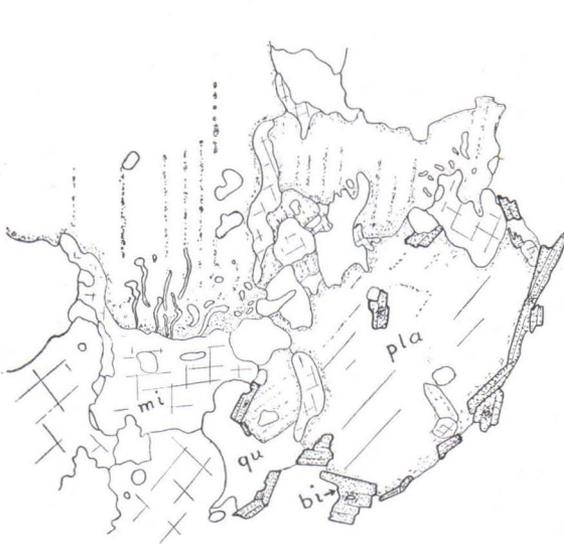


Abb. 22. Mikroclin im Trondhjemit ist korrodierend zwischen die anderen Mineralien eingedrungen. Der myrmekitische Teil des Plagioklases wurde wahrscheinlich noch später gebildet. Villilä, Kalanti. Vergr. 25 fach.

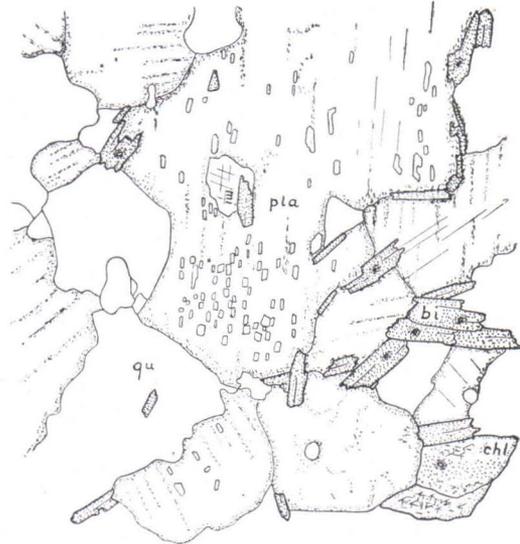


Abb. 23. Kleine Mikroklineinschlüsse in Plagioklas. Trondhjemit 1 km E von Orivo. Vergr. 25 fach.  
pla = Plagioklas; mi = Mikroclin; qu = Quarz; bi = Biotit; chl = Chlorit mit Sagenit.

Apatit und Zirkon sind häufig. Chlorit ist ein Umwandlungsprodukt vom Biotit. Rutil ist im Chlorit eingeschlossen, oft als Sagenit.

100 m Südlich von dem Scheidewege von Sundholm befindet sich ein Aufschluss, der aus einem dunkelgrauen Trondhjemit mit zahlreichen dunklen Einschlüssen besteht. Der Mineralbestand dieses Trondhjemits ist

derselbe wie des biotitreichen Trondhjemits, aber die Struktur und die Farbe sind verschieden. Quarz kommt vor in grossen, rundlichen Körnern, die eine deutlich blaue Farbe haben und trübe sind. Biotit ist meistens in kleineren Leisten als im biotitreichen Trondhjemit entwickelt und die Parallelstruktur fehlt. Der Anorthitgehalt des Plagioklases ist 22 %.

2) Die hellen blaugrauen Trondhjemite sind die verbreitetsten Typen und zeigen viele Varietäten je nach ihrer Korngrösse, Farbnuance und Struktur. Auf den meisten Inseln ist eine grobkörnige hellgraue Varietät herrschend (z. B. auf Lyökki, Korssaari, Lepäinen). Auf den Inseln Haidus und Iso Heinäinen (151) ist er feinkörnig und mittelgrau. Südlich von Uusikaupunki ist eine dunkelgraue, mittelkörnige Varietät in einer sich nach E—W erstreckender Zone anzutreffen. Die Trondhjemite vom Kalanti Kirchdorf, sowie dieselben von Lokalahti und vom Mynämäki-gebiete sind mittelkörnig und bläulich grau. Alle diese Varietäten haben einen ähnlichen Mineralbestand, nur die Mengenverhältnisse der verschiedenen Mineralien, besonders des Biotits und Mikroklin, wechseln je nach der chemischen Zusammensetzung. Der Mineralbestand ist wie oben mit einem Plagioklas  $An_{19}$ .



Abb. 24. Die nach der Streckung ausgezogenen Tropfenquarze kommen auf der Verwitterungsoberfläche sehr gut zum Vorschein. Tropfenquarz-Trondhjemit, Hiujärvi, Kalanti. Massstab 1:5

Die Struktur ist im allgemeinen granoblastisch (Abb. 3, Tafel VI). Plagioklas- und Quarzkörner sind sanft verzahnt oder eingebuchtet, und oft kommt ein Teil des Quarzes vor in kleinen rundlichen Körnern, die in anderen Mineralien eingeschlossen sind (z. B. 69, 139). Im Trondhjemit von Elkkyinen sind auch die grösseren Quarzkörner rundlich und geben dem Gestein im Dünnschliffe eine Struktur, die an sedimentogenes Material erinnert (Abb. 4, Tafel VI).

Analysen 21—28 in Tabelle 4 geben den chemischen und mineralogischen Bestand verschiedener Vertreter dieses Typus wieder.

3. Im Tropfenquarz-Trondhjemit bildet ein Teil des Quarzes linsenförmige; 0.5 bis 1 cm lange »Tropfen«, die sich sehr deutlich auf der Verwitterungsoberfläche unterscheiden (Abb. 24 und Abb. 2, Tafel I). Die »Tropfen« bestehen aus einem oder mehreren Quarzkörnern, die verzahnt sind und bisweilen andere Gemengteile (Feldspat) einschliessen. Die Menge des Biotits tritt sehr zurück, was dem Gestein eine recht helle Farbe gibt. Die Umrisse der Plagioklas- und der kleineren Quarzkörner sind mehr eben als im blaugrauen Trondhjemit. Biotit kommt vor zwischen den anderen Mineralien als kleine Leisten ohne sichtbare Orientierung.

Analyse 29 in Tabelle 4 zeigt, dass die  $\text{Na}_2\text{O}$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Mengen ähnlich sind wie in anderen Trondhjemiten, obwohl der Biotit zurückgetreten ist. Tabelle 4 zeigt, dass die Menge des Mikroklin dagegen grösser ist. Es scheint eine regelmässige Wechselbeziehung zwischen diesen kalihaltigen Mineralien zu herrschen und zwar so, dass die Menge des einen nur auf Kosten des anderen wachsen kann. Dies gilt nur um die reinen Trondhjemite, nicht um die granitisierten Trondhjemite mit »sekundärem« Mikroklin, die unten besprochen werden.

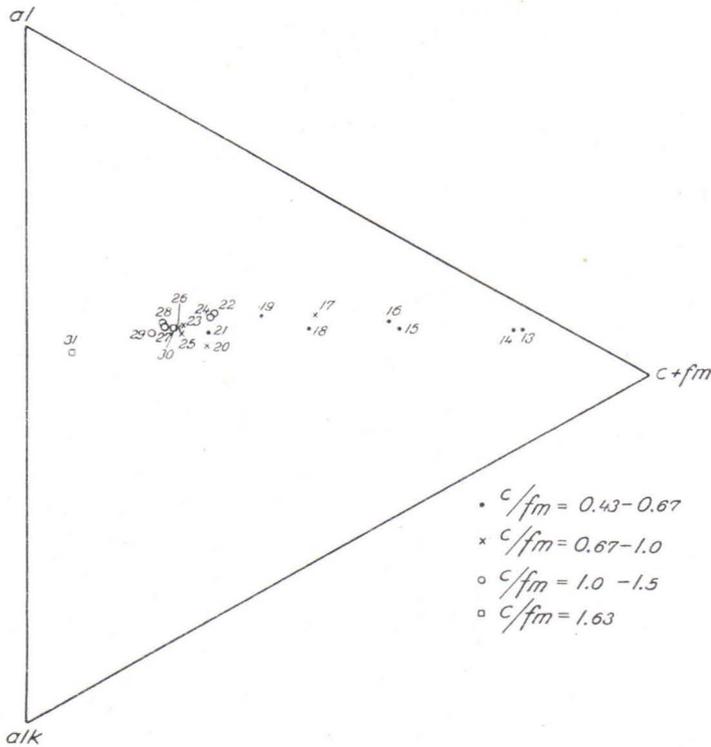
##### 5. Trondhjemitpegmatite.

Hellgraue Pegmatite, deren Mineralbestand aus Plagioklas, Quarz sowie einwenig Glimmer und Apatit besteht, sind gelegentlich in den Trondhjemiten, den Diorit-Trondhjemiten und auch in den Nebengesteinen angetroffen worden. Diese Gänge sind 10 bis 100 cm breit, parallel der Fliessschieferung oder der Schichtung des Nebengesteins und sind deutlich älter als die mikroklinreichen Pegmatite, die im Gebiete sehr reichlich sind. Die Analyse eines Plagioklaspegmatits von Maurunmaa ist in Tabelle 4 (No. 30) gegeben. Er zeigt eine trondhjemitische Zusammensetzung mit einem  $k$ -Wert von 0.15, aber fast keinen Quarz.

##### Chemische und mineralogische Zusammensetzung der Trondhjemitserie.

Die Analysen 13 bis 30 sind in NIGGLIS Tetraederprojektion in Abb. 25 dargestellt. Die Punkte zeigen eine regelmässige Zerstreuung im Felde

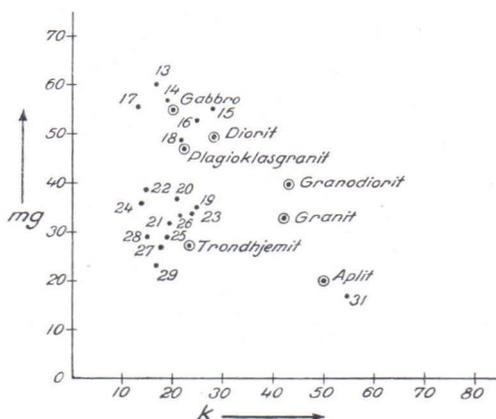
Abb. 25. Die Lagen der Analysenpunkte 13 bis 30 in der Nigglichschen Tetraederprojektion.



der intrusiven Gesteine. Die zwei Gabbros 13 und 14 sind nächst der  $c+fm$ -Ecke gelegen, darauf folgen die Diorite 15 und 16 sowie die Hornblendetrondhjemite 17 und 18. Der Pyroxentrondhjemit (No. 20) fällt ins Feld der aziden Trondhjemite, während der biotitreiche Diorit-Trondhjemit von Ketteli, Pyhämaa (19) zwischen diesen und den Hornblendetrondhjemiten liegt. Das ist offenbar durch den grösseren Mikroklingehalt des Pyroxentrondhjemites bedingt und spricht für die Annahme, dass wenigstens ein Teil von diesem Mineral später zugeführt worden ist. Diese Projektion gibt kein Bild von der Verschiedenheit zwischen den Gesteinen der Granit- und Trondhjemitserien. Darum wurde die gegenseitige Abhängigkeit der Niggliczahlen  $k$  und  $mg$  diagrammatisch dargestellt (Abb. 26).

Die  $k$ -Zahl variiert von 0.14 bis 0.24 und zeigt das Zurücktreten von  $K_2O$  im Verhältnis zu  $Na_2O$  sehr deutlich. Mineralogisch tritt dies im Zurücktreten des Kalifeldspats hervor. Wie oben erwähnt, ist die Menge des Kalifeldspats auch mit dem Auftreten des Biotits verknüpft: je mehr Biotit, desto weniger Mikroklin. Auf diesen Sachverhalt werden wir noch unten zurückkommen.

Um die Gesteine der Trondhjemitserie mit denselben der Granitserie



Ab. 26. Das  $mg-k$ -Diagramm der Gesteine des Trondhjemitstammes. Die Normaltypen des Granitstammes nach NIGGLI (1923) sind zum Vergleich beigefügt (mit  $\odot$  vermerkt).

zu vergleichen sind die Niggllischen Normaltypen der Granitserie in demselben Diagramm dargestellt worden. Die Analysenpunkte für die Trondhjemite des Kalantigebiets fallen in das Feld zwischen dem Normaltrondhjemit und Plagioklasgranit. Die  $mg$ -Werte sind dem Granit ähnlich, aber die  $k$ -Werte beträchtlich kleiner. Die Diorit-Trondhjemite zeigen  $k$ -Werte, die einander und denjenigen der Trondhjemite gleich sind, während die  $mg$ -Werte sehr verschieden sind und die Zerstreung der Analysenpunkte 17, 18, 19 und 20 verursachen. Die Diorite 15 und 16 haben dem Normaldiorit ähnliche  $k$ -Werte, aber ihre  $mg$ -Werte sind höher. Dasselbe Tatsache gilt für die Gabbros 13 und 14.

Das Diagramm Abb. 27 stellt die Niggllzahlen  $al$ ,  $fm$ ,  $c$  und  $alk$  dar. Die ganze Serie von Hornblendit No. 13 bis Trondhjemit No. 29 bildet kontinuierliche Kurven. Die Diorit-Trondhjemite befinden sich zwischen den Dioriten und Trondhjemiten und entsprechen granodioritischen Gesteinen des Granitstammes. Der biotitreiche Diorit-Trondhjemit schliesst sich näher den Hornblendetrondhjemiten an als der Pyroxentrondhjemit, der sehr nahe den normalen Trondhjemiten steht. Die Streuung der  $si$ -Zahlen der einzelnen Trondhjemite ist verhältnismässig stark aber regelmässig: Der Trondhjemit von Haidus beginnt die Serie, während der Tropfenquarztypus das sauerste Glied darstellt.

Die Streuung der  $alk$ -Werte ist ziemlich gross und hauptsächlich der Variation der Kalifeldspatmenge zuzuschreiben. Z. B. der Pyroxentrondhjemit von Putsaari zeigt einen  $alk$ -Wert, die im Diagramm oberhalb der Kurve fällt. Tabelle 4 zeigt, dass er 11.4 % Kalifeldspat enthält, während die Menge dieses Minerals in anderen Diorit-Trondhjemiten ganz gering ist. Ein ähnliches Verhalten zeigen die normalen Trondhjemite: No. 21 und 23 haben »zu grosse«  $alk$ -Werte und enthalten beträchtlich Mikroklin, der aber hier wie auch im Pyroxentrondhjemit nach der mikroskopischen Untersuchung ein sekundäres Mineral ist (Vergl. S. 48 und Abb. 22).

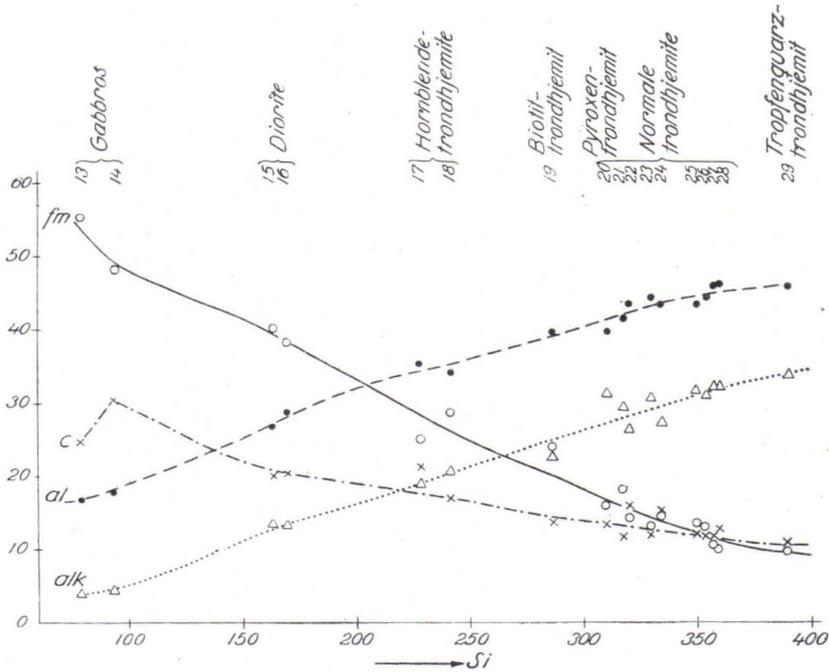


Abb. 27. Die Niggelzahlen der Gesteine des Trondhjemitstammes von Kalanti.

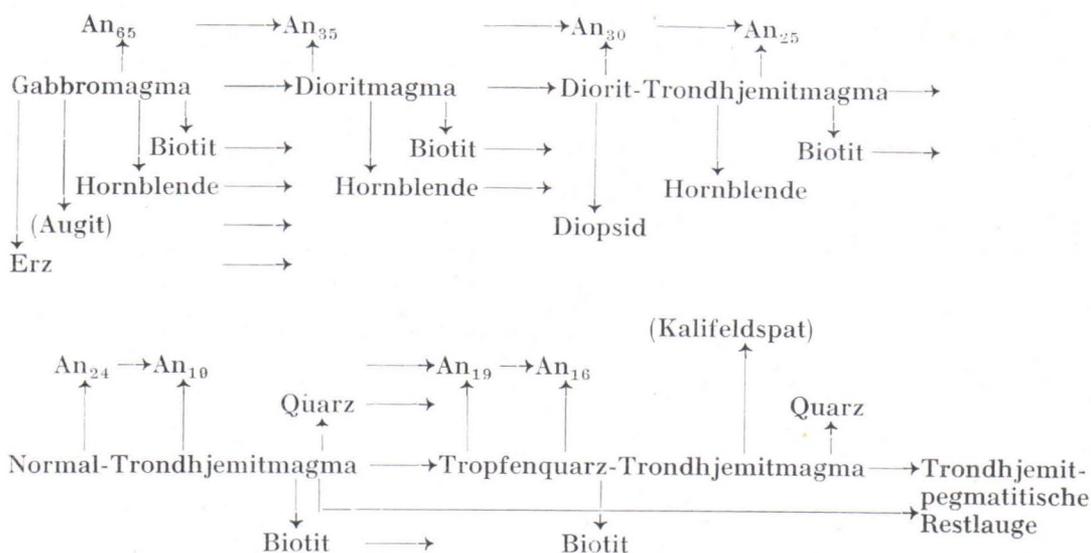
Einen »zu kleinen« *alk*-Wert geben die biotitreichen Trondhjemitte, die gleichzeitig arm an Mikroklin sind (No. 19, 22 und 24). Sie bilden einen sehr reinen Trondhjemittypus, in dem der Plagioklas etwas anorthitreicher als in den anderen Trondhjemiten ist.

Ein Vergleich aller Trondhjemittypen führt zur folgenden Schlussfolgerung:

Der basische Trondhjemit, biotitreicher Typus, enthält keinen oder nur spärlichen Mikroklin, während das sauerste Glied, der Tropfenquarz-Trondhjemit, der sehr biotitarm ist, verhältnismässig reich an Mikroklin ist. Nun aber zeigen Tabelle 4 und die Diagramme in Abb. 27, dass die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Trondhjemitte sehr ähnlich ist: Nach der Vernachlässigung des sekundären Mikroklin ist die Streuung der einzelnen Punkte der *al*-, *alk*-, *c*- und *fm*-Kurven gering. Dies scheint darauf hinzudeuten, dass das Auftreten von Biotit oder Mikroklin in den Trondhjemiten nicht von der chemischen Zusammensetzung des »trondhjemitischen Magmas«, sondern von ganz anderen Faktoren abhängig ist. Wahrscheinlich kommt hier der Wassergehalt des Magmas zur Wirkung: Mikroklin kristallisiert, wenn das Magma »trocken« ist, während die Bildung des Biotits ein nasses Magma voraussetzt. Dasselbe Verhältnis kann zwischen den Bildungsbedingungen von Hornblendetrondhjemit und

Pyroxentrondhjemit herrschen: Pyroxentrondhjemit (Pyroxen und Mikroklin) wird aus relativ trockenem Magma entstehen, während Hornblendetrondhjemit (Hornblende und Biotit) aus nasserem Magma kristallisiert. Im Hornblendetrondhjemit ist die Vermehrung des Biotits auf Kosten der Hornblende mit wachsendem Wassergehalt verknüpft. Biotit kann schon im Diorit sehr reichlich vorkommen, z. B. im Unaja-Gebiet gibt es Glimmerdiorite, die mit Trondhjemiten zusammen vorkommen. Andererseits ist die Biotitmenge von der vorhandenen (Fe,Mg)-Menge abhängig, und in den eigentlichen Trondhjemiten wohl nur von dieser, da ihr (Fe,Mg)-Gehalt ganz in den Biotit eingeht.

Das Differentiationsschema für die Trondhjemite des Kalantigebietes könnte man demnach auf folgender Weise darstellen:



Dies führt zu derselben Schlussfolgerung, womit GOLDSCHMIDT schon 1922 die Entstehung der Trondhjemite erklärte: Ein relativ hoher Wassergehalt des Magmas begünstigt die Bildung reichlichen Biotits auf frühen Stadien. Der Kaligehalt wird dadurch vermindert und dies verursacht ein starkes zurücktreten von Kalifeldspat in den sauren Endgliedern.

Das Diagramm in Abb. 28 stellt den Alkali-Kalkindex des Trondhjemitstammes dar. Er fällt auf etwa 62 und zeigt, dass diese Gesteine einen kalkbetonten Charakter haben.

Die Quelle des das Magma modifizierenden Wassers kann auch hier in den tonigen Sedimenten, jetzt durch die Alumosilikatgesteine vertreten,

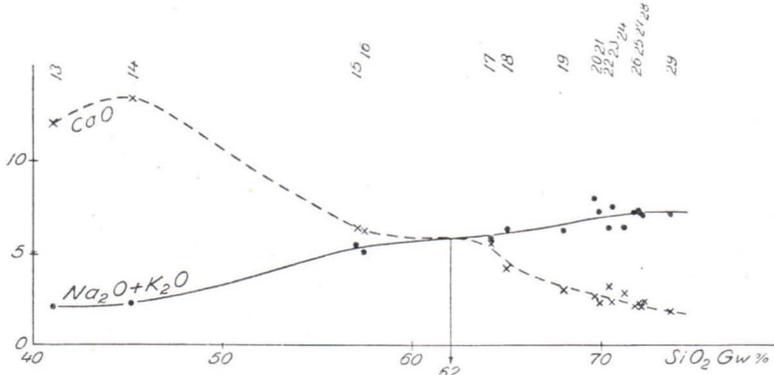


Abb. 28. Der Alkali-Kalkindex des Trondhjemitstammes in Kalanti.

gesucht werden. Dies wird offenbar durch die strukturellen Beziehungen, die unten besprochen werden.

## Die Gesteine des Granitstammes.

### 1. Granite.

Normale Granite sind eine Seltenheit im Kalantigebiet. Nur drei ganz kleine Massen in Zusammenhang mit mikroklinführenden Pegmatiten wurden angetroffen (Fundstellen No. 380, 608, 705). Die Granite sind fein- oder mittelkörnig, gleichkörnig, etwas rötlich oder hellgrau. Ihr Mineralbestand ist folgender:

Quarz in variierenden Mengen. Plagioklas in Körnern oder in z. T. idiomorphen Leisten. Der Mittelteil ist oft serizitisiert. Mikroklin befindet sich zwischen den anderen Mineralien und schliesst oft Plagioklas und Quarzkörner ein. In dieser Art des Vorkommens erinnert er an den Mikroklin in den Trondhjemiten. Er ist nicht serizitisiert und scheint jünger als die anderen Mineralien zu sein.

Biotit zeigt oft zerrissene Randzonen, die kleine Magnetitkörner enthalten. Diese oxydierten Randzonen und die häufigen Umwandlungen in sagenitführenden Chlorit sind ähnlich wie im Biotit der Trondhjemite. Muskovit ist spärlich oder fehlt.

Magnetit, Apatit und Zirkon sind Nebenbestandteile.

Anhäufungen von Granat und Cordierit sind häufig überall, wo Granit den Kinzigit durchsetzt (z. B. an Stelle 380).

Die s-Flächen und die Streckung, wo man sie beobachten kann, sind parallel den entsprechenden Strukturzügen in den Nebengesteinen. In schmälere oder breitere Zonen um die Granitmassen sind die Nebengesteine migmatisiert und kalifeldspatitisiert, und das granitische Material nimmt von den Kontakten nach aussen ab.

Die Struktur der Granite weicht von derjenigen der Trondhjemit ab: Die leistenförmigen Plagioklase, die keine Regelung zeigen, verleihen den Graniten ein besonderes Aussehen, so dass man die beiden Gesteine auch megaskopisch unterscheiden kann. Doch gibt es auch hellgraue mittelkörnige Granite ohne dieses Merkmal, die man folglich nach dem Aussehen unbedingt für Trondhjemit halten würde, z. B. das Gestein der Insel Haapakari, Fundort No. 705. Solche graue Granite kommen in grösseren Massen ausserhalb des Untersuchungsgebietes vor, wie z. B. in der Nähe der Stadt Rauma im Norden und auf der Insel Kumlinge im Südwesten. Häufiger als die eigentlichen Granite sind im Kalantigebiet Übergänge zwischen den Trondhjemiten und Graniten, wie aus den mit roten Ziffern auf die Karte (Tafel IX) bezeichneten Plagioklaszahlen hervorgeht. Wohl in allen solchen Fällen handelt es sich um sekundäre Kalifeldspatisierung.

Die Art und Weise, wie die Granite die Gesteine der ältesten Serie und diejenigen des Trondhjemitstammes durchsetzen, zeigt, dass sie jünger als diese beiden sind, und ferner, dass es sich viel mehr um metasomatische »Granitisation« als um »Intrusion« handelt. Migmatisierung und Kalifeldspatisierung scheinen hier die Prozesse zu sein, die zur Bildung der Granite führen (vergl. S. 96).

## 2. Granitpegmatite.

### a. Die älteren migmatitbildenden Pegmatite.

Mikroklinreiche Pegmatite, die in Adern, Gängen, Trümmern und Stöcken von verschiedener Grösse vorkommen, haben die älteren Gesteine (Alumosilikatgesteine und Trondhjemit) durchsetzt und sind deutlich jünger als diese. Der Mineralbestand ist folgender:

Mikroklin kommt in grossen Individuen vor und bildet oft mit Quarz Schriftgranit. Die perthitische Verwachsung mit dem Plagioklas ist allgemein.

Quarz ist immer reichlich vorhanden.

Plagioklas, der dritte Hauptbestandteil dieser Pegmatite, kommt in verschiedenen Mengen vor, je nach den Umständen, unter welchen die Pegmatite sich gebildet haben: Wenn die Pegmatite auch Bestandteile von älteren Gesteinen, wie z. B. von Trondhjemit und Trondhjemitpegmatit neben dem »intrusiven« Material einschliessen, kann der Plagioklas der reichlichste Bestandteil sein. Man könnte dann von pegmatitisertem Trondhjemit und granitisertem Trondhjemitpegmatit sprechen. Kontakte zwischen solchen Pegmatiten und Nebengesteinen sind immer allmählich, so dass die Menge der Mikroklinmetablasten, die sehr zahlreich in der Kontaktzone sind, gegen das Nebengestein abklingt.

Biotit und Muskovit sind in kleineren Mengen vorhanden. Die

Nebenbestandteile sind Turmalin, Magnetit, Zirkon und bisweilen Apatit und Ilmenit. Turmalin ist häufig sehr reichlich vorhanden und wie Mikroklin ist auch er in das Nebengestein metasomatisch hineingedrungen (Abb. 20).

In den Unaja- und Mynämäkigebieten, wo es sich um eine etwas tiefere Zone der Migmatisation zu handeln scheint, und wo die pegmatitischen Adern zahlreicher als in Kalanti sind, haben diese Adern einen Teil von ihren Mineralbestand von dem Nebengestein angenommen. Dies wird besonders deutlich, wenn das Nebengestein Kinzigit ist: dann kann man in pegmatitischen Adern oft sehr reichlich schöne idiomorphe Granate und ganz durchsichtige, klarblaue Cordierite finden (Vergl. Abb. 19). Das Vorkommen dieser Mineralien deutet auf einen venitischen Ursprung der Adern hin, während die turmalinführenden Adern als juvenil betrachtet werden können.

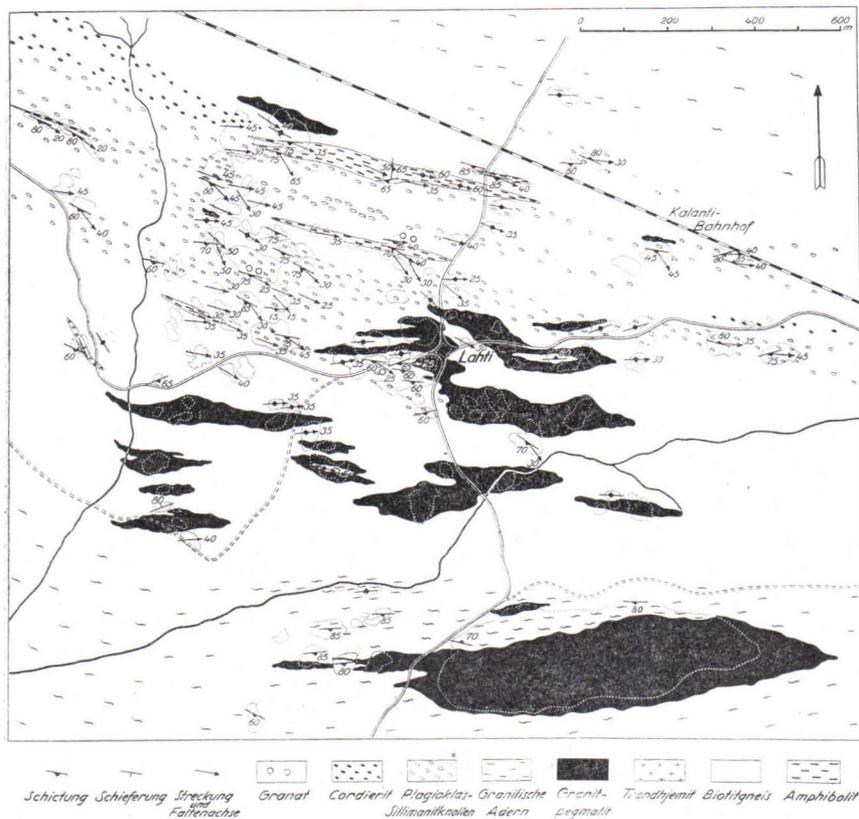


Abb. 29. Pegmatitmassen von verschiedener Grösse durchsetzen die Gesteine der ältesten Serie. (Nach Fräulein SIRKKA HIETANEN)

Abb. 29. gibt uns ein Bild von der Menge und Art des Vorkommens der Pegmatitstöcke im südlichen Kalanti. Die kleineren Trümer und Adern konnten auch in diesem Massstabe nicht gesondert bezeichnet werden; die Häufigkeit ihres Auftretens wurde schematisch mit besonderen Zeichen vermerkt. Im allgemeinen kann man sagen, dass diese kleinen Trümer und Adern hier 10 bis 20 % des Felsgrundes ausmachen, so dass die Gesamtmenge des granitischen Materials um 30 % beträge. Gewöhnlich sind die Pegmatitmassen noch beträchtlich grösser und reichlicher. Im ganzen Kalantigebiet dürften die Arealen von migmatischen suprakrustalen Gesteinen bis 50 % und an gewissen Orten noch mehr granitpegmatitisches Material umfassen.

b. *Die jungen Pegmatitgänge.*

Neben den oben beschriebenen Pegmatiten gibt es auch andere, die einer ganz verschiedenen Gruppe angehören. Sie sind deutlich jünger als jene: Sie durchsetzen die älteren Gesteine und die migmatitbildenden Pegmatite, die Kontakte sind scharf und geradlinig (Abb. 30), und ihre Struktur weicht von derjenigen der älteren Pegmatite ab. Sie zeigen keine

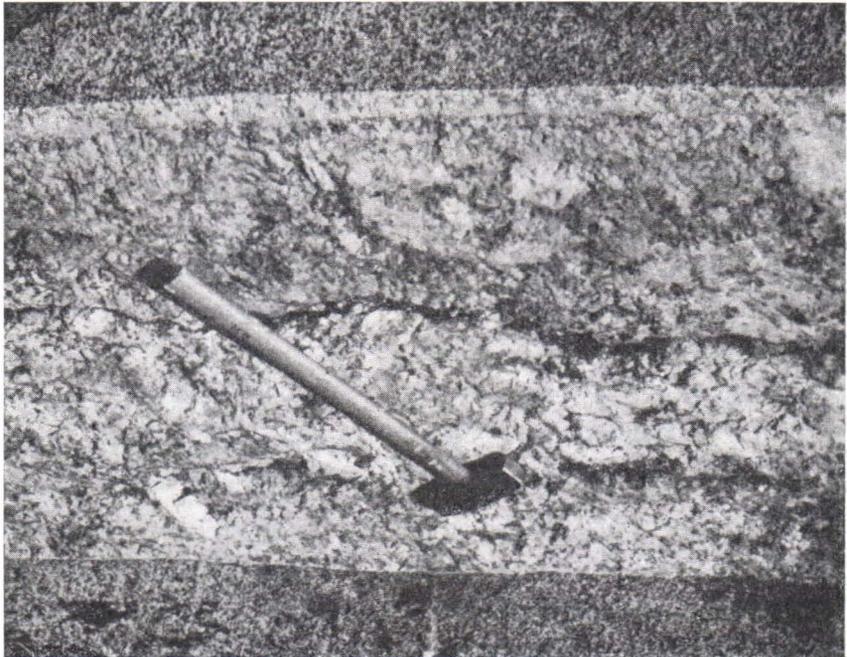


Abb. 30. Ein junger Pegmatitgang im Diorit. Orivo, Kalanti.

Zeichen von den deformativen Bewegungen, sondern sind spät, parallel den Klüften und Spalten eingedrungen.

Der Mineralbestand dieser Pegmatite ist derselbe wie der der älteren Pegmatite, nur der Muskovit, der oft in hexagonalen, dicken Tafeln vorkommt, ist reichlicher vorhanden. Turmalin von der Schorlvarietät ist häufig, auch in grossen Kristallen.

### Diabase.

Jünger als die obenbeschriebenen Gesteine sind die Diabase. Sie bilden kleinere Gänge, die mit scharfen Kontakten alle anderen Gesteine durchsetzen. Die Breite der Gänge variiert von  $\frac{1}{2}$  m bis 5 m und die Länge von 2 m bis zu einigen Hundert m. Solche Gänge wurden z. B. an Beobachtungsstellen 456, 655, 749 und um  $\frac{1}{2}$  km östlich von Sundholm angetroffen. Die Kontaktzonen aller Gänge bestehen aus dunklem und feinkörnigem Diabas. Die Korngrösse wächst gegen die Mittelteile und die optische Struktur wird dann auch mit unbewaffnetem Auge sichtbar.

Der Mineralbestand ist folgender:

Plagioklas ( $An_{50}$ ) in langen, z. T. idiomorphen Leisten, die Zwillingbildungen nach dem Karlsbader sowie dem Albitgesetz zeigen.

Pigeonit mit  $2V = 34^\circ$ . Er ist oft z. T. und bisweilen gänzlich in Hornblende umgewandelt. Biotit ist spärlich, Magnetit dagegen reichlich vorhanden.

Der Mineralbestand und das Alter sind offenbar denjenigen der Diabasgänge im Kumlingegebiet (SEDERHOLM 1934) ähnlich. SEDERHOLM dachte, dass diese Gänge jünger als die Gesteine der Schieferformationen und die Grundgebirgsgranite, aber älter als die Rapakivigesteine seien, doch konnte er keine direkte Beweise für das Verhältnis zum Rapakivi finden. Im vorliegenden Untersuchungsgebiet ist die Sachlage günstiger. Auf den Inseln Iso Lehmämaa und Vähä Lehmämaa, Lokalahti, schliesst der Rapakivi in der Kontaktzone zahlreiche Bruchstücke von den Nebengesteinen ein (Abb. 31). Unter diesen kann man auch manche Bruchstücke aus dunklem, ophitischem Gestein beobachten. Ihre Mineralbestandteile sind Plagioklas mit Zonarstruktur und  $An_{41}-An_{52}$ , Pyroxen mit  $+2V = 46^\circ-49^\circ$ , Hornblende, Biotit und Magnetit. Die kleinen Achsenwinkel des Pyroxens zeigen, dass er auch hier pigeonitisch ist. Wahrscheinlich handelt es sich um Bruchstücke von denselben Diabasgängen. Folglich seien auch die Diabase des vorliegenden Gebietes älter als der Rapakivi.

### Rapakivigranite.

Eine genaue, petrographische Untersuchung der Rapakivigranite gehört nicht zum Gegenstand der vorliegenden Arbeit. Hier sollen nur einige

Kontaktverhältnisse und Gangbildungen diskutiert werden, sowie ein kleineres neuentdecktes Rapakivigebiet bekanntgemacht.

Wie die geologische Karte zeigt, durchsetzt der Rapakivi an den meisten Stellen die obenbeschriebenen Gesteine schonungslos, und ist somit als jünger zu betrachten. Wo die Kontakte parallel den Strukturelementen der Nebengesteine laufen, bedeutet dies nicht etwa einen deformierenden Einfluss des Rapakivi über die älteren Gesteine, sondern eine Auswahl des leichtesten Weges und des geringsten Widerstandes während der Intrusion.

Wo die Gesteine der Alumosilikatserie in Kontakt mit Rapakivi kommen, besteht das Gestein der Kontaktzone häufig aus Agmatit, wo zahlreiche, unorientierte Bruchstücke von verschiedenen Schichten der Nebengesteine im feinkörnigen oder normalen Rapakivi schwimmen (Abb. 31). Der Kontakt zwischen Trondhjemit und Rapakivi scheint mehr allmählich zu sein: Die Struktur des Trondhjemits ist in der Kontaktzone erhalten geblieben und kann noch in einem Gestein, das petrographisch als Rapakivi betrachtet werden kann, beobachtet werden. Es scheint sich um eine Assimilation durch das Rapakivimagma zu handeln. Ähnliche Verhältnisse kommen in der Kontaktzone zwischen dem Kinzigit und dem Vehmaa-Rapakivi, SW von Häähjärvi sowie in grossen Kinzigiteinschlüssen an derselben Stelle vor (No. 372). Die Struktur des Kinzigits ist auf der Verwitterungsoberfläche gut beobachtbar, aber die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass dieses Gestein neben den Bestandteilen des Kinzigits



Abb. 31. Bruchstücke der Nebengesteine (Biotit-Plagioklasgneis und Diabas) in der Kontaktzone des Rapakivi. Lehmämaa, Lokalahti.

reichlich Orthoklas, der ein typisches Mineral des Rapakivis ist, enthält. Auch das Vorkommen des Spinells in demselben Gestein ist der Einwirkung des Rapakivis zuzuschreiben.

Rapakivigänge im Nebengestein sind nur in der Nähe der Kontaktzone gefunden worden. Meistens ist das Material dieser Gänge fein- und gleichkörnig, aber auch grobkörnige Varietäten wurden gefunden, wie z. B. in Suurikkala, etwa 1 km vom Rapakivi (No. 48, Tafel IX, Analyse 31 in Tabelle 6). Die Analyse zeigt die chemische und mineralogische Zusammen-

Tabelle 6.

Analyse 31. Rapakivi aus einem mittelkörnigen Rapakivigang im Trondhjemit, Suurikkala, Kalanti.

SiO <sub>2</sub> .....	74.00	Quarz .....	27.2
TiO <sub>2</sub> .....	Spur	Plagioklas An <sub>10</sub> .....	32.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	14.65	Orthoklas und Mikroklin	83.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0.00	Biotit .....	0.7
FeO .....	0.50	Magnetit .....	0.4
MnO .....	0.01	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + ....	0.65
MgO .....	0.06	H <sub>2</sub> O + ....	0.35
CaO .....	0.76		100.30
Na <sub>2</sub> O .....	3.53		
K <sub>2</sub> O .....	6.53	si .....	421.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	Spur	ti .....	0.00
H <sub>2</sub> O+ .....	0.36	al .....	49.1
H <sub>2</sub> O— .....	0.04	fm .....	2.9
	100.44	c .....	4.7
		alk .....	43.3
		qz .....	148.8
		k .....	0.55
		mg .....	0.17
		c/fm .....	1.62

setzung dieser Rapakivivarietät. Der Kalifeldspat besteht teils aus Orthoklas und teils aus Mikroklin. Im *mg*—*k*-Diagramm (Abb. 26) ist diese Analyse mit Punkt 31 dargestellt worden. Die Stelle des Punktes zeigt, dass die *k*-Zahl grösser und die *mg*-Zahl kleiner als dieselben Werte im normalen Granite sind, wie man auch auf Grunde des hohen Kalifeldspatgehalts erwarten konnte.

Ein kleines Rapakivigebiet wurde im Dorfe Juva, 8 km nördlich vom Mynämäki Kirchdorf entdeckt. Dieser Rapakivi erinnert megaskopisch an den Rapakivigranit von Vehmaa: Er ist mittel- und gleichkörnig, ohne die kugelförmigen Kalifeldspäte, die so typisch für die eigentlichen Rapakivis sind. An einigen Beobachtungsstellen ist der Rapakivi jedoch mit wenigen grossen Orthoklasindividuen bestreut.

Der Mineralbestand ist: Quarz, Kalifeldspat (Orthoklas), Plagioklas, Biotit und einwenig Muskovit. Auch diese kleine Rapakivimasse schneidet die Gesteine des Trondhjemitstammes und den Kinzigit diskordant. Der Kontakt zwischen Trondhjemit und Rapakivi ist nördlich vom Dorfe Juva entblösst. Der Trondhjemit besteht aus einer hellen grobkörnigen Varietät, in der die Biotite eine gute Parallelstruktur zeigen. Der unorientierte Rapakivi schliesst sich ihm ohne scharfen Kontakt an.

---

## **Bau und Gefüge.**

### **Allgemeines.**

Im folgenden werden die Strukturzüge der älteren Alumosilikatgesteine und der jüngeren Intrusionen beschrieben und mit einander verglichen. Die Feldbeobachtungen sind mit besonderen Symbolen in die Karte eingezeichnet worden und die megaskopische Struktur in grossen Zügen lässt sich von ihnen ablesen. Um die Feldbeobachtungen zu stützen, wurden 30 Gefügeanalysen an verschiedenen Formationen und von verschiedenen Stellen ausgeführt.

### **Feldbeobachtungen.**

#### **1. Strukturzüge der Alumosilikatgesteine.**

Die folgenden Strukturzüge sind im Felde sichtbar: a) Schichtung ( $s_1$ ), b) Falten und Faltenachsen, c) Schieferung ( $s_2$ ) und d) Striemung.

##### *a. Schichtung.*

Die Abwechslung von primär verschiedenen Sedimentlagen, vor allem der sandigen Schichten mit Derivaten von tonigen Lagen (Cordierit-Granatlagen in den Kinzigiten, Sillimanit-Plagioklaslagen und biotitreichen Lagen in den Schiefen und Gneisen) macht die Schichtung zu einem ausgeprägten Strukturzug, der dazu im allgemeinen sehr gut erhalten ist (Abb. 32, vergl. auch Abb. 2, 4, 5, 6 und 12). Sie wird erst bei hochgradiger Migmatisation verwischt. Oftmals sind auch dann noch die kalkreichen Mittelteile und Linsen der sandigen Schichten erkenntlich und lassen die Schichtung der ursprünglichen Sedimente bestimmen (Abb. 33). Es wäre zu erwarten, dass in so deutlich geschichteten Gesteinen auch Warwigkeit erhalten sei. Bisweilen kann man wirklich geneigt sein, in der Folge der mehr und weniger ausgeprägt »tonigen« Lagen die Regel des Warwengefüges zu verspüren, wie auf der Insel Hepoluoto, Pyhämaa, aber ganz sicher ist es jedenfalls nicht.



Abb. 32. Sandige Schichten (punktiert) sind dem Kinzigit eingelagert. Die Schieferung kommt in der Biotitrege- lung zum Vorschein. Pegmatitische Adern (*P*) sind gern parallel der Schieferung. Lahti, Kalanti. Massstab 1: 40.



Abb. 33. Sandige Schicht (*a*) mit ihrem kalk- reichen Mittelteil ist bei der Migmatisation er- halten geblieben. Die pegmatitischen Adern (*b*) haben das Gestein parallel der Schieferung durchtränkt. Santio, Kalanti. Massstab 1: 30.

### b. *Faltung.*

Wegen der ausgeprägten Schichtung sind die kleineren Falten im Felde deutlich sichtbar, und es war möglich, die Faltung in grossen Zügen mit den Symbolen von  $s_1$  auf die Karte (Tafel IX) zu bezeichnen.

Die Faltenachsen der Hauptfaltung streichen meistens EW oder N  $60^\circ$ — $85^\circ$  W; nur in einzelnen Fällen sind andere Richtungen gemessen worden. Diese Achsen sind horizontal oder fallen  $5^\circ$ — $40^\circ$  nach E, bisweilen auch nach W, wie z. B. im Taipalejärvi-gebiet.

Die Achsen der kleinen Falten sind gewöhnlich mit denjenigen der grossen Falten parallel, aber an einigen Stellen tritt eine ganz andere Fal- tung hervor. Die Achsen dieser Falten sind meist senkrecht gegen die Achsenrichtung der Hauptfaltung. Ihre Lagen sind sehr wechselnd: Sie fallen  $5^\circ$  bis  $80^\circ$  nach N oder S und können auch horizontal sein.

Die Hauptfaltung ist auf der Karte dargestellt. Die Weite und Höhe der Einzelfalten wechselt in verschiedenen nach EW erstreckten Zonen so, dass es zwischen Zonen von engen und hohen Falten weit offene und niedrige Falten gibt. Diese weiten Falten kommen auf der Karte sehr schön zum Vorschein, so z. B. in Nihtiö, Pyhäranta, sowie in Riht-

niemi. Der Kontakt zwischen dem Hornblendetrondhjemit und dem älteren Biotitgneis ist parallel der Schichtung des Biotitgneises und zeigt deutlich die flache Faltung der sedimentogenen Gesteine.

Ebenso sind die flache Synklinale bei Taipalejärvi und die nächste Antiklinale bei Heikkala im Südlichen Kalanti unbestreitbar. Ein schönes Beispiel von der sanften Faltung bietet eine kleine Insel Korpisto, südlich von Kukainen, Pyhämaa (No. 483). Eine Strukturkarte dieser Insel ist in Abb. 34 dargestellt. Der Amphibolit hat eine deutliche s-Fläche, die aller Wahrscheinlichkeit nach die Schichtung ist (vergl. S. 29), und diese s-Fläche ist in einer in Abb. 34 dargestellten Weise gefaltet. Da die Insel

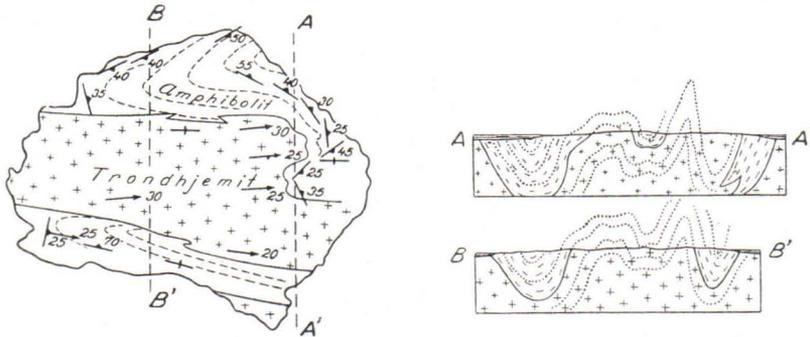


Abb. 34. Der Kontakt zwischen Trondhjemit und Amphibolit läuft parallel der gefalteten s-Fläche des Amphibolits, Korpisto (483), südlich von Pyhämaa. Massstab 1: 20,000.

felsig ist und die Falten von geringer Grössenordnung sind, kann man sie sehr gut im Felde beobachten. Die Faltenachsen fallen  $25^\circ$  E, so dass die flachgefalteten Schichten im W auftauchen.

Eine ähnliche flache Faltung ist auch im Migmatite nördlich von Männäin sichtbar. Hier ist nur eine s-Fläche, diejenige parallel den granitischen Adern, vorhanden und diese s-Fläche bildet flache Falten, die deutlich z. B. an der Landstrasse auf der E-Seite vom Flusse Sirppujoki zum Vorschein kommen. Dies scheint darauf hinzudeuten, dass diese s-Fläche parallel der Schichtung des ursprünglichen sedimentogenen (oder vulkanogenen) Gesteins ist, das jetzt den älteren Teil, das Paläsom, des Migmatites bildet.

Gebiete mit engen und hohen Falten sind z. B. die Zone nördlich von Velhovesi und diejenige von Sundholm-Lahti-Kuuantaka.

Dieselbe Abwechslung von flachen und hohen Falten tritt auch in kleineren Zügen auf, wie z. B. der Kontakt zwischen Migmatit und Trondhjemit nördlich vom See Sautenjärvi zeigt. Im allgemeinen haben die Sättel und Mulden der grossen Falten eine flache Kleinfältelung, während

sie in den Flügeln der grossen Falten enger und höher ist. Die Achsen dieser kleinen Falten haben dieselbe Richtung wie die Achsen der Hauptfalten und die beiden Falten gehören deutlich zu derselben Faltungsperiode.

Anders ist die Sachlage bei den kleinen Falten, deren Achsen senkrecht zur Hauptachsenrichtung stehen. Schöne Beispiele dieser Falten kommen nördlich von Häähjärvi vor (Abb. 35). Die Achsen streichen N—S oder

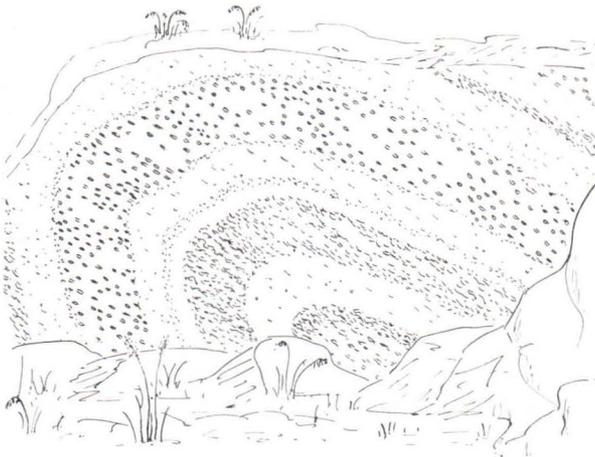


Abb. 35. Eine kleine, nach Osten überkippte Falte im geschichteten Kinzigit mit wechsellagernden cordieritreichen und quarzreichen (sandigen) Schichten. Die Achse dieser Falte streicht N 10° E und fällt 5° S und ist somit fast senkrecht gegen die Hauptfaltenachsen, die hier um N 70° W streichen und 20° bis 30° nach E fallen. Die Schieferung ist parallel der Achsenebene. Nördlich von Häähjärvi, Kalanti (347).

N 10°—30° E und ihr Gefälle kann alle möglichen Werte zwischen der horizontalen und vertikalen Lage einnehmen. Im kritischen Gebiet, SW von Kuantaka, sind die beiden Achsenrichtungen sichtbar: die eine ist parallel den Hauptfaltenachsen und die andere gehört zur sekundären Faltung. Es ist offenbar, dass die grossen Falten, die gleichzeitig mit der Hauptfaltung gebildet wurden, in der EW-Richtung zusammengeschoben worden sind, und dass die Achsen der kleinen Falten in der ac-Richtung der Hauptfalten liegen (Querfaltung). Das erklärt auch die starke Abwechslung der Achsenrichtungen von Kleinfalten und die Häufigkeit der vertikalen und steilen Achsen. Die steilen Achsenrichtungen sind in Zonen der engen Hauptfaltung herrschend, während im Gebiete der sanften Hauptfaltung, wo die Schichten horizontal oder flach liegen, auch die Achsen der Querfalten flach sind (z. B. am Nordufer des Sees Häähjärvi).

Die Querfaltung scheint lokal zu sein und kann mit Vorgängen, die auch die Migmatisation veranlasst haben, verknüpft sein. Doch haben im allgemeinen weder die grösseren Pegmatitstöcke noch die kleinen Granit- und Pegmatitadern und -trümer der Migmatite die sekundäre Faltung verursacht. Wahrscheinlich ist ein mehr bedeutendes Emporsteigen des Magmas oder eine tektonische Beanspruchung nötig, um diese Querfaltung zustandezubringen und den Sedimentmantel zusammenschieben. Die

erstgenannte Möglichkeit scheint hier wahrscheinlicher zu sein. Diese Annahme kann auf die folgenden zwei Tatsachen begründet werden:

1) Die Schichten der sedimentogenen Gesteine bilden in unmittelbarer Nähe der Pegmatittrümer oft ganz kleine Querfalten, die an Bruchschiefung erinnern (Abb. 36) und die nach Aussen allmählich abklingen.

Abb. 36. Pegmatittrümer im geschichteten Biotit-Plagioklasgneis westlich von Petas, Kalanti (390). Die Schichten in der Nähe der Pegmatittrümer sind sekundär um eine steile Achse gefaltet. Die schmalen Adern sind mit dem Wirtgestein gefaltet, während die breiteren Gänge nur ein wenig gekrümmt sind und oft Boudinagen bilden. Die Trümer mit Gängen sind mit schmalen Biotitsäumen umhüllt. Massstab 1: 20.



2) Die Menge des granitischen und pegmatitischen Materials vermehrt sich gegen den SE des Gebietes und die sekundäre Faltung kommt vorzüglich in demselben Gebiet vor.

Dies scheint darauf hinzudeuten, dass sich in der Nähe des Häähjärvi-gebietes eine grössere Intrusion, die auch die zahlreichen granitischen und pegmatitischen Adern ausgesandt hätte, befinden könnte. Es ist nicht nötig, dass die Erosion diese Intrusion entblösst hat, sie kann noch unter der jetzigen Oberfläche liegen oder der jüngere, benachbarte Rapakivi hat ihren Platz eingenommen.

Das stark migmatisierte Gebiet östlich von Häähjärvi zeigt einen ganz anderen Faltungstypus und zwar einen solchen, der häufiger in den Grundgebirgsgebieten des Südlichen Finnlands angetroffen wird (vergl. WEGMANN), und den man »Schlingentektonik« nennen könnte. Die Faltungsachsen stehen hier meist steil, wie auch die Schichten. Flache Achsenrichtungen sind nur lokal angetroffen worden und scheinen vielmehr Relikte aus einer vormigmatischen Faltungsperiode als jetzige Strukturelemente zu sein. Sie sind gewöhnlich nur an solchen Stellen

bewahrt, wo die Mulden oder Sättel der ursprünglichen flachen Falten aufgetaucht sind (z. B. Stelle 803 in Tafel IX). Anderswo haben die Schichten aufrechte Stellungen erhalten und sind um steile Achsen gekrümmt und gefaltet worden.

Eine ähnliche Erscheinung kann man an den Migmatiten zwischen Unaja und Kodisjoki beobachten. Auch hier ist die Schichtung nur nach sorgfältiger Untersuchung aufzufinden.

An manchen Stellen, wo die migmatischen Adern zahlreich sind, scheint die Schieferung parallel dieser die einzige s-Fläche zu sein. Eine sorgfältige Untersuchung kann aber dennoch eine Schichtung und Faltung an den Tag legen. Z. B. südlich von dem See Vihtjärvi ist die Schieferung parallel den hellen Adern das herrschende Strukturelement und die Schichtung, die stark gefaltet ist, nur schwach sichtbar (Abb. 37). Abb. 38 stellt den Faltungstyp an derselben Stelle dar.

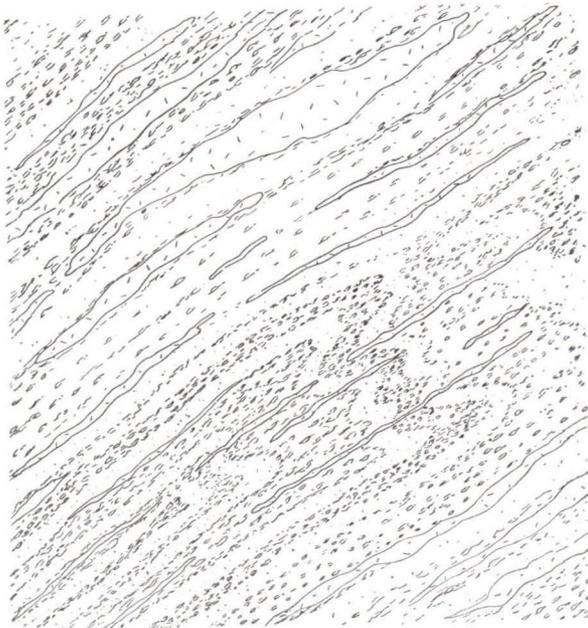


Abb. 37. Die der Schieferung parallelen, migmatischen Adern haben die Schichtung des Kinzigits fast gänzlich verwischt. Südlich von Vihtjärvi, Kalanti. Massstab 1:30.

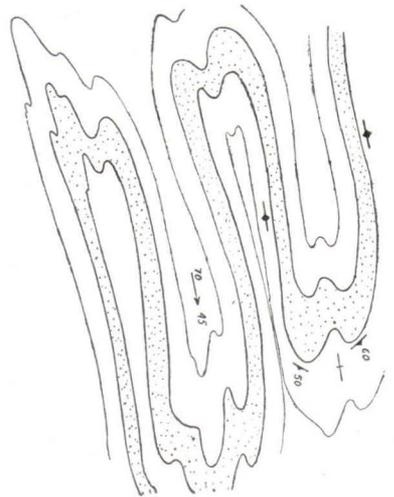


Abb. 38. Der Faltungstyp des Kinzigits Südlich von Vihtjärvi, Kalanti. Massstab 1:60.

Dieser Typ kommt gewöhnlich nur in den Scheiteln der Falten vor, während die Schichtung sonst im allgemeinen geradlinig parallel der Schieferung streicht.

### c. Schieferung $s_2$ .

Die Schieferung ( $s_2$ ) kann parallel der Schichtung ( $s_1$ ) sein oder sie weicht von ihr bis  $90^\circ$  ab. Im Häähjärvi-gebiet ist sie parallel der Ach-

senebene der sekundären Falten und ist dann in den cordierit-granathaltigen Schichten dank den gestreckten Cordierit- u. Granatflecken sehr deutlich (Abb. 39). In sandigen Schichten wird sie undeutlich und in der

Abb. 39. Transversal geschieferter gebänderter Kinzigit. Die Schieferung wird in der Ausdehnung der Cordierit-Granatflecken sowie in der Regelung des Biotits gut sichtbar. Die Cordierit-Granatflecken in der Nähe der sandigen Schichten sind rundlich oder nach  $s_1$  ausgezogen. Die Pegmatitadern sind parallel der Schichtung. Die Achse dieser sekundären Falte streicht  $N 10^\circ E$  und fällt  $80^\circ N$ . Die Streichrichtung der Schieferung ist dieselbe und das Einfallen  $80^\circ E$ . Östlich von Kuuantaka, Kalanti (345). Massstab 1:20.



Übergangszonen sind die Cordierit-Granatflecken rundlich oder sogar nach  $s_1$  ausgezogen. Auch im Sillimanitschiefer von Työmäskeri, Lokalahti, läuft die Schieferung parallel der Achsenebene der Falten, die sehr deutlich an den felsigen Stränden sichtbar sind. In der Kuuantaka-Lahti-Zone ist die Schieferung der Schichtung parallel oder weicht von ihr von  $10^\circ$  bis  $20^\circ$  ab (Abb. 32). Die Schichten stehen vertikal oder fallen  $70^\circ$ – $80^\circ S$ , und die Falten, wo man sie im Felde beobachten kann, sind eng und hoch. Die kleinen Falten, deren Achsen hier parallel den Hauptachsen laufen, sind häufig nach N überkippt, und die Schieferung ist parallel ihrer Achsenebene.

Im westlichen Teil dieser Zone sind auch flache Falten lokal angetroffen worden. So variieren z. B. an der Beobachtungsstelle 451 die Schichten mit grossen Cordierit- und Plagioklas-»Augen« mit den sandigen Schichten. Die Schieferung in den cordierit-plagioklasreichen Schichten ist parallel der Achsenebene und kommt in der Ausdehnung der »Augen« sowie in der Orientierung des Biotits zum Vorschein. In den Randzonen und gelegentlich in einigen schmalen Zonen inmitten der Schichten sind



Abb. 40. Schichtung und Schieferung im Kinzigit SW von Halola, Kalanti (451). Cordierit- und Plagioklas-Sillimanitaugen sind in verschiedenen Schichten parallel der jeweils betätigten Gleitebene ausgezogen und man sieht Regelung sowohl nach  $s_1$  wie  $s_2$ . Die sekundäre  $s$ -Fläche, die Schieferung, ist am besten in den ursprünglich tonigen Lagen entwickelt.

die Augen, wie auch im Häähjärvi-gebiet, nach  $s_1$  ausgezogen (Abb. 40). In den sandigen Schichten ist die Schieferung gar nicht sichtbar. Offenbar hat die ursprüngliche  $s$ -Fläche,  $s_1$ , ihre Bedeutung als Gleitebene in den cordierit-plagioklasreichen Lagen verloren, aber in den Übergangszonen und in ähnlichen Lagen war sie noch tätig, weil die Abwechslung der Schichten von verschiedenartigem Material diese Fläche zu einer guten Gleitebene machte.

In der Pyhääma-Pyhäranta-Zone, wo die flache Faltung vorherrscht, ist die Schieferung parallel der Schichtung, die also die einzige Scherfläche ist. Ebenso gibt es im migmatisierten Biotitgneis von Rihtniemi nur eine  $s$ -Fläche ( $s_2$  oder  $s_2/s_1$ ), die mit der Richtung der granitischen Adern zusammenfällt.

#### d. *Striemung.*

Die Striemung, wo sie sichtbar ist, äussert sich in der Parallelstellung der nach  $c$  gestreckten Hornblendenadeln und Biotitschuppen. Sie ist immer parallel denjenigen Faltenachsen, die an jeweils fraglichen Orten die deutlichsten sind. So ist z. B. nördlich von Häähjärvi ihre Richtung dieselbe wie die der sekundären Faltenachsen und anderswo ist sie parallel den Hauptfaltenachsen.

## 2. Strukturzüge der Gesteine des Trondhjemitstammes.

Alle Glieder der Trondhjemitserie zeigen dieselben Strukturelemente. Es sind: a) Fliesschieferung, b) Streckung, c) Einschlüsse, d) Schlieren, e) Klüfte und Spalten.

### a. *Fliessschieferung.*

Die Fliessschieferung kommt zum Vorschein durch die Parallelregelung der Biotittafeln und der flachen grossen Quarzkörner (Tropfenquarz). Gewöhnlich ist sie besonders ausgeprägt in den Randzonen der Plutone, wo sie immer parallel dem Kontakt läuft. Fehlend ist sie nur an einigen Stellen inmitten der grösseren Trondhjemit- (Fundpunkte 112, 82, 64) und Dioritmassive (südlich von Ruonanperä) sowie häufig in den Mittelteilen der Gabbrokörper (z. B. im Dorfe Tynki, sowie in den Fundpunkten 104, 398, 423, 427).

Die Lagen der Fliessschieferung an verschiedenen Stellen sind in die Karte eingezeichnet worden. In langen und schmalen Körpern, wie z. B. in den Trondhjemiten von Taipale, Paalila (426), Sundholm-Halola, Hepoluoto u. a., sind sie geradlinig und parallel der Schichtung des Nebengesteins. Inmitten der weiteren Trondhjemit- und Dioritgebiete, wie zwischen Uusikaupunki und Velhovesi, sowie zwischen Santio und Unaja, ist sie flach gefaltet. Diese flache Faltung kommt an Kontakten zwischen den verschiedenen Gliedern zum Vorschein. Auch nördlich von Männäinen, wo der Trondhjemit mit sehr granitischen Migmatiten wechsellagert, sind sie beide flach gefaltet. Ferner ist die Fliessschieferung im Nihtiö- und im Enäjärvi-Gebiet wieder der Schichtung des Nebengesteins parallel. Der Parallellismus der s-Flächen bedeutet, dass die Gesteine der Trondhjemitserie unter denselben Bedingungen wie die Sedimente gefaltet wurden. Offenbar haben sie ihren Platz während der Faltung eingenommen. An einigen Fundstellen deuten jedoch die Kontaktverhältnisse darauf hin, dass ein Teil der Trondhjemite nach den tektonischen Bewegungen eingedrungen ist (vgl. S. 91).

### b. *Streckung.*

Die Streckung, die sich in der Parallelorientierung von Biotit und Hornblende und besonders in der Erstreckung der dunklen Einschlüsse (vergl. S. 76) äussert, ist besonders deutlich in jenen Gegenden, wo die Schieferung fehlt, aber kann in stark planschiefrigen Gesteinen fehlen. Im allgemeinen ist sie den Faltenachsen parallel, was die Identität der Bewegungsbilder der sedimentogenen und intrusiven Formationen ergänzt. Die kleinen Krümmungen in ihrem Verlauf sind besonders in den Mittelteilen der grösseren Massen häufig (z. B. Beobachtungstelle 51).

### c. *Einschlüsse.*

Zwei Typen von Einschlüssen sind gewöhnlich: 1) Bruchstücke von Nebengesteinen, 2) Anhäufungen der Ferro-Magnesiummineralien.

Die Trondhjemite südlich von Velhovesi enthalten nur selten kantige

Bruchstücke, aber häufig Spuren von langen und schmalen trondhjemitisierten Nebengesteinsschollen, die parallel dem Kontakt liegen (z. B. Stelle 392). Eckige Bruchstücke mit Durchmessern von 5 bis 25 cm wurden im Trondhjemit von Kukainen, im Hornblendetrondhjemit von Nihtiö und im Diorit zwischen Nihtiö und Santio gefunden. Sie bestehen aus feinkörnigem Biotitgneis mit deutlicher Schichtung sowie aus basischen Gliedern des Trondhjemitstammes (Abb. 41). Die s-Flächen der benachbarten

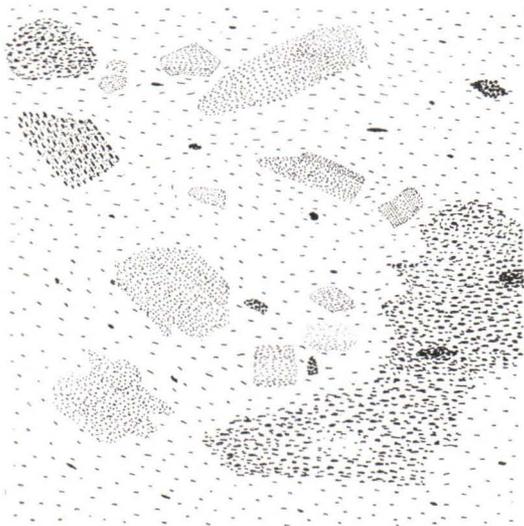


Abb. 41. Bruchstücke von Schiefer und Diorit im Hornblendetrondhjemit. Nihtiö, Pyhärinta. Massstab 1: 20.

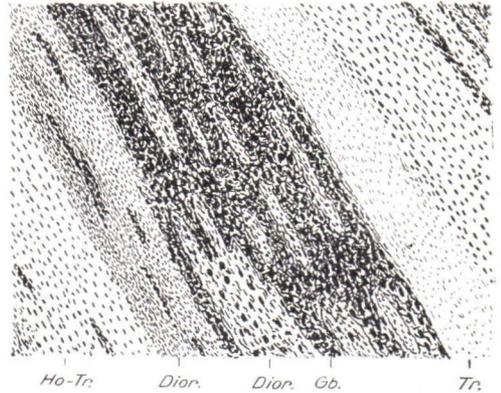


Abb. 42. Schlieren in der Kontaktzone zwischen Diorit (*Dior.*) und Hornblendetrondhjemit (*Ho-Tr.*). *Gb.* = Gabbro, *Tr.* = Trondhjemit. Beobachtungsstelle 511, Pyhärinta. Massstab 1: 60.

Bruchstücke zeigen keine gemeinsame Regelung, vielmehr nehmen sie verschiedenste Richtungen ein, und Einschlüsse von Diorit und Gabbro kommen mit ihnen zusammen vor. Es scheint daher klar zu sein, dass diese Einschlüsse nicht mehr an ihren ursprünglichen Orten liegen, sondern sich im Magma bewegt haben.

Die dunklen Einschlüsse im hornblende- und biotitreichen Diorit-Trondhjemit sind nördlich von Velhovesi besonders charakteristisch. Sie sind nach B erstreckt, und ihre kürzeste Dimension ist parallel c. In Gesteinen, die keine Schieferung sondern nur Streckung zeigen, sind sie spindelförmig. Ihre Länge variiert von 2 bis 20 cm und sie können bisweilen sehr zahlreich sein. Im Hornblendetrondhjemit bestehen sie meistens aus Hornblende und Plagioklas. Im biotitreichen Diorit-Trondhjemit sind sie fein- bis mittelkörnig, und ihre Hauptgementeile sind Biotit und Plagioklas.

Ähnliche Anhäufungen der Ferro-Magnesiummineralien, sind in der Literatur manchmal beschrieben worden, z. B. hat PABST (1928) ihre Petrographie und Genesis im Sierra Nevada-Pluton diskutiert, ebenso BUDDINGTON (1927) in den Intrusionen von Alaska, DALE (1923) im Apalachischen Gebiet in New England.

Der hellgraue Trondhjemit südlich von Voiluoto enthält 1 bis 2 cm lange, dünne Anhäufungen von Biotit. Diese Biotitflecke erinnern an die Hornblende-Biotitanhäufungen im Diorit in demselben Gebiete sowie E von Rihtniemi und NE von Ruonanperä. Die dunklen Flecke sind sehr gleichmässig durch das ganze Gestein gestreut und sind von derselben Gröszenordnung. Es unterliegt keinem Zweifel, dass sie Anhäufungen von Ferro-Magnesiummineralien und nicht fremde Einschlüsse sind.

Die dunklen, eckigen und rundlichen Einschlüsse im dunkelgrauen richtungslos struierten Trondhjemit südlich von Sundholm Scheideweg bestehen aus Hornblende, Biotit und einwenig Plagioklas.

Einige grobkörnige Einschlüsse NE von Rihtniemi (Beobachtungsstelle 504) bestehen aus Biotit, der noch äussere Kristallformen von Hornblende zeigt. Diese sowie diejenigen unweit Sundholm stellen wahrscheinlich Bruchstücke von den basischen Gliedern dar. Im Trondhjemit hat die Hornblende sich in Biotit nach BOWENS Reaktionsprinzip umgewandelt (BOWEN 1922).

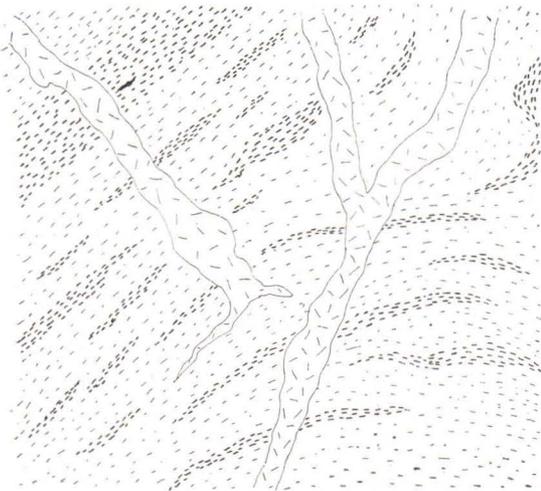


Abb. 43. Hornblendetrondhjemitschlieren im Trondhjemit. Kalifeldspatreiche Pegmatite schneiden das Gestein diskordant. Eine Klippe W von Vohdenluoto, Pyhäranta. Massstab 1: 40.

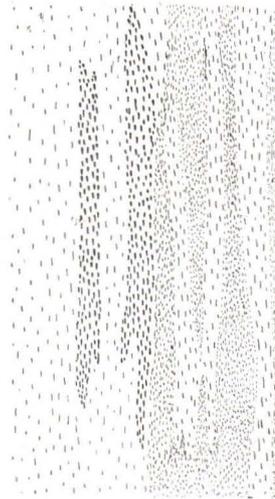


Abb. 44. Eine schlierige Kontaktzone zwischen hellgrauem grobkörnigen und dunkelgrauem feinkörnigem Trondhjemit.  $\frac{1}{2}$  km E von 511, Pyhäranta. Massstab 1: 30.

d. *Schlieren.*

Schlieren sind vielerorts beobachtet worden. Bei Sundholm, am Wege östlich vom Gute, kommen sie in der Kontaktzone vor als regelmässige Abwechslung von schmalen hellen und dunklen Lagen, deren Länge von 5 bis 20 m variiert. Die hellen Lagen bestehen fast ausschliesslich aus Plagioklas mit einwenig Quarz und dunklen Gemengteilen. Die dunklen Lagen, die wie auch die hellen Lagen feinkörnig sind, enthalten reichlich Hornblende und Biotit. Die Kontakte zwischen beiden sind scharf.

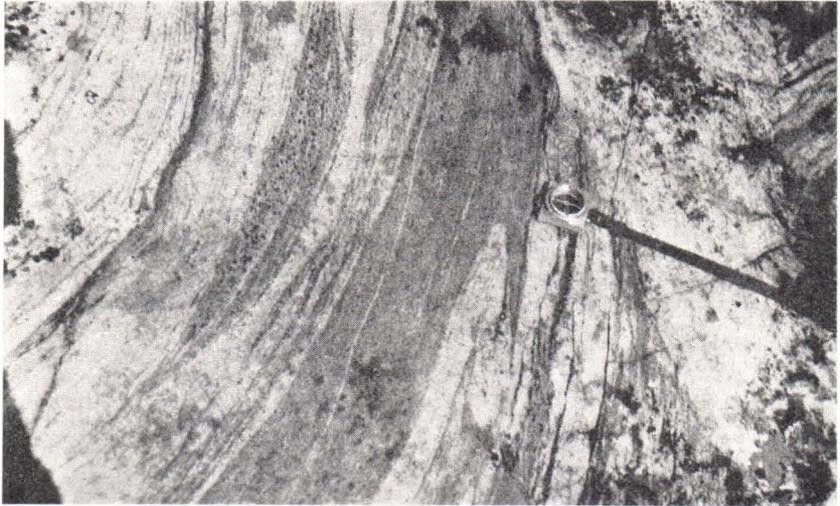
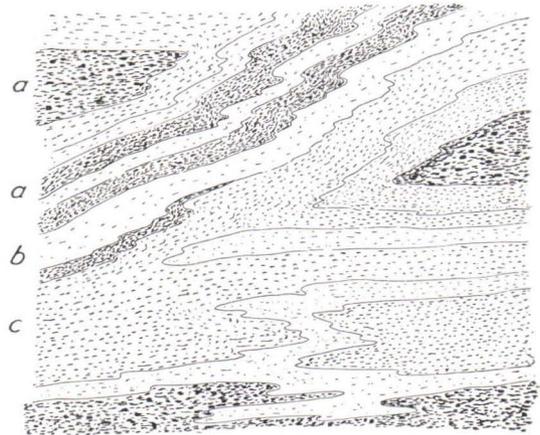


Abb. 45. Dioritische Schlieren im Trondhjemit. Ein junger kalireicher Pegmatit schneidet die Gesteine des Trondhjemitstammes diskordant, 1 km W von Unaja.

Abb. 46. »Diorit-Trondhjemitmigmatit« 1 km SE von Unaja. *a* = grob- und feinkörniger Diorit, *b* = heller grobkörniger Trondhjemit, *c* = dunkler feinkörniger Trondhjemit. Massstab 1: 10.



Die dunklen Lagen 300 m E von dieser Stelle bestehen aus denselben Mineralien, aber die Korngrösse ist verschieden. Ein Teil der Schichten ist grobkörnig, und die grossen Hornblendekristalle sind in bestimmten unscharf begrenzten Bändern angereichert, während die anderen von den hellen sowie dunklen Lagen feinkörnig sind wie in dem oben beschriebenen Aufschluss.

Die Schlieren in der Kontaktzone zwischen Diorit und Hornblendetrondhjemit südlich von Kukola, Pyhäranta (511) sind weniger regelmässig (Abb. 42). Ähnliche Schlieren kommen am Kontakt zwischen Hornblendetrondhjemit und Trondhjemit (Abb. 43) und zwischen biotitreichem und hellgrauem Trondhjemit vor (Abb. 44). Diese Schlieren sind 15 cm bis 5 m breite und 10 bis 20 m lange Körper mit allmählichen Kontakten.

Oftmals gibt es eine 10 bis 200 m breite Differentiationszone zwischen dem Trondhjemit und den basischeren Gliedern. Das Gestein dieser Zone erinnert an Migmatit, in dem der Altbestand aus Diorit oder Diorit-Trondhjemit und die hellen Adern aus Trondhjemit bestehen. (Abb. 45 und 46).

#### e. Klüfte und Spalten.

Nur die normalen und Tropfenquarz-Trondhjemite zeigen einigermaßen regelmässige Klüftung. An vielen Stellen kann man Klüfte in manchen Richtungen messen; die meisten von ihnen stehen steil und scheinen keinen Zusammenhang mit der primären Struktur des Gesteins zu haben. An anderen Orten dagegen sind sie deutlich mit der Gesteinstruktur verknüpft und sind dann mit pegmatitischem Material gefüllt. Die mit Pegmatiten gefüllten Klüfte sind älter als die steile Klüftung.

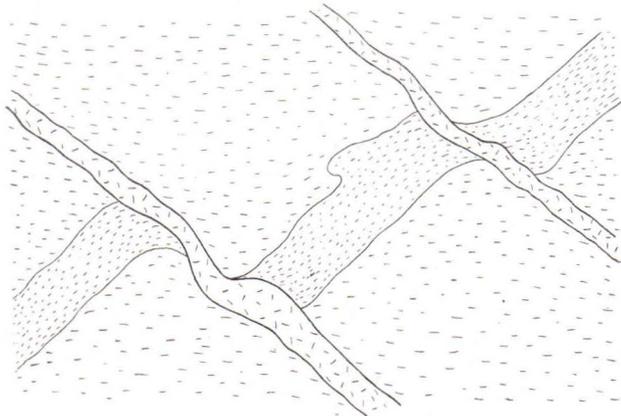


Abb. 47. Diagonale Klüfte und Streckflächen im Trondhjemit. Korssaari. Massstab 1: 20.

Unter den älteren Klüften sind diejenigen parallel der Schieferung am gewöhnlichsten. Nach H. CLOOS' Definition sollten sie Lagerklüfte genannt werden, wo aber die Schieferung steil steht, nehmen auch diese Klüfte nicht flache sondern steile Lagen ein.

Unter den Pegmatitgängen, die den Lagerklüften folgen, sind sowohl plagioklas- wie auch mikroklinreiche Pegmatite vertreten. Dies dürfte auf ihre Bildung während längerer Zeiträume hindeuten. Die Mächtigkeit der Pegmatitgänge variiert von einigen mm bis zu einem Meter oder mehr.

Andere, teils mit Pegmatit gefüllte Kluftsysteme bestehen aus diagonalen Klüften und Streckflächen. Sie laufen von NW nach SE oder von NE nach SW, ändern lokal ihre Richtung, so dass sie im allgemeinen diagonal zur Schieferung streichen. Die Neigungen sind steil. In den Aufschlüssen mit vertikaler Schieferung und Lagerklüften zeigen die sogerichteten Streckflächen und Scherzonen tangentielle Bewegungen an, die die Kruste in der Achsenrichtung zu strecken streben (Abb. 47). Die Störungszonen im Trondhjemit (Abb. 48) zeigen Spuren von ähnlichen Bewegungen.

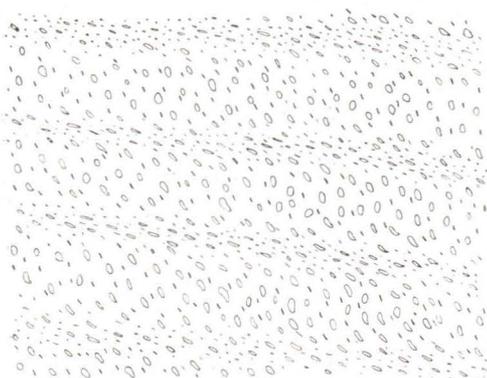


Abb. 48. Störungszonen im Tropfenquarz-Trondhjemit 3 km N von Uusikaupunki. Die Ausdehnung der Tropfenquarze in den Störungszonen zeigt deutlich die Richtung der Schiebungen. Massstab 1: 40.

Die Querklüfte sind nicht ebenso auffallend wie die Lagerklüfte und Streckflächen. Pegmatite folgen seltener dieser Richtung, die senkrecht zu den Achsen und somit steil steht. Bisweilen sind die in dieser Richtung laufenden Spalten mit Diabas gefüllt. Z. B. auf den Halbinseln von Sundholm und auf Vakua streichen solche Diabasgänge N  $10^{\circ}$  bis  $30^{\circ}$  E und stehen fast vertikal. WEGMANN (1931) hat ähnliche Diabasgänge zwischen Helsinki und Onas beschrieben und ungefähr dieselbe Richtung gefunden.

3. Die Längsklüfte, die senkrecht zu den Querklüften und Lagerklüften gelegen sind, haben sich nur an solchen Stellen gebildet, wo keine sichtbare flächenhafte Orientierung der Minerale zu spüren ist, wie z. B. bei Edvainen im südwestlichsten Teil von Pyhämaa. Pegmatite parallel zu ihr sind nicht angetroffen worden.

Die technische Teilbarkeit oder die k-, s- und l-Flächen sind besonders in grösseren homogenen Trondhjemitmassen vorhanden und kommen bei der Bearbeitung in den Steinbrüchen zum Vorschein. Ihre

Richtungen haben meistens keinen Zusammenhang mit den natürlichen Kluftsystemen. Eine von ihnen ist horizontal oder flach, während die zwei anderen steil stehen. Wenn wir die horizontale Fläche »Lager« nennen und sie mit  $l$  bezeichnen, so ist die eine von den steilen Flächen die »Kopfseite« ( $k$ ) und die andere Spaltseite ( $s$ ) (H. CLOOS 1922, BALK 1937). Wo

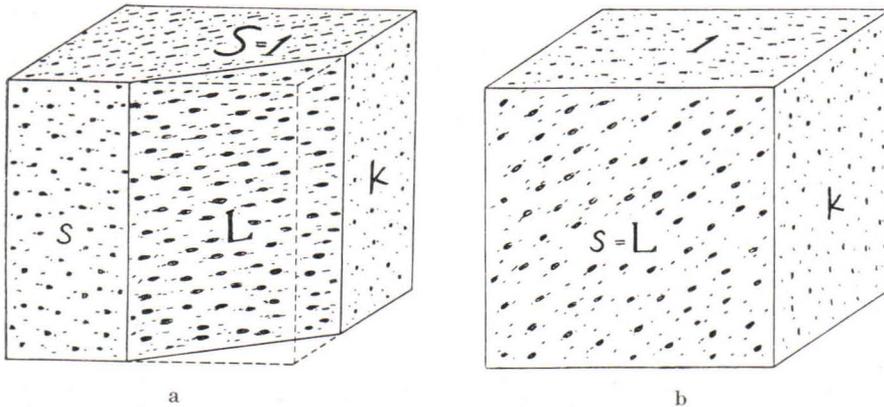


Abb. 49. Schieferung, Streckung und technische Teilbarkeit im Trondhjemit.  
 a. Die technische Teilungsfläche  $l$  ist parallel den Längsklüften  $S$ , die im Kalantigebiet oft fast horizontal liegen.  $s$  und  $k$  schneiden die Schieferungsfläche ( $L$ ) diagonal ab.

b. Die technische Teilungsfläche  $s$  ist parallel der Schieferung ( $L$ ).  $l$  und  $k$  schneiden die Streckung diagonal. Gewöhnlicher Fall überall, wo die Richtung der Strecklinien von der Horizontallage abweicht.

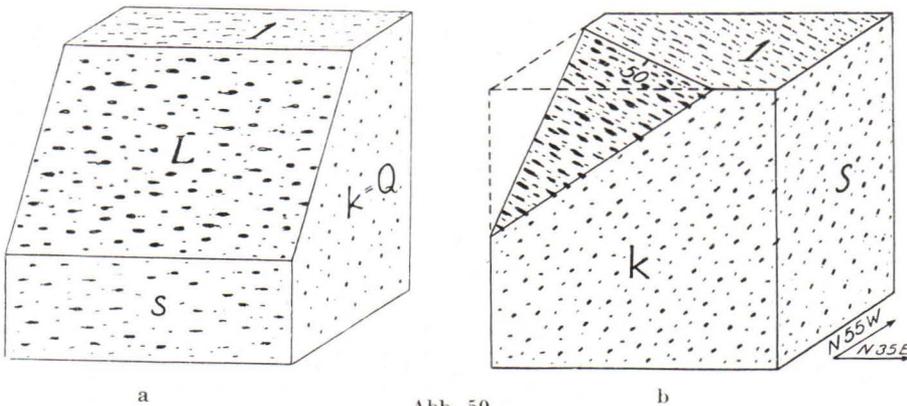


Abb. 50.

a. Die technische Teilungsfläche  $k$  ist senkrecht zu den Strecklinien und somit parallel den natürlichen Querklüften.  $l$  und  $s$  schneiden die Schieferung und die natürliche Lagerklüfte ( $L$ ) diagonal. Dieses Fall kommt z. B. im Trondhjemit von Edvainen vor.  
 b.  $l$ ,  $s$  und  $k$  schneiden die Schieferung. Die Strecklinie kann horizontal sein (wie z. B. in Elkkyinen) oder weicht von dieser Lage ab.

die natürlichen Lagerklüfte (L) und Querklüfte (Q) steil stehen, ist das künstliche Lager (l) nächst den natürlichen Längsklüften (S) gelegen. Ferner kann k mit Q parallel sein, wo L und s dieselbe Richtung haben. Meistens aber weichen die Richtungen von k und s von den natürlichen Klüften bis zu  $45^\circ$  ab, auch wenn l parallel S oder s parallel L wäre (Abb. 49 a und b). Lokal sind sie parallel den diagonalen Streckflächen und Scherzonen, was für ihre Bildung unter derselben tektonischen Beanspruchung spricht. Wo die Streckung flach liegt und die Schieferung von der Vertikalstellung abweicht, umfassen die l und s-Flächen oft die Strecklinien, so dass k parallel Q wird (Abb. 50 a). Abb. 50 b zeigt einen Fall, wo keine von den technischen Teilungsflächen parallel irgendeiner der natürlichen Kluftsysteme ist. Die häufige Unabhängigkeit von den »primären« Strukturelementen zeigt, dass diese Flächen sich nach der Hauptphase der Mineralbildung gebildet haben, wie noch im Zusammenhang mit den Gefüganalysen gezeigt wird.

### Gefüganalysen.

#### Diagramme.

Die Diagramme 1—10 zeigen die Regelung des Biotits und Quarzes in den Alumosilikatgesteinen vom südlichen Kalanti, und die Diagramme 11—28 die Regelung derselben Mineralien in normalen Trondhjemiten südlich vom Meerbusen Velhovesi. Alle Diagramme stellen die obere Lagenkugel dar. Die Besetzungsdichte und die Fundstellen sind in den Tafeln VII und VIII wiedergegeben. Ein Pfeil und Strich in der Mitte jedes Diagramms zeigt seine Orientierung in der Natur.

#### 1. Die Regelung des Biotits in den Alumosilikatgesteinen.

D 1 stellt eine typische Regelung des Biotits im Plagioklas-Sillimanit-schiefer im südlichen Kalanti dar. Die Lote der Biotitschuppen sind gelegen in einem stark besetzten Feld, das länglich in der ac-Zone ist und sich in zwei Hauptmaxima teilt. Das eine der Hauptmaxima entspricht dem Pole der Schichtung und das andere demjenigen der Schieferung im Felde. An Stelle 322 ist die Schichtung ( $s_1$ ) ausgeprägt wie auch die Striemung nach B, während man die Schieferung nur nach sorgfältiger Untersuchung wahrnehmen kann. Im Diagramm ist sie deutlich sichtbar, und daraus geht hervor, dass sie nur um  $10^\circ$  von der Schichtung abweicht und zwar so, dass sie nach der Richtung der Achsenenebene rotiert ist. Die Falten sind hier eng und hoch und ihre Achsenebene steht vertikal oder fällt steil nach Süden (isoklinale Faltung).

Tabelle 7.

Die Stärke der Maxima und die Weite der Gürtel der Biotitdiagramme.

No.	% Hauptm.	4 % Gürtel	1 % Gürtel
1 (322 b)	12, 12	160°	190°
3 (331 b)	9, 7	100°	360°
7 (335)	7, 7	260°	360°
9 (347)	12, 8	150°	300°
11 (47)	6, 5	230°	360°
13 (51 a)	7, 7, 7	160°	360°
15 (51 a)	9, 7	200°	360°
17 (51 b)	11, 8	200°	360°
19 (64)	9, 9, 8	350°	360°
21 (138 b)	9, 9	150°	210°
23 (150)	9, 9	150°	220°
25 (157)	10, 10	180°	320°
27 (166)	9, 9	100°	280°

D 3 zeigt die Regelung des Biotits in einer mikroklinführenden Lage von Biotitgneis, die eine Kleinfältelung des Biotits aufweist. Die Maxima sind schwach und die ac-Gürtel wohl besetzt (vergl. Tabelle 7). Das Hauptmaximum entspricht dem Pole der Schichtung und das Untermaximum dem der Schieferung im Felde.

Die Regelung der Biotiteinschlüsse im Mikroklin ist dieselbe (D 5).

D 7 ist an einer plagioklas-cordierithaltigen sandigen Schicht aus derselben Zone ausgeführt. Das Gürtelbild mit vielen Maxima ist offenbar. Die Schichtung ist im Felde ausgeprägt, aber die Schieferung sehr regellos und undeutlich. Im Diagramm ist der Pol der Schichtung nur schwach besetzt, während die zwei Hauptmaxima offenbar die Pole der späteren s-Flächen, der Schieferung ( $s_2$ ), vertreten. Das Vorhandensein eines guten Gürtels erklärt die Undeutlichkeit der Schieferung im Felde.

D 9 gibt ein Beispiel von der Struktur in solchen Gegenden, wo die Querfaltung stark ist. Die Richtung von B entspricht der Faltenachse der Querfaltung im Felde. Die verschiedenen s-Flächen, wie man sie im Felde beobachten kann, sind auf dem Diagramm gezeichnet worden. Das Hauptmaximum, etwas ausgezogen, fällt auf den Pol der Schieferung  $s_2'$ , die im Felde nur schwach sichtbar ist. Das Untermaximum zeigt die Lage der Schieferung  $s_2$ , die im Felde wegen der hellen und dunklen Streifung auffallend ist. Der Pol der Schichtung ist nur schwach besetzt. Die Falten sind hier nach Osten überkippt (Abb. 35) und die s-Flächen zeigen eine deutliche Rotation in derselben Richtung.  $s_2'$ , die jüngste s-Fläche, ist parallel der Achsenebene. Die Querfaltung ist somit eine wirkliche Faltung gewesen und hat alle Strukturzüge der möglichen älteren Hauptfaltung vernichtet. Doch ist hier auch die älteste s-Fläche, die Schichtung, vollkommen bewahrt, was einigermaßen eigentümlich erscheint, wenn wir

bedenken, dass diese Gesteine zuerst nach dem Gesetz der Hauptfaltung und später nach demjenigen der Quersfaltung gefaltet wurden. Vielmehr erscheint es möglich, dass die Hauptfaltung und Quersfaltung zeitlich derselben Periode zufallen, oder dass die Quersfaltung unmittelbar nach der Hauptfaltung stattgefunden hat.

## 2. Die Regelung des Biotits in den Trondhjemiten.

Auch die Trondhjemite zeigen im allgemeinen Gürtelbilder mit einem oder zwei Maxima. Die Besetzungsdichte der Maxima und die Weite der Gürtel von 1 0/0 sind in Tabelle 7 wiedergegeben. Die offenen Gürtel kommen dort vor, wo man die Fliessschieferung im Felde gut beobachten kann (z. B. D 21, D 23, D 27 aus Fundstellen 138, 150 und 166), und Gürtel von 360°, wo es nur lineare Strukturelemente gibt (z. B. D 19, Fundstelle 64).

Die Diagramme 21, 23 und 27 haben alle zwei Maxima, von denen eines gewöhnlich etwas weiter ist. Die Winkel zwischen den Maxima sind klein (von 15° bis 25°), und gewöhnlich ist nur eine s-Fläche im Felde gemessen worden. Auch an den Beobachtungsstellen 47 und 51 ist die Schieferung verhältnismässig gut sichtbar und kommt in den Diagrammen (D 11, 13, 15, 17) als ein Hauptmaximum zum Vorschein. In D 25 (Beobachtungsstelle 157) gibt es zwei starke Maxima um die Pole der Schieferung. D 19 zeigt zwei stärkere und viele schwächere Maxima und einen guten Gürtel. Das Vorhandensein der Maxima bedeutet, dass es auch hier s-Flächen gibt, obwohl man sie nicht im Felde beobachten kann.

Im allgemeinen ist das Untermaximum von dem Hauptmaximum um 15° bis 30° nach Norden rotiert. Dies ist vergleichbar mit der Rotation der Maxima in den sedimentogenen Gesteinen, bei denen die Schieferung gewöhnlich von der Schichtung um denselben Betrag abweicht. Die Feldbeobachtungen zeigen, dass die Fliessschieferung des Trondhjemits parallel der Schichtung ( $s_1$ ) des Nebengesteins ist. Die Untermaxima könnten demgemäss der sekundären s-Fläche, der Schieferung ( $s_2$ ) entsprechen, und es würde eine vollkommene Analogie zwischen den Bewegungsbildern der beiden Formationen herrschen. Dies würde die gleichzeitigkeit der Deformation beweisen. Eine solche Auffassung scheint wirklich in jeder Hinsicht der Wirklichkeit zu entsprechen.

Die technische Teilbarkeit. Die s-, k- und l-Flächen sind meistens von der Biotitregelung unabhängig. In Diagrammen D 17 und D 23 sind diese Flächen mit punktierten Linien gezeichnet. An Beobachtungsstelle 51 b (D 17) liegt l fast horizontal, während s und k fast vertikal stehen. Die im Felde gemessene Schieferung fällt 50° nach Süden und schneidet die technische Teilbarkeit diagonal (Abb. 50 b). In D 17 ist der Pol von l schwach besetzt, somit ist ein Teil der Biotitleisten parallel dieser Ebene. Die zwei

Nebenmaxima fallen rings um diesen Punkt und entsprechen den Polen von  $s_2$  und  $s_3$ .

Auf Haidus (No. 150) steht die Schieferung, wo man sie sehen kann, fast vertikal, und in D 23 entspricht das Hauptmaximum dieser s-Fläche ( $s_2$ ). Eine von den technischen Teilungsflächen (s), auch fast vertikal, ist von dieser Fläche um  $20^\circ$  nach Osten rotiert. Die fast horizontal liegende l-Fläche umfasst die Hauptrichtung der Streckung (B). Die b-Achse des Biotitdiagrammes weicht von dieser Richtung ab, was offenbar den kleinen Krümmungen der Schieferung und der Streckung zuzuschreiben ist.

An Stelle 166 ist die k-Fläche senkrecht zur Streckung, während die l- und s-Flächen dieselbe Linie umfassen (Abb. 50 a). s ist  $12^\circ$  von  $s_1$  nach Norden rotiert. Der Pol von l (=  $s_3$ ) ist schwach besetzt (D 27).

### 3. Die Regelung des Quarzes.

Der Quarz zeigt sowohl in den Alumosilikatgesteinen wie auch in den Trondhjemiten eine ziemlich schwache Regelung. Im allgemeinen ist sie mit der Regelung des Biotits verknüpft und zwar so, dass die Maxima von I—VII (D 30) Bewegungen parallel den verschiedenen s-Flächen ( $s_1, s_2, s_3, \dots$ ) entsprechen. Tabelle 8 gibt die zugehörigen s-Flächen und die Besetzungsdichten der Maxima wieder. In einigen Diagrammen ist die Quarzregelung verknüpft mit einer s-Fläche ( $s_q$ ), die kein entsprechendes Maximum im Biotitdiagramm hat. Dieser Fall tritt besonders stark hervor, wenn das Biotitdiagramm einen Gürtel mit vielen Maxima, also ein Bewegungsbild der rotationellen Deformation zeigt.  $s_q$  vertritt eine späte s-Fläche, die sich nach der Kristallisation des Biotits gebildet hat.

D 2. Die Regelung des Quarzes ist mit den beiden s-Flächen ( $s_1$  und  $s_2$ ) verknüpft. Das Hauptmaximum fällt an den Ort VII- $s_2$ ; auch die Orte von VII- $s_1$  sind besetzt. Der Kleingürtel durch diese (III-Gürtel) ist schwach besetzt.

D 4. Das Vorhandensein der  $s_q$ -Flächen ist durch die drei Nebenmaxima bedingt. Eines von ihnen (II- $s_q$ ) ist nahe I- $s_1$  gelegen. Das Hauptmaximum befindet sich an VI- $s_1$ .

D 8. Wie Tabelle 8 zeigt lassen sich die Maxima als eine Folge von Bewegungen parallel verschiedenen, durch die Orientation des Biotits bestimmten s-Flächen ( $s_1, s_2, s_2', \dots$ ) erklären. Dazu kommt im Quarzdiagramm noch eine weitere s-Fläche,  $s_q$ , zum Vorschein. Zwei der dreien Hauptmaxima sind mit dieser verknüpft (IV- $s_q$  und VI-s). Die Schichtung ( $s_1$ ) ist im Felde sehr gut sichtbar, aber, wie D 7 zeigt, die Hauptmenge des Biotits ist parallel verschiedenen  $s_2$ -Flächen, und der Quarz erhielt seine Regelung wesentlich während einer noch späteren Periode, wenn der Biotit schon stabilisiert war. Die Rotation der s-Flächen, die im

Tabelle 8.

Die prozentualen Besetzungsdichten der Maxima in den Quarzdiagrammen.

No	Gleitebene	I	II	III	IV	V	VI	VII	B	Äquivalente Maxima
D 2 (322 b)	s <sub>1</sub> s <sub>2</sub>	3					3	3, 3 4		
D 4 (331 b)	s <sub>1</sub> s <sub>2</sub> s <sub>q</sub>	4	4	3	4	3 4	5 3			II-s <sub>q</sub> =I-s <sub>1</sub>
D 8 (335)	s <sub>1</sub> s <sub>2</sub> ' s <sub>2</sub> '' s <sub>2</sub> ''' s <sub>q</sub>		3	3, 2 4 3	2	3		3 4 2		II-s <sub>2</sub> '' nahe V-s <sub>1</sub> III-s <sub>2</sub> '=VII-s <sub>2</sub> ''' III-s <sub>2</sub> '''=VII-s <sub>2</sub> '
D 10 (347)	s <sub>1</sub> s <sub>2</sub> s <sub>2</sub> '	3 4	4, 4 4	4	3	4		4, 3 4, 3 4 ½		I-s <sub>2</sub> ' u. II-s <sub>2</sub> II-s <sub>1</sub> u. V-s <sub>2</sub> ' II-s <sub>1</sub> =I-s <sub>2</sub> ' Maximum zwischen
D 12 (47)									9	
D 14 (51a)	s <sub>1</sub> s <sub>3</sub>		3	4 ½ 3	4 ½ 4 ½	3 ½	3 ½, 3, 2 4 ½, 2, 2			Maximum zwischen III-s <sub>1</sub> u. VI-s <sub>3</sub>

D 16 (51 a)	$s_2$ $s_q$	3	3 3, 2	3	3	4		3	$I-s_2=II-s_q$
D 18 (51 b)	$s_1$ $s_q$ $s_4$	$4 \frac{1}{2}$ $4 \frac{1}{2}$	$4 \frac{1}{2}, 4 \frac{1}{2}$ $5 \frac{1}{2}, 3$	3		$5 \frac{1}{2}$			$I-s_1=II-s_q$ $V-s_1=II-s_4$ $I-s_4=II-s_q$
D 20 (64)	$s_1$ $s_2$ $s_2'$ $s_3$	 4 3	4 4, 4 4, 3		5, 4 5, 4	5 4 4		3	$IV-s_1=IV-s_2$ $I-s_2'=II-s_4$ $V-s_2'=II-s_3$ $II-s_2'=V-s_3=I-s_4$ $II-s_2'=I-s_2=V-s_4$
D 22 (138 b)	$s_1$ $s_2$ $s_3$	$3 \frac{1}{2}$ $3 \frac{1}{2}$ $3 \frac{1}{2}$	$3 \frac{1}{2}$ $3 \frac{1}{2}, 3 \frac{1}{2}$ $5, 3 \frac{1}{2}$	5	$3 \frac{1}{2}$	5 5 $3 \frac{1}{2}$	5		$V-s_2=II-s_3$ $II-s_1=I-s_3$ $I-s_1=II-s_3$ $V-s_2=II-s_2$
D 24 (150)	$s_1$			4		5			
D 26 (157)	$s_q$	5	5, 4						
D 28 (166)	$s_3$			6, 4	3	4			

Biotitdiagramm durch einen scharfen ac-Gürtel erwiesen ist, tritt in D 8. als eine schwache Besetzung des III-Gürtels hervor.

D 10. Auch in diesem Falle ist die Quarzregelung mit verschiedenen s-Flächen des Biotitdiagramms verknüpft. Das Hauptmaximum ist am Ort des VII- $s_2'$  gelegen. Der Kleingürtel um B ist stark und der ac-Gürtel schwach besetzt.

ac-Gürtel sowie Kleingürtel um B, oft durch das Maximum III, sind in fast allen Diagrammen vorhanden. Dieses steht mit den Gürtelbildern des Biotits in guter Übereinstimmung und zeigt, wie auch die Lagen der Maxima, dass der Quarz sich während derselben Hauptdeformation mit Biotit geregelt hat. Manche von den Maxima haben eine solche Lage, dass man sie in zweierlei Weise erklären kann. So befindet sich z. B. bei D 10 das Nebenmaximum in c von  $s_2'$  ( $V-s_2'$ ) und das Maximum II von  $s_1$  ( $II-s_1$ ) hat dieselbe Lage. Somit haben die Quarzkristalle, deren Pole innerhalb dieses Maximums fallen, ihr Basis (c) parallel  $s_2'$  und ihre Rhomboederfläche r (10 $\bar{1}1$ ) oder z (01 $\bar{1}1$ ) parallel  $s_1$ . Ferner können die Gleitrichtungen [r:c] oder [z:c] und [r:a] oder [z:a] gleichzeitig parallel  $a_2'$  und  $a_1$  sein.

Auch manche Quarzdiagramme der Trondhjemite zeigen schwach besetzte Gürtelbilder. Eine Ausnahme macht D 12, wo sich ein starkes Maximum nahe B befindet. D 14 und D 16 sind ausgeführt an Dünnschliffen, die etwa 8 cm von einander entfernt aus demselben Handstück gefertigt waren. Hier kann man schon mit unbewaffnetem Auge eine leichte Krümmung der Streckung wahrnehmen. Wie D 13 und 15 zeigen, wird die Streckung von der Horizontallage um 33° nach E geneigt. Gleichzeitig wendet sich ihr Streichen von N 82° W zu N 78° E. In D 14 ist die Regelung des Quarzes mit der des Biotits verknüpft, aber in D 16 scheint sie zum Teil davon unabhängig zu sein. Zwar könnte man die Maxima mittels Bewegungen parallel  $s_1$  und  $s_3$  erklären, aber die Symmetrie und die b-Achse des Diagramms scheinen dahin zu deuten, dass die Richtung der »Streckung« (b) noch weiter gegen die Vertikalrichtung während der Regelung des Quarzes gewendet hat.

In D 18 fallen die zwei Nebenmaxima an solche Orte, dass man sie auf zweierlei Weise erklären könnte: die eine befindet sich an a von  $s_4$  und die andere in der Nähe von a der  $s_1$ -Fläche. Die Maxima II in Beziehung zu  $s_4$  nehmen dieselben Orte ein.  $s_4$  ist zwischen  $s_2$  und  $s_3$  gelegen und fällt hier mit der fast horizontal liegenden Teilungsfläche (l) zusammen.

In D 20 nehmen fast alle Maxima solche Lagen ein, dass die Quarzkristalle zwei von ihren begünstigten Gleitflächen und -richtungen benutzen können. Die s-Flächen von D 19 und die Quarzmaxima von D 20 sind in D 29 dargestellt (vergl. Tabelle 8). Eines der Maxima IV der  $s_1$ - und  $s_2$ -Flächen fällt zusammen und das Hauptmaximum befindet sich in

dieser Lage. Ferner sind  $s_3$  und  $s_4$  senkrecht gegen einander und somit haben  $a_4$  und  $c_3$  dieselbe Lage in der ac-Zone. Diese Lage in D 20 ist besetzt wie auch  $a_3$ , die mit  $c_4$  zusammenfällt. Ferner haben V- $s'_2$  und II- $s_3$  sowie I- $s'_2$  und II- $s_4$  dieselben Lagen wie aus D 29 hervorgeht.

Dieselbe Sachlage hat Verfasserin in den kristallinen Schiefen der Appalachen vorgefunden (E. CLOOS u. A. HIETANEN 1941, A. HIETANEN 1941). Im Vorhandensein vieler s-Flächen scheint die Regelung des Quarzes mit allen existierenden s-Flächen verknüpft zu sein und zwar so, dass die Mehrzahl der Quarzkristalle zwei (oder mehrere) von ihren kristallographischen Gleitrichtungen parallel mit zwei (oder mehreren) von den Scherbewegungen im Gesteine hat. Die Häufigkeit der asymmetrischen Besetzungsdichte der Maxima II, IV und VI scheint dadurch bedingt zu sein.

D 22. Die Maxima befinden sich in der ac-Zone sowie an den Orten der Maxima III und VII in Beziehung zur  $s_3$ -Fläche. Der Kleingürtel um B und der ac-Gürtel sind deutlich, wie man auch nach der Existenz der manchen s-Flächen erwarten kann.

D 24. b des Quarzes weicht  $38^\circ$  von B des Biotits ab. In diesem Steinbruch (Haidus) kann man oft kleine Krümmungen der s-Flächen beobachten, die technische Teilbarkeit aber hat immer dieselbe Richtung und ist somit unabhängig von der Biotitregelung. Vielmehr scheint sie im Zusammenhang mit der Quarzorientierung zu stehen, wie die schönen Gürtel um b, der allgemeinen Achsenrichtung, auch an den Krümmungsstellen zeigt.

D 26, Beobachtungstelle 157. Hier hat eine spätere Scherbewegung parallel  $s_q$  offenbar die jetzige Regelung des Quarzes verursacht. Keines der Maxima ist mit der Schieferung  $s_2$  verknüpft, aber beide befinden sich an den Stellen der Maxima I und II der  $s_q$ -Fläche, die horizontal liegt.

In D 28 sind die Quarzorientierung und die technische Teilbarkeit wieder mit einander verknüpft. Das Biotitdiagramm zeigt zwei s-Flächen,  $s_1$  und  $s_2$ , aber die Quarzregelung scheint von diesen unabhängig und mit  $s_3$ , die parallel der »liegenden« I ist, verknüpft zu sein.

Tabelle 9 zeigt die Anzahl der mit verschiedenen s-Flächen verknüpften Maxima in den sedimentogenen Gesteinen. 15 von den 36 Maxima (unter ihnen 4 Hauptmaxima) sind im III-Gürtel und 13 im ac-Gürtel gelegen. Maximum VI ist nur selten vorhanden.  $s_2$  ist am häufigsten als Gleitebene tätig gewesen: 17 Maxima sind mit  $s_2$ , 13 mit  $s_2$  und 6 mit  $s_q$  verknüpft.

Bei den Trondhjemiten (Tabelle 10) ist die Mehrzahl der Maxima (40 Maxima, unter ihnen 8 Hauptmaxima) im ac-Gürtel gelegen. Im III-Gürtel gibt es nur 10 Maxima, Maximum IV ist selten und Maximum VI nur in einem Fall besetzt (D 14).

Tabelle 9.

Die Anzahl der mit verschiedenen s-Flächen verknüpften Quarzmaxima in den sedimentogenen Gesteinen.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	
s <sub>1</sub>	3	2	2		1	1 (1)	4	13 (1)
s <sub>2</sub>	1	2	3 (1) <sup>1)</sup>	1	2	2	6 (3)	17 (4)
sq		1		3 (1)	1	1 (1)		6 (2)
	4	5	5 (1)	4 (1)	4	4 (2)	10 (3)	36 (7)

Tabelle 10.

Die Anzahl der verschiedenen Quarzmaxima in den Trondhjemiten.

I	II	III	IV	V	VI	VII	B
9	19 (3)	8 (3)	9 (3)	12 (5)	3 (1)	2	3 (1)

Die Maxima der Quarzdiagramme sind im allgemeinen sehr schwach, wie gewöhnlich in Tektoniten mit vielen s-Flächen; z. T. aber kann dies auch mit einer späteren, partiellen Umkristallisation des Quarzes verknüpft sein.

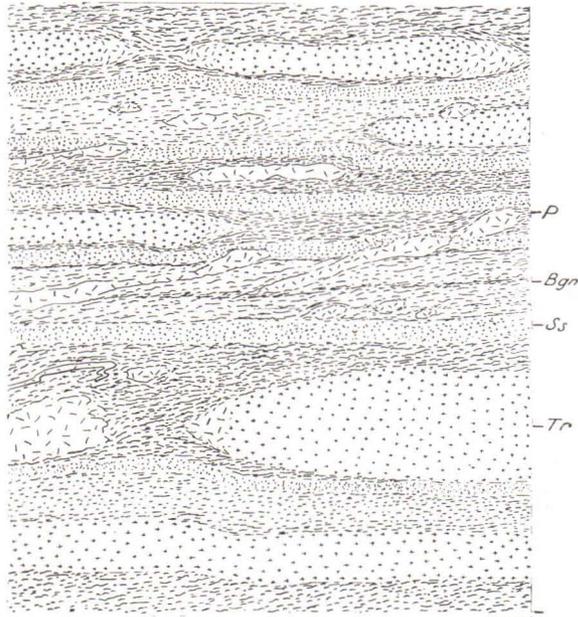
#### Die Strukturelemente und Kontakte der verschiedenen Formationen.

Der Parallellismus der s-Flächen und der Linearstruktur in den sedimentogenen und intrusiven Gesteinen ist überall offenbar, wo der Kontakt konkordant ist. Die Glieder der Trondhjemitserie sind meistens in die älteren Gesteine parallel der Schichtung eingedrungen. Die Fliesschieferung des intrusiven Gesteins ist dann parallel der Schichtung und die Streckung parallel der Faltenachse des sedimentogenen Gesteins. Die Gefügeanalysen zeigen, dass die beiden Gruppen B-Tektonite sind, und ferner, dass es eine vollkommene Korrespondenz zwischen den s-Flächen im Felde und den verschiedenen Maxima der Biotitdiagramme gibt. Somit können wir die der Schichtung (s<sub>1</sub>) und Schieferung (s<sub>2</sub>) entsprechenden s-Flächen in benachbarten intrusiven Gesteinen bestimmen, auch wenn man sie nicht mittels des Kompasses messen kann. Ferner gibt die Richtung b des Diagrammes die Richtungen der Faltenachsen und der Streckung an, und man kann auch den Parallellismus dieser Strukturelemente mittels der Gefügeanalyse immer nachweisen.

Dies ist der Fall an allen untersuchten Beobachtungstellen südlich von

<sup>1)</sup> Die Anzahl der Hauptmaxima

Abb. 51. Konkordante Trondhjemitgänge und Linsen (*Tr*) im geschichteten Biotit-Plagioklasgneis (*Bgn*). *Ss* = sandige Schichte; *P* = Granitpegmatit. Nördliche Kontaktzone einer Trondhjemitlinse, Hepoluoto. Massstab 1: 60.



Veihovesi und auch im Pyhärantagebiet. In Kukainen, Pyhämaa, kommen aber auch diskordante Kontakte an einigen Stellen vor. Die ältere Formation ist hier vertreten durch Amphibolit, der eine deutliche Schichtung und Faltung zeigt. Im westlichen Teil der Insel ist die  $s_1$ -Fläche des Amphibolits flach gefaltet und der Kontakt zwischen ihm und dem Trondhjemit bildet Winkel von  $10^\circ$  bis  $30^\circ$  mit der Schichtung. Der Trondhjemit in der Kontaktzone ist verhältnismässig feinkörnig und dem Trondhjemit äh-

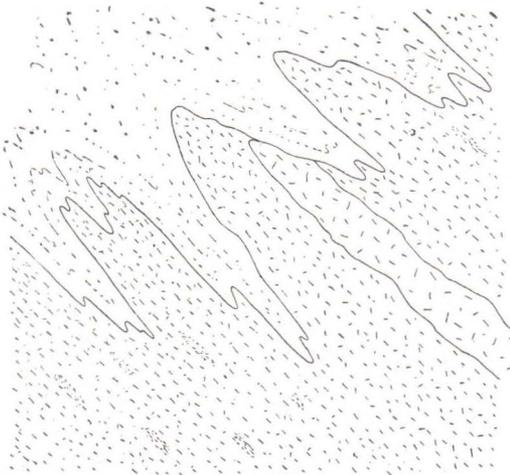


Abb. 52. Kontakt zwischen dem Plagioklas-Sillimanitschiefer und Pyroxentronhjemit. Putsaari 730. Massstab 1: 60.

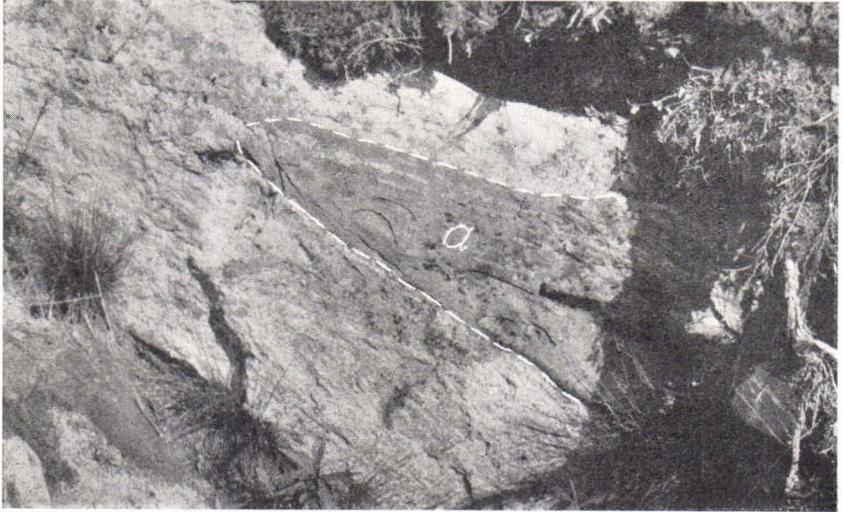


Abb 53. Das Ende einer Hornblendetrondhjemitlinse (a) im Kinzigit  
4 km N von Kodisjoki.

lich, der im allgemeinen in den Gängen vorkommt. Der Biotit ist gar nicht oder nur schwach parallel dem Kontakt orientiert. Auch schneiden die schmalen Trondhjemitgänge hier den Amphibolit diskordant ab, obwohl sie anderswo parallel der Schichtung der Nebengesteine oder parallel der Fließschieferung der intrusiven Gesteine sind (vergl. Abb. 51). Die zur Achse senkrechte Kontaktlinie ist oft fingerartig. Auch solche Kontakte können konkordant sein, wenn die Faltung des Sedimentogenen Gesteins isoklinal und eng ist (Abb. 52 und 53).

Die diskordanten Kontaktverhältnisse und das Vorkommen von Bruchstücken des Nebengesteines, wie beschrieben auf S. 76, zeigen, dass die Trondhjemite an den erwähnten Orten teils mechanisch ihren Platz eingenommen haben. Weil aber die Strukturelemente in kleiner Entfernung von der Kontaktzone auch an diesen Stellen parallel verlaufen, muss die Hauptperiode der Intrusion zeitlich mit der Faltung des älteren Komplexes zusammenfallen.

## Migmatitbildung.

### Algemeines.

Zwei Typen von Migmatiten sind von einander unterscheidbar: 1) die Trondhjemitmigmatite und 2) die Granitmigmatite. Der ältere Teil (das Paläsom) in beiden besteht aus demselben Material, nämlich aus den Gesteinen der älteren suprakrustalen Serie. Die hellen Adern dagegen können entweder aus Trondhjemit oder aus Granit bestehen. Die Petrographie und die Struktur der älteren Gesteine ist oben besprochen worden und somit wird hier nur die Bildung und der Ursprung der hellen Adern diskutiert.

### Trondhjemitmigmatite.

Im allgemeinen besteht die Kontaktzone zwischen den Alumosilikatgesteinen und Trondhjemiten aus hellgrauem Adergneis. Die biotitreichen Lagen zeigen die Struktur und den Mineralbestand des nichtmigmatisierten Nebengesteins. Die hellen, 1 bis 15 mm breiten Adern bestehen fast ausschließlich aus Quarz und Plagioklas, somit aus trondhjemitischem Material. Diese hellen Adern haben denselben Mineralbestand in den verschiedenen Schichten der Alumosilikatgesteine und sind von der Zusammensetzung des Wirtgesteines unabhängig. Sie enthalten keine Granate oder Cordierite, wie man sie in Adern von venitischen Migmatiten erwarten könnte. Die länglichen, konkordant liegenden Bruchstücke des Nebengesteins im Trondhjemit enthalten besonders grosse Mengen von diesen Adern und in der Kontaktzone vermindert sich ihre Zahl vom Kontakt ab. Es scheint dadurch klar zu sein, dass es um Injektion handelt und dass die Bildung dieser Migmatite mit dem Eindringen von Trondhjemitmagma verknüpft ist. Die trondhjemitischen Massen dringen zwischen die Schichten der älteren Gesteine ein und senden zahlreiche Adern, die das Nebengestein parallel der Schichtung »injizieren».

Der Biotit in diesen Adern ist spärlich, dazu sind sie grobkörniger als das Material der wahren Trondhjemitgänge und auch gröber als das Wirtgestein. Die sehr schmalen Adern sind oft nicht einheitlich, sondern bestehen aus einer Reihe von grossen Plagioklas- und Quarzkörnern (Abb. 54), die ihre längste Dimension parallel der Schichtung haben. Die Menge des Biotits in den dunklen Lagen ist nicht verändert, und auch die Struktur ist dieselbe wie im nichtmigmatisierten Gestein. Offenbar handelt es sich um die Zufuhr von Plagioklas und Quarz und zwar so, dass sie korrodierend ihren Platz eingenommen haben. Die »Injektion» ist somit kein rein mechanischer Vorgang gewesen, vielmehr sind trondhjemitische Lösungen in die Nebengesteine eingedrungen und frühere Minerale metasomatisch verdrängt. Man muss Gleichzeitigkeit dieses Vorgangs mit den deforma-

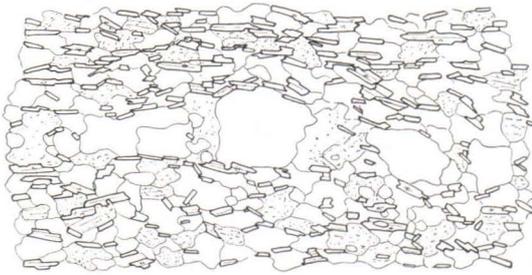


Abb. 54. Plagioklas- und Quarzkörner haben den Schiefer korrodierend parallel der Schieferung durchsetzt. Lahti, Kalanti. Vergr. 10 fach.

tiven Bewegungen annehmen, weil das Trondhjemitische Material parallel der wirksamen  $s$ -Fläche,  $s_1$ , deren Richtung offenbar am wenigsten mit Schliessdruck belastet war, wandert (vergl. Wegsamkeit nach SANDER 1930).

In dieser Weise kann sich der Kinzigit in der Kontaktzone gänzlich in Trondhjemit umwandeln. Granat und Cordierit, die oft in solchen Trondhjemiten wie fremde Einschlüsse angetroffen werden (z. B. an den Stellen 629, 644) geben ein gutes Zeugnis für dies.

Ein Teil der hellen Adern enthält Mikroklin und dazu kommen granitische Adern mit den trondhjemitischen vor, aber sie sind offenbar jünger als die Trondhjemitadern und gehören mit der regionalen Zufuhr von kalireichem Material zusammen, wie unten gezeigt werden soll.

### Granitmigmatite.

Das ältere Material der Granitmigmatite besteht aus verschiedenen Gliedern der Alumosilikatgesteine und lokal aus Gesteinen des Trondhjemitstammes. Die granitischen Lösungen haben alle Gesteine des Gebietes durchtränkt. Die Breite der hellen Adern variiert von einem mm zu vielen cm, und sie gehen auch in breitere pegmatitische Gänge und Trümer über. Die schmalen Adern bestehen aus Mikroklin, Quarz, Plagioklas und ein wenig Glimmer. Die breiteren Gänge und Trümer enthalten reichlich Glimmer und auch noch Turmalin. Auch Schriftgranit ist gewöhnlich. Granat und Cordierit sind nur an einigen Stellen in Kalanti aber allgemein im Mynämäki- und im Unaja-Kodisjokigebiete (Abb. 19) angetroffen worden, was zeigt, dass die Pegmatite auch dem Nebengestein Material entnommen haben. Der Hauptteil des pegmatitischen Materials aber ist von Aussen her gekommen und nicht *in situ* durch metamorphe Differentiation entstanden. Dies ist durch den grundverschiedenen Mineralbestand der Pegmatite und der Alumosilikatgesteine erwiesen: Die besterhaltenen Alumosilikatgesteine enthalten keinen Mikroklin und Turmalin aber reichlich aluminiumreiche Mineralien, während Mikroklin der Hauptbestandteil und Turmalin ein häufiger Nebenbestandteil der Pegmatite ist.

Die hellen Adern und Linsen sind meistens parallel der Schichtung und der Schieferung. Z. B. an Stelle 363 südlich von Häähjärvi sind die Granit- und Quarzadern parallel der Schichtung, die hier sehr deutlich ist, während die linsenförmigen, kleineren Pegmatite teils der Schichtung und teils der Schieferung parallel verlaufen und lokal später als die der  $s_1$  parallelen Adern sind (Abb. 55; vergl. auch Abb. 39). Oftmals folgt dieselbe Ader teils

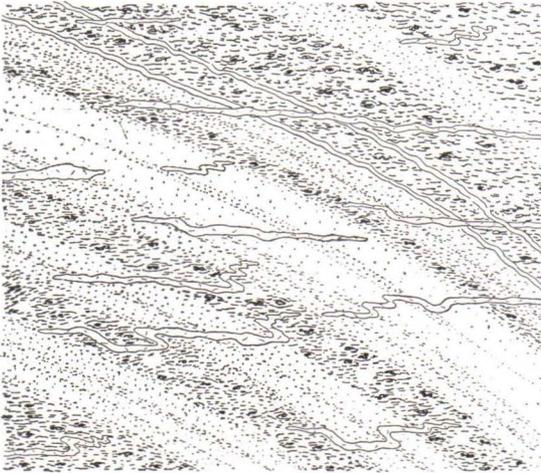


Abb. 55. Granitpegmatitische Adern und Trümer verlaufen teils parallel der Schichtung ( $s_1$ ) und teils parallel der Schieferung ( $s_2$ ).  $\frac{1}{2}$  km SE von Häähjärvi, Kalanti. Massstab 1: 30.

der Schichtung und teils der Schieferung. An den Stellen, wo die der  $s_2$ -Fläche parallelen Adern vorherrschend sind, ist die Schichtung fast verwischt worden, wie z. B. in der Zone zwischen Tammisto und Pehto (Abb. 37) sowie in manchen Gegenden des Mynämäkigebietes. Südlich von Paulähde und östlich von Santio, Kalanti, sowie zwischen Unaja und Kodisjoki ist nur eine s-Fläche, diejenige parallel den Adern sichtbar, und man kann nicht immer sagen, ob diese Richtung ursprünglich  $s_1$  oder  $s_2$  gewesen ist. Bei sorgfältiger Untersuchung aber kann man auch hier Reste von der Schichtung finden: Die Mittelteile der sandigen Schichten scheinen der Migmatisierung besser als die anderen Schichten zu widerstehen und lassen die Richtung der  $s_1$ -Fläche auch in sehr granitischen Migmatiten feststellen. In den obengenannten Gegenden konnte man so bestimmen, dass die Adern meistens parallel der Schichtung ( $s_1$ ) laufen. Die wohlhaltenen Teile dieser Zone zeigen, dass die Schichtung hier die wirksame s-Fläche während der Faltung war: Die Schieferung ist meistens damit parallel. Im allgemeinen laufen die granitischen Adern parallel der jeweils deut-

lichsten s-Fläche. Im Falle sehr deutlicher Schieferung sind fast alle Adern parallel dieser, während sie den beiden s-Flächen,  $s_1$  und  $s_2$ , folgen, wenn diese s-Flächen in tektonischen Bewegungen gleichwertig waren. (Die Gleichwertigkeit kann man mittels der Gefügeanalysen prüfen.) Dieser Umstand bedeutet nicht, dass das granitische Material während der Faltung eingedrungen sei, vielmehr »injizierte« es das Gestein später in denjenigen Richtungen, die am wenigsten Widerstand leisteten. Die pegmatitischen Adern, Linsen und Trümer zeigen keine Zeichen von grösseren Bewegungen, sie haben deutlich ihren Platz erst nach der Faltung eingenommen.

### Kalifeldspatisierung.

Die Alumosilikatgesteine enthalten lokal reichlich Mikroklin, die korrodierend zwischen die anderen Mineralien eingedrungen ist (vergl. S. 33) oder grosse Porphyroblasten mit kleinen Biotit- und rundlichen Quarzeinschlüssen bildet (Abb. 1). Das Vorkommen des Mikroklin und auch der Umstand, dass er wolkenartig alle Schichten gewisser Gebiete besetzt, zeigt, dass dieses Mineral sekundär ist und dass es sich um eine regionale Kalifeldspatisierung handelt.

Eine ähnliche Erscheinung in den Trondhjemiten leitet die Granitisation der Trondhjemite ein. Die Kalifeldspatindividuen sind häufig z. T. idiomorph. Z. B. in Kukola, Pyhäranta, enthalten die Trondhjemite reichlich Mikroklin, der bald kleine Augen, bald idiomorphe Kristalle (Metablasten nach SCHEUMANN 1937) bildet und immer jünger als die anderen Mineralien des Gesteins ist. Die idiomorphen Kristalle wie auch die »Augen«, die Anhäufungen von Kalifeldspatkörnern sind, wachsen durch das Gewebe des Trondhjemits ohne die Struktur zu stören. Die Trondhjemite südlich von Kukola und in Voiluoto, Rauma, enthalten reichlich Mikroklin, der gewöhnlich mit Plagioklas und Quarz zusammen vorkommt. Dass es sich auch hier um die Granitisation des Trondhjemits handelt, ist durch die folgenden Tatsachen erwiesen: Die Menge des Mikroklin wechselt stark, und das Gestein hat die typische Struktur der Trondhjemite dieser Gegend: es enthält kleine Anhäufungen von Biotit, was ihm ein fleckiges Aussehen verleiht. Die Mikroklinpegmatite an demselben Ort sind zahlreich, die kleinen granitisierten Trondhjemitlinsen sind oftmals vollkommen vom Pegmatit umgeben. Wahrscheinlich ist die Zufuhr von Kalifeldspat mit dieser intensiven Pegmatitisierung verknüpft.

Der Hornblendetrondhjemit in Nihtiö enthält Mikroklin, der zwischen die anderen Mineralien korrodierend eingedrungen ist (Abb. 2, Tafel IV). Sein Vorkommen ist lokal und nur auf die Kontaktzone begrenzt. Ebenso enthält die schiefrige Randzone des Orivo-Diorits bisweilen reichlich Mikroklin, und die Kontaktzone ist mit granitischen Adern durchtränkt.

Offenbar sind die schiefrigen Randzonen der Plutone gegen die Migmatisierung und Kalifeldspatisierung nicht ebenso widerstandsfähig wie die Mittelteile gewesen.

Somit ist das Vorkommen des Mikroklin von dem Gesteinstypus vollkommen unabhängig und durch ganz andere Faktoren bedingt. Die Korrosionserscheinungen zeigen, dass er spät ist; das reichliche Vorkommen in der Nähe der Pegmatite deutet auf dieselbe Quelle mit letzteren hin.

### Die Entstehungsweise der Cordieritgesteine.

Die als Kinzigite bezeichneten Gesteine sind schon oben ohne weitere Diskussion sedimentogen genannt. Petrographisch ähnliche aluminiumreiche Cordierit- und Granatgneise sind früher aus verschiedenen Gebieten des fennoskandischen Grundgebirges bekannt, und das Problem der Genesis dieser Gesteine hat manchmal lebhaftere Diskussion erregt. E. H. KRANCK, der Cordieritgneise in der Umgebung von Helsinki beschrieben hat, betrachtet den Cordierit als ein Produkt der Metasomatose (WEGMANN und KRANCK 1931). Eine ähnliche Erklärung hat MAGNUSSON (1936 a, b) für die cordierithaltigen Adergneise des Kantorpgebietes sowie überhaupt die »östlichen Gneise« Schwedens in der Provinz Sörmland dargestellt. Andererseits haben u. a. HOLMQVIST und BACKLUND die Auffassung geäußert, dass die genannten Formationen, insbesondere die südlich von Stockholm weit verbreiteten, granat- und cordierithaltigen »Sörmlandsgneise« sedimentogenen Ursprungs seien. Aluminium und Magnesium seien durch Verwitterung in Sedimenten angereichert und hätten während der Metamorphose zur Bildung des Cordierits Anlass gegeben. Solche Auffassung scheint wirklich in manchen Fällen die richtige zu sein. So z. B. beschreibt HJELMQVIST (1938) Einlagerungen von cordierithaltigen Schiefen in der beweisbar sedimentogenen »Larsboserie« im Mittelschweden. Auch werden die hochmetamorphen Kinzigite des westlichen Uusimaa in Finnland von PARRAS (1941) als ursprüngliche Sedimente betrachtet.

Im Kalantigebiet ist der sedimentogene Ursprung der Cordieritgesteine unstreitbar wegen der gut erhaltenen Schichtung. Wie oben beschrieben ist, kommen die verschiedenen Schichten in Verwitterungsflächen der Aufschlüsse sehr gut zum Vorschein und zeigen bestimmte Abwechslungen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung. Es besteht kein Zweifel darüber, dass diese Variationen auf die chemische Zusammensetzung der ursprünglichen Sedimentlagen zurückzuführen sind. Ein Vergleich der chemischen Analysen der Kinzigite des Kalantigebietes mit denjenigen der normalen Tonsedimente (siehe z. B. CLARKE 1924) zeigt, dass man für jede

Kinzigitlage vollkommen ähnlich zusammengesetzte Tone finden kann. Die Prozentzahlen für  $\text{SiO}_2$  der Kinzigite liegen zwischen 51 und 71 % und für Tonerde zwischen 13 und 19 %, welche Zahlen vollkommen mit den entsprechenden Prozentzahlen für die Tone übereinstimmen. Die MgO-Menge wie auch die Menge der Eisenoxyde können bei den Tonen beträchtlich sein, was mit den obengenannten  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Zahlen die Annahme vom metasomatischen Ursprung des Cordierits unnötig macht. Doch sind die Erscheinungen der Stoffwanderungen und Metasomatose in diesen Gesteinen allgemein, besonders scheint das Kali beweglich gewesen zu sein, so auch die Tonerde. Sie zeigt sich vor allem in der Ansammlung des Granats, Cordierits und Sillimanits in gewissen Lagen und Knollen. Solche Erscheinungen der metamorphen Differentiation sind in unserem Gebiet meistens nur lokal und ziemlich geringfügig. Doch werden sie deutlich verstärkt bei intensiver Granitisierung und Migmatisation.

### Die Herkunft des intrusiven Materials.

Der Kalifeldspat wie auch die mikroklinreichen Pegmatite sind nicht anatektisch aus denselben Gesteinen mobilisiert worden, sondern von ausen her gekommen. Die ursprünglichen Gesteine der Gegend, die Glieder der Trondhjemitserie sowie die älteren Gesteine enthielten keinen oder nur spärlichen Mikroklin. Die anatektischen und palingenen Erscheinungen sind in anderen Regionen der svionischen Gebiete allgemein. Das Gebiet der vorliegenden Arbeit scheint zur Zeit der Kalifeldspatisierung ein höheres Niveau vertreten zu haben und die Quelle des kalifeldspatreichen Materials ist in grösseren Tiefen und im Gebiet höherer Temperaturen zu suchen.

Dagegen sind Erscheinungen, die an Palingenese erinnern, nicht selten in den Trondhjemiten. Besonders enthalten die hellgrauen Trondhjemite von Kalanti reichlich dunkle, linsenförmige Körper, die aus biotitreichem Material als das Wirtgestein bestehen. Auch die Linsen von migmatisierten Amphiboliten und Plagioklas-Sillimanitschiefern sind hier allgemein, und man kann alle Übergangstadien zwischen den Schiefern und in den Trondhjemit eingeschalteten biotitreichen Körpern sehen. Da diese »Zeichnungen« hier allgemein verbreitet sind, müssen verhältnismässig grosse Mengen von älteren Gesteinen trondhjemitisiert worden sein. Die Mittelteile desselben Trondhjemitgebiets bestehen aus Tropfenquarz-Trondhjemit, der ein sehr reiner Typus ist und mehr Mikroklin als die »palingene« Zone enthält. Die Kontaktzonen sind, wie oben beschrieben, migmatisch (Trondhjemitmigmatit). Hier können wir somit eine »Migmatitfront«

(WEGMANN) im engerem Sinne sehen und zwar eine Migmatitfront des trondhjemitischen Plutons.

Woher stammt dann das trondhjemitische Material? Konnte es nicht von den älteren Biotit-Plagioklasgneisen und Kinzigiten sowie Amphiboliten durch »Palingenese« entstehen? Offenbar spielt der chemische Bestand der älteren Gesteine eine erhebliche Rolle in der Bildung der Trondhjemite, aber sie sind nicht *in situ* entstanden, sondern kommen als ein Endglied des intrusiven Trondhjemitstammes vor. Die Rolle der älteren Gesteine ist in der Bildung des trondhjemitischen Magmas zu suchen. Wahrscheinlich sind grössere Mengen von sedimentogenem Material im Magma aufgeschmolzen und haben mit ihm reagiert. Für das Fehlen vom Kalifeldspat in den sauren Endgliedern sind zwei Ursachen denkbar: 1) Die Bildung von reichlichem Biotit in einem früheren Stadium oder 2) die Reaktion zwischen dem Kalifeldspatkomponenten und den Mineralien der älteren Gesteine. Im letztgenannten Fall sollte man erwarten, dass die reinsten Trondhjemite sich in derselben Zone wie die Amphibolite befänden, da die Reaktion Hornblende + Kalifeldspat  $\rightarrow$  Biotit am meisten Kalifeldspat verwenden würde. Nun aber ist die Menge des primären Kalifeldspats im Trondhjemit von dem Mineralbestand der älteren Gesteine unabhängig; vielmehr ist sie mit dem Differentiationstypus verknüpft. Wenn wir somit annehmen, dass die Reaktionen zwischen den älteren Gesteinen und dem Magma den Kalifeldspat verwendet haben, muss dieses unter dem jetzigen Niveau geschehen sein und das so entstandene Magma hat sein Dach durchtränkt. Auch die Ausscheidung des reichlichen Biotits statt der Hornblende auf einem frühen Stadium setzt Reaktionen zwischen den älteren Gesteinen und dem Magma voraus, aber in diesem Fall ist jedes wasserhaltige Gestein geeignet. Wahrscheinlich haben die beiden Reaktionen zur Bildung des trondhjemitischen Magmas mitgewirkt, und dazu können die palingenen Erscheinungen in den Kontaktzonen die Menge der trondhjemitischen Gesteine vermehrt haben.

Merkwürdig und schwer erklärlich erscheint der Umstand, dass die trondhjemitischen Provinzen im Grundgebirge ziemlich selten sind, wenn auch sie gelegentlich recht ausgedehnt sein können, wie die Trondhjemitprovinz der norwegischen und schwedischen (DU RIETZ 1938) Kaledoniden und die jetzt beschriebene Kalantiprovinz, die sich noch weiter nach Süden, Osten und Norden hin ausdehnt.

### Zusammenfassung.

Die Gesteine des Kalantigebiets lassen sich zuerst in zwei grössere Gruppen einteilen, nämlich eine ältere suprakrustale Serie, die Aluminosilikatgesteine, und intrusive Gesteine. Die älteste Serie umfasst sedimentogene Granat-Cordieritgneise oder Kinzigite, ferner Biotitgneise und Plagioklas-Sillimanitschiefer sowie eingelagerte Amphibolite, die wahrscheinlich von vulkanogenem Ursprung sind. Mengemässig sind die cordierit- und granatreichen Kinzigite die wichtigsten. Biotitgneise und Plagioklas-Sillimanitlagen kommen hauptsächlich im südlichen Kalanti, in Lokalhti und im südlichen Pyhäranta vor. Alle diese Gesteine enthalten »sandige« Einlagerungen, die gewöhnlich einen kalkreichen Mittelteil oder ellipsoidförmige kalkreiche Linsen (Konkretionen) einschliessen. Durch die öfters sehr regelmässige Wechsellagerung der quarzreicheren »sandigen« und aluminiumsilikatreicheren »tonigen« Schichten erhalten die Kinzigite ein gebändertes Aussehen. Reine Quarzite wie auch Konglomerate fehlen durchaus, ebenso ist die vollkommene Abwesenheit der Kalksteine und überhaupt Karbonatgesteine für das Gebiet charakteristisch.

Unter den intrusiven Gesteinen unterscheiden wir mehrere Gruppen von recht verschiedenem Alter. Nächst der suprakrustalen Serie folgen die Gesteine des Trondhjemitstammes, die in grossen einheitlichen, meistens konkordanten Intrusionskörpern auftreten. Sie umfassen eine Differentiationsserie von Hornblenditen, Gabbros, Dioriten, Diorit-Trondhjemiten, Trondhjemiten und trondhjemitischen Pegmatiten. Jünger als diese beiden Gruppen sind die granitischen Pegmatite, die nur als kleinere Stöcke und als Gänge und Adern vorkommen, und mit den Gesteinen der ältesten suprakrustalen Serie und stellenweise auch mit denjenigen des Trondhjemitstammes Migmatite bilden. Neben diesen migmatitbildenden Pegmatiten gibt es auch jüngere Granitpegmatite, die die älteren Gesteine diskordant mit scharfen Kontakten schneiden. Eigentliche Granite sind nur selten als kleine, mit Pegmatiten zusammen vorkommende stockartige Massen angetroffen worden.

Die Uusikaupunkigranite (Nystadsgranite) wurden bisher allgemein als Vertreter der jüngeren Urgebirgsgranite oder der Granite der 2. Gruppe SEDERHOLMS aufgefasst, in erster Linie wohl mit Rücksicht auf das »granitische« Aussehen und die scheinbar richtungslose Struktur der als Bausteine verwandten Varietäten. Nach den vorliegenden Untersuchungen aber zeigen diese Gesteine, unsere Trondhjemite, vorwiegend solche Charakterzüge, die den Graniten der 2. Gruppe durchaus fremd sind: Ihre Zusammensetzung ist weitgehend trondhjemitisch, sie gehören zu einer vollständigen Differentiationsserie an, die dioritischen bis gabbroiden Glieder dieser Serie weisen alle Merkmale der entsprechenden, mit

den »Urgraniten« verbundenen gneisartigen Dioriten oder Hornblende-gabbros auf. Ferner sind alle diese Intrusivkörper, einschliesslich die Massen von hellfarbigen, quarzreichen Trondhjemiten, typisch synkinematische, das Gefüge der Gesteine ist granoblastisch, die Regelung hat sich überall an den Rahmen angepasst. Folglich wären die Gesteine der Trondhjemitserie eher zur I. Gruppe SEDERHOLMS zuzuzählen. Nur die pegmatitischen Granite, die die Trondhjemitserie sowie die suprakrustale Formation häufig schonungslos durchsetzen, sind echte Vertreter der 2. Gruppe.

Die Diabasgänge im Kalantigebiet sind jünger als die obengenannten Gesteine, und noch jünger sind die grossen Rapakivi-Plutone von Laitila und Vehmaa.

Die Strukturzüge der Alumosilikatgesteine und der Trondhjemite wurden eingehend im Felde sowie mikroskopisch mit Hilfe der statistischen U-Tisch-Methode untersucht und mit einander verglichen. Die Schichtung ( $s_1$ ) in den Alumosilikatgesteinen ist gut erhalten, was die Faltung leicht zu verspüren macht. Die Schieferung ( $s_2$ ) kann parallel der Schichtung sein oder sie weicht bis  $90^\circ$  von ihr ab. Die beiden s-Flächen,  $s_1$  und  $s_2$ , kommen in den statistischen Diagrammen des Biotits vor als Maxima, die sich in der ac-Zone befinden. b der Diagramme fällt mit der tektonischen Achse zusammen, d. h. die verschiedenen s-Flächen schneiden einander parallel einer Linie, die gleichzeitig die tektonische Achsenrichtung ist. In den Biotitdiagrammen der Trondhjemite sind die entsprechenden Maxima vertreten und lassen mit der parallel der Achse der Alumosilikatgesteine gerichteten Streckung ähnliche Bewegungsbilder der beiden Gesteinsgruppen bestätigen. Offenbar haben die Trondhjemite ihren Platz während der Faltung eingenommen. Die Regelung des Quarzes ist gewöhnlich mit derjenigen des Biotits verknüpft. Doch können die Quarzdiagramme auch jüngere s-Flächen hervorbringen. Die beim Steinbruchbetrieb hervortretende »technische Teilbarkeit« in den Trondhjemiten ist meistens von den primären Strukturelementen unabhängig.

Die Gefügeanalysen zeigen ferner, dass die Hauptphase der Mineralbildung während der tektonischen Bewegungen stattgefunden hat. Die Metamorphose und Faltung der Alumosilikatgesteine sowie die Intrusion der Trondhjemite und Bildung der Trondhjemitmigmatite längs den Kontaktzonen würden somit zu derselben Periode fallen. Später als diese ist die Bildung der Granitmigmatite. Zwar hat das granitische Material die Alumosilikatgesteine meistens parallel der Schichtung und Schieferung durchsetzt, dies dürfte aber keine Gleichzeitigkeit der Deformation und Migmatisation bedeuten, sondern hängt nur davon ab, dass das granitische Material die Richtung des geringsten Widerstandes ausgesucht hat.

Die Gesteine des Trondhjemitstammes sind viel besser als die Alumosilikatgesteine von der Migmatisation erspart. Sie bilden nur selten den

Altbestand der Granitmigmatite. Doch sind grössere Pegmatitmassen auch in den Trondhjemitgebieten allgemein, und der Trondhjemit rings um diese Massen ist gewöhnlich granitisiert.

Petrologisch gehören die metamorphen Gesteine des Kalantigebietes zur Amphibolitfazies. Der Mineralbestand der verschiedenen Schichten ist offenbar in Gleichgewicht entstanden und variiert mit der chemischen Zusammensetzung der ursprünglichen Sedimentlagen. Doch kann man Cordierit mit Mikroklin stellenweise im Gleichgewicht finden, was eine Subfazies etwas höherer Temperaturen bedeuten dürfte. Bei der Granitisation ist der Cordierit oft in Pinit und Serizit umgewandelt und das Gestein somit in niedrigeren Fazien ummetamorphosiert worden. Dass die Kinzigite wirklich tonige Sedimente sind, geht hervor aus der guten Schichtung, die Stellenweise sogar der Warwigkeit ähnelt.

Die Gesteine der Trondhjemitserie werden als wahre Magmagesteine aufgefasst. Dass etwa metasomatische Vorgänge nicht ausgereicht haben können, geht hervor aus dem Vorkommen der vollkommenen Differentiationsserie von den Hornblenditen und Gabbros bis zu den Trondhjemiten und sogar den Trondhjemitpegmatiten sowie aus der Weise, wie die verschiedenen Glieder dieser Differentiationsserie im Felde auftreten und petrographisch mit einander verknüpft sind.

Die Trondhjemite sind somit als ein saures Endglied der Differentiationsserie aufzufassen. Die Niggliche  $k$ -Zahl lässt sich aus den chemischen Analysen um 0.15 berechnen, woraus hervorgeht, dass diese oligoklasreichen Eruptivgesteine wahre Trondhjemite sind. In Dünnschliffen zeigen sie ein vollkommen granoblastisches Gefüge, und weichen somit in dieser Hinsicht ab von den norwegischen Trondhjemiten, die schön hypidiomorphe Strukturen besitzen. Auch sind sie nicht ähnlich den schwedischen Trondhjemiten (z. B. im Muruhatten-Gebiet, DU RIETZ 1938), die stark durchbewegt aussehen und oft keine dunkle Mineralien sondern Muskovit enthalten. Im Kalantigebiet ist der Glimmer in den Trondhjemiten immer Biotit.

Das allgemeine Vorkommen der biotitreichen Glimmerdiorite und Diorit-Trondhjemite im Zusammenhang mit den Trondhjemiten lässt die Entstehungsweise des Trondhjemitmagmas in Übereinstimmung mit der Theorie GOLDSCHMIDTS so erklären, dass ein hoher Wassergehalt des Magmas die reichliche Bildung des Biotits auf frühen Stadien verursacht hat. Dadurch wurde der Kaligehalt des Magmas so erschöpft, dass die Bildung des Kalifeldspats in den sauren Endgliedern sehr beschränkt war. Seinen hohen Wassergehalt kann das Magma von den tonigen Sedimenten, den jetzigen Kinzigiten erhalten haben; wie schon oben hervorgehoben, deuten nämlich mehrere Umstände darauf hin, dass die erste Metamorphose der

jetzigen Kinzigite in Zusammenhang mit der Intrusion der Trondhjemite erfolgt ist.

Die vorliegende Untersuchung ist unvollständig insofern als die Grenzen der Trondhjemitprovinz von Kalanti noch in keiner Richtung erreicht worden sind. Während vorläufiger Begehungen wurden Trondhjemite neben mikroklinreichen Graniten noch wenigstens 30 bis 40 km weiter nach Osten und Süden angetroffen, z. B. in Rymättylä W von Turku. Wahrscheinlich können Trondhjemite auch noch in weiter entfernten Grundgebirgsgebieten entdeckt werden. Die Kontaktverhältnisse zwischen den Trondhjemiten und den Graniten sowie insbesondere die Art, wie die Trondhjemite schliesslich verschwinden, wird künftigen Forschungen wichtige und dankbare Gegenstände bieten. Diesmal müssen wir uns mit einer einigermaßen erschöpfenden Charakterisierung der reinsten Trondhjemitprovinz begnügen.

---

## Literatur.

- BACKLUND, H. G., Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. Bull. Comm. Géol. Finlande No. 115, 1936.
- , — Zur »Granitisationstheorie«. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 60, H. 2, 1938.
- BALK, ROBERT, Structural behavior of igneous rocks. Geol. Soc. Am. Memoir 5, 1937.
- BARTH, TOM F. W., Structural and petrologic Studies in Dutchess County, New York, Part II: Petrology and Metamorphism of the Paleozoic rocks. Bull. Geol. Soc. Am. vol. 47, 1936.
- BOWEN, N. L., The behavior of inclusions in igneous rocks. Journ. Geol. vol. 30, 1922.
- BUDDINGTON, A. F., Coast Range intrusives of South-western Alaska. Journ. Geol. vol. 35, 1927.
- CLARKE, F. W., The data of geochemistry. U. S. Geol. Surv. Bull. 770. 1924.
- CLOOS, ERNST u. HIETANEN, ANNA, Geology of the Martic Overthrust and the Glenarm Series in Pennsylvania and Maryland. Part III (by ANNA HIETANEN): Metamorphism, structure and fabric of the Octoraro and Wissahickon schists near Bryn Mawr, Pennsylvania. Geol. Soc. Am. Memoir 1941.
- CLOOS, H., Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methoden. Preuss. Geol. Landesanst. Abh., N. F., H. 89, 1922.
- DALE, F. N., The commercial granites of New England. U. S. Geol. Surv. Bull. 738, 1923.
- DRESCHER, F. K., Über Mikroklinoholblasten mit Grundgewebeeinschlüssen. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt, 5. Folge, 10, 1927.
- DRESCHER-KADEN, F. K., Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit, Chemie der Erde, Bd. XII, 1940.
- DU RIETZ, TORSTEN, The injection metamorphism of the Muruhatten region. Sveriges Geol. Unders. Ser. C No. 416, 1938.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H., Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XI. Die Rolle der Anatexis. Sitzungsber. Heidelberger Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1939, 7. Abh.
- , — Beiträge zur Petrographie des Odenwaldes. I. Schollen und Mischgesteine im Schriesheimer Granit. Sitzungsber. Heidelberger Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1941, 1. Abh.
- ESKOLA, PENTTI, On the petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande No. 40, 1914.
- , — Om sammanbandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. Bull. Comm. Géol. Finlande No. 44, 1915.
- , — On the eclogites of Norway. Vidensk. Skrifter, I. Mat.-naturv. Kl. No. 8, 1921.
- FOLINSBEE, ROBERT E., Optic properties of cordierite in relation to alkalis in the cordierite-beryl structure. Am. Min. vol. 26, No. 8, 1941(a).
- , — The chemical composition of garnet associated with cordierite. Am. Min. vol. 26, No. 1, 1941(b).
- GOLDSCHMIDT, V. M., Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vidensk. Skrifter I. Mat.-naturv. Kl. No. 2, 1916.

- HALL, A. JEAN, The relation between chemical composition and refractive index in the biotites. *Am. Min.* vol. 26, No. 1, 1941.
- HIETANEN, ANNA, Über einige Strukturzüge der Appalachen. *Geol. Rundschau* Bd. 32, H. 4—5, 1941.
- HJELMQVIST, SVEN, Über Sedimentgesteine in der Leptitformation Mittelschwedens. Die sogenannte »Larsboserie». *Sveriges Geol. Unders. Ser. C* No. 413, 1938.
- HOENES, D., Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des südwestlichen Schwarzwaldes. *N. Jahrbuch f. Min. B.-B.* 76, Abt. A, 1940.
- HOLMQUIST, P. J., Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören. i Stockholm Förh.* Bd. 43, H. 6—7, 1921.
- KOCH, WERNER, Metatexis und Metablastesis in Migmatiten des nordwestlichen Thüringer Waldes. *Min. Petr. Mitt.*, Bd. 51, 1939.
- KRANCK, E. H., Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden III. Kinetisch-geologische Studien im Schärenhofe von Ekenäs (SW-Finnland). *Bull. Comm. Géol. Finlande* No. 101, 1933.
- , Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland IV. Über Intrusion und Tektonik im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Porkkala. *Bull. Comm. Géol. Finlande* No. 119, 1937.
- MAGNUSSON, N. H., Berggrunden inom Kantorps Malmtrakt. *Sveriges Geol. Unders. Ser. C* No. 401, 1936a.
- , The evolution of the lower Archean rocks in Central Sweden and their iron, manganese, and sulphide ores. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, vol. XCII, 1936b.
- NIGGLI PAUL, Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
- , Das Problem der Granitbildung. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXII, 1942.
- PABST, A., Observations on inclusions in the granite area of the Sierra Nevada. *Univ. Calif. Dept. Geol.*, vol. 17, 1928.
- PARRAS, KAUKO, Das Gebiet der Pyroxen führenden Gesteine im westlichen Uusimaa in Südfinnland. *Geol. Rundschau*, Bd. 32, H. 4—5, 1941.
- PEHRMAN, GUNNAR, Über optisch positiven Cordierit. *Meddel. Åbo Akad. Geol.-Min. Inst.* No. 13, 1932.
- , Über cordieritführende Gesteine aus dem Migmatitgebiet von Åbo (SW-Finnland). *Meddel. Åbo Akad. Geol.-Min. Institut*, No. 20, 1936.
- SANDER, BRUNO, Gefügekunde der Gesteine. Wien 1930.
- SCHEUMANN, K. H., Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. *Min. Petr. Mitt.* Bd. 48, 1936.
- , Metatexis und Metablastesis. *Min. Petr. Mitt.* Bd. 48, 1937.
- SEDERHOLM, J. J., Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*. No. 6, 1899.
- , Om granit och gneis. *Bull. Comm. Géol. Finlande* No. 23, 1907.
- , Prequaternary rocks of Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande* No. 91, 1930.
- , On the Geology of Fennoscandia. *Bull. Comm. Géol. Finlande* No. 98, 1932.
- , On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. Part III. The Åland islands. *Bull. Comm. Géol. Finlande* No. 107, 1934.
- WEGMANN, C. E., Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, Bd. 26, 1935.
- , u. KRANCK, E. H., Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland I u. II. *Bull. Comm. Géol. Finlande* No. 89, 1931.
- WINCHELL, A. N., Elements of optical mineralogy and introduction to microscopic petrography. Part II. Descriptions of minerals. New York, 1933.

## Erklärung der Tafel.

### Tafel I.

- Abb. 1. Trondhjemit aus Vesikari. Natürliche Grösse.  
Abb. 2. Tropfenquarz-Trondhjemit, Hiujärvi, Kalanti, Natürliche Grösse.

### Tafel II.

- Abb. 1. Cordierit mit Sillimaniteinschlüssen kommt in langen Streifen vor und ist oft mit Biotit umhüllt. Cordieritkinzigit 341. N von Häähjärvi. Vergr. 18 fach.  
Abb. 2. Derselbe Kinzigit wie in Abb. 1 mit gekreuzten Nicols. Mikroklin mit Gitterstruktur kommt in verschiedenen Adern vor und ist durch Biotitsäume vom Cordierit getrennt. Vergr. 28 fach.

### Tafel III.

- Abb. 1. Lange spät umkristallisierte Biotite in einer hornblendeführenden Schicht. Kalanti 393. Vergr. 15 fach.  
Abb. 2. Granat, fast völlig in Chlorit und Magnetit umgewandelt. Kinzigit 2 km SE von Vihtjärvi. Vergr. 15 fach.

### Tafel IV.

- Abb. 1. Diorit mit kleinen rundlichen Quarzkörnern, skelettenförmigem Magnetit und reichlichem Apatit. Kukola, Pyhäranta. a. ohne Nic. Vergr. 15 fach. b. + Nic. Vergr. 28 fach.  
Abb. 2. Später Mikroklin in Hornblendetrondhjemit. Voiluoto. + Nic., Vergr. 28 fach.

### Tafel V.

- Abb. 1. Hornblendetrondhjemit. Voiluoto. Vergr. 15 fach.  
Abb. 2. Grosse Pyroxenoblasten in einer mikroklinführenden Ader des Pyroxen-trondhjemit. Putsaari. Vergr. 15 fach.

### Tafel VI.

- Abb. 1. Natronreicher Leptit, Harmaakari (680). + Nic. Vergr. 28 fach.  
Abb. 2. Mikroklin in Trondhjemit ist korrodierend zwischen die Plagioklas- und Quarzkörner eingedrungen. Vergr. 28 fach.  
Abb. 3. Trondhjemit aus Iso Heinäinen (151). Vergr. 28 fach.  
Abb. 4. Trondhjemit von Elkkyinen. Man bemerke die rundlichen Quarzkörner und den späten Mikroklin. Vergr. 28 fach.

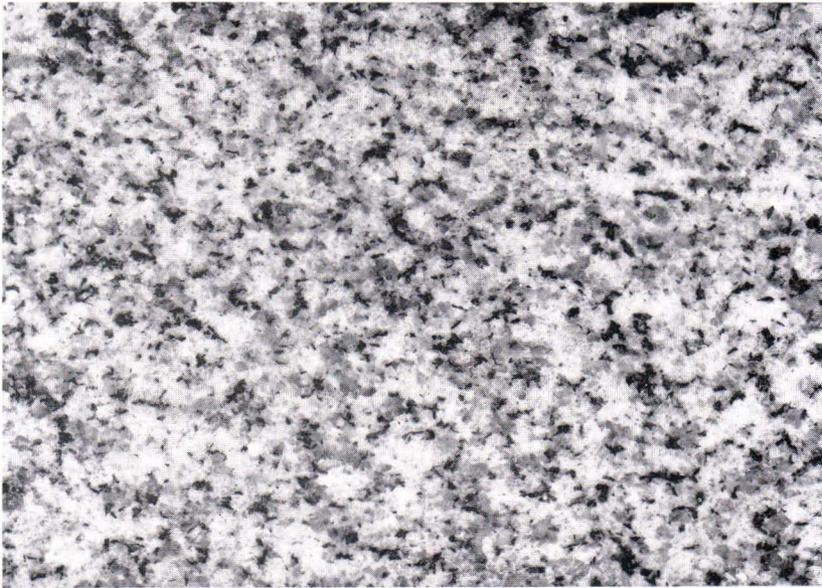


Abb. 1.

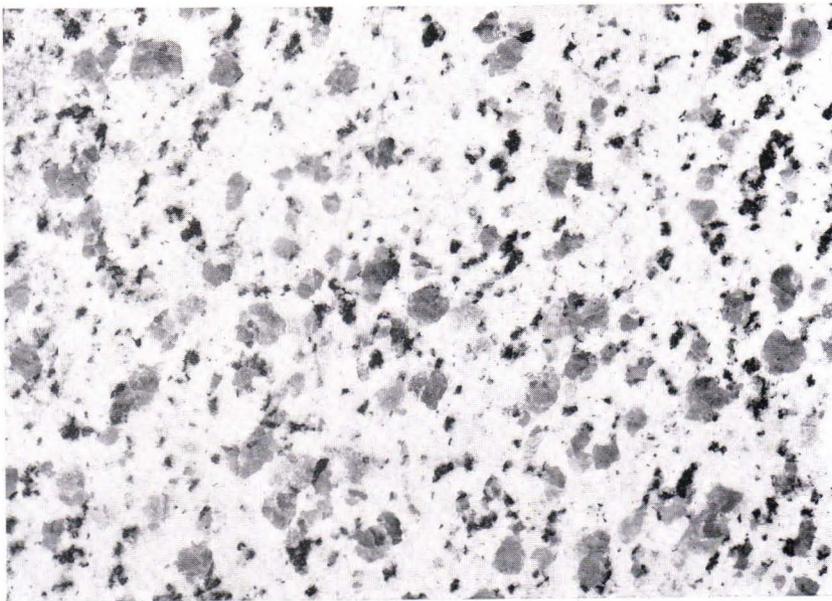


Abb. 2.

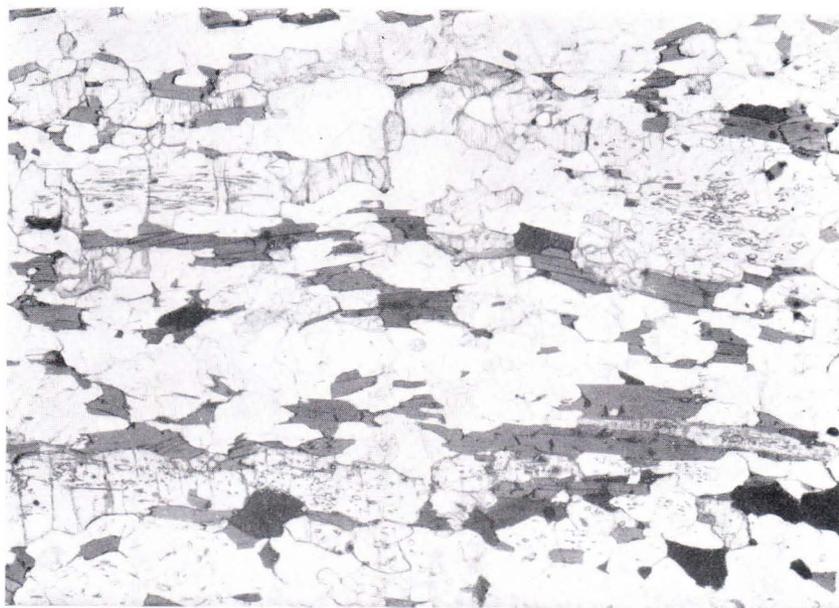


Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 1.

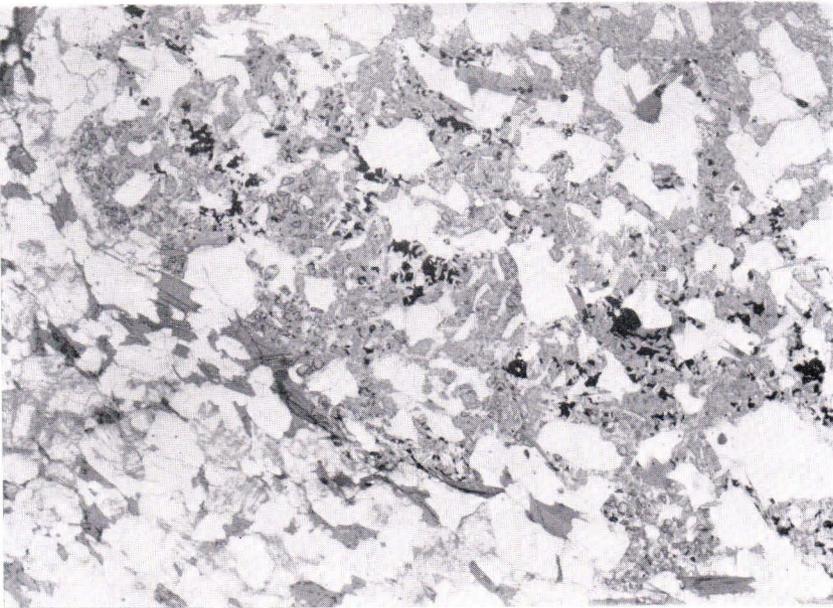


Abb. 2.

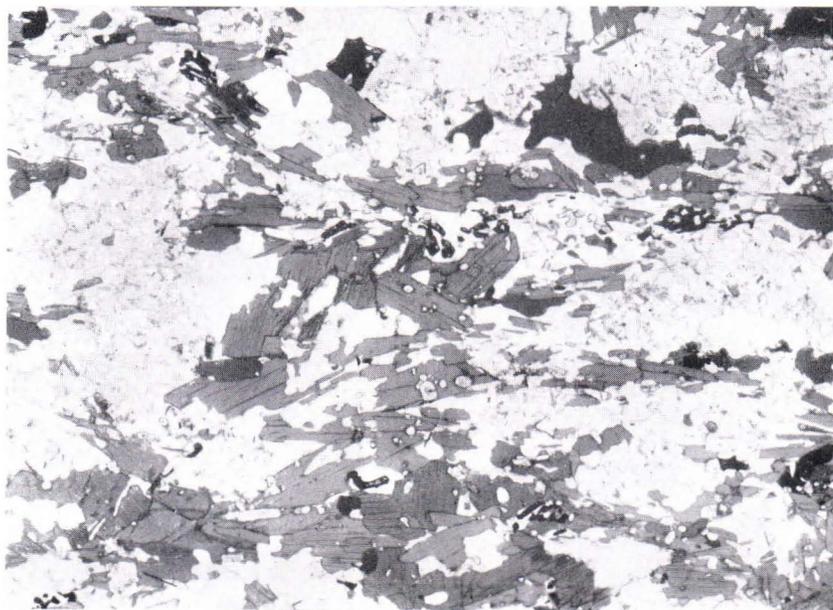


Abb. 1 a.



Abb. 1 b.



Abb. 2.

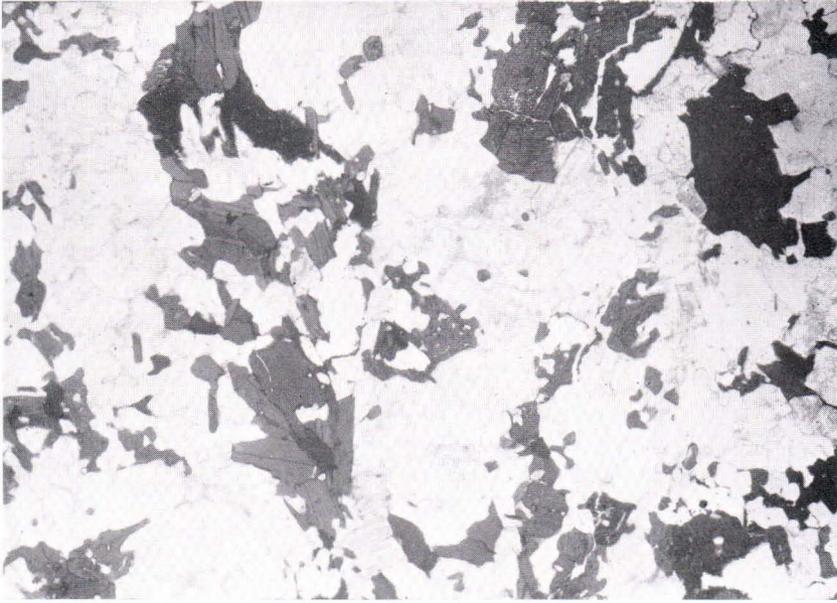


Abb. 1.

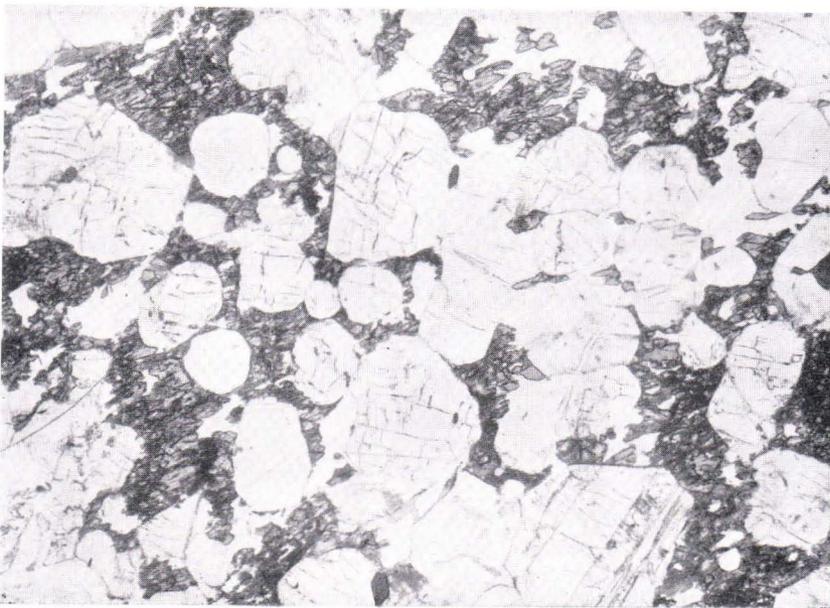


Abb. 2.

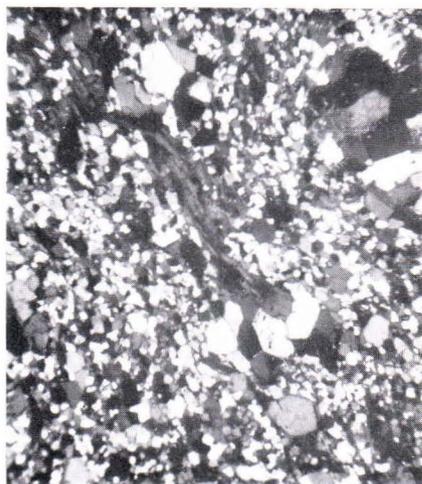


Abb. 1.



Abb. 2.



Abb. 3.

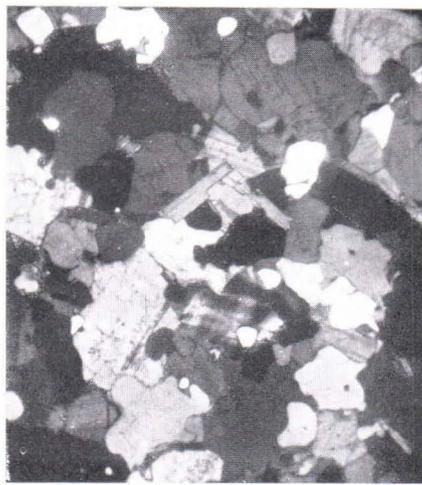
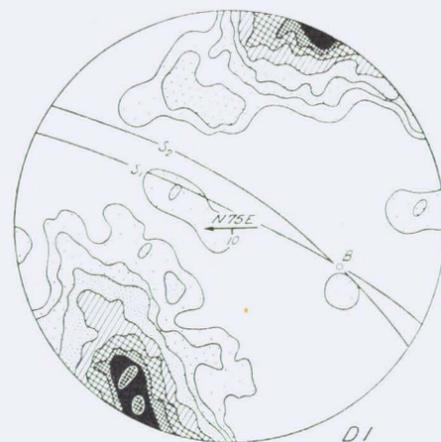


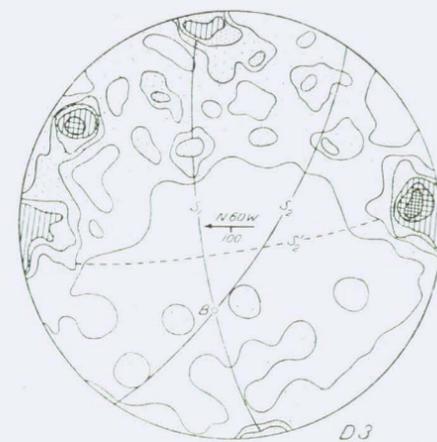
Abb. 4.



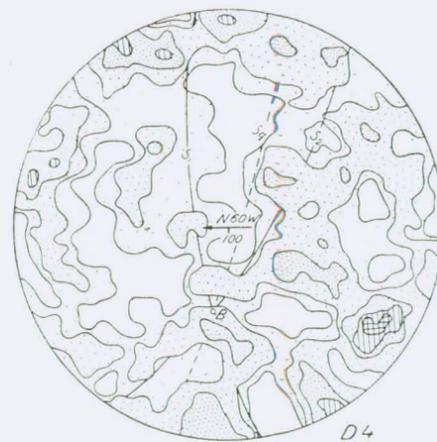
D1



D2



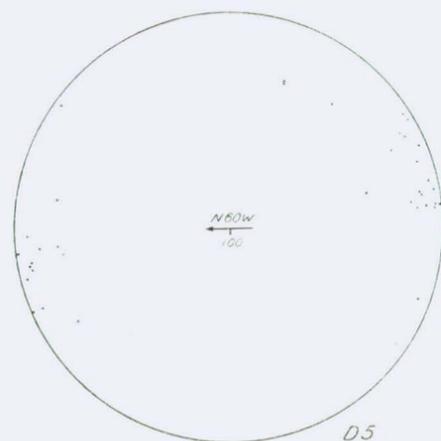
D3



D4

Erklärung der Gefügediagramme. Anzahl der gemessenen Kristalle, Besetzungsdichte und Fundorte.

D 1	193 Bi	$\frac{1}{2}$ —2—3 $\frac{1}{2}$ —5—7 $\frac{1}{2}$ —9—11—12.	} Sandige Schicht im Plagioklas-Sillimanit } schiefer, Lahti, Kalanti (322 b).
D 2	211 Qu	$\frac{1}{2}$ —1—2—3—4.	
D 3	120 Bi	1—2—3—5—7—9.	} Biotitgneis, } Kuuantaka, Kalanti (331 b).
D 4	177 Qu	1—2—3—4—5.	
D 5	39 Bi		} in Mikroklin, Biotitgneis. } Kuuantaka, Kalanti (331 b).
D 6	76 Qu		
D 7	153 Bi	1—2—3—4 $\frac{1}{2}$ —6—7.	} Plagioklas-Cordieritgneis, } Vellua, Kalanti (335).
D 8	209 Qu	$\frac{1}{2}$ —1—2—3—4.	
D 9	241 Bi	$\frac{1}{2}$ —2—3—4 $\frac{1}{2}$ —6—8—10—12.	} Sandige Schicht in Cordieritkinzigit, } Häähjärvi, Kalanti (347).
D 10	212 Qu	$\frac{1}{2}$ —1—2—3—4—4 $\frac{1}{2}$ .	
D 11	217 Bi	$\frac{1}{2}$ —1 $\frac{1}{2}$ —3—4—5—6.	} Bläulichgrauer Trondhjemit, } Kaukola, Kalanti (47).
D 12	116 Qu	1—3—5—7—9.	



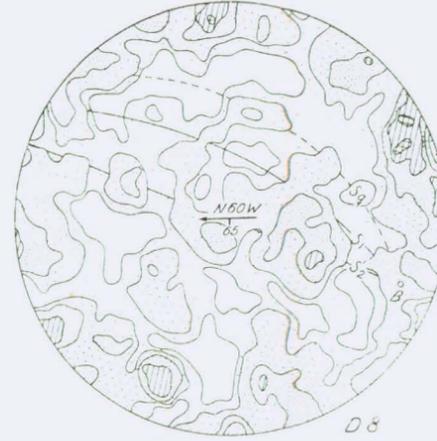
D5



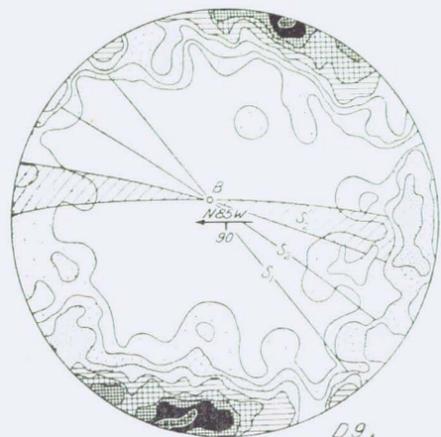
D6



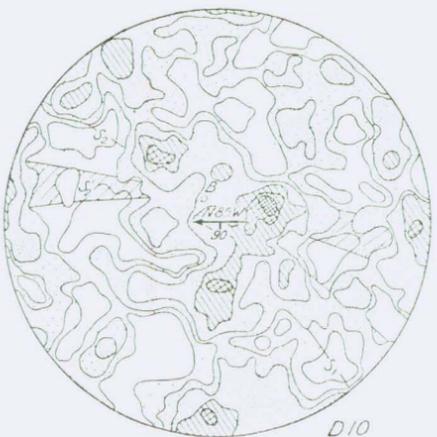
D7



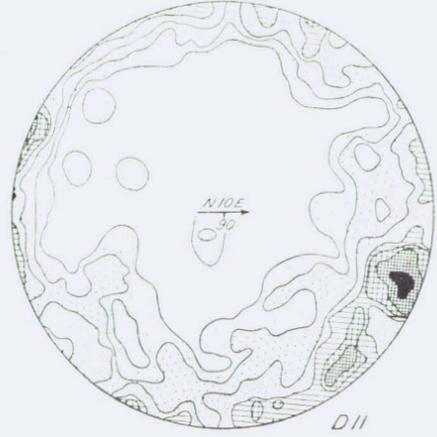
D8



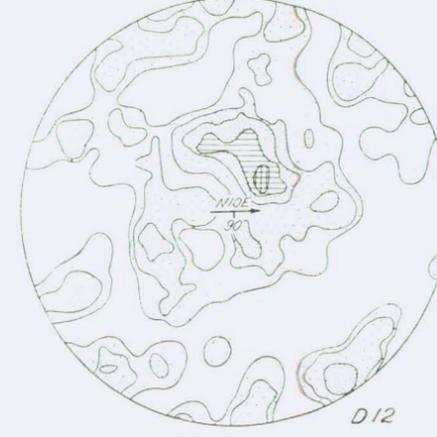
D9



D10



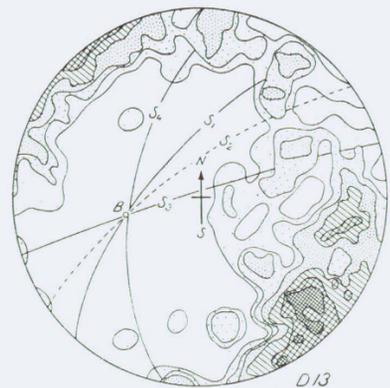
D11



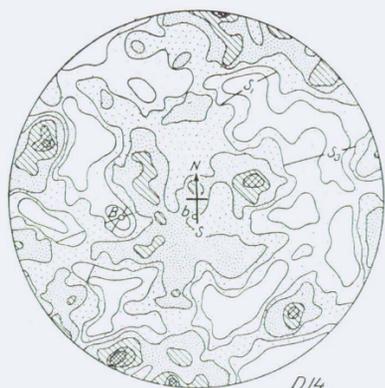
D12

Erklärung der Gefügediagramme. Anzahl der gemessenen Kristalle, Besetzungsdichte und Fundorte.

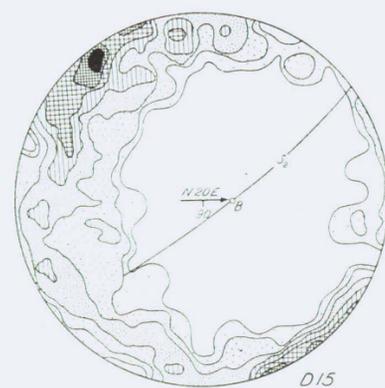
- |      |        |                    |   |
|------|--------|--------------------|---|
| D 13 | 135 Bi | 1-2-3-4½-6-7.      | } Rötlicher, feinkörniger Trondhjemit,<br>} Elkkyyinen, Kalanti (51 a).         |
| D 14 | 198 Qu | ½-1-2-3-2½-4½.     |   |
| D 15 | 210 Bi | ½-1½-3-4½-6-7-9.   | } Rötlicher, feinkörniger Trondhjemit,<br>} Elkkyyinen, Kalanti (51 a).         |
| D 16 | 214 Qu | ½-1-2-3-4.         |   |
| D 17 | 185 Bi | 1-2-4-6-8-10-11.   | } Rötlicher, feinkörniger Trondhjemit,<br>} Elkkyyinen, Kalanti (51 b).         |
| D 18 | 159 Qu | 1-2-3-4½-5½.       |   |
| D 19 | 185 Bi | ½-2-4-6-8-9.       | } Grauer, mittelkörniger Trondhjemit,<br>} Pyrilä, Kalanti (64).                |
| D 20 | 150 Qu | 1-2-3-4-5.         |   |
| D 21 | 156 Bi | ½-1-2½-4-6-8-9.    | } Grauer, mittelkörniger Trondhjemit,<br>} Iso Vilissalo, Uusikaupunki (138 b). |
| D 22 | 224 Qu | ½-1-2-3½-5.        |   |
| D 23 | 142 Bi | 1-2-3½-5-6½-9.     | } Grauer, feinkörniger Trondhjemit,<br>} Haidus, Uusikaupunki (150).            |
| D 24 | 210 Qu | ½-2-3-4-5.         |   |
| D 25 | 202 Bi | ½-1-2-3½-5-6-8-10. | } Grauer, feinkörniger Trondhjemit,<br>} Ruotiluoto, Uusikaupunki (157).        |
| D 26 | 160 Qu | 1-2-3-4-5.         |   |
| D 27 | 156 Bi | 1-2-3-4½-7-9.      | } Hellgrauer, mittelkörniger Trondhjemit,<br>} Korssaari, Uusikaupunki (166 b). |
| D 28 | 172 Qu | ½-2-3-4-6.         |   |



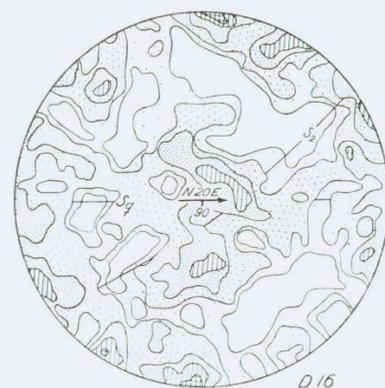
D13



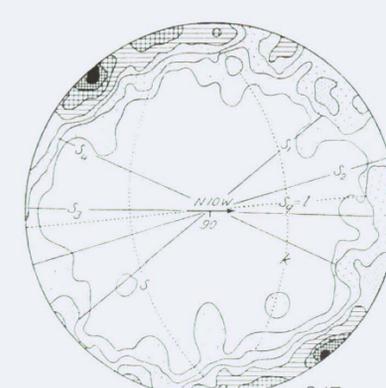
D14



D15



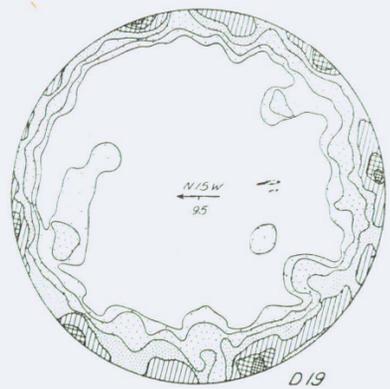
D16



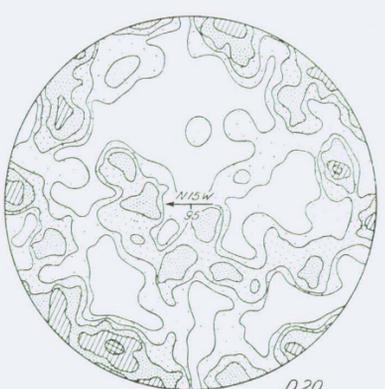
D17



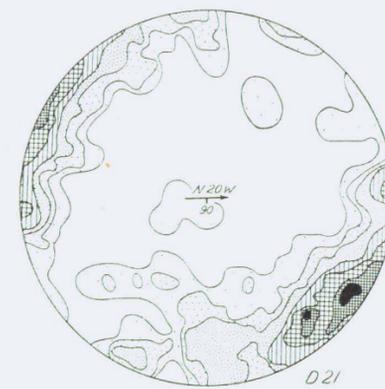
D18



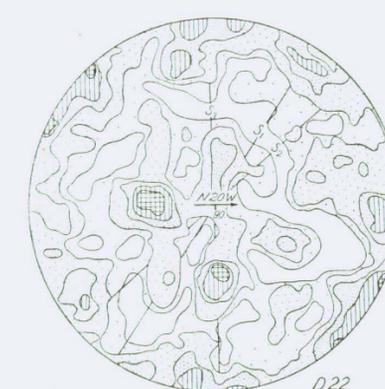
D19



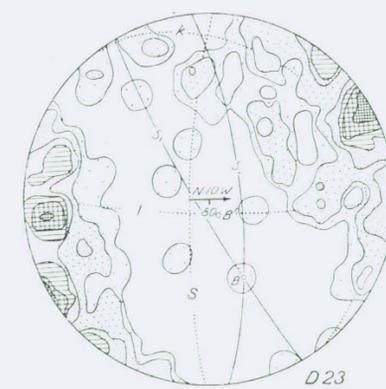
D20



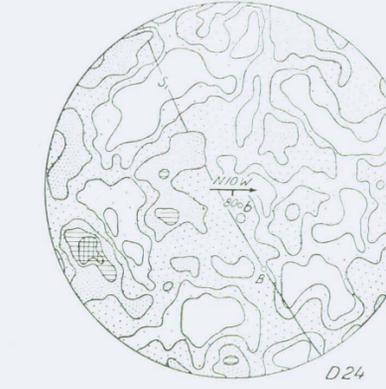
D21



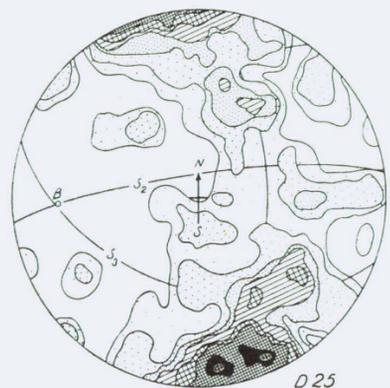
D22



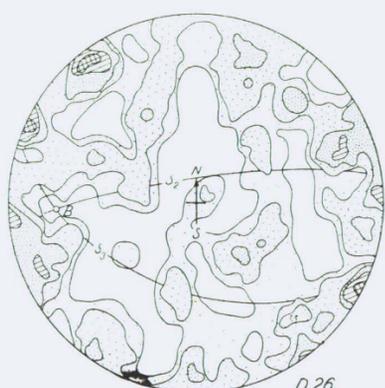
D23



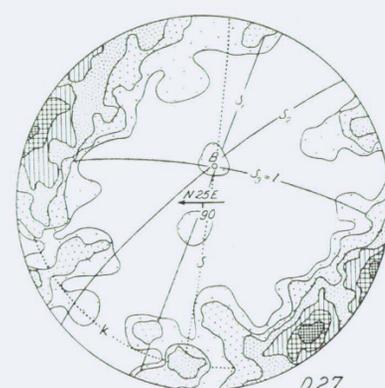
D24



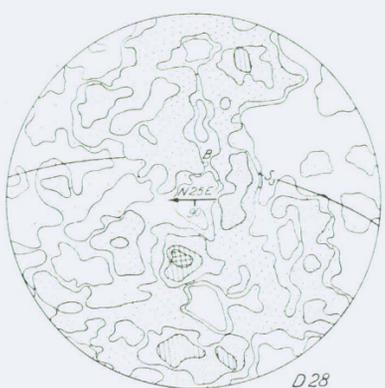
D25



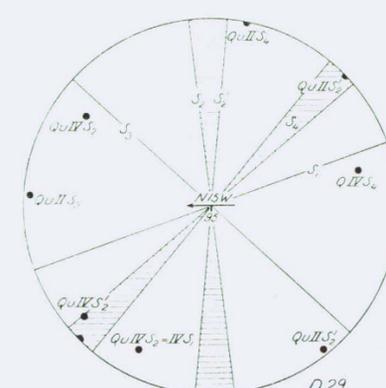
D26



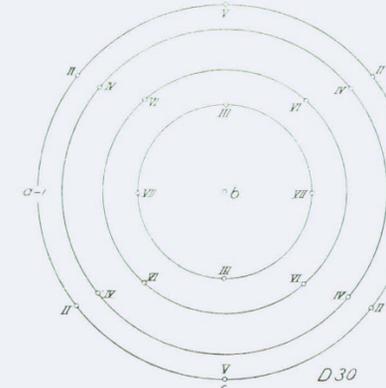
D27



D28



D29



D30

# Geologische Karte des KALANTIGEBIETES

VON  
ANNA HIETANEN

1:100 000



- Schichtung
- Schieferung
- Streckung und Faltenachse
- Klüftung
- Granat
- Cordierit
- Plagioklas-Sillimanitknollen
- Trondhjemitische Adern
- Granitische Adern
- Kalifeldspatmetablasten

Rapakivi

Diabasgänge

Tropfenquarz-Trondhjemit

Trondhjemit

Diorit-Trondhjemit

Diorit

Gabbro

Kinzigit und Biotitgneis

Amphibolit

95% Plagioklas von der totalen Feldspatmenge in den Trondhjemiten

