



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 2173	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering Fortrolig
Kommer fra ..arkiv Sulitjelma Bergverk A/S	Ekstern rapport nr "529300027"	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

Petrographisch-chemische studien an einigen assimilations-gesteinen der Nordnorwegischen gebirgskette. Eruptiver.

Forfatter VOGT T.	Dato 1915	Bedrift Sulitjelma Gruber A/S		
Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde	Dokument type	Forekomster		
Råstofftype	Emneord			

Sammendrag

En studie av eruptive bergarter og deres innvirkning på metasediment i sideberget. Kontaktmetamorfose. Eruptiver fra Hortavær i Brønnøy er skildret. Eruptiver.

PETROGRAPHISCH-CHEMISCHE STUDIEN AN
EINIGEN ASSIMILATIONS-GESTEINEN DER
NORDNORWEGISCHEN GEBIRGSKETTE

von

THOROLF VOGT

MIT 1 TEXTFIGUR UND 3 TAFELN

(VIDENSKAPSSELSKAPETS SKRIFTER. I. MAT.-NATURV. KLASSE. 1915. No. 8)



KRISTIANIA
IN KOMMISSION BEI JACOB DYBWAD
1916

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	1
Topographische und geologische Vorkommen	2
Petrographische Beschreibung der Gesteine	3
Diorit	3
Augitsyenit	3
Pyroxenit	4
Albitit	4
Hortit	5
Die mineralogische Zusammensetzung	6
Die Kristallisationsfolge	15
Die chemische Zusammensetzung	17
Über die chemische Zusammensetzung von Pyroxen-Hornblende	23
Über das Auftreten von Alkalimineralien in den Eruptivgesteinen des nördlichen Nor- wegens	24
Hat eine Assimilation von CaO im Hortit stattgefunden?	25
Über die Temperatur der Magmen der nordnorwegischen Gebirgskette	28

Einleitung.

In der zentralen Gebirgskette des nördlichen Norwegens kommt bekanntlich eine Reihe kaledonischer Eruptivgesteine in direktem Kontakt mit verschiedenen Sedimentgesteinen vor. Der Einfluss dieser Eruptivgesteine auf die Sedimenten äußert sich auf mehrfache Weise. Wenn wir uns zunächst auf die Karbonatgesteine beschränken, ist hier sowohl eine normale wie auch eine pneumatolytische Kontaktmetamorphose nachgewiesen worden. Die erstere kennt man schon lange von den Umgebungen einiger Granitlakkoliten aus Helgeland¹, und später ist sie an zahlreichen anderen Stellen beobachtet worden. Die letztere, die durch eine Zufuhr verschiedener Stoffe charakterisiert ist, kennt man besonders von Marmorschollen in kaledonischen Eruptivgesteinen².

Es entsteht jetzt die Frage, ob die kaledonischen Eruptivgesteine die Karbonatgesteine assimilieren können, und gegebenenfalls in welchem Umfange und unter welchen physikalischen Bedingungen.

Durch das liebenswürdige Entgegenkommen des Herrn Staatsgeologen REKSTAD, dem ich an dieser Stelle hierfür meinen besten Dank aussprechen möchte, ist es mir nun möglich gewesen, einige Eruptivgesteine zu untersuchen, welche einen Beitrag zu dieser vielfach umstrittenen Frage leisten konnten.

Über diese Gesteine soll weiter unten berichtet werden.

¹ J. H. L. VOGT: Norsk marmor. N. G. U. Nr. 22, S. 260, 1897.

² TH. VOGT: Om eruptivbergarterne paa Langøen i Vesteraalen. N. G. U. Nr. 53, VI, S. 29, 1909.

J. REKSTAD: Geologiske iagttagelser fra den ytre del av Saltenfjord. N. G. U. Nr. 57, III, Pl. V, 1910.

Topographische und geologische Vorkommen.

Die Gesteine sind vom Herrn Staatsgeologen REKSTAD¹ auf Hortavær, nahe an der Grenze zwischen den Ämtern Nordland und Nordre Trondhjem, gesammelt. Hortavær (cfr. das topographische Blatt »Helgeland-flæsa«, Maßstab 1 : 100 000) ist eine Gruppe von kleinen Inseln und Scheeren, die etwa 12 km NV von Leka entfernt draußen im Meere liegen. Die Inselgruppe ist insgesamt etwa 6 km lang und 4 km breit. Sie ist sehr niedrig und gehört gänzlich zu der sogenannten »Strandebene«.

Die meisten Handstücke bestehen aus einem gabbropyroxenitischen Gestein mit einer eigenartigen Zusammensetzung sowohl in chemischer wie in mineralogischer Hinsicht. Wie aus der Spezialbeschreibung dieses Gesteins zu sehen ist, habe ich es als einen besonderen Typus ausgesondert, den Hortit. Außerdem besteht die Inselgruppe aus Diorit mit Adern von Augitsyenit. Als Ganggestein kommt Albitit vor. Vielleicht steht diese basische Gesteinsserie in Verbindung mit dem Lekagebiet, wo Gabbrogesteine mit Serpentin bekannt sind.

Mehrere Schollen von Kalkstein kommen bei Hortavær vor. Sie sind an drei Stellen beobachtet worden, nämlich auf den kleinen Inseln Kiklakken, Vaagöen und Buröen. Sämtliche Handstücke von Hortit stammen von denselben Inseln her aus der Nachbarschaft der Schollen. Der Diorit mit dem Augitsyenit stammt von der kleinen Insel Kleppen her. Kleppen liegt einige Kilometer von der am nächsten beobachteten Kalksteinsscholle entfernt. Ein kleines Gebiet von Pyroxenit mit Schürfen von Magnetkies ist von Buröen berichtet. Der Albitit durchsetzt als eine größere Gangmasse den Hortit von Kiklakken.

Sämtliche diese Eruptivgesteine enthalten Kalkspat, der wahrscheinlich wie die übrigen Mineralien aus einer Magma kristallisiert ist. Der Hortit enthält das größte Calcitgehalt, nämlich durchgehend etwa 5—10 % CaCO₃. Der Diorit enthält dagegen nur ganz wenig Calcit.

Soweit man nach den vorliegenden Beobachtungen schließen kann, scheinen die Kalksteinschollen von einer stark calcitführenden Zone von Eruptivgesteinen umgeben zu sein. Wenn dies der Fall ist, hat man hier eine gewisse Analogie zu den geologischen Verhältnissen bei Alnö in Schweden.

Die Gesteine bei Hortavær sind z. T. auch durch andere Mineralien eng verbunden, wie durch Ägirinaugit, Hastingsit, Oligoklas und Titanit.

¹ J. REKSTAD: Helgeland's ytre kystrand. N. G. U. Nr. 75, V, S. 21, 1915.

Dafs der Hortit als ein Eruptivgestein und nicht etwa als ein pneumatolytisches Umwandlungsprodukt des Kalksteins aufzufassen ist, geht sowohl aus seiner mineralogischen Zusammensetzung wie aus seinem geologischen Auftreten hervor. Die pneumatolytischen Pyroxeniten und Amphiboliten aus den Lofoten und aus Vesteraalen enthalten einen hellen bis beinahe farblosen Diopsid, eine helle gemeine Hornblende, Biotit oder auch Phlogopit, Plagioklas, Spinell, Apatit und bisweilen auch Calcit. Sie unterscheiden sich sowohl makroskopisch wie mikroskopisch sehr bedeutend von dem Hortit. Die pneumatolytischen Gesteine kommen entweder als unregelmäßige Partien in den Karbonatgesteinen vor oder auch als eine Hülle um denselben. Der Hortit steht dagegen nach REKSTAD in geologischer Beziehung zu den sicheren Eruptiven, eine Auffassung, die so stark von ihrem Mineralienbestand gestützt wird.

Eine ins einzelne gehende geologische Kartierung von Hortavær wäre sehr erwünscht, ist aber noch nicht ausgeführt.

Beschreibung der Gesteine.

Diorit.

Das Gestein ist ein verhältnismäßig feinkörniger dunkelgrauer Typus mit *Oligoklas* als Hauptmineral.

Schnitt $\perp \alpha \alpha'$: $M = 0^\circ 30: 20.5\%$ An.

Der Oligoklas ist von zahlreichen, aber ganz kleinen Nadeln von Epidot durchsetzt.

Hastingsit ist das wichtigste fémische Mineral, kommt aber nicht in großen Mengen vor. Er ist beinahe einachsig und optisch \pm . Die Adsorptionsfarben sind etwas heller als bei dem im Hortit auftretenden Hastingsit:

α = hellgelblich.

β = grünlichbraun.

γ = bläulichgrün.

Ägirinaugit kommt in ganz kleinen Mengen vor. Etwas reichlicher ist ein grünlichbrauner *Biotit* und ebenso *Titanit* vertreten. Anwesend ist weiter etwas *Magnetit*, sowie ein klein wenig *Apatit*. *Quarz* fehlt vollständig. Primärer *Calcit* findet sich zwar, aber in ganz geringfügigen Mengen.

Dieses Gestein, das durch das Fehlen von Kalifeldspat und das reichliche Auftreten von Oligoklas charakterisiert ist, habe ich vorläufig den

Dioriten zugerechnet. Dabei ist jedoch das Vorkommen von Ägirinaugit und Hastingsit zu berücksichtigen, Mineralien, die den echten Dioriten fremd sind. Wegen des knappen Materials dieses Gesteins habe ich es doch nicht für berechtigt gehalten, auf eine weitere Erörterung ihrer systematischen Stellung hier einzugehen.

Augitsyenit.

Der Augitsyenit durchsetzt als schmale Adern den Diorit, von dem er sich durch die hellere Farbe und größere Körnigkeit unterscheidet.

Ein *Mikroklinmikropertit* bildet das Hauptmineral. In kleiner Menge kommt außerdem ein *saurer Plagioklas* vor. Hornblende fehlt ganz, dagegen kommt ein typischer und stark pleochroitischer *Ägirinaugit* vor.

α = stark grün.

β = stark grün.

γ = grünlichgelb.

$\alpha = \beta > \gamma$.

Im Schnitt $\perp \beta$ ist $c : \gamma = 58^\circ$. $z V\gamma$ ist entschieden größer als 60° .

Titanit kommt reichlich vor. Außerdem finden sich *Magnetit*, *Apatit* sowie Spuren von *Calcit*.

Pyroxenit.

Dieses Gestein besteht überwiegend aus *monoklinem Pyroxen*. Dieser kommt in zwei Typen vor, die den Typen I und II beim Hortit entsprechen.

Typus I. Violetter Pyroxen.

α = violett.

β = violett.

γ = grün.

Typus II. Grüner Pyroxen ohne merklichen Pleochroismus.

Der *Hornblende* entsprechen ebenfalls die Typen I und II beim Hortit, kommen aber hier in nur ganz geringen Mengen vor. Zum Teil liegt die Hornblende als Flecken in dem Pyroxen drin und scheint jedenfalls in diesen Fällen aus dem Pyroxen hervorgegangen zu sein.

Von anderen Mineralien gibt es *Mikroklin-Mikropertit*, primären *Calcit* und außerdem ein klein wenig *Epidot*, *Apatit*, *Titanit* und *Magnetkies*.

Albitit.

Der Hortit ist auf Kiklakken von einer größeren Gangmasse von Albitit durchsetzt, welche beinahe ausschließlich aus körnigen Aggregaten von *Albit* bestehen.

Schnitt $\perp \gamma - \alpha'$: P = + 21° ∘: 4% An.¹

Schnitt $\perp \alpha - \alpha'$: M = - 16.5° ∘: 3.5% An.

Nachgeprüft mittels Lichtbrechung gegen Kanadabalsam.

Als Mesostasis zwischen den Albitkörnern kommt etwas *Calcit* vor, doch nicht so viel wie im Hortit. Von anderen Mineralien gibt es etwas *Titanit*, Spuren von *Chlorit*, sowie zweifelhafte Spuren von einem monoklinen *Pyroxen*. Quarz fehlt gänzlich.

Dieses aplitische Ganggestein steht dem Albitit von Meadow Valley, Sierra Nevada ziemlich nahe. In dieser Beziehung ist es von Interesse, daß der Albitit von Meadow Valley nach H. W. TURNER² wahrscheinlich in Verbindung mit Dioriten steht.

Hortit.

Verschiedene Handstücke dieses Gesteins, die von den drei Stellen Vaagöen, Buröen und Kiklakken herrühren, zeigen dieselben Mineralien und in der Hauptsache dieselben Charakterzüge. Das Gestein hat öfters eine schlierige Ausbildung, und das Mengenverhältnis zwischen den Mineralien schwankt deshalb einigermaßen. Es sind indessen durchgehends basische Typen, die größtenteils aus dunklen Gemengteilen bestehen.

Augenfällig sind die Hornblendekristalle, die häufig als halbporphyrische Einsprenglinge von etwa 0.5 cm Größe in einer dunklen mittelkörnigen Grundmasse auftreten. Das Gestein kann jedoch auch ganz gleichmäßig strukturiert sein. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus monoklinem Pyroxen mit weißem Feldspat und Calcit. Der Pyroxen tritt meistens als langprismatische Kristalle auf, die gegenüber den übrigen Gemengteilen idiomorph erscheinen. Hierzu kommt ein hellbrauner Titanit, sowie in einem Handstück ein rotbraunes granatähnliches Mineral, das sich bei genauer Untersuchung als Vesuvian herausstellte. Dieser Vesuvian bildete den Ausgangspunkt der Untersuchung dieser eigentümlichen Gesteinsserie.

¹ Die Bestimmung der Feldspate ist hier wie später nach den Beckeschen Methoden und Tabellen ausgeführt.

² H. W. TURNER: U. S. Geol. Survey, 14 Ann. Rep. II, 477, 1895.

Die mineralogische Zusammensetzung.

Quarz fehlt gänzlich.

Mikroklin-Mikropertit kommt in den meisten Dünnschliffen in etwas größerer Menge als der Plagioklas vor; das Verhältnis wechselt jedoch bedeutend, selbst in einem Handstück. Der Kalifeldspat ist ein Mikroklin mit Albit in pertitischen Streifen.

Mikroklin.

Albit.

Schnitt $\perp \gamma$ $\alpha' : P = +45^\circ$ $\alpha' : P = +18^\circ$ $\circ: 6.5\%$ An.

Bisweilen ist der Mikroklin-Mikropertit von einer ganz schmalen Hülle von Albit umgeben.

Der Plagioklas ist ein basischer Oligoklas mit 32% An, zum Teil mit einer Zonarstruktur, wobei der Kern aus Labrador und die Hülle aus Oligoklas bestehen (52% An → 32% An).

Oligoklas von Vaagöen:

Schnitt $\perp \alpha$ α' : $M = +16^\circ$ $\circ: 31.5\%$ An.

Oligoklas von Kiklakken:

Schnitt $\perp \alpha$ $\alpha': M = +16^\circ$ $\circ: 31.5\%$ An.

Im Oligoklas von der erstgenannten Stelle kommt keine merkbare Zonarstruktur vor; der Oligoklas von Kiklakken hat dagegen bisweilen einen recht ausgesprochenen zonaren Aufbau.

Schnitt $\perp \alpha$

Kern $\alpha' : M = + 25^\circ \circ : 52\%$ An.

Hülle = + 17° : 32% An.

Schnitt $\perp \gamma$

Kern $a' : P = \div 26^\circ \circ : 52\%$ An.

Zwischenzone = $\div 16^\circ$: 45% An-

Hülle = $\div 3^\circ$: 33 % An.

Der innere Kern löscht einheitlich aus und ist gewöhnlich ziemlich scharf von der Hülle bzw. Zwischenzone getrennt. Die Hülle ist sehr breit und entspricht in ihrer Zusammensetzung den nicht zonar gebauten Plagioklastkörnern.

Bemerkenswert ist der Unterschied in der Zusammensetzung zwischen den selbständigen Plagioklasindividuen (32 % An) und den Albitspindeln in dem Mikroklin (7 % An). Durch das Teilungsgesetz ließe sich dies erklären, wenn man annimmt, daß Anortit eine kleinere Löslichkeit in Kalifeldspat besitzt als Albit.

Calcit kommt in reichlichen Mengen und in etwa gleichem Verhältnis in den verschiedenen Handstücken von Hortit vor. In den analysierten Stücken ist der Calcitgehalt 5.91 bez. 8.59 %.

Der Calcit erscheint als rundliche oder unregelmäßige Körner, teils zwischen den übrigen Mineralien, teils auch als Einschlüsse in denselben. Die Calcitkörner sind von derselben Größenordnung wie die übrigen Mineralien, die größeren Hornblendeindividuen ausgenommen. Der Diameter beträgt meistens 1.5—2 mm, bisweilen bis 2.5 mm und noch mehr. Diejenigen Körner, die als Einschlüsse in anderen Mineralien auftreten, sind bedeutend kleiner, oft sogar sehr klein.

Der Calcit weist durchgehends keine Kristallform auf; eine solche habe ich nur in ganz seltenen Fällen an kleinen Körnern wahrgenommen, die in Hornblende eingeschlossen waren. Hier sind kleinere Partien der Individuen von Kristallflächen begrenzt (das Rhomboeder). Über verschiedene Verhältnisse den anderen Mineralien gegenüber liegen weiter folgende Beobachtungen vor.

Wie erwähnt, führen die Calcitkörner nicht selten Einschlüsse von den übrigen Mineralien, obwohl solche unbedingt den meisten Individuen fehlen. Unter den häufigsten Einschlüssen sind sechsseitige lange Prismen von Apatit zu erwähnen. Kleine Titanitkristalle mit rhombenförmigem Querschnitt kommen auch vor, obwohl seltener. Außerdem sind unregelmäßige Einschlüsse von monoklinem Pyroxen sowie von den Feldspaten beobachtet worden.

Die größeren Hornblendekristalle führen gewöhnlich zahlreiche kleine Calcitindividuen. Auch in den Feldspaten kommen solche vor, sehr selten aber im Pyroxen.

Die Grenzen zwischen Calcit und Hornblende bzw. Pyroxen und den Feldspaten sind oft sehr unregelmäßig und bisweilen geradezu fingerförmig gestaltet.

Da das Gestein völlig frisch ist, und da der Calcit als größere, einheitlich auslöschende Körner erscheint, ist eine Erklärung des Auftretens dieser Körner durch eine gewöhnliche Verwitterung ausgeschlossen.

Aus dem Verhältnis zu den anderen Mineralien geht weiter hervor, daß an eine sekundäre Infiltration mit Ausfüllung etwa vorhandener Hohlräume nicht zu denken ist.

Die Entstehung durch Pseudomorphose von irgendeinem Mineral findet in den vorliegenden Beobachtungen auch keine Stütze.

Man könnte sich weiter denken, daß die Calcitkörner aus den Kalksteinschollen losgerissen wurden und als feste Körner im Magma verteilt waren. Dagegen sprechen jedoch entschieden die eingeschlossenen Gemeng-

teile, die im Calcit vorkommen; als solche erscheint z. B. Pyroxen von ganz demselben Typus wie den auch sonst vorkommenden. Die sehr gleichmäßige Verbreitung des Calcits wäre dann auch schwer zu erklären.

Die sämtlichen vorliegenden Beobachtungen deuten alle in der Richtung, daß der Calcit in derselben Weise wie die übrigen Mineralien gebildet ist. Vielleicht von der Hornblende abgesehen; sind diese, nach allem zu urteilen, direkt aus einem flüssigen Magma kristallisiert. In ähnlicher Weise wie man diese als primär bezeichnet, muß klarerweise auch der Calcit primär genannt werden.

Es dürfte somit eine berechtigte Folgerung sein, daß der Gesteinsmagma aus den vorhandenen Kalksteinschollen etwas CaCO_3 assimiliert hat, das später als Calcit kristallisierte.

Ohne darauf weiter eingehen zu können, mag hier nur auf die bekannten Vorkommen von primärem Calcit bei Alnö¹ hingewiesen werden. An dieser Stelle ist bekanntlich eine Aufnahme von CaCO_3 von Kalksteinschollen nachgewiesen.

Über die Stellung des Calcits in der Kristallisierungsfolge kann man aus den oben erwähnten Beobachtungen einige Schlüsse ziehen.

Die Feldspate und der Calcit scheinen im großen ganzen etwa gleichzeitig kristallisiert zu sein. Die Kristallisation des monoklinen Pyroxens scheint früher als diejenige des Calcits angefangen zu haben; wahrscheinlich sind sie zuletzt gleichzeitig kristallisiert. Für Titanit gilt etwa dasselbe wie für Pyroxen. Apatit ist allem Anschein nach vor den anderen Mineralien kristallisiert. Was die Stellung der Hornblende anlangt, so gelten hier besondere Verhältnisse, die im Abschnitt über dieses Mineral näher besprochen werden.

Wahrscheinlich ist das Kalziumkarbonat als α -Calcit kristallisiert, das neuerdings von H. E. BOEKE² als eine neue Modifikation erkannt wurde. α -Calcit bildet die oberhalb 970° stabile Modifikation des Kalziumkarbonats; der Umwandlungspunkt wird nach BOEKE sehr wenig durch Druck beeinflußt. Da α -Calcit und β -Calcit äußerlich so ähnlich sind, ist es kaum möglich, nachzuweisen, ob der vorliegende Kalkspat durch den Umwandlungspunkt hindurchgegangen ist.

Pyroxen. Vom monoklinen Pyroxen gibt es mehrere Typen, teils einen grünen Augit, teils einen violetten Augit, sowie auch Ägirinaugit.

¹ A. G. HÖGBOM: Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, Nr. 148, 1895. Geol. För. i Stockh. Förhandl. B. 17, 1895.

— The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrå. Geol. För. i Stockh. Förhandl. B. 31, 1909.

² H. E. BOEKE: Neues Jahrbuch für Min. usw. 91, 1912.

Typus I. Der violette Augit hat einen deutlich wahrnehmbaren, aber schwachen Pleochroismus.

$$\begin{array}{ll} \alpha' = \text{violett} & \alpha' = \text{violett} \\ \beta = \text{violett} & \beta = \text{violett} \\ \gamma' = \text{grüngelb} & \gamma' = \text{grün}. \end{array}$$

Das Adsorptionsellipsoid fällt nicht gänzlich mit dem Elastizitätsellipsoid zusammen. Im Schnitt $\perp \beta$ bildet das Maximum von Adsorption ($\alpha' = \text{violett}$) einen Winkel von etwa 15° mit der c-Achse, während $c : \text{Bisektrix } \alpha = 40^\circ$. Der monoklinen Symmetri zufolge entspricht der β des einen Ellipsoids dem β des anderen.

Dr. SOBRAL¹ hat vor kurzem einen ähnlichen rotvioletten Pyroxen von einem Basaltgang aus dem Nordingrā-Gebiet beschrieben. Auch hier fallen die Achsen vom Maximum und Minimum der Adsorption mit den Bisektrixen nicht zusammen. Ob eine weitere Übereinstimmung besteht, geht aus der Beschreibung nicht hervor.

Der Auslöschungswinkel $c : \gamma$ des Hortavær-Pyroxens im Schnitt $\perp \beta$ ist 50° . Eine Dispersion von Bisektrix γ ist kaum wahrzunehmen. Die Achsen sind verschieden dispergiert:

$$\begin{array}{ll} \text{Achse A} & \varrho = v \\ \text{Achse B} & \varrho > v, \end{array}$$

einem R_2O_3 -führenden Augits entsprechend.

Nach seinem Pleochroismus und Auslöschungswinkel schließt sich dieser Pyroxen an die basaltischen Augite.

Die violette Farbe deutet auf einen Titangehalt hin, der jedoch nach den Dispersionserscheinungen als recht niedrig anzunehmen wäre.

Typus II. Grüner Augit mit einer blaf graugrünen bis mehr rein grünen Farbe und ohne merkbaren Pleochroismus. Die übrigen optischen Charaktere wie bei Typus I; insbesondere ist der Auslöschungswinkel ganz derselbe ($c : \gamma = 50^\circ$).

Diese zwei Pyroxentypen kommen zusammen vor und sind sehr innig miteinander verbunden. An einzelnen Stellen eines Dünnschliffes kann der eine Typus überwiegen, und umgekehrt. Sehr oft ist auch ein Pyroxen-individuum von den beiden Typen aufgebaut. Der grüne Augit bildet unregelmäßige Partien in dem violetten Augit, kann ihn aber auch als eine Hülle umgeben. Die zwei Varietäten sind nicht scharf begrenzt, gehen aber nach und nach ineinander über. Sie stehen einander sehr nahe sowohl in optischer wie wohl auch in chemischer Beziehung.

¹ J. M. SOBRAL: Contributions to the Geology of the Nordingrā Region. Upsala 1913.

Diese Pyroxene bilden das Hauptmineral in den meisten Handstücken von Hortit aus Vaagöen und Kiklakken. Der Pyroxen ist meistens als langprismatische Säulen nach der c-Achse entwickelt. Die Kristalle sind etwa 2.5 mm lang und 0.3 - 0.4 mm breit. Der Pyroxen ist in den Feldspaten, in der Hornblende, im Calcit und Vesuvian eingeschlossen, führt aber selbst beinahe nie Einschlüsse; einzelne ganz kleine Individuen von Feldspat finden sich als eine Seltenheit in den Randteilen. Jedoch greifen nicht selten Individuen von sowohl Feldspat wie Calcit in den Pyroxen hinein, eine gleichzeitige Kristallisation verratend. Die Kristallisation des Pyroxens scheint früher als sowohl Feldspat wie Calcit begonnen zu haben; später haben die drei Mineralien gleichzeitig kristallisiert.

Typus III. Ägirinaugit kommt als das einzige Pyroxenmineral in einem Handstück von Kiklakken vor. Er findet sich nur in geringer Menge und nur als kleine Individuen. Das wichtigste femische Mineral ist hier eine Hornblende.

Der Ägirinaugit zeigt einen starken Pleochroismus:

α = grün.

β = grün.

γ = grünlichgelb.

$\alpha > \beta > \gamma$.

Im Schnitt $\perp \beta$ ist $c : \gamma = 55^\circ$. $2V_\gamma > 60^\circ$

Die Hornblende kommt ähnlich wie der Pyroxen in mehreren Typen vor.

Typus I. Braune Hornblende. Der Pleochroismus ist folgender:

α = hell gelblichgrün.

β = kastanienbraun.

γ = grünlichbraun.

$\alpha < \beta = \gamma$.

Im Schnitt $\perp \beta$ ist der Auslöschungswinkel $c : \gamma = 9^\circ$. Der optische Charakter ist negativ und die Achsendispersion $\varrho < v$. Die Doppelbrechung wurde durch Dickebestimmung mit der Mikrometerschraube und mit dem Babinetischen Kompensator bestimmt:

$\gamma - \alpha = 0.023$.

Typus II. Grüne Hornblende. Der Pleochroismus ist:

α = hell gelblichgrün.

β = olivengrün.

γ = blaugrün.

$\alpha < \beta = \gamma$.

Der Auslöschungswinkel ist größer als bei Typus I, indem $c:\gamma = 14^\circ$ im Schnitt $\perp \beta$. Die Doppelbrechung wurde in demselben Schnitt und in derselben Weise wie bei Typus I bestimmt:

$$\gamma - \alpha = 0.019.$$

Beide Varietäten sind optisch negativ; Typus I hat aber entschieden kleineren Achsenwinkel um den Bisektrix α als Typus II. Die letztere Varietät hat keine merkbare Achsendispersion.

Die grüne Hornblende kommt gewöhnlich als eine äußere Hülle um die braune vor, oder auch als unregelmäßige Flecke in den äußeren Partien derselben. Die Randzone geht allmählich in den Kern über. Die zwei Hornblendetypen verhalten sich zueinander wie die Pyroxentypen I und II, sowohl in Bezug auf ihre optischen Charaktere wie auch ihr Vorkommen in zonarstruierten Individuen.

Nach ihren optischen Charakteren liegen diese zwei Hornblendetypen zwischen der gemeinen Hornblende und der basaltischen Hornblende. Typus II steht der ersteren am nächsten, Typus I der letzteren.

Typus III. Hastingsit. In dem ägirinführenden Hortit von Kiklakken tritt ein Hastingsit anstatt der Hornblendetypen I und II auf. In optischer Beziehung ist er durch seine außerordentlich tiefe Adsorptionsfarben, seinen sehr kleinen Achsenwinkel, sowie durch seine schwache Doppelbrechung charakterisiert. Der Pleochroismus zeigt folgende Farben:

α = gelblichgrün.

β = beinahe opak grünlichbraun.

γ = beinahe opak bräunlichgrün.

$\alpha \ll \beta = \gamma$.

Der optische Charakter ist negativ. $2V_\alpha$ ist sehr klein; wegen der kleinen Doppelbrechung sind die Balken verwaschen, und das Mineral macht bei einer flüchtigen Betrachtung einen einachsigen Eindruck. Die Ebene der optischen Achsen liegt symmetrisch. Die Dispersion der optischen Achsen ist sehr stark, $\rho > v$.

Da die Schnitte $\perp \beta$ wegen der etwaigen Einachsigkeit durch das Konoskop nicht sicher festgestellt werden kann, ist eine Bestimmung des Auslöschungswinkel nicht ausgeführt.

Nach seinen optischen Charakteren könnte diese Hornblende sowohl dem Hastingsit wie dem Laneit zugerechnet werden; solange aber eine chemische Analyse dieses recht interessanten Minerals fehlt, ziehe ich es vor, jede weitere Erörterung dieser Frage aufzuschieben. Im Anschluß an Dr. QUENSEL¹

¹ P. QUENSEL: The Alkaline rocks of Almunge. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. 12, 1913.

habe i die Hornblende vorläufig dem Hastingsit zugerechnet, da der Hastingsit die Priorität besitzt.

Eine ähnliche Hornblende hat eine nicht geringe Verbreitung in den Syeniten und Hornblendegraniten des nördlichen Norwegens. Vor einigen Jahren wurde ich auf diese Hornblende aufmerksam bei einer Durchsicht verschiedener Dünnschliffe des Herrn Staatsgeologen REKSTAD. Ohne an dieser Stelle näher auf diese Hornblende eingehen und über ihr Auftreten berichten zu wollen, werden doch einige Angaben über den Wechsel des Achsenwinkels hier am Platze sein.

Wenn sich die gemeine Hornblende in der Richtung gegen Hastingsit (oder Laneit) verändert, nimmt der Achsenwinkel allmählich ab, die Dispersion der Achsen wird vergrößert, die Adsorptionsfarben werden stärker und die Doppelbrechung schwächer. Da der Winkel der optischen Achsen gegen α konvergiert, wird dieser Wert zuerst von blauem Licht erreicht, da $\varrho > v$. Später gehen die Achselwinkel für die übrigen Farben bis zu Rot durch den Nullwert und öffnen sich dann in dem normalsymmetrischen Planum. Zuletzt liegen die Achsenwinkel für sämtliche Farben normalsymmetrisch. Die Dispersion der optischen Achsen ist dann $\varrho < v$.

Diese Veränderungen wurden mittels des Konoskops in Verbindung mit dem Beckeschen Zeichentisch zahlenmäßig verfolgt. Da aber die Achselbalken wegen der niedrigen Doppelbrechung und den starken Adsorptionsfarben ziemlich verwaschen sind, gelten die Werte nur als approximativ. Zur Erzeugung monochromatischen Lichtes wurden gefärbte Gläser verwendet. Rotes und grünes Glas sind befriedigend monochromatisch mit Wellenlängen von 0.639μ bez. 0.528μ , im elektrischen Licht gemessen. Gelbes Glas ist bei weitem nicht monochromatisch, und die Werte für gelbes Licht sind deshalb weniger genau.

	$\alpha V\alpha$ rot	$\alpha V\alpha$ gelb	$\alpha V\alpha$ grün	
1		55°		$\varrho > v$
2		50°		$\varrho > v$
2		46°		$\varrho > v$
2		34°		$\varrho > v$
3	30°	25°	18°	$\varrho > v$
3	15°	9°	0°	$\varrho > v$
4	12°	0°	15°	
5	18°	27°	32°	$\varrho < v$
5	20°	27°	33°	$\varrho < v$
6	23°	30°	36°	$\varrho < v$
6	24°	30°	36°	$\varrho < v$

1. Syenit von Tosbotnöen, Bindalen.
2. Syenit von Hildring, Bindalen.
3. Granit von Dörvær, Trænen.

4. Syenit von Bogen, Bindalen.
5. Granit von Alderen, Lurøy.
6. Granit von Trænstaven, Trænen.

Wenn die Ebene der optischen Achsen symmetrisch liegt, hat man den folgenden Pleochroismus:

α = gelbgrün.

β = beinahe opak olivengrün.

γ = beinahe opak blaugrün.

Im Falle der normalsymmetrischen Achsenebene ist:

α = gelbgrün.

β = beinahe opak blaugrün.

γ = beinahe opak olivengrün.

Hoffentlich werde ich später dazu Gelegenheit bekommen, über diesen Amphibol weiter zu berichten.

Die drei Hornblendetypen des Hortits verhalten sich in Bezug auf die Kristallisationsfolge ziemlich gleich.

Die größeren Hornblendeindividuen führen poikilitischen Einschlüsse von Mikroklin, Oligoklas, Calcit, Pyroxen, Titanit und Apatit.

Bisweilen enthält der Pyroxen einzelne Flecken von Hornblende, die deutlich aus dem Pyroxen hervorgegangen sind.

Die größeren Hornblendeindividuen wurden gewiß zu einem späten Zeitpunkt in der Kristallisationsfolge gebildet, weil sie Einschlüsse von den übrigen Mineralien führen. Wahrscheinlich ist die Hornblende in der Hauptsache von Pyroxenmaterial gebildet.

Zwei Fälle verdienen Beachtung. Das Gestein kann entweder gänzlich ohne Hornblende kristallisiert haben, dann ist diese durch Umwandlung schon individualisierten Pyroxens gebildet worden. Etwas Hornblende scheint jedenfalls in dieser Weise gebildet zu sein. Beobachtungen von Graniten und Syeniten des nördlichen Norwegens lehren auch, daß der Hastingsit gewöhnlich in etwas umgewandelten Gesteinen vorkommt, und daß er, jedenfalls zum Teil, aus Pyroxen gebildet worden ist.

Auf der anderen Seite hat man die Möglichkeit, daß etwas von der Hornblende direkt aus dem Magma gebildet worden ist. Bei den herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen wäre die Bildungsbedingungen für Hornblende in dem letzten Teile der Kristallisation vorhanden. Anstatt einer fortgesetzten Kristallisation von Pyroxen würde sich dann die Hornblende bilden. Der schon gebildete Pyroxen würde sich langsam in Hornblende umwandeln. Bei sinkender Temperatur nimmt die Umwandlungsgeschwindigkeit ab, und eine weitere Umwandlung fand nicht mehr statt.

Die letztere Möglichkeit halte ich aber im vorliegenden Falle nicht für wahrscheinlich. Sicher ist wohl nur, daß etwas Hornblende aus dem festen Pyroxen entstanden ist.

Das Gestein ist völlig ungepresst; die Umwandlung des Pyroxens scheint bei einer ziemlich hohen Temperatur stattgefunden zu haben, vielleicht in der Nähe der Eutektikum-Temperatur des Gesteins.

Vesuvian kommt in einem einzelnen Handstück von Hortit aus Vaagöen vor. Der Vesuvian ist makroskopisch rötlichbraun, im Dünnschliff rötlich-gelb ohne merkbaren Pleochroismus. Er ist einachsig und optisch negativ. Die Doppelbrechung ist schwach; abnormale Interferenzfarben sind nicht beobachtet. Die Doppelbrechung wurde durch Dickemessung mit der Mikrometerschraube und mit dem Babinetischen Kompensator bestimmt:

$$\omega - \varepsilon = 0.006.$$

Die Lichtbrechung wurde annähernd mittels der Immersionsmethode bestimmt; als Immersionsflüssigkeit ist Jodmetylen ($n = 1.740$) benutzt worden:

$$\varepsilon' < 1.740$$

$$\omega \gtrless 1.740.$$

Der Berechnungsexponent ω muß zwischen 1.730 und 1.740 liegen, und wahrscheinlich 1.740 am nächsten.

Dieser Vesuvian stimmt optisch mit dem braunen Vesuvian von Ala nahe überein, den HLAWATSCHE¹ beschrieben hat, und mit dem Vesuvian von Almunge, der von QUENSEL² beschrieben worden ist:

Vesuvian von Ala $\omega = 1.732$ $\varepsilon = 1.726$ $\omega - \varepsilon = 0.006$

Vesuvian von Almunge $= 1.7311$ $= 1.7269$ $= 0.0041$

Vesuvian von Hortavær $= 1.73 - 1.74$ $= 1.725 - 1.74$ $= 0.006.$

Die Vesuviane der Kontaktmetamorphose haben gewöhnlich eine etwas niedrigere Lichtbrechung, mit ω zwischen 1.705 und 1.725 schwankend.

Der Vesuvian muß als primär in der Weise betrachtet werden, daß er ähnlich wie die anderen Mineralien kristallisiert hat, was aus der Art und Weise seines Vorkommens hervorgeht. Er führt Einschlüsse von Apatit und Pyroxen. Eine selbständige Kristallbegrenzung fehlt vollständig, indem der Vesuvian als Zwischenklemmungsmasse zwischen den anderen Mineralien vorkommt. Der Vesuvian ist auf einem späten Stadium kristallisiert, wahrscheinlich gleichzeitig mit den übrigen Mineralien in dem endlichen Eutektikum.

Als primärer Bestandteil in Eruptivgesteinen scheint der Vesuvian früher nur von einer Stelle beschrieben zu sein, nämlich in der oben angeführten Arbeit von QUENSEL über die Gesteine von Almunge in Schweden.

¹ HLAWATSCHE: Tscherm. Min. Petr. Mitt. B. 21, S. 107.

² I. c. S. 173.

Der Vesuvian erscheint hier in einem Canadit, zum Teil als gut entwickelte Kristalle.

Nach Dr. QUENSEL führt die Bildung des Vesuvians im Canadit wahrscheinlich von einer Assimilation von Kalkstein her: »There seems hardly any other means of explaining the development of vesuvianite in the Almunge rocks, than assuming, that a very complete assimilation of some calcic rock, possibly an impure limestone has taken place«.

Dass das Auftreten des Vesuvians im Gestein von Hortavær mit der Assimilation von Kalkstein in Verbindung steht, erscheint sehr wahrscheinlich.

Apatit kommt als ganz dünne, aber ziemlich lange Prismen vor. Die größten sind etwa 1.5 mm lang und $\frac{1}{15}$ bis $\frac{1}{20}$ mm dick.

Titanit ist reichlich vertreten und oft in großen Kristallen. Der Titanit hat häufig Kristallbegrenzung gegen die übrigen Mineralien.

Außerdem gibt es Spuren von *Magnetkies* und *Biotit*. Von sekundären Mineralien finden sich Spuren von *Chlorit* und *Epidot*, letztere als zahlreiche ganz kleine Kristalle im Plagioklas.

Magnetit fehlt dagegen in sämtlichen untersuchten Handstücken von Hortit.

Die Kristallisationsfolge.

Die quantitativ wichtigeren Mineralien des Hortits sind Pyroxen mit Hornblende — Mikroklin-Mikropertit — Oligoklas — Calcit. In den analysierten Gesteinen aus Vaagöen sind die Gewichtsprozenten dieser Mineralien 62.6 — 14.0 — 10.2 — 8.7, bez. 71.0 — 12.0 — 5.7 — 5.9.

Wir haben schon gesehen, dass die Hornblende zu einem späten Zeitpunkt gebildet wurde. Zu einem früheren Zeitpunkt ist es deshalb erlaubt, den ganzen Pyroxen-Hornblendegehalt als Pyroxen in Rechnung zu setzen. *Die Mineralkombination kann dann als ein quaternäres System betrachtet werden*, indem wir die kleinen Gehalte von Titanit, Apatit, Vesuvian und Magnetkies vernachlässigen.

Der Pyroxen fängt zu kristallisieren an und ist somit im Überschuss vorhanden gegenüber dem quaternären Eutektikum, was auch zu erwarten war.

Die drei anderen Mineralien sind etwa gleichzeitig kristallisiert worden. Ob das eine oder andere Mineral etwas früher zu kristallisieren begonnen hat, lässt sich aus Beobachtungen an Dünnschliffen nicht sicher entscheiden.

Das Verhältnis Ortoklas zu Oligoklas (feste Lösungen nicht mitgerechnet) ist in dem einen Fall $10.2 : 13.9$ oder $43 : 57$, was tatsächlich dem Eutektikum entspricht¹, wenn die beiden Komponenten allein sind.

Das Eutektikum Calcit — Ortoklas — Plagioklas habe ich neuerdings an einem anderen Vorkommen studieren können. Auf Seiland in Westfinmarken gibt es eine Anzahl syenitische Pegmatitgänge, die ich im Sommer 1914 besuchte. Sie enthalten Eutektfeldspat, Biotit, Hornblende, Calcit usw., ermangeln aber Quarz. Zwischen Calcit und Eutektfeldspat kommen schriftgranitische Verwachsungen vor; der Calcit ist als primär zu deuten in der Weise, daß er ähnlich wie die anderen Mineralien kristallisiert ist. Ob hier ein α -Calcit ursprünglich kristallisiert ist, steht indessen nicht ganz fest, da sich die Pegmatitgänge meistens bei einer etwas niedrigeren Temperatur bildeten, ihrem Gehalt an Mineralisatoren zufolge. Nach einer ganz vorläufigen Schätzung habe ich das Verhältnis Eutektfeldspat zu Calcit in den Verwachsungen bis etwa $3 : 4$ gefunden. Diese Schätzung steht jedenfalls nicht im Widerstreit mit den Schmelztemperaturen der betreffenden Mineralien.

Im Hortit ist das Verhältnis Feldspate (z. T. in der eutektischen Proportion) zu Calcit = $24.1 : 8.6$ oder etwa $3 : 1$.

Demnach sollte der Calcit im Unterschluß gegenüber dem quaternären Eutektikum vorhanden sein und folglich nach den Feldspaten zu kristallisieren begonnen haben, obwohl dies nicht nachgewiesen werden konnte.

In der Hauptsache wäre also die Kristallisationsfolge wahrscheinlich die folgende. Zuerst Pyroxen allein; dann Pyroxen, Mikroklinpertit und Oligoklas gleichzeitig; zuletzt Pyroxen, Mikroklinpertit, Oligoklas und Calcit gleichzeitig. Entweder auf der letzten Stufe der Erstarrung oder auch nach der Erstarrung wurde die Hornblende gebildet.

Der Titanit und besonders der Apatit wurden früh gebildet. Der Vesuvian kristallisierte zuletzt mit dem quaternären Eutektikum.

¹ J. H. L. VOGT: Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tscherm. Min. Petr. Mitt. B. 24, S. 535, 1905.

Die chemische Zusammensetzung.

Zwei Analysen von Hortit aus Vaagöen wurde von Dr. HEIDENREICH ausgeführt und von der geologischen Landesanstalt Norwegens bekostet. Dem Direktor dieser Anstalt, Dr. H. H. REUSCH, spreche ich hierfür an dieser Stelle meinen besten Dank aus. Die Analysen lieferten folgendes Ergebnis:

	I a	I b	I c
SiO ₂	43.52 %	0.7253	47.60 %
TiO ₂	1.09 »	0.0136	1.19 »
Al ₂ O ₃	11.98 »	0.1175	13.10 »
Fe ₂ O ₃	2.04 »	0.0127	2.23 »
FeO	9.21 »	0.1279	10.07 »
MnO	0.15 »	0.0021	0.16 »
MgO	3.46 » ¹	0.0865	3.78 »
CaO	19.55 » ²	0.3491	16.12 »
Na ₂ O	2.25 »	0.0363	2.46 »
K ₂ O	1.72 »	0.0183	1.88 »
P ₂ O ₅	0.57 »	0.0040	0.62 »
CO ₂	3.78 »	0.0859	—
H ₂ O	0.72 »	0.0400	0.79 »
	100.04 %		100.00 %

I a. Hortit, Vaagöen, Hortavær. Analytiker: Dr. HEIDENREICH.

I b. Molekularquotienten von I a.

I c. Analyse I a, Calcit abgezogen, auf 100 % berechnet.

	II a	II b	II c
SiO ₂	45.22 %	0.7537	48.01 %
TiO ₂	1.60 »	0.0200	1.70 »
Al ₂ O ₃	7.54 »	0.0739	8.00 »
Fe ₂ O ₃	2.61 »	0.0163	2.77 »
FeO	9.96 »	0.1383	10.58 »
MnO	0.16 »	0.0023	0.17 »
MgO	4.26 »	0.1065	4.52 »
CaO	21.24 »	0.3793	19.03 »
Na ₂ O	2.15 »	0.0347	2.28 »
K ₂ O	1.47 »	0.0156	1.56 »
P ₂ O ₅	0.65 »	0.0046	0.69 »
CO ₂	2.60 »	0.0591	—
H ₂ O	0.65 »	0.0361	0.69 »
	100.11 %		100.00 %

¹ Kontrollbestimmung 3.35 %.

² —, — 19.70 %.

II a. Pyroxenitischer Hortit, Vaagöen, Hortavær. Analytiker: Dr. HEIDENREICH.

II b. Molekularquotienten von II a.

II c. Analyse II a, Calcit abgezogen, auf 100 % berechnet.

Die Analysen zeigen eine für kaledonische Gesteine recht ungewöhnliche Zuzammensetzung. Der Gehalt an Kalk ist ungemein hoch im Verhältnis zu demjenigen von Magnesia, und die Menge von Tonerde ist verhältnismäßig gering. Selbst wenn der Gehalt von Calcit abgerechnet wird, weicht die Zusammensetzung bedeutend von den kaledonischen Gabbrogesteinen ab.

In d'esper Verbindung kann der von E. v. FEDOROW beschriebene Kedabekit aus Kedabek, Elizabethpol, Russland, Erwähnung finden. Ähnlich wie der Hortit hat dieses Gestein einen abnorm hohen Gehalt an Kalk (etwa 22 %) im Verhältnis zu der vorhandenen Menge Magnesia (2.7 %). Dieses ist auch mit zahlreichen ultrabasischen Natrongesteinen der Fall.

Den tatsächlich beobachteten Mineralien nach wurde die Analyse folgendermaßen berechnet:

Berechnung von Analyse I.

Kalkspat	CaO	0.0859	4.81 %
	CO ₂	0.0859	3.78 *
			8.59 %
Apatit	10 CaO	0.0133	0.75 %
	3 P ₂ O ₅	0.0040	0.57 *
			1.32 %
Titanit	CaO	0.0136	0.76 %
	TiO ₂	0.0136	1.09 *
	SiO ₂	0.0136	0.81 *
			2.66 %
Mikroklin	K ₂ O	0.0183	1.72 %
	Al ₂ O ₃	0.0183	1.87 *
	6 SiO ₂	0.1098	6.59 *
			10.18 %

Albit als Pertit in Mikroklin	Na ₂ O	0.0067	0.42 %
	Al ₂ O ₃	0.0067	0.68 »
	6 SiO ₂	0.0402	2.40 »
			3.50 %
	CaO	0.0008	0.05 %
	Al ₂ O ₃	0.0008	0.08 »
	2 SiO ₂	0.0016	0.10 »
			0.23 %
Vesuvian	4 SiO ₂	0.0032	0.19 %
	Al ₂ O ₃	0.0008	0.08 »
	4 CaO	0.0032	0.18 »
	H ₂ O	0.0008	0.02 »
			0.47 %
Oligoklas 31 % An	Na ₂ O	0.0134	0.83 %
	Al ₂ O ₃	0.0134	1.37 »
	6 SiO ₂	0.0804	4.82 »
			7.02 %
	CaO	0.0115	0.64 %
	Al ₂ O ₃	0.0115	1.17 »
	2 SiO ₂	0.0230	1.38 »
			3.19 %
Pyroxen und Horn- blende	CaO	0.0865	4.84 %
	MgO	0.0865	3.46 »
	2 SiO ₂	0.1730	10.38 »
		0.3460	18.68 %
	CaO	0.0640	3.59 %
	FeO	0.0640	4.61 »
	2 SiO ₂	0.1280	7.68 »
		0.2560	15.88 %
	FeO	0.0660	4.75 %
	Al ₂ O ₃	0.0660	6.73 »
	SiO ₂	0.0660	3.96 »
		0.1980	15.44 %

Na ₂ O	0.0127	0.79 %
Fe ₂ O ₃	0.0127	2.04 %
SiO ₂	0.0127	0.76 %
	0.0381	3.59 %
CaO	0.0703	3.93 %
SiO ₂	0.0703	4.22 %
	0.1406	8.15 %
Na ₂ O	0.0035	0.22 %
SiO ₂	0.0035	0.21 %
	0.0070	0.43 %

Berechnung von Analyse II.

Kalkspat	CaO	0.0591	3.31 %
	CO ₂	0.0591	2.60 %
			5.91 %
Apatit	10 CaO	0.0153	0.85 %
	3 P ₂ O ₅	0.0046	0.65 %
			1.50 %
Titanit	CaO	0.0200	1.12 %
	TiO ₂	0.0200	1.60 %
	SiO ₂	0.0200	1.20 %
			3.92 %
Mikroklin	K ₂ O	0.0156	1.47 %
	Al ₂ O ₃	0.0156	1.59 %
	6 SiO ₂	0.0936	5.62 %
			8.68 %
Albit als Pertit im Mikroklin	Na ₂ O	0.0058	0.36 %
	Al ₂ O ₃	0.0058	0.59 %
	6 SiO ₂	0.0348	2.09 %
		0.0464	3.04 %
	CaO	0.0006	0.04 %
	Al ₂ O ₃	0.0006	0.06 %
	2 SiO ₂	0.0012	0.07 %
		0.0024	0.17 %

Oligoklas	31 % An	Na ₂ O	0.0075	0.47 %
		Al ₂ O ₃	0.0075	0.76 %
		6 SiO ₂	0.0450	2.70 %
				3.93 %
		CaO	0.0064	0.36 %
		Al ₂ O ₃	0.0064	0.65 %
		2 SiO ₂	0.0128	0.77 %
				1.78 %
Pyroxen und Horn-		CaO	0.1065	5.96 %
blende		MgO	0.1065	4.26 %
		2 SiO ₂	0.2130	12.78 %
			0.4260	23.00 %
		CaO	0.1026	5.75 %
		FeO	0.1026	7.39 %
		2 SiO ₂	0.2052	12.31 %
			0.4104	25.45 %
		FeO	0.0380	2.74 %
		Al ₂ O ₃	0.0380	3.88 %
		SiO ₂	0.0380	2.28 %
			0.1140	8.90 %
		Na ₂ O	0.0163	1.01 %
		Fe ₂ O ₃	0.0163	2.61 %
		SiO ₂	0.0163	0.98 %
			0.0489	4.60 %
		CaO	0.0688	3.85 %
		SiO ₂	0.0688	4.13 %
			0.1376	7.98 %
		Na ₂ O	0.0051	0.31 %
		SiO ₂	0.0051	0.31 %
			0.0102	0.62 %

An die Berechnung knüpfen sich folgende Bemerkungen.

Der gesamte Kohlensäuregehalt wurde als CaCO₃ berechnet; etwaige sehr kleine Beimischungen von MgCO₃ und FeCO₃ wurden nicht berücksichtigt.

Alle Titansäure ist als Titanit berechnet, dem großen Gehalt dieses Minerals entsprechend. Wahrscheinlich geht doch etwas Titansäure in das

Pyroxen und die Hornblende hinein; nach den normalen Dispersionsverhältnissen dieser Mineralien scheint doch der Titangehalt ganz gering zu sein.

Alles Kaliumoxyd wurde in Kalifeldspat gerechnet; von Biotit gibt es nur ganz unbedeutende Spuren. Die Pertitlamellen des Kalifeldspates bestehen aus Albit mit 6.5 % An. Dem Mikrolin-Mikropertit wurde die Zusammensetzung 72 Or : 28 Ab + An gegeben.

Der Vesviangehalt wurde nach Arealberechnungen auf etwa 0.5 % des Gesteins angesetzt.

Der Plagioklas ist ein Oligoklas mit 31 % An. Läßt man nun die restierende Menge Na₂O in den Oligoklas eingehen, so erhält man einen Unterschub von SiO₂. Hieraus folgt, daß etwas Na₂O als eine an Kieselsäure ärmere Verbindung in die Pyroxen-Hornblende eingeht. Dieses steh tauch mit den optischen Daten dieser Mineralien in Übereinstimmung.

Das Natriumoxyd kann entweder als NaFe(SiO₃)₂ mit Na₂O : SiO₂ = 1 : 4 oder als Na₂FeSiO₆ bez. Na₂SiO₃ mit Na₂O : SiO₂ = 1 : 1 eingehen, oder auch als beide Verbindungen. Nach der ersten Alternative berechnet, muß alles Na₂O in die Pyroxen-Hornblende eingehen, und es bleibt nichts für den Oligoklas übrig. Das Pyroxen des analysierten Gesteins ist auch kein Ägirinaugit. Ich habe die Berechnung deshalb nach der zweiten Alternative ausgeführt. Die Verteilung von Na₂O und CaO im Plagioklas und in der Pyroxen-Hornblende kann eindeutig bestimmt werden, wenn der Anortitgehalt des ersten Minerals bekannt ist. Die erhaltenen Ergebnisse stimmen auch sehr gut mit den Arealberechnungen überein.

Die Hornblende ist wasserfrei berechnet, obwohl gewiß etwas konstitutionelles Wasser eingeht.

Da weder die Zusammensetzung vom Pyroxen oder von der Hornblende bekannt ist, habe ich auf eine weitere Berechnung verzichtet. Nach den Arealberechnungen verteilen sich die 67.17 Prozent auf 37 Gewichtsprozent Pyroxen und 25 Gewichtsprozent Hornblende in Analyse I.

Die tatsächliche Mineralienzusammensetzung des Hortits ist somit die folgende:

	I.	II.
Mikrolin-Mikropertit	14.0 0/0	12.0 0/0
Oligoklas	10.2 >	5.7 >
Augit	37.3 > {	71.0 >
Hornblende	25.3 > {	
Vesuvian	0.5 >	—
Titanit	2.7 "	3.9 "
Apatit	1.3 >	1.5 >
Calcit	8.7 >	5.9 >
	100.0 0/0	100.0 0/0

Wenn man den Calcit abrechnet erhält man:

Feldspat	26.5 %	18.8 %
Pyroxen-Hornblende . . .	68.5 »	75.4 »
Titanit-Apatit-Vesuvian . .	5.0 »	5.8 »
	100.0 %	100.0 %

Über die chemische Zusammensetzung von Pyroxen-Hornblende.

Während der Berechnung wurden keine willkürlichen Annahmen gemacht, wenn man von der Schätzung des Vesuviangehaltes auf 0.5 % absieht.

Etwaige Fehler der Analyse beeinflussen wesentlich 1) das Verhältnis zwischen Plagioklas und Pyroxen-Hornblende, 2) die Zusammensetzung von Pyroxen-Hornblende. Wenn man sich daran erinnert, daß die letztgenannten Mineralien über die Hälfte des Gesteins ausmachen, sollte sich die berechnete Zusammensetzung nicht allzu weit von der wirklichen entfernen. Demnach scheinen die Analysen sehr gut zu sein.

Ich habe deshalb den Versuch gemacht, über die chemische Zusammensetzung von Pyroxen-Hornblende Auskunft zu erhalten. Auf 100 % berechnet, ist sie die folgende:

	I.	II.	III.
SiO ₂	43.77 %	46.48 %	48.20 %
Al ₂ O ₃	10.82 »	5.50 »	4.38 »
Fe ₂ O ₃	3.28 »	3.70 »	1.19 »
FeO	15.06 »	14.36 »	15.11 »
MgO	5.57 »	6.04 »	8.04 »
CaO	19.88 »	22.05 »	22.79 »
Na ₂ O	1.62 »	1.87 »	0.29 »
	100.00 %	100.00 %	100.00 %

I. Pyroxen-Hornblende von Hortit, Vaagöen, Analyse I.

II. —— Analyse II.

III. Violait von Kedabekit, Elizabethpol, Russland¹.

Zum Vergleich wird ein violettes und überhaupt optisch ähnliches Pyroxen von Kedabek angeführt. Die Pyroxen-Hornblende von Hortavær erweist sich als besonders reich an CaO und FeO, arm an MgO.

¹ E. v. FEDOROW: Ann. Inst. Agr. Mosc VII 1901.

Die Verteilung der Gehalte in Komponenten wurde folgendermaßen ausgeführt.

	I.	II.
$\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$	37.9 Mol.pct.	39.7 Mol.pct.
$\text{CaFe}(\text{SiO}_3)_2$	28.1 »	38.3 »
$\text{FeAl}_2\text{SiO}_6$	21.7 »	10.6 »
$\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_6$	4.2 »	4.5 »
$\text{Na}_4(\text{SiO}_3)_2$	0.4 »	0.5 »
$\text{Ca}_2(\text{SiO}_3)_2$	7.7 »	6.4 »
	100.0 Mol.pct.	100.0 Mol.pct.

Besonders bemerkenswert ist hier ein Überschuss von $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$. Ein solcher gehört jedoch, besonders bei den Pyroxenen der basischen Alkali gesteine, keineswegs zu den Seltenheiten, scheint sogar ziemlich allgemein zu sein.

Zum Vergleich werden die Zusammensetzungen einiger aus Gesteinen isolierten Pyroxenen angeführt, die einen Überschuss von $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ aufweisen:

	I.	II.
$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	60.3 Mol.pct.	47.5 Mol.pct.
$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$	17.0 »	21.5 »
$\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$	14.0 »	15.8 »
$\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{SiO}_6$	4.9 »	5.7 »
$\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	3.8 »	9.5 »
	100.0 Mol.pct.	100.0 Mol.pct.

I. Rötlich violetter Augit aus Monchiquite¹ Rio do Ouro, Serra de Tinguá, Brasilien.

II. Augit aus Haugnopyr² Mte. Vulture, Süditalien.

Über das Auftreten von Alkalimineralien in den Eruptiv gesteinen des nördlichen Norwegens.

Für diejenigen Geologen, die sich mit der Mineraliengesellschaft der nordnorwegischen Eruptivgesteine beschäftigt haben, mußte das Auftreten eines Alkalipyroxens in einem solchen befremdend sein.

In dem Lofotengebiet ist bisher kein Ägirinaugit beobachtet worden. Die für die Gesteine dieses Gebietes charakteristischen Pyroxene sind

¹ HUNTER und ROSENBUSCH: Tsch. Min. Mitt. 11, 462. 1890.

² MANN: Neues Jahrb. für Min. etc. 1884, II 203.

Hypersten, Diallag und nicht pleochroitische Augite, Mineralien, die für die Alkali-Kalk-Reihe maßgebend sind. Weiter gegen Norden kenne ich kaledonische Eruptivgesteine der Alkali-Kalk-Reihe bis nach Hammerfest hinauf, jedoch nur aus vereinzelten Beobachtungen. Auch hier wurde bisher kein Alkalipyroxen gefunden. Wie früher erwähnt, ist aus den syenitischen Pegmatitgängen von Seiland ein Vorkommen von Eleolit berichtet. Obwohl es mit diesem Vorkommen wahrscheinlich seine Richtigkeit hat, bedarf der Bericht doch der Bestätigung¹.

Durch die einschlägigen Studien von J. H. L. VOGT, J. REKSTAD, J. OXAAL usw. kennen wir die Eruptivgesteine von dem südlicheren Teile des Nordland-Amtes. Von diesen Forschern wird nur ein Fall vom Vorkommen eines Ägirinaugits erwähnt.

J. REKSTAD² beschreibt einen ägirinaugitführenden Syenit vom nördlichen Teil der Insel Kvarö im nördlichen Helgeland.

Der Hastingsit hat dagegen, wie erwähnt, eine bedeutend größere Verbreitung. Diese Hornblende ist von mehreren Syeniten und Hornblendegraniten des Helgelands bekannt, und in einigen umgewandelten Graniten des Lofotengebietes habe ich dasselbe Mineral beobachtet. In einigen Fällen konnte jedoch nachgewiesen werden, daß der Hastingsit aus nicht pleochroitischen monoklinen Pyroxenen hervorgegangen war. Was auch die Stellung des Hastingsits ist, so kann er in diesen Gesteine kaum als ein primäres Natronmineral gelten.

Wir können somit feststellen, daß Gesteine mit Natronmineralien in genetischer Beziehung zu der Alkali-Kalk-Reihe des nördlichen Norwegens vorkommen, daß aber solche Gesteine sehr selten sind.

Hat eine Assimilation von CaO im Hortit stattgefunden?

Der in den früheren Abschnitten beschriebene Hortit kommt also in den nächsten Umgebungen einiger Schollen von Kalkstein vor. Er hat Calcit assimiliert und enthält außerdem einen ungewöhnlich hohen Gehalt an CaO, selbst wenn man von dem Calcit absieht.

¹ Nachdem dies geschrieben wurde, sind nephelin-führende Pegmatitgänge mit einem bedeutenden Calcit-Gehalt von ADOEF HOEL im Sommer 1915 wieder entdeckt worden. Sie liegen auf der südwestlichen Seite der Insel Seiland in Westfinmarken, während einige von mir in 1914 entdeckte syenitische Pegmatitgänge mit Calcit, aber ohne Nephelin auf der nordwestlichen Seite derselben Insel liegen.

² J. REKSTAD: Bidrag til nordre Helgelands Geologi. N. G. U. No. 62, S. 25, 1912.

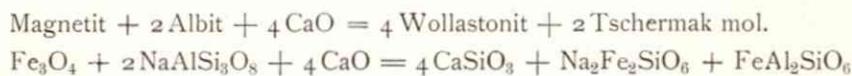
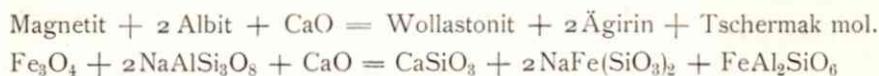
Die Frage, ob eine Assimilation von CaO stattgefunden habe, verlangt deshalb eine Untersuchung.

Eine solche Assimilation müßte in der mineralogischen Zusammensetzung bzw. in der chemischen Zusammensetzung der Mineralien zum Ausdruck kommen.

Nun ist der Hortit durch das Auftreten von natronhaltigen Pyroxenen, darunter ein Ägirinaugit, von Hastingsit, wie gelegentlich auch durch Vesuvian charakterisiert.

Das letztere Mineral läßt sich ungezwungen durch Assimilation entweder von etwas unreinem Kalkstein oder von CaO erklären. Die Menge von Vesuvian ist aber so klein, daß eine solche Assimilation keine quantitative Bedeutung hat.

Es entsteht dann die Frage, ob das Vorkommen von den natronhaltigen Pyroxenen in irgendwelcher Beziehung zu einer etwaigen Aufnahme von CaO stehen könnte. Wenn wir nun bedenken, daß der Magnetit völlig fehlt, und daß das Pyroxen einen Überschuß von CaSiO_3 aufweist, ließe sich eine solche Beziehung etwa durch die folgenden Reaktionsgleichungen darstellen:



Die Verbindungen der rechten Seite der Gleichungen gehen dann in den schon vorhandenen Augit hinein.

Wenn die oben angeführten Reaktionen wirklich stattgefunden haben, sollte man im Pyroxen das folgende Verhältnis erwarten:



In der Pyroxen-Hornblende des Hortits findet man:



Der Gehalt an CaO im CaSiO_3 des Pyroxens ist 3.93 % bez. 3.85 %, was also gegebenenfalls der zugeführten Menge von Calciumoxyd entspricht.

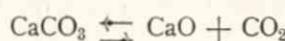
Durch eine Berechnung der Analyse nach der amerikanischen Methode erhält man einen Überschuß von CaO von derselben Größe, nämlich 3.91 % bez. 3.72 % CaO.

$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	183 · 556	Ortoklas	10.175 %
$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	363 · 524	Albit	19.021 »
$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	629 · 278	Anortit	17.486 »
$CaO \cdot SiO_2$	1185 · 116		
$MgO \cdot SiO_2$	542 · 100	Diopsid	27.653 »
$FeO \cdot SiO_2$	643 · 132		
$2MgO \cdot SiO_2$	323 · 70	Olivin	6.086 »
$2FeO \cdot SiO_2$	375 · 102		
CaO	698	CaO	3.910 »
$FeO \cdot TiO_2$	136 · 152	Ilmenit	2.067 »
$FeO \cdot Fe_2O_3$	127 · 232	Magnetit	2.946 »
$3CaO \cdot P_2O_5$	40 · 310	Apatit	1.240 »
$CaO \cdot CO_2$	859 · 100	Calcit	8.590 »
H_2O			0.720 »
			99.894 %

$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	156 · 556	Ortoklas	8.674 %
$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$	347 · 524	Albit	18.183 »
$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	236 · 278	Anortit	6.561 »
$CaO \cdot SiO_2$	1995 · 116		
$MgO \cdot SiO_2$	1009 · 100	Diopsid	46.260 »
$FeO \cdot SiO_2$	987 · 132		
$2MgO \cdot SiO_2$	56 · 70	Olivin	0.963 »
$2FeO \cdot SiO_2$	56 · 102		
CaO	663	CaO	3.720 »
$FeO \cdot TiO_2$	200 · 152	Ilmenit	3.040 »
$FeO \cdot Fe_2O_3$	163 · 232	Magnetit	3.782 »
$3CaO \cdot P_2O_5$	46 · 310	Apatit	1.426 »
$CaO \cdot CO_2$	591 · 100	Calcit	5.910 »
H_2O			0.650 »
			99.169 %

Die Berechnung ist so gemacht, daß kein Nephelin zum Vorschein kommt.

Wenn die Assimilation stattgefunden hatte, konnte in dem geschmolzenen Magma entweder $CaCO_3$ selbst reagiert haben, oder auch der CaO des dissozierten Calcits. Bei gegebenen Lösungsgenossen, Temperatur und Druck, besteht im geschmolzenen Zustand ein konstantes Verhältnis zwischen dem dissozierten und dem nicht dissozierten Calcit:



Eine solche Dissoziation im geschmolzenen Zustande wurde von H. E. BOEKE¹ experimentell nachgewiesen.

Nehmen wir an, daß das Kalziumoxyd reagierte, so könnte dies selbst bei einer verschwindend kleinen Dissoziation eintreten. Wenn nämlich das zuerst gebildete Calciumoxyd Verbindung eingegangen ist, wird sofort neues Oxyd entstehen und sich binden. In dieser Weise würde es fortgehen, bis sich zuletzt ein Gleichgewicht hergestellt hat, bis im vorliegende Falle der Magnetit verbraucht war. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß die Gase der Magma dabei eine Rolle gespielt haben können.

Mehrere Gründe deuten somit in der Richtung, daß der Hortit außer Kalkspat auch etwas CaO aufgenommen hat. Das merkwürdige Vorkommen von Alkalipyroxenen könnte in dieser Weise eine Erklärung finden. Die Vermutung kann jedoch nicht abgelehnt werden, daß der Alkalicharakter der Pyroxene ursprünglich ist; dies würde aber auffallend und schwer zu erklären sein.

Es entspricht dies gewissermaßen den Ansichten von Daly, der bekanntlich die Alkaligesteine durch Assimilation von kalziumreichen Sedimenten erklärt.

Ich will aber ausdrücklich betonen, daß es sich hier um eine lokale Randzone handelt.

Im nördlichen Norwegen sind Alkalimineralien in Eruptivgesteinen sehr selten, während die Eruptivgesteine an unzähligen Stellen in direkter Berührung mit Kalkstein vorkommen.

Über die Temperatur der Magmen der nordnorwegischen Gebirgskette.

Wenn eine Scholle von Kalkstein geschmolzen gewesen ist, mußte die Temperatur der umgebenden Magma im allgemeinen die Schmelztemperatur des betreffenden Kalksteins überschritten haben. Zuerst mußte die Scholle zur Schmelztemperatur erhitzt werden, und dann ist noch die latente Schmelzwärme zu überwinden.

Der reine Calcit (isländischer Doppelspat) schmilzt nach H. E. BOEKE² bei 1289° unter einem Druck von 110 Atm. Wie BOEKE andeutet, läßt sich diese Temperatur als ein Fixpunkt des geologischen Thermometers

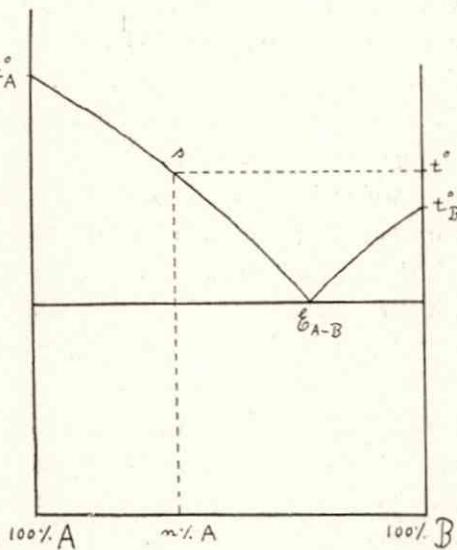
¹ H. E. BOEKE: Die Schmelzerscheinungen und die umkehrbare Umwandlung des Kalziumkarbonats. Neues Jahrbuch für Min. etc., S. 104, 1912.

² H. E. BOEKE l. c.

anwenden. Sie ist folgenden Verschiebungen unterworfen. Isomorphe Beimischungen wie auch fein verteilte Fremdstoffe bewirken eine Schmelzpunkterniedrigung. Ein starker, aber gleichmäßiger Druck verursacht eine Schmelzpunkterhöhung. Ein starker Stress kann unter Umständen eine starke Erniedrigung hervorrufen; in einer Magma kommt aber eine solche nicht in Betracht. Die durch gleichmäßigen Druck hervorgerufene Verschiebung ist meistens sehr gering. Dr. DAY¹ hat z. B. die Schmelzpunkterhöhung der Mineralien bei 1000 Atm., die einer Tiefe von etwa 4 km. entspricht (Sp. Gew. = 2.5), auf beiläufig 1 % der Schmelztemperatur geschätzt. Es entspricht dies im vorliegenden Fall nur etwa 13°.

Bei Alnö war somit die Temperatur der Magmen über 1289°, diese Zahl mit den erwähnten Korrekturen genommen. Bei Hortavær ist indessen eine Schmelzung der Schollen nicht nachgewiesen. Die Beobachtungen lehren nur, daß Calciumkarbonat von dem Magma assimiliert wurde. Eine solche Assimilation kann aber theoretisch auch unterhalb des Schmelzpunktes stattfinden².

Um dies einfach darzustellen, denken wir uns zunächst ein System von zwei Stoffen A und B, die miteinander nicht reagieren, und dessen Schmelzen sich unbegrenzt mischen. Der Schmelzpunkt von A sei höher als der von B. Die t_A^0 Substanz A liegt als ein fester Körper in einer reinen Schmelze von B bei der Temperatur t^0 . Halten wir diese Temperatur eine hinreichende Zeitlang konstant, so wird sich B in A lösen, bis der Sättigungspunkt s an der Sättigungskurve (Kristallisationskurve) erreicht ist. Durch Diffusion und Konvektionsströmungen verteilt sich das gelöste A gleichmäßig in der Schmelze. Die Schmelze enthält dann n % A. Bei der Schmelztemperatur von A (t_A^0) ist eine unbeschränkte Mischbarkeit der zwei Schmelzen realisierbar. In diesen beiden Fällen wurde ein vollständiges Gleichgewicht erreicht. Brechen wir nun unseren Versuch ab, bevor



¹ Dr. DAY: Das Studium der Mineralschmelzpunkte. Forschriften der Min. etc., 4, 115, 1914.

² Cfr. auch: P. NIGGLI und J. JOHNSTON: Einige physikalisch-chemische Prinzipien der Gesteinsmetamorphose. Neues Jahrbuch für Min. etc., B. B. 37, S. 495, 1914.

sich dieses Gleichgewicht eingestellt hatte, sei es bei t° oder t°_A , so konnte sich weder die Substanz A ins Gleichgewicht mit der Schmelze setzen, noch konnten die beiden Schmelzen sich vollständig mischen. Nach der Abkühlung wird man folgendes beobachten können. Der Körper A liegt in einer an A reichen Schicht von B, während das übrige B wenig oder kein A enthält.

Diese Darstellung ist mit den erwähnten Einschränkungen für jede Scholle und jede Magma gültig. Es hängt aber von der Lösungsgeschwindigkeit des festen Körpers ab, ob einer Lösung unterhalb des Schmelzpunktes geologisch eine Bedeutung beizumessen ist.

Die Lösungsgeschwindigkeit (L. G.) lässt sich nach ROOZEBOOM¹ in folgender Weise ausdrücken.

$$L. G. = C. O. (x_1 - x)$$

Hier bedeutet x_1 die Konzentration der gesättigten Lösung, x die vorhandene Konzentration, O die Oberfläche des festen Körpers, während C eine Geschwindigkeitskonstante ist. Die Konstante C ist wieder eine Funktion von t und x.

Da die L. G. mit der Oberfläche proportional ist, will eine Auflösung von fein verteilten Körperteilen erheblich rascher stattfinden als von größeren Körpern. Bei Schollen ist die Oberfläche eine ungünstige². Den theoretisch ungünstigsten Fall hat man an den gerade abgeschnittenen Grenzebenen des Nebengesteins. Die Sättigungskonzentration x_1 (x ist anfänglich = 0) steigt, obwohl nicht sehr rasch, bei steigender Temperatur. Es wird wohl aber die L. G. besonders von der Konstante C abhängen, die eine für jeden Stoff charakteristische Konstante darstellt. Sie steigt mit der Temperatur, ist aber sonst unbekannt. Endlich ist die gelöste Menge mit der Zeit annähernd proportional.

Für die meisten Metalle ist die L. G. groß, was für die Metallographen eine wohlbekannte Tatsache ist. Wenn man ein Gemisch mit »Konglomerat« (Einsprenglingen) in einem Eutektikum von zwei Metallen erhitzt, schmilzt zuerst das Eutektikum, und zwar wenn die eutektische Temperatur erreicht ist, und die Einsprenglinge lösen sich bei weiterer Erhitzung leicht in der vorhandenen Schmelze auf. Die meisten Mineralien sind aber viel trüger in ihren Reaktion und die angegriffenen Oberflächen an Schollen viel ungünstiger; die effektive Zeit ist aber viel größer als bei den Laboratorienversuchen. Ob eine Lösung ohne Schmelzung unter gewöhnlichen Um-

¹ BAKHUIS ROOSEBOOM: Das heterogene Gleichgewicht.

² Denken wir uns die Scholle als eine Kugel von 10 m. in Diameter und dasselbe Volum an kleinen Kugeln von 1 cm. in Diameter verteilt, so ist die Oberfläche der letzteren 1000 mal so groß wie diejenige der ersten.

ständen eine geologische Bedeutung hat, ist wohl indessen zweifelhaft. Jedenfalls scheinen uns die geologischen Erfahrungen, besonders aus dem Kristianiagebiet, zu lehren, daß Lösungserscheinungen bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen, wie 1000° — 1200° , vernachlässigt werden können. Als komplizierendes Moment kommt bei den Magmen noch hinzu, daß die in denselben gelösten Gase unter Umständen lösend auf die Schollen einwirken könnten. Besonders für die Karbonatgesteine kann eine Assimilation überhaupt durch die Bildung von Kalksilikaten als eine Panzerhülle um die Schollen verhindert werden, indem die pneumatolytischen Agenzien sich so leicht an Karbonaten niederschlagen.

Bei Hortavær halte ich es für wahrscheinlich, daß eine teilweise oder vollständige Schmelzung der Schollen stattgefunden hat, weil die Assimilation nicht unbedeutend, obwohl örtlich gewesen ist. Ich will aber ausdrücklich betonen, daß eine Schmelzung theoretisch nicht notwendig war. Der Kalkstein von Hortavær ist nach REKSTAD sehr rein, und die Temperatur der Magma wäre deshalb nicht allzuviel von 1289° entfernt.

Diese etwas fragliche Temperaturbestimmung wird jedoch durch Beobachtungen an Schollen von anderen Stellen im nördlichen Norwegen gestützt. An Moskenesö in Lofoten enthält der Labradorfels zahlreiche kleine Schollen von einem Gabbro, der hauptsächlich aus Labrador, Diallag und Hypersten besteht.

Der Labrador der Scholle besitzt nun eine eigentümliche inverse Zonarstruktur. Der sonst ganz einheitliche Feldspat ist von einer ganz schmalen Hülle umgeben, deren Anortitgehalt bis über 80 % An steigen kann. Der Anortitgehalt des Kerns wechselt zwischen 52 % und 57 % An an verschiedenen Stellen.

Eine solche inverse Zonarstruktur, die jedoch fundamental verschieden von dem inversen Zonaraufbau der Plagioklasen der kristallinen Schiefer ist, läßt sich durch eine Erhitzung bis über die Soliduskurve der betreffenden Feltspar hervorrufen. Dadurch wird nämlich zuerst ein saurer Plagioklas ausgeschmolzen, und, wenn dies nur randlich geschieht, sich der Randzone an Anortit anreichern. Durch Interpolation zwischen den Solidus-Werten von BOWEN,¹ erhält man für 52 % An 1297° und für 57 % An 1322° . Weder der Diallag noch der Hypersten zeigen Schmelzerscheinungen. Nach ALLEN und WHITE², DAY und SOSMAN³ liegt der Schmelzpunkt des Diopsids bei 1391° , während er für $MgSiO_3$ nach ALLEN und WHITE 1557° beträgt. Durch isomorphe Beimischungen sind

¹ BOWEN: Zeitschrift für anorg. Chemie 82, 287, 1913.

² ALLEN und WHITE: Zeitschrift für anorg. Chemie 72, 6, 1911.

³ DAY und SOSMAN: Am. Journal of Science 31, 346, 1911.

jedoch die Schmelztemperaturen von Diallag und Hypersten etwas niedriger; der reine Enstatit wird außerdem bei einer niedrigeren Temperatur als der reine Klinoenstatit schmelzen. Die Schmelzpunkte liegen aber wahrscheinlich über der Soliduskurve des Labradors.

An Kalksteinsschollen in Gabbro bei Jökelfjord, nahe an der Grenze zwischen Tromsö und Finmarken, habe ich weitere Beobachtungen gemacht, die auf eine Schmelzung hindeuten; sie lassen sich aber auch, obwohl schwer, durch eine sehr große Plastizität erklären und sind deshalb kaum beweisend.

An Schollen von einem unreinen Dolomit aus Öksnes in Vesteraalen ist dagegen eine Schmelzung sicherer. Da man aber noch nicht den Schmelzpunkt von undissoziiertem Dolomit kennt, hat die Beobachtung in dieser Beziehung vorläufig keinen Wert.

Es ist somit wahrscheinlich, daß die Injektionstemperatur der kaledonischen Magmen im nördlichen Norwegen jedenfalls bisweilen etwa 1300° oder etwas darüber war. Ich will hiermit nicht gesagt haben, daß alle Magmen in dem betreffenden Gebiet diese Temperatur erreichten. Es ist sogar wahrscheinlich, daß die Eruptivgesteine des östlichen Teils der Gebirgskette, dessen Magmen einen längere Weg von den Tiefen der Faltungsgruft zurücklegen mußten, eine nicht so hohe Temperatur besaßen, als sie ihren endlichen Platz erreichten.

Es liegt auf der Hand, einen Vergleich mit dem in so vielen Richtungen gut bekannten Kristianiagebiet anzustellen. Durch seine Untersuchung über die Kontaktmetamorphose des Kristianiagebietes hat V. M. GOLDSCHMIDT die Temperatur der Magmen auf 1000° bis 1200° geschätzt. Nach W. C. BRÖGGER und V. M. GOLDSCHMIDT hat keine merkliche Assimilation von Kalkstein in den Magmen des Kristianiagebietes stattgefunden, eine Erfahrung, die durchaus in Übereinstimmung mit der oben angegebenen Maximaltemperatur von 1200° steht.

Es ist nach meiner Ansicht eben die etwas *höhere Temperatur der kaledonischen Tiefmagmen*, die eine Assimilation möglich machte. Soweit die Erfahrungen reichen, scheint jedoch diese Assimilation nur ganz örtlich entwickelt zu sein.

Herr Professor KOENIGSBERGER hat darauf aufmerksam gemacht, daß man den Spannungsdruck des Calcits als einen Fixpunkt des geologischen Manometers benutzen kann, indem er sich dabei auf die extrapolierten Werte von Riesenfeld stützt. Diese Werte fallen aber zu hoch aus. Wenn man die Dissoziationsspannung der Schmelztemperatur von α -Calcit¹

¹ Cfr. H. E. BOEKE, I. c.

benutzt (110 Atm.), erhält man als Ergebnis, daß Calcit unterhalb 440 m. schmelzen kann, ohne in der festen Phase dissoziiert zu werden. Für diesen Fall und für Tiefengesteine überhaupt hat diese Tiefenbestimmung wenig Bedeutung, da sie gewöhnlich bei weitem tiefer erstarrten.

Aller Wahrscheinlichkeit nach entspricht aber der höheren Temperatur unserer Magmen auch eine größere Tiefe, also ein höherer Druck als im Kristianiagebiete.

Es sind dies eben Faktoren, die von Bedeutung sind, wenn man die geologischen Beobachtungen vom Kristianiagebiet und vom nördlichen Norwegen vergleicht. Es sei hier an den sogenannten Glimmerschiefergneis erinnert, der im nördlichen Norwegen eine so große Verbreitung hat. Nach den Ansichten von OXAAL, REKSTAD und des Verfassers ist er in der Weise entstanden, daß Glimmerschiefer von granitischer Magma durchgedrängt wurde, etwa wie man zwischen den Blättern eines Buchs Wasser einpresst. Dieser Vorgang wurde eben durch die höhere Temperatur, mit der daraus sich ergebenden größeren Leichtflüssigkeit der Magmen, wie durch den größeren hydrostatischen Druck desselben bedeutend erleichtert.

Der Erforscher des Kristianiagebietes, Professor W. C. BRÖGGER¹, macht darauf aufmerksam, daß die Verhältnisse bei den tieferliegenden Magmen sich verschiedenartig von denjenigen des Kristianiagebietes gestalten können: »Ich will, um allen Mißverständnissen vorzubeugen, schließlich ausdrücklich bemerken, daß ich es nicht für berechtigt halte, die nach meiner Ansicht gut begründeten Erfahrungen aus dem Kristianiagebiet ohne weiteres auch auf die oft viel gewaltigeren Granitgebiete des älteren Grundgebirges und regionalmetamorphosierter Faltengebirge überhaupt zu übertragen«. »Ich will ausdrücklich hinzufügen, daß es mir wohl bekannt ist, daß in regionalmetamorphosiertem Gebirge die Resorptions- und Lösungsfähigkeit der Tiefenmagmen offenbar in manchen Fällen eine bei weitem größere gewesen ist, als in nicht regionalmetamorphosierten Gebieten, wie dem Kristianiagebiet. Es wäre somit denkbar, daß die Assimilations-Tätigkeit der Tiefenmagmen gewissermaßen (wenn auch kaum direkt) eine Funktion des stattgefundenen Druckes gewesen sei«.

¹ W. C. BRÖGGER: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes II, S. 152, 1895. Vid. skrifter, mat.-nat. klasse 1895, No. 7.

Tafelerklärung.

Tafel I. Fig. 1 und 2.

Hortit von Vaagøen, Hortavær. 1/1.

Tafel II. Fig. 1 a und 1 b. 20/1.

Hortit mit Pyroxen, Feldspat, Calcit und Apatit.

Fig. 2 a und 2 b. 20/1.

Hortit mit Pyroxen, Hornblende, Feldspat, Calcit, Titanit und Apatit.

Tafel III. Fig. 1 a und 1 b. 20/1.

Hortit mit Pyroxen, Hornblende, Calcit, Apatit und Vesuvian (weiß).

Fig. 2 a und 2 b. 20/1.

Hortit mit Hornblende, Pyroxen, Calcit und Apatit.



Fig. 1.



Fig. 2.

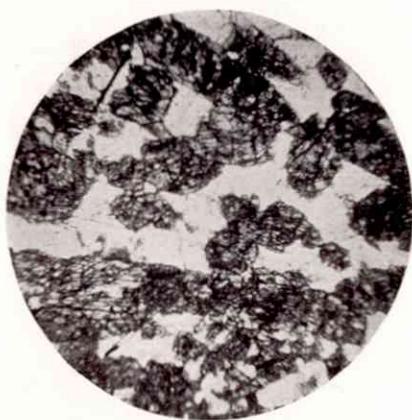


Fig. 1 a.

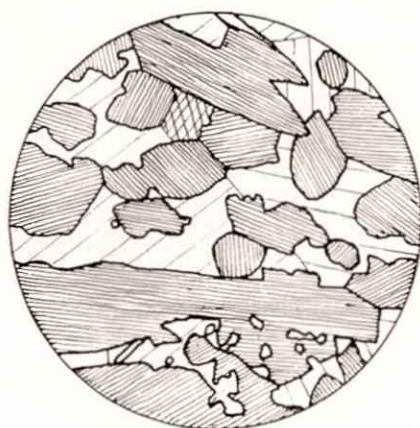


Fig. 1 b.

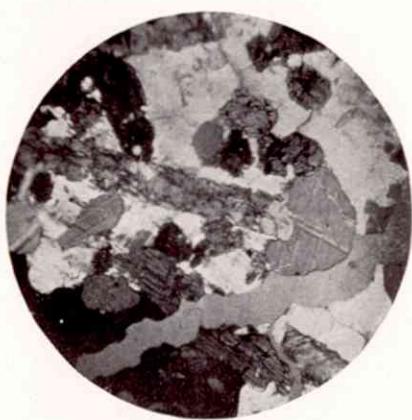


Fig. 2 a.

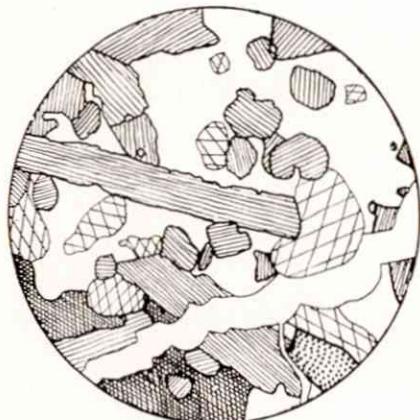


Fig. 2 b.



Fig. 1 a.



Fig. 1 b.

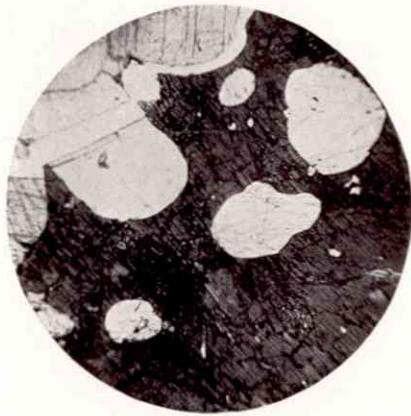


Fig. 2 a.



Fig. 2 b.