

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 115 · Nr. 1

GEOLOGISK EKSPEDITION TIL ØSTGRØNLAND 1936—38

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

STUDIEN AN ERUPTIVGESTEINEN
AUS OST-GRÖNLAND

VON

A. RITTMANN

MIT 20 FIGUREN IM TEXT

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1940

INHALT

	Seite
Vorwort	5
Einleitung	7
Das Material	7
Zweck der Untersuchung	7
Methodisches	10
I. Teil: Die sauren Vulkanite und hypoabyssalen Plutonite	13
Dacite und Rhyodacite vom nördlichen Scoresby-Land	15
Biotit-Dacite	15
Biotit-Rhyodacite	23
Beziehungen zwischen Daciten und Rhyodaciten	27
Die rhyolithischen und granitischen Gesteine der äusseren Fjord-Zone	28
Übersicht über die Fundorte und das geologische Auftreten	29
Petrographische Einteilung	33
Plagioklasführende Alkali-Rhyolithe	34
Alkali-Rhyolithe mit vorherrschenden Quarz-Einsprenglingen	38
Alkali-Rhyolithe mit vorherrschenden Sanidin-Einsprenglingen	41
Einsprenglingsarme Alkali-Rhyolithe	45
Stärker umgewandelte Alkali-Rhyolithe	48
Trachydacitartiger Rhyolith	51
Zwei-Glimmer-Granite	52
Alkali-Granite	55
Alkali-Granitporphyr	57
Runitische Aplit-Granite	58
Das geologische Auftreten der Alkali-Rhyolithe und Granite	60
Der Högbom-Pluton und seine Äquivalente	60
Granit-Gänge am Ost-Abhang des Högbom-Berges und verwandte Alkali-Rhyolithe am Ramsay-Berg	62
Die Alkali-Rhyolithe vom westlichen Moskusokse-Fjord	63
Die Alkali-Rhyolithe der Ymer-Ø	65
Postdevonische Alkali-Rhyolithe und diesen gleichende Gesteine	66
Petrographischer Vergleich der untersuchten sauren Eruptiva mit denen von Kap Franklin und von Canning-Land	70
Die modalen Verhältnisse der Rhyolithe	70
Petrochemische Vergleichsmethoden	72
Petrochemische Daten der postkaledonischen sauren Eruptiva Nord- ost-Grönlands	77

Vergleich mit den Rhyolithen vom Kap Franklin	86
Vergleich mit den sauren Eruptiva von Canning-Land	89
II. Teil: Die basischen Vulkanite	93
Pigeonit-Basalte aus der Nunatak-Zone	95
Die Basalte der inneren Fjord-Zone	102
Biotitführende Basalte	102
Pigeonit-Tholeiite	106
Olivinführende Pigeonit-Basalte	110
Hypersthen-Pigeonit-Tilait vom Kap Alfred	112
Die Basalte der äusseren Fjord-Zone	115
1. Gruppe: Jüngere Basalte	117
Subophitische Pigeonit-Olivin-Tholeiite	117
Subdoleritische Pigeonit-Olivin-Tholeiite	118
Porphyrische Pigeonit-Olivin-Basalte	119
Diabasartiger Basalt	121
Vollständig umgewandelte Basalte	122
Albitisierter Basalt mit Calcit	123
2. Gruppe: Ältere Basalte und Diabase	124
Pigeonit-Olivin-Diabase	124
Pigeonit-Diabase	127
Teilweise adularisierte Diabase	130
Spilite	131
Das geologische Auftreten der basaltischen Gesteine	132
Vergleich der devonischen und jüngeren basaltischen Vulkanite mit den kretazisch-tertiären Basalten der Ost-Küste	133
III. Teil: Lamprophyre	139
Das geologische Auftreten der Lamprophyre	141
Vogesitartiger Lamprophyr vom Högbom-Berg	142
Die Lamprophyre der inneren Fjord-Zone	146
Hornblende-Vogesite	146
Vogesitischer Odinit	147
Antsohitartige Lamprophyre	147
Hornblende-Minetten	148
Olivinführende Augit-Minetten	149
Olivin-Minetten	149
Prowersite	151

VORWORT

Im Herbst 1936 erteilte mir Herr Dr. LAUGE KOCH, der Leiter der dänischen Grönland-Expeditionen, den Auftrag, eine Serie von Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland zu untersuchen, die von den Herren Dres C. E. WEGMANN und H. BÜTLER während der Expeditionen von 1932 bis 1934 und vom Sommer 1936 gesammelt worden waren.

Anschliessend forderte mich Herr Dr. LAUGE KOCH auf, an der Sommer-Expedition 1937 teilzunehmen, um einen Überblick über die Art des Vorkommens der zu untersuchenden Gesteine zu gewinnen, und die Beobachtungen und Aufsammlungen auf das Gebiet des Kap Broer Ruys auszudehnen. Leider verhinderten die Eisverhältnisse die Durchführung des Planes. Die Eisdrift drängte das Expeditions-Schiff »Gustaf Holm« in den Scoresby-Sund, aus dem es erst spät im September wieder heraus konnte. Meine Beobachtungen und Aufsammlungen im südlichen Liverpool-Land, an den Fame-Øer im Hurry-Inlet, im Mündungsgebiet des Schuchert-Rivers und im östlichen Teil des Pythagoras-Gebirges sind mit den von C. E. WEGMANN und H. BÜTLER gesammelten Eruptivgesteinen ohne direkten Zusammenhang und werden deshalb in der vorliegenden Arbeit nicht erwähnt.

Trotzdem war mir die Teilnahme an dieser Expedition von grösstem Nutzen, erlaubte sie mir doch in anregenden Diskussionen mit Herrn Dr. LAUGE KOCH und einigen anderen Teilnehmern der Expedition, den Herren Prof. Dr. A. ÖPIK, Mag. K. ORVIKU und cand. phil. K. KLEIBER, die mich in treuer Kameradschaft auf den Exkursionen begleiteten, Einblick in die Probleme der Geologie Ost-Grönlands zu gewinnen.

Allen diesen Herren, besonders aber Herrn Dr. LAUGE KOCH und den Herren Dres C. E. WEGMANN und H. BÜTLER, die mir in freundlicher Weise ihr wertvolles Material und Feldnotizen zur Bearbeitung überliessen, spreche ich meinen wärmsten Dank aus.

Die Durchführung der petrographischen Untersuchungen wurden durch den Direktor des Mineralogischen Instituts der Universität Basel,

Herrn Prof. Dr. M. REINHARD, in jeder Hinsicht gefördert, wofür ich ihm ebenfalls bestens danke.

Die sechs neuen Gesteins-Analysen wurden im Auftrag von Herrn Dr. LAUGE KOCH von Frä. Dr. NAIMA SAHLBOM in Stockholm mit bewährter Zuverlässigkeit angefertigt.

Herr Ass. cand. phil. E. SPICHER hatte die Freundlichkeit, die Beschriftung der Zeichnungen durchzuführen.

Mineralogisches Institut der Universität Basel
im Juli 1938.

A. RITTMANN.

EINLEITUNG

Das Material.

Die untersuchten Eruptivgesteine stammen, mit Ausnahme der Proben vom Cæcilia Nunatak (Fundort O No. 1 und 10), aus der Fjord-Zone Ost-Grönlands. Sie lassen sich in drei Gruppen einteilen, die gesondert behandelt werden:

1. Saure Vulkanite und hypoabyssale Plutonite,
2. Basische Vulkanite und
3. Lamprophyre.

Die Situations-Skizze der Fundorte (A bis Z₃) in Figur 1 und die Liste der an jedem Fundorte gesammelten Magmatite geben eine erste Übersicht über Art und Vorkommen der Gesteine. Die analysierten Nummern sind kursiv gedruckt.

Die Proben von den Fundorten A bis O wurden von C. E. WEGMANN in den Jahren 1932 bis 1934, diejenigen von den Fundorten Ø bis Z₃ von H. BÜTLER im Frühjahr und Sommer 1934 (Nummern über 100) und im Sommer 1936 (Nummern unter 100) gesammelt.

Zweck der Untersuchung.

Das letzte Ziel der Untersuchung ist die Feststellung der Verwandtschaft und womöglich auch der Alters-Beziehungen der Eruptiva soweit diese überhaupt mit petrographischen Methoden erfasst werden können. Leider ist das nur in sehr beschränktem Mass möglich und bleibt immer mit hypothetischen Vorstellungen verbunden, die natürlich im Lauf der Zeit mit fortschreitender Erkenntnis Änderungen unterworfen sein können.

Die Resultate der messenden Beobachtung dagegen sind unveränderlich und haben dauernden Wert. Sie können auch unter anderen theoretischen Gesichtspunkten als den heute geltenden immer wieder zum Vergleich herangezogen werden. Schon aus diesem Grunde wurden die Beschreibungen der Gesteine in extenso wiedergegeben; sie sind das eigentliche, gesicherte Ergebnis der Untersuchung.

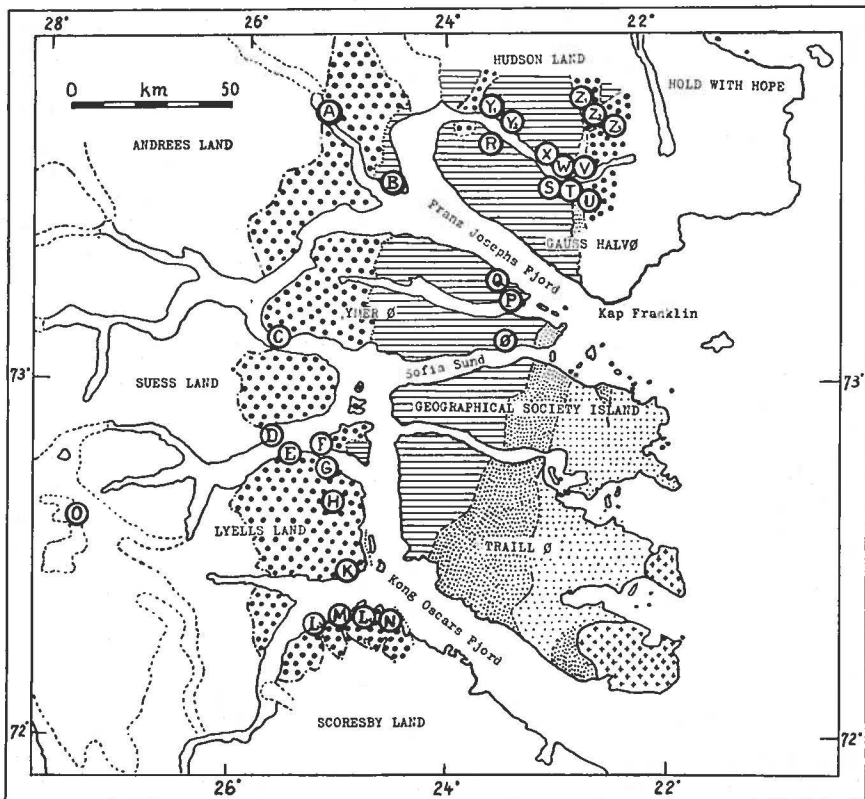


Fig. 1. Übersicht der Fundorte nach einer Planskizze von C. E. WEGMANN.

Grob punktiert: Eleonore-Bay-Formation.

Schraffiert: Devon.

Fein und eng punktiert: Carbon — Trias.

Fein und weit punktiert: Jura — Kreide.

Kreuzchen: Postkretazische Eruptiva des Kap Parry- und Kap Simpson-Komplexes (Lit. 37).

Fundort.	No. Gestein
A. Kap am Nord-Ufer des innersten Geolog-Fjords.	75, 76: Biotitführende Basalte.
B. Nord-Ufer des äusseren Geolog-Fjords.	27, 34, 50 und 64: Pigeonit-Tholeiite. 51: Olivinführender Pigeonit-Basalt.
C. Süd-Seite des Kap Mohn.	32, 41: Hornblende-Minetten.
D. Kap Buxtorf.	71, 72, 74: Biotitführende Basalte.
E. 1) Süd-Ufer des Kempes Fjords. 2) Kap Alfred.	16, 17, 18, 23, 44: Antsohitartige Lamprophyre. 73: Hypersthen-Pigeonit-Tilait (erratisch).
F. Bastion auf Ella Ø.	3, 46: Hornblende-Vogesite. 14: Vogesitischer Odinit.
G. Südküste des Narhval-Sundes.	4, 30, 33, 49, 55, 56: Olivin-Minetten. 61: Übergang zu Vogesit. 15: Vogesit mit Quarzit-Xenolithen. 6: Albit-Minette. 5, 13, 48: Stark zersetzte Minetten.

- H. Jeannet-Berg, Polhelmsdal. 26, 39, 40: Olivin-Minetten.
- K. Westlich vom Kap Lagerberg, Lyells Land. 60, 66: Olivinführende Augit-Minetten (Gerölle).
- L. Süd-Ufer des Segelsällskapets-Fjord. (Erratica).
 1) Moräne des westlichsten Gletschers. 21, 35, 37: Biotit-Rhyodacite.
 2) Moräne des mittleren Gletschers. 9, 12, 24, 28, 38, 45, 70: Biotit-Rhyodacite.
 3) Moräne des östlichen Gletschers. 8, 11, 29, 36: Biotit-Rhyodacite.
 2, 20, 25, 31: Biotit-Dacite.
- M. Süd-Ufer des Segelsällskapets-Fjord. 43, 52, 53, 54, 62, 63, 65, 67, 68 und 69: Prowersite.
- N. Südlich Kap Peterséns Gletscher-Moräne. 42: Biotit-Rhyodacit.
- O. Cæcilia Nunatak. 1, 10: Leuko-Pigeonit-Basalte.
- Ø. Westlich vom Mt. Celsius Süd-Küste der Ymer-Ø. 483, 485: Alkali-Rhyolithe.
 481, 484: Alkali-Rhyolith-Tuffe.
 482: Tuffoider Sandstein.
 218: Trachydacitartiger Rhyolith.
 222: Diabasartiger Basalt.
 217: Albitisierter, zersetzter Basalt.
- P. Dusén-Fjord, westlich vom Kap Graah, Ymer-Ø. 202: Alkali-Rhyolith.
 469: Tuffoide Arkose.
 468: Zersetzter Basalt.
- Q. Nordwest von Kap Graah, Ymer-Ø. 462, 463: Alkali-Rhyolithe (z.T. Tuffe)
- R. Moskusokse-Fjord, Süd-Seite gegenüber Hoelsbu. 167, 168, 169, 170, 446: Alkali-Rhyolithe und Block-Tuffe derselben.
- S. Nordost-Fuss des Sederholm-Berges. 374: Runitischer Aplit-Granit.
 376, 378: Alkali-Rhyolithe.
 419, 424: Plagioklasführende Alkali-Rhyolithe.
- T. Nord-Fuss des Ramsay-Berges. 410, 418: Plagioklasführende Alkali-Rhyolithe.
 411, 415: Alkali-Rhyolithe.
 408: Pigeonit-Olivin-Diabas.
 416: Pigeonit-Diabas.
 416a, 416x: Spilite.
- U. Nordwest-Seite des La Cour-Berges. 38: Alkali-Rhyolith.
- V. Ost-Hang des Högbom-Berges. 54, 55b: Alkali-Rhyolithe.
- W. Ost-Abhang und Südost-Fuss des Högbom-Berges. 57, 58: Zwei-Glimmer-Granite.
 61, 366, 429a: Runitische Aplit-Granite.
 428: Alkali-Rhyolith.
 367, 429: Pigeonit-Diabase.
 60, 60a: Adularisierte Diabase. (Kontakt).
 368: Vogesitartiger Lamprophyr.
- X. Westlich vom Högbom-Berg. 438a: Alkali-Rhyolith.
 435, 438: Pigeonit-Olivin-Tholeiite.
 436: Pigeonit-Olivin-Basalte.
- Y. 1) Bei Hoelsbu am Moskusokse-Fjord. 91, 92, 171: Alkali-Rhyolithe.
 177: Pigeonit-Olivin-Tholeiit.
 2) Hurtigrute-Tal am Moskusokse-Fjord. 96, 97, 98, 182: Alkali-Rhyolithe.
 178, 181, 183: Tuffe und Tuffoide.
- Z. Hudson-Land.
 1) Granit-Tal, Nordost-Seite des Parkinson-Berges. 25: Alkali-Granit.
 2) Ost-Fuss des Parkinson-Berges. 49: Alkali-Granit.
 3) Nord-Hang des Mt. Salève. 53: Alkali-Granitporphyr.

Methodisches.

Die optischen Bestimmungen wurden fast ausschliesslich mit Hilfe des Drehtisches durchgeführt. Insbesondere wurde $2V$ der Pigeonite und Olivine durch Einstellen von $\beta//K$ unter Berücksichtigung der Brechungs-Unterschiede zwischen Mineral und Glashalbkugeln auf dem Teilkreis K gemessen. Auch die Auslöschungs-Schiefen auf (010) der monoklinen Mineralien wurden nach vorheriger Orientierung des Schnitts auf dem Drehtisch bestimmt. Zur Vermessung von Gang-Unterschieden diente ein Berek-Kompensator; in anbetracht der Unsicherheit der Dickenmessung wurde aber den Doppelbrechungs-Bestimmungen kein grosser Wert beigelegt.

Die Plagioklase wurden mit der Fedorow-Methode (Lit. 30) und mit der Zonen-Methode (Lit. 33) bestimmt. Die gegenseitige Kontrolle der beiden Methoden ergab eine vollständige Übereinstimmung bei der Feststellung der Zwillings-Gesetze und nur Abweichungen innerhalb der Fehlergrenzen von $\pm 3\%$ bei der Bestimmung des Anorthit-Gehaltes. Weitere Angaben zur Methodik finden sich am gegebenen Orte in dieser Arbeit Seite 72.

Bei vielen Mineralien wurde die Diagnose durch eine Bestimmung der Brechungs-Indices mit Hilfe der Immersions-Methode (Lit. 21) bekräftigt.

Den quantitativen Mineral-Bestand (Modus) vermäss ich so oft wie möglich mit dem LEITZ'schen Integrations-Tisch, um zahlenmässige Vergleichsdaten zu erhalten.

Für Untersuchungen wie die vorliegende ist die Kenntnis der Gesteinschemismen unerlässlich. Es wäre daher angezeigt gewesen, viele Bauschanalysen machen zu lassen, um auf möglichst breiter Basis die Variabilität der Chemismen zu erfassen und in sogenannten Differentiations-Diagrammen auszuwerten.

Wenn ich einen anderen Weg einschlug, so hat dies folgende Gründe:

Ganz abgesehen von der Unmöglichkeit, für eine kleinere Arbeit Dutzende von zeitraubenden und kostspieligen Analysen anzufertigen, hätte das im vorliegenden Fall nur einen beschränkten Sinn. Die bisher bekannt gewordenen Analysen von ost-grönländischen Basalten oder Rhyolithen weisen zum Teil eine sehr starke Streuung der Einzelwerte auf, wie dies in den Variabilitäts-Diagrammen Fig. 5, 6, 19 deutlich zur Geltung kommt. Auf den ersten Blick könnte man versucht sein, dafür das Vorhandensein verschiedener »Differentiations-Tendenzen« verantwortlich zu machen. Rein graphisch lässt sich das natürlich jederzeit durchführen. Durch die mehr oder weniger willkürliche Verbindung von Projektionspunkten zu »Differentiations-Diagrammen« ist aber der

Beweis nicht erbracht, dass der Vorgang, der zu der Variabilität der Chemismen führte, tatsächlich auch ein Differentiations-Vorgang, d. h. eine Trennung des Stamm-Magmas in chemisch differente Teil-Magmen infolge von Kristall-Absaigerung, Gastransport usw. gewesen ist.

Der Chemismus des ursprünglichen Magmas kann sich auch durch Assimilation des Nebengesteins verändert haben. Auch in diesem Fall wird die graphische Verbindung analoger Molekularprozent oder Niggli-Werte des reinen und der verschieden stark veränderten Magmen ein Diagramm ergeben, das wie ein Differentiations-Diagramm aussieht, ohne ein solches zu sein. Ich ziehe daher vor, ganz allgemein von Variabilitäts-Diagrammen zu sprechen, solange der Vorgang, der zu der Bildung der verschiedenartigen Schmelzen geführt hat, nicht einwandfrei festgestellt worden ist.

In einer früheren Arbeit (Lit. 35) konnte ich nachweisen, dass Assimilation und Differentiation gleichzeitig auftreten und sich in ihren Effekten überlagern, was zu einer ausserordentlich starken Streuung der Niggli-Werte führen kann, da das durch Assimilation veränderte Magma im Verlauf seiner Entwicklung immer neue Differentiations-Bahnen durchläuft.

Aber noch ein anderer Punkt ist zu berücksichtigen: Die Analyse eines Eruptivgesteins gibt uns nur dann Aufschluss über den Chemismus des Magmas, wenn der Magmatit keine nachträgliche Veränderung erlitten hat. Ist das jedoch der Fall, so darf die Analyse des metamorphisierten oder verwitterten Gesteins nicht zur Untersuchung der Variabilität des Magmas verwendet werden, es sei denn, man bestimme so gut als möglich den Chemismus des frischen Gesteins, indem man die durch die Umwandlung verursachte chemische Veränderung des Magmatits rechnerisch annulliert.

Mit wenig Ausnahmen haben die untersuchten Magmatite Ost-Grönlands nach ihrer Erstarrung mehr oder weniger starke Veränderungen erlitten. In den Rhyolithen sind z. B. die Biotite chloritisiert, die Alkalifeldspäte serizitisiert und in den Basalten die Olivine serpentinisiert, die Pyroxene uralitisiert; Infiltration von Calcit, Vererzung, Albitisierung, Verkieselung, Chloritisierung der glasigen Mesostasis usw. sind verbreitet. In allen diesen Fällen würde die chemische Analyse ein Resultat ergeben, das für das Studium des Magma-Charakters nur irreführend wäre. Die Errechnung des Chemismus des frischen Gesteins ist da oft nur annäherungsweise möglich.

Ein mindestens ebenso sicheres Ergebnis wird erreicht, wenn man den Schliff mit dem Integrations-Tisch gründlich vermisst und die optischen Daten der Mineral-Komponenten möglichst genau ermittelt. Solange die Natur des Edukts der sekundären Mineralien an Relikten oder an der Form und Natur der Pseudomorphosen festgestellt werden

kann, lässt sich der Chemismus des frischen Gesteins mit genügender Annäherung errechnen. Dabei leistet die Niggli'sche Molekular-Norm sehr gute Dienste (Lit. 27). Zahlreiche Berechnungen, die ich an gut bekannten Gesteinen durchführte ergaben durchaus befriedigende Resultate. Der aus der Norm errechnete Chemismus ergab ausnahmslos denselben Magmatyp wie die chemische Analyse des frischen Gesteins. Die Abweichungen betragen für si maximal bei basischen Gesteinen 8, bei sauren 17 und für die Basenwerte al, fm, c und alk immer weniger als 2 Einheiten.

Auf jeden Fall ist es besser mit solchen errechneten Annäherungswerten zu arbeiten, als mit Bauschanalysen umgewandelter Gesteine, die oft drei- bis viermal so grosse Abweichungen gegenüber dem frischen Gestein ergeben.

I. TEIL

DIE SAUREN VULKANITE UND HYPOABYSSALEN
PLUTONITE

Dacite und Rhyodacite vom nördlichen Scoresby-Land.

Alle hierher gehörenden Gesteinsproben wurden nicht vom Anstehenden geschlagen, sondern aus den Moränen von vier Gletschern aufgesammelt, die aus den Gebirgen des nördlichsten Scoresby-Landes gegen Segelsällskapets-Fjord und den Kong Oscars Fjord vorstossen. Über die geologische Stellung der Gesteine lässt sich daher nichts Bestimmtes aussagen. Auffallend ist nur die Tatsache, dass die *Dacite* viel frischer sind als die mehr oder weniger stark anchimetamorphen oder autometamorphen *Rhyodacite*. Danach könnte man vielleicht geneigt sein, auf ein grösseres Alter der letzteren zu schliessen. Wir werden später auf diese Frage zurückkommen. Vorerst seien die Gesteine beschrieben.

Biotit-Dacite.

Alle Proben dieser Gesteine, No. 2, 20, 25 und 31, stammen aus der Moräne des westlichen der drei Gletscher, die von SSE her gegen den Segelsällskapets-Fjord vordringen (Fundort L_3).

Als typisches Beispiel dieser Gesteine sei der Biotit-Dacit No. 2 näher beschrieben.

Das graue Gestein zeigt 2—3 mm grosse Plagioklas-Einsprenglinge und zahlreiche kleine Biotit-Schuppen in einer makroskopisch dichten Grundmasse.

Unter dem Mikroskop erscheint das Gestein — abgesehen von einer beginnenden Sericitisierung und Spuren von Calcit in Klüften — völlig frisch.

Die Struktur ist holokristallin porphyrisch. Zahlreiche, bis 2 mm grosse Plagioklas-Kristalle und etwas kleinere Biotit-Schuppen bilden Einsprenglinge, zu denen sich vereinzelt dicke Prismen von Apatit, sehr wenig Quarz und unregelmässige Erzkörner gesellen. Die feinkörnige Grundmasse besteht aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas, etwas Biotit, Erz und Apatit.

Die Plagioklas-Einsprenglinge sind sehr schwach zoniert. In ihren Kernen wurde als maximaler Anorthit-Gehalt 46% gefunden, während der der Randzonen auf 37% sinkt. Auf Grund zahlreicher

Messungen konnte, unter Berücksichtigung der Dicke der Zonen, statistisch ein mittlerer Anorthit-Gehalt von 40 % ermittelt werden. Die nach (010) dicktafeligen Kristalle dieses Andesins sind stark verzwillingt. Feine, aber meist unregelmässig verteilte Lamellen nach dem Albit-Gesetz sind immer vorhanden. Auch keilförmige oder treppenartig absetzende Periklin-Lamellen sind verbreitet. Daneben finden sich Karlsbad-, Albit-Karlsbad Komplex- und Manebacher-Zwillinge. Beim Auftreten dieses letzten Gesetzes erscheinen die Individuen nach (001) abgeplattet und nicht nach (010). Die prozentuelle Häufigkeit der einzelnen Zwillingsgesetze ergab:

Albit-Gesetz	100 %
Periklin-Gesetz	43 -
Karlsbad-Gesetz	32 -
Albit-Karlsbad-Komplex	29 -
Manebach-Gesetz	14 -

Auffallend ist das häufige Auftreten des sonst seltenen Manebach-Gesetzes. Auch in dem in jeder Hinsicht ähnlichen Gestein No. 20 vom selben Fundort ist das Manebach-Gesetz weit verbreitet. Von elf ausgemessenen Andesin-Einsprenglingen wiesen drei dieses Gesetz auf.

In den Plagioklasen macht sich eine stellenweise ziemlich weit fortgeschrittene Sericitisierung geltend. Die farblosen Glimmer-Blättchen sind vorwiegend in den Kernpartien oder in unregelmässigen, bandförmigen Zonen, die quer durch die Plagioklase hindurchstreichen, angereichert. An einigen Stellen umhüllt ein feinschuppiges, schmales Sericit-Aggregat den Plagioklas-Kristall.

Als primäre Einschlüsse treten Erz-Partikel, kleine Biotit-Kristalle und vereinzelt Apatit-Säulchen im Andesin auf.

Die winzigen Plagioklase der Grundmasse sind ebenfalls idiomorph und dünntafelig nach (010). Ihre Kleinheit erlaubte nur in einzelnen Fällen eine Bestimmung mit der Zonenmethode. Nach der maximalen Auslöschung in der Zone (010) von 0° bis -6° sind es Oligoklase mit 15 bis 20 % Anorthit-Gehalt. An Zwillingsgesetzen wurden Albit-, Karlsbad- und Albit-Karlsbad-Komplex-Zwillinge beobachtet.

Die Biotit-Einsprenglinge erreichen etwa einen Millimeter Durchmesser; meist sind sie jedoch kleiner und sinken in ihren Dimensionen bis zu der Kleinheit der Grundmasse-Bestandteile herab. Die dicktafeligen Kristalle sind nur ausnahmsweise sechseitig umgrenzt; meist weisen sie unregelmässig lappige Begrenzung auf. An den grösseren Einsprenglingen sind primäre Biegungen und Fältelungen der Blättchen verbreitet.

Die optischen Daten sind folgende:

$$2V = -0^\circ \text{ bis } -3^\circ, \text{ in undulösen Blättchen bis } -12^\circ.$$

$$n\gamma = 1.635 \text{ (mit der Immersionsmethode bestimmt).}$$

$$n\alpha = 1.587 \text{ (aus Doppelbrechung und } n\gamma \text{ berechnet).}$$

$$n\gamma - n\alpha = 0,048 \text{ (mit Berek-Kompensator gemessen).}$$

Pleochroismus: α = hell gelblich braun.
 γ = dunkel braunrot.

Es handelt sich also um einen Biotit, in dem mindestens die Hälfte des Mg durch Fe ersetzt ist, der somit schon zum Lepidomelan tendiert.

Im Biotit treten als primäre Einschlüsse Erz-Partikel (manchmal in zusammenhängenden Lagen parallel den Spaltflächen des Glimmers), kleine Apatit-Prismen und Zirkon-Kriställchen auf. Um die letzteren sind pleochroitische Höfe entwickelt.

Zwischen Biotit- und Plagioklas-Einsprenglingen kann hier und da eine gesetzmässige Verwachsung beobachtet werden, bei der (001) des Biotits mit (010) des Plagioklases zusammenfällt.

Quarz tritt nur in ganz vereinzelt, stark korrodierten Einsprenglingen auf, die undulös auslöschen. In der Grundmasse ist er jedoch sehr verbreitet in klaren, allotriomorphen Körnern.

Auch der Apatit findet sich einsprenglingsartig in idiomorphen, aber kantengerundeten Kriställchen bis zu 0.8 mm Länge und 0.35 mm Dicke. Die zahlreichen Apatit-Kriställchen der Grundmasse weisen viel schlankere Formen auf.

Magnetit tritt in winzigen Oktaedern in der Grundmasse oder in grösseren, unregelmässigen Klümpchen und Aggregaten von vermutlich ebenfalls oktaedrischen Kristallen auf.

Die Grundmasse besteht aus den angeführten Mineralien, zu denen sich noch Körner von Orthoklas gesellen, die teilweise sericitisiert erscheinen.

Die Vermessung des quantitativen Mineralbestandes mit dem Integrationstisch ergab folgenden Modus:

Andesin-Einsprenglinge	25.4	Vol. %
Biotit-Einsprenglinge	14.4	— -
Quarz-Einsprenglinge	0.4	— -
Apatit-Einsprenglinge	0.3	— -
Magnetit (Klümpchen)	0.2	— -
Sekundärer Muskowit im Andesin	ca. 1.0	— -
Grundmasse (Quarz, Oligoklas, Orthoklas, Biotit, Apatit, Magnetit und Zirkon)	58,3	— -

Die von NAIMA SAHLBOM ausgeführte Analyse des Biotit-Dacits No. 2 ergab folgendes Resultat:

	Gew. %	Mol. Z	Niggli-Werte	Norm
SiO ₂	64.36	1073	si = 257	Q = 22.26
Al ₂ O ₃	15.51	152		Or = 21.68
Fe ₂ O ₃	0.29	2	al = 36.4	ab = 24.63
FeO.....	4.14	57	fm = 28.0	an = 11.95
MgO.....	2.25	56	c = 15.1	C = 2.35
CaO.....	3.50	63	alk = 20.5	Sal = 82.87
Na ₂ O.....	2.90	47	k = 0.45	
K ₂ O.....	3.73	39	mg = 0.48	en = 5.60
TiO ₂	0.88	11	qz = + 75	hy = 5.81
P ₂ O ₅	0.90	6		mt = 0.46
MnO.....	0.04	..	p = 1.4	il = 1.67
H ₂ O+.....	1.18	..	ti = 2.6	ap = 2.02
H ₂ O—.....	0.10	..		Fem = 15.56
Summe ...	99.78		Chemismus: opdalitisch	Adamellose: Symbol: "II.4.2".3.

Um den Vergleich zwischen Modus und Chemismus durchzuführen, sei noch die Berechnung der »Norm« der Glimmervariante mit Hilfe der Basismolekülgruppen nach NIGGLI durchgeführt (Lit. 27).

Aus der gewichtsprozentigen Analyse ergeben sich folgende Atom-Zahlen (A.—Z.), die sich auf verschiedene Weise zu Basismolekülgruppen vereinigen lassen. In Anbetracht des Modus wählen wir folgende Gruppierung:

A.—Z.	Q	Kp	Ne	Cal	C	Fo	Fa	Mt	Ru	Cp	
Si.....	1073	845	78	94	28	28	
Al.....	304	..	78	94	88	44	
Fe ⁺⁺⁺	4	4	
Fe ⁺⁺	57	55	2	
Mg.....	56	56	
Ca.....	63	44	19	
Na.....	94	94	
K.....	78	..	78	
Ti.....	11	11	..	
P.....	13	13	
	1753	845	234	282	132	44	84	83	6	11	32

Für Gesteine vom vorliegenden Typus gelten nun annähernd folgende Beziehungen:

Orthoklas... $5 \text{ Or} = 3 \text{ Kp} + 2 \text{ Q}$ (worin Kp zu etwa $\frac{1}{5}$ durch Ne ersetzt).

Albit..... $5 \text{ Ab} = 3 \text{ Ne} + 2 \text{ Q}$ (worin Ne zu etwa $\frac{1}{10}$ durch Kp ersetzt).

Anorthit.... $5 \text{ An} = 3 \text{ Cal} + 2 \text{ Q}$.

Biotit..... $16 \text{ Bi} = 6 \text{ Kp} + 9 \text{ Ol} + 1 \text{ Q} + (2\text{W})$ (evtl. Ru statt Q).

Muskowit... $7 \text{ Ms} = 3 \text{ Kp} + 2 \text{ C} + 2 \text{ Q} + (1\text{W})$.

In beiden Glimmern etwas Ne statt Kp, meist etwa 1:6.

Apatit..... $16 \text{ Ap} = 15 \text{ Cp} + 1 \text{ Fr}$.

Verteilen wir die Basismolekülgruppen entsprechend diesen Gleichungen, so erhalten wir:

Basismoleküle	Q	Or	Ab	An	Bi	Ms	Mt	Ap	
Q.....	845	480	47	179	88	7	44	..	
Kp.....	234	..	56	27	..	94	57	..	
Ne.....	282	..	14	242	..	17	9	..	
Cal.....	132	132	
C.....	44	44	
Fo.....	84	84	
Fa.....	83	83	
Mt.....	6	6	..	
Ru.....	11	11	
Cp.....	32	32	
	1753	480	117	448	220	296	154	6	
Mol-Norm %.....		27.4	6.7	25.5	12.5	16.9	8.8	0.3	1.9

Die Zusammensetzung der Plagioklas-Einsprenglinge ist nach dem optischen Befund $\text{Or}_{06}\text{Ab}_{54}\text{An}_{40}$, wobei als Mittel des Verhältnisses $\text{Or} : \text{Ab} = 1 : 9$ angenommen wurde. Die 25.4 % Andesin-Einsprenglinge enthalten demnach normativ $1.5 \text{ Or} + 13.7 \text{ Ab} + 10.2 \text{ An}$. Für die 12,8 % Plagioklas der Grundmasse verbleiben also normativ $1.0 \text{ Or} + 9.5 \text{ Ab} + 2.3 \text{ An}$ entsprechend einem Oligoklas $\text{Or}_{08}\text{Ab}_{74}\text{An}_{18}$ in voller Übereinstimmung mit dem optischen Befund.

Der Modus der Grundmasse ergibt sich mit Hilfe der NIGGLI'schen Basismolekül-Gruppierungen aus folgender Tabelle:

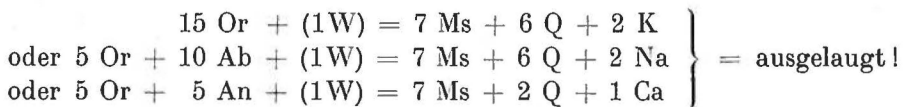
Mineralien %	Gesamtmenge	Einsprenglinge	Grundmasse
Quarz	27.4	0.4	27.0
Orthoklas	6.7	..	6.7
Andesin	} 38.0	} 25.4	..
Oligoklas
Biotit	16.9	14.4	2.5
Muskowit	8.8	1.0	7.8
Apatit	1.9	0.3	1.6
Magnetit	0.3	0.2	0.1
	100.0	41.7	58.3

Unter Berücksichtigung der Äquivalent-Volumina dürften die wahren Volumenprocente für Quarz grösser und für die Glimmer etwas kleiner sein als die Werte der obigen Tabelle angeben. Auf jeden Fall ist aber die Übereinstimmung mit dem optischen Befund als ausserordentlich gut zu bezeichnen.

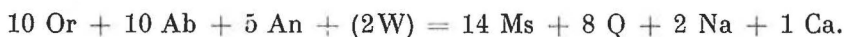
Vereinzelt finden sich in diesem Biotit-Dacit bis 3 mm grosse Einschlüsse eines feinkörnigen, nicht porphyrischen Gesteins, das qualitativ aus denselben Mineralien besteht, wie dieser. Quantitativ scheint Biotit etwas reichlicher vorhanden zu sein, nämlich rund 20 Vol.%; Quarz dagegen etwas spärlicher. Es handelt sich offenbar um ein hypoabysisches Erstarrungsprodukt desselben Magmas. Man könnte ihm den Namen Biotit-Mikrodiorit beilegen.

Berechnung des Chemismus des frischen Gesteins.

Man kann aber noch einen Schritt weiter gehen. Das Auftreten der Muskowit-Schüppchen beweist eindeutig, dass sie sekundär aus Feldspäten entstanden sind. Diese Umsetzungen lassen sich durch folgende Gleichungen darstellen:



Nach dem mikroskopischen Befund kommt neben Orthoklas vorwiegend Andesin als Edukt des Muskowits in Betracht, sodass wir etwa folgende summierte Gleichung als sehr wahrscheinlich annehmen dürfen:



Um den Muskowit rechnerisch in sein Edukt zurückzuführen, müssen wir zu je 14 Ms also 8 Q + 2 Na + 1 Ca zuzählen, um die

25 Feldspat-Einheiten des Eduktes zu erhalten. Da wir 8.8 Vol. % Ms festgestellt haben, ergeben sich als Edukt davon 15.7 % Feldspäte, nämlich 6.3 Or + 6.3 Ab + 3.1 An. Die bei der Muskowitisierung frei gewordene Kieselsäure betrug dann 5.0 % Q.

Es sind nun zwei Fälle denkbar.

1. Entweder wurde diese Kieselsäure in kolloidem Zustand zusammen mit Na und Ca ausgelaugt, oder
2. sie blieb als Q im Gestein zurück.

Der ursprüngliche Mineralbestand errechnet sich je nachdem wie folgt:

	1. Fall	2. Fall	Jetziger Modus z. Vgl.
Quarz.....	25.6	22.0	27.4
Orthoklas	12.2	12.8	6.7
Plagioklas	44.3	46.5	38.0
Biotit.....	15.8	16.6	16.9
Muskowit.....	8.8
Apatit	1.8	1.8	1.9
Magnetit	0.3	0.3	0.3

Das völlig frische Gestein war demnach ein Biotit-Dacit mit Übergangscharakter zum Biotit-Rhyodacit.

Der Unterschied im Chemismus zwischen dem vorliegenden, teilweise sericitisierten und dem ursprünglichen frischen Gestein lässt sich leicht errechnen, wenn man bedenkt, dass

$$7 \text{ Ms} = 5 \text{ Or} + 2 \text{ C} + (1\text{W})$$

sind, und dass die Umrechnung des C in Feldspäte nach folgenden Gleichungen zu geschehen hat:

$$1 \text{ C} + 1 \text{ K} + 3 \text{ Q} = 5 \text{ Or}$$

$$1 \text{ C} + 1 \text{ Na} + 3 \text{ Q} = 5 \text{ Ab}$$

$$2 \text{ C} + 1 \text{ Ca} + 2 \text{ Q} = 5 \text{ An}$$

Aus der summierten Gleichung auf Seite 20 ergibt sich, dass zum Umrechnen des Muskowits in sein Edukt, d. h. in ein Feldspat-Gemenge, dem wir im vorliegenden Fall die Zusammensetzung $\text{Or}_{40}\text{Ab}_{40}\text{An}_{20}$ zulegen, auf je 14 Ms ausser 8 Q noch 2 Na und 1 Ca ergänzt werden müssen. Da 14 Ms aber 4 C enthalten, kommen auf 4 C je 2 Na und 1 Ca. Zur Umrechnung der 154 Ms, die 44 C enthalten, sind demnach 22 Na und 11 Ca den Atomzahlen zuzurechnen.

Die Rechnung kann auch direkt auf Grund der Niggli-Werte durchgeführt werden, wobei für den Tonerde-Überschuss t auch das an p als Apatit gebundene c berücksichtigt werden muss, entsprechend der Gleichung

$$t = al - (alk + c) + 3^{1/3} p.$$

Unter der Annahme wie oben, dass das Feldspatedukt $Or_{40}Ab_{40}An_{20}$ gewesen sei, ergeben sich folgende Umrechnungsformeln (neue Werte mit '):

$$\begin{aligned} al' &= \frac{al}{100 + t} & k' &= \frac{k \cdot alk}{alk + \frac{1}{2}t} \\ fm' &= \frac{fm}{100 + t} & si' &= \frac{si + 4t}{100 + t} \quad (1. \text{ Fall}) \\ c' &= \frac{c + \frac{1}{2}t}{100 + t} & & \text{oder} \\ alk' &= \frac{alk + \frac{1}{2}t}{100 + t} & si' &= \frac{si}{100 + t} \quad (2. \text{ Fall}) \end{aligned}$$

Die beiden Rechnungsarten ergeben übereinstimmende Werte für den Chemismus des frischen Gesteins in den Fällen 1 und 2.

	1	2	3	4	5	6
si	265	244	270	280	257	225
al	34.5	34.5	34	39	36.4	32
fm	26.6	26.6	29	22	28.0	32
c	16.8	16.8	13	17	15.1	18
alk	22.1	22.1	24	22	20.5	18
k	0.40	0.40	0.45	0.45	0.45	0.45
mg	0.48	0.48	0.35	0.40	0.48	0.45
qz	+ 77	+ 56	+ 76	+ 92	+ 75	+ 53
al-alk	12.4	12.4	10	17	15.9	14

1. Chemismus des frischen Gesteins im Fall 1.
2. Chemismus des frischen Gesteins im Fall 2.
3. Normalgranitischer Magmatyp nach NIGGLI (Lit. 26).
4. Normalgranodioritischer Magmatyp nach NIGGLI (Lit. 26).
5. Teilweise sericitisierter Biotit-Dacit No. 2.
6. Opidalitischer Magmatyp nach NIGGLI (Lit. 26).

Daraus ergibt sich, dass der Chemismus des frischen Gesteins normal-granodioritisch bis normal-granitisch war und sich erst durch die Sericitisierung dem opdalitischen Typus näherte.

P. NIGGLI hat darauf hingewiesen (Lit. 24), dass die aus Feldspäten hervorgehenden Sericite in ihrer Zusammensetzung oft dem Feldspat-Chemismus näher stehen, als es die theoretische Formel des Muskowits erfordert. So ist in den Sericiten das Verhältnis Si:Al meist 1.4 bis 1.9 statt dem theoretischen Wert 1 und dasjenige von Al:(K + Na) etwa 1.6 bis 2.3 statt 3, da ein Teil des Al durch Si und ein anderer Teil durch Fe, Mg, Na, Ti ersetzt ist.

Die Auswirkung dieser Tatsache auf unsere Berechnungen besteht in der Hauptsache nur in einer Zunahme der modalen Sericit-Menge, in die hier normativ mehr Feldspat-Moleküle eintreten. Die Berechnung der Molekular-Norm und des Chemismus des frischen Gesteins durch rechnerische Rückbildung der Feldspat-Moleküle aus dem Al-Überschuss (normatives C) wird davon nicht berührt.

Die anderen Dacite vom selben Fundort weichen nur strukturell und in der Menge der Sekundär-Produkte von der beschriebenen No. 2 ab. Die Schwankungen im modalen Mineral-Bestand sind sehr gering.

In No. 20 ist die Grundmasse etwas weniger fein im Korn, und der Biotit erscheint reichlicher in der zweiten Generation, dafür tritt er als Einsprengling entsprechend zurück. Umwandlung wie in No. 2.

Die Struktur von No. 25 ist etwas fluidal durch Einregelung der Biotite und tafeligen Feldspäte. Die Sericitisierung ist stärker.

In No. 31 ist die Grundmasse sehr feinkörnig. Die Feldspäte sind stärker sericitisiert und auch die Biotite sind teilweise in Pennin umgewandelt.

Biotit-Rhyodacite.

Die Rhyodacite stammen wie die Dacite aus den Gebirgen des nördlichen Scoresby-Landes.

Fundorte:	No. der Proben
L ₁ : Moräne des östlichen Gletschers am Süd-Ufer des Segellsällskapets Fjord	21, 35, 37
L ₂ : Moräne des mittleren Gletschers am selben Fjord	9, 12, 24, 28, 38, 45, 70
L ₃ : Moräne des westlichen Gletschers am selben Fjord	8, 11, 29, 36
N: Moräne des Gletschers südlich vom Kap Peterséns am Kong Oscars Fjord	42

Diese Rhyodacite sind sich alle sehr ähnlich. Die verhältnismässig frische Probe No. 37 soll als Beispiel näher beschrieben werden. Beiläufig sei dann auf die nur wenig abweichenden Varianten hingewiesen.

Die Gesamtfarbe des Gesteins ist rötlich-grau. Die bis 3 mm grossen zahlreichen Plagioklas-Einsprenglinge sind randlich gelblich-rot gefärbt, besitzen aber noch farblose Kerne mit glasglänzenden Spaltflächen, auf denen die Zwillings-Riefung deutlich zu sehen ist. Fast ebenso gross sind die braunen oder grünlich-schwarzen, dicktafeligen Einsprenglinge von Biotit. Die dichte Grundmasse ist grau bis rötlich-grau.

Mit der stärkeren Umwandlung der Feldspäte nimmt auch die Rotfärbung zu (z. N. No. 9 und 12); gleichzeitig wird der Biotit dunkel grau-grün, und die Grundmasse mehr indisch-rot.

Die Struktur ist porphyrisch mit vorwiegend granophyrischer Grundmasse. An manchen Stellen ordnen sich die Quarz-Orthoklas-Gemenge zu kleinen Spärolithen an, an anderen Orten ist eine Tendenz zu poikilitischem oder mikrogranitischem Gefüge wahrzunehmen.

Der Plagioklas tritt nur als idiomorphe, meist stark zonierte Einsprenglinge auf. In den Kernen erreicht der Anorthit-Gehalt 52 %, an den Rändern sinkt er normalerweise bis 32 %, in einigen extremen Fällen bis 25 %. Unter Berücksichtigung der Zonen-Breiten wurde ein mittlerer Anorthit-Gehalt von 37 % festgestellt.

Der Habitus ist dicktafelig nach (010) bis annähernd isometrisch. Die Häufigkeit der Zwillingsgesetze variiert in den vorliegenden Gesteinen in ziemlich weiten Grenzen, wie die Gegenüberstellung von No. 37 zum Mittel aller Rhyodacite zeigt:

Häufigkeit der Zwillingsgesetze	in No. 37	Mittel aller Rhyodacite
Albit-Gesetz	100 %	100 %
Karlsbad-Gesetz	40 -	37 -
Albit-Karlsbad-Komplex	30 -	21 -
Periklin-Gesetz	10 -	24 -

Die Albit-Lamellen sind meist sehr schmal und zahlreich; treppenförmiges Auskeilen kommt gelegentlich vor. Beim Karlsbad-Gesetz und beim Albit-Karlsbad-Komplex ist die Verwachsungs-Ebene meist (010), aber auch unregelmässige Verwachsung ist verbreitet. Die Periklin-Lamellen treten meist vereinzelt auf und sind oft keilförmig entwickelt. Das bei den Daciten so häufige Manebach-Gesetz wurde hier nie beobachtet.

Randlich sind die Plagioklase fast immer mehr oder weniger stark sericitisiert.

Die seltenen Quarz-Einsprenglinge sind sehr stark korrodiert.

Die dünn- bis dicktafeligen Biotit-Einsprenglinge dagegen zeigen in einzelnen Fällen noch völlig scharfe kristallographische Umriss. Sie sind optisch fast einachsigt negativ ($2V$ kleiner als 10°) und nach ihrem Brechungsindex $\gamma = \beta = 1.623$ ziemlich eisenreich. Pleochroismus:

$\gamma = \beta =$ dunkel rot-braun und $\alpha =$ gelblich. Längs der Spaltflächen und vom Rande her bildet sich auf ihre Kosten ein fast isotroper aber deutlich pleochroitischer Pennin mit $\gamma =$ hell grau-grün und $\alpha =$ farblos bis hell gelblich. An einigen der Chlorit-Pseudomorphosen ist eine eigenartige Zonierung zu sehen: Der Kern besteht aus optisch positivem Penin mit schmutzig braunen, anormalen Interferenz-Farben (Doppelbrechung für blau-violett null), der Rand dagegen aus negativem Pennin mit tief violetten bis rot-violetten, anormalen Interferenz-Farben (Doppelbrechung für gelb-grün null). Dazwischen liegt eine schmale, völlig isotrop erscheinende Zone. Nach diesen optischen Eigenschaften zu urteilen, ist der Kern der Pseudomorphosen amesit-reicher als der Rand, in dem das Serpentin-Molekül zur Herrschaft gelangt.

Epidot beteiligt sich immer am Aufbau dieser Pseudomorphosen und übertrifft sogar mengenmässig manchmal den Pennin, ja, in No. 11 kommen sogar fast reine Epidot-Pseudomorphosen nach Biotit vor. Die maximale Doppelbrechung des Epidots schwankt stellenweise zwischen 0.015 und 0.03 und entsprechend 2V zwischen $\pm 90^\circ$ und etwa -80° . Der Gehalt an Ferriepidot beträgt somit von 8 bis 20 %. Der Epidot zeigt eine ausgesprochene Tendenz zu radial-strahliger Anordnung seiner Kristalle.

Daneben treten seltene Chlorit-Pseudomorphosen nach prismatischen Kristallen auf, die ebenfalls aus Pennin bestehen, der negativ ist, aber anormal grau-blaue Interferenz-Farben (Doppelbrechung für Rot null) und etwas stärkere Doppelbrechung für kurzwellige Lichtarten aufweist. Auch im Pleochroismus weicht dieser Pennin vom vorigen deutlich ab: $\gamma =$ gelblich-grün und $\alpha =$ gelblich mit Stich ins Grüne. Das Edukt ist in No. 37 nicht sicher zu bestimmen. Aber in No. 8 z. B. finden sich in genau gleichen Pennin-Pseudomorphosen noch Relikte von Hornblende. Sie zeigt $\gamma =$ grünlich grau-braun, $\beta =$ etwas heller grau-braun, $\alpha =$ sehr hell bräunlich; $n\gamma - n\alpha = 0.016$; $n\gamma : c = 16^\circ$ und 2V gross negativ.

In diesen Chlorit-Pseudomorphosen tritt kein oder nur sehr wenig Epidot auf. Dafür findet sich meist etwas Calcit.

Das opake Erz bildet kleine Oktaeder oder unregelmässige Körner.

Apatit tritt reichlich in kurzen und ziemlich dicken Prismen auf.

Die Grundmasse besteht, wie schon erwähnt, vorherrschend aus einem granophyrischen Gemenge von Orthoklas und Quarz. Um die Plagioklas-Einsprenglinge herum findet sich oft eine Zone von zu diesem parallel verwachsenen Orthoklas, der von sehr kleinen Quarz-Körnern und -Schläuchen durchwachsen ist. In grösserer Entfernung vom Plagioklas nehmen die Orthoklase eine beliebige Orientierung an, und gleichzeitig wird der Granophyr immer grobkörniger und quarzreicher, bis poikilitische und zuletzt mikrogranitische Gemenge der beiden Mine-

ralien vorliegen, in denen der Quarz in grösseren, einheitlichen Körnern über den Orthoklas bei weitem vorherrscht. An einigen Stellen findet sich auch eine sphärolithische Anordnung des stengelig entwickelten Granophyrs angedeutet. Besonders deutlich kommt diese Struktur in No. 38 zur Geltung. Die No. 29, 36 und 70 zeichnen sich durch besonders grobkörnige Grundmassen aus.

Ausser Quarz und Orthoklas treten in der Grundmasse auch Oligoklas und geringe Mengen von Chlorit (pseudomorph nach Biotit), Epidot, Erz und Apatit auf. Calcit findet sich nur sporadisch.

Der Modus wurde sorgfältig vermessen:

Einsprenglinge und Mikrophenokristalle.....	34.4 Vol. %	
Quarz.....	0.4	— —
Andesin (37 % An).....	22.0	— —
Biotit (z. T. chloritisiert \pm Epidot).....	8.6	— —
Hornblende (chloritisiert).....	1.2	— —
Erz.....	1.7	— —
Apatit.....	0.5	— —
Grundmasse.....	65.6	— —
Quarz.....	etwa 23.0	— —
Orthoklas.....	— 24.0	— —
Oligoklas-Albit (15 % An).....	— 15.5	— —
Biotit (z. T. chloritisiert).....	2.0	— —
Magnetit.....	0.2	— —
Apatit.....	0.9	— —

Die sehr geringen Calcit- und Epidot-Mengen der Grundmasse wurden vernachlässigt; der Chlorit ist dem Biotit zugezählt worden.

Den Chemismus erhalten wir annähernd durch folgende Rechnung:

Atom-Zahlen ‰	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
23.4 Quarz.....	234
24.0 Orthoklas { 19 Or.....	114	38	38
{ 5 Ab.....	30	10	10
37.5 Plagioklas { 27 Ab.....	162	54	54
{ 10.5 An....	42	42	21
10.6 Biotit (z. T. Epidot).....	40	14	16	20	3	2	11
1.2 Hornblende.....	6	1	1	3	2
1.9 Erz (Mt + Il).....	13	6	..
1.4 Apatit.....	9	5
	628	159	30	23	35	66	49	6	5
Mol-Zahlen.....	628	79 $\frac{1}{2}$	53	35	35	57 $\frac{1}{2}$	6	2 $\frac{1}{2}$	

Daraus ergeben sich folgende Niggli-Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
279	35 $\frac{1}{2}$	23 $\frac{1}{2}$	15 $\frac{1}{2}$	25 $\frac{1}{2}$	0.4	0.4	2.7	1.1

Chemismus: adamellitisch.

Obschon diese Zahlenwerte nur approximative Geltung haben und besonders k und mg unsicher sind, so kann an der Zugehörigkeit zum adamellitischen bis granodioritischen Typus kein Zweifel bestehen. Es wurden noch mehrere analoge Berechnungen (auch an No. 29) durchgeführt, wobei für den Biotit und die Feldspäte etwas abweichende Zusammensetzungen angenommen wurden. Ausserdem wurde auch der umständlichere Weg beschritten, aus den Volumprozenten zuerst Gewichtsprozente zu berechnen, und diese dann nicht nach Formeln, sondern nach empirischen Analysendaten von Mineralien aus analogen Gesteinen umzurechnen. Die Ergebnisse schwanken zwischen folgenden Grenzwerten: si 270—302, al 34—37, fm 22—27, c 12—18, alk 24—27; k 0.4—0.6, mg 0.35—0.5. Alle diese Werte bleiben innerhalb der Grenzen des adamellitischen oder normalgranodioritischen Chemismus.

Beziehungen zwischen Daciten und Rhyodaciten.

Nach Mineral-Bestand und Chemismus sind die beiden Vulkanit-Arten nahe miteinander verwandt. In den Rhyodaciten sind die Alkalifeldspäte und der Quarz reichlicher vorhanden, während der Biotit etwas zurücktritt. Man kann sehr wohl annehmen, dass sie demselben magmatischen Zyklus angehören wie die Dacite. Ihre Struktur zeigt, dass sie in mächtigen Gängen, Sills oder massigen Strömen erstarrt sind; anders wäre die oft verhältnismässig grobkörnige Ausbildung der Grundmasse nicht zu verstehen. Einzelne Proben könnte man auf Grund ihrer Struktur und Korngrösse schon fast als granophyrische Granitporphyre bezeichnen. Dagegen weist das sehr feine Korn der Grundmasse der Dacite auf eine viel raschere Erstarrung hin, wie sie in oberflächennahen, schmalen Gängen oder kleineren Effusionen die Regel ist.

Diese Verschiedenheit der geologischen Gestaltung, die sich strukturell zu erkennen gibt, ist wohl auch die Ursache des verschiedenen Erhaltungszustandes. Die Umwandlungen der Rhyodacite (Sericitisierung der Feldspäte, Chloritisierung und Epidotisierung der Biotite usw.) sind im wesentlichen sicher autometamorpher Natur und keine Verwitterungs-Erscheinungen. Es ist selbstverständlich, dass Ganggesteine und massige Ergüsse viel eher eine Autopneumatolyse oder Autohydrothermal-Metamorphose erleiden können, als wenig mächtige, oberflächennahe Ganggesteine oder gar in kleineren Strömen auftretende Vulkanite. Die stärkere Umwandlung der Rhyodacite ist daher kaum

auf ein höheres Alter, als vielmehr auf das andere geologische Auftreten zurückzuführen.

Noch eine Tatsache verdient hervor gehoben zu werden, da sie einen weiteren Anhaltspunkt für die Beziehungen zwischen den beiden Vulkanit-Arten liefert.

Im Rhyodacit No. 21 finden sich Einschlüsse von umgewandelten Sedimenten. Im Dünnschliff zeigen diese typische Hornfels-Struktur mit zonenartigem Wechsel des Mineral-Bestandes. Die Grenze zwischen Rhyodacit und Einschluss ist sehr unscharf. Vom Vulkanit ausgehend, trifft man zuerst auf eine Zone, in der der Quarz zurück tritt und dann ganz verschwindet. Alkalifeldspat wird zum herrschenden Gemengteil. Daneben reichern sich Biotit und Erz an. Es folgt eine ziemlich scharf begrenzte Zone farbloser, pflasterartiger Körner mit einer dem Quarz analogen Doppelbrechung. Ihre Brechung ist jedoch etwas niedriger, und im Konoskop zeigt der kleinere Teil der Körner das zwei-achsige Interferenzbild des Albits mit $2V$ etwa $+80^\circ$; der weitaus grössere Teil der Körner ist jedoch optisch einachsig negativ und besitzt eine deutliche, tetragonal-prismatische Spaltbarkeit. Es kann sich nur um einen marialith-reichen Skapolith handeln. Im Innern des Einschlusses häufen sich kleine Erz-Körner und Biotit-Schuppen sehr stark an. Sie liegen poikilitisch in dem pflasterartigen Gemenge von Skapolith und Albit.

Makroskopisch sind diese Einschlüsse deutlich plattig. Zwischen die Platten drängen sich die Feldspäte des Rhyodacits hinein, blättern die Einschlüsse auf und resorbieren sie teilweise.

Andere, eher massige Einschlüsse sind in Biotit-Albit-Hornfelse umgewandelt und gehen durch Aufnahme von Quarz und Orthoklas allmählig in die mikrogranitische und weiter ab granophyrische Grundmasse des Rhyodacits über. Auch hier hat partielle Assimilation stattgefunden.

Das vorliegende Material reicht nicht aus, um diese interessanten Vorgänge näher zu verfolgen. Offenbar haben Diffusions-Vorgänge, die vom Konzentrations- und Temperatur-Gefälle abhängig sind, die Metamorphose der Einschlüsse bedingt, wie dies z. B. von E. TRÖGER (Lit. 53, S. 67) an den Schiefer-Einschlüssen im Lausitzer und Striegauer Biotitgranit nachgewiesen wurde.

Die rhyolithischen und granitischen Gesteine der äusseren Fjord-Zone.

D. MALMQVISTS gründliche petrographische Untersuchungen an dem von H. BACKLUND am Kap Franklin gesammelten Material haben uns in mustergültiger Weise mit den Eigenschaften der angeblich tertiären

Rhyolithe vertreten gemacht (Lit. 5, Teil II). In einer früheren Arbeit (Lit. 4) beschrieben H. BACKLUND »subkambrische Quarzkeratophyre«, von denen auch in H. BÜTLERS Aufsammlungen zahlreiche Proben vorliegen, die nachfolgend behandelt werden. A. NOE-NYGAARD (Lit. 38 & 39) befasste sich eingehend mit den sauren Eruptiva vom Kap Fletcher und einigen anderen Fundorten auf Canning-Land.

Das von H. BÜTLER gesammelte Material umfasst eine grosse Zahl von rhyolithischen Vulkaniten und Tuffen, sowie einige hypoabyssale Vertreter derselben.

Übersicht über die Fundorte und das geologische Auftreten.

(Nach den Angaben von H. BÜTLER).

- Ø: Süd-Küste der Ymer-Ø am Sofia-Sund westlich vom Kap Humboldt, am Durchgangstal westlich vom Mt. Celsius (vgl. Fig. 1).
- 481 Schlotfüllung, tuffartig.
 - 482 Arkose des Devons mit Rhyolith-Fetzchen.
 - 483 Schlotfüllung, massig.
 - 483x Schlotfüllung, tuffartig.
 - 484 } Block-Tuffe und Auswürflinge daraus. Diese geschichteten Tuffe wer-
 - 484x } den konkordant von grauen Devon-Sandsteinen überlagert.
 - 485 a }
 - 485 b } Quarz-Gang.
- P: Ymer-Ø, südwestlich vom Kap Graah am Dusén Fjord.
- 469 Tuff-Sandstein im Liegenden von No. 202.
 - 202 Vulkanische Bomben und Auswürflinge aus Sandstein.
- Q: Nord-Küste der Ymer-Ø, etwa 10 km nordwestlich vom Kap Graah.
- 462 } Rhyolith-Tuffe, die den Devon-Sandsteinen konkordant auflagern.
 - 462x }
 - 462ax }
 - 462a Auswürfling daraus.
 - 463 } 200 bis 300 m mächtiger Erguss, der den Tuffen No. 462 etc. auflagert
 - 463x } und seinerseits von roten Sandsteinen konkordant bedeckt wird.
 - 463ax }
 - 463a Lage mit kugelig-höckeriger Oberfläche von der Basis des Stroms.
 - 463b Aus den obersten Lagen desselben Stroms.
- R: Südseite des Moskusokse Fjord gegenüber von Hoelsbu.
- 167 } Verschiedene Proben aus der Rand-Zone eines grossen Schlot-Ganges
 - 168 } (Pipe) von devonischem Alter.
 - 169 }
 - 170 }
 - 446 }
- S: Nordost-Fuss des Sederholm-Berges am Moskusokse-Fjord.
- 374 Grosser Eruptivgang im Devon-Sandstein.
 - 425a Kontakt vom Salband des Ganges No. 374.
 - 425b Schieferige Devon-Sandsteine, in die der Gang eindrang.
 - 375 Devon-Sandstein am Kontakt mit No. 374.

- 419 Etwa 100 m mächtiger Gang, der am unteren Ende des Karin-Tales die Devon-Sandsteine schräg durchschneidet und sich gegen Osten im Ramsay-Berg in verschiedene Lagergänge spaltet (vgl. Fundort T No. 415 & 418). Derselbe Gang setzt sich in die Basis des Nordost-Endes des Sederholm-Bergs fort (= No. 374).
- 378 Gang in der roten Kap Graah-Serie.
- 376 Geröll aus dem Kap Graah-Konglomerat.
- 424 Gang aus der unteren grauen Devon-Serie am Ausgang des Paralleltales zum Moskusokse-Fjord.

T: Nordfuss des Ramsay-Berges am Moskusokse-Fjord.

- 410 } Gang aus der Basis des Ramsay-Berges. Nach BÜTLER identisch mit
 410x } dem von BACKLUND als »Quarzkeratophyr« beschriebenen Gestein
 (Lit. 2. No. 1236).
- 411 Dasselbe Ganggestein am Kontakt mit Olivin-Pigeonit-Diabas No. 408.
- 420 Salband desselben Ganges gegen das Hangende.
- 415 Lesesteine aus der Moräne des kleinen Gletschers auf der Nordseite des Ramsay-Berges. Sie stammen aus 5 bis 20 m mächtigen Sills, die zwischen die Devon-Sandsteine eingedrungen sind.
 a) wahrscheinlich aus einer Gang-Mitte.
 b) Kontakt zwischen Rhyolith und Devon-Sandstein.
- 417 } Kontakt wie 415b (weiter westlich gesammelt).
 417a }
- 418 Von einem Gang westlich von dem vorigen. Das Alter dieser Gänge ist nach BÜTLER devonisch. Sie sind wahrscheinlich gleichaltrig mit den No. 61 und 366 vom Högbom-Berg.

U: Nordwest-Seite des La Cour-Berges.

- 38 Lesestein. Stammt aus den sillartigen, durch Verwerfungen und Abscherungen zerrissenen Gängen im Kristallin dieses Berges.

V: Ost-Abhang des Högbom-Berges (s. Fig. 2).

- 54 Verruschelter Gang, der vertikal die weissen Sandsteine des Carbons durchschlägt. Die Sandsteine sind beidseitig des Ganges auf eine Breite von je etwa 50 m etwas umgewandelt und werden von kleineren Quarz-Gängen durchsetzt.
- 55a } Umgewandelte Carbon-Sandsteine etwa 20 bis 30 m vom zentralen
 55b } Gang entfernt. No. 55a & b östlich, No. 56a & b westlich des Ganges.
 56a }
 56b }

W: Ost-Abhang und Südost-Fuss des Högbom-Berges (s. Fig. 2).

W₁: Östlicher Teil.

- 57 Feinkörniger, roter Granit in den Devon-Sandsteinen. Der Gesteinsverband ist nicht festzustellen, da die ganze Devon-Serie aufgeschoben ist und später von vielen kleinen Verwerfungen zerschnitten wurde. Der Granit ist in den Devon-Sandstein und in die Diabase No. 60' und 60a eingedrungen.
- 57a Derselbe Granit mit Einschlüssen.
- 58 Rötlich-grauer Granit aus der gleichen Zone etwa 2 km nördlicher als No. 57. Es sind dort keine Diabase mehr sichtbar.

W₂: Grosse Gehänge-Schulter am Ost-Abhang.

- 61 Ziemlich mächtiger Intrusiv-Körper in den Devon-Sandsteinen. Der Granit durchdringt die Sedimente auf den Schichtfugen und in Quer-

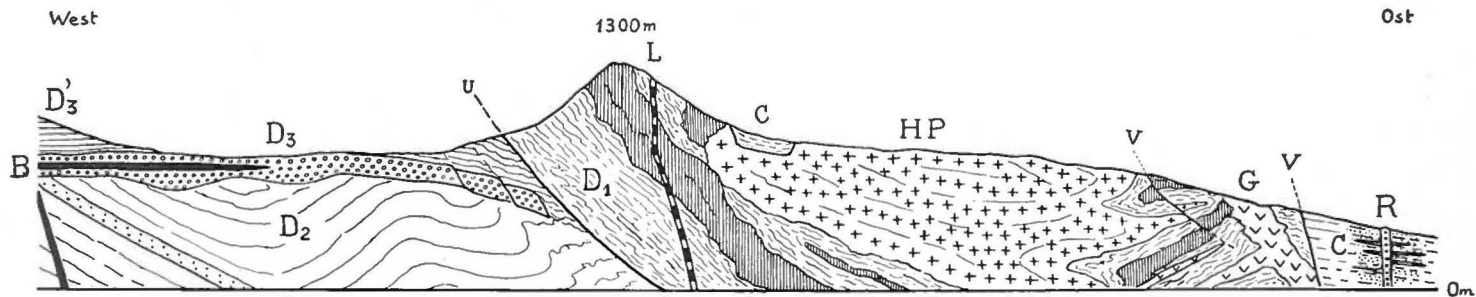


Fig. 2: Schematische Profilskizze durch den Högbom-Berg nach H. BÜTLER.

- D₁: Aufgeschobene tiefere Devon-Sandsteine (60) und Pelite (370) mit Diabas-Sills. (367, 60', 60a), dem lakkolithartigen Högbom-Pluton (HP) aus Aplit-Granit (366, 61) und Gängen (G) von Zwei-Glimmer-Granit (57, 58).
- D₂: Gefaltete Devon-Sandsteine aus einem höheren Niveau als die Serie des Högbom-Berges. Darin Sills von sauren Devon-Eruptiva (n.b.) und junge Basalt-Gänge (436).
- D₃: Kap Graah-Konglomerat mit Sills von jungen Olivin-Tholeiiten (435, 438).
- D'₃: Arkosen (440) und Sandsteine (373) der Kap Graah-Serie.
- C: Carbonische Sedimente an der Ost-Flanke des Högbom-Berges (64, 440) und carbonische Quarzit-Sandsteine (55, 56), die von einem Gang (R) von Alkali-Rhyolith (54) durchschlagen und z. T. metamorphosiert wurden.
- L: Vogesitartiger Lamprophyr-Gang (368), vermutlich carbonischen Alters.
- B: Pigeonit-Olivin-Tholeiit (kretazisch-tertiär).
- V: Verwerfungen.
- Ü: Überschiebungsfläche:
 Länge des Profils: etwa 7 km.
 Fundorte: V, W und X.

gängen. Die Sandsteine wurden teilweise assimiliert. Nach oben hat die zusammenhängende Granit-Masse eine Breite von 1 bis 2 km. Sie ist ebenfalls von Scherflächen und Verwerfungen durchsetzt, jedoch viel weniger verruschelt als die No. 57, 58 & 60'. Sie ist wahrscheinlich jünger als diese.

429a Granit vom selben Intrusiv-Körper wie No. 61.

429c Darüber lagernde Tuffe.

W₃: Südost-Fuss des Berges in der Nähe des Fjord-Ufers.

366 Probe aus den tieferen Lagen des Intrusiv-Körpers, von dem No. 61 stammt.

428 Undeutlich gegen die Sandsteine abgegrenzte Ganggesteine (Vermutlich Apophysen des Intrusiv-Körpers).

X: Am Moskusokse-Fjord, westlich vom Högbom-Berg.

438a Gerölle aus dem Kap Graah-Konglomerat.

Y₁: Am Moskusokse-Fjord bei Hoelsbu.

92 }
171 } Im Devon steckende, glazial abgeschliffene Schlot-Gänge (Pipes).

91a Tuff-Breccie aus der Rand-Zone derselben am Kontakt mit den Devon-Sandsteinen.

91b Hydrothermaler Kieselsinter aus der Rand-Zone.

Z₂: Am Moskusokse-Fjord beim und im Hurtigrute-Tal.

96 Vertikaler, etwa 30 m mächtiger Gang am Ausgang des Tales auf der West-Seite. Er ist wahrscheinlich die Ausbruchs-Spalte der deckenartigen Rhyolithe No. 98.

97 }
98 } Den Devon-Sandsteinen eingelagerte, etwa 30 bis 50 m mächtige
182 } Rhyolith-Decken am Ausgang des Tales auf der Ost-Seite.

178 }
178a } Eruptiv-Breccie mit tuffigem Zement.

179 }
180 } In grauen Devon-Sandstein eingelagerte Tuffe und tuffitische Sedi-
181 } mente im Liegenden der Rhyolith-Decke (z. T. umgewandelt).
183 }
97b }

Z₁: Granit-Tal, Nordost-Seite des Parkinson-Berges.

25 Über 100 m mächtiger Granit-Gang im Kristallin. Der Gang folgt gegen Süden ungefähr der grossen Verwerfung, ist jedoch älter als diese. Er lässt sich bis gegen den Högbom-Berg verfolgen und steht wahrscheinlich mit dem Intrusiv-Körper (No. 61, 366 & 429) in Verbindung. Seine Mächtigkeit schwankt stark.

Z₂: Ost-Fuss des Parkinson-Berges, nordöstlich vom Ausgang des Blockade-Tales, etwas östlich der grossen Verwerfung.

49 Etwa 5 m mächtiger, vertikaler Granit-Gang in den Quarziten der Eleonore-Bay-Formation.

Z₃: Nordhang des Mt. Salève im Hudson-Land.

53 Mehr oder weniger flach liegender, etwa 50 m mächtiger Granitporphyr-Gang in den Quarziten der Eleonore-Bay-Formation.

Petrographische Einteilung.

Vom rein petrographischen Standpunkt aus lassen sich die vorliegenden Rhyolithe in mehrere Gruppen einteilen, die sich durch die Art und Menge der Einsprenglinge und die Struktur der Grundmasse voneinander unterscheiden. Dazu kommen noch autometamorph stark umgewandelte Rhyolithe, deren Einordnung zu einer Gruppe der frischeren Gesteine mehr oder weniger fraglich ist.

Auch die hypoabyssalen Granite und Granitporphyre weichen nach Mineralbestand, Struktur und Erhaltungs-Zustand voneinander so weit ab, dass mehrere Abarten unterschieden werden können.

Wenn die folgenden Beschreibungen derart gruppenweise zusammengefasst sind, so muss man sich aber jederzeit klar vor Augen halten, dass es sich um eine rein petrographische Gruppierung handelt, durch die geologisch Zusammengehöriges auseinander gerrissen und andererseits auch geologisch Verschiedenes zusammengefasst wird. Leider lässt sich das nicht vermeiden, da die petrographische Variabilität in einem geologisch einheitlichen magmatischen Körper oft viel grösser ist, als diejenige zwischen Gesteinen analoger Entstehungs-Bedingungen aber voneinander unabhängiger geologischer Stellung.

Um sich von der grossen Variabilität der Strukturen unabhängig zu machen, müsste versucht werden, die Zusammengehörigkeit oder Verschiedenheit der vorliegenden Magmatite durch den Vergleich ihrer Chemismen festzustellen. Das ist jedoch völlig aussichtslos, da weitaus die meisten der hierher gehörenden Gesteine durch Verquarzung, Sericitisierung, Albitisierung usw. oder durch Assimilation von Nebengestein chemisch mehr oder weniger verändert sind.

Vor derselben Schwierigkeit befand sich auch D. MALMQVIST, als er die Rhyolithe vom Kap Franklin in

1. Quarzrhyolithe
2. Sanidinrhyolithe und
3. sphärolithische Rhyolithe

einteilte. Er sagt (Lit. 3, II, S. 74):

»Die Einteilung der Gesteine ist ausser vom Gesichtspunkt der Mineral-Zusammensetzung auch auf Grund textureller Eigenschaften durchgeführt worden. Hierbei konnte in der Tat die Einteilung nicht ganz konsequent durchgeführt werden, insbesondere auch deswegen, weil Gesteine desselben Magmaergusses nicht voneinander getrennt werden konnten.«

So sieht er sich aus geologischen Gründen gezwungen, das rein petrographische Einteilungs-Schema zu durchbrechen und z. B. einige sphärolithische Rhyolithe mit den »weniger kalibetonten Sanidinrhyo-

lithen« zu vereinigen. Dieser Kompromiss hat zur Folge, dass die Einteilung weder dem geologischen noch dem petrographischen Prinzip voll gerecht wird.

Wir nehmen hier deshalb nur auf die petrographischen Unterschiede Rücksicht. Später soll dann eine Übersicht gegeben werden, die den geologischen Zusammenhängen gerecht wird.

Plagioklas-führende Alkali-Rhyolithe.

Der frischeste Vertreter dieser Gruppe ist das Ganggestein No. 410 von der Basis des Ramsay-Berges.

In der dichten, ziegelroten Grundmasse liegen bis 2 mm grosse Einsprenglinge von farblosem Quarz und gelblich-weissem Alkalifeldspat. Seltener und kleiner sind rote Einsprenglinge von Plagioklas. Sonst sind noch winzige, nur vereinzelt auftretende Pyrit-Körnchen zu nennen.

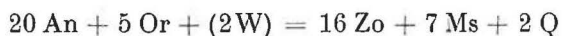
Die Struktur ist porphyrisch mit sphärolithischer bis panallotriomorph-körniger Grundmasse.

Der Quarz ist sehr ungleich korrodiert. Neben vollständig zersessenen Individuen mit tiefen schlauchartigen Buchten kommen auch völlig scharfkantige Kristalle vor.

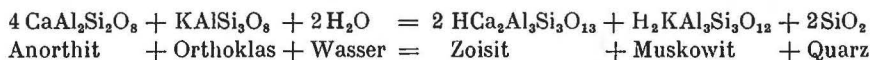
Der Alkalifeldspat ist ein fleckiger, etwas perthitisch entmischter Natronsanidin mit α : [100] = 7 bis 8° im Sanidin und α' : [100] = 17 bis 20° im perthitischen Albit. Die Kristalle sind idiomorph, dicktafelig nach (010) und oft ziemlich stark kantengerundet. An Zwillingen wurden solche nach dem Karlsbad-Gesetz häufig, nach dem Baveno- oder Manebach-Gesetz nur vereinzelt gefunden. Das fleckige Aussehen ist durch die kräftige Bestäubung des Sanidins mit Erz- und Sericit-Partikeln bedingt, während der Entmischungs-Albit völlig klar ist.

Der Plagioklas bildet ebenfalls durch Bestäubung getrübe Einsprenglinge. Die Verteilung der Partikel ist jedoch im Gegensatz zum Sanidin eine gleichmässige. Die Zwilling-Lamellierung nach dem Albit-Gesetz ist immer polysynthetisch, nach dem Periklin-Gesetz dagegen oft nur einfach. Hier und da wurden die Plagioklase bei der Intrusion zertrümmert; die Bruchstücke blieben aber nahe beieinander liegen und sind oft durch neue Substanz ausgeheilt.

Die Bestimmungen mit der Fedorow-Methode ergaben übereinstimmend mit den Resultaten der Zonenmethode einen Anorthit-Gehalt von 7 bis 10 %. Bei sehr starker Vergrösserung lässt sich jedoch feststellen, dass die feine Bestäubung dieses Albits von Sericit- und Zoisit- (Klinozoisit-)Partikeln herrührt. Daneben kommt in Spuren auch Quarz vor. Es hat offenbar eine Umsetzung folgender Art stattgefunden:



oder in stöchiometrischer Formulierung:



Durch diese Reaktion wird dem Plagioklas Anorthit und etwas Orthoklas entzogen, sodass der noch unzersetzte Anteil sich in seiner Zusammensetzung immer mehr dem reinen Albit nähert.

Eine quantitative Bestimmung der fein verteilten Produkte ist im vorliegenden Fall nicht möglich. Auf jeden Fall muss aber der frische Plagioklas ein Oligoklas und kein Albit gewesen sein, sodass die Bezeichnung »plagioklas-führende Alkali-Rhyolithe« zu Recht besteht.

Die Grundmasse ist ein Entglasungs-Produkt und besteht aus einem innigen Gemenge von Orthoklas und Quarz. In der Hauptsache ist es ein allotriomorph-verzahntes Aggregat dieser beiden Mineralien, in dem als Sekundär-Produkte geringe Mengen von Calcit, Epidot und Limonit vorkommen. Sphärolithische Bildungen sind fast immer an die Quarz-Einsprenglinge gebunden. Dabei ist der Einsprengling von einer breiten, einheitlichen, von ihm aus parallel fortgewachsenen Quarz-Zone umgeben, in der radiale Büschel von stark limonitisch bestäubten Orthoklas-Nadeln liegen. Diese sind nach [100] gestreckt und zeigen dementsprechend einen negativen Zonen-Charakter.

Akzessorien sind selten. Es wurden nur ein paar Magnetit-Oktaeder und Zirkon-Kriställchen und ein einziger Apatit-Stengel beobachtet.

Der Modus ist folgender:

Quarz-Einsprenglinge	4.4 Vol. %
Sanidin-Einsprenglinge (z. T. Perthit)	8.0 — -
Oligoklas-Einsprenglinge	1.5 — -
Grundmasse (Quarz, Orthoklas etc.).....	86.1 — -

Dem vorigen ähnlich ist das Gestein No. 418 von einem weiter westlich gelegenen Gang.

In einer dichten, braun-roten Grundmasse liegen bis 8 mm grosse ziegelrote Einsprenglinge von Alkalifeldspat und kleinere von Quarz. Daneben treten auch öl-grüne Einsprenglinge von der Form des Plagioklases auf.

Im Schliff erscheinen die Quarze stark gerundet und eingebuchtet. Die Sanidine sind etwas albitisiert, sonst gleich wie in No. 410. Die Plagioklase sind vollständig in Sericit umgewandelt, zu dem sich manchmal etwas Calcit, Quarz und sekundärer Albit gesellen. Die Grundmasse ist felsitisch entglast. Sphärolithische Bildungen fehlen.

Modus: Einsprenglinge.

Quarz	6.0 Vol.‰
Sanidin (z.T. albitisiert)	8.1 — -
Plagioklas-Pseudomorphosen	1.2 — -
Grundmasse (Quarz, Orthoklas etc.)	84.7 — -

Auch das Gestein No. 419 von dem mächtigen Gang am Nordost-Fuss des Sederholm-Berges gehört hierher.

Makroskopisch gleicht es völlig dem vorigen. Unter dem Mikroskop weisen die gerundeten Quarz-Einsprenglinge parallel orientierte Quarz-Säume auf, die mit der Grundmasse verzahnt sind, aber keine Sphärolithen sondern poikilitische Orthoklas-Kriställchen umschliessen. Die Sanidin-Einsprenglinge sind fast vollständig in typischen Schachbrett-Albit umgewandelt und nur mässig bestäubt. Die Plagioklase sind sericitisiert. Als Sekundär-Produkte treten, nach abnehmender Häufigkeit geordnet, Limonit, Sericit, Epidot und Chlorit auf. Die Grundmasse ist felsitisch bis mikrogranitisch und stellenweise etwas verquarzt.

Der Modus wurde an zwei Schliffen von verschiedenen Stellen desselben Handstücks vermessen.

Einsprenglinge:	1. Schliff	2. Schliff	Mittel
Quarz	5.4 ‰	6.4 ‰	5.9 ‰
Sanidin (albitisiert)	7.2 -	5.6 -	6.4 -
Plagioklas (sericitisiert)	2.7 -	3.3 -	3.0 -
Grundmasse	84.7 -	84.7 -	84.7 -

In den umgewandelten Carbon-Sandsteinen am Ost-Abhang des Högbom-Berges treten fluidal struierte Lagen auf, die sich im Schliff als Rhyolith-Injektionen erweisen. Als Beispiel liegt No. 55b vor. Es ist ein gelblich-weisses Gestein mit schlierig verteilter Limonit-Pigmentierung. Quarz und weisser Feldspat treten einsprenglingsartig auf. Unter dem Mikroskop erscheinen die Quarze als wenig korrodierte Bipyramiden oder protoklastische Stücke von solchen. Der Sanidin ist etwas stärker albitisiert als in No. 410. Der gleichmässiger bestäubte Plagioklas (Albit-Oligoklas mit Zoisit und Sericit) stimmt mit dem von No. 410 völlig überein. Die Grundmasse schwankt in ihrem Korn von mikrofelsitisch bis feinkörnig verzahnt in den fluidal angeordneten, etwas verquarzten Partien.

Modus: Einsprenglinge.

Quarz	7.8 Vol.‰
Sanidin (z.T. albitisiert)	6.4 — -
Oligoklas	1.8 — -
Grundmasse	84.0 — -

Von derselben Stelle und vom selben Gesteinskörper wie die No. 410 und 410x stammt der von H. BACKLUND als »Quarzkeratophyr« beschriebene Rhyolith No. 1236 in Lit. 2, S. 53 & 96 sowie Tafel 5, Fig. 11. Die von N. SAHLBOM ausgeführte Analyse ergab einen c-armen engadinit-granitischen Chemismus mit

si	al	fm	c	alk	k	mg
509	45.5	10.7	3.5	40.3	0.73	0.23

Laut Beschreibung ist das Gestein jedoch teilweise sericitisiert, was auch im Tonerde-Überschuss $t = 1.7$ zur Geltung kommt. Die

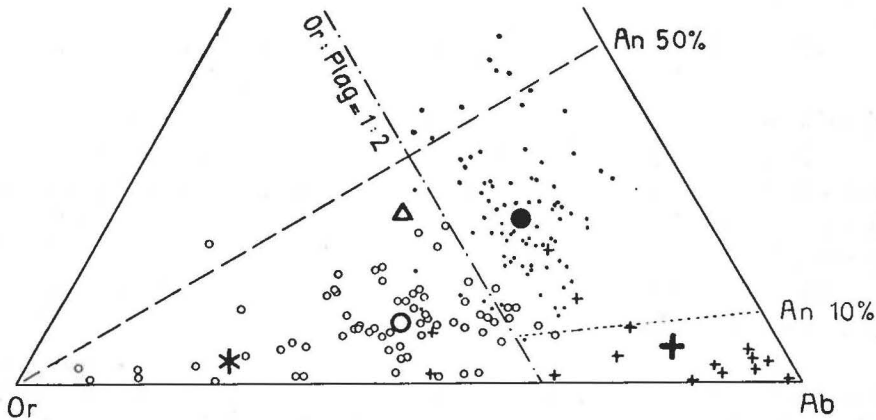


Fig. 3. Normatives Feldspat-Dreieck der sauren Vulkanite (nach Lit. 45).

Punkte = Dacite, Ringe = Rhyolithe, Dreieck = Rhyodacit-Typus (nach Lit. 41). Kreuze = Natronrhyolithe und Quarzkeratophyre, Stern = »Quarzkeratophyr« No. 1236 von H. BACKLUND (Lit. 2). Die grösseren Zeichen geben die Mittelwerte an.

rechnerische Rückbildung des Alkalifeldspats erhöht etwas den alk-Wert und erniedrigt entsprechend die anderen Werte. Je nachdem man bei der Sericitisierung einen Natron oder Kali-Verlust annimmt, wird auch k nach der einen oder der anderen Seite verändert. Es ergeben sich folgende Werte:

si	al	fm	c	alk	k	mg
500	44.8	10.4	3.4	41.4	0.70 bis 0.74	0.23

Sie entsprechen einem normalalkaligranitischen Chemismus mit aplitischer Tendenz.

Die Benennung des Gesteins kann vom petrographischen Standpunkt aus nur Alkali-Rhyolith oder — wenn man den anchimetamorphen Charakter hervorheben will — Quarzporphyr lauten. Der von BACKLUND gegebene Name Quarzkeratophyr ist irreführend, da ganz allgemein damit natronreiche Gesteine bezeichnet werden, wie dies im normativen Feldspat-Dreieck von Fig. 3 klar zur Geltung kommt.

Dieser Name wurde auch kaum aus petrographischen Gründen gegeben, sondern, wie BACKLUND selber sagt »in Anbetracht ihrer geologischen Position« (Lit. 2, S. 99), nämlich als Magmatite »der subkambrischen Evolutionsphase«. Schon 1933 hatte jedoch A. ORVIN (Lit. 29) das devonische Alter dieser Gesteine vermutet, und H. BÜTLER konnte 1935 diese Vermutung einwandfrei bestätigen. Der geologische Grund der Namengebung »Quarzkeratophyr« fällt also auch dahin, ganz abgesehen davon, dass man die Berechtigung, petrographische Namen statt nach Modus und Chemismus auf Grund der geologischen Position zu geben, füglich bestreiten kann.

Alkali-Rhyolithe mit vorherrschenden Quarz-Einsprenglingen.

(= »Quarzrhyolithe« nach MALMQVIST).

a) mit felsitischer bis mikrogranitischer Grundmasse.

Ein einsprenglingsreicher Vertreter dieser Gruppe liegt in No. 38 von der Nordwest-Seite des La Cour-Berges vor. Das sillartig auftretende Gestein zeigt in einer dichten, braun-roten Grundmasse bis 7 mm grosse Einsprenglinge von Quarz und milchigem Feldspat.

Die Quarz-Einsprenglinge sind meist stark korrodiert und manchmal protoklastisch zertrümmert.

Auch die Feldspat-Einsprenglinge sind oft korrodiert. Es sind perthitisch entmischte Natronsanidine, die teilweise albitisiert sind. Die Doppelbrechung des Sanidins ist gering (0.004 bis 0.005) mit $2V = -50^\circ$. Karlsbad-Zwillinge sind ziemlich häufig. Sehr untergeordnet kommen auch idiomorphe Plagioklas-Einsprenglinge vor, die denen von No. 410 genau gleichen und ebenfalls als leicht zersetzte Oligoklasen zu deuten sind.

Als Akzessorien treten vereinzelte Kriställchen von Magnetit, Zirkon und Apatit auf.

Die Grundmasse besteht aus einem durch Devitrifizierung entstandenen, felsitischen Quarz-Feldspat-Gemenge, das durch Eisenerz rot pigmentiert ist.

Modus: Einsprenglinge.

Quarz	14.6 Vol. %
Sanidin	8.6 — -
Oligoklas	0.6 — -
Grundmasse	76.2 — -

Als Sekundär-Produkte treten Chlorit und Limonit auf. Sekundärer Quarz hat sich in Klüften und Hohlräumen in körnigen Aggregaten angesiedelt.

Dem vorigen sehr ähnlich ist das Ganggestein No. 54 vom Ost-Abhang des Högbom-Berges.

Die Erz-Pigmentierung ist etwas weniger kräftig. Unter den Sekundär-Produkten tritt ein dunkel grüner Chlorit etwas häufiger auf. Die Einsprenglinge sind kleiner und weniger zahlreich.

Die Vermessung des Modus ergab:

Einsprenglinge:

Quarz	9.3 Vol. %
Sanidin	4.1 — -
Oligoklas	0.2 — -
Grundmasse	86.4 — -

Erwähnt seien einige kaum zentimeter-grosse, eckige Einschlüsse von sehr feinkörnigem Sandstein, die randlich ganz allmählig in der felsitischen Grundmasse verschwimmen. Kleinere Splitter derselben sind so stark resobiert, dass man ihre Relikte kaum mehr erkennen kann. Makroskopisch erscheinen diese Einschlüsse etwas dunkler, aber sonst der Grundmasse völlig ähnlich.

Ein weiteres, hierher gehörendes Gestein ist der Gang No. 378 aus der roten Kap Graah-Serie vom Sederholm-Berg.

In einer sehr feinkörnigen, ziegelroten Grundmasse liegen kleine Einsprenglinge von Quarz und ziegelrotem Feldspat. Auf feinen Klüften haben sich winzige, linsenförmige Kristalle von Eisenglanz angesiedelt.

Manche Quarz-Einsprenglinge zeichnen sich durch eine gute Spaltbarkeit nach (1011) aus, wie sie auch von MALMQVIST in den sphärolithischen Rhyolithen vom Kap Franklin beobachtet wurde. Der Sanidin ist meist stark albitisiert. Die feinkörnige Grundmasse zeigt stellenweise eine Tendenz zu mikrosphärolithischer Struktur, an anderen Stellen finden sich Nester von ziemlich grobkörnigem Quarz, in den von der umgebenden Grundmasse aus idiomorphe, nach [100] säulige Orthoklas-Kriställchen hinein ragen.

Der Modus zeigt das Zurücktreten der Einsprenglinge:

Einsprenglinge:

Quarz	4.2 Vol. %
Sanidin	3.1 — -
Grundmasse	92.7 — -

b) mit sphärolithischer Grundmasse

(= sphärolithische Rhyolithe MALMQVISTS z. T.).

Als typischer Vertreter der sphärolithisch struierten Alkali-Rhyolithe kann No. 428 gelten.

Das fleischrote Gestein zeigt spärliche und kleine Einsprenglinge von Quarz und weissem Feldspat. Es entstammt einem undeutlich gegen die Devon-Sandsteine abgegrenzten Gang, der vermutlich eine Apophyse

des grossen Plutons am Högbom-Berg ist. Auf Klüften haben sich schwärzlich-grüner Chlorit und gelb-grüner Epidot angesiedelt.

Unter dem Mikroskop fällt vor allem die prachtvoll sphärolithische Struktur der Grundmasse auf. Als Ansatz-Stellen dienen den Sphärolithen die wenig korrodierten Quarz-Einsprenglinge, seltener auch die Sanidine. Die Bildungen sind den von MALMQVIST ausgezeichnet geschilderten und abgebildeten Sphärolithen der Kap Franklin-Rhyolithe so ähnlich, dass hier eine Wiederholung der Beschreibung unnötig ist (s. Lit. 3, II). Es kommen auch tangentiale Schnitte vor, die fein gekörnt erscheinen und den radial-strahligen Bau kaum erkennen lassen. Es handelt sich natürlich nicht um besonders geartete Sphärolithe, wie man nach dem Text zu Fig. 4 von Tafel 3 von MALMQVISTS Arbeit schliessen könnte, sondern nur um eine besondere Schnittlage.

Nach seinem Modus schliesst sich das Gestein den quarz-reichen Alkali-Rhyolithen mit felsitischer Grundmasse eng an. Dies umso mehr, als die Sphärolithe in eine ebenfalls feinkörnige, bis felsitisch devitri-fizierte Grundmasse eingebettet sind.

Einsprenglinge:

Quarz	5.1 Vol. %
Sanidin	4.2 — -
Oligoklas	0.2 — -
Grundmasse	90.5 — -

Das Gerölle No. 438a aus dem Kap Graah-Konglomerat westlich vom Högbom-Berg ist dem soeben beschriebenen völlig gleich, sodass der Schluss gezogen werden darf, dass der Pluton, von dem die No. 61, 366, 429a und 428 stammen, während oder kurz nach BÜTLERS III. Hudsonland-Phase erodiert wurde (Lit. 7). Sie sind gleichaltrig mit den Gängen westlich vom Högbom-Berg (Lit. 6).

Ähnlich ist auch das ebenfalls aus dem Kap Graah-Konglomerat stammende Geröll No. 376 vom Nordost-Fuss des Sederholm-Berges. Es ist stärker umgewandelt als die vorigen, und die Sphärolithen der Grundmasse sind seltener und kleiner. Die stärkere Erz-Pigmentierung gibt dem Gestein eine indisch-rote Farbe. Die Sanidine sind teilweise von Calcit und feinschuppigem Sericit verdrängt. Chlorit und Epidot fehlen dagegen vollständig.

Alkali-Rhyolithe mit vorherrschenden Sanidin-Einsprenglingen.

(= »Sanidinrhyolithe« MALMQVIST's).

a) mit felsitischer bis mikrogranitischer Grundmasse.

Als typisches Beispiel sei das devonische, 200 bis 300 m mächtige Ergussgestein von der Nord-Küste der Ymer-Ø beschrieben, von dem die Proben 463, 463ax und 463x stammen.

Bei No. 463 liegen in einer äusserst feinkörnigen, grau-rötlichen Grundmasse kleine, glasklare Einsprenglinge von Quarz und ziegelrote von Sanidin. Daneben treten zahlreiche, linsenförmige Aggregate von weissem Quarz auf, die ehemalige Hohlräume ausfüllen.

Die Quarz-Einsprenglinge sind im Allgemeinen wenig korrodiert und zeichnen sich wiederum durch eine Spaltbarkeit nach (10 $\bar{1}$ 1) aus.

Die Sanidin-Einsprenglinge sind stark albitisiert und mit rot-braunem Eisenerz fleckig bestäubt. An Sanidin-Relikten wurde $2V = -48^\circ$ bis -54° und $\alpha: [100] = 6^\circ$ bestimmt. Der sekundäre Albit zeigt die typische Schachbrett-Struktur.

Als Akzessorien treten Körner und kleine oktaedrische Kristalle von Magnetit und einige gut ausgebildete Kristalle von Zirkon auf.

Die Grundmasse besteht aus einem stark verzahnten Quarz-Orthoklas-Gemenge. Darin treten reichlich längliche, körnige Aggregate von bestäubtem Quarz auf, der sicher sekundären Ursprungs ist und niemals die an den Einsprenglingen beobachtete Spaltbarkeit zeigt.

Die Proben No. 463x und 463ax weisen eine hell-gelblich bis fleischrote Grundmasse auf. Darin liegen ziegelrote Sanidin- und glasklare Quarz-Einsprenglinge. Die weissen Quarz-Aggregate bilden hier teilweise Geoden, in die wohl geformte Kriställchen hinein ragen.

Der Modus der drei Gesteine ist folgender:

Einsprenglinge:	No. 463	No. 463ax	No. 463x
Quarz	2.2	4.1	1.8
Sanidin	2.9	5.0	5.2
Grundmasse	78.9	77.9	82.0
Sekundäre Quarz-Aggregate	16.0	10.2	11.0
Hohlräume	2.8	..

Den soeben beschriebenen Gesteinen steht der Alkali-Rhyolith No. 483 sehr nahe. Er bildet teils in zusammenhängenden Massen, teils in Brocken und gemischt mit Sandstein-Splintern (No. 483a) die Füllung eines Schlots an der Süd-Küste der Ymer-Ø westlich vom Kap Humboldt.

In der feinkörnigen, fleischroten Grundmasse liegen Quarz- und ziegelrote Sanidin-Einsprenglinge. Der wenig korrodierte Quarz zeichnet sich wieder durch die deutliche Spaltbarkeit nach (10 $\bar{1}$ 1) aus. Der Sanidin ist oft stark albitisiert. In der felsitischen Grundmasse liegen zahlreiche Quarz-Nester, die jedoch nicht aus mehr oder weniger verzahnten Körnern bestehen, wie in No. 463, sondern aus eckigen, oft durch Sericit-Häute getrennten Bruchstücken. Solche klastischen Quarze finden sich auch einzeln in der Grundmasse. No. 483x umschliesst Bruchstücke von Sandsteinen, die randlich in den Vulkanit verschwim-

men, da dessen Grundmasse zwischen die Sandkörner eindringt und das sericitisierte Bindemittel verdrängt. Die Rhyolith-Schmelze nahm den Sandstein mechanisch auf, war aber nicht imstande, die Quarzkörner zu assimilieren. Stellenweise häufen diese sich derart, dass die Grundmasse des Rhyoliths einem Psammit gleicht.

An anderen Stellen wird die Struktur der Grundmasse poikilitisch durch ein verzahntes Quarz-Mosaik mit zahlreichen kleinen, säulenförmigen Orthoklas-Kriställchen. Dadurch entstehen Übergänge zu der folgenden Gruppe.

Der Modus ist folgender:

Einsprenglinge:

Quarz.....	5.4 Vol.%
Sanidin	5.8 — -
Grundmasse mit schwankenden Mengen von aufgenommenen	
Quarz-Körnern.....	88.8 — -

b) mit hyalopilitischer, poikilitisch entglaster Grundmasse.

An der Basis des mächtigen Lava-Stroms an der Nordküste der Ymer-Ø finden sich Lagen mit kugelig-höckeriger Oberfläche und kleinen, netzartig verteilten Schwundrissen, wie sie sonst an gewissen Brotkrusten-Bomben üblich sind. Von hier stammt die Probe No. 463a, die sich durch verhältnismässig grosse Frische der Sanidine auszeichnet, da sie, Dank ihrer Lagerung, keiner autometamorphosierenden Durchgasung ausgesetzt war, wie die mittleren und oberen Teile des gewaltigen Stroms.

Die schockolade-braune, dichte Grundmasse hat mit ihrem splittrigen Bruch und dem etwas glasig-fettigen Glanz ein hornfelsartiges Aussehen. Die höchstens 3 mm grossen Einsprenglinge bestehen vorwiegend aus fleischfarbigem Sanidin und untergeordnet aus Quarz. Auf Klüften und Schwundrissen haben sich Chalcedon und dunkel-grüner Chlorit angesiedelt.

Die Quarz-Einsprenglinge sind teils scharf begrenzte Bipyramiden mit kurzem Prisma, teils stark gerundete oder buchtig korrodierte Kristalle.

Der Sanidin ist an manchen Stellen noch völlig frisch und glasklar. Er besitzt dann eine Auslöschungs-Schiefe $\alpha: [100] = 9^\circ$ und $2V = -22^\circ$ bis -45° mit normalsymmetrischer Lage der Achsen-Ebene. Seine Doppelbrechung ist gering mit $n\gamma - n\alpha = 0.0045$. Die Rand-Zonen oder auch unregelmässig verteilte Flecken sind bestäubt und weisen in ihrem sonstigen Verhalten auf eine beginnende Albitisierung hin. Einige Einsprenglinge sind nach dem Karlsbad-Gesetz

verzwillingt. Fast ebenso viele aber auch nach dem Baveno- und Manebach-Gesetz, sodass Drillinge in der Art der Fig. 4 entstehen.

Sehr untergeordnet treten Pseudomorphosen von Chaledon und bläulich-grüner Hornblende mit etwas gelb-grünem Chlorit nach kleineren Einsprenglingen eines fraglichen Minerals auf. Nach dem Habitus (kurze Prismen ohne deutliche Endbegrenzung mit achtseitigem Quer-

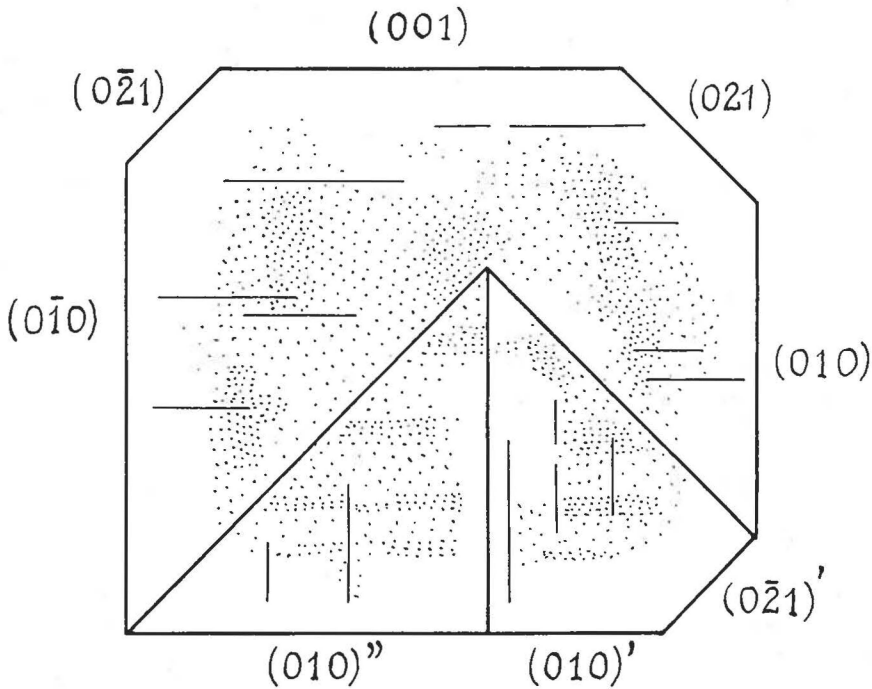


Fig. 4. Sanidin-Drilling nach dem Baveno- und Manebach-Gesetz.

schnitt) dürfte das Edukt ein Pyroxen gewesen sein. Nach dem Gesteinschemismus zu urteilen, war es vielleicht ein Ägirin-Augit.

Die Grundmasse zeichnet sich im gewöhnlichen Licht durch prachtvolle Fluidal-Struktur aus, die durch streifenförmige Anreicherung der Bestäubung hervorgehoben wird. Bei gekreuzten Nicols sieht man, dass unzählige, winzige Orthoklas-Stengelchen subparallel zur Fließrichtung eingeregelt sind und eine hyalopilitische Struktur verursachen. Die ehemals glasige Zwischenmasse ist durch ein ziemlich grobes, verzahntes Aggregat von regellos orientierten Quarz-Individuen ersetzt, das die Orthoklas-Mikrolithen poikilitisch einschliesst. Erst nach der Entglasung wurde das Gestein von feinen Klüften durchsetzt, die durch die Einsprenglinge und die einheitlichen Quarz-Flächen der Grundmasse

hindurch gehen und sie manchmal um Bruchteile von Millimetern verwerfen. Nachträglich wurden diese Klüfte mit Chalcedon ausgefüllt.

Die Vermessung des Modus ergab:

Einsprenglinge:

Quarz	3.1 Vol. %
Sanidin	9.5 — -
Pseudomorphosen (nach Ägirinaugit?)	0.4 — -
Grundmasse (Quarz, Orthoklas und etwas opakes Erz, Apatit, Zirkon und sekundärer Chlorit und Chalcedon).	87.0 — -

Eine ausgesuchte Probe des Gesteins, in der fast keine Chalcedon-Äderchen vorkamen, wurde von N. SAHLBOM analysiert.

	Gew. %	Mol. Z	Niggli-Werte	Norm
SiO ₂	77.02	1284	si = 516	Q = 37.77
Al ₂ O ₃	11.24	110	al = 44.2	or = 37.81
Fe ₂ O ₃	0.23	1 ^{1/2}	fm = 7.6	ab = 18.86
FeO	0.73	10	c = 6.4	an = 1.67
MgO	0.24	6	alk = 41.8	Sal = 96.11
CaO	0.88	16	k = 0.65	di = 1.63
Na ₂ O	2.22	36	mg = 0.31	hy = 0.50
K ₂ O	6.42	68	qz = + 249	mt = 0.35
H ₂ O +	0.48	..	p = 0.4	il = 0.46
H ₂ O —	0.07	..	ti = 1.2	ap = 0.34
TiO ₂	0.24	3	Chemismus:	Fem = 3.28
P ₂ O ₅	0.14	1	alkaligranit-	Magdeburgose:
MnO	0.01	..	aplitisch	Symbol: I.3(4).1.2(3)
Summe	99.92			

Die NIGGLISCHE Molekularnorm entspricht den modalen Verhältnissen in Volumenprozenten besser als die amerikanische gewichtsprozentische Norm und leistet zur gegenseitigen Kontrolle der optischen und chemischen Analyse gute Dienste. Die Berechnung ergibt folgende prozentuale Werte:

	Vol. %	Einsprenglinge	Grundmasse
Quarz	3.1	3.1	33.5
Natronsanidin (bzw. Orthoklas)	9.5	9.5	51.2
Opakes Erz (Titanomagnetit)	0.1	0.1	0.5
Apatit	0.2
Zirkon	Spur
Sekundäre Hornblende	0.9
Sekundärer Chlorit	0.6
Sekundärer Calcit? (Ca-Überschuss)	0.4

Diese aus der chemischen Analyse berechneten Werte stimmen mit dem optischen Befund sehr gut überein. Fraglich bleibt nur ein kleiner Ca-Überschuss, der als Calcit in Rechnung gesetzt wurde, obschon dieses Mineral im Schliff nicht zur Beobachtung gelangte. In der Gewichtsnorm tritt er in den Diopsid ein, modal ist jedoch eine sekundäre Hornblende vorhanden, die sicher weniger Ca enthält als der Diopsid.

Die molekularnormative Zusammensetzung des Feldspats errechnet sich zu $Or_{64}Ab_{34}An_{02}$, die gewichtsnormative dagegen zu $Or_{65}Ab_{32}An_3$.

Berücksichtigt man die schwache Albitisierung eines Teiles der Einsprenglinge, so verschiebt sich das Verhältnis für das frische Gestein noch etwas zu Gunsten des Orthoklas-Moleküls. Das Gestein ist auf jeden Fall ein kalireicher Alkali-Rhyolith und kein »Quarzkeratophyr«.

Einsprenglingsarme Alkali-Rhyolithe.

a) mit poikilitisch entglaster Grundmasse.

Das beste Beispiel für diese Gruppe ist das Gestein No. 169 aus der Rand-Zone des Schlot-Ganges auf der Süd-Seite des Moskusokse-Fjords.

Die dichte, hell graue Grundmasse ist poikilitisch entglast wie die des Gesteins No. 463a, die schon auf Seite 43 beschrieben wurde. Sie enthält nur wenige, kaum millimeter-grosse Einsprenglinge von Quarz und Alkalifeldspat neben einigen kleinen Albit-Sphärolithen.

Der Sanidin ist in Schachbrett-Albit umgewandelt, dem radialstrahlige Kügelchen einer blau-grünen Hornblende beigemengt sind.

Der Quarz ist oft protoklastisch und stark korrodiert. Von seinen Rändern, wie von denen des ehemaligen Sanidins, strahlen halbkugelige oder segmentförmige Albit-Sphärolithen aus, die aber auch selbständig auftreten.

Opakes Erz ist nur in staubartigen Spuren vorhanden. Vereinzelt finden sich Zirkon und Apatit als Akzessorien.

Modus: Einsprenglinge:

Quarz	0.6 Vol. %
Sanidin (albitisiert)	1.1 — -
Sphärolithen (albitisiert)	1.8 — -
Grundmasse	96.5 — -

Der etwas plagioklas-führende Alkali-Rhyolith No. 410x vom Nord-Fuss des Ramsay-Berges besitzt eine teilweise poikilitisch sonst aber felsitisch entglaste Grundmasse. Das dichte, splittrig brechende Gestein ist intensiv rot gefärbt. Makroskopisch sind nur wenige und kleine Quarz-Einsprenglinge zu sehen.

Unter dem Mikroskop erscheinen diese stark gerundet und von einem gleich orientierten, von Alkalifeldspat poikilitisch durchspickten

Quarz-Hof umgeben. Die spärlichen, idiomorphen Sanidin-Einsprenglinge sind albitisiert. Spuren von sekundärer Hornblende und Erzbestäubung wie in No. 169.

Modus: Einsprenglinge:

Quarz	1.2 Vol. %
Sanidin (albitisiert)	0.6 — -
Plagioklas (Albit-Oligoklas)	0.2 — -
Grundmasse	98.0 — -

b) mit felsitischer bis mikrogranitischer Grundmasse.

Aus der Rand-Zone des grossen Schlot-Ganges gegenüber von Hoelsbu am Moskusokse-Fjord liegt ein gelblich-brauner, fluidal struierter Alkali-Rhyolith vor (No. 168), der nur sehr spärlich Einsprenglinge enthält.

Einige der mehr oder weniger stark korrodierten Quarz-Einsprenglinge sind von einem poikilitisch von Orthoklas durchwachsenen Quarz-Saum umgeben, wodurch strukturell ein Übergang zur vorigen Gruppe bedingt wird. Die Mehrzahl der Quarz-Einsprenglinge liegt jedoch direkt in der vorwiegend felsitischen Grundmasse.

Die Sanidin-Einsprenglinge sind fleckenweise stark bestäubt, zeigen jedoch oft noch sehr kleine Achsenwinkel $2V = -30^\circ$ und niedrige Doppelbrechung. Perthitische Entmischung hat an einigen stattgefunden, die sonst so verbreitete Albitisierung ist jedoch sehr mässig. An Zwillingen treten Baveno- und Manebach-Gesetz kombiniert auf (vgl. Fig. 4).

Die fluidale Textur der Grundmasse tritt im gewöhnlichen Licht durch hellere und dunklere Lagen sehr deutlich in Erscheinung. Unter gekreuzten Nicols weisen die helleren Lagen gröberes Korn auf und zeigen Übergänge in die poikilitische Entglasungs-Struktur, während die dunkleren Lagen felsitisch entglast sind. Abgesehen von kleinen Erz-Körnchen treten nur sekundäre femische Mineralien auf, und zwar sehr spärliche Büschel von blau-grüner Hornblende und etwas Limonit. Dazu kommt noch eine sehr schwache Sericit-Punktierung der Grundmasse.

Modus: Einsprenglinge:

Quarz	1.4 Vol. %
Sanidin	1.1 — -
Grundmasse	97.5 — -

Das verhältnismässig frische Gestein wurde von N. SAHLBOM analysiert:

	Gew. %	Mol. Z	Niggli-Werte	Norm
SiO ₂	76.92	1282	si = 519	Q = 39.90
Al ₂ O ₃	12.12	119		
Fe ₂ O ₃	0.73	4 ^{1/2}	al = 48.2	or = 28.91
FeO.....	0.59	8	fm = 7.3	ab = 24.63
MgO.....	0.04	1	c = 4.5	an = 3.06
CaO.....	0.64	11	alk = 40.0	C = 0.92
Na ₂ O.....	2.92	47		Sal = 97.42
K ₂ O.....	4.93	52	k = 0.53	
H ₂ O+.....	0.76	..	mg = 0.06	en = 0.10
H ₂ O-.....	0.18	..		mt = 1.16
TiO ₂	0.22	3	qz = + 259	il = 0.46
P ₂ O ₅	Spur	..	ti = 1.2	
MnO.....	0.02	..		Fem = 1.72
Summe...	100.07		Chemismus: aplitgranitisch	Alaskose: Symbol: I.3''1(2).3

Der Tonerde-Überschuss (C) rührt von der Sericitisierung der Feldspäte her. Nach seiner rechnerischen Zurückführung in Alkalifeldspat (Albit bzw. Orthoklas) ergeben sich folgende Niggli-Werte für das frische Gestein:

si	al	fm	c	alk	k	mg
502	46 ^{1/2}	7	4 ^{1/2}	42	0.48—0.56	0.06

Die Molekularnorm des schwach anchimetamorphen Alkali-Rhyoliths gibt folgende Werte:

Quarz.....	38.0 %
Alkalifeldspat.....	56.8 -
Erz (Magnetit + Ilmenit).....	1.1 -
Hornblende.....	0.2 -
Muskowit.....	3.8 -

Der molekularnormative Feldspat ist Or₅₀Ab₄₅An₀₅.

Diese Zusammensetzung würde einem Anorthoklas entsprechen. Da aber bereits eine geringe Albitisierung stattgefunden hat, dürfte der ursprüngliche Feldspat eher ein Natronsanidin gewesen sein.

Der Alkali-Rhyolith No. 167 steht dem vorigen sehr nahe. In seiner sehr feinkörnigen Grundmasse liegen farblose Quarz- und hell fleischfarbige Sanidin-Einsprenglinge. Diese sind völlig albitisiert und teilweise hohl. Daneben kommen einige kleine, bestäubte Plagioklas-Einsprenglinge und zahlreiche, winzige Erz-Körnchen vor.

Die Grundmasse ist äusserst feinkörnig mikrogranitisch und etwas verquarzt.

Modus: Einsprenglinge:

Quarz	2.7 Vol. %
Sanidin (albitisiert)	0.9 — -
Albit-Oligoklas	0.5 — -
Grundmasse	95.9 — -

Es schliessen sich hier noch folgende Alkali-Rhyolithe an:

- No. 171. Braun-rot, etwas fluidal, mit felsitischer, stellenweise mikrosphärolithischer Grundmasse. Nur 0.1% Quarz-Einsprenglinge.
- No. 182. Indisch-rot, fluidal mit mikrogranitischer Grundmasse und kleinen Quarz-Linsen, in die idiomorphe Orthoklas-Säulchen hinein wachsen. Quarz-Einsprenglinge = 1.2 Vol. %, Sanidin-Einsprenglinge = 0.4 %.
- No. 92. Indisch-rot, dicht, mit felsitischer Grundmasse. Die Erzkörnchen machen 0.9 Vol. % aus, die Quarz-Einsprenglinge nur 0.1 %.
- No. 96. Bräunlich-rot, fluidal, mit felsitischer bis mikropoikilitischer Grundmasse und seltenen, granophyrischen Sphärolithen.

Modus: Quarz-Einsprenglinge	3.0 Vol. %
Sanidin-Einsprenglinge	1.7 — -
Grundmasse	95.3 — -

Stärker umgewandelte Alkali-Rhyolithe.

No. 485a von der Süd-Küste der Ymer-Ø ist ein stark verquarzter Alkali-Rhyolith mit etwa je 6% Quarz- und Sanidin-Einsprenglingen. Makroskopisch ist die Grundmasse weiss und enthält neben Quarz löcherige rosafarbene Feldspat-Einsprenglinge. Der Sanidin ist albitisiert und teilweise weggeführt. Die Grundmasse ist weitgehend durch feinkörnigen Quarz ersetzt und stark porös. Im frischen Zustand dürfte das Gestein No. 483 ähnlich gewesen sein.

No. 415a vom Ramsay-Berg ist ein hell-rotes, gelb geflecktes Gestein mit Quarz- und stark zersetzten Feldspat-Einsprenglingen. Unter dem Mikroskop erscheint die Grundmasse stark verquarzt. Der Quarz herrscht unter den Einsprenglingen vor. Der Sanidin ist vollständig durch äusserst feinschuppigen Sericit und körnigen Quarz verdrängt. Limonitische Substanzen sind stellenweise in grösserer Menge vorhanden.

No. 97 und No. 98 sind fast einsprenglingsfreie Alkali-Rhyolithe, die Decken in Devon-Sandstein bilden und am Ausgang des Hurtig-rite-Tales anstehen. Die frischere Probe No. 98 ist ein hell-brauner Felsit und entspricht etwa No. 96. Die Quarz-Einsprenglinge machen

0.5 % und der Sanidin 0.6 % des Gesteins aus. Die feinkörnige Grundmasse ist etwas verquarzt und stellenweise limonitisiert.

No. 97 ist weiss mit Limonit-Flecken. Die Verquarzung ist kräftig und von der Bildung von feinschuppigen Sericit-Nestern begleitet.

No. 178a aus einer Eruptiv-Breccie vom Nord-Ufer des Moskusokse-Fjords beim Hurtigrute-Tal ist grau-braun, chalcedonartig dicht und mit zahlreichen, winzigen Pyrit-Würfelchen besät. Im Schliiff zeigt sich ein sehr feinkörniges, mit winzigen Sericit-Schuppen vermischtes Quarz-Aggregat, in dem sehr seltene Quarz-Einsprenglinge vorkommen.

Wenn in den fünf soeben angeführten Gesteinen die Umwandlung in der Hauptsache in einer Verquarzung beruhte, die auf Autometamorphose zurückzuführen ist, so zeigen die folgenden Gesteine vor allem die Neubildung von Calcit, Zoisit und Epidot.

Ein Auswürfling No. 462a aus den Tuffen an der Nord-Küste der Ymer-Ø zeigt in einer sehr feinkörnigen, grauen Grundmasse weisse Einsprenglinge in Feldspat-Form und vereinzelt Quarze. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Feldspate als Sanidine, die weitgehend in ein Gemenge von Quarz und Calcit pseudomorphosiert sind. Auch in der felsitischen Grundmasse treten »porphyroblastische« Calcit-Kristalle auf, die das Quarz-Feldspat-Gemenge verdrängen.

Nach dem Modus ist das Gestein den Alkali-Rhyolithen mit vorherrschenden Sanidin-Einsprenglingen zuzuordnen:

Einsprenglinge:

Quarz	2.6 Vol. %
Sanidin (z. T. umgewandelt)	6.2 —
Grundmasse + Calcit	91.2 —

Auch in dem grünlich-gelben Alkali-Rhyolith No. 446 aus der Rand-Zone des grossen Schlot-Ganges gegenüber von Hoelsbu sind einige der spärlichen Sanidin-Einsprenglinge fast vollständig durch Calcit und etwas Quarz verdrängt. Andere erscheinen völlig sericitisiert. Die etwas häufigeren, aber kleinen Quarz-Einsprenglinge sind meist stark gerundet. Die felsitische bis mikroplitische Grundmasse erscheint durch streifenweisen Wechsel der Korngrösse und Pigmentierung fluidal struiert. Lang gezogene Pflasterquarz-Linsen, die teilweise sericitgefüllte Geoden aufweisen, heben das fluidale Gefüge noch mehr hervor. Modal schliesst sich das Gestein an No. 168 an, ist jedoch stärker verquarzt als jenes.

Der einsprenglingsfreie, indisch-rote, fluidale Auswürfling No. 202 vom Fundort P auf der Ymer-Ø enthält in Poren und Blasenräumen Calcit und radialstengelige Aggregate von β -Zoisit. Seine mikrofelsitische Grundmasse ist lagenweise ziemlich stark vererzt durch Haematit.

Durch besonderen Reichtum an sekundären Mineralien zeichnet sich No. 424 vom Nordost-Fuss des Sederholm-Berges aus. Das braun-graue, dichte Gestein enthält Einsprenglinge von Quarz, Sanidin und Albit-Oligoklas in felsitischer Grundmasse. Modal steht es 419 nahe.

An sekundären Mineralien sind zu nennen: Pyrit in vereinzelt, bis 2 mm grossen Kristallen; Quarz und Chlorit als Umwandlungsprodukte des Sanidins, von dem noch mehr oder weniger stark albitisierte Relikte vorhanden sind. Quarz und Hornblende bilden sich auf Kosten des Plagioklases an einigen Stellen. Im allgemeinen ist der Plagioklas aber nur bestäubt und zeigt die Eigenschaften eines Albit-Oligoklases. Klinozoisit und Epidot mit variablem Eisengehalt, Quarz, Prehnit, Chlorit und Hornblende treten hier und da begleitet von Fluorit und Calcit in Nestern auf, die vermutlich ehemaligen Blasenräumen entsprechen, finden sich aber auch zerstreut in der Grundmasse zusammen mit etwas Titanit und verschiedenen Erz-Partikeln.

Epidot, Calcit, Chlorit und Quarz sind auch verbreitete Sekundär-Produkte in No. 411, einem fleischfarbenen, gelb-grün gesprenkelten Alkali-Rhyolith vom Kontakt mit Olivin-Pigeonit-Diabas am Nord-Fuss des Ramsay-Berges. Die Grundmasse zeichnet sich durch ein prachtvolles, teilweise etwas sphärolithisch angeordnetes, poikilitisches Gefüge aus. Millimeter grosse, miteinander verzahnte Quarz-Körner sind von Feldspat-Nadeln durchspickt. Manchmal ordnen sich diese Körner derart um einen Quarz-Einsprengling an, dass das innerste Korn mit diesem parallel orientiert ist und radial angeordnete Feldspat-Säulchen umschliesst. Die nächstliegenden Körner enthalten etwas mehr Feldspat von gedrungeneren Formen. Dann folgen Quarz-Feldspat-Gemenge mit runitischer Struktur. An anderen Stellen finden sich schöne, grobstrahlige Sphärolithen oft mit einem Sanidin-Kern versehen. Die Zwickel zwischen den verschiedenen kugeligen Gebilden sind mit körnigem Quarz ausgefüllt. Der Feldspat wird teilweise durch Epidot ersetzt.

Nach seinem Mineralbestand muss das Gestein den Alkali-Rhyolithen mit vorherrschenden Quarz-Einsprenglingen zugeordnet werden. Es enthält:

Einsprenglinge:

Quarz	5.5 Vol. %
Sanidin	1.8 — -
Grundmasse	92.7 — -

Die bemerkenswerte Frische der Sanidin-Einsprenglinge, die nur mässige Verquarzung und das Fehlen von Sericit legen die Vermutung nahe, dass die Umwandlung dieses Gesteins nicht oder nur zum geringen Teil auf Autometamorphose beruht. Calcit, Epidot und Chlorit erhielten wohl Stoffzufuhr aus dem diabasischen Nebengestein durch zirkulieren-

des Wasser. Ob eventuell eine direkte Aufnahme dieser Stoffe durch mechanische oder chemische Einverleibung während der Intrusion stattgefunden hat, lässt sich am Handstück und im Schliiff nicht entscheiden, ist aber nicht ausgeschlossen.

In Verbindung mit den beschriebenen Alkali-Rhyolithen treten an vielen Orten Tuffe auf, deren eingehende petrographische Beschreibung sich hier erübrigt. Das Wichtigste darüber wird in der geologischen Übersicht gesagt werden.

Trachydacitartiger Rhyolith.

Anhangsweise sei noch das Gestein No. 218 erwähnt, das an der Süd-Küste der Ymer-Ø einen Gang im Devon-Sandstein bildet.

In der sehr feinkörnigen, rötlich-braunen Grundmasse liegen bis 5 mm grosse Einsprenglinge von fleischfarbigen Feldspat neben kleinen, grau-grünen Chlorit-Flecken. Das Gestein umschliesst ausserdem Xenolithe von albitisiertem Diabas.

Die äusserst seltenen Quarz-Einsprenglinge sind sehr stark korrodiert.

Auch die Sanidin-Einsprenglinge zeigen stark gerundete Formen. Randlich sind sie durch Erz-Partikel braun-rot pigmentiert. Auf Spalten dringt Calcit ein und verdrängt teilweise den Alkalifeldspat.

Die Plagioklase bilden grössere, nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbad-Gesetz verzwillingte Einsprenglinge, die sich gern glomerophyrisch gruppieren. Sie sind mit Sericit, etwas Erz und Zoisit bestäubt und gleichen in jeder Hinsicht den bereits beschriebenen, etwas albitisierten Oligoklasen der plagioklasführenden Alkali-Rhyolithe.

Vereinzelt treten kleinporphyrische Pseudomorphosen von Pennin nach einem unbekanntem Mineral auf.

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus meist idiomorphem Orthoklas und vereinzelt Plagioklas-Kriställchen. Die Zwickel sind mit Chlorit oder seltener mit Quarz ausgefüllt. Sehr spärlich treten Titanit und Erz auf. Apatit scheint etwas reichlicher vorhanden zu sein. Anhäufungen von Chlorit mit verzahnten Quarz-Aggregaten dürften als Hohlraum-Ausfüllungen zu deuten sein.

Die Vermessung des Modus ergab:

Einsprenglinge:

Quarz	0.1 Vol. %
Sanidin	2.5 — -
Oligoklas	4.2 — -
Pennin-Pseudomorphosen	0.5 — -
Aggregate von Quarz + Chlorit	1.1 — -
Grundmasse	90.6 — -
Diabas-Xenolithe	1.0 — -

Durch das Vorherrschen des Plagioklases unter den Einsprenglingen unterscheidet sich das vorliegende Gestein von allen bisher beschriebenen Alkali-Rhyolithen. Es ist aber auch gänzlich verschieden von den Rhyodaciten vom Segelsällskapets-Fjord. Sein Chemismus dürfte granosyenitisch sein. Auch darin zeigt sich eine prinzipielle Abweichung von den übrigen sauren Eruptiva des Fjord-Gebiets.

Leider ist es nicht möglich, die Zugehörigkeit der Diabas-Xenolithen zu bestimmen, da sie stark umgewandelt sind. Ihr Plagioklas ist völlig albitisiert, und die Zwickel sind von Chlorit erfüllt. Magnetit in Oktaedern ist ziemlich häufig. Vom Rhyolith ausgehend verdrängt der Alkalifeldspat die Füllmasse zwischen den Plagioklasen des Diabases, die teilweise resorbiert wurden. Unzweifelhaft sind dadurch der Rhyolith-Schmelze femisches Material und Anorthit-Substanz zugeführt worden, und es ist durchaus möglich, dass der aberrante Typus des Gesteins durch solche Assimilations-Erscheinungen verursacht wurde.

In diesem Fall ist anzunehmen, dass der Rhyolith mit den Alkali-Rhyolithen mit vorherrschenden Sanidin-Einsprenglingen (z. B. No. 483) in genetischem Zusammenhang steht und devonisches Alter besitzt. Die aus der Tiefe mit empor gebrachten Xenolithe hätten dann mit den ebenfalls umgewandelten Diabas-Gängen No. 217 und 222 natürlich nichts zu tun. Tatsächlich weisen die Xenolithe, soweit das noch festzustellen ist, mit den Gesteinen der vermutlich tertiären Diabas-Gänge nur eine sehr entfernte Ähnlichkeit auf.

Eine andere, m. E. weniger wahrscheinliche Erklärung wäre folgende: Der Rhyolith unterscheidet sich von den Alkali-Rhyolithen der Ymer-Ø von allem Anfang an durch seinen granosyenitischen Chemismus auch ohne die Assimilation von Diabas-Material, und dieses ist mit den Ganggesteinen 217 und 222 genetisch verknüpft. Dann müsste der Rhyolith jünger sein als diese tertiären, diabasartigen Basalte und vermutlich verwandtschaftliche Beziehungen zu den jungen Syeniten, Graniten und Nephelinsyeniten aufweisen, die L. R. WAGER aus den Küsten-Gebieten südlich des Scoresby-Sundes beschrieben hat. Vielleicht lässt sich diese Frage später einmal beantworten, wenn genügend Vergleichsmaterial auch aus dem von H. SCHAUB untersuchten Küsten-Gebiet der Traill-Ø (Kap Simpson und Kap Parry) bekannt geworden ist.

Zwei-Glimmer-Granite.

Am Ost-Abhang des Högbom-Berges treten fein- bis mittelkörnige Granite auf, die in die devonischen Sandsteine und Diabase eingedrungen sind (vgl. Fig. 2).

No. 57 ist ein ziemlich feinkörniger Granit mit fleischfarbigen und weissen Feldspäten und chloritisierten Biotit-Schuppen.

Die Struktur ist typisch granitisch. Ausser den Akzessorien sind auch die Glimmer idiomorph entwickelt. Der Plagioklas ist ebenfalls weitgehend idiomorph und findet sich auch als Einschlüsse im Orthoklas. Der Quarz bildet die letzte, xenomorphe Füllmasse.

Der Quarz löscht undulös aus und ist teilweise in subparallele, verzahnte Bruchstücke zerdrückt. Zu einer kataklastischen Zertrümmerung reichten jedoch die deformierenden Kräfte nicht aus.

Auch der Orthoklas zeigt fleckig verteilte, rollende Auslöschung, die durch leichte mechanische Deformation verursacht wurde. Zwillingsbildungen wurden nicht beobachtet. Perthitische Entmischung ist kaum angedeutet. $2V = -72$ bis -80° . $\alpha : [100] = 6^\circ$. Auf Spaltblättchen nach (001) ist die Auslöschung gerade.

Die Plagioklase sind fein verzwillingt nach dem Albit-Gesetz. Untergeordnet und oft auch vereinzelt treten mehr oder weniger keil- und treppenförmige Periklin-Lamellen auf. Die Bestimmung des Anorthit-Gehalts ergab Werte zwischen 5 und 16 %. Der höhere Wert wurde an klaren Stellen der Kristalle gemessen. Zumeist sind diese aber, im Gegensatz zum Orthoklas, ziemlich stark bestäubt mit kleinen Sericit-Schuppen und vereinzelt Zoisit-Körnchen. In diesen bestäubten Partien ergab sich der Anorthit-Gehalt immer unter 10 %. Es hat offenbar in Folge der Sericitisierung und der beginnenden Saussuritisierung eine passive Anreicherung des Albit-Moleküls stattgefunden, wie wir sie schon bei den Rhyolithen festgestellt haben.

Der Biotit ist vollständig in Chlorit umgewandelt, der nach seinem Pleochroismus und seiner Doppelbrechung als ein dem Delessit nahe stehender Pennin bezeichnet werden muss. Er ist einachsigt negativ mit $n\gamma = 1.58$; $n\gamma - n\alpha = 0.003$; $\alpha =$ gründlich gelb und $\gamma =$ grau-grün. Am Aufbau dieser Pseudomorphosen nehmen auch in geringer Menge Epidot und Erz teil.

Farbloser Glimmer tritt in zwei Arten auf: In grösseren, tafeligen Kristallen, teils selbständig, häufiger aber parallel verwachsen mit Biotit und als feinschuppige Sericit-Aggregate als Umwandlungsprodukt der Plagioklase. Die grösseren Kristalle sind wohl primärer Natur. Nach ihrem $2V = -32^\circ$ handelt es sich um phengitartige Muskowite.

Als Akzessorien sind zu nennen:

Apatit in gedrungeenen, ziemlich grossen Prismen mit sehr niedriger Doppelbrechung (0.001 bis 0.002),

Zirkon in sehr schlanken Säulchen und

Magnetit in undeutlichen Oktaedern und Agglomeraten von solchen.

Die Vermessung des Modus ergab:

Quarz	27.6	Vol. %
Orthoklas	24.6	— -
Oligoklas-Albit	37.5	— -
Biotit (chloritisiert)	7.2	— -
Muskowit	2.8	— -
Magnetit	0.2	— -
Apatit	0.1	— -
Zirkon	Spur	

Daraus lässt sich der Chemismus annähernd berechnen zu:

si	al	fm	c	alk	k	mg
380	41	16 $\frac{1}{2}$	7 $\frac{1}{2}$	35	0.4	0.3

Diese Werte entsprechen einem engadinitgranitischen Typus.

Derselbe Granit ist stellenweise voll von dichten, grünlich-schwarzen Xenolithen, die sich unter dem Mikroskop als metamorphe Sedimente zu erkennen geben.

In der Nähe der Xenolithe wird der Granit reicher an chloritisier-tem Biotit. Gleichzeitig nimmt der Quarz-Gehalt ab. Die Grenze der Xenolithe ist durch eine plötzliche, starke Zunahme des Biotits bei rasch abnehmender Korngrösse gekennzeichnet. Diese Überganszone ist 5 bis 8 mm breit. Darauf folgt der eigentliche Xenolith, der aus einem sehr feinkörnigen, hornfelsartigen Gemenge von Albit-Oligoklas, Orthoklas und Biotit besteht. Quarz fehlt völlig. Die Feldspäte sind auch hier mit Sericit und Erz-Partikeln bestäubt, und der Biotit ist weitgehend in Pennin umgewandelt. Als seltene Übergemengteile sind opakes Erz und Calcit zu nennen. Randlich geht die Hornfels-Struktur durch die idiomorphe Ausbildung der Plagioklase und Biotite in ein granitisches Gefüge über. Es handelt sich um metamorphe Pelite, die bei der Intrusion wohl aus grösserer Tiefe mit herauf geschleppt wurden.

Der Granit No. 58 stammt aus derselben Zone wie No. 57 etwa 2 km weiter nördlich, aus einer Gegend, in der keine Diabase mehr beobachtet wurden. Er ist fein- bis mittelkörnig und in seiner Gesamt-farbe rötlich-grau. Die Feldspäte sind milchig weiss bis hell fleisch-farben. Das femische Silikat ist auch hier völlig chloritisiert. Die Chlorit-Pseudomorphosen bestehen jedoch nicht aus einheitlichen Kristallen wie in No. 57, sondern aus wirrschuppigen Aggregaten eines mehr oliv-grünen, etwas stärker doppelbrechenden Chlorits. Die äussere Form der Pseudomorphosen ist völlig unregelmässig und lässt keinen Schluss auf die Natur des Edukts zu. Die Tatsache jedoch, dass auch hier grössere

Muskowit-Kristalle in paralleler Verwachsung mit Chlorit vorkommen, lässt wiederum als Edukt Biotit vermuten, der wohl schon primär glomerophyrische Anhäufungen bildete.

Der Modus ist folgender:

Quarz	30.1	Vol. %
Orthoklas	30.9	— -
Oligoklas-Albit	31.0	— -
Chlorit (wahrscheinlich n. Biotit)	4.8	— -
Muskowit	2.3	— -
Opakes Erz	0.8	— -
Apatit	0.1	— -

Aus diesen Daten errechnen sich folgende Annäherungswerte:

si	al	fm	c	alk	k	mg
398	43	15	6 $\frac{1}{2}$	35 $\frac{1}{2}$	0.5	0.4

Diese entsprechen wiederum einem engadinitgranitischen Chemismus.

Alkali-Granite.

No. 25 ist ein mittelkörniger Vertreter dieser Gruppe, der nur sehr wenige, einsprenglingsartig entwickelte, bis centimetergrosse Alkalifeldspäte enthält, sodass der Dünnschliff immer noch als rēpresentativ betrachtet werden kann.

Das Gestein bildet einen mächtigen Gang im Granit-Tal auf der Nordost-Seite des Parkinson-Berges. Neben herrschendem, fleischrotem Alkalifeldspat und rauchgrauem Quarz treten noch weisse Plagioklase, tief schwarze Biotite und braune Zirkon-Kristalle auf.

Die Struktur ist granitisch, neigt aber zu aplitischem Gefüge, da die Alkalifeldspäte oft auch gegenüber dem Quarz unregelmässig begrenzt sind.

Der allotriomorphe Quarz löscht einheitlich aus. Nur an wenigen Stellen ist die Wirkung deformierender Kräfte durch eine leicht undulöse Auslöschung angedeutet.

Der Alkalifeldspat ist ein perthitisch entmischter Natronorthoklas. Der Albit-Gehalt des Perthits beträgt etwa 28 Vol.%. Der Orthoklas weist einen Achsenwinkel von -80° auf, es ist aber keine Spur von Mikroklin-Gitterung wahrzunehmen, und auch die Spaltblättchen nach (001) löschen gerade aus. $\alpha: [100] = 5^\circ$.

An einigen Stellen ist eine deutliche Zunahme der Albit-Substanz gegen den Rand der Perthite vorhanden, und in extremen Fällen tritt sogar ein reiner Albit-Saum auf. Es handelt sich wohl um eine primäre

Zonierung des Natronorthoklases mit kalireichem Kern und natronreichen Rand-Zonen.

Der meist idiomorphe Plagioklas ist oft deutlich zoniert mit einem Oligoklas-Kern und fast reinen Albit-Rändern. Er ist fein verzwillingt nach dem Albit- und Periklin-Gesetz. Die Oligoklas-Kerne sind mit Sericit, Calcit und etwas limonitischem Erz bestäubt. Die Menge dieser Sekundär-Produkte nimmt gegen die Rand-Zonen graduell ab mit Ausnahme der Limonit-Partikel, die unregelmässig, wolkenartig verteilt sind.

Der Biotit ist einachsigt und nach seiner Farbe und seinem $n\gamma = 1.637$ zu schliessen sehr eisenreich. Der intensive Pleochroismus ist: $\gamma = \beta =$ tief dunkel rot-braun, fast opak und $\alpha =$ hell gelb-braun. Er wandelt sich in einen intensiv gefärbten Chlorit um, der ebenfalls stark pleochroitisch ist mit $\rho = \beta =$ dunkel grasgrün und $\alpha =$ hell braun wie im Biotit. Die Doppelbrechung des Chlorits ist 0.0095 mit starker Dispersion $\rho > v$. $2V$ ist sehr klein und negativ. Die Lichtbrechung ist kaum niedriger als die des Biotits. Es handelt sich demnach um ein sehr eisenreiches Glied der Chloritgruppe, das in seinen optischen Eigenschaften dem Thuringit nahe steht.

Das opake Erz bildet unregelmässige Körner.

Zirkon ist ziemlich häufig. Seine durch (110), (111) und (321) begrenzten Kriställchen erreichen über Millimeter-Grösse. Kleinere Prismen finden sich im Biotit oder Chlorit eingeschlossen und sind von kräftigen pleochroitischen Höfen umgeben.

Apatit ist sehr selten.

Farbloser Fluorit tritt in allotriomorphen Körnern auf.

Der Modus dieses Granits ist folgender:

Quarz	32.2	Vol. %
Orthoklas-Perthit	54.6	— -
Oligoklas-Albit	9.6	— -
Biotit	1.9	— -
Chlorit	1.3	— -
Opakes Erz	0.2	— -
Zirkon	0.1	— -
Fluorit	0.1	— -
Apatit	Spur	

Die Berechnung des Chemismus ergab:

si	al	fm	c	alk	k	mg
485	45	9 $\frac{1}{2}$	2 $\frac{1}{2}$	43	0.7	0.4

Er ist alkaligranitaplitisch bis alkaligranitisch.

No. 49 ist ein Alkali-Granit vom Ost-Fuss des Parkinson-Berges. Er bildet einen etwa 5 m mächtigen Gang in den Quarziten der Eleonore-Bay-Formation und unterscheidet sich von dem vorigen nur durch seine geringere Frische.

Die Quarze zeigen etwas undulöse Auslöschung. Der Perthit wird stellenweise von Schachbrett-Albit verdrängt. Der Biotit ist unter kräftiger Erz-Ausscheidung gebleicht; dagegen fehlt Chlorit. Neben farblosem Fluorit tritt in miarolithischen Hohlräumen auch violett gefärbter auf.

Unzweifelhaft gehören die beiden Gang-Granite No. 25 und 49 zusammen.

Alkali-Granitporphyr.

Der einzige Vertreter dieser Gruppe liegt in der Probe No. 53 vor, die von einem sillartigen Gang in den Quarziten der Eleonore-Bay-Formation am Mt. Salève stammt.

Das Gestein enthält bis 5 cm grosse Einsprenglinge von rötlichem Alkalifeldspat in einer mittelkörnigen Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Biotit.

Die Struktur ist hypidiomorph körnig und poikilitisch.

Der Quarz ist immer allotriomorph, auch wenn er in den Mikroklin-Einsprenglingen eingeschlossen ist. Er zeigt oft stark undulöse Auslöschung.

Die Alkalifeldspäte bilden grosse Kristalle, die alle anderen Gemengteile poikilitisch umschliessen. Sie sind zum Teil typische Mikrokline mit prachtvoller Zwillings-Gitterung und $2V = -84^\circ$, zum Teil aber auch nicht verzwilligte Orthoklase mit $2V = -73^\circ$ und gerader Auslöschung auf (001). Beide enthalten Schnüre und Linsen von perthitischem Albit.

Die Plagioklase sind idiomorph und zoniert. Die grossen Oligoklas-Kerne mit 15 bis 20 % Anorthit-Gehalt sind von schmalen Zonen umgeben, deren äussere aus fast reinem Albit bestehen. In den Kernen hat sich reichlich Sericit angesiedelt, wodurch sie getrübt erscheinen.

Der Biotit ist teilweise in optisch negativen Pennin umgewandelt, der einen schwachen Pleochroismus mit $\alpha =$ gelblich und $\gamma =$ grau-grün aufweist. Der Biotit ist eisenärmer als im Alkali-Granit No. 25, optisch einachsig und pleochroitisch mit $\gamma = \beta =$ rot-braun und $\alpha =$ hell bräunlich-gelb.

Muskowit tritt in Parallel-Verwachsung mit Biotit auf und bildet auch selbständige, in Quarz oder Feldspat eingeschlossene, tafelige Kristalle.

Opakes Erz, Apatit und Zirkon sind Übergemengteile.

Die Vermessung des Modus kann in Anbetracht der grossen Einsprenglinge nur ein ungefähres Bild vermitteln, trotzdem auch am

Handstück eine Feststellung des Quarz-Feldspat-Verhältnisses versucht wurde. Danach enthält das Gestein etwa 25 % Quarz, 55 % Alkali-feldspäte, 15 % Plagioklas und 5 % femische Gemengteile, von denen etwa je 0.3 % auf Muskowit und Erz, 0.1 % auf Apatit und 4.3 % auf Biotit und den aus diesem hervorgegangenen Chlorit entfallen.

Der Chemismus ist sicher alkaligranitisch, lässt sich aber zahlenmässig nicht näher berechnen.

Trotz beträchtlicher Abweichungen im Charakter seiner einzelnen Mineralien und ihren Mengenverhältnissen dürfte dieser Alkali-Granitporphyr vielleicht doch mit den Alkali-Graniten No. 25 und 49 in genetischem Verband stehen. Eine chemische Analyse würde zur Behebung dieser Unsicherheit beitragen können. Das vorliegende Material reicht aber bei dem sehr groben Korn des Gesteins zu einer solchen nicht aus.

Runitische Aplit-Granite.

Ein typischer Vertreter dieser Gruppe wurde schon von H. BACKLUND beschrieben und von N. SAHLBOM analysiert (Lit. 2, Gestein No. 189). Er stammt von derselben Stelle wie die hier vorliegende Probe No. 366 und gehört, wie auch die No. 61 und 429a, dem grossen Intrusionskörper am Högbom-Berg an.

Alle diese Gesteine sind ziegelrot und fein- bis mittelkörnig.

Ihre Struktur ist am besten als »runitporphyrisch« zu bezeichnen. Grössere, meist idiomorphe Orthoklase oder Albite sind von einer schrift-granitischen Quarz-Orthoklas-Zone umgeben, deren Korngrösse mit der Entfernung vom zentralen Feldspat-Kristall zunimmt, wobei anfangs noch zahlreiche Quarz-Stengel demselben Individuum angehören, endlich aber ein aplitisches Gemenge von beliebig orientierten Körnern entsteht.

Die Quarze sind erfüllt von Flüssigkeits-Einschlüssen und Gas-Poren. Undulöse Auslöschung ist verbreitet.

Die Orthoklase sind von spärlichem perthitischem Albit durchwachsen und stark, aber unregelmässig von braun-roten Erz-Partikeln bestäubt.

Die Albite sind ebenfalls bestäubt und mit Sericit-Schuppen besät. Feine Zwillings-Lamellierung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz ist allgemein verbreitet. Vereinzelt wurden auch Karlsbad- und Albit-Karlsbad-Komplex-Zwillinge beobachtet. Die optische Orientierung entspricht einem Albit mit etwa 5 % Anorthit-Gehalt.

Femische Silikate fehlen meist vollständig. Nur in No. 429a tritt etwas Biotit auf.

Zirkon ist sehr selten, dagegen sind opake Erz-Körner und Apatit immer vorhanden. Häufig findet sich auch etwas farbloser Fluorit.

Der Modus konnte an allen Proben mit genügender Genauigkeit festgestellt werden. Eine Trennung von Quarz und Orthoklas war in den 2 bis 5 % betragenden mikrorunitischen Kränzen nicht möglich. Sie wurden als solche vermessen und dann zu einem Drittel dem Quarz und zu zwei Dritteln dem Orthoklas zugezählt.

Um den quantitativen Vergleich mit BACKLUNDS No. 189 zu ermöglichen, wurde die Molekularnorm dieses Gesteins berechnet und der Tonerde-Überschuss, der der Sericitisierung zuzuschreiben ist, zu Orthoklas umgeformt. Diese rechnerisch »entsericitisierte« Molekularnorm und die Mineralbestände der direkt vermessenen Schiffe sind in folgender Tabelle zusammengestellt:

Modus Vol. %	No. 61	366	429a	Mol. Norm B. 189							
Quarz	29.4	33.3	34.8	33.4							
Natronorthoklas	54.8	61.4	54.1	56.6							
Albit	12.8	3.1	9.6	9.5							
Opakes Erz	1.9	1.7	0.9	<table style="display: inline-table; vertical-align: middle;"> <tr><td rowspan="3" style="font-size: 2em;">}</td><td>Mt</td><td>0.3</td></tr> <tr><td>Il</td><td>0.1</td></tr> <tr><td>Hm</td><td>0.7</td></tr> </table>	}	Mt	0.3	Il	0.1	Hm	0.7
}	Mt	0.3									
	Il	0.1									
	Hm	0.7									
Biotit	0.5	..							
Apatit	Spur	0.5	Spur	0.6							
Fluorit	1.1	..	0.1	n.-b.							

Die Berechnung der Chemismen ergab Werte, die sich sehr gut mit denen der Bauschanalyse von BACKLUNDS No. 189 vergleichen lassen, wie die Tabelle der Niggli-Werte zeigt:

	61	366	429a	B. 189a	B. 189b
si	422	486	518	476	484
al	41 ^{1/2}	44	46 ^{1/2}	44.6	45.1
fm	11	10 ^{1/2}	7	8.1	8.2
c	7	3	2	3.6	3.6
alk	40 ^{1/2}	42 ^{1/2}	44 ^{1/2}	43.7	43.1
k	0.6	0.7	0.65	0.62	0.62
mg	0.05	0.05	0.1	0.06	0.06

Unter B. 189a sind die Werte des »entsericitisierten«, unter B. 189b diejenigen des analysierten, etwas umgewandelten Gesteins angeführt. Die Chemismen sind alkaligranitaplitisch (429a, 189) bis alkaligranitisch (61, 366).

Ein weiteres Gestein, das sich eng an die runitischen Aplit-Granite anschliesst, ist der grosse Gang No. 374 am Nordost-Fuss des Sederholm-Berges. Er besteht aus einem ziegelroten, feinkörnigen Aplit-Granit, in dem, wenn auch seltener als in den vorigen, ebenfalls runitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat vorkommen. Die Feldspäte sind intensiv pigmentiert und unfrisch. Sericit und etwas Chlorit sind neben limonitischen Substanzen die wichtigsten Sekundär-Produkte.

Modus: Quarz	34.5 Vol. %
Orthoklas	63.0 — -
Albit	1.6 — -
Opakes Erz	0.9 — -

Die grosse Ähnlichkeit mit dem vorigen drückt sich darin auch quantitativ aus. Die Berechnung des Chemismus des frisch gedachten Gesteins gibt sehr ähnliche Werte, wie die von No. 429a, nämlich:

si	al	fm	c	alk	k	mg
522	46 $\frac{1}{2}$	6 $\frac{1}{2}$	1 $\frac{1}{2}$	45 $\frac{1}{2}$	0.7	0.1

Das geologische Auftreten der Alkali-Rhyolithe und Granite.

Die Verbreitung der Alkali-Rhyolithe und ihrer Tiefen-Äquivalente ist an die äussere Fjord-Zone gebunden. Es lassen sich hier fünf Gebiete unterscheiden, deren jedes seine bestimmten geologischen und petrographischen Kennzeichen aufweist, die im Folgenden kurz zusammengefasst sind.

Der Högbom-Pluton und seine Äquivalente

(Fundorte: W, X, T, S.)

Der Intrusiv-Körper am Ost-Abhang des Högbom-Berges besteht aus runitischem Aplit-Granit (61, 366, 429a und BACKLUNDS No. 189), die zwischen die devonischen Sedimente und die darin eingelagerten Diabas-Sills eindringen und in den Apophysen und Kontakt-Zonen zu Alkali-Rhyolithen mit vorherrschenden Quarz-Einsprenglingen und sphärolithischer Grundmasse erstarrten (428). Am hangenden Kontakt finden sich brecciöse Gesteine (429c), die von BÜTLER als Tuffe angesprochen wurden. Sie führen in einem dichten, weissen, völlig verquarzten Zement eckige Bruchstücke von fleischfarbigem Alkali-Rhyolith und metamorphem Sandstein. Nach dem petrographischen Befund handelt es sich eher um eine nachträglich verquarzte Kontakt-Breccie, als um einen echten Tuff.

Die Devon-Sedimente sind kontakt-metamorph. Pelite wurden zu sehr feinkörnigen Quarz-Biotit-Hornfelsen (370), und in den Sandsteinen (60) erscheint das Bindemittel zu Muskowit, Calcit und Chlorit umkristallisiert. Kalksteine oder Dolomite sind marmorisiert und näher am Kontakt in feinkörnige Kalksilikat-Felse (62) mit Diopsid, Phlogopit, Vesuvian und grobkristallinen Calcit umgewandelt. Auffallend ist die Armut an Eisen dieser Kalk- und Magnesiumsilikate, die sich durch

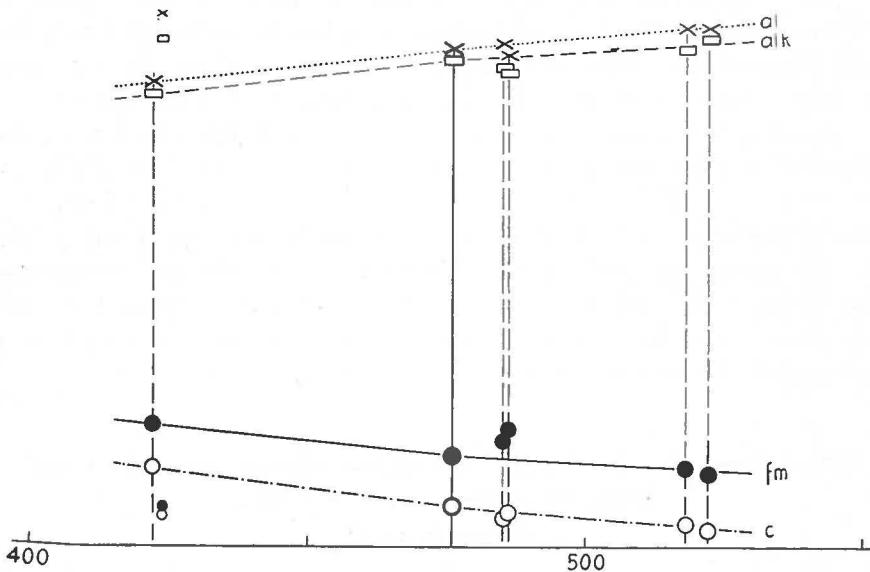


Fig. 5. Variabilitäts-Diagramm der Aplit-Granite des Högbom-Plutons.

Ausgezogene Ordinaten = Analyzierte Gesteine.

Gestrichelte Ordinaten = aus dem Modus berechnet.

die lichte Färbung kund gibt. Der Diopsid ist weiss; Phlogopit und Vesuvian sind sehr hell grünlich gelb, und der Calcit zeigt eine bläulich-weiße Farbe.

Der aplitgranitische Pluton steht mit den oberdevonischen Sedimenten in Eruptiv-Kontakt, ist also jünger als diese. Andererseits kommen im Kap Graah-Konglomerat westlich von Högbom-Berg (438a) und am Nord-Fuss des Sederholm-Berges (376) Gerölle vor von Alkali-Rhyolith mit vorherrschenden Quarz-Einsprenglingen in sphärolithischer Grundmasse, die mit den randlichen Erstarrungs-Produkten dieses Plutons unzweifelhaft identisch sind. Damit ist das Alter des Plutons in engen Grenzen festgelegt.

Der Pluton muss schon in geologisch sehr kurzer Zeit nach der Intrusion der Erosion zugänglich geworden sein. Das ist nur möglich, wenn er bis nahe an die Erdoberfläche empor drang. Dass dies tatsäch-

lich der Fall war, beweist auch die runitporphyrische Struktur seiner Gesteine und die ehemals glasige Erstarrung seiner Apophysen. Durch die tektonischen Bewegungen während der dritten Hudsonland-Phase wurde dann die Erosion stark angeregt, sodass sie das wenig mächtige und wohl auch durch die Intrusion zerrüttete Herd-Dach rasch entfernen konnte. Ob dieser Pluton jemals Vulkane gespeist hat, lässt sich am vorliegenden Material nicht nachweisen, ist aber durchaus möglich.

Die mineralogischen und chemischen Variabilitäts-Diagramme (Fig. 5) geben ein Bild von dem ausgesprochenen Alkali-Reichtum dieser Aplit-Granite und Alkali-Rhyolithe, der sich vor allem auch in der zwischen 1 bis 3 Einheiten liegenden Differenz al-alk kund gibt.

Sozusagen identisch mit diesen Gesteinen und daher höchst wahrscheinlich in direktem genetischen Zusammenhang mit dem Högbom-Pluton ist der grosse Aplit-Granit-Gang (374) am Nordost-Fuss des Sederholm-Berges, der ebenfalls in Devon-Sandsteine eingedrungen ist.

Die schon aus geologischen Gründen von H. BÜTLER vermutete Zugehörigkeit der Alkali-Granite am Parkinson-Berge (25 und 49) zu den Alkali- und Aplit-Graniten des Högbom-Plutons wird durch die petrographische Untersuchung voll bestätigt.

Granit-Gänge am Ost-Abhang des Högbom-Berges und verwandte Alkali-Rhyolithe am Ramsay-Berg.

(Fundorte: W und T.)

Die Zwei-Glimmer-Granite No. 57 und 58 weichen in ihrem mineralogischen und chemischen Bestand von den runitischen Aplit-Graniten des Högbom-Plutons deutlich ab. Sie entstammen einem Gang, der dieselben Devon-Sedimente und Diabase durchschlug, in die der Högbom-Pluton intrudierte. Es scheint, dass der Gang mitsamt den Sedimenten häufig verworfen, aber nicht mit ihnen verfaltet ist, wie der Pluton. Danach müssten sie jünger als der Pluton, aber älter als die zahlreichen kleinen Verwerfungen sein, die den ganzen Komplex derartig zerrütten, dass der ursprüngliche Gesteinsverband nicht sicher festzustellen war.

Die Diagramme von Figur 5 und 6 zeigen deutlich, dass die Zwei-Glimmer-Granite sich nicht in das Variabilitäts-Diagramm der Aplit-Granite einordnen lassen. Sie gehören sicher einer anderen Eruptiv-Phase an, die unter anderen magmatischen und tektonischen Bedingungen stand, als diejenigen des Högbom-Plutons.

Die Zwei-Glimmer-Granite sind etwas basischer als die Aplit-Granite und weisen eine viel grössere Differenz al-alk zwischen 5 und 8 Einheiten auf. Der Chemismus ist dementsprechend engadinitgranitisch, also »pazifischer« als der Aplit-Granit des Plutons. Unter der

Voraussetzung, dass die Eruptions-Gesetze der orogenen Zonen rigorose Gültigkeit besitzen, würde das dafür sprechen, dass die Zwei-Glimmer-Granite in einer tektonisch aktiveren Zeit intrudierten als die Aplit-Granite.

Die plagioklasführenden Alkali-Rhyolithe vom Ramsay-Berg (410, 418) und von der Mündung des Karin-Tales (419, 424) zeigen ähnliche Kennzeichen wie die Zwei-Glimmer-Granite. Auch sie sind in Devon-Sandsteine intrudiert und — bei höherem Si-Gehalt — mit ihrem engadinit-granitischen Chemismus (vgl. BACKLUNDS No. 1236) entschieden »pazifischer« als die Aplit-Granite. Mineralogisch kommt das im Auftreten von Oligoklas-Albit zum Ausdruck.

In den Variabilitäts-Diagrammen können diese Alkali-Rhyolithe zwanglos mit den Zwei-Glimmer-Graniten verbunden werden. Das ist zwar noch kein strikter Beweis für die genetische Zusammengehörigkeit der beiden Gesteins-Typen, spricht aber immerhin stark zu deren Gunsten, umsomehr, als auch der geologische Befund eine solche nahe legt.

Am Kontakt mit den Sedimenten sind diese vom intrudierenden Magma mechanisch aufgearbeitet, sodass regelrechte Kontakt-Breccien entstehen (415b, 417, 420 und 425a), die manchmal nussgrosse, aus der Tiefe mitgerissene Quarzit-Bruchstücke enthalten (417a). Die endomorphen Erscheinungen am Kontakt mit Diabas wurden schon erwähnt (411). Die exomorphe Kontakt-Wirkung ist sehr gering. In den feinsandigen Peliten (425b) ist das Bindemittel teilweise sericitisiert. Auch etwas Biotit hat sich gebildet, aus dem sekundär wieder Chlorit hervorgeht; aber zur Umwandlung in Hornfels reichte die Kontakt-Wirkung nicht aus. Auch die Sediment-Einschlüsse in den Kontakt-Breccien sind nicht stärker umgewandelt, und ihr klastisches Gefüge ist unverändert geblieben.

Die Alkali-Rhyolithe vom westlichen Moskusokse-Fjord

(Fundorte: Y₁, Y₂ und R.)

Die Reste von Vulkanen bei Hoelsbu, dem Hurtigrute-Tal und der gegenüber liegenden Süd-Küste des Moskusokse-Fjord haben alle dieselbe geologische Position und förderten dieselben einsprenglingsarmen Alkali-Rhyolithe, die als Schlot-Füllungen, oberflächennahe Gänge, Lava-Ströme und Tuffe auftreten. Ihr Alter ist nach H. BÜTLERS Feld-Befund unzweifelhaft devonisch, da die Tuffe den Devon-Sedimenten eingelagert sind, und in den jüngeren Devon-Konglomeraten Gerölle vorkommen, die mit den Vulkaniten vom westlichen Moskusokse-Fjord identisch sind.

Ein grüner Devon-Psammit (179) aus der Schlucht am Ausgang des Hurtigrute-Tales gehört der tiefsten in diesem Gebiet anstehenden

Devon-Serie an. Es ist eine Arkose mit klastischen Körnern von Orthoklas, Mikroklin, Andesin, Apatit, Zirkon neben vorherrschendem Quarz und reichlichen Muskowit-Blättchen. Sekundärer Chlorit, Pyrit und eine leichte Verquarzung der Grundmasse sind wohl durch eine schwache Kontakt Metamorphose entstanden. Tuffitische Beimengungen fehlen jedoch vollständig, sodass angenommen werden darf, dass zur Zeit der

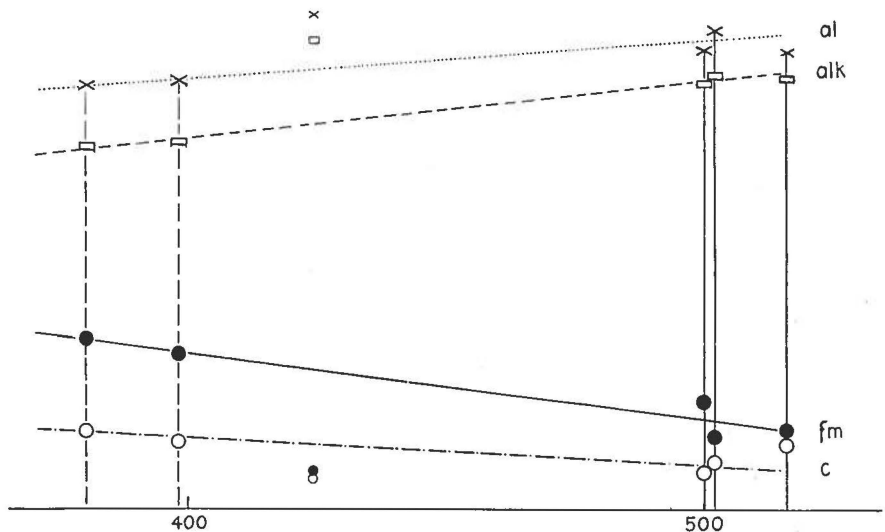


Fig. 6. Variabilitäts-Diagramm der Alkali-Rhyolithe des westlichen Moskusokse-Fjords und der Ymer-Ø, sowie der Zwei-Glimmer-Granite (57, 58).

Ausgezogene Ordinaten = analysiert.

Gestrichelte Ordinaten = aus dem Modus berechnet.

Sedimentation dieser aus granitischem Verwitterungs-Schutt entstandenen Arkose die Vulkane noch nicht in Tätigkeit waren.

In den jüngeren, ebenfalls devonischen Sandsteinen finden sich dagegen Rhyolith-Fetzchen, die mit dem Material der Schlote und Gänge identisch sind (z. B. 181). Erwähnt sei in diesem Zusammenhang, dass in dem roten konglomeratischen Sandstein (373) der Kap Graah-Serie Gerölle auftreten, die petrographisch mit den felsitischen Alkali-Rhyolithen von Hoelsbu übereinstimmen. Dadurch wird das Alter dieser Vulkanite in engen Grenzen bestimmt; sie sind danach der Kap Kolthoff-Serie zuzuordnen.

Der deckenartige Strom aus fluidalem, entglastem Alkali-Rhyolith-Obsidian (97, 98, 182) ist petrographisch identisch mit dem Ganggestein am Ausgang des Hurtigrute-Tales (96). Die von BÜTLER vermutete Zusammengehörigkeit dieser beiden geologischen Körper wird dadurch bestätigt.

Auch die Vulkanite der im Devon steckenden, glazial abgeschliffenen Schlot-Gänge bei Hoelsbu (92, 171) sind entglaste Alkali-Rhyolith-Obsidiane wie die vorigen.

Der Vulkan am Süd-Ufer des Moskusokse-Fjords gehört unzweifelhaft derselben Eruptiv-Periode an wie die vom Hurtigrute-Tal und von Hoelsbu. An allen sind autometamorphe Verquarzung und propylitisierende Prozesse, die zur Bildung von Pyrit Anlass gaben, weit verbreitet. Auch hydrothermale Kieselsinter (91b) wurden abgesetzt. In den meist brecciösen Schlot-Füllungen ist es schwer, unzersetzte Vulkanite zu finden. Eine leichte Verquarzung ist fast immer vorhanden.

Die Analyse einer möglichst frischen Probe (168) vom Süd-Ufer des Moskusokse-Fjords ergab einen aplitgranitischen Chemismus mit einer Differenz $al-alk = 4\frac{1}{2}$ nach Annulierung des durch Sericit-Bildung verursachten Tonerde-Überschusses $t = 3.7$. Bei Vernachlässigung der Sericitisierung wird $al-alk = 8.2$.

Wie aus dem Variabilitäts-Diagramm Figur 6 zu ersehen ist, ordnet sich der Chemismus dieses Vulkanits den »pazifischeren« Magmatiten des Ramsay-Berges ein, ist aber verschieden von den Aplit-Graniten des Höghom-Plutons.

Diese Zuordnung wird auch dadurch gestützt, dass die Magmatite des Ramsay-Berges offenbar unter sehr geringer Gesteins-Bedeckung vorwiegend glasig erstarrten und vielleicht sogar mit Vulkanen im Zusammenhang waren, die jetzt vollständig wegerodiert sind.

Die Alkali-Rhyolithe der Ymer-Ø.

(Fundorte: Ø, P und Q.)

Von den beiden Vulkan-Schloten am Nord-Ufer des Sofia-Sundes westlich vom Celsius-Berg ist der grössere von zusammenhängenden Massen eines Alkali-Rhyoliths mit vorherrschenden Sanidin-Einsprenglingen gefüllt (483). Der Vulkanit umschliesst Brocken und Splitter von Sandsteinen (483a) bis herab zu fein verteilten, eckigen Quarz-Körnern, die dem Sandstein entstammen.

Im kleineren Schlot befindet sich ein tuffartiges Gestein (481), das aus einem innigen Gemenge von vulkanischem und sedimentärem Material besteht und als fein zertrümmerte Explosions-Breccie zu werten ist.

Die gegen die Schlote hin aufgerichteten, geschichteten Nebengesteine sind teils Arkosen mit Alkali-Rhyolith-Fetzchen (482), teils brecciöse Tuffe (484) mit Brocken derselben Alkali-Rhyolithe.

In den oberen Schichten kommen Lagen von stark verquarzten, autometamorphen Vulkaniten derselben Art vor (485a). Ob es sich um ehemalige Ströme oder um oberflächennahe Sills handelt, lässt sich am Handstück nicht feststellen.

Erwähnt sei noch das Stück eines mesothermalen Quarz-Ganges (485b). Es weist die für gewisse Erz-Gänge typische Form des »zerhackten Quarzes« auf, die durch metasomatische Verdrängung von Calcit durch Quarz entsteht.

Die vulkanischen Bomben und Auswürflinge aus der Kap Graah-Serie am Dusén-Fjord sind nach der einzigen vorliegenden Probe (202), die einsprenglingsfrei ist, nicht vergleichbar. Die Tatsache aber, dass die das Liegende bildende Arkose (469) reichlich Sanidin-Kristalle und Bruchstücke von entglasten Bimssteinen enthält, aber keine Quarze, die den Einsprenglings-Quarzen der Alkali-Rhyolithe gleichen, lässt den Schluss zu, dass auch bei den Vulkaniten von diesem Fundort (P) Sanidin unter den Einsprenglingen vorherrschte.

Sicher ist dies bei den Alkali-Rhyolithen (463) von der Nord-Küste der Ymer-Ø der Fall. Sie bilden hier etwa 10 km nordwestlich vom Kap Graah einen 200 bis 300 m mächtigen Erguss. Ihr Chemismus ist alkaligranitaplitisch mit verhältnismässig hohem c-Gehalt, wenn man nach der einzigen Analyse schliessen darf. Das Gestein ist etwas autometamorph verquarzt und kann dadurch auch eine leichte Verschiebung im Bestand der Basen erlitten haben, die sich in dem felsitischen Mineral-Gemenge durch keine charakteristischen Neubildungen zu erkennen gibt. Im Gesamt-Habitus und in seiner geologischen Stellung steht dieser Vulkanit den einsprenglingsarmen Alkali-Rhyolithen vom westlichen Moskusokse-Fjord am nächsten.

Die mächtige Rhyolith-Decke (463) ruht auf grünen, tuffitischen Arkosen (462, 462x, 462ax), die zahlreiche Lapilli und auch grössere Auswürflinge (462a) von Alkali-Rhyolith mit vorherrschenden Sanidin-Einsprenglingen enthalten. Tuffe und Strom gehören unzweifelhaft derselben vulkanischen Einheit an.

Postdevonische Alkali-Rhyolithe und diesen gleichende Gesteine.

(Fundorte: V, U und S.)

Östlich von der grossen Verwerfungslinie am Ost-Fuss des Hög-bom-Berges setzt ein Alkali-Rhyolith mit vorherrschenden Quarz-Einsprenglingen (54) in Carbon-Sandsteinen auf, in die er Apophysen (55b) entsendet. Die injizierten Sandsteine sind in 20 bis 30 m Entfernung noch stark umgewandelt. Sie wurden zu Quarziten (56), in denen Ansätze zur Bildung von Orthoklas-Porphroblasten zu sehen sind. Bei stärkerer magmatischer Einwirkung entstehen Kontakt-Breccien, deren Quarzit-Brocken neben vorherrschendem verzahnten und stark mechanisch deformierten Quarz grössere, nicht deformierte Natronorthoklase enthalten (55a, 56a). Ein Tonerde-Überschuss wurde in Muskowit-Schuppen gebunden. Nachträglich fand noch eine Verquarzung statt.

Diese Mischgesteine sehen im Schriff kataklastischen Alkali-Graniten zum Verwechseln ähnlich. Der enorme Quarz-Überschuss lässt sich jedoch nur aus dem Mischgesteins-Charakter erklären.

Der Alkali-Rhyolith-Gang (378) vom Nord-Fuss des Sederholm-Berges, der in die Pelite (385a), Sandsteine (380a, 380b, 385b, 385c) und Arkosen (379, 380c, 381) der roten Kap Graah-Serie eindrang, steht petrographisch den postdevonischen Alkali-Rhyolith No. 54 sehr nahe. Eine zeitliche Parallelisierung mit No. 54 ist danach sehr wahrscheinlich, aber nicht bewiesen. Die andere Möglichkeit eines Zusammenhanges mit den Alkali-Rhyolithen des Ramsay-Berges (410, 418) muss ebenfalls ins Auge gefasst werden.

Noch grösser ist die petrographische Übereinstimmung von dem quarzreichen Alkali-Rhyolith (38), der im Kristallin des La Cour-Berges aufsetzt, mit dem im Carbon stehenden Gang (54). Die Probe (38) ist dem Gehängeschutt entnommen und stammt aus sillartigen, durch Verwerfungen und Abscheerungen zerrissenen Gängen.

Die petrographische Verwandtschaft deutet auf ein postdevonisches Alter hin. Danach müssten die Verwerfungen im La Cour-Berg noch jünger sein. Da auch der im Carbon aufsetzende Gang (54) stark ver-ruschelt und von Harnischen durchzogen ist, stellt die tektonische Beanspruchung für diese zeitliche Parallelisierung von (38) und (54) kein hinderndes Argument dar.

H. BACKLUND beschreibt einen »roten Granit«-Gang vom La Cour-Berg (Lit. 2, No. 211). Das Gestein ist stark kataklastisch deformiert und kann nach der Beschreibung wohl auch aus einem einsprenglingsreichen Alkali-Rhyolith von der Art wie No. 38 hervorgegangen sein. Nach BÜTLERS Angaben stammen beide Proben höchst wahrscheinlich vom gleichen Gesteinskörper. BACKLUNDS Probe 211 wurde von N. SAHLBOM analysiert und ergab einen alkaligranitaplitischen Chemismus mit:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	co ₂
402	45.2	3.6	8.3	42.9	0.51	0.64	Spur	0.2	6.6

Betrachtet man den Calcit als sekundär zugeführt und subtrahiert ihn deshalb, so entsteht ein kleiner Tonerde-Überschuss, der auf Rechnung eines beginnenden Abbaus der Plagioklase gesetzt werden kann. Denkt man sich diese regeneriert, so errechnen sich folgende NIGGLI-Werte für das frische Gestein:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
424	47.8	3.8	3.0	45.4	0.5	0.64	Spur	0.2

Ein Blick auf Figuren 5 und 6 genügt, um zu zeigen, dass dieses Gestein in keine der devonischen Eruptiv-Serien hinein passt.

Die Sonderstellung dieser Vulkanite gegenüber den verschiedenen Serien ihrer oberdevonischen Verwandten zeigt sich auch deutlich im Diagramm der Figur 7, in dem die Mengen der Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge derjenigen der Grundmasse gegenüber gestellt sind. (Vgl. Tabelle Ia auf Seite 70.)

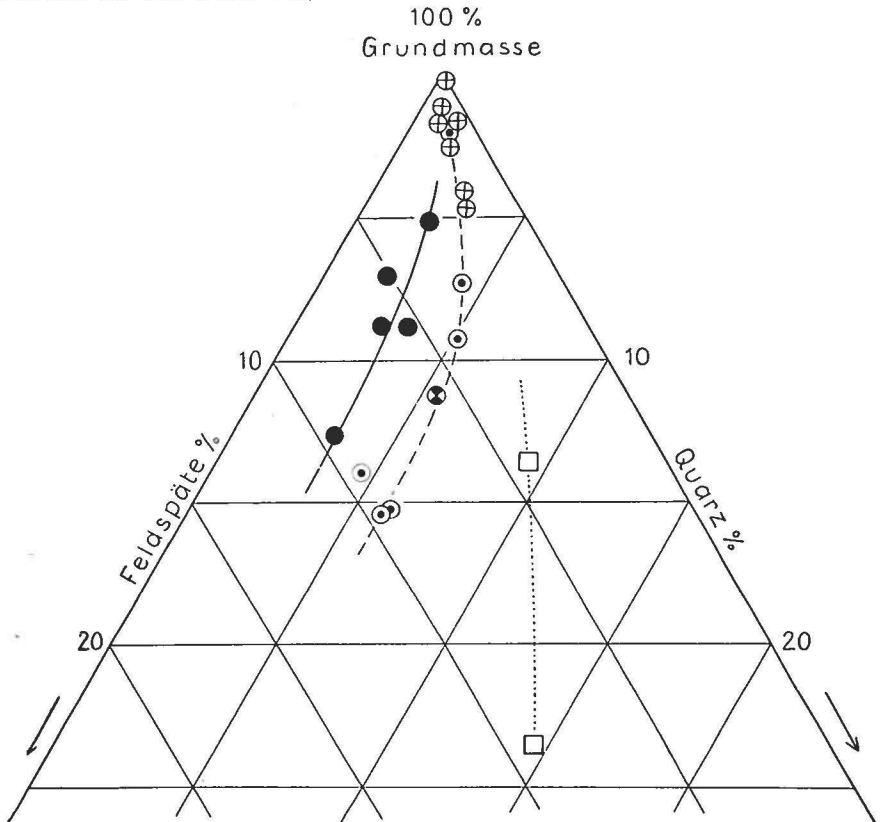


Fig. 7. Quarz-Feldspat-Grundmasse-Dreieck der untersuchten Alkali-Rhyolithe.

Punkte: Alkali-Rhyolithe der Ymer-Ø (Fundort Q).

Ringe mit Punkt: Alkali-Rhyolithe des Ramsay-Berges (Fundorte T, S & W₃).

Ringe mit Kreuz: Alkali-Rhyolithe des westlichen Moskusokse-Fjords (Fundorte R und Y).

Ring mit schwarz-weißen Quadranten: Alkali-Rhyolith von der Süd-Küste der Ymer-Ø (Fundort Ø).

Quadrate: Alkali-Rhyolithe vom La Cour-Berg (Fundorte U und V).

Das Verhältnis von Quarz zu Feldspat hängt natürlich nicht nur vom Chemismus des Magmas ab, denn die Lage der Feldgrenzen und des Eutektikums im Erstarrungs-Diagramm wird auch noch vom Druck und Gasgehalt der Schmelze beeinflusst. Der Ort der Projektionen

in Figur 7 wird somit durch drei Faktoren festgelegt: Chemismus der Schmelze, Druck während des intratellurischen Stadiums und Zeitpunkt, der die Kristallisation unterbrechenden plötzlichen Abkühlung nach der Eruption. Der dritte Faktor bestimmt die Menge der Grund-

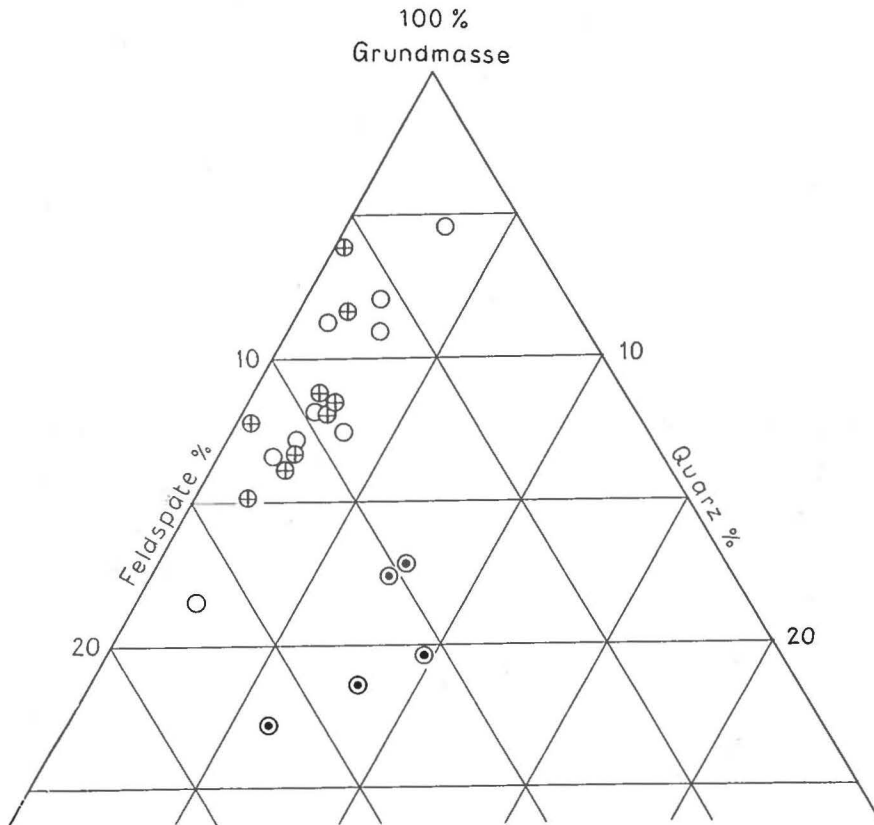


Fig. 8. Quarz-Feldspat-Grundmasse-Dreieck der Kap Franklin-Rhyolythe (Lit. 3, II).

Ringe mit Punkten: Quarzholythe.

Ringe mit Kreuz: Sanidinrhyolythe.

Leere Ringe: Sphärolithische Rhyolythe.

masse. Vulkanite, die demselben Magma und derselben Tiefe entstammen, aber verschiedene Stadien der intratellurischen Kristall-Ausscheidung vertreten, ordnen sich auf einer Kurve an, die man als »intratellurische Kristallisationsbahn« bezeichnen kann. Eine gewisse Streuung der Werte ist schon wegen der Ungenauigkeit der Modus-Vermessungen zu erwarten, kann aber auch wirklichen modalen Schwankungen infolge von Schlieren-Bildungen usw. entsprechen.

Die Figur zeigt, dass sich die zu einer vulkanischen Einheit gehörenden Projektionspunkte in Streifen anordnen, die Vergleiche mit anderen Einheiten zulassen. Deutlich grenzen sich vier solcher Einheiten ab:

1. Alkali-Rhyolithe von der Nord-Küste der Ymer-Ø.
2. Alkali-Rhyolithe vom westlichen Moskusokse-Fjord.
3. Alkali-Rhyolithe vom Ramsay-Berg.
4. Postdevonische Alkali-Rhyolithe.

Es ist zu bemerken, dass das Feld der Vulkanite des westlichen Moskusokse-Fjords die direkte Fortsetzung des Feldes der Alkali-Rhyolithe des Ramsay-Berges bildet. Die Zusammengehörigkeit dieser beiden Eruptivserien wird dadurch erneut bestätigt. Auch der Alkali-Rhyolith von der Nord-Küste des Sofia-Sundes scheint dazu zu gehören, während der Erguss nordwestlich vom Kap Graah einen selbständigen Charakter aufweist.

Die ehemaligen Obsidiane aller Serien fallen natürlich in der Grundmassen-Ecke der Projektion aufeinander und lassen sich keiner bestimmten Serie zuordnen, falls nicht geologische und chemische Daten dafür sprechen.

Petrographischer Vergleich der untersuchten sauren Eruptiva mit denen von Kap Franklin und von Canning-Land.

Die modalen Verhältnisse der Rhyolithe.

Tabelle Ia: Modus der untersuchten Alkali-Rhyolithe.

No.	Nähere Bezeichnung	Fundort	Quarz	Sanidin	Plagioklas	Grundmasse
463a	Sanidin vorherrschend	Q	3.1	9.5	..	87.4
462a	— — — — —	Q	2.6	6.2	..	91.2
463ax	— — — — —	Q	3.2	5.2	..	91.6
463x	— — — — —	Q	1.8	5.2	..	93.0
419	plagioklasführend	S	5.9	6.4	3.0	84.7
418	— — — — —	T	6.0	8.1	1.2	84.7
410	— — — — —	T	4.4	8.0	1.5	86.1
483	Sanidin Quarz	O	5.4	5.8	..	88.8
428	— — — — —	W ₃	5.1	4.2	0.2	90.5
378	— — — — —	S	4.2	3.1	..	92.7
463	einsprenglingsarm	Q	2.2	2.9	..	94.9
96	— — — — —	Y ₂	3.0	1.7	..	95.3
167	— — — — —	R	2.7	0.9	0.5	95.9
168	— — — — —	R	1.4	1.1	..	97.5
410x	— — — — —	T	1.2	0.6	0.2	98.0
169	fast einsprenglingsfrei	R	0.6	1.1	..	98.3
182	— — — — —	Y ₂	1.2	0.4	..	98.4
98	— — — — —	Y ₂	0.5	0.6	..	98.9
92 = 171	— — — — —	Y ₁	0.1	99.9
202	einsprenglingsfrei	P	100.0
38	Quarz vorherrschend	U	14.6	8.6	0.6	76.2
54	— — — — —	V	9.3	4.1	0.2	86.4

Tabelle Ib: Modus der Kap Franklin-Rhyolithe nach MALMQVIST.

No.	Bezeichnung	Quarz	Sanidin	Plagio- klas	Grund- masse
1490	Quarzhryolith	7.3	10.2	..	82.4
1491	—	8.2	13.2	..	78.6
1492	—	7.6	9.6	..	82.8
1494	—	9.7	10.7	..	79.6
1495	—	6.2	16.6	..	77.2
1500	Sphärolith. Rhyolith	2.3		9.5	88.2
1501	— —	1.8	14.5	2.1	81.6
1502	— —	1.1		7.6	91.3
1503	— —	3.0		2.4	94.6
1505	— —	2.3		5.6	92.1
1506	— —	3.5		9.2	83.6
1507	— —	2.8		6.2	91.0
1508	— —	2.1	8.8	1.9	87.2
1475	Sanidinhryolith	0.3		5.8	93.9
1480	—	1.6		13.2	85.2
1481	—	1.5		6.8	91.7
1482	—	2.2		11.5	86.3
1483	—	2.6		8.9	88.5
1484	—	2.2		11.0	86.8
1509	—	2.6		9.3	88.1
1510	—	2.0		9.1	88.9
1513	—	0.4		11.7	87.9

In Figur 8 auf Seite 69 sind diese Daten graphisch dargestellt. Ein Vergleich mit den analogen Daten der hier untersuchten Alkali-Rhyolithe, die in der danebenstehenden Figur eingetragen sind, zeigt, dass MALMQVISTS Sanidinhryolithe und sphärolithischen Rhyolithe vom Kap Franklin nach ihrer intratellurischen Kristallisationsbahn mit den oberdevonischen Alkali-Rhyolithen mit vorherrschendem Sanidin von der Ymer-Ø weitgehend übereinstimmen.

Die »Quarzhryolithe« vom Kap Franklin dagegen weisen Analogien mit den postdevonischen Alkali-Rhyolithen mit vorherrschenden Quarz-Einsprenglingen auf, die wir als Gänge im Carbon (54) vom Ost-Fuss des Högbom-Berges kennen gelernt haben. Ihre Projektionsorte liegen zum grössten Teil in der Richtung der wahrscheinlichsten Kristallisationsbahn dieser Gesteine.

Diese Übereinstimmung der angeblich tertiären Kap Franklin-Rhyolithe mit den jungpalaeozoischen Vulkaniten des Moskusokse-Fjords und der Ymer-Ø betrifft jedoch nicht nur die quantitativen modalen Verhältnisse, sondern auch die qualitativen. Die einzelnen Mineralien stimmen oft bis in die feinsten Details überein (Sanidine, Plagioklase), die Strukturen sind dieselben, und selbst die Art und

Stärke der meist autopneumatolytischen und autohydrothermalen Metamorphosen sind hier wie dort völlig gleich.

Doch bevor wir weitere Schlüsse ziehen, sollen die petrochemischen Vergleiche durchgeführt werden.

Petrochemische Vergleichs-Methoden.

Der Vergleich zwischen ähnlichen Gesteinen oder Gesteinsreihen, mit dem Ziele ihre möglichen Verwandtschafts-Beziehungen festzustellen, gestaltet sich am übersichtlichsten anhand von graphischen Darstellungen, wie sie von OSANN, BECKE, NIGGLI, v. WOLFF, TRÖGER u. a. in reicher Auswahl vorgeschlagen wurden. Es ist hier nicht der Ort, die Vor- und Nachteile der verschiedenen Darstellungs-Methoden zu diskutieren. Je nach dem zu behandelnden Material eignet sich bald die eine, bald die andere am besten. Im übrigen wird jeder Petrograph die Methoden dem jeweiligen Material und der Fragestellung anzupassen wissen.

Neben den allgemein gebräuchlichen Graphika (z. B. normatives Feldspat-Dreieck, Variations-Diagramm der Niggli-Werte, verschiedene Projektionen des modalen oder normativen Mineralbestandes usw.) werden im folgenden einige graphische Darstellungen auf Grund von Niggli-Werten, Molekularnormen oder Molekularprozenten benützt, die m. W. in dieser Form neu sind.

Das Niggliche Dreieck zur Darstellung der Verteilung der Kieselsäure auf salische (Ls) und femische (Fs) Komponenten und des Sättigungsgrades (Qs) zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem v. Wolffschen QLM-Dreieck. Beide werden gern zur Darstellung von »Differentiationsbahnen« benützt. Dabei wird leider manchmal vergessen, dass die drei verwendeten Zahlenwerte nicht genügen, um den Chemismus eines Gesteins eindeutig darzustellen, und dessen Beziehungen zu anderen Chemismen zu diskutieren; können doch die verschiedensten, völlig artfremden Gesteine denselben Projektionsort aufweisen. Ihre Verschiedenheit kommt erst zur Geltung, wenn man sie z. B. in ein normatives Feldspat-Dreieck oder in ein normatives Pyroxen-Dreieck projiziert. Das alles erfordert viele Umrechnungen die vereinfacht werden können, wenn man statt Dreiecken rechtwinklige Koordinatensysteme verwendet und Proportionen abträgt.

Zur vollständigen Darstellung des Gesteinschemismus benützen wir drei solcher Diagramme:

Das erste Diagramm entspricht in gewisser Hinsicht dem Nigglichen und v. Wolffschen Kieselsäure-Verteilung-Dreiecken, insofern es über den Sättigungsgrad und über das Mengen-Verhältnis der salischen und femischen Gemengteile Auskunft gibt. Auf der Abszisse tragen wir

Diagramme zur Darstellung
des Silizierungsgrades und
der molekularnormativen Ver-
teilung der Basen

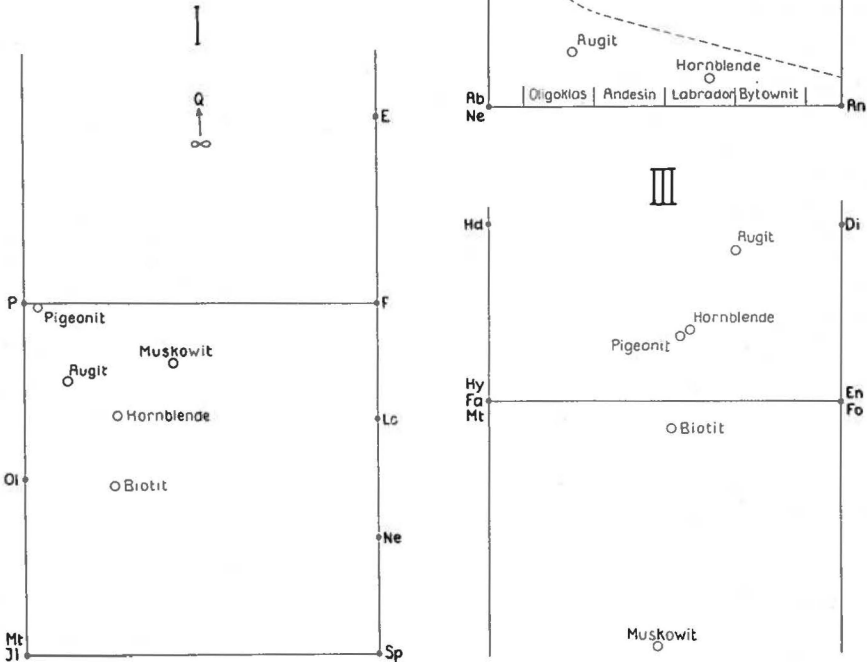


Fig. 9. Molekularnormative Diagramme (s. Text S. 72 bis 74).

die Mol-Prozente x_1 der Basen ab, die in die salischen Silikate eingehen, auf der Ordinate den Sättigungsgrad an Kieselsäure in Form des Silizierungsgrades:

$$y_1 = Si^\circ = \frac{\text{tatsächlich vorhandene Mol. } \% \text{ SiO}_2}{\text{zur Höchstsilizierung notwendige Mol. } \% \text{ SiO}_2}$$

(RITTMANN, Lit. 35, S. 63).

Bei wesentlichen Mengen von TiO_2 und P_2O_5 müssen diese der SiO_2 zugezählt werden, und zwar TiO_2 einfach, P_2O_5 jedoch $3\frac{1}{3}$ mal. Für an SiO_2 gesättigte Gesteine oder Mineralien wird $y_1 = 1$, für ungesättigte kleiner als 1 und für übersättigte grösser als 1.

Für Feldspäte und Foide ist $x_1 = 1.00$, für Pyroxene, Olivin und Erz ist $x_1 = 0$.

Die Projektionsorte einiger nicht-normativer Mineralien und des Quarz-Feldspat-Eutektikums sind im Diagramm I auf Fig. 9 eingetragen.

Das zweite Diagramm stellt die Zusammensetzung der salischen Norm-Mineralien dar. Die Abszisse x_2 gibt den Anorthit-Gehalt des normativen Plagioklases an, die Ordinate y_2 den Orthoklas-Gehalt des mittleren Feldspats. Selbstverständlich können bei SiO_2 -untersättigten Gesteinen Feldspatvertreter auftreten; darüber und über die möglichen Heteromorphie-Beziehungen gibt Diagramm I Auskunft. Im Diagramm II fallen die Projektionsorte von Orthoklas und Leucit und diejenigen von Albit und Nephelin zusammen, während sie im Diagramm I getrennt sind.

Das dritte Diagramm behandelt die Verteilung der Basen in den femischen Gemengteilen. Als Abszisse x_3 dient der Niggli-Wert mg ; als Ordinate wird der Gehalt an femisch gebundenem Ca als positives y_3 oder der Tonerde-Überschuss t als negatives y_3 abgetragen. In gewissen Fällen ist es wertvoll zu wissen, wieviel femisches Ca als Silikat und wieviel als Phosphat im Apatit gebunden ist. Nach Abzug des letzteren erhalten wir den silikatischen Ca-Rest, dessen Anteil an den gesamten femisch gebundenen Basen uns einen neuen Wert y_3' für die Ordinate liefert, wobei y_3' kleiner als y_3 ist.

Tragen wir in Diagramm III den Punkt x_3y_3' ein und verlängern seine Ordinate durch einen Strich bis y_3 , so gibt uns der Punkt die Zusammensetzung des normativen Pyroxens und der Strich die als Phosphat gebundene Ca-Menge an.

Von den Niggli-Werten ausgehend, erhält man für die drei Paar Koordinaten meist recht einfache Beziehungen:

a) Unter Vernachlässigung von ti und p^1).

	normative Bedeutung	1) $al < alk + c$	2) $al > alk + c$
x_1	$\frac{\text{salisch gebundene Basen}}{\text{Summe der Basen} = 100}$	$\frac{2 al}{100}$	$\frac{2 (alk + c)}{100}$
y_1	$Si^o = \frac{si}{si - qz}$	$\frac{si}{100 + 4 alk}$	$\frac{si}{100 + 4 alk}$
x_2	$\frac{An}{Ab + An}$ bzw. $\frac{An}{Ab + Ne + An}$	$\frac{(al - alk)}{(al + alk) - 2k \cdot alk}$	$\frac{c}{2alk - (2k \cdot alk) + c}$
y_2	$\frac{Or}{Or + Ab + An}$ bzw. $\frac{Or}{Or + Lc + Ab + Ne + An}$	$\frac{(2k \cdot alk)}{(al + alk)}$	$\frac{(2k \cdot alk)}{2 alk + c}$
x_3	$\frac{En}{En + Hy}$ bzw. $\frac{En + Fo}{En + Hy + Ol + Mt + Il}$	mg	mg
y_3	$\frac{Wo + Ap}{\text{femisch gebundene Basen} + Erz}$	$\frac{c - (al - alk)}{100 - 2 al}$	$\frac{al - (alk + c)}{100 - 2 (alk + c)}$

¹⁾ Der bei manchen Alkali-Gesteinen auftretende Fall, dass alk grösser als al wird, ist hier nicht angeführt, da solche Gesteine unter den untersuchten nicht vorkommen.

Will man ti und p berücksichtigen, so komplizieren sich die Formeln etwas, sind jedoch immer noch einfach und schnell zu berechnen.

$$\text{Es sei: } S = ti + \frac{10}{3} p.$$

Zur Höchstsilizierung der nicht an ti oder p gebundenen Basen sind nötig: $si' = 100 + 4 \text{ alk} - S$.

$$\text{Ferner sei: } t = al - (\text{alk} + c) + \frac{10}{3} p.$$

Bei Tonerde-Überschuss wird t positiv, bei Ca-Überschuss dagegen negativ.

Sehr kleine ti - und p -Werte können vernachlässigt werden.

Es ergibt sich folgendes Berechnungs-Schema:

b) unter Berücksichtigung von ti und p .

	normative Bedeutung	1) t negativ	2) t positiv
x'_1	$\frac{\text{salisch gebundene Basen}}{\text{Summe der Basen} = 100}$	$\frac{2 al}{100}$	$\frac{2 \left[\text{alk} + \left(c - \frac{10}{3} p \right) \right]}{100}$
y'_1	Si° (bzw. "Säuregrad")	$\frac{si + S}{100 + 4 \text{ alk} - S}$	$\frac{si + S}{100 + 4 \text{ alk} - S}$
x'_2	$\frac{An}{Ab + An}$ bzw. $\frac{An}{Ab + An + Ne}$	$\frac{(al - alk)}{(al + alk) - (2k \cdot alk)}$	$\frac{\left(c - \frac{10}{3} p \right)}{2 \text{ alk} - (2k \cdot alk) + \left(c - \frac{10}{3} p \right)}$
y'_2	$\frac{Or}{Or + Ab + An}$ bzw. $\frac{Or}{Or + Lc + Ab + Ne + An}$	$\frac{(2k \cdot alk)}{(al + alk)}$	$\frac{(2k \cdot alk)}{2 \text{ alk} + \left(c - \frac{10}{3} p \right)}$
x'_3	$\frac{En}{En + Hy}$ bzw. $\frac{En + Fo}{En + Hy + Ol + Mt + Hm}$	$\frac{mg \cdot fm}{fm - ti}$	$\frac{mg \cdot fm}{fm - ti}$
y'_3	$\frac{Wo}{\text{femische Basen} + Mt}$	$\frac{\left(c - \frac{10}{3} p \right) - (al - alk)}{100 - 2 al}$	$\frac{t}{100 - 2 \left[\text{alk} + \left(c - \frac{10}{3} p \right) \right]}$

Die Ausdrücke in runden Klammern $(al + alk)$, $(al - alk)$, $(2k \cdot alk)$ und $\left(c - \frac{10}{3} p \right)$ wiederholen sich mehrmals und sind zweckmässig vorher zu berechnen, wie die Werte S und t .

Mit Ausnahme von y_1 oder y'_1 sind alle Werte kleiner als 1 und werden zweistellig angegeben.

Bei sehr leukokraten Gesteinen mit $x_1 > 0.90$ verliert das Diagramm III an klassifikatorischer Bedeutung, da sehr geringe Abweichungen der c-, fm- und mg-Werte starke Verschiebungen der Projektionspunkte verursachen. Ähnliches gilt bei holomelanokraten Gesteinen für das Diagramm II. Da jedoch viele femische Mineralien auch Alkalien und Tonerde enthalten, kommen ihnen im Diagramm II doch charakteristische Orte zu, wie die Figur 9 zeigt.

Eine ausführlichere Beschreibung dieser Projektionsmethode und der Interpretations-Möglichkeiten muss einer späteren Veröffentlichung vorbehalten bleiben. Soweit es nötig ist, wird anhand der hier zu vergleichenden Gesteine das Wesentliche gesagt werden.

Zur Diskussion von Gesteinsreihen sei noch ein viertes Diagramm vorgeschlagen, das über den Sippen-Charakter noch klarer Auskunft gibt als die vorigen.

Der pazifische Charakter einer Gesteinsreihe ist bekanntlich umso stärker, je grösser der Anorthit-Gehalt der Feldspäte für einen gegebenen Aziditätsgrad ist (vgl. E. TRÖGER: Lit. 40). Im Diagramm IV verwenden wir deshalb folgende Koordinaten:

$$x_4 = Az^\circ = \frac{si + ti + p}{100 + si + ti + p}$$

$$y_4 = \text{An-Gehalt} = \frac{\text{An}}{\text{Or} + \text{Ab} + \text{An}} \text{ bzw. } \frac{\text{An}}{\text{Or} + \text{Ab} + \text{An} + \text{Lc} + \text{Ne}}$$

Gehen wir von den Niggli-Werten aus, so sind drei Fälle zu unterscheiden:

$$1. \text{ alk} > \text{al} \quad 2. \text{ alk} < \text{al} < \text{alk} + c \quad 3. \text{ al} > \text{alk} + c$$

$$y_4 = \quad 0 \quad \frac{\text{al} - \text{alk}}{\text{al} + \text{alk}} \quad \frac{c}{2\text{alk} + c}$$

Im 1. Fall kann der Alkali-Überschuss als $-y_4$ abgetragen werden, indem man die Formel

$$-y_4 = \frac{\text{Ac}}{\text{Or} + \text{Ab} + \text{An}} = \frac{\text{al} - \text{alk}}{2 \text{al}} \text{ benützt.}$$

Die Figur 10 zeigt den Kurven-Verlauf von einigen typischen Gesteins-Sippen im Diagramm IV. Als Beispiele dienten folgende Typen:

Stark pazifisch: Pelée-Lassen Peak, C. BURRI (Lit. 9).

Mittel pazifisch: Sierra Nevada Vulkanite, C. BURRI (Lit. 9).

Übergang atlantisch-pazifisch: Thüringer Wald, H. JUNG (Lit. 15).

Atlantisch: Böhmisches Mittelgebirge, H. JUNG (Lit. 14).

Stärker atlantisch: Tahiti, C. BURRI (Lit. 9).

Schwach mediterran: Alt-Somma, A. RITTMANN (Lit. 35).

Stark mediterran: Vesuv, A. RITTMANN (Lit. 35).

Es ist darauf zu achten, dass dieses Schema nicht starr angewendet werden darf. Fast jede Gesteinsreihe zeigt ihren eigenen, charakteristischen Kurven-Verlauf, der sich mit den als Beispiele angegebenen

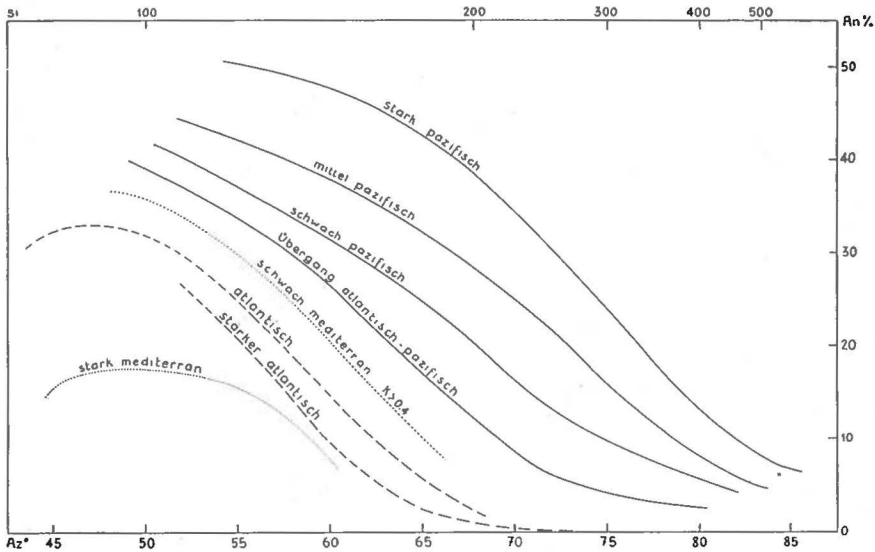


Fig. 10. Diagramm IV (s. Text S. 76).

Abszisse: Aziditätsgrad in Mol. % SiO_2 .

Ordinate: Normativer Anorthit-Gehalt der Feldspäte.

nicht deckt. So gibt es Sippen, deren Kurven die oben angegebenen in ziemlich grossem Winkel schneiden, also scheinbar mit wechselndem Aziditätsgrad ihren Sippen-Charakter ändern. Gerade darin kommen aber die besonderen Eigenschaften einer Gesteinsreihe sinnfällig zum Ausdruck.

Es muss noch bemerkt werden, dass die Zuteilung einer einzelnen Gesteins-Analyse zu der oder jener Sippe unsicher ist. Um das entscheiden zu können, muss eine Kurve der Gesteinsreihe verfügbar sein.

Petrochemische Daten der post-kaledonischen sauren Eruptiva NE-Grönlands.

Das Zahlenmaterial, das den graphischen Darstellungen zu Grunde liegt, ist in folgenden Tabellen zur besseren Übersichtlichkeit zusammengestellt. Gerölle aus Konglomeraten wurden nicht berücksichtigt.

Tabelle IIa: Niggli-Werte der sauren Eruptiva der Fjord-Zone nach

No.	Gesteinsname auct.	Fundorte
2 2'	Biotit-Dacit..... derselbe.....	Segesällskapets-Fjord.....
37	Rhyodacit.....	Segesällskapets-Fjord.....
168 168' 463 a Backlund No. 1236 B 1236'	Alkali-Rhyolith..... derselbe..... Alkali-Rhyolith..... «Quarzkeratophyr» (= Alkali-Rhyolith) derselbe.....	Moskusokse-Fjord, gegenüber v. Hoelsbu..... Ymer Ø, NW Kap Graah..... Ramsay-Berg. N-Fuss.....
Backlund No. 211 B 211'	Roter Granit (Kataklast)..... derselbe.....	Gang, La Cour-Berg.....
Backlund No. 189 B 189 61 366 429 a 374 25	Granit, granophyrisch..... derselbe..... Aplit-Granit..... Aplit-Granit..... Aplit-Granit..... Aplit-Granit..... Alkali-Granit.....	Högbom-Pluton..... Högbom-Pluton..... Högbom-Pluton..... Högbom-Pluton..... Gang, Sederholm-Berg..... Gang, Parkinson-Berg.....
57	Zwei-Glimmer-Granit.....	Högbom-Berg, Ost-Hang.....
58	Zwei-Glimmer-Granit.....	Högbom-Berg, Hang.....

Tabelle IIb: Niggli-Werte der Alkali-Rhyolithe vom

No.	Gesteinsname n. Malmqvist	Bemerkungen
1490 1490'	Quarzhryolith..... derselbe.....	sericitisiert $t = +11.4$ t korrigiert.....
1501 1508 1508'	Sphärolithischer Rhyolith..... Sphärolithischer Rhyolith..... derselbe.....	autometamorph (Sericit, Pyrit!)..... etwas sericitisiert $t = +6.6$ t korrigiert.....
1480 1486 1510 1510'	Sanidinrhyolith..... Sanidinrhyolith..... Sanidinrhyolith..... derselbe.....	verquarzt und sericitisiert..... stark verquarzt u. sericitisiert..... sek. Calcit, Sericit, Quarz, Limonit..... —0.7 % Calcit; t korrigiert — 3 % Quarz.

¹⁾ Da sich im Original bei der Berechnung der Niggli-Werte einige Fehler eingeschlichen haben, wurden hier alle

Analysen von N. SAHLBOM und Modal-Berechnungen von A. RITTMANN.

Bemerkungen	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	div.
sek. Sericit, t = 5.5 ...	257	36.4	28.0	15.1	20.5	0.45	0.48	2.6	1.4	
t korrigiert.....	244	34.5	26.6	16.8	22.1	0.40	0.48	2.5	1.3	
berechnet	279	35 ^{1/2}	23 ^{1/2}	15 ^{1/2}	25 ^{1/2}	0.4	0.4	2.7	1.1	
sek. Sericit, t = 3.7 ...	519	48.2	7.3	4.5	40.0	0.53	0.06	1.2	Spur	
t korrigiert.....	502	46 ^{1/2}	7	4 ^{1/2}	42	0.48	0.06	1.2	Spur	
.....	516	44.2	7.6	6.4	41.8	0.65	0.31	1.2	0.4	
t = 1.7.....	509	45.5	10.7	3.5	40.3	0.73	0.23	0.4	Spur	
t korrigiert.....	500	44.8	10.4	3.4	41.4	0.72	0.23	0.4	Spur	
sek. Sericit, Calcit.....	402	45.2	3.6	8.3	42.9	0.51	0.64	Spur	0.2	co ₂ = 6.6
t = 1.1										
ohne Calcit	424	47.8	3.8	3.0	45.4	0.5	0.64	Spur	0.2	
t korrigiert										
sek. Sericit, t = 1.0 ...	484	45.1	8.2	3.6	43.1	0.62	0.06	0.6	0.8	
t korrigiert.....	476	44.6	8.1	3.6	43.7	0.61	0.06	0.6	0.8	
berechnet	422	41 ^{1/2}	11	7	40 ^{1/2}	0.6	0.05	fl ₂ = 7.0
—	486	44	10 ^{1/2}	3	42 ^{1/2}	0.7	0.05	..	0.7	
—	518	46 ^{1/2}	7	2	44 ^{1/2}	0.6(5)	0.1	
—	522	46 ^{1/2}	6 ^{1/2}	1 ^{1/2}	45 ^{1/2}	0.7	0.1	
—	485	45	9 ^{1/2}	2 ^{1/2}	43	0.7	0.4	
—	380	41	16 ^{1/2}	7 ^{1/2}	35	0.4	0.3	
— (t = +1 primär!).....	398	43	15	6 ^{1/2}	35 ^{1/2}	0.5	0.4	

Kap Franklin (Lit. 3, II)¹⁾ Analytikerin N. SAHLBOM.

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
509	51.2	9.0	5.3	34.5	0.96	0.13	0.4	Spur
456	46.0	8.0	4.8	41.2	0.72	0.13	0.3	Spur
409	39.5	17.4	10.7	32.4	0.33	0.12	0.7	0.3
417	47.4	11.8	5.2	35.6	0.80	0.24	0.6	0.0
392	44.4	11.1	4.9	39.6	0.66	0.24	0.6	0.0
598	43.0	14.9	2.7	39.4	0.56	0.12	0.9	Spur
1120	40.5	23.6	16.8	19.1	0.66	0.35	0.9	Spur
449	44.3	10.2	9.1	36.4	0.72	0.04	0.5	0.0
438	44.8	10.3	5.3	39.6	0.7	0.04	0.5	0.0

Analysen neu berechnet.

Tabelle IIc. Niggli-Werte der sauren Eruptiva von Canning-Lan

Zeichen	Gesteinsnamen und Nummer bei A. NOE-NYGAARD (Lit. 39)	Fundort
a	Porphyrischer Granit No. 1114.....	NW-Canning-Land.....
b	Roter Porphyr ohne Quarz No. 353.....	Kap Fletcher.....
c	Grauer Porphyr ohne Quarz No. 363.....	Kap Fletcher.....
d	Roter Porphyr ohne Quarz No. 248.....	Porphyrfjeld.....
d'	derselbe: t korrigiert.....
e	Roter Porphyr No. 246.....	Gang, Porphyrfjeld....
f	Roter Porphyr mit Quarz No. N.D.17.....	Gang, Kap Fletcher.....
f'	derselbe: t korrigiert.....
g	Biotit-Granit No. 368.....	Kap Wardlaw.....
g'	derselbe: t korrigiert.....

Die in Tabelle IIb angeführten Analysen sind nur bedingt als Vergleichsmaterial brauchbar, da sie alle an mehr oder weniger stark umgewandelten Gesteinen ausgeführt wurden, wie aus der Original-Beschreibung (Lit. 3, II) und den obigen Bemerkungen hervorgeht. Solange die Umwandlung nur in einer Sericitisierung besteht, lässt sich durch Korrektur von t' der Chemismus des frischen Gesteins noch annähernd berechnen. Von dieser Möglichkeit haben H. BACKLUND und D. MALMQUIST schon Gebrauch gemacht (No. 1490, 1508). Sobald jedoch eine stärkere Umwandlung mit Verquarzung oder Pyrit-Bildung vorliegt, kann aus den angegebenen Daten keine Umrechnung auf das frische Gestein durchgeführt werden. Deshalb sind die No. 1501, 1480 und 1486 zum Vergleich ungeeignet. Bei 1510 wurde eine auf Schätzungen beruhende Umrechnung durchgeführt, deren Resultat nur eine grobe Annäherung sein kann. Das Variabilitäts-Diagramm der Kap Franklin-Vulkanite stützt sich deshalb nur auf die No. 1490' und 1508'. Wie Fig. 11 zeigt, passt jedoch 1510' nach der Umrechnung gut dazu.

Nach den Untersuchungen A. NOE-NYGAARDS sind alle diese Gesteine mehr oder weniger stark zersetzt. Neubildung von Calcit, Sericit, Chlorit, Epidot usw. ist weit verbreitet. Wo sich in den Analysen ein Tonerde-Überschuss zeigte und gleichzeitig im Text die Sericitisierung erwähnt wurde, konnte der Versuch einer Berechnung des Chemismus des frischen Gesteins gemacht werden (d' , f' , g'). Bei dem porphyrischen Granit (a) liegt ein stark mit Calcit imprägniertes, Chlorit und Sericit führendes Gestein vor, bei dem nach der Beschreibung nicht festzustellen ist, ob der sehr niedrige k -Wert primär ist, oder ob er erst durch eine Albitisierung erworben wurde. Die Analyse weicht auf jeden Fall so stark von allen anderen ab, dass das Gestein entweder gar nicht zu den Eruptiv-Serien des Kap Fletcher oder des Porphyrfjelds gehört,

nach A. NOE-NYGAARD (Lit. 39). Analytikerin: N. SAHLBOM.

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	co ₂
282	36.8	17.4	18.2	27.6	0.19	0.43	2.1	0.5	11.6
200	28.0	38.2	16.1	17.7	0.45	0.53	3.0	0.8	n. b.
217	31.3	32.4	13.5	22.8	0.46	0.55	2.7	0.8	n. b.
248	35.6	28.7	16.4	19.3	0.51	0.40	1.5	1.0	n. b.
245	34 ¹ / ₂	28	16	21 ¹ / ₂	0.44	0.40	1.5	1.0	
273	36.7	21.0	15.9	26.4	0.49	0.34	2.3	1.0	n. b.
478	47.0	15.3	5.3	32.4	0.44	0.28	0.8	n. b.	n. b.
438	43	14	5	38	0.4	0.28	0.7		
336	39.9	21.1	8.4	30.6	0.53	0.47	1.7	0.6	n. b.
327	39	20 ¹ / ₂	8	32 ¹ / ₂	0.5	0.47	1.7	0.6	

oder dass es sehr stark umgewandelt ist und zu einem Vergleich nicht in Frage kommt.

Die übrigen Analysen ordnen sich in zwei verschiedene Variabilitäts-Diagramme ein (Fig. 12 & 13), deren eines durch die Gesteine vom Kap Fletcher und Kap Wardlaw bestimmt wird, während das andere die Vulkanite des Porfyrfelds umfasst.

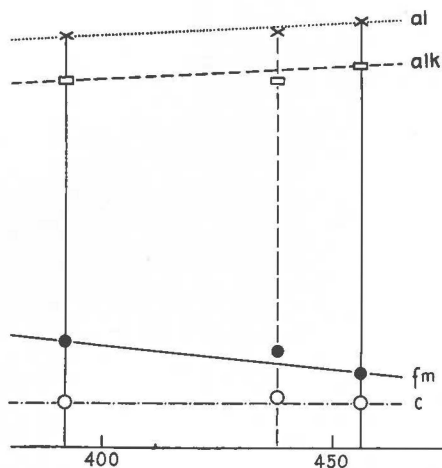


Fig. 11. Variabilitäts-Diagramm der Kap Franklin-Rhyolithe (Lit. 3, II).

Die Unterschiede der beiden Serien können nicht auf verschiedenem Grad der Unfrische beruhen. Sie sind sicher primärer Natur.

Die nach BÜTLER (Lit. 13) mitteldevonische Kap Fletcher-Serie ist durch ein Variabilitäts-Diagramm von si = 200 bis 440 demonstriert, während von der damit nicht identischen Porfyrfeld-Serie bis jetzt nur Gesteine von si = 240 bis 280 bekannt geworden sind. In diesem vergleichbaren Gebiet ergibt sich folgender wichtiger Unterschied: Die

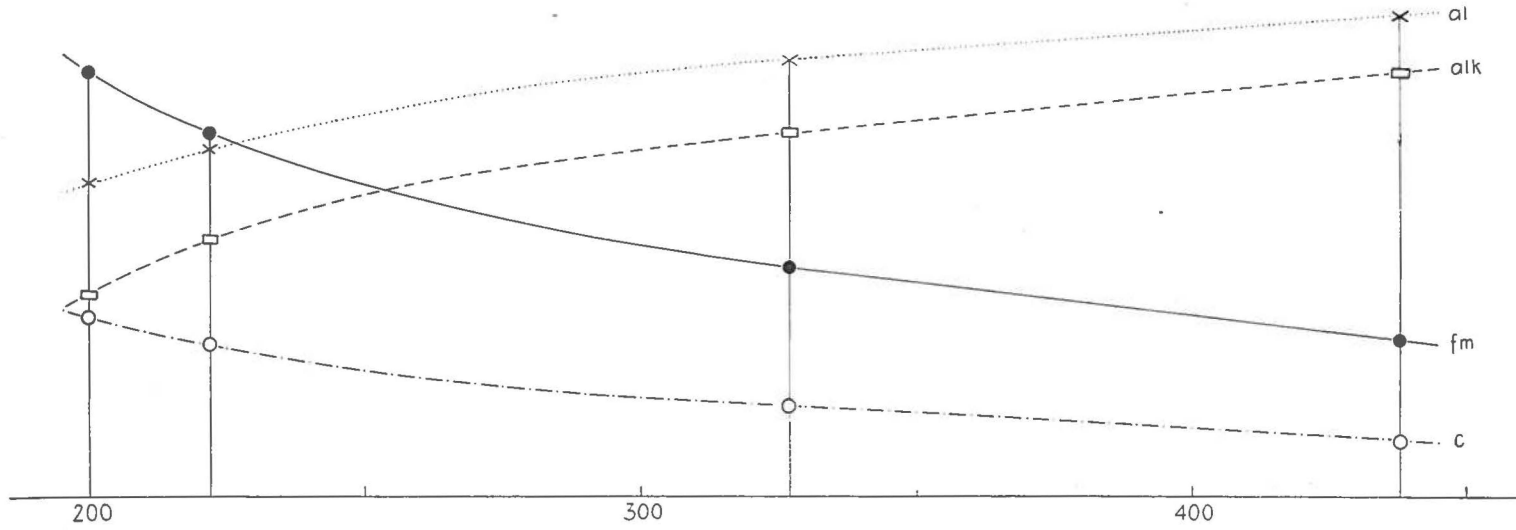


Fig. 12. Variabilitäts-Diagramm der Kap Fletcher-Serie (Lit. 28).

Differenz al-alk (normativer Anorthit) ist in der Porfyrfjeld-Serie 3 bis 6 Einheiten grösser als in der Kap Fletcher-Serie bei ganz ähnlichen al-Werten.

Entsprechend lauten die charakteristischen k und az-Werte im siebten Schnitt des Differentiations-Würfels von E. TRÖGER (Lit. 54) wie folgt:

	Az	k
Kap Fletcher-Serie	0.67	0.45
Porfyrfjeld-Serie.....	0.71	0.40

d. h., dass der pazifische Sippen-Charakter bei der Porfyrfjeld-Serie viel deutlicher ausgeprägt ist, als bei der Kap Fletcher-Serie.

Die Koordinaten-Paare der drei hier vorgeschlagenen Diagramme sind für die vergleichbaren Gesteine in folgenden Tabellen zusammengestellt. Die Koordinaten von sericitisierten Gesteinen mit Tonerde-Überschuss wurden aus den Niggli-Werten mit »korrigierten t« umge-

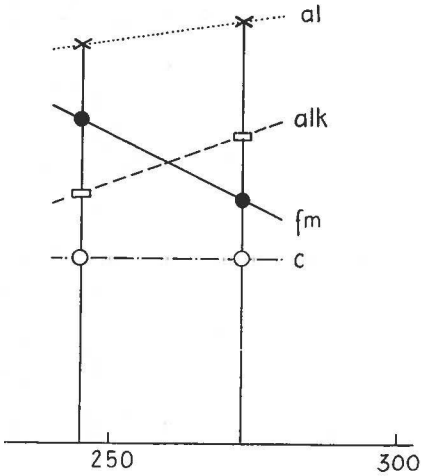


Fig. 13.

Variabilitäts-Diagramm der Porfyrfjeld-Serie (Lit. 28).

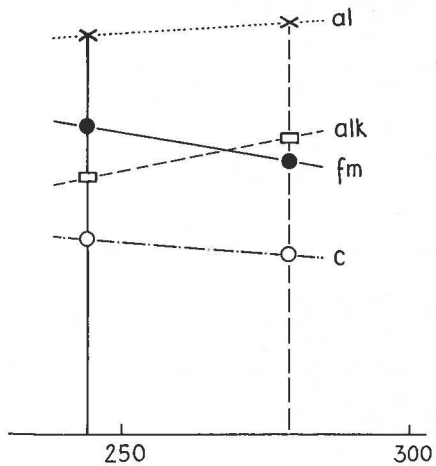


Fig. 14.

Variabilitäts-Diagramm der Dacite und Rhyodacite des nördlichen Scoresby-Landes (Segelsällskapets-Fjord, Fundorte L, N).

rechnet, da diese sicher dem frischen Gestein besser entsprechen, als die Daten der Bauschanalyse.

Bei der Berechnung wurden ti und p berücksichtigt, wie es auf S. 75 angegeben ist.

Nummern und Buchstaben stimmen mit denen von Tabelle II überein. Die Namen und Fundorte werden nicht mehr einzeln angeführt.

Tabelle IIIa: Koordinaten der sauren Eruptiva der Fjord-Zone.

No.	Eruptiv-Serie	x'_1	y'_1	x'_2	y'_2	x'_3	y'_3	y_3
B. 189'	Högbom-Pluton.....	.89	1.76	.03	.61	.06	.00	.24
61	— —83	1.61	.03	.59	.05	.00	.35
366	— —88	1.83	.04	.69	.05	.06	.25
429 a	— —93	1.87	.09	.68	.10	.07	n. b.
25	— — (Gang).....	.90	1.78	.07	.67	.40	.05	n. b.
374	— — —93	1.85	.04	.70	.10	.07	n. b.
B. 1236	Ramsay-Berg (Gang).....	.90	1.88	.13	.45	.23	.00	Spur
57	Högbom-Berg, Ost (Gang).....	.82	1.58	.13	.37	.30	.08	n. b.
58	— — — —84	1.64	.15	.46	.40	.06	n. b.
168'	Westl. Moskusokse-Fjord (Vulkan)	.93	1.94	.09	.46	.06	.00	Spur
463 a	Ymer-Ø (Vulkan).....	.88	1.93	.08	.63	.31	.22	.33
2'	Segelsällskapets-Fjord69	1.38	.31	.30	.53	.01	.14
37	— —71	1.46	.25	.34	.45	.06	.15
211'	La Cour-Berg (Gang)96	1.51	.05	.49	.64	.00	.15

Tabelle IIIb: Koordinaten der Alkali-Rhyolithe vom Kap Franklin.

No.	Eruptiv-Serie	x'_1	y'_1	x'_2	y'_2	x'_3	y'_3	y_3
1490'	Kap Franklin92	1.72	.17	.68	.14	.00	.00
1508'	— —89	1.52	.15	.62	.25	.01	.01
1510'	— —90	1.70	.18	.66	.04	.01	.01

Tabelle IIIc Koordinaten der sauren Eruptiva von Canning-Land.

No.	Eruptiv-Serie	x'_1	y'_1	x'_2	y'_2	x'_3	y'_3	y_3
b	Kap Fletcher.....	.56	1.23	.33	.35	.57	.08	.14
c	— —62	1.22	.24	.39	.60	.08	.14
f'	— —86	1.74	.10	.37	.29	.00	n. b.
g'	— — (Kap Wardlaw)....	.78	1.46	.13	.38	.51	.00	.07
d'	Porfyrfjeld69	1.38	.35	.34	.43	.00	.10
e	—73	1.39	.20	.21	.38	.11	.22

Im Diagramm I (Fig. 15) nimmt der postdevonische rote »Granit«-gang vom La Cour-Berg eine ganz gesonderte Stellung ein. Er ist viel salischer als die devonischen Gesteine ähnlichen Silizierungsgrades. Seine Feldspat-Norm (Diagramm II) ist der der Alkali-Rhyolithe vom westlichen Moskusokse-Fjord sehr ähnlich. Diese besitzen aber einen

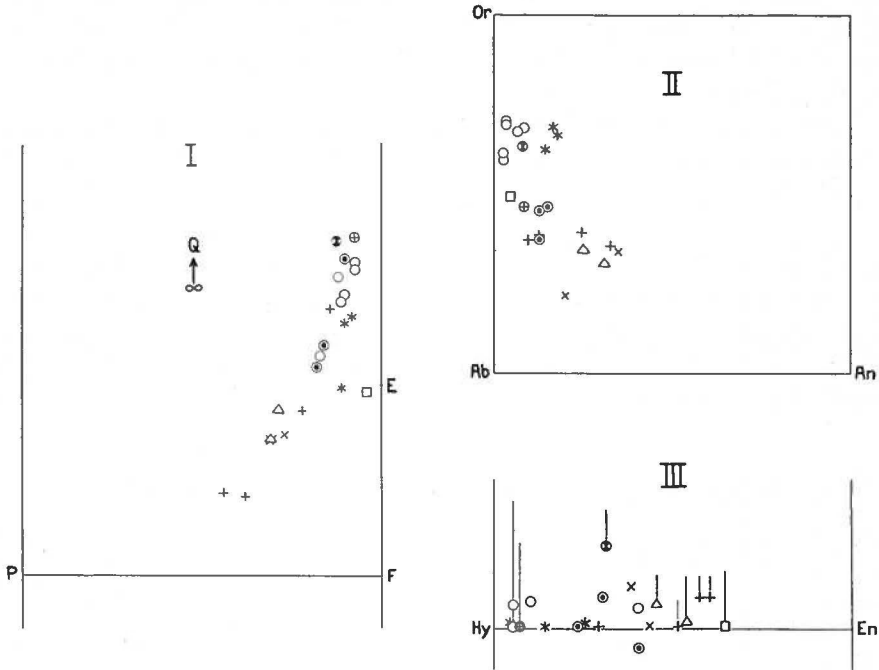


Fig. 15: Molekularnormative Diagramme aller sauren Eruptiva.

Leere Ringe: Aplit-Granite des Högbom-Plutons.

Ringe mit Punkten: Zwei-Glimmer-Granite und plagioklasführende Alkali-Rhyolithe (Fundorte W und T).

Ring mit Kreuz: Alkali-Rhyolith vom westlichen Moskusokse-Fjord (R).

Ring mit schwarz-weißen Quadranten: Alkali-Rhyolith NW von Kap Graah, Ymer-Ø (Q).

Dreiecke: Dacite und Rhyodacite vom Segelsällskapets-Fjord (L).

Viereck: Alkali-Rhyolith (Granit) vom La Cour-Berg (U).

Sterne: Alkali-Rhyolithe vom Kap Franklin.

Aufrechte Kreuze: Gesteine vom Kap Fletcher und Kap Wardlaw.

Schräge Kreuze: Gesteine vom Porfyrfjeld in Canning-Land.

viel höheren Silizierungsgrad, sind also stärker pazifisch als er. Ein weiterer Unterschied besteht im Vorherrschen von Magnesiumsilikaten (Diagramm III), während die oberdevonischen Vulkanite ausgesprochen siderokrat sind.

Die oberdevonischen sauren Eruptiva liegen im Diagramm I alle auf einem schmalen Streifen, sind also nach dem Verhältnis von Farb-

zahl zu Silizierungsgrad nicht voneinander zu trennen. Nur der Alkali-Rhyolith von der Ymer-Ø ist bei hohem Silizierungsgrad etwas femischer als die übrigen.

Im Feldspat-Diagramm II tritt jedoch eine Trennung in zwei Gruppen auf: Eine Or-reiche und eine Or-ärmere. Zur ersten gehören die Aplit-Granite des Högbom-Plutons und der Alkali-Rhyolith der Ymer-Ø, zur zweiten die Alkali-Rhyolith-Gänge des Ramsay-Berges und die Vulkanite des westlichen Moskusokse-Fjords, die dadurch etwas stärker pazifisch erscheinen.

Im Diagramm III sondert sich der Vulkanit von der Ymer-Ø durch einen erheblichen Gehalt an Kalksilikat von den anderen ab. Die Gesteine des Högbom-Plutons und vom westlichen Moskusokse-Fjord sind mit einer einzigen Ausnahme praktisch frei von Magnesia- und Kalksilikaten, während die vom Ramsay-Berg Magnesiumsilikate enthalten.

Die Dacite und Rhyodacite des Segelsällskapets-Fjord sind natürlich femischer und plagioklas- bzw. anorthit-reicher als alle anderen sauren Eruptiva der Fjord-Zone und nehmen deshalb in den beiden ersten Diagrammen einen besonderen Platz ein.

Vergleich mit den Rhyolithen vom Kap Franklin.

Vergleichen wir nun die beschriebenen Eruptiva mit den Kap Franklin-Vulkaniten, so zeigen sich bei diesen gegenüber den oberdevonischen sauren Eruptiva folgende Unterschiede:

Bei gleichem Silizierungsgrad sind sie etwas salischer; im Or-Gehalt entsprechen sie den Högbom-Plutoniten, sind jedoch nicht so ausgesprochen alkalisch wie diese. Im dritten Diagramm ist keine Abtrennung möglich. Im Ganzen genommen weichen sie von den oberdevonischen Vulkaniten nur wenig ab, weniger als der postdevonische Vulkanit vom La Cour-Berg.

Zur besseren Orientierung wurden im Diagramm IV von Figur 16 die in Betracht kommenden Teile der Kurven von typischen Gesteins-Sippen eingezeichnet.

Bei hohem Aziditätsgrad konvergieren diese Kurven stark, sodass die Unterschiede zwischen den verschiedenen Sippen immer kleiner werden, und die Sippen-Zuordnung eines einzelnen Gesteins unmöglich wird. Immerhin können für die verschiedenen Serien gewisse Tendenzen festgestellt werden.

Die Kap Franklin-Vulkanite gehören wie die devonischen Rhyolithe schwach bis mittel pazifischen Sippen an. Ihre Kali-Vormacht spricht vermutlich für den spätrogenen Charakter dieses Vulkanismus.

Zusammenfassend ergibt sich der Schluss, dass die Rhyolithe vom Kap Franklin sehr wohl der jung-paläozoischen Magma-Evolution

Tabelle IVa: Koordinaten der sauren Eruptiva der Fjord-Zone.

No.	Eruptiv-Serie	Az°	An %
B. 189'	Högbom-Pluton-Serie	82.7	1.0
61	— — —	80.8	1.2
366	— — —	83.0	1.7
429 a	— — — (Apophyse)	83.7	2.2
25	— — — (Parkinson-Berg)	82.9	2.3
374	— — — (Sederholm-Berg) ...	83.9	1.1
B. 1236	Ramsay-Berg (Gang)	83.4	3.9
57	Högbom-Berg, Ost (Gang)	79.2	7.9
58	— — — —	80.0	8.4
168'	Westlicher Moskusokse-Fjord (Vulkan) ...	83.5	5.1
463 a	Ymer-Ø (Vulkan)	83.8	2.8
2'	Segelsällskapets-Fjord	71.3	21.9
37	— — —	74.0	16.4
B. 211'	La Cour-Berg (Gang)	80.9	2.6

Tabelle IVb: Koordinaten der Kap-Franklin-Rhyolithe.

No.	Eruptiv-Serie	Az°	An %
1490'	Kap Franklin (Vulkan)	82.0	5.5
1508'	— — —	79.8	5.7
1510'	— — —	81.4	6.1

Tabelle IVc: Koordinaten der sauren Eruptiva von Canning-Land.

Zeichen	Eruptiv-Serie	Az°	An %
b	Kap Fletcher-Serie	67.0	20.7
c	— — —	69.3	14.8
f'	— — —	81.5	6.2
g'	— — — (Kap Wardlaw)	76.8	9.1
d'	Porfyrfjeld-Serie	71.2	23.3
e	— — —	73.5	15.9

angehören können. Die petrographischen Daten sprechen entschieden dafür. Leider liegen von den sicher tertiären sauren Eruptiva noch nicht genug Angaben vor, um einen rigorosen Vergleich durchzuführen. Soweit jedoch heute schon das Problem übersehbar ist, scheinen die Kap Franklin-Rhyolithe nichts mit dem tertiären Vulkanismus des ost-grönländischen Küsten-Gebietes zu tun zu haben.

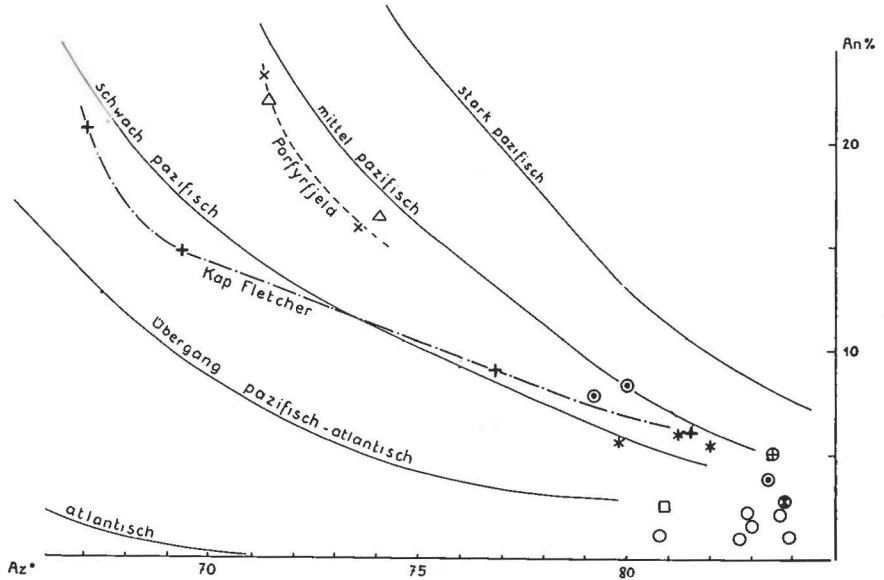


Fig. 16. Diagramm IV mit Projektionen aller sauren Eruptiva.

Leere Ringe: Aplit-Granite des Högbom-Plutons.

Ringe mit Punkten: Zwei-Glimmer-Granite und plagioklasführende Alkali-Rhyolithe (Fundorte W und T).

Ring mit Kreuz: Alkali-Rhyolith vom westlichen Moskusokse-Fjord (R).

Ring mit schwarz-weißen Quadranten: Alkali-Rhyolith NW von Kap Graah, Ymer-Ø (Q).

Dreiecke: Dacite und Rhyodacite vom Segelsällskapets-Fjord (L).

Viereck: Alkali-Rhyolith (Granit) vom La Cour-Berg (U).

Sterne: Alkali-Rhyolithe vom Kap Franklin.

Aufrechte Kreuze: Gesteine vom Kap Fletcher und Kap Wardlaw.

Schräge Kreuze: Gesteine vom Porfyrfjeld in Canning-Land.

H. BACKLUND gibt für sie zwar ein tertiäres Alter an, aber seine Ausführungen (Lit. 3, II) sind nicht überzeugend. Aus diesen geht hervor, dass die rhyolithischen Vulkane und Subvulkane sicher älter sind als die tertiären Plagioklas-Basalte und jünger als die Sandsteine, die auf Grund ihrer Farbe und einiger unbestimmbarer Pflanzenreste dem Namurien zugeordnet wurden. Ob diese Alters-Bestimmung richtig ist, werden künftige geologische Untersuchungen entscheiden müssen.

Vergleich mit den sauren Eruptiva von Canning-Land.

Die Gesteine der nach H. BÜTLER mitteldevonischen Kap Fletcher-Serie (Lit. 8) bilden eine sehr charakteristische, schwach pazifische Sippe (Fig. 16). Nach Silizierungsgrad und relativer Menge der salischen Komponenten bildet sie die basische Fortsetzung der Devon-Eruptiva des Moskusokse-Fjords (Diagramm I, Fig. 15). Sie zeichnet sich trotz des stark wechselnden Silizierungsgrades durch eine merkwürdige Konstanz des Orthoklas-Gehalts aus (Diagramm II). Mit ihren weniger sauren Typen vergleichbare Gesteine fehlen in der Fjord-Zone vollständig.

Dagegen sind die sauren Glieder der Kap Fletcher-Serie chemisch nahezu identisch mit den Gangesteinen am Ost-Hang des Högbom-Berges (57 und 58) und am Fuss des Ramsay-Berges (B. 1236). Die Vulkanite des westlichen Moskusokse-Fjords bilden die si-reichsten Glieder dieser Reihe. Um diese Übereinstimmung besser zu demonstrieren sind die beiden Variabilitäts-Diagramme in Figur 17 gemeinsam dargestellt. Auch die k- und mg-Werte stimmen für die mittleren, allein vergleichbaren Typen gut überein.

Eine Konvergenz-Erscheinung von diesem Ausmass scheint mir so gut wie ausgeschlossen. Dann bleibt aber nur der eine Schluss übrig: Die Kap Fletcher-Serie und die Vulkanite und hyoabyssalen Plutonite der Gegend des Moskusokse-Fjords gehören — mit Ausnahme des Högbom-Plutons und der im Carbon aufsetzenden Gänge (54) und ihren Verwandten am La Cour-Berg — derselben magmatischen Evolutions-Reihe an.

Zur Erklärung dieser Tatsache bleiben zwei Wege offen:

Entweder herrscht vom Mitteldevon bis ins Oberdevon eine auffallende zeitliche Persistenz der Magma-Typen, oder die Tätigkeit der beiden Vulkan-Gebiete fällt zeitlich zusammen.

Im zweiten Fall müsste eine Revision der Alters-Bestimmung vorgenommen werden, die entweder den Kap Fletcher-Vulkanismus als jünger oder den Moskusokse-Fjord-Vulkanismus als älter bewertet, als es von H. BÜTLER geschehen ist. A. NOE-NYGAARD hat eine solche Parallelisierung versucht; er stützt sich aber mehr auf Vermutungen als auf eindeutige Feldbeobachtungen.

Nehmen wir dagegen an, die Alters-Bestimmung durch BÜTLER sei richtig, und die zeitliche Persistenz der Magma-Typen daher bewiesen, so kann noch eine andere Erklärung gegeben werden, die kurz angeführt sei:

Viele Tatsachen weisen darauf hin, dass zwischen magmatischer und tektonischer Tätigkeit eine enge Beziehung besteht, die sich darin äussert, dass einem bestimmten Entwicklungs-Zustand eines gegebenen

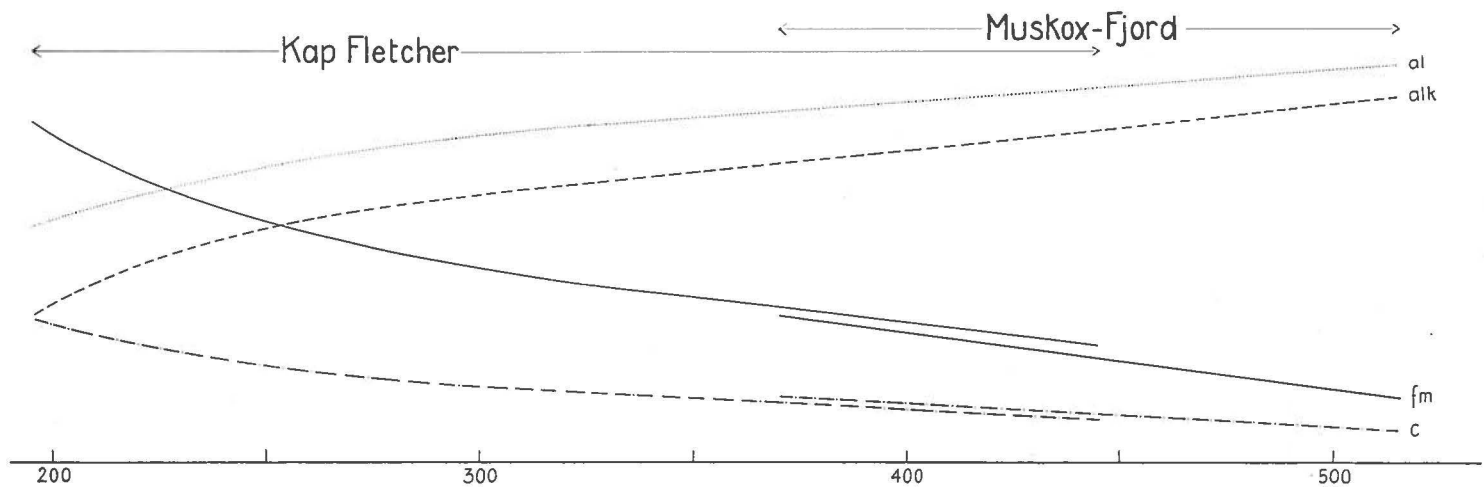


Fig. 17. Variabilitäts-Diagramm der Kap Fletcher-Serie und der sauren Eruptiva des Moskusokse-Fjord-Gebietes (vgl. Fig. 6 un 12).

Orogens auch ein bestimmtes Evolutions-Stadium des eruptionsfähigen Magmas entspricht. Im Falle Ost-Grönlands müsste man dann annehmen, dass das Kap Fletcher- und das Moskusokse-Fjord-Gebiet wohl einem gemeinsamen devonischen Orogen und derselben petrographischen Provinz angehören, dass aber das Kap Fletcher-Gebiet schon im Mitteldevon einen orogenen Entwicklungs-Zustand erreicht hatte, wie ihn das Moskusokse-Fjord-Gebiet erst im Oberdevon erreichte. Danach müsste mit einem langsamen Wandern der Tektonik gerechnet werden.

Die Eruptiv-Serie des Porfyrfjelds von Canning-Land findet in der Fjord-Zone völlig analoge Vertreter in den Daciten und Rhyodaciten des Segelsällskapets-Fjords (s. Diagramme I—IV) (vgl. Fig. 13 und 14, sowie Fig. 15 und 16). Bei gleichem Silizierungsgrad ist diese Serie etwas femischer als die Kap Fletcher-Serie, und aus Diagramm IV ergibt sich ein stärker ausgeprägter pazifischer Sippen-Charakter. Nach den in anderen orogenen Zonen gesammelten Erfahrungen ist anzunehmen, dass die Porfyrfjeld-Serie zeitlich einer tektonischen Hauptphase näher liegt als die Kap Fletcher-Serie.

Nach dem oben Gesagten ist es klar, dass die Gleichheit der Porfyrfjeld-Eruptiva mit denen der Gebirge südlich vom Segelsällskapets-Fjord noch keine zeitliche Gleichheit beweist. Im Rahmen der ange deuteten Hypothese ist im Gegenteil anzunehmen, dass die Porfyrfjeld-Serie älter ist als die vom Segelsällskapets-Fjord, da die Tektonik von SE nach NW wanderte. Ein bestimmter tektonischer und magmatischer Entwicklungs-Zustand wird daher im SE früher erreicht als im NW.

II. TEIL
DIE BASISCHEN VULKANITE

Pigeonit-Basalte aus der Nunatak-Zone.

Unter den untersuchten Gesteinen befinden sich zwei Proben (No. 1 und 10) von erratischen Blöcken, die von C. E. WEGMANN am Caecilia Nunatak geschlagen wurden. Es sind die einzigen Vertreter von Gesteinen aus dem Gebiet des Inlandeises und verdienen schon deshalb eine nähere Beschreibung. Der Fundort ist auf Fig. 1 mit 0 bezeichnet.

Makroskopisch ist No. 1 ein mittelkörniges, graues Gestein mit einer dünnen, rostfarbigen Verwitterungsrinde. Mit blossem Auge erkennt man glasglänzende, tafelige Plagioklas-Kristalle, die bis zu 8 mm lang werden. Zwischen ihnen liegen Pyroxen- und Magnetit-Körner von kleineren Dimensionen. An der verwitterten Oberfläche scheinen »miarolithische« Hohlräume vorzukommen, die jedoch im frischen Gestein nicht vorhanden sind und ihre Entstehung offenbar der Zerstörung und Wegfuhr einer, die Zwickel zwischen den Plagioklas-Leisten ausfüllenden Substanz verdanken.

No. 10 unterscheidet sich von No. 1 durch eine ausgeprägt porphyrische Struktur, die durch das Auftreten von bis 2 cm grossen Plagioklastafeln in der fein bis mittelkörnigen Grundmasse bedingt ist. Ausserdem ist die Verwitterung viel weiter vorgeschritten; das ganze Gestein, ist bräunlich rostfarben mit weissen Flecken, die aus Calcit bestehen der sich auf Klüften und Spaltrissen der Plagioklas-Einsprenglinge angesiedelt hat.

Unter dem Mikroskop erscheint No. 1 fast völlig frisch.

Die Struktur ist hypidiomorph körnig, etwas porphyrisch und entspricht etwa der von KROKSTRØM (Lit. 19) als subdoleritisch bezeichneten. Die nach (010) tafeligen Plagioklase bilden ein Gerüst, in dessen Zwickeln eine granophyrische, feinkörnige Zwischenmasse oder auch allotriomorphe Pigeonit-Kristalle auftreten. Die Ilmenit-Kristalle sind oft skelettartig entwickelt und täuschen ein Implikationsgefüge vor; in den Kristall-Lücken treten aber die verschiedensten Mineralien und auch Granophyrgemenge auf, sodass es sich nicht um eine gleichzeitige Ausscheidung, sondern um eine nachträgliche Ausfüllung der Zwischenräume handelt.

Auf Klüftchen und in durch Auslaugung entstandenen Hohlräumen treten infiltrierte Zersetzungsprodukte von bräunlich-gelber, oranger und grünlich-gelber Farbe auf, die jetzt zum Teil Aggregats-Polarisation aufweisen, ursprünglich aber kolloidale Substanzen waren.

Die Plagioklase sind wasserklar, tafelig nach (010), reichverzwillingt und hier und da radial gruppiert. Gegenüber Pigeonit und Granophyr sind sie idiomorph begrenzt. Sie umschliessen Apatit-Kristalle und kleine Ilmenit-Körner, sehr selten auch kleinere, idiomorphe Pigeonite. Die Grösse der Plagioklas-Kristalle schwankt zwischen 0.13 und 8.2 mm parallel (010) und von 0.03 bis 1.5 mm senkrecht dazu. Die Abplattung schwankt um den Wert $\frac{1}{5}$.

Die Zonierung ist besonders in den äussersten Randpartien der Kristalle sehr kräftig. Die kaum oder wenig zonierten, grossen Kerne ergaben 60 bis 70 Anorthit %, während am Rande oft nur 35 bis 40 An % festgestellt wurden. Die Messung der Zonendicken ergab einen mittleren Anorthit-Gehalt von 62 %. Es handelt sich somit um Labrador.

Die Lamellen der Albit-Zwillinge sind manchmal sehr breit und treten dann vereinzelt auf; in anderen Fällen sind sie schmal, oft ausgeilend und dicht geschart. Daneben treten verschiedene Zwillinge nach parallelen und komplexen Hemitropien auf. Erwähnung verdient ein Manebach-Zwilling, der zwei nach (010) tafelige Zwillinge-Stöcke miteinander zu einem knieförmigen Zwilling vereinigt, während ein anderer Manebach-Zwilling die übliche Abplattung nach (001) aufweist.

Die prozentuale Verteilung der Zwillinge-Gesetze ergab:

Albit-Gesetz	100 %
Albit-Karlsbad-Komplex	80 -
Karlsbad-Gesetz	30 -
Periklin-Gesetz	20 -
Manebacher-Gesetz	10 -

Auffallend ist das starke Zurücktreten des Periklin-Gesetzes und die Vormacht des Albit-Karlsbad-Komplexes über das Karlsbad-Gesetz. In dem nah verwandten Gestein No. 10 vom selben Fundort ist überhaupt kein Periklin-Zwilling zu finden, während auch hier das Albit-Karlsbad-Komplex-Gesetz neben den immer auftretenden Albit-Lamellen sehr reichlich (etwa 75 %) auftritt.

Die Pigeonite sind, mit Ausnahme der bereits erwähnten selteneren kleinen Kristalle, die sich im Plagioklas oder in der granophyrischen Zwischenmasse finden, allotriomorph entwickelt, füllen die Zwickel zwischen den Plagioklas-Kristallen und werden von Apatit-Nadeln und dünnen Plagioklas-Leisten durchspießt. Ausserdem umschliessen sie häufig Ilmenit-Kristalle. Ihre Farbe ist licht gelblich-grau, fast farblos und ohne Pleochroismus.

Die Bestimmung der optischen Daten zeigte, dass zwei verschiedene Typen von Pigeonit vorliegen, die sich im Aussehen kaum unterscheiden. Sie sind durch folgende Eigenschaften gekennzeichnet:

	Typ A	Typ B
Auftreten.....	Meist grössere Kristalle immer allotriomorph.	Meist kleinere Kristalle z. T. idiomorph.
$\gamma : c$	40—43°	26—33°
2V.....	39—42°	10—20°
Dispersion 2V	sehr schwach $\rho > \nu$	unmerklich
Achsen-Ebene.	// (010)	\perp (010)
$n\gamma - n\alpha$	0.0251	0.016
$n\gamma$	1.718 (ber.)	1.684 (gem.)
$n\beta$	1.696 (ber.)	1.669 (ber.)
$n\alpha$	1.693 (gem.)	1.668 (ber.)

Die Zusammensetzung der Pigeonite ergibt sich aus diesen Daten in erster Annäherung aus dem Diagramm von WINCHELL unter Vernachlässigung eines vielleicht vorhandenen geringen Tonerde-Gehalts zu (Lit. 48):

	Gew. %				Mol. %		
	En	Hy	Di	Hd	MgO	FeO	CaO
Typ A.....	42	26	20	12	47	29	24
Typ B.....	73	12	13	2	75	12	13

Olivin tritt in korrodierten Kristallen auf, die sich gern glomerophyrisch gruppieren. Die Brechungsindices des Olivins liegen alle zwischen 1.69 und 1.74. Die maximale Doppelbrechung ist 0.040 und $2V = -82^\circ$. Diese Werte entsprechen einem Olivin mit etwa 40 % Fayalith-Gehalt.

Randliche Umwandlung in ein orangefarbenes bis gelb-braunes, nur wenig pleochroitisches Mineral ist verbreitet. Kleinere Olivin-Körner sind oft ganz umgewandelt. Die Brechungsindices dieses Umwandlungsproduktes liegen nur wenig über dem des Canada-Balsams. In den Adern, die zwischen Olivin-Relikten auftreten, ist bei starker Vergrößerung eine faserige Struktur sichtbar, wobei die Fasern senkrecht zum Salband stehen. Sie besitzen gerade Auslöschung mit γ in der Faser-Achse. Die Doppelbrechung ist klein, lässt sich jedoch nicht messen, da die Fasern sich überlagern und oft pseudoisotrope Filze bilden. Das Mineral entspricht im Auftreten, in der Mikrostruktur und Brechung einem Chrysotil. Die kräftige Färbung deutet jedoch auf einen beträchtlichen Gehalt an dreiwertigem Eisen. Es handelt sich offenbar um einen xylotil-artigen Ferrichrysotil, keinen Falls aber um einen Bowlingit oder gar Iddingsit, die beide höhere Indices, stärkere

Doppelbrechung, intensiveren Pleochroismus und eine andere Mikrostruktur aufweisen.

An einigen Pigeoniten tritt ein nur stellenweise entwickelter Saum von primärer, hell nelkenbrauner, schwach pleochroitischer Hornblende auf. Ihre Brechungsindices und die Doppelbrechung sind nur wenig niedriger als die des Pigeonits:

$$n\gamma - n\alpha = \text{ca. } 0.02$$

$$2V = -68$$

Achsen-Ebene // (010)

$$\gamma : c = 14^\circ$$

Pleochroismus: $\gamma > \beta > \alpha$ in Nelkenbraun.

Diese Hornblende ist mit dem Pigeonit parallel verwachsen und greift buchtig verzahnt in diesen hinein. Es handelt sich offenbar um ein Reaktionsprodukt zwischen dem auskristallisierten Pigeonit und der Restschmelze.

Ilmenit bildet grosse, zerhackte Kristall-Skelette und kleinere Körner, die in allen anderen Mineralien mit Ausnahme des Apatits auftreten.

Apatit tritt reichlich in feinen, sehr langen Kristall-Nadeln auf.

Die granophyrische Füllmasse besteht aus einem pflasterartigen Aggregat von etwa 0.2 bis 0.5 mm grossen Orthoklas-Individuen, die von feinen, oft radial angeordneten Quarz-Stengelchen durchwachsen sind. Hier und da finden sich auch selbständige, grössere Quarz-Körner. Das Quarz-Orthoklas-Verhältnis dieser Zwischenmasse beträgt etwa 1 : 2. Ausserdem finden sich zahlreiche Apatit-Nadelchen und vereinzelte hauchdünne, lappig begrenzte, nicht pleochroitische Ilmenit-Blättchen, die mit grau-brauner Farbe durchscheinen (Titaneisenglimmer).

Die Vermessung des Schliffes von No. 1 mit dem Integrationstisch ergab unter Vernachlässigung der oben erwähnten, sicher sekundär infiltrierten Zersetzungsprodukte — die übrigens nur 0.8 Vol. % ausmachen — folgenden Modus:

Labrador (zoniert).....	54.6	Vol. %
Pigeonit (Typ A + B).....	25.4	— -
Olivin (inkl. Ferrichrysotil).....	2.3	— -
Ilmenit.....	6.5	— -
Apatit.....	1.0	— -
Hornblende.....	0.2	— -
Granophyr + etwas Quarz	{ Quarz..... 3.5 — - { Orthoklas..... 6.5 — -	

Nach Modus und Struktur ist das Gestein als doleritischer Leuko-Pigeonit-Basalt zu bezeichnen, wobei die Vorsilbe »Leuko« den relativ hohen Feldspat-Gehalt hervorhebt. Das verhältnismässig grobe

Korn würde zwar auch den Namen Pigeonit-Gabbro rechtfertigen, wobei allerdings noch besonders auf die porphyrische Tendenz der Struktur hingewiesen werden müsste.

Da die Art und Menge der Komponenten dieses vollkristallinen Gesteins hinreichend genau bekannt sind, darf der Versuch gemacht werden, aus dem Modus den Chemismus zu berechnen. Das Ergebnis macht natürlich keinerlei Anspruch auf Genauigkeit, genügt aber sicher zur Feststellung des Magmatyps.

In Anbetracht der Unsicherheit unserer Kenntnisse der Chemismen der einzelnen Komponenten führen wir die Berechnung direkt in Molekularwerten auf Grund der Nigglichschen Basismolekülgruppen durch, wozu wir folgende Gleichungen benützen, die in Übereinstimmung mit dem optischen Befund und den Erfahrungen an analogen Gesteinen aufgestellt wurden:

$$100 \text{ Labrador} = 5 \text{ Or} + 33 \text{ Ab} + 62 \text{ An}$$

$$100 \text{ Pigeonit} = 56 \text{ En} + 23 \text{ Hy} + 21 \text{ Wo} (= \frac{2}{3} \text{ Typ A} + \frac{1}{3} \text{ Typ B})$$

$$100 \text{ Granophyr} + \text{etwas Quarz} = 45 \text{ Or} + 20 \text{ Ab} + 35 \text{ Q}$$

Für die geringe Menge von Hornblende erübrigt sich eine Formel. Apatit (15 Cp + 1 Fr) wurde direkt normativ eingesetzt. Ilmenit als 2 Il + 1 Hm, entsprechend der in solchen Gesteinen beträchtlichen isomorphen Beimengung von Haematit. Danach ergeben sich folgende Atom-Zahlen:

Mol.‰	Si	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
546 Labrador.....	260	177	68	36	5
65 Orthoklas } Grano- 35 Quarz } phyr ..	74	13	4	9
254 Pigeonit A + B....	127	29	71	27
23 Olivin.....	8	6	9
2 Hornblende.....	1	1/2	1/2
65 Ilmenit.....	21	22	22	..
10 Apatit.....	6	4
Summen der Atom-Z....	470	190	21	57	80 1/2	101 1/2	40	14	22	4

Aus diesen Atom-Zahlen ergeben sich folgende NIGGLI-Werte:

si = 123, al = 25, fm = $41\frac{1}{2}$, c = $26\frac{1}{2}$, alk = 7 und k = 0.26, mg = 0.50, ti = 5.7, p = 0.5 und qz = -5.

Obschon diese Werte nur annähernd gelten, ergibt sich daraus doch mit Sicherheit, dass der Chemismus des Gesteins miharaitisch ist.

Das Gestein No. 10 steht dem soeben beschriebenen sehr nahe, ist jedoch stärker verwittert. Der Mineralbestand ist der gleiche, und auch die optischen Eigenschaften des Plagioklases und der beiden

Pigeonit-Typen ist so gut wie identisch. Auf eine quantitative Bestimmung des Modus musste verzichtet werden, da der Schliff im Verhältnis zur Grobkörnigkeit des Gesteins zu klein ist. Im Schliff scheint mehr granophyrische Zwischenmasse vorhanden zu sein als in No. 1, während die femischen Gemengteile stärker zurücktreten. Es ist jedoch in Anbetracht der glomerophyrischen Anordnung der Komponenten durchaus wahrscheinlich, dass der Schliff zufälliger Weise durch eine leukokrater Partie des Gesteins gemacht wurde.

Struktur und Mineralkomponenten sind in beiden Gesteinen so ähnlich, dass man auch gleiche Herkunft derselben annehmen darf. Erwähnenswert ist die Tatsache, dass auch in No. 10 die Feldspäte und Pyroxene völlig unzersetzt sind. Die stärkere Verwitterung macht sich lediglich durch reichlicheres Auftreten der braun-gelben Infiltrationsprodukte geltend, denen sich noch etwas Calcit zugesellt.

Über die geologische Stellung dieser Basalte der Nunatak-Zone ist nichts bekannt. Der petrographische Befund lässt jedoch einige Schlüsse zu, die darüber mit ziemlicher Sicherheit Auskunft geben.

1. Die Gesteine sind unter mässiger Bedeckung ziemlich langsam erstarrt. Selbst die annähernd eutektische Restschmelze ist granophyrisch auskristallisiert.
2. Die Gesteine sind völlig unzersetzt oder nur oberflächlich verwittert. Irgendwelche Wirkungen von metamorphosierenden Einflüssen sind nicht vorhanden.
3. Der miharaitische Chemismus von No. 1 ist demjenigen gewisser tertiärer Basalte Ost-Grönlands sehr nahe stehend, wie folgende Tabelle und die Diagramme auf Seite 135 zeigen.

	1	2	3	4	5
si	123	119	129	130 (75—150)	130 (115—145)
al	25	25 ¹ / ₂	23 ¹ / ₂	23 (19 ¹ / ₂ —26)	23 (18—26)
fm	41 ¹ / ₂	42	42 ¹ / ₂	42 (39—46)	44 (40—49)
c	26 ¹ / ₂	27 ¹ / ₂	23	27 ¹ / ₂ (26—30)	22 ¹ / ₂ (16—26)
alk	7	5	11	7 ¹ / ₂ (< 12 ¹ / ₂)	10 ¹ / ₂ (7 ¹ / ₂ —12 ¹ / ₂)
k	0.26	0.27	0.30	0.2	0.2
mg	0.50	0.52	0.30	0.5	0.5
qz	—5	—1	—14	0	—12

1. Pigeonit-Basalt No. 1 vom Cæcilia-Nunatak (ber.).
2. Amygdaloider Basalt vom Scoresby-Sund (Lit. 13).
3. Pigeonit-Tholeiit No. 34 vom Geologfjord beim Cap Ovibos.
4. Miharaitischer Magmatyp und dessen Grenzwerte (Lit. 26).
5. Normalgabbrodioritischer Magmatyp und dessen Grenzwerte (Lit. 26).

Die Ähnlichkeit im Chemismus zu dem von H. F. HARWOOD analysierten Basalt von der Südseite des Scoresby-Sunds ist offensichtlich. A. HOLMES (Lit. 13) beschreibt dieses Gestein folgendermassen:

»It is a purple-brown basalt with small amygdales.... In thin section the rock is seen to consist of glomeroporphyritic bytownite in an intersertal groundmass of small feldspar-laths, grains of green augite and colourless enstatite, and very numerous small crystals of magnetite and ilmenite. Here and there are flakes of bright red haematite, and many of the augites are stained a reddish colour, apparently by the same material. The feldspars of the groundmass are . . . labradorite near andesine. All the minerals are fresh, though in many places the ultimate base of the rock seems to be chalcedony . . . by no means abundant, . . .«

Das analysierte Material war sorgfältig von den Mandelausfüllungen befreit worden.

Leider gibt HOLMES keine optischen Daten der Mineralkomponenten an. Nach der Norm muss aber sein »grüner Augit« nach heutigen Begriffen ein Pigeonit sein. Sein »Enstatit« entspricht vermutlich unserem Pigeonit Typ B. Auf jeden Fall liegt der Projektionspunkt der normativen Metasilikate auch unter Berücksichtigung eines viel geringeren Oxydationsgrades des Eisens und entsprechender Erhöhung des Hypersthen-Gehalts mitten in der von B. ASKLUND (Lit. 1) angegebenen Mischungslücke der Pyroxene, wie dies auch bei unserem Gestein No. 1 der Fall ist, das daher ebenfalls zwei verschiedene Pyroxene enthält. Der »mittlere Feldspat« des Basalts vom Scoresby-Sund ist etwas anorthitreicher als der von No. 1; der Unterschied ist aber nicht grösser als die bei der Berechnung des Chemismus von No. 1 möglichen Fehler.

HOLMES spricht anlässlich der Mandelfüllungen von »iron-stained chalcedony, and brownish-green glass or palagonite«. Ich halte es für wahrscheinlich, dass er damit ähnliches Material meint, wie das hier als »braun-gelbes Infiltrationsprodukt« bezeichnete. Vielleicht ist auch sein »iron-stained chalcedony« mit unserem »Ferrichrysotil« identisch.

Aus den angeführten Tatsachen dürfen wir schliessen, dass der Basalt aus der Nunatak-Zone aus einem Sill oder aus dem Inneren eines mächtigen Deckenergusses stammt, der mit grösster Wahrscheinlichkeit zu demselben magmatischen Zyklus gehört, wie die küstennäheren Basalt-Eruptionen kretazisch-tertiären Alters. Diese Feststellung bedarf aber noch der geologisch-stratigraphischen Bestätigung, da Altersbestimmungen auf Grund rein petrographischer Daten immer unsicher sind. Immerhin spricht im vorliegenden Fall die Frische des Gesteins mehr noch als seine Verwandtschaft mit den anderen ostgrönländischen Basalten für sein junges Alter.

Die Basalte der inneren Fjord-Zone.

Die von C. E. WEGMANN gesammelten Basalte der inneren Fjord-Zone stammen von drei verschiedenen Fundorten (s. Fig. 1, Seite 8):

Fundort:	Gestein No.	Vorkommen:
A. Kap am Nordufer des innersten Geologfjords.	W. 75, W. 76	Gänge, die in der Nähe der Migmatitfront die Eleonore-Bay-Formation durchsetzen.
B. Nordküste des äusseren Geologfjords, einwärts vom Kap Ovibos.	27, 34, 50 und 64	Gänge im Devon-Sandstein. Nach ihrer geologischen Stellung vielleicht zu den jungen Basalten gehörend.
D. Kap Buxtorf.	1) W. 71 und W. 74 2) W. 72	Gänge im Augengneis. Gang im Mylonit unter der Eleonore-Bay-Formation.

Unter diesen Basalten können drei Typen unterschieden werden:

1. Teilweise uralitisierte, biotitführende Basalte.
2. Pigeonit-Tholeiite mit Granophyr-Zwischenmasse.
3. Olivin-Pigeonit-Basalte.

Innerhalb jeder dieser drei Gruppen ist die Ähnlichkeit der Gesteine derart gross, dass die Beschreibung je eines Beispiels vollauf genügt.

Teilweise uralitisierte, biotitführende Basalte.

Hierher gehören die Gesteine No. W. 71, W. 72, W. 74, W. 75 und W. 76 von den Fundorten A und D, die beide an der Grenze der »Migmatitfront« zur Eleonore-Bay-Formation liegen.

Als Beispiel diene das Gestein No. W. 72.

Makroskopisch sind in dem feinkörnigen, dunkelgrauen Gestein nur Feldspat-Leistchen und unregelmässige Körner von Pyrit zu erkennen. Die dunklen Gemengteile bilden eine dichte Zwischenmasse.

Mikroskopisch erweist sich die Struktur als doleritisch im Sinne von KROKSTRÖM (Lit. 19).

Das Gestein besteht aus frischen Plagioklasen, weitgehend uralitisierten, monoklinen Pyroxenen, etwas Biotit, Apatit und reichlichem Erz.

Die nach (010) tafeligen Plagioklase sind hypidiomorph begrenzt und haben bei ihrem Wachstum die bereits vorhandenen Pyroxen-Kristalle beiseite geschoben und teilweise umwachsen. Die von den Pyroxenen ausgehenden Uralit-Nädelchen ragen randlich in die Plagioklase hinein und verwischen so die ursprüngliche Struktur. Als primäre

Einschlüsse treten kleine Kriställchen von Ilmenit, Magnetit, Apatit und Pyroxen in den Plagioklasen auf.

Nach zahlreichen Messungen schwankt der Anorthit-Gehalt der etwas zonierten Plagioklase in den grossen Kernen zwischen 57 und 65 %, kann aber randlich bis 43 % herunter sinken. Als Mittelwert darf 55 % Anorthit angenommen werden.

Die Häufigkeit der Zwillingsgesetze ist folgende:

Albit-Gesetz	72 %
Karlsbad-Gesetz	61 -
Albit-Karlsbad-Komplex-Gesetz	45 -
Periklin-Gesetz	33 -
Manebach-Gesetz	5 -

Die Zwillingsstöcke bestehen oft nur aus wenigen Lamellen nach verschiedenen Gesetzen. Manchmal treten nur zwei Individuen auf, sodass die Leiste halbiert erscheint, wie dies beim Karlsbad-Gesetz die Regel ist. Die Messungen zeigten jedoch, dass auch das Albit-Gesetz in dieser einfachen Form vorkommt. Erwähnt sei ein aus nur zwei Individuen bestehender Periklin-Zwilling, der nach der Verwachsungsebene abgeplattet ist, sodass morphologisch kein Unterschied gegenüber den Zwillingen auf (010) zu bemerken ist. Der variable optische Charakter der Zone weist aber sofort auf (001) oder die Periklin-Verwachsungsebene hin.

Der monokline Pyroxen ist wenigstens randlich, meist aber vollständig uralitisiert. An den Relikten wurden folgende optischen Daten gefunden:

$$\begin{aligned} 2V &= 40^\circ \\ n\gamma - n\alpha &= 0.025 \\ \gamma : c &= 42^\circ \end{aligned}$$

Die Brechungsindices liegen zwischen 1.69 und 1.74, konnten jedoch an dem spärlichen Material nicht genauer bestimmt werden. Diese Eigenschaften weisen auf einen Pigeonit etwa von der Zusammensetzung $\text{En}_{46}\text{Hy}_{31}\text{Wo}_{23}$ hin. Die hell bräunlich-violette Färbung ist wohl das Anzeichen für einen Titan-Gehalt. Von den eigentlichen Titanaugiten ist der vorliegende Pyroxen durch seine hellere Färbung, den kleinen Achsenwinkel und durch die etwas kleinere Auslöschungsschiefe unterschieden.

Der Biotit tritt in unregelmässigen Fetzen auf, die sich oft mit Erzkörnern agglomerieren. Auch schmale Biotit-Säume um Magnetit-Kristalle kommen vor. Der Pleochroismus ist sehr kräftig mit

γ = dunkelbraun mit Stich ins Grau-Violette oder Olive

β = braun bis braun-olive

α = hell bräunlich-gelb.

$$2V = -6 \text{ bis } -15^\circ$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.042$$

Der Magnetit bildet oft wohlgeformte einzelne Oktaeder, aber auch unregelmässige Körner, die aus glomerophyrischer Anhäufung von oktaedrischen Kristallen bestehen. Ein Teil dieser Erzkörner dürfte allerdings dem Ilmenit zuzuordnen sein, der in dünntafeligen, oft skelettartigen Kristallen auftritt.

Pyrit ist in dem Gestein W. 72 nur in Spuren vorhanden. In den Gesteinen W. 71, W. 75 und W. 76 ist er viel häufiger und bildet bis Millimeter grosse, siebartig durchlöchernte Kristall-Aggregate, die alle anderen Mineralkomponenten umschliessen.

Dünne Apatit-Nadeln durchspiesen alle anderen Gemengteile.

Die uralitische Hornblende ist hell gefärbt und nur mässig pleochroitisch mit

γ = bläulich-grün

β = blass grün

α = gelblich

$$\gamma : c = 17^\circ$$

Sie bildet Pseudomorphosen nach Pyroxen, die z. T. aus parallel verwachsenen Hornblende-Nadeln, z. T. aber auch aus einem wirren Filz von solchen bestehen. Randlich ragen oft Pinsel von Uralit über die ursprüngliche Umgrenzung des Edukts hinaus und dringen in die Plagioklasse ein.

Als weitere Sekundär-Produkte sind noch zu nennen: Sehr wenig Chlorit (vermutlich Pennin), der auf Kosten des Biotits entstanden ist, und Spuren von Haematit in rot durchscheinenden, winzigen Schüppchen, die nur an einigen Stellen des Schliffs auftreten.

Der quantitative Mineralbestand war in Anbetracht der nach allen Seiten ausstrahlenden Hornblende-Nadeln der Uralit-Pseudomorphosen nur annähernd vermessbar. In der folgenden Tabelle sind daher zwei Kolonnen aufgeführt:

A. Unter Berücksichtigung aller Uralit-Wucherungen.

B. Unter Vernachlässigung derselben.

	A.	B.
Plagioklas	45 Vol. %	49 Vol. %
Pigeonit	11 — -	11 — -
Biotit	9 — -	9 — -
Magnetit	8 — -	8 — -
Ilmenit	5 — -	5 — -
Apatit	1 — -	1 — -
Uralit	21 — -	17 — -

Der Chemismus lässt sich daraus nur annähernd berechnen, da die chemische Zusammensetzung der Komponenten nur ungenügend bekannt ist. Unter Verwendung von Analoga wurden vier Berechnungen durchgeführt, die folgende Grenzwerte ergaben:

	1	2	3	4
si	96—102	98	93	108 (90—120)
al.....	19—21	20	19	21 (17 ¹ / ₂ —23)
fm	50—53	51	51 ¹ / ₂	51 (38—58)
c.....	21—23	22	23 ¹ / ₂	22 (18—26)
alk.....	6—7	7	6	6 (5—8)
k	0.24—0.27	0.26	0.29	0.2
mg.....	0.32—0.41	0.34	0.56	0.5
qz.....	—26 —32	—30	—31	—16 (—12 bis—34)

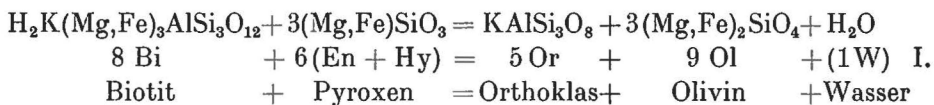
1. Extremwerte des biotitführenden Basalts No. W. 72 (ber.).
2. Mittelwerte derselben aus vier verschiedenen Berechnungen.
3. Olivin-Trachybasalt, Mt. Nordhoek, Loch Fyne (Lit. 3, I).
4. Typus des normalgabbroiden Magmas und dessen Grenzwerte (Lit. 26).

Der Chemismus von W. 72 darf mit Sicherheit als normalgabbroid bezeichnet werden. Er steht auf jeden Fall demjenigen des von BACKLUND und MALMQUIST beschriebenen sogenannten Olivin-Trachybasalts vom Mt. Nordhoek am Loch Fyne sehr nahe.

Der Mineralbestand dieses Gesteins ist angegeben zu:

Plagioklas (65 An %)	54.5 Vol. %
Pigeonit	20.6 —
Olivin (25 % Fa)	17.0 —
Erz (Ilmenit + Magnetit)	6.5 —
Apatit	0.6 —
Restausscheidung	0.8 —

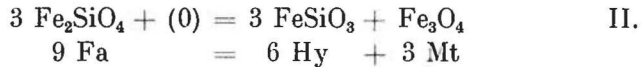
Zwischen den biotitführenden Basalten der inneren Fjord-Zone und den Olivin-Basalten der Küsten-Zone besteht danach die bekannte Heteromorphie-Beziehung:



Der Orthoklas ist im Olivin-Basalt okkult im Plagioklas vorhanden und bildet wohl auch z. T. die Restausscheidung. Normativ ergeben

sich aus der Analyse des Gesteins 7.78 Gew. % Orthoklas. Der Name »Trachybasalt« ist danach gegeben worden. Nach dem Modus muss man jedoch von einem Olivin-Basalt sprechen, umso mehr als auch der Chemismus normalgabbroid ist und nicht monzonitisch bis yogoitisch, wie bei den echten Trachybasalten.

Neben der oben erwähnten Heteromorphie tritt noch eine andere auf, die sich auf den Silizierungsgrad des Eisens bezieht:



Nimmt man 1.12 von I und 0.77 von II, so ist die Heteromorphie-Beziehung quantitativ vollständig erfasst:

	Biotitführender Basalt			Olivin-Basalt		
	Bi	(En + Hy)	Mt	Or	Ol	(W)
1.12 × I	9.0 +	6.7	=	5.6 +	10.1 +	(1.1)
0.77 × II		4.6 +	2.3 =		6.9	
Summen	9.0 +	11.3 +	2.3 =	5.6 +	17.0	
modale Differenz.....	9.0 +	11.4 +	2.3 =	okkult +	17.0	

Die Ursache der verschiedenen modalen Ausbildung ist wohl darin zu sehen, dass der biotitführende Basalt hypoabyssal erstarrt ist, der Olivin-Basalt dagegen an der Erdoberfläche. Im ersten blieben die Mineralisatoren während der Verfestigung im Gestein, sodass sich die OH-, F- und Cl-haltigen Biotite bilden konnten. Beim zweiten entwichen sie rasch, und statt Biotit entstand der mineralisatoren-freie Olivin. Überdies wurde im biotitführenden Basalt aus demselben Grunde noch eine autopneumatolytisch bis autohydrothermale Uralitisierung der Pyroxene bedingt, während im entsprechenden Ergussgestein die Pyroxene unverändert erhalten blieben.

Pigeonit-Tholeiite mit granophyrischer Zwischenmasse.

Hierher gehören die Gesteine No. 27, 34, 50 und 64, die als Gänge im Devon-Sandstein in der inneren Fjord-Zone aufsetzen.

Im frischen Bruch sehen diese Gesteine den biotitführenden Basalten sehr ähnlich. Ihr Korn ist etwas weniger fein, und die Gesamtfarbe etwas dunkler grau-schwarz. Ausserdem sind Rutschflächen und schwarze, fett- bis glasglänzende Harnische so verbreitet, dass die Handstücke in eckig-schalige Stücke zerfallen.

Als Beispiel sei das Gestein No. 34 vom Fundort B beschrieben.

Die Struktur ist doleritisch mit intersertalem Granophyr und Chlorit. Idiomorphe bis hypidiomorphe Pyroxen-, Ilmenit- und Magnetit-Kristalle liegen zwischen den grösseren Plagioklas-Leisten und bedingen deren allotriomorphe Begrenzung. Gegenüber der sehr feinkörnigen, teilweise granophyrischen Zwischenmasse sind die Plagioklase dagegen idiomorph begrenzt.

Die Plagioklase sind völlig frisch und bilden bis 2 mm grosse Tafeln nach (010). Sie sind nur an den Rändern zoniert, während die ausgedehnten Kernpartien durchaus einheitlich auslöschten und einen Anorthit-Gehalt von 55—63 % aufweisen. In den Randpartien sinkt dieser rasch auf etwa 35 % und darunter, sodass die mittlere Zusammensetzung knapp 50 % Anorthit entsprechen dürfte.

Die prozentuale Verteilung der Zwillingsgesetze ist:

Albit-Gesetz	90 %
Periklin-Gesetz	80 -
Karlsbad-Gesetz	35 -
Albit-Karlsbad-Komplex	25 -

Meist treten nur wenige Albit-Lamellen auf, oft besteht sogar die Plagioklas-Leiste nur aus zwei nach diesem Gesetz verwachsenen Individuen. Die Periklin-Lamellen sind sehr dünn und kommen nur einzeln vor.

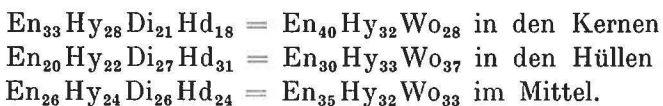
Der monokline Pyroxen zeigt folgende Eigenschaften:

$$2V = 48^\circ \text{ (Kerne) bis } 54^\circ \text{ (Rand)}$$

$$\gamma : c = 43\frac{1}{2} \text{ bis } 45^\circ$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.026 \text{ bis } 0.027$$

Nach WINCHELL (Lit. 48) entsprechen diese Werte diopsidischen Pigeoniten von der Zusammensetzung:



Der Pleochroismus ist sehr schwach mit:

- α = gelblich bis farblos
- β = sehr hell bräunlich-rot
- γ = fast farblos bis sehr hell grau-grün.

Opakes Erz tritt reichlich in verschiedener Form auf. Millimeter grosse, skelettartig ausgebildete, tafelige Kristalle sind dem Ilmenit zuzuordnen. In den weniger frischen Gesteinen dieser Gruppe (z. B. No. 64) ist die Bildung von Leukoxen verbreitet. Die Ilmenit-Kristalle sind dann in ein dreieckiges Gitter von Haematit-Lamellen mit Titanit-Füllmasse umgewandelt.

Daneben finden sich kleinere Oktaeder von Magnetit, die sich manchmal zu zierlichen Kristallstöcken vereinigen.

Ausnahmsweise (z. B. in No. 50) kommt auch Pyrit vor. Er bildet isolierte, schwammige Partien, in denen Plagioklase und Pigeonite liegen, die teilweise vom Pyrit infiltriert und verdrängt werden.

Die sehr feinkörnige Zwischenmasse besteht vorherrschend aus Alkalifeldspat und Chlorit. Ferner beteiligen sich an ihrem Aufbau noch Quarz, Magnetit und Apatit. Feldspat und Quarz bilden mehr oder weniger deutliche mikrogranophyrische Verwachsungen, treten aber auch in selbständigen, einheitlichen Individuen auf. Der Chlorit ist kräftig grün gefärbt und pleochroitisch zwischen grünlich-gelb und grasgrün. Auch seine Doppelbrechung ist relativ stark (etwa 0.01 bis 0.012). Eine Bestimmung der Brechungsindices mit der Immersionsmethode war nicht möglich, da sich reine Schuppen nicht isolieren liessen. Es handelt sich aber jedenfalls um ein eisenreiches und aluminium-arnes, optisch negatives Glied der Chlorit-Gruppe, das in zwei verschiedenen Formen auftritt. Einmal bildet es deutliche Pseudomorphosen nach nadeligen Amphibol-Kristallen der Zwischenmasse, dann aber auch formlose Anhäufungen wirrschuppiger Aggregate, die die Zwischenmasse verdrängen. In den unfrischeren Gesteinen ist diese Verdrängung stellenweise eine vollständige. Doch auch in diesem Fall bleiben die Pigeonite vor jeder Umwandlung bewahrt.

Die geometrische Vermessung des Schliffs ergab folgenden Modus:

Plagioklas (50 % An)	45.4	Vol. %
Pigeonit	18.5	— -
Ilmenit + Haematit	8.2	— -
Zwischenmasse	27.9	— -
bestehend aus etwa $\frac{2}{3}$ Alkalifeldspat und Quarz und		
$\frac{1}{3}$ Chlorit neben etwas Apatit und Magnetit.		

Das Gestein ist von Frl. N. SAHLBOM analysiert worden. (Siehe nächste Seite).

Zur gegenseitigen Kontrolle von chemischer und mineralogischer Analyse seien noch die Molekularnormen nach NIGGLI berechnet. Wir

	Gew. %	Mol. Z	NIGGLI-Werte	Norm
SiO ₂	48.72	812	si = 129	Q = 2.94
Al ₂ O ₃	15.05	148		or = 11.12
Fe ₂ O ₃	3.59	22 ^{1/2}	al = 23.6	ab = 24.63
FeO.....	9.90	138	fm = 42.6	an = 22.52
MgO.....	3.22	81	c = 23.1	
CaO.....	8.10	145	alk = 10.7	Sal = 61.21
Na ₂ O.....	2.93	47		
K ₂ O.....	1.92	20	k = 0.30	di = 10.85
TiO ₂	3.80	48	mg = 0.30	hy = 12.07
P ₂ O ₅	0.76	5		mt = 5.22
MnO.....	0.20	3	qz = -14	il = 7.30
H ₂ O+.....	1.26	70	p = 0.8	ap = 1.68
H ₂ O-.....	0.40	..	ti = 7.6	Fem = 37.12
Summe...	99.85		Chemismus: normal-gabbro- dioritisch	Camptonose: Symbol: (II)III.5.3.4

wählen als Ausgangspunkte auf Grund der vorliegenden Daten folgende Zusammensetzungen an:

Plagioklas-Einsprenglinge..... Or₅₀Ab₄₅An₅₀
 Pigeonit (mg etwas unsicher)..... (En + Hy)₆₇Wo₃₃
 (zwischen 0.45 & 0.55)
 Ilmenit : Haematit = etwa 2 : 1
 Chlorit (mg etwa 0.6) Fo₅₀Fa₃₃C₁₀Q₀₇(W₄₀)

Der Prozentgehalt der Grundmasse-Komponenten: Alkalifeldspäte, Quarz, Chlorit, Magnetit und Apatit ergibt sich dann aus der Rechnung und muss mit dem optischen Befund annähernd übereinstimmen.

Das Auftreten des Basismoleküls C (Al₂O₃) im Chlorit bringt eine Komplikation in die Rechnung. Nach Bildung der Molekularnorm der Einsprenglinge bleiben 7.5 Molekularprozent femische Metasilikate für die Zwischenmasse übrig. Davon bilden 6 % Chlorit, wozu wenigstens 0.5 % C nötig sind, die wir dem Anorthit entnehmen. Dadurch werden 0.5 % Wo frei, die in den Pigeonit-Einsprenglingen unterzubringen sind. Zum Ausgleich kommen 0.5 % Hy in die Zwischenmasse. Aus diesem Hy und dem bei der Chlorit-Bildung übrig gebliebenen Eisenrest wird Magnetit und Quarz berechnet. Der Chemismus der Pigeonit-Einsprenglinge ergibt sich dann zu



Der molekularnormative Pigeonit erscheint also etwas eisenreicher als nach den optischen Daten zu erwarten war. Die Übereinstimmung

zwischen optischem und chemischem Befund ist eine ausgezeichnete, wie folgende atomprozentische Aufstellung zeigt, die die Resultate der komplizierten Molekularnorm-Berechnung zusammenfasst.

	Si	Al	Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺	Mg	Ca	Na	K	Ti	P
Atom-Zahlen.....	812	296	45	141	81	145	94	40	48	10
Atom-Prozente.....	47.4	17.3	2.6	8.2	4.7	8.6	5.5	2.3	2.8	0.6
Einsprenglinge:										
45.4 Plagioklas.....	22.8	13.6	4.5	4.1	0.4
18.5 Pigeonit.....	9.2	3.3	2.9	3.1
8.2 opakes Erz.....	2.0	3.4	2.8	..
Zwischenmasse:										
3.9 Quarz.....	3.9
16.1 Na-Orthoklas.....	9.6	3.2	1.4	1.9
5.4 Chlorit.....	1.9	0.5	..	1.2	1.8
0.9 Magnetit.....	0.6	0.3
1.6 Apatit.....	1.0	0.6

Olivin-führender Pigeonit-Basalt.

Der einzige Vertreter dieser Gruppe ist No. 51 vom Geolog-Fjord. Das Gestein ist dunkelgrau mit Stich ins Grüne und zeigt in einer dichten Grundmasse bis 3 mm grosse Einsprenglinge von grünem Pyroxen neben vereinzelt hellgrünen Körnern und sporadischem Pyrit. Auch No. 51 ist — wie die übrigen Basaltgänge des Fundorts B — von Rutschflächen und Harnischen durchzogen.

Im Dünnschliff erkennt man grosse, idiomorphe Pigeonite und fast ebenso grosse pseudomorphosierte Olivine als Einsprenglinge in einer hypidiomorph-feinkörnigen Grundmasse aus Pigeonit, Plagioklas, Ilmenit, Magnetit und Apatit. Sekundär treten Chlorit, Calcit, Ferrichrysotil und etwas Limonit auf. Pyrit ist zufälligerweise im Schnitt nicht vorhanden, da er nur ganz sporadisch in schwammig-glomerophyrischen bis 5 mm grossen Anhäufungen auftritt.

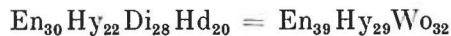
Die Pigeonit-Einsprenglinge sind farblos und zeigen eine sehr gut entwickelte prismatische Spaltbarkeit.

$$2V = 51^\circ \text{ (AE // (010))}$$

$$\gamma : c = 43^\circ$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.027$$

Das entspricht nach WINCHELL einem Pigeonit von der Formel:



Die sehr kleinen Pyroxene der Grundmasse sind idiomorph und bilden langprismatische Kriställchen. Ihre Doppelbrechung ist etwas kräftiger als die der Einsprenglinge, und die Auslöschungsschiefe auf (010) erreicht 45° . Da auch $2V$ etwas grösser als in den Pigeoniten zu sein scheint ($2V$ etwa 55°), so handelt es sich offenbar um monokline Pyroxene, die der Diopsid-Hedenbergit-Reihe nahe stehen. Im Gegensatz zu den Einsprenglingen ist an den Mikrolithen eine deutliche Lagen-Dispersion wahrzunehmen, die auf einen Tonerde-Gehalt hinweist. Die Bezeichnung »pigeonitischer Augit« dürfte die systematische Stellung am besten zum Ausdruck bringen.

Die idiomorphen Einsprenglinge von Olivin sind vollständig in ein Gemenge von Calcit, Ferrichrysotil und etwas Limonit umgewandelt.

Plagioklas bildet den Hauptbestandteil der Grundmasse. Er bildet allotriomorphe, mit einander verzahnte Körner, die nur mässig nach (010) abgeplattet sind. An Zwillingengesetzen treten nur Albit-, Karlsbad- und das Komplex-Gesetz dieser beiden auf. Der Anorthit-Gehalt wurde zu 59 bis 65 % bestimmt. Es handelt sich um kaum zonierte Labradorite.

Opakes Erz ist in der Grundmasse reichlich vorhanden. Neben wohlausgebildeten Magnetit-Oktaedern kommen auch dicktafelige, manchmal etwas skelettartig ausgebildete Ilmenit-Kristalle vor. Ausserdem finden sich oft rosettenartig gruppierte Blättchen von Titan-eisenglimmer. Sie sind nelkenbraun durchsichtig und weisen zum Teil eine sehr regelmässige, sechsseitige Umgrenzung auf.

Der Apatit ist eher kurzprismatisch entwickelt.

Abgesehen von den Olivin-Pseudomorphosen treten Sekundär-Produkte auch in Anhäufungen auf, die vermutlich ehemalige Blasenräume ausfüllen. Vom Rande derselben wachsen kugelige, radialfaserige Calcit-Aggregate in die Hohlräume hinein. Unregelmässig verteilte konzentrische Schalen sind intensiv durch Limonit gefärbt. Der Rest des Hohlraums ist von grünem Chlorit und spätigem Calcit ausgefüllt. Chlorit tritt ausserdem in sehr feinschuppigen Aggregaten als Füllmasse in den Zwickeln zwischen den Plagioklasen auf und scheint eine ehemals glasig erstarrte Restschmelze zu verdrängen.

Da die Verteilung der Einsprenglinge ziemlich unregelmässig ist, kann die Vermessung des Dünnschliffs nur annähernd ein quantitativ richtiges Bild des Modus geben. Danach sind etwa 12 Vol. % Pigeonit- und 3 % Olivin-Einsprenglinge vorhanden. Die Grundmasse macht 85 % aus, von denen 7 % auf die Erze und etwa 8 % auf verschiedene Sekundär-Produkte entfallen. Der Rest besteht aus etwa 40 % Labrador und 30 % pigeonitischem Augit.

Danach ist das Gestein melanokrater (Farbzahl = 60) als die damit vergesellschafteten Pigeonit-Tholeiite (Farbzahl = 35). Entsprechend ist auch der Plagioklas anorthitreicher.

Der Chemismus dürfte si-pyroxenitisch sein und demjenigen der Dolerite von der Jackson-Insel oder der Clavering-Insel nahe stehen.

Hypersthen-Pigeonit-Tilait vom Kap Alfred. (Kempes Fjord).

C. E. WEGMANN fand am Südufer des Kempes-Fjord beim Kap Alfred einen erratischen Block, von dem er die Probe W. 73 schlug. Über die Herkunft dieses Gesteins ist nichts Sicheres bekannt. Es dürfte aber vermutlich aus dem Inneren Ost-Grönlands stammen.

Trotz der mangelhaften geologischen Daten lohnt sich die Beschreibung, da sie Vermutungen über das Vorkommen von sehr interessanten, älteren Plutoniten zulässt.

In dem mittelkörnigen, grünlich braun-schwarzen Gestein fallen die glänzenden Spaltflächen der hell bronze-farbenen Orthaugite und der olive-braunen, monoklinen Pyroxene auf. Daneben sind kleinere grau-grüne Körner zu erkennen, die in eine spärliche, mondsteinartig schillernde Füllmasse eingebettet liegen. Sehr selten finden sich kleine Pyrit-Kristalle.

Der rhombische Pyroxen ist idiomorph prismatisch entwickelt und besitzt ausgezeichnete Spaltbarkeit nach (110) und Absonderung nach (010). Er ist farblos oder stellenweise rauchbraun gefärbt und dann deutlich pleochroitisch mit $\gamma > \beta = \alpha$. Die Färbung ist zonenartig oder fleckig verteilt und rührt von einer äusserst feinen Bestäubung durch opake Einschlüsse her.

An den grösseren Kristallen gibt sich die Zonierung auch in der Veränderung der optischen Daten zu erkennen:

	Kern	Rand	Orientierung
2V	— 81°	— 73°	} AE // (010) } $\gamma = [001]$
$n\gamma - n\alpha$	0.010	0.011	

Daraus ergibt sich ein Hypersthen mit einem Gehalt von FeSiO_3 von etwa 20% für den Kern und rund 30% für den Rand. Als mittlere Zusammensetzung darf $\text{En}_{77}\text{Hy}_{23}$ angenommen werden. Neben dem vorherrschenden Hypersthen tritt ein monokliner Pyroxen auf, der nach seinem Verhalten dem.

Pigeonit zuzuordnen ist.

$$\begin{aligned} 2V &= +47^\circ \\ \text{AE} & // (010) \\ n\gamma - n\alpha &= 0.025 \\ \gamma : c &= 40\frac{1}{2}^\circ \end{aligned}$$

Entsprechend einer Zusammensetzung von $\text{En}_{42}\text{Hy}_{18}\text{Di}_{28}\text{Hd}_{12} = \text{En}_{50}\text{Hy}_{21}\text{Wo}_{29}$. Dieser Pigeonit ist beinahe farblos, zeigt aber in etwas dickeren Schnitten (0.06 mm) einen schwachen Pleochroismus mit $\gamma =$ hell bräunlich gelb, $\beta =$ gelblich und $\alpha =$ farblos. Auch an diesem Pigeonit fällt die aussergewöhnlich gute Spaltbarkeit nach (110) und die Absonderung nach (010) auf. Zwillinge nach (100) sind ziemlich häufig.

Ein sehr licht gefärbter Amphibol tritt als Saum des Pigeonits oder in lappigen Flecken in demselben auf und ist immer damit parallel verwachsen. Die optischen Eigenschaften

$$\begin{aligned} 2V &= +84^\circ \\ \gamma : c &= 23^\circ \\ n\gamma - n\alpha &= 0.024 \\ \gamma &= \text{grünlich oliv} \\ \beta &= \text{bräunlich oliv} \\ \alpha &= \text{gelblich, fast farblos} \end{aligned}$$

sprechen für einen Amphibol, der dem Cummingtonit nahe steht und in seinem $\text{MgO}:\text{FeO}:\text{CaO}$ -Verhältnis dem Pigeonit gleichen dürfte, aus dem er vermutlich hervorging.

Der Olivin ist immer stark korrodiert. Runde oder elliptische Körner sind häufig als Einschlüsse im Hypersthen vorhanden. Die freien Olivine zeigen prachtvolle Reaktionsränder am Kontakt mit den Plagioklasen. Zwischen Olivin und Pyroxen fehlen diese kelyphitischen Bildungen jedoch vollständig.

Diese reaction rims entsprechen den zuerst von A. E. TÖRNEBOHM und F. A. ADAMS beschriebenen Gebilden in den Wermländer Hyperiten und den Olivin-Anorthositen vom Saguenay-Fluss in Canada.

Auch im vorliegenden Gestein sind zwei scharf gegeneinander abgegrenzte Lagen zu unterscheiden. Die innere ist farblos, körnig bis breitstengelig, verdrängt den Olivin und dringt stellenweise keilförmig oder buchtig in ihn ein. Sie besteht zum weitaus grössten Teil aus Enstatit, neben dem selten ein ebenfalls farbloser monokliner Pyroxen auftritt, dessen Körner zu klein sind, um eine genauere Bestimmung zuzulassen. Die äussere Zone des Reaktionsrandes ist etwa doppelt so breit, radial-faserig und besteht aus grünlichen, schwach pleochroitischen Amphibol-Nadeln, mit $\gamma =$ hell blaugrün, $\beta =$ grünlich und $\alpha =$ gelblich grün. Neben dieser Hornblende finden sich vereinzelt, sehr kleine, oft wurmförmige Körner, die nach ihrer hohen Lichtbrechung und Isotropie dem Spinell zuzuordnen sein dürften. Hornblende und Spinell sind in unverändertem Plagioklas eingebettet.

Die Grenze zwischen den beiden Zonen der kelyphitischen Bildung entspricht der ursprünglichen Grenze zwischen Olivin und Plagioklas.

Von ihr aus begann die Reaktion in Gegenwart von etwas H_2O und vielleicht noch anderen leicht flüchtigen Bestandteilen. Sie bestand in der Hauptsache in der hydrolytischen Abspaltung der Hälfte der Basen des Olivins. Das frei werdende Mg und Fe wanderte in den Plagioklas und bildete mit dessen Bestandteilen die offenbar Na-haltige, tonerdeiche Hornblende der äusseren Zone, während an Stelle des Olivins der nur halb soviel Basen enthaltende Enstatit der inneren Zone entstand. Ein kleiner Al-Überschuss wurde im Spinell gebunden.

Biotit bildet unregelmässige Fetzen. Er ist optisch einachsiger negativ und stark pleochroitisch mit $\gamma = \beta =$ rotbraun bis gelbbraun und $\alpha =$ farblos bis gelblich. $n\gamma - n\alpha = 0.036$. Er enthält reichlich opaken Erzstaub und hier und da deutliche Sagenit-Gitter.

Der Plagioklas tritt als allotriomorphe Füllmasse zwischen den femischen Gemengteilen auf. Er ist ein nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verzwillingter und meist nicht zonierter Bytownit (85—90% An). An einigen Stellen erscheint dieser jedoch korrodiert und ist dann ohne Übergang von einem buchtigen Andesinrand umgeben, der im Gegensatz zu den durch Erzstaub etwas wolkig getrübt erscheinenden Bytownit-Kernen völlig klar ist.

Abgesehen von dieser Bestäubung und den Ausscheidungen im Biotit tritt opakes Erz kaum auf. Auch Apatit fehlt fast gänzlich.

Die Vermessung des Modus ergab:

Plagioklas	{	Bytownit	17 Vol. %
		Andesin	1 — -
Hypersthen		34 — -	
Pigeonit		29 — -	
Hornblende		5 — -	
Olivin		6 — -	
Kelyphit-Zonen		4 — -	
Biotit		4 — -	
Erz und Apatit			Spuren

Dieser Modus entspricht einem tilaitischen Gestein. Der eigentliche Tilait besteht aber vorwiegend aus Diopsidaugit, sodass wir zur Unterscheidung hier von einem Hypersthen-Pigeonit-Tilait sprechen müssen.

Dieser Unterschied drückt sich auch in der chemischen Zusammensetzung aus. Eine Überschlagsrechnung zeigt, dass das Gestein W. 73 einen hornblende-peridotitischen Chemismus haben muss, während der Original-Tilait von DUPARC & PEARCE (Lit. 10) dem pyroxenitischen Magmatyp NIGGLIS nahe steht (Lit. 26).

Wenn auch die Berechnung des Chemismus nur eine Approximation ergibt, so dürfen wir doch mit Sicherheit annehmen, dass si zwischen 90 und 100, al unter 10, alk unter 5 und fm sehr hoch bei etwa 75 liegen, während c kleiner als 20 ist. Vergleichen wir diese Werte mit denen aller bisher analysierten jungen Basalte Ost-Grönlands, so sehen wir, dass keine nähere Verwandtschaft zwischen diesen und dem Hypersthen-Pigeonit-Tilait besteht.

Dazu kommt, dass unser Tilait höchst wahrscheinlich eine intensive Thermometamorphose durchgemacht hat. Dafür spricht nach den Untersuchungen von A. G. MACGREGOR über »clouded feldspars« (Lit. 22) die Erzbestäubung der Plagioklase. Aber auch die starke Erzbestäubung und gleichzeitige Bleichung des Biotits sowie die epigenetische cumingtonitische Hornblende sprechen für einen solchen Vorgang. Vermutlich sind auch die Kelyphit-Bildungen und die Korrosion der Bytownite darauf zurückzuführen. Jedenfalls können Reaktionen zwischen ausgeschiedenen Kristallen und Restschmelze für die Erklärung dieser Erscheinungen nicht in Frage kommen. Auch die Vorgänge, die von L. DUPARC als »auralisation magmatique« beschrieben wurden, und die ich an Gesteinen vom Ural und von Kellang studieren konnte (Lit. 11, 32, 34) führen zu ganz anderen Bildungen. Die Veränderungen im Hypersthen-Pigeonit-Tilait sind ohne Stoffzufuhr im bereits völlig erstarrten Gestein unter den Bedingungen der Thermometamorphose vor sich gegangen.

Daraus folgt, dass der Tilait älter ist als ein in grösseren Massen auftretendes Tiefengestein, das die Metamorphose bewirkte. Über die Natur dieses Plutonits kann nichts ausgesagt werden, ebenso wenig wie über das geologische Auftreten des Tilaits selbst, von dem wir nur annehmen dürfen, dass er einem grösseren, vermutlich alten Pluton entstammt, der mit dem kretazisch-tertiären Eruptivzyklus Ost-Grönlands nichts zu tun hat.

Die Basalte der äusseren Fjord-Zone.

Nach Mineralbestand, Art und Stärke der Umwandlungen und geologischem Auftreten sind zwei Gruppen der basischen Vulkanite dieser Zone zu unterscheiden:

I. Verhältnismässig frische oder vererzte, makroskopisch braunschwarze bis dunkel braun-rote, feinkörnige bis dichte Basalte, die als postorogene Sills und Gänge in den Devon-Sedimenten auftreten.

II. Stark umgewandelte, grünlich dunkelgraue, fein- bis mittelkörnige Basalte bzw. Diabase, die ebenfalls in Devon-Sedimenten auftreten aber gemeinsam mit diesen tektonisch verformt wurden.

Die Basalte der ersten Gruppe wurden an folgenden Stellen von H. BÜTLER gesammelt:

Fundort:	Gestein No.	Vorkommen:
P. An der SW-Seite des Kap Graah am Dusén-Fjord.	468, 468a und 468x	Eruptivgänge, die Devon-Sedimente durchschlagen.
X. An der W-Seite des Högbom-Berges am Moskusokse-Fjord.	435	Sill im Kap Graah-Konglomerat.
	438	Sill in etwa 400 m ü. M. vermutlich die Fortsetzung von 435.
	436, 436', 436x und 436xxx	Gänge unter dem Kap Graah-Konglomerat.
Y ₁ . Bei Hoelsbu an der Nordküste des Moskusokse-Fjords.	177	Sill im Devon-Sandstein.

Die Basalte bzw. Diabase der zweiten Gruppe kommen an folgenden Fundorten vor:

Fundort:	Gestein No.	Vorkommen:
W. Ost-Abhang und SE-Fuss des Högbom-Berges an der N-Seite des Moskusokse-Fjords.	60' und 60a	Einlagerungen im Devon-Sandstein. Der Gesteinsverband ist tektonisch stark gestört. Die Gesteine sind älter als der Granit No. 57, der sie durchdringt.
	367	Deformierter Sill im Devon.
	429	Vulkanit vom Hochplateau östlich des Högbom-Berges.
T. Nordfuss des Ramsay-Berges an der Südseite des Moskusokse-Fjords.	408 und 408x	Basis des Ramsay-Berges.
	416	Gang in den grauen Sandsteinen unter dem Konglomerat.
	Ø. Ymer-Ø, N-Seite des Sofia-Sundes.	217

Diese Gesteine lassen sich noch in sieben Untergruppen zusammenfassen, sodass sich folgende petrographische Einteilung ergibt, die der Beschreibung zugrunde liegt.

I. Jüngere, teilweise vererzte Basalte.

1. Subophitische Pigeonit-Olivin-Tholeiite.
2. Subdoleritische, etwas vererzte Olivin-Tholeiite.
3. Porphyrische Pigeonit-Olivin-Basalte.
4. Vollständig umgewandelte Basalte.

II. Ältere, diabas-artige Basalte.

1. Subophitische Olivin-Diabase.
2. Mittelkörnige Diabase mit unfrischen Plagioklasen.
3. Albitisierte Diabase.

Die Beschreibung dieser Gruppen soll womöglich nur an typischen Beispielen erfolgen und hat — sofern nichts anderes vermerkt wird — für die ganze Gruppe Gültigkeit.

1. Gruppe: Jüngere Basalte.

Subophitische Pigeonit-Olivin-Tholeiite.

Das schwarze, feinkörnige Gestein No. 435 bildet einen Sill im Kap Graah-Konglomerat auf der West-Seite des Högbom-Berges.

Die Struktur ist subophitisch, wobei allerdings der idiomorphe Olivin und der Zwickel füllende Chlorit an doleritisches und intersertales Gefüge erinnern.

Der Plagioklas ist säulig nach [100] entwickelt, reich verzwilligt und zoniert. Unter den Zwillingsgesetzen fand sich das Karlsbader oder dessen Komplex mit dem Albit-Gesetz an allen untersuchten Zwillingstöcken, während die Albit-Lamellen nur an 85 % derselben auftreten. Das Periklin-Gesetz ist selten (10 %) und jeweiligen nur durch eine einzige Lamelle vertreten. Andere Gesetze wurden nicht beobachtet. Die Zonierung reicht von 65 % Anorthit-Gehalt in den Kernen bis zu 40 % in den Rand-Zonen. In einigen extremen Fällen sinkt der Anorthit-Gehalt sogar bis auf 28 % am äussersten Rand. Im Mittel darf ein Labrador-Andesin von 50 % Anorthit-Gehalt angenommen werden.

Der monokline Pyroxen ist allotriomorph und wird von Plagioklas durchspiesst.

$$2V = + 50^\circ$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.027$$

$$\gamma : c = 39^\circ \text{ ohne merkliche Dispersion.}$$

Diese Werte weisen auf einen Pigeonit etwa von der Zusammensetzung $\text{En}_{40}\text{Hy}_{12}\text{Di}_{36}\text{Hd}_{12} = \text{En}_{52}\text{Hy}_{16}\text{Wo}_{32}$ hin. Die hell bräunlich-violette Färbung lässt einen Titan-Gehalt vermuten und auch die deutlich unternormalen Interferenz-Farben in Schnitten senkrecht zu (010) zeigen eine Abweichung von den normalen Pigeoniten an, die jedoch kaum von einschneidender Bedeutung ist.

Der kantengerundet idiomorphe Olivin ist vollständig in Iddingsit umgewandelt. Dieser ist beinahe einachsigt negativ mit α senkrecht auf den oft klaffenden Spaltrissen. Sein Pleochroismus ist kräftig mit $\gamma = \beta =$ dunkel gelb-braun und $\alpha =$ citronengelb. Die Doppelbrechung erreicht 0.040. Einige der Iddingsit-Pseudomorphosen sind von einem dunkelgrünen Chlorit umsäumt.

Das opake Erz tritt in Oktaedern oder in dünntafeligen Kristallen auf und ist teils als Magnetit, teils als Ilmenit anzusprechen.

Apatit ist sehr selten.

An primären Mineralien, die nur akzessorisch vorkommen, sind noch Hornblende und Biotit zu erwähnen. Die Hornblende zeichnet sich durch ihren eigentümlichen Pleochroismus und ihre relativ hohe Doppelbrechung (0.030) bei positivem $2V$ (etwa 80°) aus. γ = hell olive-braun, β = braun-rosa und α = farblos.

Der Biotit zeigt $n\gamma - n\alpha = 0.036$, $2V =$ sehr klein negativ und Pleochroismus mit γ = rot-braun, β = gelb-braun und α = gelblich bis farblos.

Der Chlorit ist kräftig gefärbt mit γ = grasgrün und α = gelbgrün. Als randlicher Bestandteil der aus Olivin entstandenen Pseudomorphosen wurde er schon erwähnt. Er bildet dort in der Hauptsache einheitliche Individuen in der Art des Bastits. Viel häufiger tritt er jedoch in wirr-schuppigen Aggregaten auf, die eine, in Relikten noch vorhandene, granophyrische Mesostasis verdrängen. Stellenweise dringt er auch in die Plagioklase ein, wo er besonders die Kernpartien metasomiert. Er ist optisch negativ und verhältnismässig stark doppelbrechend (0.010 bis 0.012), steht also wohl dem Jenkinsit oder Delesit nah.

Die Vermessung des Modus ergab:

Labrador-Andesin	61	Vol. %
Pigeonit	18 $\frac{1}{2}$	—
Olivin (Iddingsit + Chlorit)	9	—
Hornblende + Biotit	$\frac{1}{2}$	—
Magnetit	2	—
Ilmenit	3	—
Chlorit-Mesostasis (Granophyr)	6	—

Die Berechnung des approximativen Chemismus des als frisch supponierten Gesteins ergibt einen normal-gabbrodioritischen Typus mit si etwa 124, al 25, fm 42, c 24 und alk 9. k ist wohl kleiner als 0.2 und mg vermutlich etwa 0.5. Danach steht No. 435 chemisch dem Pigeonit-Tholeiit No. 34 und dem amygdaloiden Basalt vom Scoresby-Sund, der von A. HOLMES (Lit. 13) beschrieben wurde, nahe.

Subdoleritische Pigeonit-Olivin-Tholeiite.

Die beiden hierher gehörenden Gesteine No. 438 und 177 weichen von dem soeben beschriebenen Olivin-Tholeiit nur wenig ab.

Der Pigeonit-Olivin-Tholeiit No. 438, der an der West-Seite des Högbom-Berges einen Sill bildet, unterscheidet sich von No. 435 durch seine subdoleritische Struktur und die Art seiner Umwandlung, die eine dunkel rötlich-graue Farbe des Gesteins bedingt.

Der Plagioklas ist ebenfalls nach [100] prismatisch entwickelt und weist dieselbe Verteilung der Zwillingsgesetze auf. Die Kerne bestehen

aus einem Labrador mit 58 bis 65 % Anorthit-Gehalt, der in den Rändern auf unter 40 % sinkt.

Der meist allotriomorphe Pigeonit scheint mit $2V = 40^\circ$ und $\gamma:c = 38^\circ$ etwas eisenärmer zu sein als in No. 435, entsprechend $En_{51}Hy_{16}Di_{25}Hd_{08} = En_{57}Hy_{18}Wo_{25}$.

Der Olivin ist fast vollständig in Haematit umgewandelt. Die Form der Pseudomorphosen und einige wenige Relikte lassen an der Natur des Eduktes keinen Zweifel aufkommen. Im Ganzen scheint aber der Olivin hier spärlicher zu sein, und seine Kristalle sind viel kleiner als in No. 435.

Neben den primären Erzen Magnetit und Ilmenit hat sich reichlich sekundärer Haematit angesiedelt, der in alle Gemengteile hineinwuchert und die Plagioklase in blutrot durchscheinenden Häuten durchadert.

Radial-büschelige, braun-grüne, kaum pleochroitische Hornblende findet sich als metasomatisches Produkt der granophyrischen Mesostasis, die in spärlichen Relikten erkennbar ist.

Der Olivin-Tholeiit No. 177 von der Nordküste des Moskusokse-Fjords bei Hoelsbu schliesst sich dem vorigen eng an; nur die Umwandlungserscheinungen sind andere.

Der Plagioklas ist ein frischer Labrador mit Andesin-Rändern. Der Pigeonit ist jedoch weitgehend uralitisiert; seine Relikte lassen aber erkennen, dass er mit dem des vorigen Gesteins identisch ist. Olivin tritt hier wieder etwas reichlicher auf, ist jedoch vollständig zersetzt. Zuerst hat eine Umwandlung in Iddingsit stattgefunden, dann wurde auch dieser wieder zersetzt, sodass die Olivin-Pseudomorphosen jetzt aus einem radial-strahligen oder körnigen Chalcedon-Aggregat bestehen, das von einer Haematit-Rinde umgeben ist, und in dem hier und da Iddingsit-Relikte eingeschlossen sind.

Die ehemalige Mesostasis wird von Chalcedon, Hornblende oder etwas Calcit verdrängt, der auch in die Feldspäte eindringt. Die haematitische Vererzung ist stellenweise kräftig entwickelt.

Infolge der Umwandlungserscheinungen ist die Vermessung des ursprünglichen Modus nicht gut möglich. Der Plagioklas bildet rund 60 % des Volumens. Der Pigeonit-Gehalt dürfte in den frischen Gesteinen um etwa 20 % geschwankt haben. Der Rest verteilt sich etwa zu gleichen Teilen auf Olivin, Erz und Mesostasis.

Der Chemismus der frischen Gesteine blieb sicher innerhalb der Grenzen des normal-gabbrodioritischen Typus.

Porphyrische Pigeonit-Olivin-Basalte.

Die Gesteine No. 436, 436', 436x und 436xxx bilden Gänge im unteren Devon der West-Seite des Högbom-Berges unterhalb des dis-

kordanten Kap Graah-Konglomerates. In der graustichig indisch roten, dichten Grundmasse sind grünlich-graue und olivfarbene Einsprenglinge vorhanden.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Einsprenglinge als Pigeonite und völlig zersetzte Olivine. Die hypidiomorph-körnige Grundmasse besteht aus Plagioklas, Pigeonit und Erz, dem sich reichlich Sekundärprodukte beigesellen.

Der Plagioklas ist meist dicht gesprenkelt mit winzigen Sericit-Schüppchen, die ihn trüben. Nur in No. 436 ist er fast ganz frisch und messbar. Er bildet ziemlich gedrungene Tafeln nach (010), die nach [100] etwas verlängert sind. Unter den Zwillingsgesetzen herrscht das Albit-Gesetz mit einer Häufigkeit von 80 % vor. An zweiter Stelle folgt das Periklin-Gesetz mit 60 % und dann das Karlsbad-Gesetz mit etwa 40 %. Das Komplex-Gesetz Albit-Karlsbad wurde nur einmal beobachtet (4 %), andere Gesetze überhaupt nicht. Der Anorthit-Gehalt steigt in den Bytownit-Kernen bis 80 %, um am Rande auf etwa 50 % zu sinken. Unter Berücksichtigung der Zonenbreiten muss die mittlere Zusammensetzung zu etwa 70 % An angenommen werden.

Der Pigeonit tritt in zwei Generationen auf. Die bis 4 mm grossen einheitlichen oder glomerophyrischen Einsprenglinge zeigen $2V = +51^\circ$ und $\gamma:c = 40$ bis 42° , entsprechend einer Zusammensetzung von $En_{35}Hy_{15}Di_{35}Hd_{15} = En_{47}Hy_{20}Wo_{33}$. Die kleinen Pigeonite der Grundmasse besitzen bei etwa gleichem $2V$ ein etwas grösseres $\gamma:c = 44^\circ$, was auf höheren Eisen-Gehalt deutet. In den Pigeonit-Einsprenglingen sind vereinzelt Bytownit-Leisten ophitisch eingelagert, während die Grundmasse-Pigeonite idiomorph sind. Die Ausscheidung der Plagioklase setzte also früher ein, als die der Pigeonite, dauerte aber viel länger.

Die Olivin-Einsprenglinge sind vollständig umgewandelt. Die entstandenen Pseudomorphosen sind idiomorph und zeigen die bekannte Maschen-Struktur. Das Netzwerk besteht aus Haematit, die Maschen sind mit Chrysotil oder Calcit ausgefüllt, wobei eine Masche immer nur eines der beiden Mineralien enthält, während benachbarte Maschen desselben Kristalls von verschiedenen Mineralien eingenommen werden können.

Das opake Erz ist von sekundärem Haematit umwachsen, der in blutroten Schuppen und Häuten auch im Plagioklas auftritt.

Apatit ist selten und bildet vereinzelt, lange Nadeln, die alle anderen Gemengteile durchdringen.

Einige kleine Zwickel zwischen den Feldspat-Leisten sind mit fast farblosem Chlorit ausgefüllt. Dasselbe Mineral tritt auch als feinschuppige Füllmasse der seltenen Blasenräume auf. Nach den optischen Eigenschaften (Zonencharakter negativ, fast farblos, $n\gamma - n\alpha = 0.006$,

kaum erkennbares Relief, Interferenz-Farben annähernd normal) dürfte es sich um Klinochlor handeln.

Der Modus ist nur annähernd vermessen worden unter Vernachlässigung der Sekundärprodukte:

Plagioklas (Bytownit bis Labrador).....	60 Vol. %
Pigeonit-Einsprenglinge	12 — -
Pigeonit der Grundmasse	etwa 13 — -
Olivin-Einsprenglinge	5 — -
Primäres Erz	etwa 9 — -
Mesostasis (jetzt Chlorit).....	1 — -

Die Daten sind zu unsicher, um den Chemismus berechnen zu lassen. Eine Überschlagsrechnung lässt nur vermuten, dass er für das frische Gestein miharaitisch war und sich dem Variabilitäts-Diagramm der jungen Basalte einordnen lässt. Jedenfalls ergibt sich für das frische Gestein ein fm-Wert unter 50 bei einem si kleiner als 120. Diese Tatsache genügt, um die Einordnung zu den alten Basalten (Diabase etc.) zu verunmöglichen.

Diabasartiger Basalt.

Der eine der beiden Gänge an der Nord-Küste des Sofia-Sundes, von dem die Probe No. 222 stammt, zeigt völlig chloritisierte femische Gemengteile.

Das Gestein ist feinkörnig, grünlich grau-schwarz und enthält kleine rundliche Körner von bräunlich-schwarzer Farbe, die sich unter dem Mikroskop als Einschlüsse eines dichten, basaltoiden Vulkanits zu erkennen geben.

Die Struktur des Hauptgesteins ist subophitisch, stellenweise auch intersertal.

Der Plagioklas ist völlig frisch und stark zoniert. In den Kernen wird ein Anorthit-Gehalt von 67 % erreicht, der an den Rändern der nach (010) tafeligen Kristalle bis 32 % sinkt. Als Mittel ergaben sich 58 %. Albit-Zwillinge sind immer vorhanden und meist mit dem Karlsbad- oder deren Komplex-Gesetz kombiniert.

Der Chlorit tritt in verschiedener Form auf: Am häufigsten in mehr oder weniger einheitlich orientierten Pseudomorphosen, die die subophitische Struktur bedingen. Er ist pleochroitisch mit γ = grau-grün und α = hell gelblich grün; optisch einachsigt negativ und ziemlich stark doppelbrechend, wie in No. 435. Ein etwas lichter gefärbter, wirrschuppiger Chlorit verdrängt stellenweise die Grundmasse. Zum Unterschied von dem Chlorit der einheitlichen Pseudomorphosen enthält er keinen Magnetit, der in jenem in Form von winzigen Oktaedern reichlich vorhanden ist. Einige der Pseudomorphosen sind rundlich idiomorph;

sie zeigen unter gekreuzten Niccols eine netzartige Struktur, die durch Erz-Schnüre noch hervorgehoben wird. Überdies sind sie völlig frei von Calcit, während dieses Mineral in den allotriomorphen Pseudomorphosen immer vorhanden ist. Danach scheint die Hauptmasse des Chlorits aus einem monoklinen Augit (subophitischer Pigeonit), ein kleiner Teil aus Olivin hervor gegangen zu sein.

Magnetit in oktaedrischen Kristallen oder Aggregaten von solchen ist reichlich vorhanden. Daneben kommen auch dünntafelige, opake Kristalle vor, die wohl dem Ilmenit angehören.

In der zwickelfüllenden Grundmasse haben sich reichlich Chlorit und Calcit (Siderit?) angesiedelt. Es gibt aber noch genügend unveränderte Grundmasse, um ihren fein-granophyrischen Charakter feststellen zu lassen. Sie enthält neben Quarz und Alkalifeldspat (wahrscheinlich Natron-Orthoklas) noch viele dünne Nadeln von Apatit, etwas Titanit in rundlichen Körnern und vereinzelt Magnetit-Oktaeder.

Der Modus wurde gemessen zu:

Plagioklas (Labrador bis Andesin)	56 Vol. %
Chlorit + etwas Calcit nach Pigeonit	16 — -
Chlorit + Magnetit nach Olivin	1 — -
Magnetit + Ilmenit in grösseren Kristallen	7 — -
Grundmasse (6 Quarz, 11 Alkalifeldspat, 1 Magnetit und etwa 2 % Apatit)	20 — -

Daraus ergibt sich der Chemismus annähernd zu si 136, al 28, fm 35, c 27 und alk 10. k etwa 0.25, mg eher klein (0.3 bis 0.4). ti und p sind sicher ziemlich hoch. Diese Werte entsprechen etwa dem leucomiharaitischen Typus.

Die Einschlüsse von basaltoiden Vulkaniten enthalten kleine Einsprenglinge von stark zonierte Labrador und zierliche Kristall-Skelette von Magnetit in einer entglasten, feldspatreichen Grundmasse, die in einigen Einschlüssen völlig von Calcit verdrängt ist. Die häufigen Blasenräume sind mit Chlorit ausgekleidet, dem sich zentral angehäuft oft Calcit und etwas Chalcedon beigesellen.

Vollständig umgewandelte Basalte.

Am Dusén-Fjord, westlich vom Kap Graah werden die Devon-Sedimente von dunkel rot-braunen, sehr feinkörnigen Gängen durchschlagen, von denen die Proben 468, 468a und 468x stammen.

Unter dem Mikroskop erweisen sich diese Gesteine als sehr stark zersetzte Basalte. Einzig die der Form nach gut erhaltenen Pseudomorphosen nach Plagioklas-Leisten enthalten noch bestimmbare Relikte

von Labrador mit etwa 60 % Anorthit-Gehalt. In der Hauptsache bestehen sie aus schuppigen Muskowit-Aggregaten (Sericit), denen Calcit-Körner beigemischt sind.

Die Zwischenmasse ist vollständig in Calcit, Chlorit, Haematit und limonitische Substanzen umgewandelt. Nach der Form scheint der Calcit einen Pyroxen verdrängt zu haben, während der Haematit wenigstens zum Teil aus Olivin hervorgegangen sein dürfte. Der Chlorit tritt vorwiegend als Füllmasse von Zwickeln auf. Kleine Titanit-Körner sind weit verbreitet.

Ehemalige Blasenräume sind von Sekundärprodukten ausgefüllt. Als erste Bildung tritt am Rande eine schmale, parallel-blättrige Schicht von fast farblosem Chlorit auf. Die inneren Partien werden in einigen kleineren Blasen vom gleichen Chlorit in feinen, wirr-schuppigen Aggregaten eingenommen. In den grösseren Blasen tritt immer grobspätiger oder zu Sphärolithen angeordneter, stengeliger Calcit auf, der oft vereinzelte, verfranzte Sphärolithen von Quarz umschliesst.

Nach Struktur und allgemeinem Habitus schliessen sich diese Gesteine dem ebenfalls etwas vererzten Olivin-Tholeiiten an und gehören wie diese in die Gruppe der jüngeren Basalte.

Die älteren Basalte, denen wir uns nun zuwenden, unterscheiden sich von den jüngeren nicht nur durch ihre mehr oder weniger ausgeprägte Grünstein-Facies, die die Benennung Diabas rechtfertigt, sondern auch durch modale, chemische und strukturelle Eigenschaften. Vor allem beweist aber ihr geologisches Auftreten ihr höheres Alter, sind sie doch mit den devonischen Sedimenten der unteren Phyllolepis-Serie tektonisch verformt und von der Kap Graah-Serie diskordant überlagert worden.

Albitisierter Basalt mit Calcit.

Anschliessend an die vollständig umgewandelten Basalte muss das Ganggestein No. 217 von der Nord-Küste des Sofia-Sundes kurz beschrieben werden.

In dem sehr feinkörnigen, dunkel-grauen Gestein sind vereinzelte, kleine, rundliche Blasenräume vorhanden, die mit grobspätigem Calcit ausgefüllt sind.

Unter dem Mikroskop ist in dem völlig umgewandelten Gestein noch zu erkennen, dass die Struktur subdoleritisch oder doleritisch war.

Die idiomorphen, nach (010) tafeligen Plagioklase sind meist vollständig albitisiert. Nur in wenigen kleineren Leisten sind noch fleckenartig verteilte Reste von anorthit-reicheren Mischkristallen vorhanden. Die seltenen, bis 1½ mm grossen Einsprenglinge bestehen in der Hauptsache aus klar durchsichtigem Albit mit etwa 5 % Anorthit-Gehalt. Sie umschliessen aber noch zahlreiche, winzige Calcit-Körner

und Chlorit-Schuppen, die unregelmässig verteilt sind und dadurch dem Albit bei schwacher Vergrößerung ein fleckiges Aussehen verleihen.

Die femischen Gemengteile sind vollständig von Calcit verdrängt. Untergeordnet kommt auch ein fast isotroper, schmutzig grüner Chlorit vor. Nach seinem Relief dürfte er dem Diabanthit nahe stehen. In den Zwickeln und besonders als randliche Auskleidung der Blasenräume tritt ein licht gefärbter, schwach pleochroitischer Pennin auf.

Opakes Erz ist reichlich vorhanden in Form von Oktaedern und isometrischen Körnern. Dünnpaltige Formen fehlen; aber das häufige Vorkommen oft reihenweise angeordneter Titanit-Körnchen zeigt, dass der Titan-Gehalt des Gesteins ziemlich hoch sein muss.

Apatit ist häufig, aber zwischen den Calcit-Körnern schwer zu erkennen.

Erwähnt seien noch einige runde, völlig einschluss-freie Quarz-Körner, die von einem dünnen Calcit-Mantel umgeben sind. Nach ihrem Habitus und der ganzen Art ihres Auftretens möchte ich sie für Xenolithe halten, die schon beim Aufstieg des Magmas mitgeschleppt und teilweise assimiliert wurden.

Eine Vermessung des Modus ist nicht möglich. Die Struktur, der Reichtum an Erz und Apatit sowie die mit No. 222 analoge geologische Position sprechen dafür, dass No. 217 den jüngeren Basalten zuzuordnen ist.

2. Gruppe: Ältere Basalte und Diabase.

Subophitische Pigeonit-Olivin-Diabase.

Unter diese Bezeichnung fallen die Gesteine No. 408 und 408x vom Nordfuss des Ramsay-Berges.

No. 408 ist ein ziemlich feinkörniges, grünlich dunkel-graues Gestein, in dem von blossen Auge die leicht getrübbten Feldspat-Leisten zu sehen sind.

Die Struktur ist subophitisch mit reichlicher intersertaler Füllmasse.

Im Schliff erscheint der Plagioklas stellenweise noch völlig frisch, meist ist er jedoch mit Sericit-Schuppen gespickt. Er ist kräftig zoniert mit 60 bis 65 % Anorthit-Gehalt in den Kernen und 30 % an den äussersten Rändern. Als mittlere Zusammensetzung ergab sich ein Anorthit-Gehalt von 48 %: Labrador-Andesin. Zwillingslamellen nach dem Albit-Gesetz sind immer, wenn auch oft nur einzeln, vorhanden. Auch das Karlsbad-Gesetz und sein Komplex mit dem Albit-Gesetz sind weit verbreitet, während Periklin-Zwillinge stark zurück treten. Das Manebach-Gesetz wurde nur einmal gefunden. Der Habitus der grös-

seren Kristalle ist dicktafelig nach (010); bei den kleineren tritt eine Streckung nach [100] immer mehr hervor und führt zu prismatischem Habitus der kleinsten Individuen.

An einigen Stellen konnte am Kontakt zwischen dem Oligoklas-Rand des Plagioklases und der intersertalen Füllmasse das Vorhandensein eines Orthoklas-Saumes festgestellt werden.

Der Pigeonit ist allotriomorph und wird vom Plagioklas durchspiesst. Zwillinge nach (100) kommen ziemlich häufig vor. Die optischen Eigenschaften dieses im Schliff farblosen Pigeonits sind:

$$\begin{aligned} 2V &= +45 \text{ bis } 46^\circ \\ n\gamma - n\alpha &= 0.0254 \\ \gamma : c &= 41^\circ \end{aligned}$$

Sie entsprechen nach WINCHELL einer Zusammensetzung von $\text{En}_{42}\text{Hy}_{20}\text{Di}_{26}\text{Hd}_{12} = \text{En}_{49}\text{Hy}_{23}\text{Wo}_{28}$. Nur an wenigen Stellen konnte an den äussersten Rändern der Pigeonit-Platten der Beginn einer Uralitierung beobachtet werden; dabei dringen vom Pyroxen aus sehr feine Aktinolith-Büschel in die angrenzenden Feldspäte ein.

Bastitartige Pseudomorphosen aus hell grünen, schwach pleochroitischen Substanzen sind nach ihrer Form und ihrem Auftreten aus Olivin hervorgegangen. An ihrem Aufbau beteiligen sich verschiedene Mineralien. Weit vorherrschend ist ein Blätterserpentin (mit γ = hell grau-grün, β = grünlich und α = hell gelblich-grün. $2V$ ist etwa -40° . Es handelt sich offenbar um einen eisenhaltigen Antigorit. Die Pseudomorphose besteht meist aus einem einzigen Individuum, dem aber oft einige kleinere Antigorit-Blättchen in gekreuzter Stellung eingelagert sind. Daneben kommen vereinzelt Büschel von Aktinolith vor, die sich hier und da zu einheitlichen, grösseren Individuen vereinigen, an denen die Spaltbarkeit wahrnehmbar ist. γ = bläulich-grün, β = grünlich und α = grünlich-gelb; $2V = -80^\circ$ und $\gamma : c = 16^\circ$. Selten finden sich auch kleine Körner von Epidot, der an seinen hohen, übernormalen Interferenz-Farben und am starken Relief leicht zu erkennen ist, und fein punktierte, opake Erz-Schnüre, die die ehemaligen, unregelmässig netzförmigen Spaltrisse des Olivins andeuten. Auch völlig in Pigeonit eingeschlossene rundliche Pseudomorphosen, die nur aus grünem Antigorit mit Erz-Schnüren bestehen, deuten auf Olivin als Edukt hin. Es ist bezeichnend, dass Epidot und Aktinolith nur da auftreten, wo der Olivin an Plagioklas oder an die Füllmasse grenzte oder ganz von diesen umgeben war. Der Kalk-Gehalt dieser Mineralien stammt aus den sericitisierten Feldspäten.

In NIGGLI'schen Molekular-Formeln lassen sich diese Pseudomorphosen-Bildungen etwa folgendermassen darstellen:

- a) Serpentinisierung: $8 \text{ Fo} + 7 \text{ Fa} + (4 \text{ W}) = 10 \text{ Serp} + 4 \text{ Mt} + 1 \text{ Q}$
 b) Sericitisierung: $5 \text{ Or} + 5 \text{ An} + (1 \text{ W}) = 7 \text{ Ms} + 2 \text{ Wo} + 1 \text{ Q}$
 c) Aktinolith-Bildung: $8 \text{ Fo} + 7 \text{ Fa} + 8 \text{ Wo} + 7 \text{ Q} + (2 \text{ W}) = 30 \text{ Ho}$
 d) Epidotisierung: $20 \text{ An} + (1 \text{ W}) = 16 \text{ Zo} + 2 \text{ C} + 2 \text{ Q}$
 e) Verbrauch des C: $5 \text{ Or} + 2 \text{ C} + (1 \text{ W}) = 7 \text{ Ms}$

Alle diese Vorgänge überlagern sich und ergänzen sich gegenseitig, was in einer summierten Gleichung Ausdruck kommt, die — in Anlehnung an die beobachteten Mengenverhältnisse — etwa zu

$$20 \text{ a} + 4 \text{ b} + \text{ c} + \text{ d} + \text{ e}$$

angesetzt werden muss. Sie lautet:

$$\begin{aligned} 25 \text{ Or} + 40 \text{ An} + 168 \text{ Fo} + 147 \text{ Fa} + (88 \text{ W}) &= \\ \text{aus Feldspäten} + \text{ Olivin} + \text{ Wasser} &= \\ = 200 \text{ Serp} + 30 \text{ Ho} + 16 \text{ Zo} + 35 \text{ Ms} + 80 \text{ Mt} + 19 \text{ Q} \\ = \text{Serpentin} + \text{Aktinolith} + \text{Epidot} + \text{Muskowit} + \text{Magnetit} + \text{Quarz} \end{aligned}$$

In dieser Gleichung wurde der Muskowit entsprechend seiner theoretischen Formel als $(\text{OH})_2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}$ eingesetzt. In Wirklichkeit entsteht aber bei der Umwandlung der Feldspäte meist ein phengitischer Sericit, in dem ein Teil des Al durch Si und Mg, und ein grosser Teil des K durch (OH) und etwas Na isomorph ersetzt ist. Setzt man die empirische Zusammensetzung eines solchen Sericits an Stelle des Ms, so reduziert sich der Bedarf an Orthoklas (Or) um fast zwei Drittel, und ein Teil des frei werdenden Q geht in das Glimmer-Molekül ein. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache nimmt die summierte Gleichung etwa folgende Form an:

$$\begin{aligned} \underbrace{9 \text{ Or} + 3 \text{ Ab} + 40 \text{ An}}_{\text{aus Feldspäten}} + \underbrace{170 \text{ Fo} + 147 \text{ Fa}}_{\text{Olivin}} + (93 \text{ W}) &= \\ \text{aus Feldspäten} + \text{ Olivin} + \text{ Wasser} &= \\ = 200 \text{ Serp} + 30 \text{ Ho} + 16 \text{ Zo} + 80 \text{ Mt} + 30 \text{ Src} + 13 \text{ Q} \\ = \underbrace{\text{Serpentin} + \text{Aktinolith} + \text{Epidot} + \text{Magnetit}}_{\text{pseudomorph nach Olivin}} + \underbrace{\text{Sericit} + \text{Quarz}}_{\text{im Plagioklas}} \end{aligned}$$

Die Gleichung bestätigt unsere Annahme, dass Olivin das Edukt der Pseudomorphose gewesen ist. Ein Orthaugit, an den man vielleicht denken könnte, kommt nicht in Frage, da bei dessen Umwandlung in die obigen Produkte viel zu viel freier Quarz hätte entstehen müssen (119 Q), der nicht vorhanden ist und in dieser Menge (rund 26 Vol. % der Pseudomorphosen) auch nicht okkult vorhanden sein kann.

Das primäre opake Erz bildet teils isometrische Körner oder oktaedrische Kristalle, teils dünne Tafeln, die in Querschnitten lange Leisten liefern. Es dürfte sich um Magnetit und Ilmenit handeln.

Die reichlich vorhandenen Zwickel zwischen den Plagioklas-Leisten sind mit Quarz, Chlorit, Aktinolith und Relikten von Orthoklas und Albit-Oligoklas ausgefüllt. Zu diesen kommen noch schlanke Prismen von Apatit und zahlreiche winzige runde Körner eines bräunlichen bis farblosen, stark lichtbrechenden aber völlig isotropen Minerals, das nicht näher bestimmbar ist (Granat?). Einige sehr ähnliche Körnchen sind anisotrop und können nach ihren Interferenz-Farben dem Epidot zugeordnet werden. Wieder andere gehören dem Titanit an. Alle diese mehr oder weniger fraglichen Körnchen spielen aber mengenmässig eine so kleine Rolle, dass ihre Vernachlässigung bei der Berechnung des Chemismus zulässig erscheint.

Der Modus des Gesteins ist folgender:

Plagioklas (Labrador-Andesin).....	49.1 Vol. %
Pigeonit.....	21.0 — -
Olivin-Pseudomorphosen	7.2 — -
Opakes Erz.....	2.9 — -
Zwischenmasse.....	19.8 — -

Abgesehen von einer gewissen Unsicherheit in der Beurteilung der Grundmasse, sind alle Daten verfügbar, die eine annähernde Berechnung des Chemismus erlauben. Es ergaben sich folgende Werte: si 153, al 25, fm 43, c 22, alk 10, k um 0.25 und mg etwa um 0.5. Danach besass das frische Gesteins einen si-reichen gabbrodioritischen Chemismus.

Der Olivin-Diabas No. 408x ist dem vorigen sehr ähnlich. Einzig die zwickelfüllende Grundmasse ist etwas frischer. Sie besteht aus Quarz, Orthoklas, Albit-Oligoklas, Chlorit und etwas Apatit, Erz und Titanit. Die Körner des fraglichen isotropen Minerals fehlen hier vollständig.

Modal tritt die Grundmasse etwas zurück (17%), während Erz (3.5%) und Olivin-Pseudomorphosen (8.8%) reichlicher auftreten.

Die Berechnung des Chemismus ergab ebenfalls einen gabbrodioritischen Typus mit si 144, al 23, fm 47, c 21 und alk 9.

Subophitisch-intersertale Pigeonit-Diabase.

Die hierher gehörenden Diabase schliessen sich eng an die vorhergehenden an, von denen sie sich hauptsächlich durch das Fehlen des Olivins unterscheiden.

No. 367 stammt aus einem tektonisch deformierten Sill im Devon am Südost-Fuss des Högbom-Berges.

No. 429 ist ein Ergussgestein vom Hochplateau östlich desselben Berges.

No. 416 steht auf der gegenüber liegenden Seite des Moskusokse-Fjordes als Gang in den unteren, grauen Devon-Sandsteinen am Nord-Fuss des Ramsay-Berges an.

No. 367 ist ein feinkörniges, dunkel grünlich-graues Gestein, das von Harnischen durchzogen wird.

Seine Struktur ist typisch subophitisch in Bezug auf Plagioklas und Pigeonit. Die reichlich vorhandene Zwischenmasse verursacht aber einen Übergang zum intersertalen Gefüge.

Der Plagioklas ist lang leistenförmig und stark sericitisiert. An den spärlichen Relikten, die übrigens nur in den Randpartien der Leisten auftreten, konnte in der Zone \perp (010) eine maximale Auslöschungsschiefe von 17° gemessen werden. Das Relief zeigt, dass es sich nicht um Albit sondern um einen sauren Andesin handelt. Zonierung ist angedeutet, sodass für die Kerne eine wesentlich anorthit-reichere Zusammensetzung angenommen werden muss.

Der Pigeonit mit $2V = 36^\circ$ bis 41° und $\gamma:c = 37^\circ$ bis 39° entspricht etwa $\text{En}_{63}\text{Hy}_{18}\text{Wo}_{23}$ bis $\text{En}_{56}\text{Hy}_{20}\text{Wo}_{25}$, wozu auch die maximale Doppelbrechung von 0.024 gut passt. Überall da, wo die ophitischen Pigeonit-Kristalle an die intersertale Füllmasse grenzen, sind sie randlich uralitisiert. Die auf ihre Kosten entstehende, kristallographisch parallel orientierte Hornblende ist pleochroitisch mit $\gamma =$ grasgrün, $\beta =$ olive und $\alpha =$ grünlich-gelb. Von ihr aus ragen Kristallbüschel von einer etwas anderen Art Hornblende in die Grundmasse hinein und verdrängen diese stellenweise fast vollständig. Ihr Pleochroismus ist kräftiger mit $\gamma =$ grün-blau, $\beta =$ gras-grün und $\alpha =$ hell grünlichgelb; er deutet auf einen Alkali-Gehalt hin.

Ausser den soeben genannten Pigeoniten treten noch spärlich kleinere Kristalle eines Augits auf. Sie finden sich vereinzelt zwischen den Plagioklasen in der Grundmasse eingebettet und sind, im Gegensatz zu den farblosen Pigeoniten, etwas violett-bräunlich gefärbt. $2V$ und $\gamma:c$ sind grösser als in den Pigeoniten, und auch die Doppelbrechung ist etwas kräftiger. Genauere Messungen waren nicht möglich; trotzdem glaube ich nicht fehl zu gehen, wenn ich darin tonerde- und etwas titan-haltige Augite vermute. Auch sie sind randlich stark uralitisiert, wobei eine für γ grün-blaue Hornblende entsteht.

Erwähnt seien noch einige seltene Pseudomorphosen nach einem unbekanntem Edukt. Sie bestehen aus einem völlig farblosen, glimmerartigen Mineral, das als einheitlicher Kristall den Kern bildet, um den sich eine Chlorit-Schale legt. Die optischen Eigenschaften dieses Minerals

sind folgende: Relief schwach, Doppelbrechung 0.020, 2V sehr klein und positiv; optische Orientierung: a ist parallel zur Spur der Spalt-
risse, γ bildet dazu einen Winkel von etwa 20° . Der Zonencharakter ist variabel. Nach diesen Eigenschaften scheint es sich um Hydrargillit (Gibbsit) zu handeln.

Das opake Erz bildet dünne, idiomorphe Tafeln, die alle anderen Mineralien, mit Ausnahme der spärlichen Apatit-Nadeln, durchdringen. Sie sind wohl dem Ilmenit zuzuordnen. Daneben kommen zahlreiche, aber sehr kleine Magnetit-Oktaeder in der Grundmasse vor.

Diese ist sehr heterogen zusammengesetzt. Neben der bereits erwähnten sekundären Hornblende tritt auch gras-grüner Chlorit auf, der die Grundmasse stellenweise völlig verdrängt und vereinzelt Körner von Epidot und Zoisit(?) umschliesst. Xenomorpher, wasserklarer Quarz ist primär vorhanden. Die Hauptmasse besteht jedoch aus einem felsitartigen Gemenge von Quarz und Orthoklas, das schwer zu entziffern ist, da es reichlich von den genannten Sekundärprodukten, zu denen sich auch etwas Sericit und Titanit gesellen, besprenkelt und getrübt erscheint. Es ist jedoch deutlich zu erkennen, dass der Quarz auf grössere Flächen einheitlich orientiert ist und allen übrigen Substanzen als Matrix dient.

Der Modus des Gesteins ist wegen der vielen Sekundärprodukte nur annähernd messbar. Im frischen Gestein dürften vorhanden gewesen sein: 55 % Plagioklas, 21 % Pigeonit (inkl. Augit), 3 % Erz und 21 % Grundmasse.

Der Chemismus des frischen Gesteins dürfte dioritisch (vielleicht mit peléitischer Tendenz) gewesen sein.

Im Diabas No. 429 ist die Grundmasse völlig von Chlorit verdrängt. Die Pigeonite sind teilweise uralitisiert. Die Sericitisierung der Plagioklase ist dagegen viel schwächer als in dem sonst ähnlichen Gestein No. 367.

Der Gang-Diabas No. 416 ist etwas leukokrater als die vorigen, zeigt aber dieselbe Struktur. Die Vermessung des Modus ergab: 64 % Plagioklas, 16 % Pigeonit, 2 % Erz und 18 % Grundmasse.

Der Plagioklas ist stark sericitisiert, Uralit fehlt dagegen völlig. Chlorit tritt reichlich als Verdrängungsprodukt der Grundmasse auf, die — wo sie noch unverändert erhalten ist — wie im vorigen Gestein felsit-artig, zum Teil sogar sphärolithisch erscheint, wobei wieder die Quarz-Komponente vorherrscht.

Der Pigeonit entspricht wieder mit seinem $2V = 41^\circ$ und $\gamma : c = 39^\circ$ etwa $En_{55}Hy_{20}Wo_{25}$. Spärliche Relikte des Plagioklases gehören einem Andesin von rund 40 % Anorthit-Gehalt an.

Danach dürfte der ursprüngliche Chemismus innerhalb folgender Grenzwerte gelegen haben: si zwischen 170 und 180, al um 33, fm 25

bis 28, c 22 bis 25, alk 15 bis 18, k um 0.2 und mg um 0.6. Das entspricht einem fm-armen und si-reichen normal-dioritischen Typus.

Das zersetzte Gestein ist natürlich ärmer an alk (Sericit!) und weist entsprechende Variation der übrigen Werte auf.

Mittelkörnige, teilweise adularisierte Diabase.

Am Ost-Hang des Högbom-Berges sind den stark dislozierten Devon-Sandsteinen Diabase eingelagert, von denen Proben in No. 60a und 60' vorliegen.

Es sind dunkel grünlich-graue, mittelkörnige Gesteine, die von Ruschelzonen durchsetzt werden. Die Klüftchen sind mit Calcit, manchmal auch mit Amphibol und Epidot ausgekleidet. Auch Kupferkies tritt in geringen Spuren auf.

Die Struktur ist subophitisch, aber mancherorts durch wuchernde Sekundärprodukte und durch Kataklase etwas verwischt.

Der Plagioklas ist nur noch in Relikten erhalten (60'). Er gehört zum Labrador mit etwa 55% Anorthit-Gehalt und ist deutlich zoniert mit Andesin-Rändern. Seine Umwandlung ist in den beiden Gesteinen verschieden. In 60' besteht sie hauptsächlich in einer mässig starken Sericitisierung, wobei auch etwas Calcit entsteht. Gleichzeitig beginnt fleckenweise eine Entkalkung, die bei weiterer Entwicklung zu einer Albitisierung der Plagioklas-Reste führt. In 60a ist Sericit nur (noch?) in Spuren vorhanden. An seine Stelle treten in geringer Menge Chlorit-Schuppen und Hornblende-Fetzchen. Auf den ersten Blick erscheinen hier die Plagioklase viel frischer als in 60'. Die Vermessung mit dem Theodolith-Tisch zeigt aber, dass es sich um sekundären Orthoklas handelt, der den Plagioklas weitgehend verdrängt. Nach dem Wert der Auslöschungsschiefe auf (010) von 12° ist dieser Orthoklas natriumreich. Er umschliesst noch grössere, unregelmässig umgrenzte Albit-Reste, deren Albit-Zwillingslamellen in den »adularisierten« Partien verschwinden, während die Karlsbad-Zwillinge durch beide Substanzen durchsetzen.

Pigeonit ist in No. 60a in grösseren Relikten in der sekundären Hornblende vorhanden. In No. 60' ist er vollständig uralitisiert. Der Pleochroismus der Hornblende ist in 60a sehr verschieden und durch Übergänge verbunden:

Pleochroismus der uralitischen Hornblende			
	am Kontakt mit Feldspäten	im Innern der Pseudomorphosen	am Kontakt mit opaken Erz-Körnern
γ	blau-grün	hell grün	dunkel braun
β	{ gras-grün bis olive-grün }	gelb-grün	olive-braun
α	grünlich-gelb	gelblich	bräunlich bis fast farblos

In 60' herrscht die blau-grüne, alkali-haltige Abart vor, dafür fehlt die braune vollständig.

Untergeordnet tritt ein dem Delessit nahe stehender Chlorit in schuppigen Aggregaten als Füllmasse auf.

Das Erz bildet in 60' grössere, unregelmässige Körner, mit reichlicher Leukoxen-Bildung. Der trübe Leukoxen umschliesst noch zu dreizähligen Gittern angeordnete Haematit-Platten, die dem Ilmenit in paralleler Verwachsung beigemischt waren. In 60a fehlt der Leukoxen.

Quarz in klaren, xenomorphen Körnern ist in den feinkörnigen Feldspat-Gemengen der Zwickelfüllungen wohl schon primär vorhanden gewesen.

Apatit tritt nur sehr spärlich auf.

Die vielen Sekundärprodukte und das grobe Korn verhindern die Vermessung des ursprünglichen Modus. Die ungefähre Schätzung ergab 55 bis 60 % Plagioklas neben 35 bis 40 % femischen Silikaten. Erz dürfte 4 % und Quarz etwa 2 % ausmachen.

Die nahe Verwandtschaft mit dem Diabas No. 367 ist unverkennbar.

Spilite.

Am Nord-Fuss des Ramsay-Berges treten etwa 1 m mächtige Gänge auf, von denen Proben in No. 416a und 416x vorliegen.

Die in frischem Bruch hell-grauen, dichten Gesteine, bedecken sich rasch mit einer dunkleren, braun-grauen Verwitterungsrinde. Sie enthalten zahlreiche, runde, bis 3 mm grosse Blasenräume, die vorwiegend mit Calcit gefüllt sind.

Im Schriff sind nur sehr seltene und kleine Plagioklas-Einsprenglinge und sporadische Pyrit-Anhäufungen in einer trüben, von Plagioklas-Mikrolithen besäten Grundmasse zu erkennen.

Alle Plagioklase sind vollständig albitisiert. Der einzige gut messbare Einsprengling besteht aus zwei Individuen, die nach dem Ala-B-Gesetz (Esterel-Gesetz) verzwillingt sind. Der Zwillingstock ist entsprechend dicktafelig nach (001). Die Mikrolithen sind stark nach [100] gestreckt und an den Enden hohl kastenförmig, sodass gegabelte Längs- und quadratische, rahmenförmige Querschnitte entstehen.

Die ehemals glasige Grundmasse ist in ein bräunliches, durchscheinendes Gemenge von Entglasungs- und Zersetzungs-Produkten umgewandelt. Im gewöhnlichen Licht sind neben den Skeletten der Plagioklas-Mikrolithen vereinzelt Erz-Körner und Reihen von winzigen, staubartigen Partikeln von Erz und Titanit zu sehen, die vermutlich aus ehemaligen Trichiten oder Kristalliten femischer Silikate entstanden sind. Unter gekreuzten Niccols erscheint die Grundmasse quasi isotrop; nur mit dem Rot I. Ordnung sind die sehr niedrigen Gang-Unterschiede in den hauchdünnen Feldspat-Partikeln zu erkennen. Als Sekundär-

produkte treten reichlich Calcit, Chlorit und Chalcedon zu Nestern angehäuft auf.

Die Blasenräume wurden zuerst mit einer dünnen Schicht von Chalcedon ausgekleidet, dann setzte sich grobspätiger Calcit ab, der hier und da mit etwas Chlorit vermenget ist.

Die Spilite stehen sicher mit den Diabasen in enger Beziehung und dürfen als deren Oberflächen-Facies angesehen werden. Die Umwandlung ist analog zu der an den Diabasen beobachteten, nur dass hier das Edukt teilweise glasig war. Der Chemismus der Spilite ist natürlich weitgehend verändert und würde keine eindeutigen Rückschlüsse auf die Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas zulassen. Auf eine Analyse wurde deshalb verzichtet.

Das geologische Auftreten der basaltischen Gesteine.

Die vom Anstehenden geschlagenen Proben basischer Magmatite stammen von Gängen, Lagergängen und Strömen. Der Pigeonit-Diabas (429) vom Hochplateau östlich des Högbom-Berges wird ausdrücklich als Effusivgestein angegeben, womit auch seine Struktur übereinstimmt. Offenbar handelt es sich um einen devonischen Lavastrom. Der im Feld als »deformierter Sill im Devon« bezeichnete Pigeonit-Diabas (367) vom Ost-Fuss des Högbom-Berges besitzt dieselbe subophitisch-intersertale Struktur wie No. 429 und ist wohl ebenfalls an der Erdoberfläche erstarrt, denn selbst unter mässiger Bedeckung würde ein Magmatit von basaltischer Zusammensetzung, der in solcher Mächtigkeit auftritt, vollkristallin erstarren. Dasselbe gilt von den Basalt-Decken (408 und 408x) im Devon des Ramsay-Berges.

Derselben Serie gehört auch der Diabas (416) an, der einen etwa 1 m mächtigen Gang in den unteren grauen Sandsteinen des Oberdevons am Nord-Fuss des Ramsay-Berges bildet. Vom selben Fundort stammen die Spilite (416a und 416x).

Der ebenfalls im Devon aufsetzende diabasartige Basalt-Gang (222) am Süd-Ufer der Ymer-Ø kann nach seiner Struktur nur in geringer Tiefe erstarrt sein.

Die mittelkörnigen Diabase (60' und 60a) am Ost-Fuss des Högbom-Berges bilden Sills im tieferen Oberdevon und wurden von den jüngeren, aber ebenfalls oberdevonischen Gängen von Zwei-Glimmer-Granit (57 & 58) durchschlagen und kontakt-metamorphosiert. Im übrigen sind sie wie auch die Basalt-Decke (367) durch die oberdevonische Faltung und Überschiebung deformiert worden.

Es steht somit fest, dass sich die aufgezählten Gesteine im älteren Oberdevon über die noch horizontal liegenden Sandsteine ergossen oder

in diese eindringen. Sie sind also etwas älter als die oberdevonischen sauren Eruptiva, die am Moskusokse-Fjord auftreten.

Bei den übrigen Basalten kann das Alter auf Grund der Lagerungsverhältnisse nicht näher bestimmt werden. Der Olivin-Tholeiit-Sill (435 und 438) im Kap Graah-Konglomerat westlich vom Högbom-Berg und der das deformierte Oberdevon glatt durchschlagende Olivin-Tholeiit-Gang (468) an der Nord-Küste der Ymer-Ø müssen postdevonisches Alter haben. Die anderen Gänge und Sills der äusseren und inneren Fjord-Zone setzen im Devon oder in der Eleonore-Bay-Formation auf, kommen aber nirgends mit jüngeren Sedimenten in Kontakt, sodass ihr Alter nach oben nicht festgelegt werden kann.

Schon bei der Beschreibung wurde bei einigen derselben auf die nahe Verwandtschaft mit den kretazisch-tertiären Basalten der Küsten-Zone hingewiesen. Diese Vergleiche und die Unterschiede gegenüber der oberdevonischen Basalt-Serie seien noch einmal kurz zusammengefasst.

Vergleich der devonischen und jüngeren basaltischen Vulkanite mit den kretazisch-tertiären Basalten der Ost-Küste.

Bei den devonischen Basalten sind wir auf die Berechnung der Chemismen auf Grund des vermessenen Modus angewiesen, da keines der untersuchten Gesteine frisch genug war, um eine dem Magma-Chemismus entsprechende Bestimmung auf chemisch-analytischem Wege zu gewährleisten. Die berechneten Niggli-Werte sind daher nur Approximationen. Da sie aber alle auf dieselbe Weise errechnet wurden, sind sie unter sich sehr gut vergleichbar, auch wenn sie absolut mit Fehlern behaftet sind.

Bei Basalten mit zonierten Plagioklasen und granophyrischen Restausscheidungen in kleinsten Zwickeln wird der »mittlere Feldspat« auf optischem Wege meist etwas zu anorthitreich gefunden, da die äussersten Randzonen und die feinen Interstizien leicht übersehen werden. Mit der Fedorow-Methode können nur die Kerne und die breiteren Zonen der Plagioklasse bestimmt werden, während ein Erfassen der schmalen, aber volumenmässig doch bedeutsamen Randzonen unmöglich ist. Es resultiert daher ein viel zu hoher mittlerer Anorthit-Gehalt.

Um diesen Fehler zu vermeiden, wurde immer die Zonenmethode (Lit. 33) mit der Fedorow-Methode kombiniert angewendet, da sie eine Bestimmung des Anorthit-Gehalts auch sehr schmaler Zonen erlaubt. Aus der mit dem Okular-Mikrometer bestimmten Zonen-Breite lässt sich dann das Volumen berechnen und aus den Volumina und Anorthit-Gehalten aller Zonen der mittlere Anorthit-Gehalt.

Überdies wurden in jedem Schriff noch möglichst viele Plagioklase mit der Zonenmethode allein bestimmt, um ein statistisch ausreichendes Material zu gewinnen. Auf diese Weise konnte der Fehler bei der Errechnung des mittleren Anorthit-Gehalts stark reduziert werden. Trotzdem ist immer noch ein kleiner Fehler zu erwarten, der sich dahin äussert,

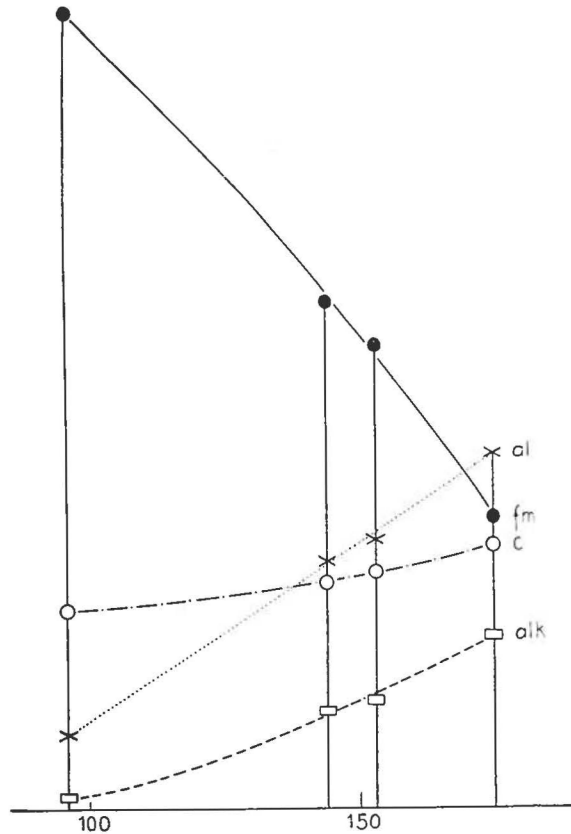


Fig. 18. Variabilitäts-Diagramm der devonischen Basalte (Diabase) und verwandter Gesteine.

dass si und alk zu niedrig, und al und c etwas zu hoch gefunden wurden. Darauf ist beim Vergleich mit chemischen Analysen zu achten.

Tabelle Va: Aus dem Modus errechnete Niggli-Werte der devonischen Diabase.

No.	Gestein	Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
416	Leukokrater Diabas	T	175	33	27	24	16	0.2	0.6
408	Olivin-Diabas	T	153	25	43	22	10	0.25	0.45
408x	Olivin-Diabas	T	144	23	47	21	9	0.25	0.45
73	Hypersthen-Tilait	E	96	7	74	18	1	0.5	0.75

Der Hypersthen-Pigeonit-Tilait (73) fügt sich mit seinem extrem hohen fm und den niedrigen alk und al dem Variabilitäts-Diagramm der oberdevonischen Diabase (Fig. 18) ein, während er mit den jüngeren Basalten sicher nichts zu tun hat. Mit grosser Wahrscheinlichkeit darf er dem devonischen Vulkanismus zugeordnet werden.

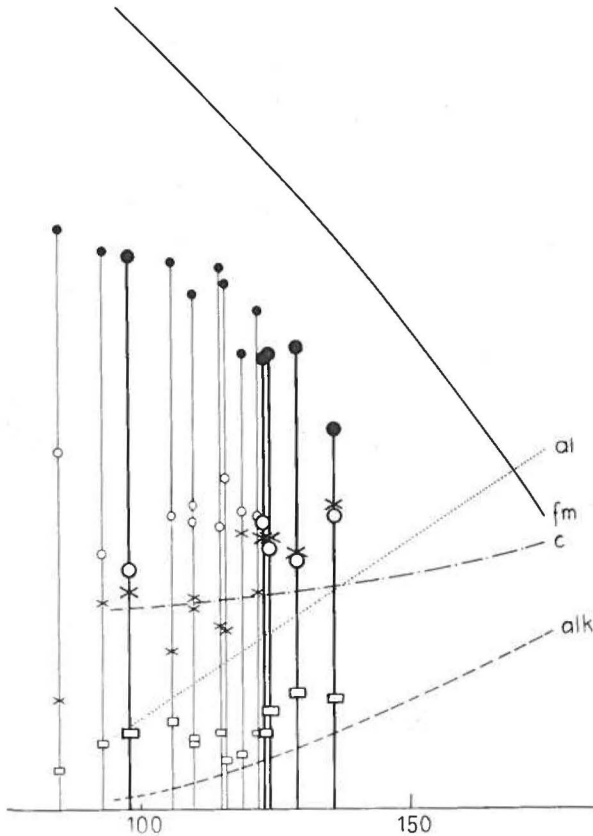


Fig. 19. Variabilitäts-Diagramm der jungen Basalte der Fjord-Zone (dick ausgezogene Ordinaten) und der kretazisch-tertiären Basalte des Küsten-Gebietes. Zum Vergleich wurde das Variabilitäts-Diagramm der devonischen Basalte eingezeichnet.

Tabelle Vb: Niggli-Werte der jüngeren Basalte der Fjord-Zone.
(Nr. 34. Analyse von N. SAHLBOM, die übrigen aus dem Modus berechnet).

No.	Gestein	Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
222	Diabasartiger Tholeiit ...	Ø	136	28	35	27	10	0.25	0.35	5	1½
34	Pigeonit-Tholeiit	B	129	23.6	42.6	23.1	10.7	0.30	0.30	7.8	0.8
435	Olivin-Tholeiit	X	124	25	42	24	9	0.2	0.5	n.	b.
1	Pigeonit-Basalt	O	123	25	41½	26½	7	0.25	0.5	5½	½
72	Biotitführ. Basalt	D	98	20	51	22	7	0.25	0.35	5½	½

Tabelle Vc: Niggli-Werte der kretazisch-

No.	Gestein	Fundort	Analytiker (Lit.)
I	Tholeitischer Basalt.....	Kap Dalton.....	H. F. HARWOOD (43)
II	Amygdaloider Basalt.....	Scoresby-Sund	— (13)
III	Dolerit.....	Jackson Ø	F. HERDSMAN (42)
IV	Dolerit	Clavering Ø	N. SAHLBOM (3)
V	Olivin-Basalt.....	N. Barclay Bugt	H. F. HARWOOD (43)
VI	Olivin-Basalt.....	Kap Daussy	— (43)
VII	Plagioklas-Basalt.....	Kap Franklin	N. SAHLBOM (3)
VIII	Plagioklas-Basalt	Neills Cliff	HOLLER (49)
IX	Olivin-Trachybasalt.....	Mt. Nordhoek, Loch Fyne	N. SAHLBOM (3)
X	Ankaramit.....	Ladderberg, Moskusokse-Fjord ..	F. HERDSMAN (42)

Diese Gesteine wurden auf Grund ihrer petrographischen Verwandtschaft vereinigt (Fig. 19 u. 20). Derselben Reihe gehören noch die folgenden Basalte an:

- 217. Albitisierter Basalt, Ymer-Ø Süd-Küste (Ø).
- 37, 50 & 64. Pigeonit-Tholeiite, äusserer Geolog-Fjord (B).
- 51. Olivinführender Pigeonit-Basalt, äusserer Geolog-Fjord (B).
- 438. Pigeonit-Olivin-Tholeiit, westlich vom Högbom-Berg (X).
- 177. Pigeonit-Olivin-Tholeiit, bei Hoelsby (Y₁).
- 10. Porphyrischer Pigeonit-Basalt, Cäcilia Nunatak (O).
- 71 & 74. Biotitführende Basalte, Cap Buxtorf, Kempes-Fjord (D).
- 75 & 76. Biotitführende Basalte, Innerster Geolog-Fjord (A).

Wenn man die Niggli-Werte von Tabelle Vc in ein Variabilitäts-Diagramm einträgt, so ergibt sich für al, c und alk eine so starke Streuung, dass es nicht möglich ist, Kurven zu ziehen, die als repräsentativ gelten können. Einzig die fm-Werte liegen in einem nicht zu breiten Streifen.

Es wäre nun die Frage zu beantworten, ob die starke Streuung der Werte auf das Vorhandensein zweiter oder mehrerer Vulkanit-Reihen zurückzuführen ist, oder ob sie durch Unfrische der analysierten Proben bedingt wird.

Das hohe al von IX z. B. im Verein mit dem relativ hohen alk kann kaum durch Umwandlungs-Vorgänge erklärt werden. Es handelt sich um einen helleren Olivin-Basalt, der von MALMQVIST als Olivin-Trachybasalt bezeichnet wurde. Gewöhnlich versteht man unter »Trachybasalten« aber Basalte mit reichlichem modalen Sanidin eventuell neben etwas Foiden und mit k-Werten von 0.50 bis 0.70. Der Basalt IX

tertiären Basalte der Küsten-Zone Ost-Grönlands.

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
122	20	46	27	7	0.06	0.37	4.9	0.4
119	25 ^{1/2}	42	27 ^{1/2}	5	0.27	0.52	7.6	0.15
116	16 ^{1/2}	48 ^{1/2}	30 ^{1/2}	4 ^{1/2}	0.09	0.54	4.0	0.14
115	17	50	26	7	0.19	0.36	5.5	0.8
110	19 ^{1/2}	47 ^{1/2}	26 ^{1/2}	6 ^{1/2}	0.20	0.48	4.7	0.2
110	18 ^{1/2}	47 ^{1/2}	28	6	0.09	0.47	4.3	0.2
106	14 ^{1/2}	50 ^{1/2}	27	8	0.23	0.42	5.2	0.5
104	9 ^{1/2}	50 ^{1/2}	29 ^{1/2}	10 ^{1/2}	0.20	0.47	7.8	n. b.
93	19	51 ^{1/2}	23 ^{1/2}	6	0.29	0.56	3.8	0.4
85	10	53 ^{1/2}	33	3 ^{1/2}	0.30	0.66	5.3	0.3

führt jedoch keinen modalen sondern nur 7.78 % normativen Orthoklas und besitzt einen k-Wert von 0.29. Er ist also ganz ähnlich wie z. B. der Plagioklas-Basalt VII vom Kap Franklin, der nach MALM-QVIST ebenfalls 7.23 % normativen Orthoklas und $k = 0.23$ aufweist. Die Bezeichnung »Olivin-Trachybasalt« für No. IX sollte durch »Olivin-Basalt« ersetzt werden, da sie falsche Vorstellungen erweckt. Alle typischen Trachybasalte haben mediterranen Sippencharakter, während No. IX zu einer pazifischen Sippe gehört. Tatsächlich ist IX weniger siliziert (Olivin + Erz) als VII, dafür aber etwas leukokrater. Die beiden Gesteine sind nahe Verwandte und gehören derselben Sippe an.

Das von HOLLER analysierte Gestein VIII vom Neills Cliff in Jameson-Land ist als »Plagioklasbasalt« bezeichnet, weist aber einen alkalijacupirangitischen Chemismus auf, der niemals zu einem Basalt passt, ausser dieser sei vollständig umgewandelt, was hier vermutlich der Fall ist.

Da von den meisten analysierten Basalten die Art und der Grad einer vielleicht vorhandenen Umwandlung unbekannt sind, ist es zwecklos, die Analysen weiter zu diskutieren.

Über die Alters-Beziehungen wissen wir so gut wie nichts, sodass es auch nicht möglich ist, zu untersuchen, ob mit der Zeit eine bestimmte Magma-Evolution stattgefunden hat.

Wir begnügen uns deshalb anhand von Figur 19 einen Vergleich zwischen den Basalten der Fjord-Zone und denen der Küsten-Zone anzustellen. Es ergibt sich folgendes:

Die devonischen Basalte sind bei gleichem si femischer als alle anderen Basalte. Dem viel höheren fm entsprechen niedrigere c-, alk- und al-Werte. Dadurch unterscheiden sich devonischen Vulkanite von allen bisher bekannt gewordenen jüngeren Basalte Ost-Grönlands.

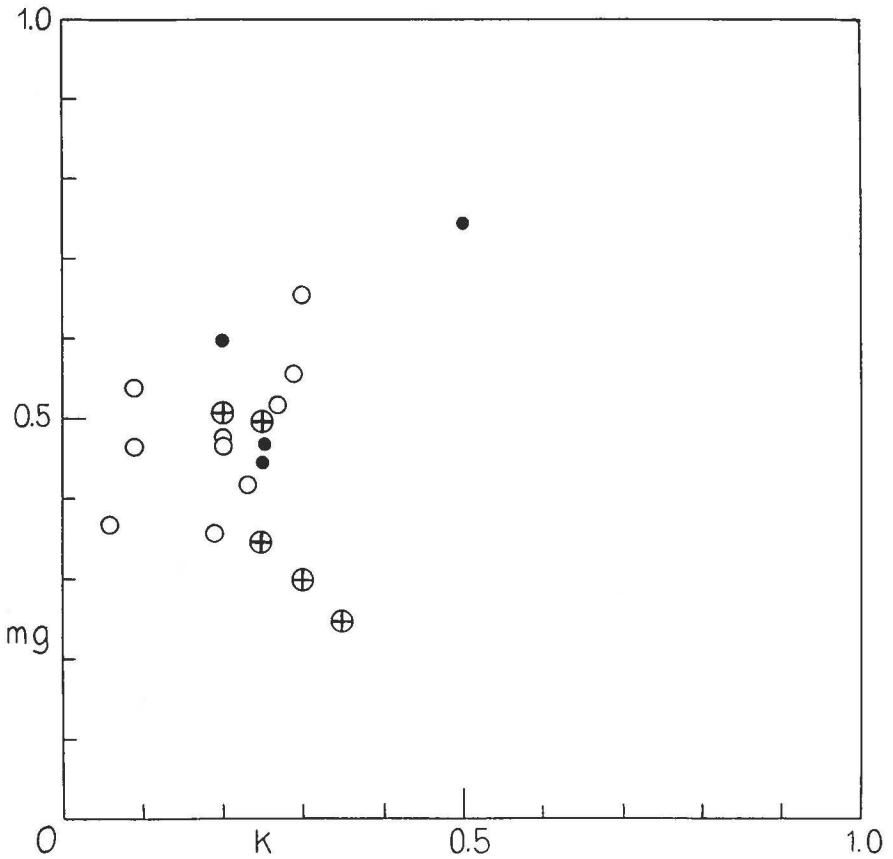


Fig. 20. k-mg-Diagramm aller basaltischen Gesteine.

Punkte: Devonische Basalte (Diabase) und Verwandte.

Ringe mit Kreuz: Jüngere Basalte der Fjord-Zone.

Leere Ringe: Kretazisch-tertiäre Basalte des Küsten-Gebietes.

Die jüngeren Basalte der Fjord-Zone und des Hinterlandes (Nunatak-Zone) fallen mit allen Werten in die Streuungs-Felder oder deren Verlängerung gegen höheres si hin der kretazisch-tertiären Basalte der Küsten-Zone. Einzig die c - und mg -Werte scheinen z. T. etwas niedriger und die k -Werte etwas höher zu sein. Der Unterschied ist jedoch so gering, dass wir uns folgenden Schluss erlauben dürfen:

Die jüngeren Basalte der Fjord-Zone und des Cäcilia Nunataks sind höchst wahrscheinlich Produkte des kretazisch-tertiären Vulkanismus Ost-Grönlands. Sie sind im Allgemeinen etwas kieselsäure-reicher als die Basalte der Küsten-Zone, gehören aber zur gleichen magmatischen Entwicklungs-Reihe.

III. THEIL
DIE LAMPROPHYRE

Das geologische Auftreten der Lamprophyre.

Lamprophyrische Gesteine sind in dem von C. E. WEGMANN untersuchten Gebiet der inneren Fjordzone sehr häufig. Sie bilden meist schmale Gänge mit weniger als einem Meter Mächtigkeit, vereinzelt kommen aber auch breitere Gänge vor. Die Fundorte liegen in einem NNW—SSE gerichteten Streifen, der vom SW-Ende der Ymer-Ø bis zum Süd-Ufer des Segelsällskapets-Fjord reicht. Das Auftreten dieser Lamprophyre ist allem Anschein nach an die Nähe der metamorphen Eleonore-Bay-Formation geknüpft, d. h. an die Nähe der Migmatit-front WEGMANN'S. Die Gänge selbst setzen meist in der nicht metamorphen Eleonore-Bay-Formation auf.

Es darf wohl mit Sicherheit angenommen werden, dass diese Lamprophyre Nachzügler der gleichen plutonischen Aktivität sind, die die Metamorphose der kaledonischen Sedimente verursachte. Sie sind also älter als alle Vulkanite und hypoabyssalen Plutonite, die in den beiden vorhergehenden Abschnitten beschrieben wurden, und haben mit diesen keinen direkten Zusammenhang. Mit KENNEDY und ANDERSON (Lit. 23) bin ich der Ansicht, dass eine echt plutonische Tätigkeit, wie sie sich im Kaledonikum manifestiert, genetisch völlig anders geartet ist, als die spätere vulkanische Aktivität. Das Wesen des Plutonismus ist m. E. durch die Vorherrschaft migmatitisierender Prozesse gekennzeichnet, während der Vulkanismus ein reiner oder höchstens durch Assimilation etwas entarteter, magmatischer Vorgang ist. Was die Ursachen dieses Gegensatzes anbetrifft, die KENNEDY und ANDERSON in der Koexistenz verschiedener, durch Refusion entstandener Stamm-Magmen sehen, gehe ich mit diesen Forschern jedoch nicht einig. Ich glaube nur ein einziges Stamm-Magma annehmen zu dürfen, das die Quelle des Vulkanismus und des migmatischen Plutonismus ist¹⁾.

Die geologischen und petrographischen Untersuchungen von KOCH, KRANCK, PARKINSON, TEICHERT, WEGMANN, WHITTARD, WISEMAN und WORDIE haben zwar unsere Kenntnisse vom ost-grönländischen kale-

¹⁾ Dieses Problem wurde in Publikationen behandelt, die seit der Ablieferung des Manuskripts der vorliegenden Arbeit erschienen sind (Lit. 72 bis 76).

donischen Plutonismus ausserordentlich bereichert, für eine petrologische Diskussion mit weitreichenden Schlüssen sind aber die petrographischen und petrochemischen Unterlagen heute noch nicht ausreichend. Erst wenn unsere Kenntnisse auch in dieser Hinsicht bereichert worden sind, lohnt es sich noch einmal ausführlicher auf die Lamprophyre einzugehen. Wir begnügen uns daher einstweilen mit einer kurzen Charakterisierung der wichtigsten Typen.

In der äusseren Fjord-Zone wurde von H. BÜTLER nur ein einziges Lamprophyr-Vorkommen festgestellt, das offenbar mit dem schwachen spät-devonischen oder carbonischen Plutonismus in Beziehung steht und deshalb ausführlicher behandelt werden soll.

Vogesit-artiger Lamprophyr vom Högbom-Berg.

H. BÜTLER fand in der aufgeschobenen, tieferen Devon-Serie am Südhang des Högbom-Berges (s. Fig. 2) ein sehr interessantes Ganggestein, von dem eine Probe, No. 368, untersucht wurde.

Das grauschwarze, dichte Gestein weist eine sehr dünne, dunkel rot-braune Verwitterungsrinde auf. Frische Bruchflächen bekommen nach langem liegen an der Luft einen Stich ins Grüne.

Im Schliff erkennt man Orthoklas, etwas Plagioklas, Chlorit, opakes Erz und Titanit neben etwas Quarz und Apatit. Im Chlorit treten spärliche Relikte von monoklinem Pyroxen und Spuren von Hornblende auf.

Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, zeigt aber Anklänge an intersertales Gefüge, da hier und da zwischen den Feldspat-Leistchen mit Chlorit gefüllte Zwickel auftreten.

Der Orthoklas bildet meist allotriomorphe, nach (010) dicktafelige Kristalle, die fast immer nach dem Karlsbad-Gesetz verzwillingt sind. Die Auslöschungs-Schiefe $\alpha : a$ wurde wiederholt zu 4° bis 5° bestimmt. Die Doppelbrechung und die Brechung sind verhältnismässig sehr niedrig. Das alles deutet auf einen Na-armen fast reinen Kalifeldspat hin.

Der Plagioklas ist zoniert und immer von einem breiten Orthoklas-Saum umgeben. In den schmalen Leisten wurden Albit-, Karlsbad- und Periklin-Zwillingslamellen festgestellt. Mit der Zonenmethode wurde gefunden, dass die Kerne aus Oligoklas (25 % An), die Randpartien aber aus fast reinem Albit bestehen.

Der kräftig olivengrün gefärbte Chlorit ist optisch negativ mit sehr kleinem Achsenwinkel. Die Spaltblättchen zeigen einen Brechungsindex $\gamma = \beta = 1.593$, und die Doppelbrechung erreicht 0.011. Diese Daten sprechen für ein dem Jenkinsit sehr nahestehendes, amesit-armes und ziemlich eisenreiches Glied der Chlorit-Gruppe. Ein Teil dieses

Chlorits bildet scharf begrenzte Pseudomorphosen nach langprismatischen Kristallen eines Augits, von dem noch spärliche Relikte vorhanden sind. Sie sind zu klein, um eine genaue Bestimmung zuzulassen. Immerhin weist der violett-braune Ton auf einen Titan-Gehalt hin, während der Wert für $\gamma : c = 42^\circ$ ohne Dispersion zeigt, dass es sich um keinen sogenannten Titanaugit handeln kann. Leider waren 2V und die maximale Doppelbrechung unbestimmbar.

Die grünen Hornblende-Relikte sind noch spärlicher und so von Chlorit durchsetzt, dass eine genauere Bestimmung ausgeschlossen ist.

Ein grosser Teil des Chlorits tritt in den Feldspäten, in die er längs der Spaltrisse eindringt, und in den Zwickeln zwischen denselben auf.

Das opake Erz dürfte nach seinen oktaedrischen Kristallformen dem Magnetit zuzuordnen sein.

Der Titanit bildet schwer bestimmbare runde und eiförmige Aggregate. Die sehr hohe Brechung und Doppelbrechung im Verein mit den starken Dispensionserscheinungen und der milchig grau-braunen Farbe lassen kaum einen Zweifel zu, dass es sich um einen leukoxenartigen Titanit handelt.

Die langen Nadeln des Apatits durchspiesen alle übrigen Gemengteile.

Quarz findet sich in wenigen, wasserklaren Körnern, die Apatit-Nadeln umschliessen.

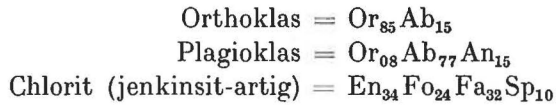
Ein rhomboedrisches Carbonat tritt nur sporadisch in Nestern auf. Mikrochemisch wurde es als Siderit bestimmt.

In Anbetracht des feinen Kornes und der gegenseitigen Durchdringung mancher Gemengteile war die Vermessung des Modus nur annähernd möglich. Sie ergab:

Quarz	3 Vol. %
Orthoklas	45 — -
Plagioklas (Oligoklas bis Albit)	6 — -
Chlorit (inkl. Hornblende-Relikte)	25 — -
Augit (Relikte)	3 — -
Titanit	9 — -
Magnetit	5 — -
Apatit	2 — -
Siderit	2 — -

Unsicher bleibt vor allem das Verhältnis von Quarz zu Orthoklas. Es ist sehr wohl möglich, dass einige Quarz-Körner als Orthoklas gemessen wurden, sodass vielleicht 6 bis 8 % Quarz und nur 40 bis 42 % Orthoklas vorhanden sind. Das spielt aber keine so grosse Rolle, um den Versuch, den Chemismus zu errechnen, unmöglich zu machen.

Als mittlere Zusammensetzungen der wichtigsten Komponenten wurden nach dem optischen Befund folgende angesetzt:



Die übrigen Gemengteile sind nach ihren theoretischen Formeln eingerechnet worden. Für den Augit wurde eine mittlere Zusammensetzung angenommen, was bei der geringen Menge durchaus zulässig ist.

Die Berechnung ergab einen jumillitischen Chemismus, mit hohem si und niedrigem mg-Wert.

Unter den bisher analysierten Gesteinen von Ost-Grönland findet sich eines, das ebenfalls jumillitischen Chemismus aufweist: Der von H. BACKLUND beschriebene und von N. SAHLBOM analysierte »Albitdiabas« No. 1226 (Lit. 2, S. 52 & 96) vom Nordfuss des Ramsay-Berges.

	Lamprophyr No. 368	»Albitdiabas« No. 1226	Jumillitischer Chemismus	
			Mittel	Grenzwerte
si	124	115	110	100—120
al	16	16.1	13	10— 20
fm	59	62.5	60	54— 65
c	12	11.2	14	10— 20
alk	13	10.2	13	10— 15
k	0.8	0.81	0.7	
mg	0.4	0.32	0.8	
ti	8	7.9	?	
p	1	1.0	?	
co ₂	5	13.4	..	

Wie man sieht, ist die Verwandtschaft der beiden Gesteine eine sehr nahe. Sie wird noch sinnfälliger beim Vergleich der Molekularnorm des »Albitdiabases« mit dem Modus unseres Lamprophyrs:

	»Albitdiabas« Mol-Norm %	Lamprophyr Nr. 368 Modus Vol. %
Quarz	9.5	3 (evtl. 8)
Orthoklas	32.8	45 (evtl. 40)
Albit	8.1	..
Oligoklas-Albit	6
Muskowit	1.4	..

	»Albitdiabas« Mol-Norm %	Lamprophyr No. 368 Modus Vol. %
Amesit	Chlorit $\left\{ \begin{array}{l} 3.3 \\ 14.2 \\ 7.1 \end{array} \right\}$	24.6
Serpentin		
Fe-Serpentin		
Augit	3
Titanit	9.8	9
Apatit	1.9	2
Magnetit	6.4	5
Siderit	5.5	2

Die Zusammengehörigkeit der beiden Gesteine wird zur Gewissheit, wenn wir bedenken, dass die beiden Gesteine an den gegenüberliegenden Ufern des Moskusokse-Fjords in derselben geologischen Position in der überschobenen Devon-Serie aufsetzen.

Die Bezeichnung »Albitdiabas« ist irreführend und hätte vermieden werden müssen, wenn bei der Namensgebung die chemische Analyse berücksichtigt worden wäre. Der k-Wert zeigt ja an, dass der Alkalifeldspat zu $\frac{4}{5}$ aus Orthoklas und nicht aus Albit besteht. Bei der optischen Untersuchung wurde die Albit-Menge offenbar gewaltig überschätzt. Die Diskrepanz zwischen Chemismus und scheinbarem Modus ist H. BACKLUND nicht entgangen. Er spricht von einem »kalireichen Albitdiabas« (Lit. 2, S. 52) und sagt (S. 99): »Chemisch nähert sich (das Gestein) den minettebetonten Lamprophyren, mineralogisch und strukturell sollte es noch zu den Albitdiabasen gehören, besonders wenn auch vielleicht der hohe Kaligehalt nicht dem Gestein von Anfang an eigentümlich gewesen ist: Es ist vielleicht in dem Gesteinsverband »adularisiert« worden.«

Im Lamprophyr No. 368 hat keine »Adularisierung« stattgefunden. Der Orthoklas ist sicher primärer Natur, das geht aus dem Gefüge, der Art der Zwillingsbildung, der Art der Verwachsung mit dem zonierten Plagioklas, der Natur der Einschlüsse und dem Gesamthabitus hervor. Dasselbe gilt wohl auch für BACKLUNDS No. 1226.

Beide Gesteine sind typische Lamprophyre, die sich allerdings in die bekannten Lamprophyr-Gruppen kaum einreihen lassen. Nach dem Mineralbestand könnte man von Vogesiten sprechen: Kalifeldspat + Hornblende + Diopsidaugit. Von den typischen Vogesiten unterscheiden sie sich aber durch den viel zu hohen fm-Wert bei niedrigeren mg- und c-Werten. In Anbetracht der starken Chloritisierung des untersuchten Materials halte ich es doch für unangebracht, die petrographische Nomenklatur mit einem neuen Namen zu belasten, und spreche daher nur von einem vogesit-artigen Lamprophyr.

Die Lamprophyre der inneren Fjord-Zone.

Hornblende-Vogesite.

Hierher gehören zwei Proben, die denselben Mineralbestand aufweisen, strukturell aber verschieden sind.

No. 46 ist ein fein- bis mittelkörniges, graues Gestein, das als Gang in den ordovicischen Kalken am Fuss der Bastion von Ella-Ø an der Küste des Narhvals-Sundes aufsetzt (Fundort F).

Kurzprismatische Kristalle einer grünen Hornblende und kleine Prismen von farblosem Diopsidaugit liegen in einer körnigen Grundmasse von idiomorphen Albiten und allotriomorphem, etwas bräunlich bestäubtem Orthoklas. Magnetit, Apatit und etwas Quarz treten akzessorisch auf. Die Hornblendensind zum Teil von einem grünlich-blauen, schmalen Saum eines Alkalamphibols umwachsen. Auf Kosten des Diopsidaugits hat sich etwas Pennin gebildet. Geringe Mengen von eisenarmem Epidot bis Klinozoisit in idiomorphen Kriställchen und radialen Büscheln von solchen scheint primärer Natur zu sein. Der in Spuren auftretende Calcit ist dagegen sicher sekundär.

No. 3 bildet einen Gang am Ost-Gipfel der Bastion in 12—1300 m Höhe (Fundort F).

Das bräunlich-graue Gestein ist feinkörnig und etwas frischer als das vorige. Die Hornblende bildet nadelige, bis 3 mm lange Kristalle. Sie ist stark pleochroitisch mit γ = grün, β = olive und α = blass gelb. Auch hier tritt ein blaugrüner Saum von alkalihaltigem Amphibol auf. Die kleinen, gedrungenen Diopsidaugit-Prismen neigen zu glomerophyrischer Anordnung.

Die Grundmasse besteht aus Albit in reich verzwilligten, hypidiomorphen Kristallen, allotriomorphem Orthoklas und etwas Quarz. Akzessorisch treten Magnetit, Apatit und Epidot auf. Etwas sekundärer Pennin verdrängt Hornblende und Augit.

Die Vermessung des Modus ergab auf ganze Prozente abgerundet:

Hornblende	48 Vol. %
Diopsidaugit	6 — -
Alkalifeldspäte	37 — -
Quarz	3 — -
Magnetit	2 — -
Apatit	1 — -
Epidot	1 — -
Pennin	2 — -

Das verhältnismässig sehr frische Gestein wurde von N. SAHLBOM analysiert:

	Gew. %	Mol. Z	Niggli-Werte	Norm
SiO ₂	51.02	850	si = 120	or = 20.57
Al ₂ O ₃	13.60	133		ab = 22.53
Fe ₂ O ₃	2.58	16	al = 18.8	an = 14.73
FeO.....	6.48	90	fm = 50.0	
MgO.....	9.23	231	c = 19.9	Sal = 57.83
CaO.....	7.88	141	alk = 11.3	
Na ₂ O.....	2.65	43		di = 16.71
K ₂ O.....	3.44	37	k = 0.46	hy = 0.76
TiO ₂	0.94	12	mg = 0.65	ol = 16.38
P ₂ O ₅	0.52	4		mt = 3.71
MnO.....	0.11	2	p = 0.6	il = 1.82
H ₂ O+.....	1.34	..	ti = 1.7	ap = 1.34
H ₂ O-.....	0.42	..		
Summe...	100.21		Chemismus: normalshonkinitisch	Fem = 40.72
				Kentallenose: Symbol: "III.5.(2)3.3

Modal ist ungefähr gleich viel Albit wie Orthoklas vorhanden. Der normative Anorthit muss potentiell in der Hornblende und vielleicht auch im Augit enthalten sein, die wohl beide ziemlich tonerreich sind. Da Al in der Hornblende und im Augit z. T. Si vertritt, wird das normative Kieselsäure-Manco zu einem modalen Überschuss, der sich in der Anwesenheit von etwas freiem Quarz kund gibt.

Vogesitischer Odinit.

No. 14 ist die odinitische Facies eines Hornblende-Vogesits von der Art wie No. 46 und stammt von derselben Fundstelle (F).

Das dichte, dunkel graue Gestein zeigt im Schriff ein Mosaik isometrischer Kristalle von zonierte Oligoklas-Albit und Orthoklas, das von Hornblende-Nädelchen durchspießt wird. Grössere Anhäufungen von Chlorit, Klinozoisit und etwas Calcit dürften pseudomorph nach Augit sein. Unabhängig von diesen Gebilden tritt sekundärer Calcit überall verstreut auf. Akzessorien: Magnetit und Apatit.

Der Odinit umschliesst Xenolithe von feinkörnigem Quarzit der Eleonore-Bay-Formation.

Antsohit-artige Lamprophyre.

Unter diese provisorische Bezeichnung fallen die Lamprophyrgänge No. 16, 17, 18, 23 und 44, die am Südufer des Kempes-Fjords die Quarzite der Eleonore-Bay-Formation durchschlagen (Fundort E).

Es sind dunkel grau-braune, feinkörnige Gesteine, in denen makroskopisch nur Biotit und Calcit wahrzunehmen sind.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass ein hell rotbrauner Biotit mit $n\gamma = 1.60$ etwa 40% des Gesteins ausmacht. An zweiter Stelle steht primärer Calcit. Er umschliesst oft Biotit-Blättchen und ist gegenüber Biotit und Quarz oft durch $(10\bar{1}1)$ idiomorph begrenzt. Quarz und etwas schachbrettartiger Albit bilden neben wenig Orthoklas die Füllmasse, der zahlreiche Nadeln einer fast farblosen aktinolithischen Hornblende eingelagert sind. Einige Körner von opakem Erz und Apatit-Nadeln bilden die Akzessorien.

Diese interessanten Lamprophyre nehmen eine Zwischenstellung ein zwischen Hamrongit (v. ECKERMANN) und Antsohit (A. LACROIX), stehen aber dem letzteren näher, da die Feldspäte weniger als 10% ausmachen. Dafür fehlt dem Original-Antsohit der hier reichlich auftretende primäre Calcit. Man könnte das Gestein als feldspatführenden Calcit-Antsohit bezeichnen, wenn man nicht vorzieht, ihm einen neuen Namen zu geben. Der Vorschlag lautet auf »Kempelfjordit«. Ob er notwendig ist, wird die genauere Untersuchung zeigen, deren Ergebnis an anderem Orte veröffentlicht werden soll (Lit. 12 und 20).

Das Gestein No. 7 vom gleichen Fundort ist ein etwas abweichender Typus eines solchen Lamprophyrs. Die viel reichlicher auftretenden Feldspäte sind vollständig sericitisiert. Das Gestein ist dementsprechend hell grau, sonst aber den vorigen ähnlich. Der Aktinolith bildet ziemlich grosse, makroskopisch hell grüne Kristalle. Auch tritt wieder idiomorpher Calcit in grösserer Menge auf. Dadurch und durch den grösseren Feldspat-Gehalt nähert sich das Gestein mehr dem Hamrongit, erinnert aber mit dem häufigen, im Dünnschliff farblosen Aktinolith auch an den Antsohit.

Hornblende-Minetten.

Die Proben No. 32 und 41 stammen von einem Gang im Tillit auf der Süd-Seite des Kap Mohn (Fundort C₂).

In dem feinkörnigen, dunkel grauen Gestein sind makroskopisch Hornblende und Biotit zu erkennen. Daneben treten rundliche Körner von hell grau-grüner Farbe auf, die sich mit dem Fingernagel ritzen lassen.

Im Schliff besteht der femische Teil des Gesteins aus grüner Hornblende, oliv-braunem Biotit und etwas farblosem Augit. Dieser ist oft in ein Gemenge von Calcit und Pennin umgewandelt. Einsprenglingsartige Pseudomorphosen aus Talk ($2V = -10^\circ$) und Quarz sind immer von einem Hornblende-Kranz umgeben. Als Edukt derselben kommt vermutlich ein Orthaugit in Frage.

Die hypidiomorph-körnige Grundmasse des mesotypen Gesteins besteht aus zonierten sauren Plagioklasen, Orthoklas und Quarz. Sekun-

därer Calcit und Sericit sind verbreitet. Durch das Vorherrschen des Plagioklases entstehen Übergänge zum Kersantit.

Olivinführende Augit-Minetten.

Westlich vom Kap Lagerberg an der Süd-Küste von Lyells-Land (Fundort K) fanden sich Gerölle von grau-schwarzen, sehr feinkörnigen Lamprophyren mit zahlreichen Xenolithen von Granit und Sandstein. Die beiden Proben No. 60 und 66 stimmen miteinander völlig überein.

Der Olivin bildet idiomorphe Einsprenglinge von typischer Form. Er ist vollständig in ein wirrschuppiges Aggregat von Talk umgewandelt. Auch Diopsidaugit tritt vereinzelt als Einsprengling auf. Die Grundmasse besteht aus Biotit, grösstenteils chloritisiertem Diopsidaugit und Alkalifeldspat, der ebenfalls stellenweise von Pennin verdrängt wird. Erz und Apatit sind die üblichen Akzessorien.

Nur kurz erwähnt seien noch zwei Beobachtungen, die einen Hinweis auf genetische Fragen geben können.

Es treten kleine, rundliche Flecken auf, die aus idiomorphem Calcit und allotriomorphem, von Aktinolith durchwachsenem Quarz bestehen. Diese hellen Flecken sind von einem feinschuppigen Biotit-Kranz umgeben. Die Paragenese erinnert stark an die oben beschriebenen, antsohitartigen Lamprophyre.

Die zweite Beobachtungstatsache betrifft den Kontakt zwischen der Minette und den Xenolithen. Die Feldspäte des Granits und der Zement des Sandsteins werden durch die Mineralien der Minette metasomatisch verdrängt. Am Kontakt zwischen Minette und Quarz entwickelt sich oft eine schmale Zone von spiessiger, hell grüner Hornblende, deren Büschel in den Quarz hinein ragen.

Es handelt sich hier um Vorgänge, die viel Ähnlichkeit mit den von DORIS L. REYNOLDS (Lit. 31) beschriebenen aufweisen. Ob die daran geknüpfte Hypothese von der migmatischen Entstehung der Lamprophyre stichhaltig ist, möchte ich dahin gestellt sein lassen. Es wird noch viel Tatsachen-Material gesammelt werden müssen, bis eine beweiskräftige Entscheidung zu Gunsten der Differentiationisten oder der Migmatiker gefällt werden kann. Vermutlich werden beide bis zu einem gewissen Grade recht behalten.

Olivin-Minetten.

Hierher gehörende Gesteine sind unter den vorliegenden Proben reichlich vertreten. Auf eine weitere Unterteilung dieser recht variablen Gruppe muss hier verzichtet werden, da die petrographische Selbständigkeit mancher Typen sehr in Frage steht.

Die grau-schwarzen, feinkörnigen Gesteine No. 26 und 39 und die rostbraun verwitterte Probe No. 40 stammen von Gängen am Jeannet-Berge auf der Seite gegen das Polhelmsdal (Fundort H).

Hell grüne, bis centimetergrosse Einsprenglinge erweisen sich unter dem Mikroskop als Talk-Pseudomorphosen nach Olivin. Sie machen etwa 20 bis 25 % des Gesteins aus. Augit bildet kleinere Einsprenglinge, die vollständig in Calcit und Pennin umgewandelt sind. Die Biotite sind idiomorph und in No. 40 ziemlich stark ausgebleicht. Fast ebenso häufig finden sich kleine Nadeln einer hell grünen Hornblende mit blau-grünem Rand.

Die Grundmasse besteht aus saurem, stark zonierte Plagioklas und Orthoklas, der weitgehend von farblosem Chlorit verdrängt wird. Sekundärer Calcit ist ziemlich verbreitet.

No. 40 ist noch unfrischer als die übrigen und umschliesst Xenolithe von Kata-Granat-Gneis. Da die Gänge in der nicht metamorphen mittleren und oberen Eleonore-Bay-Formation aufsetzen, müssen die Xenolithe aus grosser Tiefe empor geschleppt worden sein.

Als weitere Vertreter der Gruppe der Olivin-Minetten sind die No. 4, 33, 49, 55 und 56 zu nennen, die zum Teil mächtige Gänge an der Süd-Küste des Narhvals-Sundes bilden (Fundort G).

Sie sind feinkörnig, in frischem Zustand grau-schwarz (49), meist jedoch infolge der Chloritisierung des Biotits grünlich-grau.

Einsprenglingsartige Talk-Pseudomorphosen sind nach ihrer Form höchst wahrscheinlich aus Olivin entstanden. Der mehr oder weniger reichlich auftretende farblose Augit bildet kleinere Einsprenglinge, die sich gern glomerophyrisch gruppieren. Die grüne Hornblende tritt in gedrungeenen, idiomorphen Kristallen auf. Der olive-braune Biotit bleicht häufig aus und geht in Pennin und Epidot über.

Diese Lamprophyre sind oft schlierig, sodass die Mengen-Verhältnisse der femischen Komponenten manchmal im selben Schriff stark wechseln. Durch Zurücktreten des Biotits entstehen Übergänge zu Vogesit (61) und schliesslich biotit-freie Vogesite (15), in denen auch die Talk-Pseudomorphosen verschwunden sind.

Es erscheint mir wichtig, dass gerade diese beiden letztgenannten Proben zahlreiche, kanten-gerundete Quarzit-Xenolithe enthalten, sodass sie stellenweise wie Konglomerate aussehen. Unzweifelhaft wurden diese Quarzite teilweise durch den Lamprophyr aufgelöst. Das beweisen die stark korrodierten Relikte, die hier und da zu sehen sind, und um die ein biotit-freier aber orthoklas- und hornblende-reicher Hof liegt. Die durch Assimilation zugeführte Kieselsäure scheint also die Ausscheidung von Biotit verhindert zu haben. An seiner Stelle entstanden Orthoklas und höher silizierte femische Moleküle, die am Aufbau der Hornblende teilnehmen.

No. 6 stellt eine olivin-freie Abart dieser Minetten dar. Ihr Biotit ist vollständig in Pennin und Epidot umgewandelt. Der Epidot tritt aber stellenweise in solchen Mengen auf, dass er durch äussere Einflüsse

entstanden sein muss. Vermutlich sind hier kalk-haltige Sedimente vom Lamprophyr verdaut worden, wodurch auch der schlierenweise stark wechselnde Mineral-Bestand beeinflusst wurde.

No. 30 enthält sehr viel Talk und Augit neben Biotit, aber fast keine Hornblende.

Endlich sind noch die No. 5 und 48 hierher gehörende Gesteine, in denen jedoch nur noch Quarz, Calcit und Chlorit in Pseudomorphosen nach den femischen Gemengteilen vorhanden sind.

Prowersite.

Am Süd-Ufer des Segelsällskapets-Fjord (Fundort M) treten in der oberen Eleonore-Bay-Formation Prowersit-Gänge auf, von denen die Proben No. 43, 52, 53, 54, 62, 63, 65, 67, 68 und 69 stammen.

Im Gegensatz zu den äusserst variablen Olivin-Minetten sind die Prowersite sehr gleichmässig ausgebildet. Es sind dunkel graue, rost-gelb verwitternde Gesteine von sehr feinem Korn.

In einer hypidiomorph-körnigen Grundmasse von Orthoklas und Albit liegen regellos kleine Kristalle von rot-braunem Biotit und farblosem Augit neben etwas Magnetit und Apatit. Sekundärer Calcit kommt nur in Spuren vor.

Modus: Biotit	24 Vol. %
Augit	22 — -
Alkalifeldspäte	48 — -
Apatit, Erz (+ Calcit)	6 — -

Die von N. SAHLBOM ausgeführte Analyse von No. 63 ergab:

	Gew. %	Mol. Z	Niggli-Werte	Norm
SiO ₂	47.10	785	si = 110	or = 34.47
Al ₂ O ₃	13.02	127		ab = 2.88
Fe ₂ O ₃	2.36	15	al = 17.8	an = 3.89
FeO	5.13	71	fm = 44.8	ne = 12.92
MgO	8.64	216	c = 21.5	Sal = 54.16
CaO	8.54	153	alk = 15.9	
Na ₂ O	3.16	51		di = 19.67
K ₂ O	5.85	62	k = 0.55	ol = 12.52
TiO ₂	1.44	18	mg = 0.68	mt = 3.48
P ₂ O ₅	1.56	11		il = 2.74
MnO	0.12	2	ti = 2.5	ap = 3.70
CO ₂ ber.	0.63	14	p = 1.5	cc = 1.40
H ₂ O +	2.27	..	co ₂ = 2.0	Fem = 43.51
H ₂ O —	0.34	..		
Summe ...	100.16		Chemismus: normalshonkinitisch	Ourose: Symbol: III.6.3.3

Die Prowersite enthalten zahlreiche Xenolithe von verschiedenen Graniten und Sandsteinen. Nach der geologischen Stellung der Gänge müssen die granitischen Xenolithe nach WEGMANN wenigstens 2000 m hoch von den intrudierenden Lamprophyren empor getragen worden sein. Die Kontakt-Wirkungen sind trotzdem viel geringer als an den Xenolithen der Olivin-Minetten.

Am Kontakt mit den Sandstein-Xenolithen verschwindet der Biotit wie wir das schon bei den Olivin-Minetten gesehen haben. Dafür entwickelt sich eine schmale Zone von Orthoklas mit etwas Augit und spärlicher Hornblende, die sonst in diesen Gesteinen vollständig fehlt. Während hier eine Reaktion zwischen Lamprophyr und Xenolith stattgefunden hat, scheint dies bei den Granit-Einschlüssen nur in sehr geringem Masse der Fall gewesen zu sein, trotzdem der vom Granit mit dem Magma zurückgelegte Weg viel länger war als beim Sandstein.

Dieser Mangel eines endomorphen Kontakt-Hofs kann allerdings auch davon herrühren, dass auf dem langen Weg das Magma immer wieder durchmischt wurde, und so zwischen Schmelze und Granit-Xenolithen ein Gleichgewichts-Zustand nach vorhergehender teilweiser Assimilation entstand. Umgekehrt konnte sich ein solches Gleichgewicht in der kurzen Zeit des Kontakts zwischen Sandstein und kühler werdender Schmelze nicht herstellen. Die Diffusions-Vorgänge am Kontakt wurden dann beim raschen Erstarren der Schmelze fixiert und sind jetzt als Kontakt-Hof wahrzunehmen.

Wenn diese Erklärung richtig ist, so muss die ursprüngliche Schmelze durch Assimilation von granitischem Material verändert worden sein. Es ist denkbar, dass ursprünglich eine den Olivin-Minetten entsprechende Schmelze vorlag, die dann so verändert wurde, dass sie zu einem Prowersit erstarrte, genau so, wie die Olivin-Minetten des Narhwals-Sundes durch Assimilation von Quarz am Kontakt mit den Xenolithen zu Vogesiten wurden.

ERWÄHNT LITERATUR

1. ALDINGER, H.: Das ältere Mesozoikum Ost-Grönlands Geol. Rundschau **28**, 124 — 1937.
ANDERSON, E. M.: s. KENNEDY, Lit. 23.
2. ASKLUND, B.: Petrological Studies in the neighbourhood of Stavsjö at Kolmården. Diss. Stockholm 1925.
3. BACKLUND, H. G.: Contribution to the Geology of NE-Greenland. Medd. om Grønland **87**, No. 1 — 1930.
4. — Das Alter des »metamorphen Komplexes« vom Franz Josefsfjord in Ostgrønland. Medd. om Grønland **87**, No. 4 — 1932.
5. — und MALMQVIST, D.: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrønlandischen Basaltformation.
Teil I: Die basische Reihe. Medd. om Grønland **87**, No. 5 — 1932.
Teil II: Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. Medd. om Grønland **95**, No. 3 — 1935.
6. — Sur quelques roches éruptives de la série basaltique de la côte orientale du Groenland. C. R. Ac. Sc. Paris, Juni 1937.
7. — Der postkaledonische paläozoische Vulkanismus in Ostgrønland. Geol. Rundschau **28**, 407 — 1937.
8. BEGER, P. J.: in P. NIGGLIS Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I, Teil VI — Berlin 1923.
9. BOEGGILD, O. B.: Grønland (im Handbuch der reg. Geol. IV. 21. 2a). Heidelberg 1917.
10. — Geology of Greenland in »Greenland« I. 231 — 1928.
11. BÜTLER, H.: Some new investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. Medd. om Grønland **103**, No. 2 — 1935.
12. — Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, **12**, 17 — 1935.
13. — Die geologische Position des Canninglandes in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, **13**, 1 — 1937.
14. BURRI, C.: Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. min. petr. Mitt, **6**, 115 — 1926.
15. CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. — Berlin 1936.
16. DUPARC, L. und F. PEARCE: Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 2me Mém. — 1905.

17. DUPARC, L. und M. TIKANOWITSCH: Le Platine et les gîtes Platinifères de l'Oural et du Monde. — Genève 1920.
18. v. ECKERMANN, H.: Hamrongite, a new Swedish alkaline mica Lamprophyre Fennia, **50**, No. 13 — Helsingfors 1928.
19. FREBOLD, H.: Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. Medd. om Grønland **94**, — 1932.
20. HOLMES, A.: The basaltic Rocks of the Arctic Region. Min. Mag. **18**, 189 — 1916.
21. JUNG, H.: Die chemischen und provinziellen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens. Chemie der Erde, **3**, 137 — 1928.
22. — Die provinzielle Stellung der permischen Eruptivgesteine des Thüringer Waldes. Beitr. z. Geol. v. Thüringen, **2**, 49 — 1928.
23. KENNEDY, W. Q. and ANDERSON, E. M.: Crustal layers and the origin of magmas. Bull. volc. Série II, **3**, 23 — 1938.
24. KOCH, L.: The Geology of East Greenland. Medd. om Grønland. **73**, No. 2 — 1929.
25. — Stratigraphy of Greenland. Medd. om Grønland. **73**, No. 2, 205 — 1929.
26. — Geologie von Grønland. In Geologie der Erde, Berlin 1935.
27. — Über den Bau Grønlands. Geol. Rundschau, **27**, 9 — 1936.
28. KRANCK, E. H.: On the crystalline complex of Liverpool Land. Medd. om Grønland. **95**, No. 7 — 1935.
29. KROKSTRÖM, T.: On the Ophitic texture and the Order of Crystallisation in Basaltic Magmas. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. **24**, 197 — 1932.
30. LACROIX, A.: Minéralogie de Madagascar. Tome II: Lithologie, 431 — 1922.
31. LARSEN, E. S.: The microscopic Determination of the nonopaque Minerals. 2nd Ed. U. S. geol. Survey. Bull. 848 — Washington 1934.
32. MAGGREGOR, A. G.: Clouded feldspars and thermal metamorphism. Min. Mag. **22**, 524 — 1931.
- MALMQVIST, D.: s. BACKLUND, Lit. 5.
33. NIGGLI, P.: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. min. petr. Mitt. **11**, 296 — 1931.
34. — Zur Zusammensetzung und Bildung der Sericite. Schweiz. min. petr. Mitt. **13**, 84 — 1933.
35. — Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. min. petr. Mitt. **15**, 295 — 1935.
36. — Die Magmentypen. Schweiz. min. petr. Mitt. **16**, 335 — 1936.
37. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. min. petr. Mitt. **16**, 295 — 1936.
38. NØE-NYGAARD, A.: A preliminary report on the palaeozoic Igneous Rocks of Canning Land. Medd. Dansk geol. Forening. **9**, 1 — 1936.
39. — Die paläozoischen Eruptivgesteine von Canning Land. Medd. om Grønland. **118**, No. 6 — 1937.
40. ORVIN, A.: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. Skrifter om Svalbard og Ishavet. No. 30. — Oslo 1930.
- PEARCE, F.: s. DUPARC, Lit. 16.
41. PARKINSON, M. and W. F. WHITTARD: The geological work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. Geol. Soc. Quart. Journ. **87** — 1931.
42. REINHARD, M.: Universal Drehtischmethoden. — Basel 1931.

43. REYNOLDS, D. L.: The dykes of the Ards Peninsula, Co. Down. *Geol. Mag.* **48**, 97 & 145 — 1931.
44. — Transfusion Phenomena in Lamprophyre Dykes and their bearing on Petrogenesis. *Geol. Mag.* **75**, 51 — 1938.
45. RITTMANN, A.: Etude pétrographique sur une série de roches des gîtes platinifères de l'Oural. Thèse No. 657 — Genève 1922.
46. — Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolitischen. *Schweiz. min. petr. Mitt.* **9**, 1 — 1929.
47. — Gesteine von Kellang und Manipa. — Amsterdam 1931.
48. — Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas. *Z. f. Vulk.* **15**, 8 — 1933.
49. — Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1936.
50. SCHAUB, H. P.: Zur Vulkantektonik der Inseln Traill und Geographical Society (NE-Greenland). *Medd. om Grønland.* **114**, No. 1 — 1938.
51. TEICHERT, C.: Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ost Grönland. *Medd. om Grønland.* **95**, No. 1 — 1933.
TIKANOWITSCH, M.: s. DUPARC, Lit. 17.
52. TÖRNEBOHM, A. E.: Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. *N. J. Min. Geol.* 1877 — S. 379.
53. TRÖGER, E.: Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mittel-Deutschlands. *N. J. Min. Geol. B. B.* **60**, A. 1 — 1929.
54. — Zur Sippenabteilung magmatischer Gesteine. *N. J. Min. Geol. B. B.* **62**, A. 249 — 1931.
55. — Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Berlin 1935.
56. TYRRELL, G. W.: The Petrography of some Kainozoic Igneous Rocks, and of the Cape Parry Alkaline Complex, East-Grönland. *Geol. Mag.* **69**, 520 — 1932.
57. VISCHER, A.: Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes. *Medd. om Grønland.* **114**, No. 1 — 1937.
58. WAGER, L. R.: Geological Investigations in East Greenland. Part I: General Geology from Angmagssalik to Kap Dalton. *Medd. om Grønland.* **105**, No. 2 — 1934.
59. — Geological Investigations in East Greenland. Part II: Geology of Kap Dalton. *Medd. om Grønland.* **105**, No. 3 — 1935.
60. — Geological Investigations in East Greenland. Part III: The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Medd. om Grønland.* **105**, No. 4 — 1939.
61. WASHINGTON, H. S.: Chemical analysis of Igneous Rocks. U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. **99** — 1917.
62. — Deccan Trapps and other Plateau Basalts. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **33**, — 1922.
63. WEGMANN, C. E.: Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land. *Medd. om Grønland.* **103**, No. 3 — 1935.
64. — Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau.* **26**, 305 — 1935.
65. — Zum Baubild von Grönland. *Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen.* **13**, No. 3 — 1937.
WHITTARD, W. F.: s. WORDIE Lit. 68 und PARKINSON Lit. 40.
66. WILLIAMSON, W. O.: Some Minor Intrusions of Glen Shee, Perthshire. *Geol. Mag.* **73**, 145 — 1936.
67. WINCHELL, N. H. & A. N.: Elements of optical Mineralogy. Part II. 2nd ed. — New York 1927.

68. WINCHELL, A. N.: Further Studies in the Pyroxene Group. *Amer. Mineralogist*. **20**, 562 — 1935.
69. WISEMAN, J. D. H. A.: A contribution of the Petrology of the Metamorphic Rocks of East Greenland. *Proc. Geol. Soc. London* 1931.
70. v. WOLFF, F.: *Der Vulkanismus II*, 932. — Stuttgart 1931.
71. WORDIE, J. M. and W. F. WHITTARD: A contribution to the Geology of the Country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland. *Geol. Mag.* **67** — 1930.

Nachtrag:

72. CLOOS, H. und RITTMANN, A: Zur Einteilung und Benennung der Plutone. *Geol. Rundschau* **30**, 600 — 1939.
73. PENTA, F.: Le recenti idee del Rittmann sul magma originale e sull'origine del Sial. *Boll. Soc. Sism. Ital.* **37**, fasc. 3—4 — 1939.
74. RITTMANN, A: Über die Herkunft der vulkanischen Energie und die Entstehung des Sials. *Geol. Rundschau* **30**, 52 — 1938.
75. — Die Entstehung des Sials usw. *Geol. & Mijnbouw* **1**, 137 — 1939.
76. — The primary alkalibasaltic Magma and the origin of "Sial". *Bull. volc. II.* **5**. 134 — 1939.
77. — Der jungpalaeozoische Vulkanismus in Ost-Grönland. *Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen* **16**, 146 — 1939.