

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 118 · Nr. 6

DIE PALAEOZOISCHEN
ERUPTIVGESTEINE VON CANNING-LAND

VON

ARNE NOE-NYGAARD

MIT 41 FIGUREN IM TEXT UND 8 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1937

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung.....	5
2. Allgemeine Geologie von Canning-Land (Übersicht).....	10
3. Die Eruptivgesteine von Canning-Land.....	23
I. Die plutonische Reihe.....	26
Kap Wardlaw-Komplex.....	26
II. Die vulkanische Reihe.....	40
A. Hypabyssische Gruppe.....	40
B. Extrusive Gruppe.....	50
Beschreibung der Lokalitäten.....	50
Einleitende Bemerkungen zur Gesteinsbeschreibung.....	56
1. Graue und grüne Porphyre mit Quarzeinsprenglingen.....	58
2. Graue und grüne Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge.....	63
3. Rote und braune Porphyre mit Quarzeinsprenglingen.....	71
4. Rote und braune Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge.....	76
5. Eruptiv-Breccien.....	82
6. Einschlüsse (Xenolithe).....	85
7. Aschiste Gänge.....	87
8. Gänge von unsicherer Stellung.....	88
a) Saure Gänge.....	88
b) Basische Gänge.....	91
9. Pyroklastische Sedimente.....	93
10. Vulkanische Bomben.....	94
III. Die Reihe der kleineren Intrusionen.....	95
4. In jüngere Sedimente eingebettete Porphyrgerölle.....	104
I. Porphyre mit Quarzeinsprenglingen.....	108
II. Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge.....	110
5. Der Verlauf der wichtigsten Umwandlungsprozesse.....	113
6. Der Chemismus der Gesteine von Canning-Land.....	119
7. Die Verbreitung der post-kinematischen, palaeozoischen Eruptivgesteine in Ostgrönland.....	131
I. Das nördliche Gebiet.....	131
II. Das südliche Gebiet.....	133
III. Das Alter der Gesteine von Canning-Land.....	135
8. Auftreten devonischer Eruptivgesteine in anderen Gebieten.....	138
9. Zusammenfassende Bemerkungen (Die Stellung der ostgrönländischen Eruptivgesteine zu den devonischen Eruptivgesteinen anderer Gebiete) ..	146
10. Schlusswort.....	149
11. Zitierte Literatur.....	151

1. EINLEITUNG

Im Jahre 1934 publizierte der Verfasser eine Arbeit, die die Hauptzüge der Stratigraphie längs der Küste des Davysundes in Ostgrönland behandelt (54).

Gleichzeitig mit den in dieser Arbeit beschriebenen Sedimentgesteinen, die bei weitem den grössten Teil des untersuchten Gebietes einnehmen, wurden ganz kurz zwei Gruppen magmatischer Gesteine besprochen, nämlich 1) eine Gruppe von Extrusivgesteinen palaeozoischen Alters, bezeichnet als »Cape Fletcher Series«, und 2) basische Gesteine tertiären Alters, die hauptsächlich als Lagergänge und Gänge auftreten.

Die geologische Untersuchung von Ostgrönland, die durch die verschiedenen Expeditionen in den Jahren 1926—34 durchgeführt wurde, hat es möglich gemacht, eine Gesamtübersicht über die stratigraphische Folge dieses grossen Landes zu geben.

Was die magmatischen Gesteine anbetrifft, so ist eine Reihe von Untersuchungen über den »kristallinen Komplex« in den inneren Fjorden bereits von BACKLUND publiziert worden (2, 3); des weiteren haben PARKINSON und WHITTARD Beiträge zur Geologie und Petrographie dieser Zone geliefert (59). Ein Teil der basischen tertiären Magmagesteine von der äusseren Küstenzone sind von BACKLUND und MALMQUIST (6) beschrieben worden, und eine Beschreibung der sauren extrusiven Gesteine dieser Periode aus der Feder derselben Verfasser ist kürzlich erschienen (7). Auch G. W. TYRRELL hat sich in neuerer Zeit mit tertiären Eruptivgesteinen von Ostgrönland beschäftigt (72).

Da nun zwei der bisher gekannten Hauptepochen eruptiver Tätigkeit petrographisch behandelt worden sind, scheint der Zeitpunkt gegeben zu sein, eine Beschreibung einiger der Gesteinstypen zu geben, die in der Literatur unter dem Namen »Cape Fletcher Series« bekannt geworden sind. Deshalb sollen hier einige der charakteristischsten dieser Magmagesteine, die ursprünglich von O. NORDENSKJÖLD (56) gefunden und beschrieben worden sind, näher untersucht werden; zum Teil, um die Tatsache zu unterstreichen, dass sich in Ostgrönland Beweise finden für

eine gut definierbare und variierende eruptive Tätigkeit post-kaledonischen (bis früh-variszischen?) Alters, zum Teil um einige der hierher gehörenden Haupttypen genauer zu umreißen.

Die Auffassung betreffend des Alters und der Ausdehnung dieser im wesentlichen extrusiven, porphyrischen Eruptivgruppe hat sich mit den Fortschritten der Untersuchungen in Ostgrönland bedeutend gewandelt. Deshalb soll hier zur Erleichterung des Verständnisses erst kurz der Unterschied aufgezeigt werden zwischen dem, was früher unter der Bezeichnung »Cape Fletcher Series« verstanden wurde und der Gruppe von Magmagesteinen, die auf den folgenden Seiten beschrieben werden sollen.

Der erste, der in Ostgrönland saure Porphyre fand, war SCORESBY (66); jedoch erst im Jahre 1900, auf der dänischen Expedition unter Leitung von N. HARTZ, wurden die Porphyrgesteine von O. NORDENSKJÖLD in situ am Kap Fletcher auf Canning-Land untersucht (56).

Ein Jahr vor NORDENSKJÖLD machte jedoch NATHORST (52) Aufsammlungen eruptiver Gesteine am Kap Parry, der nordöstlichsten Ecke der Traill-Insel. Diese Gesteine wurden von NORDENSKJÖLD als zur selben Gruppe, wie die Porphyre von Kap Fletcher, gehörend betrachtet. NATHORSTS Sammlungen wurden von Dr. H. BÄCKSTRÖM bearbeitet, der einen Ägirin-Quarz-Syenit beschreibt, sowie ein begleitendes Ganggestein, das als tinguait-ähnlich bezeichnet wird (52).

Späterhin, im Jahre 1926, wurden neue Sammlungen von Dr. J. M. WORDIE bei Kap Parry vorgenommen (76). Die Bearbeitung seiner Gesteinsproben wurde Dr. G. W. TYRRELL übergeben, der (72) folgende Typen unterscheidet: 1) Ägirin-Riebeckit-Granit, 2) Quarz-Ägirin-Riebeckit-Syenit, 3) Syenit-Porphyr, 4) Natronfelsit, 5) Quarz-Orthoklas-Porphyr und 6) ein saurer Tuff oder eruptive Breccie. Schliesslich wurde ein Strandgeröll als ein sphärolitischer Riebeckit-Trachyt oder vielleicht Sølvsbergit bestimmt.

1927 sammelte L. KOCH (45) am Kap Simpson, gleichfalls auf der Traill-Insel, eine Anzahl Magmagesteine als Strandgerölle. Diese wurden von Dr. KAREN CALLISEN untersucht, welche vier Typen unterschied, und zwar: 1) Ekerit oder alkaliner Granit, 2) granophyrischer Granit, 3) syenitische Porphyre(?) mit Spuren von Quarz, und 4) zwei verschiedene Typen von Quarzporphyr (45, S. 123).

Im Sommer 1932 untersuchte der Verfasser den südöstlichen Teil der Küste der Traill-Insel. Im folgenden Sommer — 1933 — wurde die Südküste von BACKLUND, KRANCK, NOE-NYGAARD und SAHLSTEIN bereist, und schliesslich hatte der Verfasser 1934 Gelegenheit, die Nord- und Nordostküste dieser Insel zu besuchen.

Indessen hat man bei keiner der erwähnten Untersuchungen das Vorhandensein von Gesteinen feststellen können, die man mit Sicherheit

als zusammengehörig mit den Porphyren von den typischen Lokalitäten der »Cape Fletcher Series« auf Canning-Land ansehen kann. Der Verfasser ist daher der Auffassung, dass die Magmagesteine der Traill-Insel aus der eruptiven Tätigkeit der Tertiärzeit stammen, ihre ältesten Glieder jedoch vielleicht etwas älter (obere Kreide) sein können. Für diese Annahme hat sich bereits TYRRELL (72) mit einigem Vorbehalt ausgesprochen, soweit es sich um Kap Parry handelt (op. cit.)¹⁾. Wenn dies zutrifft, müssten die reichlich variierenden Magmageinsteypen, die auf der ganzen östlichen Traill-Insel gefunden wurden, als zur selben Epoche eruptiver Tätigkeit gehörend betrachtet werden, d. h. zu einer längeren Periode mit verschiedenen aufeinander folgenden In- und Extrusionen. Für ein tertiäres Alter spricht unter anderem auch die starke areale Verbreitung der Basalte und Dolerite, die sich in die Serie der vorhandenen Ergussgesteine einfügen.

Als zusammengehörig mit den Eruptiven der Traill-Insel betrachtet man weiter einen kleinen, aus einem hellen, quarzföhrnden Syenit bestehenden »Plug« auf dem Kap direkt westlich vom Antarctic-Hafen, südlich vom Kong Oscars Fjord. Dieses Vorkommen erwähnt KOCH (45) und später NOE-NYGAARD (54). Da es sich zeigt, dass er basische Lagergänge durchschlägt, die vermutlich tertiären Alters sind, muss er jünger als diese sein. Da ausserdem die Gesteinsarten dieses kleineren Massivs Ähnlichkeit mit Gesteinen desselben Typs auf der Traill-Insel aufweisen, muss man auch sie als zur tertiären Gruppe gehörig betrachten.

Die basischen, im wesentlichen doleritischen Lagergänge und Gänge längs der beiden Seiten des Kong Oscars Fjord, die von KOCH (45) für palaeozoisch angesehen wurden, müssen jünger sein, da man beobachten kann, dass dieselben einen warmen Kontakt gegen die mesozoischen Schichtserien aufweisen (Svinhufvud Berg, Traill-Insel). Auch hier müssen wir sicher mit einem tertiären Alter rechnen.

Wenn die oft alkalisch geprägten, sauren oder basischen Magmagesteine vom östlichsten Teil der Traill-Insel wirklich von tertiärem Alter sind, so haben wir eine interessante Parallele zu den von WAGER (73) von südlicheren Gebieten beschriebenen, tertiären alkalischen Gesteinen. In dieser Verbindung kann man auch die Aufmerksamkeit auf einen Alkali-Syenit hinlenken, der von NORDENSKJÖLD in der Nordostbucht, im Scoresbysunddistrikt gefunden wurde. Das Gestein, das Nephelin föhrt, ist bloss in einem erratischen Block bekannt²⁾. Da bisher noch keine Untersuchungen in den inneren Teilen von Scoresby-Land vor-

¹⁾ Sieht auch I. M. WORDIE, 76. S. 253.

²⁾ Mitglieder der französischen Expedition 1932—33 unter Leitung von Dr. CHARCOT fanden gleichfalls einen losen alkalischen Block, einen Nephelinsyenit, auf Jameson-Land. (Freundlichst mitgeteilt von Dr. J. ROTHÉ).

genommen werden konnten, wo KOCH vom Flugzeug aus glaubte, grosse Gebiete anstehender Eruptive feststellen zu können, muss eine endgültige Entscheidung über die Herkunft des Blockes dahingestellt werden. Man kann höchstens vermuten, dass er dorthin stammt. Über das Alter dieses vermuteten Eruptivgebietes weiss man selbstverständlich auch nichts; die Chance für tertiäre Eruptivtätigkeit scheint hier ebenso gross wie für palaeozoische.

Von dem alten Verbreitungsgebiet der von KOCH (45. Vgl. die Karte Fig. 36, S. 125) »Cape Fletcher Series« genannten Eruptive längs des Kong Oscars Fjords, Davysund, bleibt also jetzt nur das Vorkommen auf der Wegener-Halbinsel und auf Canning-Land übrig.

Da weiterhin die zeitliche Bestimmung für die magmatische Tätigkeit eine Revision erfährt, wie aus dem folgenden hervorgeht, bleibt nicht mehr viel von den »Cape Fletcher Series« in sensu stricto übrig.

Die Untersuchungen der letzten Jahre in Ostgrönland haben inzwischen an mehreren Stellen Funde von Magmagesteinen gebracht, die sowohl petrographisch als auch zeitlich für die Möglichkeit einer Zusammengehörigkeit mit den Eruptiven des Canning-Land—Wegener-Halbinsel Gebietes sprechen. Da eventuelle Übereinstimmungen erst deutlich hervortreten können, wenn eine geologische und petrographische Bearbeitung der einzelnen Lokalitäten vorliegt, die in dieser Verbindung genannt werden können, hat sich der Verfasser mit der vorliegenden Arbeit die Aufgabe gestellt, die Gesteine an den typischen Lokalitäten der »Cape Fletcher Series« genauer zu analysieren. Die Arbeit umfasst daher eine Beschreibung der palaeozoischen magmatischen Gesteine von Canning-Land (der östlichsten der beiden Halbinseln, die von Süden her in die Mündung des Davysundes hineinragen), da das Vorkommen am Kap Fletcher selbst im Verlaufe der fortschreitenden Untersuchungen durch einige neue Lokalitäten ergänzt worden ist.

Die Geländearbeit wurde während einer Überwinterung von 1931—32 durchgeführt; weiterhin erfolgte im Sommer 1934 ein neuer Besuch, der etwa zehn Tage dauerte.

Ein chronologischer Bericht mit Karte (Fig. 1) über die Arbeit während der Überwinterung findet sich bei NOE-NYGAARD (54). Die erwähnten Untersuchungen umfassten sowohl die stratigraphische Geologie als auch die Magmagesteine in dem Gebiet: Fleming-Inlet—Nathorstfjord—Carlsbergfjord. Da ausserdem im Herbst 1931 eine recht grosse topographische Arbeit (besonders auf der Wegener Halbinsel) durchgeführt werden musste, weil das vorliegende Kartenmaterial sehr unzureichend war, wird es verständlich sein, dass die Zeit, die für die Arbeit an den Stellen übrig blieb, wo die Eruptiven im Aufbau des Landes vorherrschen, nur sehr begrenzt war.

Dazu kommt noch der Umstand, dass ein wesentlicher Teil der

Arbeit im Spätherbst und zeitigen Frühjahr durchgeführt wurde, wo die Schneebedeckung in den Küstenregionen sehr bedeutend ist. Es kann daher nicht überraschen, dass bei der Revision im Sommer 1934 nicht wenig Berichtigungen in bezug auf die areale Verteilung der vorhandenen Formationen erzielt wurden, und dass sich an verschiedenen Punkten neue und teilweise korrigierende Daten zu den bereits bekannten hinzufügen liessen. Diese neuen Ergebnisse, die später diskutiert werden sollen, gehen teilweise aus der Karte Fig. 2 hervor.

Die Geländearbeit während der Überwinterung wurde auf Schlittenreisen und Skiexkursionen ausgeführt. Hierbei hatte der Verfasser in dem Westgrönländer JÖRGEN PETERSEN eine gute Stütze.

Die Arbeit im Sommer 1934 wurde, mit Assistenz von Herrn cand. polyt. H. SCHWEITZER und Herrn O. SEIDENFADEN, auf Fusstouren vom Motorboot aus durchgeführt, besonders auf den westlichen Teilen der Halbinsel.

Die Laboratoriumsarbeit wurde zum grössten Teil im Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Uppsala in Schweden ausgeführt, wo dem Verfasser vom Herbst 1933 bis zum Frühjahr 1935 ein Arbeitsplatz durch den Chef des Instituts, Herrn Prof. H. G. BACKLUND, freundlichst zur Verfügung gestellt wurde.

2. ALLGEMEINE GEOLOGIE VON CANNING-LAND (ÜBERSICHT)

Topographie.

Canning-Land zeichnet sich durch eine sehr unregelmässige Begrenzung aus. Die Küste ist zerrissen und das Land von tiefen Tälern durchschnitten.

Die durchschnittliche Höhe beträgt etwa 600 m mit niedrigeren Ausläufern von etwa 400 m Höhe. Etwas höher ist das Innere der nordöstlichen der beiden Halbinseln, aus denen Canning-Land besteht. Hier erreicht Bowen-Berg ca. 800 m. Seinen eigentümlichsten Charakter erhält das Land durch die sehr tiefen, ziemlich engen Täler, die mit geringen Passhöhen das Land durchschneiden. Von grösster Bedeutung ist hier das Tal, das den Komplex Porfyrfjeld—Kap Tyrrell¹⁾ vom Hauptland scheidet, und das Tal, das sich von der südlichen Bucht der Doublettvig zum Aalborg-Fjord erstreckt. Die beiden Hauptrichtungen der Tal-systeme sind SW—NO und SO—NW, wenn sich auch selbstverständlich Abweichungen finden (s. Fig. 1).

Grössere zusammenhängende Eismassen finden sich nicht, dagegen längs der Nordküste und in östlicher Richtung eine grosse Anzahl kleiner Zirkustäler, jedes mit seinem eigenen kleinen Gletscher. Da sich diese kleinen Gletscher gewöhnlich sehr tief eingeschnitten haben, bestehen die dazwischenliegenden Bergpartien fast ausschliesslich aus schmalen, ausserordentlich steilen Rücken. Auf der Westseite spielen fast nur die Gletscher am Kap Tyrrell—Porfyrfjeld eine Rolle.

Während die Vegetation ohne Bedeutung ist, ist die Bedeckung mit losem Material oft sehr beträchtlich, besonders auf der Westseite der Halbinsel und in den südlichen Sedimentgebieten (s. Fig. 1). Die Ostküste hat überall steile, freie Wände mit einzelnen Schuttkegeln und kleinen Moränen, die oft als Wälle die Talmündungen ausfüllen. In der Höhe liefern sowohl die unten besprochenen schiefrigen Gesteine (Eleonore-Bay-Formation) als auch die ebenfalls später beschriebenen (devonischen)

¹⁾ Aus Versehen ist K. Tyrrell in der Arbeit von NOE-NYGAARD (54) nur mit einem »« geschrieben worden.

Sandsteine eine ziemlich dicke Schicht von Verwitterungsmaterial, welches die unverwitterten Teile der Schichtserien verbirgt. Hier ist oft beträchtliche Fliesserdebildung zu beobachten. Fig. 1 zeigt eine schematische Skizze von Canning-Land, die im wesentlichen auf Photographien (Panoramen) des Verfassers sowie Luftphotographien basiert ist. Auf Fig. 2 sind die Hauptzüge des geologischen Aufbaus desselben Gebietes dargestellt. Die geologische Karte soll nur als Übersichtskarte aufgefasst werden, die nur in grossen Zügen gültig ist, da die topographische Unterlage für die Geländearbeit sehr mangelhaft war, und da die Untersuchungen sich nicht über die gesamte Halbinsel erstreckten. In der Ecke von Fig. 2 ist das genauer untersuchte Gebiet auf einer kleineren Kartenskizze von Canning-Land eingezeichnet.

Wie aus der Karte ersichtlich, sind in dem Gebiet mehrere Formationen vertreten. Hier soll in chronologischer Folge erst die älteste Sedimentserie (älter als die sie durchdringenden Eruptive) zum Gegenstand der Betrachtung gemacht werden.

Die prä-magmatische Sedimentserie.

In einer früheren Publikation, die die sedimentären Formationen des Fleming-Inlet — Nathorstfjord Distriktes behandelt, wurden kurz einige der Schichtserien besprochen, die auf Canning-Land gefunden wurden (54).

Die Untersuchungen der Sedimentgebiete von Canning-Land im Laufe des Winters 1931—32 wurden besonders am Kollen-Berg und an der Südwestseite des Hesteskofjeld vorgenommen. Des weiteren wurde eine Anzahl anderer Lokalitäten besucht, nämlich die Ostspitze der Kap Fletcher-Halbinsel, die Nordküste des Aalborgfjords, die Aarhus-Bucht und Kap Tyrrell. Der Aufenthalt an diesen Lokalitäten war jedoch nur von sehr kurzer Dauer.

Die Sedimentserie, die sich im südlichen Canning-Land fand (54, S. 18) und bis zum Rücken des Hesteskofjeld verfolgt werden konnte, setzt sich, wie angenommen wurde, nach Osten zu fort, um hier den grössten Teil der ganzen Halbinsel zu bedecken. Den Unterschied zwischen den »älter« aussehenden, oft gefalteten, schiefrigen Ablagerungen an den Lokalitäten im Norden und Osten und den verhältnismässig lockeren Sandsteinen vom Kollen-Berg führte der Verfasser auf Kontakteinwirkungen durch Eruptive der »Cape Fletcher Series« an den erstgenannten Stellen zurück. NOE-NYGAARD schreibt folgendes über die Sedimente vom Osten und Norden von Canning-Land (op. cit. S. 42): »Their colour is generally a dark greenish or reddish; and they are filled with veins of calcite and quartz. Possibly this may be due to a greater distribution of the magmatites of the Cape Fletcher se-

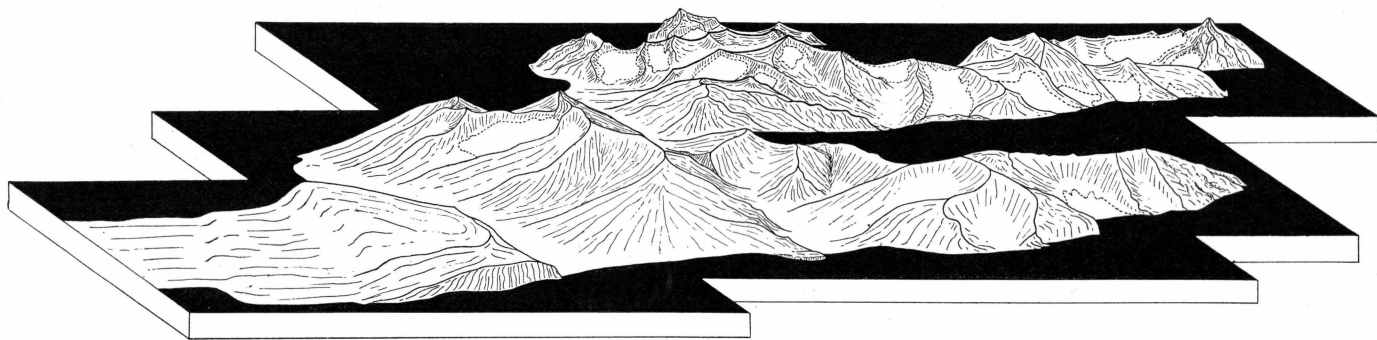


Fig. 1. Diagrammatische Skizze von Canning-Land, etwa von Süden gesehen.

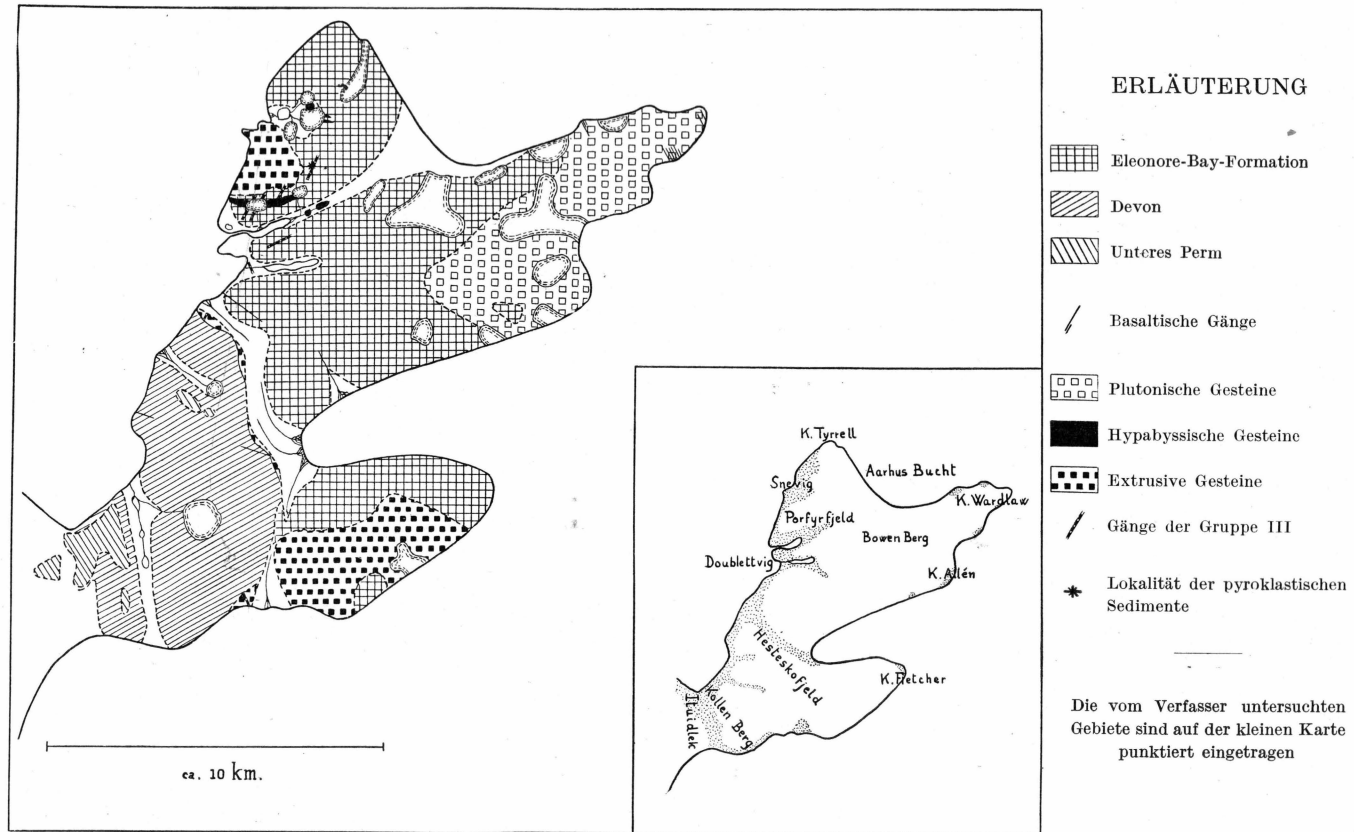


Fig. 2. Geologische Skizze von Canning-Land.

ries inland.« Die gewöhnlich vorkommenden Geschiebe von Dolomit und Kalkstein werden dort als jungpalaeozoisch angesehen.

Der neuerliche Aufenthalt auf Canning-Land im Jahre 1934 gab indessen Anlass zur Entdeckung verschiedener neuer und, in bezug auf diese Fragen, korrigierender Funde.

Besonders in der Umgegend von Kap Tyrrell und dem Porfyrfjeld wurden die Sedimente untersucht. Diese waren im Frühjahr 1932 aus der Entfernung für unterpermische Kalksteine und Dolomite gehalten worden. (Vgl. auch L. KOCH, 45, S. 99). In der erwähnten Arbeit wurden sie »Upper Carboniferous-Lower Permian« genannt. Sie besitzen nämlich einen ähnlichen Habitus wie die erwähnten unterpermischen Gesteine, welche an der Westseite des Nathorstfjordes so häufig sind. Es zeigte sich jedoch nunmehr, dass diese Schichten weiter südlich von Sandstein mit devonischen Vertebratenresten überlagert werden. Weiterhin zeigte es sich, dass die roten und grünen Schiefer an der Basis des Kap Tyrrell (vgl. unten) unter der Kalkdolomitserie noch älter waren. Die scheinbare Diskordanz zwischen den unteren Schiefen nebst den wohlverfestigten sandigen Bänken und dem Kalkstein ist auf disharmonische Faltung zurückzuführen.

Es zeigte sich weiterhin, dass das Streichen der Faltung der älteren, stark gefalteten Schichten mit den Strukturen der jüngeren (devonischen) schwächer gefalteten nicht übereinstimmt.

Es muss daher ein grosser Teil dessen, was NOE-NYGAARD (54) als Devon und Karbon ansah, einer Sedimentfolge von wesentlich höherem Alter zugeschrieben werden.

Dieser ältere Sedimentkomplex besteht überwiegend aus Schiefer, Kalkstein und Dolomiten und aus Quarziten. Er ist stark gefaltet und älter als die Eruptivtätigkeit, die das Hauptobjekt dieser Abhandlung ist. Er ist durch eine ausgeprägte Diskordanz von den devonischen Sedimenten getrennt (vgl. unten). Hieraus scheint mit Sicherheit hervorzugehen, dass wir es mit einem östlichen Äquivalent der weiter westlich gelegenen Eleonore-Bay-Formation zu tun haben.

Die devonischen Sedimente nehmen so in Wirklichkeit nur das südliche Drittel der Halbinsel ein, begrenzt von einer halbkreisförmigen Linie im Norden, die in der Topographie des Tales zwischen der südlichen Bucht der Doublettvig und dem Aalborgfjord sowie in der des Tales vom innersten Teil dieses Fjords zum Carlsbergfjord deutlich hervortritt (s. Fig. 1).

Die Untersuchungen des Sommers 1934 beschränkten sich im wesentlichen auf den nordwestlichen und westlichen Teil der Halbinsel; deshalb soll erst eine kurze Darstellung der Verhältnisse in diesem am besten untersuchten Gebiet gegeben werden.

Beginnen wir hier im Nordwesten, so zeigt es sich, dass Kap Tyrrell-Porfyrfeld im unteren Teil aus einer von einer Kalkstein-Dolomitfolge überlagerten Schieferserie besteht. Der ganze Komplex stellt eine Antiklinale mit einem Axialgefälle von ca. 10° SW dar. Wegen der hier auftretenden Magmagesteine (s. S. 30) sind die Verhältnisse im Porfyrfeld ziemlich verwickelt. Das untenstehende Profil, das einen Begriff von der Schichtfolge dieses Vorkommens geben soll, wurde an der Südseite des Kap Tyrrell-Berges, ca. 500 m von der östlichen Seite des Nasthorstfjordes entfernt, ausgemessen.

- 0—76 m. Marine Terrassen und Schutt.
- 76—216 m. Rote und grüne, feingeschichtete Schiefer mit dünnen, gut verfestigten Sandsteinbänken. Die ganze Serie ist gefaltet und von Gleitflächen durchsetzt. Das Streichen läuft von Nordosten nach Südwesten mit ca. 18° Neigung NW. 198 m: Eine etwas dickere, harte, rote Bank eines dolomitischen Gesteins.
- 216—266 m. Das Gestein der darunter liegenden Serie wechsellagert mit einem hellen, graugelben Dolomit mit charakteristischer, rostgelber Verwitterungsfarbe. Nach oben hin überwiegen die Dolomitbänder, sodass sie schliesslich über den Schiefer dominieren.
- 266—350 m. Ein sehr ausgeprägter, steil abfallende Wände bildender, harter Kalkstein mit dazwischengelagerten dünnen, dolomitischen Bändern. Im unteren Teil überwiegen hellere, graue Farben, nach oben hin ist die Farbe beinahe schwarz. Die Schichten spalten mit unregelmässig buckliger Fläche. »Pseudofossilien« in Form von kleinen kreisförmigen oder elliptischen Körpern aus einer flintartigen Substanz sind häufig. In der ganzen Folge sind dünne, weisse, unregelmässig gewundene Kalzitbänder gewöhnlich. Ausser diesen finden sich auch Bänder gleichen Materials parallel zur ursprünglichen Schichtung. Sie können mehrere Zentimeter dick werden.
- 350—370 m. Unten dominieren gelbe Dolomite in dickeren, harten Schichten; nach oben hin in Wechsellagerung mit dünnen Bändern eines grünlichen Schiefers. Diese Schieferschichten erreichen eine Dicke bis zu 30 cm.
- 370—480 m. Ein gelblicher dolomitischer Schiefer mit dünnen, roten Bändern des gleichen Materials. Nach oben zu überwiegen hellere, gelbliche oder beinahe weisse Farben.
- 480—490 m. Ein harter, beinahe schwarzer, etwas bituminöser Kalkstein mit weissen Kalzitadern.
- 490 m bis Gipfel. Überwiegend weisse, dolomitische Kalksteine, oft mit rosa Kalzitadern. Der ganze obere Teil des Berges besteht aus Schutt aus diesem Material.

In Richtung auf den Davysund und die Mündung des Nathorstfjords zu senken sich die oberen Serien auf niedrigere Höhen (s. Fig. 18 bei NORDENSKJÖLD, 56). Hinter dem Gipfel des Porfyrfelds sieht man die Kalksteinserie im anderen Schenkel der Antiklinale (s. Fig. 7 u. 10).

Unter den Eruptiven an der Südseite des Porfyrfelds (s. Fig. 11) treten

dunkle Schiefer mit Bändern aus einem weisslichen oder rötlichen Quarzit zu Tage. Augenscheinlich sind die Einzelheiten der tektonischen Verhältnisse hier sehr kompliziert, vielleicht teilweise auf Grund magmatischer Tätigkeit. Eine dicke Schicht von Verwitterungsprodukten, sowie eine Anzahl von Moränen tragen zur Verschleierung des Bildes bei.

Geht man von der Westküste Canning-Lands nach Osten, so sieht man bereits aus der Entfernung, dass die Hauptmenge der Sedimente längs des Aalborgfjords und der Aarhus-Bucht aus dunkelfarbigem Gesteinen besteht; wenn man nach in-situ-Beobachtungen an verschiedenen randlichen Stellen des Gebietes urteilen darf, im wesentlichen aus dunklen Schiefeln.

Leider wurde das Streichen und Fallen längs der Aarhus-Bucht 1932 nicht gemessen, da die Berge verhältnismässig weit im Innern des Landes liegen, und da das Küstengebiet im zeitigen Frühjahr eine dicke Schneedecke aufwies.

Am Südrande des Verbreitungsgebiets, nämlich in dem früher besprochenen Tal, das die Sedimente der Eleonore-Bay-Formation von den devonischen Sedimenten trennt, ist das Fallen beinahe genau südlich, was auch für die Nordseite der Kap Fletcher-Halbinsel gilt. Hier dominieren Kalkstein-Dolomitserien, im Osten von Schiefer unterlagert. In diesen Schiefeln fand der Verfasser am östlichsten Punkt der Halbinsel Rippelmarken.

Ein kleines, von Kalkstein überlagertes Schiefervorkommen, das denjenigen am Kap Tyrrell sehr gleicht, wurde unter dem Devon im Innern des Aalborgfjords festgestellt. Diese Lokalität stellt eine direkte Fortsetzung der Schichtserie längs der Südküste des Aalborgfjordes dar.

Die Sedimente, die an der Südküste von Kap Fletcher von Eruptiven umgeben sind, bestehen aus hellfarbigem Kalksteinen und Dolomiten (s. 56, S. 196 sowie Fig. 3).

Über die tektonischen Verhältnisse im nördlichen und östlichen Canning-Land weiss man zur Zeit wenig, da das Beobachtungsmaterial unzureichend ist¹⁾.

Soweit man es aus der Entfernung beurteilen kann, scheint hier, ebenso wie im Kap Tyrrell-Gebiet eine ungefähr nordost-südwestliche Streichrichtung vorzuliegen.

Die Kalkstein-Dolomitserie erweist sich überall, wo Beobachtungen vorliegen, als jünger als der Schiefer. Die Quarzite kommen als untergeordnete Bänder von wechselnder Dicke in der Schieferserie an verschiedenen Lokalitäten vor; es besteht aber die Möglichkeit, dass sie an noch unerforschten Strecken eine eigene Schichtserie bilden.

¹⁾ Wegen eines Motorschadens musste im Sommer 1934 eine geplante Motorbootstour nach der Nord- und Ostküste aufgegeben werden.

Die Mächtigkeit der ganzen Formation muss sehr bedeutend sein, in jedem Fall auf Canning-Land sicher über 1000 m. Der ganze Komplex ist stark prädevonisch (kaledonisch?) gefaltet.

Zum Schluss muss darauf aufmerksam gemacht werden, dass selbstverständlich eine Möglichkeit vorliegt, dass im nordöstlichen, inneren Canning-Land sich unter den hier dominierenden, dunklen, schiefrigen Gesteinen jüngere Sedimente finden können. Man braucht in dieser Verbindung bloss an die auf der Wegener-Halbinsel neuentdeckten, mitteldevonischen Schichten zu denken (54, S. 21—24), deren petrographische Beschaffenheit lokal den Schiefen der Eleonore-Bay-Formation so sehr ähneln kann, dass es aus der Entfernung unmöglich war, zu entscheiden, mit welchem der beiden Gesteine man es zu tun hat.

Ähnliche Schiefergesteine sind neuerdings von KRANCK (49) vom Hurry-Inlet beschrieben und mit Vorbehalt zum Kambro-Ordovizium gestellt worden.

Die Eruptivgesteine von Canning-Land.

Eine Serie von Magmagesteinen, deren Behandlung Hauptaufgabe dieser Arbeit ist (s. Kap. 3—9), durchdringt die oben beschriebenen Sedimente und ist jünger als deren Hauptfaltung, da sie deren Struktur durchschneiden.

Die extrusiven Glieder der Serie finden sich auf sekundärer Lagerstätte in den jüngeren Decksedimenten (s. S. 104).

Devon.

Die devonischen Schichten nehmen, wie schon flüchtig angedeutet, den grössten Teil des südwestlichen Canning-Lands ein, d. h. den ganzen Bergkomplex Hestekofjeld—Kollen-Berg. Im Frühjahr 1932 wurden Teile des Gebietes von der Seite am Carlsbergfjord aus untersucht; 1934 wurden Untersuchungen vom Nathorstfjord her vorgenommen. Der Charakter der Sedimente und ihre durchweg helleren, grauen oder rötlichen Farben scheinen zu bestätigen, dass wir uns auf einer anderen Stufe des Devons befinden als am Ravnfjeld auf der Wegener-Halbinsel (54). Einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit der Serie erhält man am besten, indem man die ausgemessenen Profile betrachtet.

Wir wollen hier erst ein Profil betrachten, das an der Nordwand des Hestekofjelds ausgemessen wurde:

- 0— 43 m. Marine Terrassen und Schutt.
- 43—ca. 100 m. Magmagesteine (Porphyre).
- ca. 100—111 m. Terrasse mit Vegetationsdecke.
- 111—132 m. Schutt.
- 132—147 m. Zu unterst kommt ein helles, graues Arkose-Konglomerat, reich an kantigen Feldspatkörnern. Abgesehen von einigen grünen Ton-

geröllen bestehen die vorherrschenden Konglomeratbrocken aus porphyrischen Gesteinsarten, die den im unteren Teil des Profils blossliegenden Porphyren stark ähneln. Das Konglomerat geht nach oben zu in einen grobkörnigen, hellgrauen Sandstein über, der schliesslich mit grünem Schiefer wechsellagert. In dieser Sandsteinserie finden sich etliche kleine Gerölle von Porphyren gleichen Aussehens wie im Basalkonglomerat. Dünne, weisse Kalkspatadern durchziehen diese Abteilung in allen Richtungen. Das Fallen der Sandsteinserie wurde zu 34° S. 40° W. gemessen.

- 147—195 m. Überwiegend rote, schiefrige Sandsteine. In dem roten Sandstein sieht man oft Bänder eines grauen oder grünlichen Schiefers. Wenn auch die rote Farbe im Sandstein vorherrscht, so finden sich doch verschiedene hellgraue Schichten, was deutlich in einer steilen Scharte nach dem Nathorstfjord zu zu sehen ist, wo ein Teil des Profils ausgemessen wurde.
- 195—337 m. Graue und grünliche Sandsteine in Wechsellagerung mit dünnen, schiefrigen Schichten. Das Streichen stimmt mit dem weiter unten im Profil gemessenen überein, das Fallen ist jedoch etwas geringer, nämlich 24° S.W.
- 337—403 m. Wechsellagernder roter und grauer Sandstein. Der Gipfel selbst besteht aus einer grauen Bank in einer sonst überwiegend roten Gesteinsfolge. Der obere Teil enthält Vertebratversteinerungen. In 337 m Höhe wurden die untersten fossilführenden Schichten gefunden. Der Gipfel liegt 403 m ü. M.

Während des Abstieges an dem zentralen Teil des Bergrückens, halbwegs zwischen Nathorstfjord und Aalborgfjord, wurden die Porphyre in einer Höhe von 143 m ü. M. angetroffen, sodass die Devonschichten an dieser Stelle eine Schichtenfolge von ca. 250 m darstellen. Jedoch ist der Kontakt zwischen dem Devon und den darunterliegenden Porphyren, sowie deren unterer Teil von Schutt verdeckt.

Ausser in situ in den oberen Schichten wurden Fossilien in geringeren Höhen im Schutt gefunden. Es handelt sich um Knochen-Bruchstücke und Fischschuppen. Es kann weiterhin erwähnt werden, dass auch Pflanzenversteinerungen gefunden wurden, unter anderem ein einzelnes Stammstück von bedeutender Grösse, mehr als 25 cm lang und 10 cm dick.

Längs der Küste des Nathorstfjords kann diese Schichtfolge anscheinend ohne Unterbrechung über die ganze Strecke, von dem eben beschriebenen Vorkommen bis zu den westlichen Teilen des Kollen-Berges, verfolgt werden, wo sie das Meeresniveau erreicht und verschwindet (s. Fig. 3). Gute Aufschlüsse, wo Profile verhältnismässig leicht aufgenommen werden können, finden sich in dem sich von Nordwesten nach Südosten erstreckenden Tal am Hesteskofjeld und im Tal zwischen diesem Berg und dem Kollen-Berg.

An der Südseite des ersteren Tales bestehen die untersten Schichten, die bis zu einer Höhe von 170 m frei von losen Ablagerungen sind, aus grobem Sandstein. Hierin fand sich an ein paar Stellen verkohltes Holz.

An der Ostseite des Kollen-Berges wurde folgende Schichtserie ausgemessen:

- 0— 50 m. Mit Vegetation bedeckter Abhang.
- 50—136 m. Schutt, aus verschiedenen roten und grauen Sandsteintypen bestehend.
- 136—246 m. Eine überwiegend grünliche Sandsteinserie mit ausserordentlich schlecht erhaltenen Fischversteinerungen. Zwischen den grauen und grünlichen Bänken, die oft grünliche Tongerölle enthalten, treten dünne, rote Schichten auf. Der obere Teil der Serie ist mehr ausgesprochen grau als der untere. Oben ist das Fallen 45° S. 35° W. (am nördlichen Ende des Berges gemessen).
- 246 m. Ausgeprägte Winkeldiskordanz.
- 246—250 m. Konglomerat, $3-5^{\circ}$ S.W. fallend.
- 250—267 m. Fossilführender Kalkstein (Perm).

Leider ist es nicht möglich gewesen, die aufgesammelten Fossilien mit so grosser Sicherheit zu bestimmen, dass das stratigraphische Niveau angegeben werden kann; man muss sich deshalb mit der Bestimmung: Devon begnügen. Da aber ein so überwiegender Teil des ostgrönländischen Devons oberes Oberdevon ist, spricht die Wahrscheinlichkeit dafür, dass wir es auch hier mit oberdevonischen Ablagerungen zu tun haben, umsomehr als die petrographische Übereinstimmung zwischen dem Devon von Canning-Land und dem zeitlich genau festgelegten Mitteldevon auf der Wegener-Halbinsel sehr gering ist.

Marines Unterperm.

In einer schon erwähnten früheren Arbeit (54) wird für diese Ablagerungen die Sammelbezeichnung »Upper Carboniferous-Lower Permian« benutzt. Diese wird hier durch die Bezeichnung Unterperm ersetzt, da mehrere Beobachtungen darauf hindeuten, dass wir es hier mit permischen Ablagerungen zu tun haben (1)¹⁾.

Auf dem Gipfel des südlichen Teils des Hesteskofjelds finden sich Erosionsreste eines hellen, widerstandsfähigen Gesteins. Leider gestattete die Zeit nicht, die Stelle selbst aufzusuchen. Jedoch wurde in einer steilen Rinne an der Südseite des sich von Nordwesten nach Südosten erstreckenden Tales am Hesteskofjeld in 210 m Höhe eine Anzahl verschiedener Gesteinsproben aufgesammelt, die dorthier stammen. Hierunter bemerkt man harte, graue Kalksteine mit weissen Kalkspatadern, oft mit kleinen Kristallen und gelblichen Dolomiten, nicht selten mit gut ausgebildeten Stylolithen. Trotz eifrigen Suchens fanden sich keine Fossilien. Vermutlich handelt es sich jedoch um Schichten, die mit

¹⁾ Wenn hier die Bezeichnung: Unterperm benutzt wird, so geschieht das nur, um in Übereinstimmung mit den neuesten Publikationen in »Meddelelser om Grønland« zu sein. Es leuchtet ein, dass eine Abhandlung, wie die vorliegende, nicht die Stelle ist für Diskussionen über die Grenze zwischen Karbon und Perm, über die sich die Stratigraphen und Paläontologen noch streiten.

den weiter unten beschriebenen vom Gipfel des Kollen-Berges zusammengehören. Die Gesteine von beiden Fundorten weisen sehr grosse Übereinstimmung auf. Da das Liegende der kalkhaltigen Ablagerungen auch im vorliegenden Falle Devon zu sein scheint, kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, dass wir es mit Erosionsresten zu tun haben, die den Sedimenten der unterpermischen Transgression zugehören, die aus anderen Gegenden Ostgrönlands so gut bekannt sind¹⁾.

Ausserdem fanden sich einige erratische Kalksteinblöcke weiter südlich am Nathorstfjord. Sie stammen vermutlich von denselben oder ähnlichen Erosionsresten.

Im obersten Teil des Kollen-Berges fand sich ein Konglomerat, das

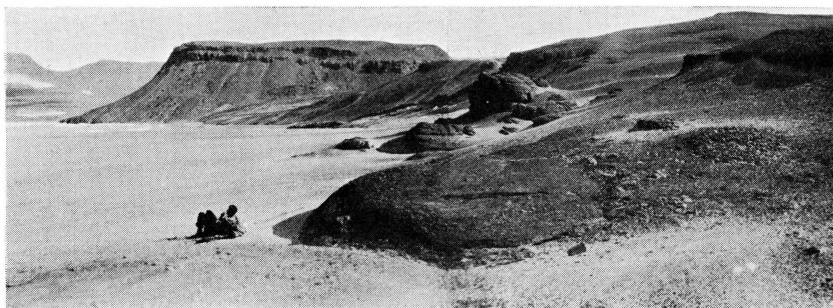


Fig. 3. Der Kollen-Berg, gesehen von Ituidlek. Oben sieht man das unterpermische Konglomerat als eine Steilwand, die sich nach dem Vordergrund fortsetzt (Ostseite von Ituidlek). August 1934.

mit einer sehr deutlichen Winkeldiskordanz auf der devonischen Unterlage aufliegt (s. S. 19). Die Dicke beträgt 4—5 m; das nur 3°—5° betragende Fallen ist südwestlich. Im Frühjahr 1932 wurde das Südende des Kollen-Berges besucht, und hier wurde dasselbe Konglomerat gefunden, das an dieser Stelle den Gipfel des Berges bildet.

Es glückte damals nicht, fossilführende Schichten über dem Konglomerat zu finden. Da die Kalksteinbrocken, die auf sekundärer Lagerstätte im Konglomerat gefunden wurden, und von denen man nun weiss, dass sie der Eleonore-Bay-Formation angehören können, als permisch angesehen wurden, wurde die Ablagerung mit Vorbehalt in denselben Zeitabschnitt gesetzt wie ein Konglomerat auf der Depotinsel im Nathorstfjord. Der auffallendste Unterschied war der, dass im Konglomerat

¹⁾ Die zwei bei NOE-NYGAARD (op. cit. S. 29—30) erwähnten »isolated smaller areas inland« sind dieselben gerade beschriebenen Erosionsreste auf dem Gipfel des Hestekofjelds. Auf der Karte (op. cit. Taf. 1) sind sie jedoch wegen des Fehlens einer topographischen Unterlage für die Geländearbeit zu weit nördlich eingetragen worden. Die Beobachtungen wurden von der Ostseite aus gemacht. Das Fallen ist südwestlich (p. 34).

auf der Depotinsel abgerollte permische Versteinerungen aus dem Liegenden gefunden wurden, während diese im Konglomerat am Kollen-Berg fehlten. Diese Tatsache hat nun dadurch ihre natürliche Erklärung erhalten, dass es sich um Konglomerate von zwei verschiedenen Perioden handelt.

Da es sich nach den Untersuchungen im Jahre 1934 gezeigt hat, dass das Konglomerat des Kollen-Berges von fossilführenden Schichten mit unterpermischen Versteinerungen überlagert wird, so kann über sein Alter kein Zweifel herrschen. Wenn diese höheren Ablagerungen bereits 1932 entdeckt worden wären, wäre die irrtümliche Altersbestimmung der »Cape Fletcher Series« bereits damals konstatiert worden.

Im basalen Teil des Konglomerats beobachtet man grosse, flache, bis zu einem halben Meter lange Sandsteinplatten, die auf der Transgressionsfläche lagern. Augenscheinlich sind diese überhaupt nicht transportiert worden, sondern ganz einfach ausgewittert und in die neue Schichtenfolge eingelagert worden. Im Konglomerat finden sich Gerölle folgender Gesteine: Quarzite, Dolomite und Kalksteine (Eleonore-Bay-Formation), rote und graue Sandsteine (Devon), überwiegend jedoch Porphyre, und zwar im wesentlichen Typen, die mit den anstehenden Vorkommen der »Cape Fletcher Series« gut übereinstimmen (s. unten). Weiterhin findet man eine grosse Anzahl von Geröllen roter, oft porphyrischer Granite.

Es ist bemerkenswert, dass es augenscheinlich in dem unteren Teil des Erosionsrestes auf dem Hestekofjeld keine Parallele zu dem Konglomerat am Kollen-Berg gibt, d. h. dass nichts derartiges in dem entsprechenden Schuttmaterial gefunden wurde. Starker lokaler Wechsel in der Entwicklung des marinen Unterperms ist auch im nördlicheren Ostgrönland eine wohlbekannte Erscheinung, so z. B. in der Gegend um die Gael-Hamke-Bucht und auf der Clavering-Insel (vgl. 24, 26, 55).

Das vermessene Profil zeigt die Auflagerung des Kalkstein-Dolomits in 250 m Höhe. Es zeigen sich keine grösseren petrographischen Variationen innerhalb der an dieser Stelle nur 17 m dicken Ablagerung, die den Gipfel des Nordendes des Berges bildet. Folgt man dem schwachen südwestlichen Fallen des Konglomerats in westlicher Richtung im Innern des Nathorstfjords, so sieht man, dass die Kalksteine bald verschwinden und dass sich nur das Konglomerat bis zu den kleinen Hügeln an der Ostseite des Ituidlek fortsetzen (s. Fig. 3).

Die fossilführenden Schichten sind meistens weisslich oder gelblich gefärbt. Man kann keine ausgeprägte Schichtung feststellen. Das Gestein ist so gut wie massiv und zerbröckelt in kleine, parallelepipedische Brocken. Der Fossilreichtum ist gross, und das ganze Plateau ist mit losen Versteinerungen übersät. Es wurde ein recht bedeutendes Material aufgesammelt, das leider noch nicht paläontologisch bearbeitet worden

ist. Es kann aber als sicher angesehen werden, dass es sich um das gewöhnliche marine Unterperm handelt (FREBOLD: Schwagerinenhorizont), das vom Ravnefjeld und Komait auf der nahegelegenen Wegener-Halbinsel westlich vom Nathorstfjord so gut bekannt ist (s. 54, S. 28—39).

Depot-Island-Formation.

Die hier besprochenen Ablagerungen, die auf Canning-Land nicht anstehend bekannt sind, sondern westlich davon auf der Depot-Insel im Nathorstfjord liegen (s. 45, 64, 25, 54), werden in diesem Zusammenhang nur erwähnt wegen ihres Gehaltes an Konglomeratgeröllen in den unteren Schichten. Diese Gerölle bestehen aus Porphyren von ganz gleichem Typus, wie sie nun auch aus dem Devon und Unterperm bekannt sind (vgl. oben). Ihr Vorkommen hier ist zuerst von KOCH erwähnt worden (op. cit.).

Eotrias.

Eotriassische Ablagerungen finden sich längs der Westseite des Carlsbergfjordes, längs des inneren Nathorstfjordes (mit Nordenskjöld-Berg) und auf der Wegener-Halbinsel. Die Altersbestimmung wurde von Dr. L. F. SPATH vorgenommen (67, 54). Auch diese Ablagerungen werden hier nur erwähnt, weil sie zahlreiche Konglomerathorizonte mit Porphyrgeröllen enthalten.

Tertiäre Basaltgänge.

An der Nordküste von Kap Wardlaw wurden einige dünne, basische Gänge beobachtet. Sie bestehen aus einem feinkörnigen Basalt, der hier und da kleine mandelförmige Pyritknollen enthält. Der Kap Wardlaw-Berg ist im Osten ganz durchsetzt von dünnen Gängen von gleichem Habitus. Ihr Streichen ist N—S oder NW—SO. Ausserdem sieht man einen einzelnen Gang im Hesteskofjeld, wo er das Devon durchdringt. Auch vom Kap Fletcher wurde das Auftreten von tertiärem Basalt mitgeteilt (s. NORDENSKJÖLD 56, S. 205).

Weiter westlich und südlich sind basaltische Gänge und Lagergänge zahlreicher (s. KOCH 45 und NOE-NYGAARD 54).

3. DIE ERUPTIVGESTEINE VON CANNING-LAND

Einleitung.

Wir gehen in diesem Abschnitt zu den Magmagesteinen über, und zunächst sollen die Hauptfundorte besprochen werden: Kap Fletcher, Nordosthang des Hesteskofjelds und Porfyrfjeld; desweiteren werden einige kleinere Vorkommen von hypabyssischen Gesteinen nebst einigen etwas jüngeren, dunklen Gängen behandelt werden, ebenso wie auch Kap Wardlaw beschrieben werden soll (vgl. die Karte Fig. 2).

Die Gesteine der oben erwähnten Lokalitäten sind von etwas verschiedenem Charakter. So kann man unterscheiden zwischen 1) den plutonischen Gesteinen, vertreten durch den »Kap Wardlaw-Komplex«, 2) den hypabyssischen Gesteinen, vertreten durch einige kleine Massive im nordwestlichen Canning-Land und die Extrusiv-Gesteine, die beim Kap Fletcher, am Hesteskofjeld und am Porfyrfjeld auftreten, und schliesslich 3) die Gänge.

Innerhalb der hier skizzierten vier Gruppen war es möglich, eine gewisse Gesetzmässigkeit und Zusammengehörigkeit zu finden; aber eine einheitliche Darstellung der genetischen Beziehungen zwischen den anscheinend mehr oder weniger isolierten Abteilungen zu geben, ist noch nicht möglich. Es ist daher denkbar, dass zukünftige Untersuchungen dazu führen werden, eine etwas andere Abfolge der Eruptiv-Gesteine anzunehmen als hier angegeben wird.

Der »Kap Wardlaw-Komplex«, der früher von NOE-NYGAARD (54, S. 14—16) kurz beschrieben wurde, besteht aus plutonischen Gesteinen. Innerhalb der hier vorhandenen granitisch-granodioritischen Tiefengesteinsgruppe kann man unterscheiden:

Leukogranit — Biotitgranit — Granodiorit.

Diese Gesteine, welche den Hauptteil des Massivs ausmachen, werden von einer Reihe alaskitischer Adern durchsetzt; im Hauptgestein findet man ausserdem einige Xenolithe und einige kleine Segregationen.

Auf die Beziehungen zwischen den Kap Wardlaw-Gesteinen und den

Extrusiv-Gesteinen (vgl. unten) können aus dem vorhandenen Material keine sicheren Schlüsse gezogen werden, da Kontakte zwischen diesen beiden Gruppen nicht beobachtet worden sind. Es kann deshalb nicht sicher entschieden werden, ob die Entstehung derselben zeitlich eng mit einander verknüpft ist, oder ob vielleicht ein bedeutender Zeitraum dazwischen liegt.

Die verhältnismässig grossen gegenseitigen Übereinstimmungen in chemischer und mineralogischer Beziehung scheinen allerdings auf einen nicht geringen Grad von Verwandtschaft hinzudeuten. Es erhebt sich dann die Frage, ob das Kap Wardlaw-Massiv einer früheren (möglicherweise kaledonischen) Eruptivphase zugehört, oder ob die Porphyre die älteren sind. Solange man nur von Wahrscheinlichkeitsbeweisen reden kann, hat der Verfasser sich für die erste Alternative entschieden, und zwar nach Analogieschlüssen von anderen Gegenden Ostgrönlands. Die Extrusivgesteine der drei Hauptlokalitäten fallen von einem Punkt im Nordosten aus ab, der ungefähr mit dem Schwerpunkt des Kap Wardlaw-Massivs zusammenfällt. Aus diesem Grunde könnte man annehmen, dass die Porphyre ursprünglich eine ungefähr horizontale Lage eingenommen haben und dass die eindringenden Plutonite im Nordosten eine Hebung jüngerer Datums bewirkt haben könnten. Da wir uns aber in einem orogenen Gebiet befinden, kann verschiedenes Axialgefälle der gefalteten Eleonore-Bay-Formation, herbeigeführt durch einen — vielleicht schwächeren — Faltungsprozess, der jünger war als die Eruptivtätigkeit, ein unterschiedliches rezentes Erosionsniveau bewirkt haben und auf diese Weise zu einem etwas verzerrten Bilde führen. Weiterhin kann man sich vorstellen, dass eine ungleichmässige Hebung verschiedener Gebiete oder Blöcke im Tertiär die gegenwärtige hohe Lage der plutonischen Gesteine im Kap Wardlaw-Gebiet herbeigeführt haben können. Trotzdem sich der Verfasser über die Unsicherheit in der relativen Altersbestimmung im klaren ist, sollen hier die Plutonite als erste Reihe beschrieben werden.

Als zweite Reihe werden die Extrusivgesteine mit ihren verschiedenen Gesteinstypen behandelt.

Wir wollen hier erst einen Blick auf die hypabyssische Gruppe werfen. Diese besteht aus porphyrischen Graniten und Granitporphyren, welche in kleinen Massiven oder als gangartige Eruptivkörper auftreten. Obwohl es nicht möglich war, den kontinuierlichen Übergang zwischen diesen Gesteinen und denjenigen, die unten als Extrusivgesteine beschrieben werden sollen, zu verfolgen, so wird hier angenommen, dass sie eng mit einander verknüpft sind. Da die hypabyssischen Gesteine sich in der unmittelbaren Nachbarschaft des überwiegend extrusiven Gebiets des Porfyrfjelds (vgl. S. 40) befinden, d. h. beinahe unterhalb desselben, so hat der Verfasser sie zusammen mit den Porphyren als eine besondere

Abteilung behandelt, sie mit anderen Worten als kleine, mehr oder weniger periphere Massive oder vielleicht auch als Zufuhrkanäle zu den Oberflächengesteinen aufgefasst.

Man kann in diesem Zusammenhang nicht die Möglichkeit von der Hand weisen, dass es sich bei der hypabyssischen Gruppe um Ausläufer des oben beschriebenen Kap Wardlaw-Massives handeln kann, dessen Westgrenze sehr unregelmässig verläuft und zahlreiche Gänge und Ausläufer aufweist (vgl. Fig. 5).

Die grösste und vielseitigste, zugleich auch die zuerst bekannt gewordene Eruptivgesteinsgruppe des Canning-Landes ist die vulkanische. Vertreter dieser Gruppe sind bereits von NORDENSKJÖLD (56) beschrieben worden. NORDENSKJÖLD unterscheidet zwischen verschiedenen Unterabteilungen, welche jedoch nicht scharf von einander getrennt, sondern durch oft fast kontinuierliche Übergänge verbunden sind. Aus Gründen der Übersichtlichkeit hat der Verfasser in der folgenden Beschreibung ebenfalls eine Unterteilung der Gesteine (Porphyre) vorgenommen (vgl. S. 58). In Verbindung mit den Porphyren findet man vulkanische Bomben, pyroklastische Sedimente, Eruptiv-Breccien und anderes nebst aschigen Gängen. Die Hauptmasse der Porphyrgesteine gehört zu den Oberflächengesteinsgruppen:

Rhyolith — Latit — Andelatit,

in der Weise, dass Variationen von Rhyolith nach Rhyodazit und Trachylatit auftreten, und dass einige von den am stärksten mafisch betonten Andelatiten als Mela-Andelatite zu bezeichnen sind. Eine regelmässige Abfolge im Verlauf der Extrusion in der einen oder anderen Richtung scheint sich nicht feststellen zu lassen; eher muss man an eine Reihe von Schwingungen von acid nach basisch denken und umgekehrt, Verhältnisse, die bei ganz ähnlichen Gesteinen unter anderem von Schottland wohl bekannt sind (vgl. Kap. 8 S. 138). Zu der Reihe der Extrusivgesteine muss man weiterhin einige Gänge von dellenitischer bzw. »lamprophyrischer« (NORDENSKJÖLD) Zusammensetzung zählen.

Was hier als zweite Reihe beschrieben wird, können wir folgendermassen zusammenfassen: Vulkanische Phase, 1) die hypabyssische Gruppe und 2) die eigentliche Extrusivgruppe, die in eine grössere Anzahl von Unterabteilungen zerfällt.

Jünger als die Extrusivgesteine sind eine Reihe unbedeutenderer Intrusionen, vertreten durch diskordante Gänge von meist gradlinigem Verlauf. Auch von diesen wurde ein Kontakt mit dem Kap Wardlaw-Komplex nicht beobachtet. Die Gänge treten in einem grossen Teil von Canning-Land zu Tage, sie sind jedoch noch nicht mit Sicherheit im Devongebiet festgestellt worden (s. S. 97). Sie variieren etwas in der

Farbe und Zusammensetzung, werden aber hier als eine dritte Reihe zusammengefasst: die Reihe der kleineren Intrusionen.

Auf den folgenden Seiten werden die drei hier aufgestellten Hauptgruppen behandelt, und zwar in der Weise, dass für jede einzelne zunächst die Verhältnisse im Gelände und dann die Gesteine selbst beschrieben werden. In einigen Fällen geschieht dies in etwas summarischer Weise, in anderen Fällen durch die Besprechung einiger besonders charakteristischer Dünnschliffe. An den entsprechenden Stellen der Beschreibung wird die chemische Analyse angeführt, deren Diskussion jedoch einem späteren Kapitel vorbehalten wird (s. S. 119).

I. Die plutonische Reihe.

Kap Wardlaw-Komplex.

Während der Geländearbeit im Frühjahr 1932 wurde das nordöstliche Canning-Land zweimal aufgesucht. Diese beiden Besuche waren jedoch von kurzer Dauer (54, S. 8). Hier wurden kristalline Gesteine gefunden, von welchen eine kurze Beschreibung gegeben wurde (op. cit. S. 14—16). Der Verfasser fasste damals die Gesteine des »Kap Wardlaw-Komplexes« als die primäre Unterlage der darüberliegenden Schichtserien auf. Ein neuer Aufenthalt auf Canning-Land im Sommer 1934 zeigte indessen, dass dieses nicht der Fall ist, indem die plutonischen Gesteine hier die überliegenden Sedimente durchdringen.

Von der Seeseite, d. h. von der Mündung des Carlsbergfjords aus, sieht man im Sommer schon aus einiger Entfernung, dass die hellen Magmagesteine, die sich auffällig von den dunklen Sedimenten abheben, zahlreiche Ausläufer und Gänge aussenden, die die darüberliegenden Schichtserien durchdringen. Die auf der Karte (Fig. 2) nur in grossen Zügen dargestellte Westgrenze des gesamten Eruptivkörpers ist auf Beobachtungen vom Flugzeug aus begründet. Desweiteren wurden von verschiedenen Bergen des nordwestlichen Canning-Landes Beobachtungen über Einzelheiten der Verteilung von Magmagesteinen und Sedimenten im Inneren der Halbinsel gemacht.

Die Ausdehnung des Kap Wardlaw-Komplexes ist ungefähr 5×7 km; seine Form ist ziemlich unregelmässig. Der Aufschluss an der Nordseite des Aalborgfjords, den der Verfasser früher als die westliche Grenze der Eruptive ansah, setzt sich in westlicher Richtung fort und steigt nach hier an. Am Rande des Komplexes findet sich jedoch ein kleineres isoliertes Sedimentgebiet, wie man es auf englisch ein »roof pendant« nennt,

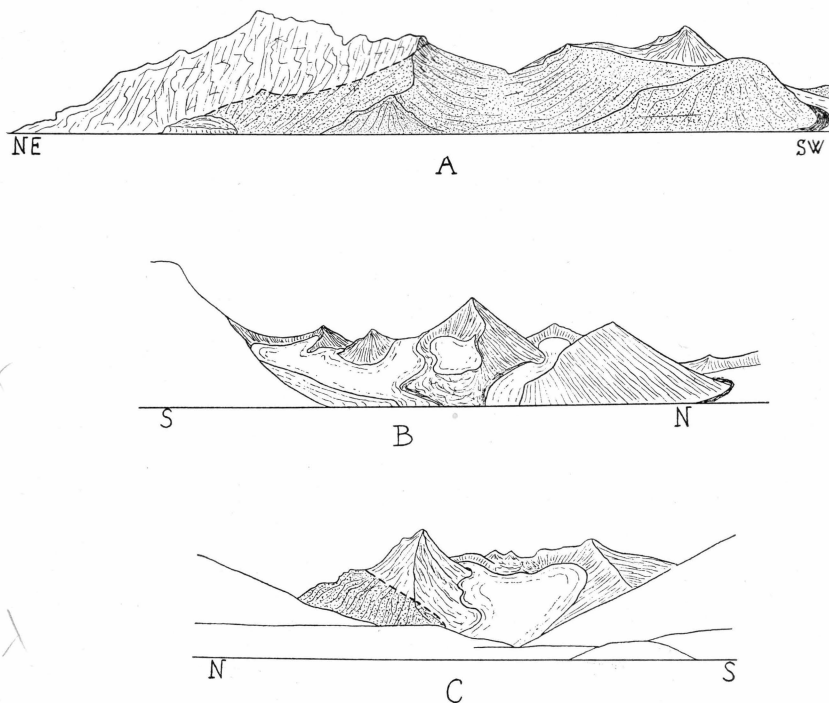


Fig. 4. Drei Skizzen des Kap Wardlaw-Gebietes: A. Die Verhältnisse an der nord-westlichen Kontaktfläche in der Aarhus-Bucht. B. Die Gegend am Bowen-Berg, gesehen vom Carlsbergfjord zwischen Kap Allén und Kap Wardlaw. C. Bowen-Berg von Westen gesehen. (Punktiert: Sedimente (Eleonore-Bay-Formation), weiss: Eruptivgesteine.)



Fig. 5. Bowen-Berg etwa von Westen gesehen. Man sieht die hellen, unregelmässig verlaufenden Gänge in den dunklen Sedimenten.

einen Erosionsrest einer ehemaligen Decke, die sozusagen auf dem Granit schwimmt.

Dieser kleine, injizierte Eruptivkörper, der aus plutonischen Magmasteinen — Granit — besteht, kann am ehesten als ein »Stock« bezeichnet werden, da das Wort »Boss« in DALY'S Terminologie (20, S. 113) regelmässige und mehr abgerundete Formen fordert.

Das Gestein ist massig, jedoch sieht man eine lokal recht ausgesprochene Bankung, sowohl im nördlichen wie im südlichen Teil des Gebietes. Die Bankungsflächen streichen beinahe genau O—W und fallen mit von Ort zu Ort etwas wechselnden Winkeln 50°—80° N ein (54, S.14).

Die Kontakte, die nur aus der Entfernung beobachtet wurden, scheinen ziemlich scharf zu sein. In der ganzen Erstreckung des Carlsbergfjords macht die Bergwand einen einheitlichen Eindruck; die Farbe ist hellgrau, und man sieht nur lokal schwach hellrötliche Verwitterungsfarben. Einschlüsse wurden an der Nordküste in der Nähe des Kontaktes in der Aarhus-Bucht gefunden, und aplitische Schlieren wurden an derselben Stelle beobachtet. Wir gehen nun zu einer Beschreibung der Gesteine über.

U. d. M. erscheinen die Mineralien der vorliegenden Gesteine recht frisch, nur die Feldspäte können intensiv serizitisiert sein. Das Gestein hat die gewöhnliche Textur von Graniten vom hypautomorph-körnigen Typ, mit Übergängen zu xenomorph-körnigen in den saureren (aplitischen) Varietäten.

Die Gemengteile sind: *Quarz*, *Kalifeldspat (Mikroclin)*, *Oligoklas/Andesin*, *Biotit* und die üblichen akzessorischen Gemengteile. Hierzu kommt etwas *Amphibol* — in einigen Fällen mit *Pyroxenkernen* — in den basischeren Typen.

Die Volumenprocente der Komponenten der Hauptgesteine sind aus Tabelle 1 ersichtlich:

Tabelle 1.

Präp.	1	2	3	4	5	6
Quarz	42,8 %	36,6 %	36,0 %	31,7 %	27,3 %	22,7 %
Kalifeldspat	52,5 %	50,4 %	44,6 %	44,6 %	32,2 %	17,4 %
Plagioklas	4,2 %	9,3 %	13,3 %	16,9 %	13,7 %	35,7 %
Biotit	} 0,5 %	3,5 %	5,8 %	6,7 %	21,3 %	18,0 %
Amphibol	4,8 %	5,6 % ¹⁾
Akzessorische Gemengteile ..		0,2 %	0,3 %	0,1 %	0,7 %	0,6 %

Dichten ($D \frac{17^{\circ}}{4^{\circ}}$):

2.574	2.601	2.615	2.643	2.744	2.759
-------	-------	-------	-------	-------	-------

¹⁾ In diesen Wert eingeschlossen ist eine kleine Anzahl von Pyroxenkernen im Amphibol.

Die Dichten sind hier, wie überall im folgenden, nach dem ARCHIMEDI'schen Prinzip, mit Hilfe einer Waage nach dem System von WALKER und LA TOUCHE, bestimmt. Man bemerkt das gleichmässige Ansteigen der Dichten beim Übergang von den felsischen zu den mehr mafischen Gesteinstypen. Ausser den hier planimetrisch ausgemessenen Dünnschliffen wurden auch zahlreiche andere untersucht, die aber alle in derselben Variationsbreite lagen. Zum grössten Teil handelt es sich um gewöhnliche Biotitgranite, die über hornblendeführende Biotitgranite kontinuierlich in Granodiorite übergehen (vgl. Tab. 1).

Die Mineralien der Gesteine des Kap Wardlaw-Komplexes zeigen die nachfolgend behandelten mikroskopischen Eigenschaften:

Charakteristische Mineralien: *Quarz* erfüllt als das zuletzt auskristallisierte Mineral im allgemeinen die Zwischenräume zwischen den anderen Bestandteilen und ist daher xenomorph. In einigen Fällen ist der Quarz beinah körnig, wenn er nämlich enge Zwischenräume oder Passagen zwischen den Feldspäten in ganz kleinen, äquidimensionalen Individuen ausfüllt. Stellenweise sieht man, dass der Quarz grössere Flächen bedeckt, die keine gleichmässige Auslöschung zeigen. Dies ist meistens darauf zurückzuführen, dass die erwähnten Stellen aus einer grösseren Anzahl von kleineren Individuen bestehen. Andernteils ist die sehr auffällige undulöse Auslöschung, wenn es sich um weniger, grössere Individuen handelt, auf Mörtelstruktur zurückzuführen, indem dann jedes einzelne Individuum aus einem ganzen Mosaik von kleinen Partien mit verschiedenartiger Auslöschung besteht. Ausserdem tritt der Quarz auch in Feldspäten und Biotit in kleinen tropfen- und wurmförmigen Körnern auf. In den grösseren Quarzfeldern sieht man nicht selten kleine, automorphe Biotitschüppchen und leistenförmige Plagioklase. Wenn man die aplitischen Typen ausser Betracht lässt, so macht der Quarz zwischen etwa 23 und 37 Volumprozent der untersuchten Gesteine aus.

Kalifeldspat: Grössere Flächen, die aus Kalifeldspat bestehen, können intensiv serizitisiert sein, sodass die primären Mineraleigenschaften fast verdeckt werden. Es besteht auf diese Weise die Möglichkeit, dass in gewissen Fällen Orthoklas statt des typischen Mikroklin auftreten kann. Die kleineren Individuen haben ein wohl ausgebildetes Mikroklingitter. Kleine bis mittelgrosse Individuen zeigen deutliche Spuren von Kristallbegrenzung, während die grösseren Individuen weit unregelmässiger und ausserdem bisweilen korrodiert sind. Ausnahmsweise begegnet man automorphen Individuen. Perthitische Textur findet man in verschiedenen Dünnschliffen, meist sind aber die eingewachsenen Plagioklase zu klein, um gemessen werden zu können. Die Bestimmung des Anorthitgehaltes zeigte in einem einzigen Fall

sauren Oligoklas. Im Mikroklin treten, wie oben erwähnt, kleine abgerundete Quarzkörner auf. Als Einsprenglinge beobachtet man ausser den akzessorischen Gemengteilen unter anderem automorphe Biotitschuppen. Der Serizit, der gewöhnlich in kleinen Schüppchen auftritt, erreicht stellenweise etwas grössere Dimensionen.

Plagioklas. Im Vergleich zu den Kalifeldspäten hat der Plagioklas beinah überall gute Kristallbegrenzungen. Bisweilen vermitteln aber die geradlinigen Zwillinglamellen den Eindruck einer besser ausgebildeten Automorphie, als sie tatsächlich vorhanden ist. Die Zwillingbildung umfasst sowohl multiple wie doppelte Zwillinge. Auch Periklinlamellen sind nicht selten. Ihr Gehalt von 25 %—40 % An. verweist die Plagioklase in die Oligoklas-Andesin-Reihe. Die gefundenen Anorthitwerte, am Universaltisch ermittelt¹⁾, sind aus Tabelle 2 ersichtlich:

Tabelle 2.

Präp.	1	2	3	4
REINH. ¹⁾ .	30 %, 35 %	29 %, 31 %	.. 22 %	.. 34 %, 32 % ..
2 V(NIK) ²⁾
EBERT ³⁾ 25 %
⊥ PM.	28 % ..	30 %

Präp.	5	6	7	8
REINH. ..	31 % 31 %, 45 %, 39 %, 46 %	38 % ⁴⁾ , 28 % ⁵⁾
2 V(NIK) 44 %, 46 %
EBERT 29 %
⊥ PM. 27 %, 29 % ..	31 %	45 % ⁴⁾ , 35 % ⁵⁾

¹⁾ Siehe Literaturverzeichnis Nr. 60. ²⁾ Nr. 8. ³⁾ Nr. 21. ⁴⁾ Kern. ⁵⁾ Aussenzone.

Der Plagioklas ist im Dünnschliff farblos, aber sehr oft mit Serizit erfüllt. Kleine, kalziterfüllte Partien sind ebenfalls häufig. Wo Mikroklin an Plagioklas grenzt, sieht man oft einen wohlentwickelten Myrmekit von größerem oder feinerem Aussehen. Zonarbildung ist häufig, besonders bei den basischen Gesteinstypen. Einschlüsse von automorphem Biotit beobachtet man gelegentlich, sie sind aber keineswegs so gewöhnlich wie im Kalifeldspat.

Biotit findet sich in grossen, breiten Platten oder, wenn anders geschnitten, in hexagonalen Tafeln. Jedoch sind die Hexagone mehr abgerundet als bei den Einsprenglingen in den unten beschriebenen Ergussgesteinen. Die Farbe ist braun, mit wechselnder Intensität und deutlichem Pleochroismus, welcher von

¹⁾ Mit Ausnahme von den Werten der letzten Reihe (⊥ PM-Schnitte).

α = farblos bis schwach braun < $\beta = \gamma =$ braun
 bis $\alpha =$ hellbraun < $\beta = \gamma =$ dunkelbraun

variiert. Gewöhnlich ist der Biotit einachsig, kann aber bisweilen deutlich zweiachsig sein, wobei ein sehr kleiner Achsenwinkel beobachtet wird. Im grössten Teil der Dünnschliffe ist der Biotit ganz frisch, in einigen erkennt man jedoch eine beginnende Bleichung, die durch das Vorkommen dünner, fast farbloser Lamellen in dem braunen Biotit angedeutet wird. Die Umbildung kann weiter fortschreiten, sodass ein grünlicher Biotit entsteht und zum Schluss Chlorit gebildet wird, meist mit den charakteristischen blauen Interferenzfarben des Penninites. In einzelnen grossen, umgewandelten Biotiten findet man etwas lentikulären Quarz, jedoch kann man kleinere, runde Quarzkörnchen auch in ganz frischen Individuen beobachten. Diese letzteren sind also hier kein Umwandlungsprodukt. Einige von den grössten, länglichen Plättchen sind gebogen. Einschlüsse, besonders von Apatit, Erz und Zirkon sind häufig. Der Zirkon ist oft von einem intensiv gefärbten pleochroitischen Ring umgeben. Titanit ist im Biotit sehr gewöhnlich, entweder in Form kleiner äquidimensionaler Körner an den Enden der Plättchen oder in Form kurzer linsenförmiger Individuen zwischen den Lamellen. Der Titanit kann von Leukoxen umgeben sein. Dünne opake Rutilnadeln sieht man sowohl in frischen wie in umgewandelten Biotiten. In den untersuchten Gesteinen macht der Biotit 3,5 bis etwa 21 Volumenprozent der Dünnschliffe aus. Entweder ist er ziemlich gleichmässig über den ganzen Schliff verteilt, oder er ist in Haufen gruppiert, oft zusammen mit Amphibol.

Amphibol findet sich nur in den dunkleren, teilweise granodioritischen Typen und kann ganz bedeutende Grösse erlangen. Die Kristallgrenzen sind gut in der Längsrichtung, während die Enden schlechter abgegrenzt sind. Unregelmässigkeiten kommen weiterhin vor auf Grund dessen, dass der Plagioklas vor dem Abschluss der Pyribol¹⁾-Periode angefangen hat, auszukristallisieren. Multiple Zwillinge (bis zu 10 in einem Individuum) nach (100) sind häufig (s. Taf. 1 Fig. 2). Den Amphibol sieht man, wie gesagt, oft in Haufen zusammen mit Biotit, und man sieht, dass er hier mit diesem Mineral in der Weise zusammengewachsen ist, dass die Prismenflächen des Amphibols mit den Rissen

¹⁾ Ein von A. JOHANNSEN (41) vorgeschlagener Sammelausdruck für den gewöhnlich angewandten Namen »Pyroxen und (oder) Amphibol«. Er wird hier und im folgenden gebraucht, um zu bezeichnen, dass entweder ein oder beide Mineralien im Gestein vorhanden sind. Wenn sich, wie in den meisten Fällen bei den extrusiven Typen, nur Pseudomorphosen finden und diese ausserdem so stark angegriffen sind, dass man die Kristallgrenzen nur schwer erkennen kann, so ist eine Sammelbezeichnung erforderlich. Daher auch *Biopyribol* für »Biotit und (oder) Pyroxen und (oder) Amphibol«.

im Biotit parallel laufen. Der Amphibol beträgt in keiner der untersuchten Typen mehr als etwa 5 Vol.-% des Dünnschliffs. Im Dünnschliff Nr. 6 in Tab. Nr. 1 finden sich in einigen Individuen kleine, abgerundete Kerne eines stark korrodierten Pyroxens. Einschlüsse von akzessorischen Gemengteilen sind häufig; ausserdem finden sich im Amphibol durch Zirkon verursachte pleokroitische Höfe. Die Farbe ist grünbraun und nicht sehr kräftig. Oft variiert sie beträchtlich im einzelnen Dünnschliff. Das Mineral bekommt so ein »fleckiges« Aussehen, indem ausgebleichene Gebiete unregelmässig in frischer gefärbte hineingreifen. Der Amphibol, in drei Schiffen untersucht, ist eine gewöhnliche Hornblende mit folgenden Eigenschaften:

Tabelle 3.

1.	2.	3.
a = blass grüngelb $< \beta$ = blass braungrün $< \gamma$ = blass olivgrün $c \wedge \gamma = 19,5^\circ$ $2 Va (N_{IK}) = 79^\circ$	a = blass gelbgrün $< \beta$ = blass braungrün $< \gamma$ = olivgrün $c \wedge \gamma = 21^\circ$ $2 Va (N_{IK}) = 73^\circ, 78^\circ$	a = gelbgrün $< \beta$ = braungrün $< \gamma$ = frisch olivgrün $c \wedge \gamma = 18^\circ$ $2 Va (N_{IK}) = 78^\circ, 79^\circ$

Pyroxen: Wie oben erwähnt, findet sich Pyroxen in einem Dünnschliff in Form von Kernen im Amphibol. Diese Kerne sind meistens stark korrodiert und zerlappt. Das Mineral ist ganz farblos. Die Messung von $c \wedge \gamma$ ergab $40^\circ +$; die einzelnen Individuen waren jedoch zu klein und unrein, um eine Messung des optischen Achsenwinkels zu gestatten. Vermutlich handelt es sich um einen gewöhnlichen diopsidischen Augit. Augenscheinlich fing der Pyroxen hier an zu kristallisieren, wurde dann aber später korrodiert und aufgelöst, sodass nur ein kleiner Kern übrig blieb. Danach begann eine neue Kristallisation, und zwar diesmal von Amphibol. In einem einzigen Präparat (Nr. 6 in Tab. 1) sieht man einen zentralen Pyroxen, umgeben von Amphibol, der wieder vollständig von Biotit umgeben ist. Pyroxen findet sich desweiteren in Xenolithen (s. unten, S. 38).

Akzessorische Mineralien:

(*Allanit*) *Orthit:* Dieses Mineral sieht man in den unten beschriebenen aplitischen Schlieren als einzelne Kristallindividuen mit sehr ausgeprägtem Relief, ziemlich starker Doppelbrechung und deutlichem Pleochroismus von hell- zu dunkelbraun.

Apatit ist in allen Gesteinstypen häufig und wird in Form von kleinen Prismen oder hexagonalen Basalschnitten überall in den Schliffen beobachtet, ist jedoch besonders häufig in den Biopyribolen. Gelegentlich sieht man an den breiteren Prismen eine deutliche Spaltbarkeit nach

(0001). Lange Apatitnadeln sind im Biotit nicht ungewöhnlich, sie können beinahe die Länge der Biotitblättchen erreichen.

Granat kommt nur in den Einschlüssen vor (vgl. unten, S. 39) und wird daher als »sekundär« betrachtet, d. h. als dem Granit selbst fremd.

Hämatit findet sich in Form von kleinen, blutroten, schuppenähnlichen Körnchen im Biotit. Sie können beinahe opak sein, erscheinen aber im auffallenden Licht immer rotbraun. Hämatit findet sich nur in wenigen der Dünnschliffe.

Ilmenit: Ebenso wie der Apatit findet sich dieses Mineral reichlicher im Biotit und Amphibol als in den helleren Bestandteilen des Gesteins. Gelegentlich sieht man automorphe Ausbildung, am häufigsten sind jedoch abgerundete oder ganz unregelmässige Körner. Ausserdem finden sich kleine opake Schüppchen oder staubförmige Partikel in den Biotiten. Oft ist der zentrale Teil zu Leukoxen umgebildet. In diesen Fällen kann man mit ziemlicher Sicherheit annehmen, dass wir es mit Ilmenit zu tun haben. Der Leukoxen kann gelegentlich das ganze Mineral ersetzen, das im auffallenden Licht in weisser oder weisslich-rostgelber Farbe erscheint.

Magnetit ist anscheinend ebenso häufig wie der Ilmenit und tritt, wie dieser, besonders in den Biopyribolen auf. Im auffallenden Licht ist er von tiefschwarzer Farbe, umgeben von einem ziemlich schmalen, rotbraunen Eisenoxydrand. Längs den Grenzen stösst man gelegentlich auch auf Leukoxen. In diesen Fällen kann das Mineral nicht vom Ilmenit abgegrenzt werden und wird daher nur als »titanhaltiges Eisenerz« bezeichnet.

Pyrit kommt nur in wenigen Dünnschliffen vor. Den charakteristischen Messingglanz im auffallenden Licht zeigt er nur im Innern der Individuen. Nach dem Rande zu findet sich eine matte, schwarzbraune Zone. Die automorphe Ausbildung ist besser als bei den schwarzen Erzmineralien.

Rutil ist in den Biotiten gewöhnlich und findet sich sowohl in frischen als auch in verwitterten (ausgebleichten) Typen. Es tritt in Form von dünnen Nadeln auf, die sich, in Basalschnitten gesehen, als sagenitisch angeordnet erweisen. Die Kristalle sind haarfein und nie durchscheinend.

Titanit kommt zum kleineren Teil in den Dünnschliffen in Form von gleichmässig verteilten frischen Körnern vor, zum grösseren Teil als kleine, fast abgerundete Körner an den Enden der Biopyribole, und als verschieden lange, linsenförmige Körper zwischen den Lamellen im Biotit. Sie können von Leukoxen begleitet oder durch ihn ersetzt sein. Wo der Titanit in Form von »freien« Kristallen auftritt, ist die charakteristische keilförmige Automorphie nicht selten, wenn auch die unregel-

mässigeren Formen am häufigsten sind. Die Farbe ist schmutzigbraun. Pleochroismus fehlt meistens.

Zirkon tritt ebenfalls in den meisten Dünnschliffen auf, und zwar als kleine, gut ausgebildete, nie sehr zahlreiche Kristalle, die meistens aus Prisma und einfacher Pyramide bestehen. Auch der Zirkon ist am häufigsten in den Biopyribolen. Obgleich die Automorphie in den meisten Fällen vollkommen ist, sieht man doch ausnahmsweise eine leichte Abrundung der Kanten. Eine Anzahl, besonders kleinerer, Individuen im Biotit und in der Hornblende ist von pleochroitischen Höfen umgeben.

Sekundäre Mineralien:

Chlorit finden wir im ausgebleichten Biotit, gewöhnlich in dünnen Fasern, die meistens blaue Interferenzfarben zeigen.

Kalzit scheint in keinem Fall primär aufzutreten. Lokal findet er sich in kleinen Feldern in umgebildeten Plagioklasen und wird ausserdem, zusammen mit Quarz, in kleineren Adern des Gesteins beobachtet.

Serizit ist sehr gewöhnlich in den umgewandelten Feldspäten, in den grösseren Individuen sowohl von Kalifeldspat als von Plagioklas, besonders in den zentralen Partien. Allgemein findet man Serizit nur in ganz kleinen Schüppchen; nur ausnahmsweise sieht man vereinzelt grössere Individuen zwischen den übrigen Komponenten des Dünnschliffes.

Siderit(?): Ein einziges, unregelmässiges Individuum eines beinahe farblosen Minerals wurde in einem Schliff von dem Aplit aus der Nähe des Kontaktes in der Aarhus-Bucht gefunden (vergl. unten, S. 38). Das Mineral scheint optisch einachsigt zu sein. Die Doppelbrechung ist sehr stark. Die Farbe ist schwach aschgrau. Als Umwandlungsprodukt findet sich im Mineral Limonit in Form von Adern. Die genannten Eigenschaften weisen auf Siderit hin.

Im folgenden werden einige charakteristische Dünnschliffe beschrieben, von welchen ein typischer Vertreter für jede der Hauptgruppen ausgewählt wurde.

Leukogranit.

Hält man sich an JOHANNSEN'S Einteilung (42, S. 120), so zeigt es sich, dass der hellste Granit des Gebietes wegen seines grossen Gehalts an felsischen Bestandteilen und dem recht bedeutenden An-Gehalt des Plagioklases als Leukogranit abgegrenzt werden muss. Dieser Typus tritt in helleren Partien im Hauptgestein an der Nordküste von Kap Wardlaw auf. Zwischen hellen und dunkleren Typen finden sich ganz allmähliche Übergänge.



Fig. 6. Drei Handstücke von plutonischen Gesteinen des Kap Wardlaw. Links Leukogranit, in der Mitte ein typischer Biotitgranit, rechts Granodiorit. (Das Zündholz dient als Masstab).

U. d. M. ist das Gestein frisch und von der gewöhnlichen hypautomorph-gekörnten Textur. Der *Quarz* nimmt grosse Teile ein, meist mit undulierender Auslöschung und Mörteltextur. Ein solches Feld besteht zum grössten Teil aus verschiedenen grossen Individuen, die sehr unregelmässig gegeneinander abgegrenzt sind. Daneben sieht man Quarz in schmalen Zwischenräumen zwischen grösseren Feldspatfeldern als kleine, äquidimensionale Körner in beinahe saccharoidaler Anordnung. Die *Kalifeldspäte* sind gross und stark serizitisch verändert. In den kleineren und frischeren Individuen sieht man deutlich das Mikroklingitter; ebenso sind hier Reste von automorphen Kristallbegrenzungen gewöhnlich. Ein einzelner automorpher Biotit fand sich als Einschluss im Mikroklin. Der *Plagioklas*, der sowohl in Form von multiplen als auch doppelten Zwillingen auftritt, ist sehr stark serizitisiert, besonders in den zentralen Partien. Die Zusammensetzung ist die eines sauren Andesins (32 % An.). Der *Biotit* findet sich grösstenteils in beinahe automorphen Individuen. Beginnende Chloritumwandlung sieht man nur in dünnen Lamellen. In den am stärksten umgewandelten Individuen findet sich linsenförmiger Quarz und etwas Titanit an den Enden der Blätter sowie an den Rändern der Spaltrisse.

Akzessorische Mineralien sind: *Apatit*, *Erz* mit *Leukoxen*, *Rutil*, *Titanit* und *Zirkon* mit pleochroitischen Höfen.

Biotitgranit.

Der Biotitgranit ist das Hauptgestein und der wesentlichste Bestandteil des Massivs. Die Variationsbreite dieser Gesteinsgruppe ist ziemlich gross. Es finden sich kontinuierliche Übergänge von der vorher beschriebenen und zu der folgenden Type. Als Durchschnitt kann man folgendes, in Tabelle 1, Nr. 4 analysierte Gestein wählen (Nr. 368).

U. d. M. sieht man einen frischen, mittelkörnigen Biotitgranit. Die Textur ist hypautomorph-gekörnt. *Quarz* findet sich wesentlich als Zwischenmasse, nimmt aber ausserdem grössere Felder ein, die im allgemeinen undulöse Auslöschung zeigen. Wo zwei Individuen gemeinsame Grenzlinien haben, erscheint diese immer ausserordentlich unregelmässig. Einschlüsse, wie z. B. kleine, automorphe Biotite, sind gewöhnlich. Der *Mikroklin*, der oft mit Serizit und bräunlichen Umwandlungsprodukten angefüllt ist, hat, mit Ausnahme der allergrössten Individuen, meist ein gut entwickeltes Mikroklingitter (s. Fig. 1 Taf. 2). Im Kalifeldspat trifft man gleichfalls automorphe Biotiteinschlüsse an. In den grösseren Individuen sieht man nicht selten eine mikroperthitische Textur. Eine schwach zonare Anordnung der Umwandlungsprodukte ist auch recht häufig. Die *Plagioklase* sind in der Regel kleiner als die Kalifeldspäte, und ihre Automorphie ist bedeutend besser entwickelt. Die Zusammensetzung ist Oligoklas/Andesin (ca. 30 % An. im Durchschnitt). Es kommen sowohl multiple als auch doppelte Zwillinge vor, sie können aber von Serizit beinahe verdeckt sein. Myrmekit sieht man an mehreren Stellen. Gelegentlich bemerkt man eine schmale, frische Aussenzone von Kalifeldspat, die einen serizitisierten zentralen Teil umgibt. Der *Biotit* ist braun und zeigt den gewöhnlichen Pleochroismus. Das Mineral tritt oft in kleinen Gruppen von mehreren Individuen auf. Man kann gelegentlich sehen, dass das Mineral zweiachsig ist, $2V_{\alpha}$ ist aber sehr klein. Akzessorische Mineralien sind: *Apatit*, der gleichmässig im ganzen Dünnschliff verteilt ist und eine Länge von bis zu 0.5 mm erreichen kann; schwarzes *Erz* und *Pyrit*, der sich in einzelnen Individuen, besonders im Biotit, findet; *Titanit*, der meistens wie die oben erwähnten linsenförmigen Individuen auftritt; und schliesslich *Zirkon* mit pleochroitischen Höfen, die man sowohl in den braunen als auch in den grünen Lamellen der Biotite beobachtet.

Granodiorit.

Wie man aus den planimetrischen Analysen wird ersehen können (Tabelle 1), existieren keine Sprünge zwischen dem hornblendeführenden Biotitgranit und dem Granodiorit. Der Anorthitgehalt der Plagioklase zeigt auch Kontinuität. Die unten behandelten Typen finden sich in der Nähe der Westgrenze des Komplexes im Westen von Kap Wardlaw und im Aalborgfjord. Sie werden als eine mehr lokale Varietät des Hauptgesteins angesehen und scheinen im wesentlichen in der Nähe der Kontakte als eine Randzone vorzukommen, die kontinuierlich in das etwas saurere Hauptgestein, den Biotitgranit, übergeht.

U. d. M. erkennt man die Textur als hypautomorph-körnig, d. h. die dunklen Bestandteile und ein grosser Teil der Plagioklase hat automorphe Umrisse, während Quarz und Kalifeldspat eine »Zwischenmasse« darstellen. Der Quarz, der sehr unregelmässig ist, kann zwischen den Biopyribolen längliche Formen annehmen. *Mikroklin* mit schlechten Kristallgrenzen sieht man oft als »Wirtsmineral« für Einschlüsse von Plagioklas, Biotit und Hornblende. *Plagioklas*: Die kleineren Individuen sind frisch, die grösseren meistens kräftig serizitisiert. Der Anorthitgehalt zeigt, dass es sich um Andesin handelt. Eine nicht besonders ausgeprägte Zonenbildung wird gelegentlich beobachtet. Der frisch braun gefärbte *Biotit* tritt oft in Schlieren auf, und man findet gewöhnlich parallele Verwachsungen mit Hornblende. Er ist reich an Einschlüssen von akzessorischen Mineralien. Die pleochroitischen Höfe des Zirkons sind schwach. Die *Hornblende*, die von derselben Beschaffenheit ist wie im hornblendeführenden Granit, findet sich besonders in den erwähnten Biotitschlieren. Die meist automorphen Individuen können recht grosse Dimensionen erreichen. *Diopsidischer Augit* kommt nur in Form von abgerundeten Kernpartien in der Hornblende vor. Das Mineral ist farblos und stark korrodiert. Die akzessorischen Bestandteile sind die üblichen; vielleicht sind *Titanit* und *Leukoxen* etwas reichlicher vorhanden als gewöhnlich.

»Aplit« (*Alaskit*).

Helle Gänge und Ausläufer, die im allgemeinen sehr rasch auskeilen, sieht man in der steilen Wand an der Aarhus-Bucht östlich von dem Kontakt zwischen Eruptiven und Sedimenten. Sie können eine Dicke von mehreren Metern erreichen, variieren aber stark. Im Durchschnitt erreichen sie etwa $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit. Diese Gänge durchdringen das Hauptgestein und senden unregelmässig verlaufende Apophysen aus, die ganz dünn sein und schliesslich beinahe diffus in das umgebende Gestein übergehen können.

U. d. M. sieht man xenomorph-körnige Textur. Das Gestein ist beinahe weiss und, abgesehen von aschfarbenen Umwandlungsprodukten im Kalifeldspat, ist es im Dünnschliff farblos. Der Quarz stellt einen wesentlichen Teil dieses Gesteins dar, in welchem er teils in Form grösserer, aus einer grossen Anzahl von Individuen bestehender Felder, teils zusammen mit Kalifeldspat in kleinen äquidimensionalen Körnern von saccharoidaler Anordnung auftritt. Undulöse Auslöschung ist gewöhnlich. Der *Mikroklin* mit deutlichem Gitter (vgl. Fig. 1 Taf. 1) hat dort, wo er an Quarz angrenzt, automorphe Kristallgrenzen. Er enthält etwas Serizit. Der *Plagio-*

klas hat deutliche multiple Zwillingslamellen und enthält ziemlich viel Serizit. Sein Anorthitgehalt beträgt 8% (Durchschnitt von vier Bestimmungen), wonach er als Sodaklas zu bezeichnen ist. Der *Biotit* tritt mengenmässig vollständig zurück und findet sich nur in vereinzelt kleinen Individuen. Die akzessorischen Bestandteile sind: *Apatit*, *Erz*, *Orthit* und *Zirkon*. Als sekundäre Gemengteile finden sich *Kalzit* und *Siderit*(?). Den erstgenannten sieht man in dünnen Spaltenausfüllungen.

Ausscheidungen (Segregationen).

Kleine, dunkelfarbige Ausscheidungen von etwa $1 \times 1,5$ bis zu 4×5 cm Ausmass sieht man im Hauptgestein an der Nordseite von Kap Wardlaw. Eine mikroskopische Untersuchung zeigt, dass sie hauptsächlich aus *Biotit* bestehen, der in gewissen Zonen parallel oder subparallel angeordnet ist. Der *Biotit* ist reich an Einschlüssen von *Apatit*, *Erz* und *Zirkon*, der letztere mit pleochroitischen Höfen. In den äusseren Zonen sieht man weiterhin etwas Mikroklin und einen vereinzelt Plagioklas, der ganz mit Serizit ausgefüllt ist. Eine Anzahl kleiner, farbloser Glimmerschuppen findet sich zwischen den übrigen Bestandteilen. Gelegentlich können die *Biotit*individuen stark korrodiert sein und unregelmässige Konturen besitzen. Stellenweise sieht man vereinzelt, abgerundete Quarzkörner. Der *Biotit* ist frisch und zeigt Pleochroismus mit: α = beinahe farblos, $< \beta = \gamma$ = dunkelbraun. Nur einige wenige Fasern lassen eine beginnende Chloritbildung erkennen. Das *Erz* ist zum überwiegenden Teil *Pyrit*, es kommt jedoch auch schwarzes *Erz* vor.

Einschlüsse (Xenolithe).

Exogene Einschlüsse sind häufig in den Aufschlüssen etwas östlich von dem westlichsten Vorkommen in der Nähe der Küste auf der Nordseite von Kap Wardlaw. Sie können 30—40 cm Durchmesser erreichen und sind meistens wohl abgerundet. Das umgebende Magmagestein ist längs dem Kontakt ganz dicht, beinahe hornsteinartig. Durch allmähliche Übergänge von feinkörniger zu etwas gröberer erlangt es die gewöhnliche, mittelkörnige Beschaffenheit des Hauptgesteins. Die Mineralzusammensetzung zeigt, dass das fremde Gestein, das hier von den Plutoniten eingeschlossen ist, wahrscheinlich entweder ein Kalkstein oder ein kalkreicher Schiefer war. Die Untersuchung des Kerns eines solchen Xenoliths gibt folgendes Resultat:

U. d. M. erkennt man den grössten Teil des Dünnschliffes als Granat, der beinahe farblos oder schwach aschfarben erscheint. Desweiteren sieht man grosse Gebiete von Quarzfeldern mit Mörteltextur eingenommen. Im Granat findet man kleine, abgerundete, isolierte Quarzkörner. Ein nicht unbedeutender Teil kleiner, gleichfalls abgerundeter, farbloser Pyroxene beteiligt sich an der Zusammensetzung; sie sind am häufigsten in den granatbetonten Teilen der Präparate (vgl. Fig. 2 Taf. 2). Ausser den besprochenen Mineralkomponenten findet sich ein Teil Kalzit, der teils in einzelnen, ganz unregelmässigen Individuen auftritt, teils als Ausfüllungsmaterial

in gewöhnlich vorkommenden Spalten. Zusammen mit dem Quarz nimmt er recht grosse Teile des Gesteins ein.

Granat ist der dominierende Bestandteil. Seine braune Farbe im Handstück, die Farblosigkeit im Dünnschliff, Dichte und Brechungsindex, die zu $D = 3.620$ und $N = 1.745$ bestimmt wurden, zeigen, dass seine Zusammensetzung der des Grossulars nahekommt (vgl. u. a. ENBERG, 22).

Pyroxen findet sich in Form von farblosen Individuen ohne Kristallgrenzen und meist von ganz abgerundeter Gestalt. Die optischen Eigenschaften

$$c \wedge \gamma = 43^\circ \text{ (gemessen) und } 2V_a(N_{IK}) = 60^\circ$$

stellen das Mineral in die Diopsid-Hedenbergitreihe und entsprechen nach WINCHELL (S. 184) einem Diopsid mit ca. 30 % Hedenbergit.

Der *Quarz* ist durch eine sehr auffällige undulöse Auslöschung gekennzeichnet. Wo der Granat an grössere Quarzfelder anstösst, ist er von seinen Kristallflächen begrenzt. Einschlüsse von kleinen automorphen Granaten im Quarz sind gewöhnlich.

Kalzit ist zusammen mit Quarz häufig; ihm fehlen jedoch immer Kristallgrenzen. Gelegentlich sieht man ihn in Form kleiner »schwimmender« Felder im Quarz.

Von akzessorischen Mineralien wurden nur einige wenige *Apatit*prismen festgestellt.

Das Hauptgestein (Biotitgranit Nr. 368) wurde einer chemischen Analyse unterworfen, die, wie auch alle folgenden, von Dr. NAIMA SAHLBOM in Stockholm ausgeführt wurde. Das Resultat ergibt sich aus folgender Tabelle:

Tabelle 4.

	Nr. 368 ¹⁾ , Gewicht %	Nr. 226 P, Gewicht %	SFG, Gewicht %
SiO ₂	69,78	69,35	68,80
TiO ₂	0,50	0,35	0,38
Al ₂ O ₃	14,11	14,27	15,98
Fe ₂ O ₃	0,36	1,22	1,63
FeO	2,36	2,33	1,47
MnO	0,03	0,07	0,04
CaO	1,60	2,18	2,52
MgO	1,35	1,13	1,02
Na ₂ O	3,13	2,95	3,04
K ₂ O	5,30	5,36	3,80
P ₂ O ₅	0,28	0,17	0,44
BaO	n. d.	0,03	0,06
SrO	n. d.	0,01	n. d.
Fe ₂ S	n. d.	0,01	n. d.
H ₂ O + 105°	0,90	0,55	0,66
Summe...	99,70	99,98	99,64
H ₂ O ÷ 105°	0,11	..	0,20

¹⁾ Nr. 368 = Nr. 11 in Tab. 27 S. 120.

Nr. 368. Biotitgranit, Hauptgestein von Kap Wardlaw.

Nr. 226 P. Durchschnittswert der Gesteinsfamilie »226 P«. Vgl. ALBERT JOHANNSEN: A descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Vol. 2. Chicago 1932. Tabelle 97, S. 193.

S. F. G. »Store Fjord Granit«. Storefjord, Liverpool-Land, Ostgrönland (Die Analyse wurde von Dr. E. H. KRANCK freundlichst zur Verfügung gestellt).

Aus der vorhergehenden Beschreibung ist es ersichtlich, dass wir im »Kap Wardlaw-Komplex« ein kleines Massiv plutonischen Charakters von sehr gleichartiger Beschaffenheit vor uns haben.

Die Mörteltextur und die ausgeprägte undulöse Auslöschung in einem Teil der Quarzindividuen sowie die stark gebogenen Biotitblätter deuten vermutlich auf Bewegungen orogener Art hin, die nach der Verfestigung des Gesteins stattgefunden haben.

Die chemischen und mineralogischen Daten deuten darauf hin, dass wir im »Kap Wardlaw-Massiv« ein plutonisches Gestein haben, das eine gewisse Verwandtschaft mit den Extrusiven hat, die bereits früher unter dem Namen »Cape Fletcher Series« bekannt waren und die in den folgenden Kapiteln beschrieben werden sollen.

II. Die vulkanische Reihe.

A. Hypabyssische Gruppe.

Aus den p. 24—25 angeführten Gründen wird diese Gruppe hier als erster Abschnitt der vulkanischen Reihe behandelt.

Die Gesteine, die hier beschrieben werden sollen, treten teils in Form von Gängen oder gangartigen Körpern, teils als kleine Massive oder auch Linsen mit unregelmässigen Begrenzungen auf. Leider sind sie an den aufgesuchten Lokalitäten oft ziemlich stark von Schutt verdeckt. Sie wurden vom Verfasser nur an einigen wenigen Stellen im nordwestlichen Canning-Land in der Nähe des Porfyrfjelds gefunden. Es handelt sich in Wirklichkeit nur um drei kleine Gebiete.

Die Gesteine bestehen aus porphyrischen Graniten von hellgrauer bis zu einer etwas mehr rötlichen Farbe. Man kann den allmählichen Übergang von fast normalen Graniten, die nur einige porhyrartige Feldspateinsprenglinge besitzen, zu wirklichen Porphyren verfolgen.

Stellen in NORDENSKJÖLD's Beschreibung (56, S. 196) scheinen darauf hinzudeuten, dass ähnliche Gesteine auch bei Kap Fletcher vorkommen, die aber der Verfasser leider nicht selbst hat näher untersuchen können. Die betreffenden Gesteine haben einen mehr tiefenbetonten Charakter als die Hauptmasse der Eruptive, die von dieser Lokalität beschrieben wird. Nach einer kurzen Übersicht über die Sedimente derselben Stelle schreibt NORDENSKJÖLD (l. c.):

»Down by the shore we can see, how these (d. h. die Sedimente) are interspersed with several broad dikes, consisting for the most part of a grey granite-porphry with large, red orthoclase eyes and smaller, porphyritic phenocrysts of a green plagioclase. Very closely connected with this rock — as far as I could see, passing over into it in the same dike — is a red porphyry . . .«. Da es sich nicht nur um Gänge handelt sondern auch um linsenförmige Massen, scheinen unzweifelhafte Parallelen zwischen den beiden Gebieten zu bestehen, d. h. zwischen dem nordwestlichen Teil von Canning-Land und dem östlichen Teil der Kap Fletcher-Halbinsel.

Wir gehen nun zur Behandlung der vom Verfasser untersuchten

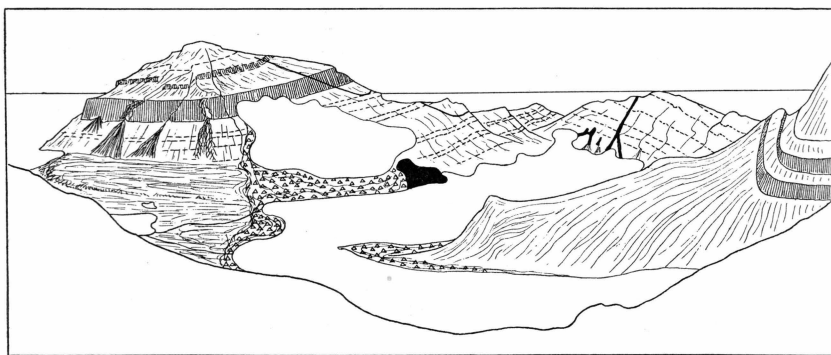


Fig. 7. Kap Tyrrell, gesehen von dem Bergrücken hinter dem Porfyrfjeld. Man erkennt das Einfallen der Eleonore-Bay-Sedimente. Das kleine Massiv (schwarz) in der Mitte des Bildes sowie die Gänge rechts bestehen aus hypabyssischen Gesteinen. (Gletscher = weiss, Moränen = mit Dreiecksignatur.)

drei Lokalitäten über, die wir der Kürze wegen mit A, B und C bezeichnen wollen. Sie liegen alle drei auf dem nördlichen Canning-Land.

A. Hier werden erst einige Aufschlüsse in dem Tal beschrieben, das die topographische Fortsetzung der Snevig gegen Osten bildet. Folgt man Kap Tyrrells südlichem Abhang in östlicher Richtung vom Nathorstfjord, so trifft man, nach Passierung einiger grosser Moränenwälle, vor dem kleinen Gletscher am Südabhang von Kap Tyrrell (s. Fig. 7) ein kleines Massiv gleich am Rande des Hauptgletschers des Tales. Seine Oberfläche ist vom Eise glattpoliert, sodass sie ein gutes Studienobjekt darstellt. Das Gestein, das hier zu Tage liegt, ist ein helles granitisches Eruptivgestein von etwas porphyrischem Habitus und heller Verwitterungsfarbe. Der Aufschluss liegt 170 m ü. M. Von diesem kleinen Massiv gehen gangähnliche Adern und Apophysen aus. Diese durchsetzen die Schieferserie, die, wie früher besprochen (s. S. 15) den untersten Teil des Kap Tyrrell-Berges darstellt. Im frischen Bruch fallen die grossen,

automorphen Feldspatkörner auf, die eine matt weisse oder rosa Farbe haben. Der untere Teil des Massives ist vom Gletscher bedeckt, der westliche Teil von Moräne. Passiert man den Hauptgletscher unterhalb der Wasserscheide des Tales, so trifft man auf einige unregelmässige, beinahe saigere Gänge vom selben Gesteinstypus; sie durchdringen den Schiefer, aus dem der Bergrücken am Ende des Tales besteht, dieselbe Schieferserie, die sich an der Basis des Kap Tyrrell vorfand.

Der nördlichste dieser Gänge hat einen unregelmässigen, gewundenen Verlauf, wogegen der südliche regelmässiger, beinahe vertikal verläuft. Dieser besteht im unteren Teil der Wand aus zwei nach oben konvergierenden Gängen; er ist unten breit, keilt aber in Richtung auf den Kamm des Rückens zu beinahe aus.

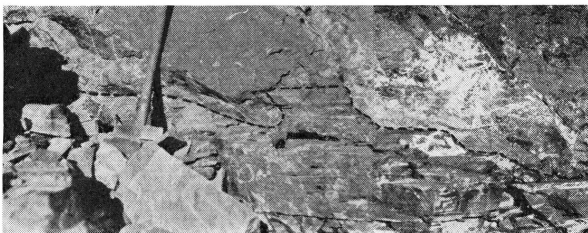


Fig. 8. Grenze zwischen den hypabyssischen Gesteine (oben) und den Sedimenten (unten) im Tale hinter Porfyrfjeld—Kap Tyrrell-Komplex.

B. Die nächsten Aufschlüsse von gleichen Gesteinsarten fanden sich auf der Sohle des grossen Tales, das — mit einer Wasserscheide in 113 m Höhe — vom inneren Teil der Doublettvig aus die nordwestliche Ecke von Canning-Land in nordöstlicher Richtung nach der Aarhus-Bucht hin durchschneidet und den Komplex Porfyrfjeld—Kap Tyrrell vom Hinterlande abtrennt. Der grösste Teil dieses Tales ist mit losen Ablagerungen angefüllt, sowohl von Schutt als auch von Flussablagerungen. Im Flussbett selbst (der Fluss mündet in die Doublettvig) findet man jedoch Aufschlüsse von einem dunklen, beinahe schwarzen Schiefer der Eleonore-Bay-Formation. Der Schiefer ist reich an Pyrit. Durch Pyritverwitterung rostfarbene Horizonte sind zahlreich. Der Schiefer ist überall gefältelt und von kleinen Gleitflächen durchsetzt.

Über den unteren Aufschlüssen des erwähnten Schiefers trifft man in etwas mehr als 1 km Entfernung vom südwestlichen Ende des Tales einen Kontakt gegen ein porphyrisches Eruptivgestein in nur 75 m Höhe ü. M. Die Kontaktgrenze ist nur im Flussbett selbst sichtbar; sie ist scharf und wird von einer schmalen Rostzone auf der Seite des Magmasteins markiert. Auf unebenen Stellen des Liegenden findet man eine unregelmässig ausgebildete Breccie in der Randzone der Eruptive (s. Fig. 8). Diese Breccie besteht aus Porphybruchstücken, eingelagert

in eine Zwischenmasse von Quarz und Kalzit. Durch Verwitterung und Auflösung verschwindet der Kalkspat und hinterlässt eigentümliche, unregelmässige Grübchen und Löcher auf der Oberfläche des Gesteins. Im unteren Teil der Eruptive, wo das Gestein in der Nähe des Kontaktes feinkörnig ist, ist es interessant, die zahlreichen Einschlüsse zu sehen, die aus beinahe unverändertem Schiefer bestehen, der noch seine ursprüngliche Orientierung zu seiner Umgebung bewahrt hat, auch wenn die äusseren Umrisse unregelmässig und tief eingeschnitten sind. D.h., die primäre Schichtung des Schiefers ist trotz der Aufschmelzung erhalten geblieben.

Das deutlich porphyrische Gestein kann nur wenige Meter in vertikaler Richtung verfolgt werden. Nach oben zu ist es von Schutt verdeckt.

Nach einer langen, dazwischenliegenden, von Schutt — besonders seitlich — bedeckten Strecke treffen wir wieder auf einen Aufschluss der Eruptive im Flussbett. Die Beziehungen zur Umgebung sind nicht zu sehen, da alles aus losem Material besteht. Die Höhe ist 90 m ü. M. Allem Anschein nach stehen wir jedoch vor der Fortsetzung der Eruptive, die wir weiter abwärts fanden. Das Gestein des oberen Aufschlusses ist ein rötlicher biotitführender Granit, der augenscheinlich ein kleines Massiv oder eine herausgerodierte Linse bildet; aller Wahrscheinlichkeit nach muss die porphyrische Type von dem unteren Aufschluss als eine Randfazies aufgefasst werden, die zur selben Einheit gehört wie der obere.

C. Das dritte, an drei verschiedenen Stellen aufgesuchte Gebiet liegt am südlichen Abhang des Porfyrfjelds als eine längliche Masse, die sich vom Nathorstfjord in östlicher Richtung bis in das oben beschriebene Tal hinter dem Porfyrfjeld erstreckt.

Der schmale Rücken, der den kleinen westlichen Gletscher nach Westen zu begrenzt, wurde erstiegen (s. Fig. 11); er besteht bis zu einer Höhe von 304 m aus einer einförmigen Schieferserie mit Quarzitbändern. Von der erwähnten Höhe bis zu etwa 400 m — wegen der starken Schutteindeckung schwer genau anzugeben — besteht der Rücken aus magmatischen Gesteinen. Unter den Kontaktflächen ist der Schiefer stark zertrümmert und längs dem Kontakt rotgebrannt. Auf Grund der starken Verwitterung innerhalb gewisser Teile der Eruptive sind grosse Schutthalden entstanden, die oft den Kontakt und die unteren Partien der Eruptive verdecken.

Die unterste Abteilung der Eruptivgesteine ist ein heller, etwas grünlicher Porphyr. Zuweilen kann er, infolge der Feldspatverwitterung, beinahe weiss sein. Ein System kleiner Spalten streicht N 20° W, was lokal sehr deutlich erkennbar ist. Das Gestein ist beinahe massig. Oberhalb der unteren Aufschlüsse folgt eine Schutthalde, danach kommen

wieder die Eruptive, hier in einer Art käseartigen Absonderungsform, indem die Zwischenräume zwischen Stücken von etwa Kopfgrösse von einem zerbröckelnden Gestein ausgefüllt sind. Wenn auch der porphyrische Habitus unverkennbar ist, ist das Gestein doch mehr granitoid; es ist deutlich quarzführend. In den Höhen um 350 m herum ist es so locker, dass es beinahe einer Arkose gleicht. In 355 und 358 m Höhe sind die Eruptive von zwei dünnen Gängen durchsetzt (s. S. 96). Oberhalb der genannten Höhen ist ihr Charakter wieder etwas frischer. Das Gestein muss als ein roter, porphyrischer Granit bezeichnet werden. Die obere Grenze konnte nicht genauer festgelegt werden, da die Schutteindeckung auch hier sehr stark ist; und nicht vor Erreichung von 413 m Höhe treffen wir auf die Basis der Porphyre der eigentlich extrusiven Abteilung (s. S. 50).

Im weiteren Verlaufe dieser Tour wurde dieselbe Eruptivserie zwischen 413 und 325 m Höhe an dem Rücken gefunden, der den genannten kleinen Gletscher im Osten begrenzt. Das Gestein ist hier etwas frischer. Auch nach Osten hin ist das Liegende der dunkle Schiefer mit rotgebrannter Kontaktzone, die meist unter losem Material versteckt liegt; teilweise handelt es sich um Moränen. Die Eruptive bilden, soweit der Verfasser es hat feststellen können, einen linsenförmigen Körper, dessen Mächtigkeit in nordöstlicher Richtung abnimmt, und der schliesslich unter dem kleinen Gletscher verschwindet, der nordöstlich von dem eben besprochenen liegt (s. Fig. 11). Weiter abwärts im Profil treffen wir wieder Fältelung und Gleitflächen im Schiefer an. Diese Erscheinungen werden jedoch vermutlich, sowohl hier wie an den früher besprochenen Stellen, eher von orogenen Bewegungen verursacht worden sein, als durch magmatische Intrusionen.

Noch an einer anderen Stelle wurde dieses Eruptivmassiv beobachtet, nämlich in Richtung auf den Nathorstfjord, beinahe unmittelbar unter dem Kontakt zwischen den Sedimenten und Extrusiven. Leider hinderte auch hier die Eindeckung durch loses Material eine genaue Feststellung der Verhältnisse. Die Mächtigkeit der Eruptive ist weit geringer als in den zentralen Teilen, und sie liegen auf niedrigerem Niveau.

Die hypabyssischen Gesteine aus der Umgebung des Porfyrfjelds haben alle ungefähr die gleiche Mineralführung, man sieht jedoch deutlich einen Übergang von einer Textur zur anderen. Hier soll eine kurze mineralogische Beschreibung die Einleitung bilden zur Behandlung einiger der typischsten Dünnschliffe. Diese werden weiter unten in derselben Reihenfolge behandelt werden wie die obenstehenden Lokalitätsbeschreibungen.

Wie bereits erwähnt, umfasst diese Gesteinsgruppe porphyrischen Granit bis zur Granitporphyr.

Die charakteristischen Gemengteile sind:

Quarz: Wo dieses Mineral der ersten Generation angehört, kann es automorphe, gewöhnlich etwas abgerundete Formen haben; wo es der Grundmasse angehört, ist es jedoch xenomorph.

Orthoklas tritt fast überall in zwei Generationen auf. Mikroklin wurde nicht nachgewiesen. Folgende, nach NIKITIN'S Methode auf dem Universaltisch gemessenen Werte für 2 V wurden gefunden:

1. $2 V \alpha = 71^\circ, 69^\circ$
2. $2 V \alpha = 68^\circ$
3. $2 V \alpha = 66^\circ, 68^\circ$.

Der *Plagioklas* ist als Einsprengling automorph. Auch wo er als Bestandteil der Grundmasse auftritt, sieht man oft Kristallgrenzen. Es handelt sich um einen Oligoklas, der gewöhnlich etwas Serizit und Kalzit enthält. Der Anorthitgehalt, auf dem FEDOROW-Tisch in vier Dünnschliffen bestimmt, ist aus Tabelle 5 ersichtlich:

Tabelle 5.

Präp.	1.	2.	3.	4.
REINH.	28 %, 29 %	27 %, 30 %	31 %, 25 %	30 %, 28 %
2 V (—).....	26 % ..	32 %, 25 %	31 % ..

Der *Biotit* ist fast immer zu Chlorit umgewandelt und mit Kalzit gefüllt. Er ist meist automorph. Wenn das Mineral frisch ist, ist er von brauner Farbe, pleochroitisch mit

$$\alpha = \text{hell strohgelb} \quad < \beta = \gamma = \text{sehr dunkelbraun.}$$

Die akzessorischen Mineralien sind: *Apatit*, *Erz*, *Pyrit* und *Zirkon*.

Als sekundäre Gemengteile treten auf: *Chlorit* im Biotit, *Kalzit* in Feldspäten und im Biotit, *Leukoxen* als Pigment im Biotit, ausserdem *Serizit* in den Feldspäten.

Wir werden hierauf zur Betrachtung einiger der typischen Gesteine übergehen, beginnend mit Lokalität A.

A. Ein Handstück von dem kleinen Massiv im Tal innerhalb der Snevig, 172 m ü. M.

Makroskopisch ein hellrötlicher, etwas porphyrischer Granit mit hellen Feldspäten und grünlichen Biotiten als Einsprenglinge in einer granitischen Grundmasse. Die Verwitterungsfarbe der Grundmasse ist hellgrau, die der Feldspäte weiss. Im Gestein sieht man einige kleine, miarolithische Hohlräume, die besonders deutlich an der verwitterten Oberfläche hervortreten. Auf dieser sieht man weiterhin eine Anzahl kleiner, unregelmässiger, rundlicher Löcher nach aufgelöstem Kalzit(?).

U. d. M. hat der Dünnschliff wegen seines Gehalts an bräunlichen Verwitterungsprodukten im auffallenden Licht eine aschbraune Farbe.

Zur Einsprenglingsgeneration gehören eine Anzahl grosser, automorpher *Orthoklase*, die etwas serizitisiert sind, und einige *Biotite*, die ganz zu Chlorit mit bräunlichen Interferenzfarben umgewandelt sind. Sie können automorph sein, sind aber meist stark angegriffen. Lokal können die umgewandelten Biotite in Nestern gesammelt sein, worin man die einzelnen Individuen ahnt, wenn auch die Grenzen untereinander diffus sind.

Die Textur der Grundmasse des Gesteins ist hypautomorph-gekörnt. Hauptbestandteile sind überwiegend *Quarz* und *Orthoklas*. Die hier auftretenden, nicht sehr zahlreichen *Plagioklase* sind fast automorph. Multiple Zwillinge sind allgemein. Der Anorthitgehalt ist durchschnittlich 29 % (Oligoklas). Der Plagioklas enthält einen Teil Serizit. Die Grundmasse hat eine oft klare, mikropegmatitische Textur von wechselndem Aussehen, wo sich der Quarz in den mikropegmatitischen Verwachsungen in scharf begrenzten Feldern heraushebt. Die akzessorischen Mineralien sind: ziemlich kleine *Apatite*, besonders im Biotit; *Erz*, das stark leukoxenumgewandelt ist und daher unregelmässige Umrisse zeigt; nur einzelne frische Individuen finden sich, sowie wenige *Zirkon*-kristalle mit schmalen pleochroitischen Höfen.

Die Dichte wurde zu $(D_{\frac{18^\circ}{4^\circ}}) = 2,591$ bestimmt.

B. Probe des Gesteins aus dem Tal hinter Porfyrfjeld — Kap Tyrrell, 81 m ü. M.

Makroskopisch ein rötliches, etwas porphyrisch-granitische Gestein, in welchem sich ziemlich kleine Feldspäte und Biotite als Einsprenglinge finden. Auf frischen Bruchflächen sieht man ausserdem kleine Pyritwürfel.

U. d. M. ist die Textur hypautomorph-gekörnt. Die Feldspäte und Biotit sind automorphe oder fast automorphe Bestandteile. Als sekundäre Komponenten treten in der Hauptmasse grosse, unregelmässige Felder von Kalzit auf, sowie etwas Chlorit-substanz ohne Kristallgrenzen und mit grauen Interferenzfarben. Im auffallenden Licht ist die Farbe des Dünnschliffes bräunlich wegen der Umwandlungsprodukte der Feldspäte.

Der *Quarz* ist frisch und tritt hauptsächlich in kleineren Individuen und als Interstitialmasse auf. Ausserdem sieht man ihn in mikropegmatitischen Verwachsungen mit Kalifeldspat und als kleine lentikuläre Individuen in grossen, umgewandelten Biotiten. Der *Orthoklas* bildet einen Teil der Einsprenglinge. Er ist gewöhnlich etwas abgerundet und in den zentralen Partien intensiv mit Serizit angefüllt. Einzelne Serizitschuppen erreichen bedeutende Dimensionen. Dazu findet sich etwas Kalzit. Die nicht zur ersten Generation gehörenden Individuen sind weit frischer. Mikroklingitter wurde nirgends konstatiert, und die existierende Inhomogenität wird scheinbar durch die Serizitisierung verursacht. Der *Plagioklas* ist nicht sehr häufig und stark serizitisiert. Multiple Albitzwillinge sieht man in den frischeren Partien. Der Anorthitgehalt ist durchschnittlich 27 %. Es ist nicht ausgeschlossen, dass einige Feldspäteinsprenglinge der ersten Generation Plagioklase sind. Dies hat

sich jedoch wegen der Umwandlungsprodukte nicht mit Sicherheit feststellen lassen. *Biotit*: Die grossen Individuen sind deutlich automorph, was auch bei den kleineren der Fall sein kann. Ein Teil der Biotite ist ausgebleicht und kann etwas Chlorit enthalten. Die an Zahl überwiegenden frischen zeigen Pleochroismus mit

$$\alpha = \text{strohgelb} < \beta = \gamma = \text{dunkelbraun.}$$

Im Biotit finden sich einige kleine, tropfenförmige Quarzkörner sowie staubförmiger Leukoxen. Desweiteren einige Rutilnadeln als Sagenit.

Die akzessorischen Mineralien sind: *Apatit*, der in einigen grösseren Prismen Spaltbarkeit nach (0001) zeigt; *Magnetit*, *Pyrit*, *Rutil*, *Titanit* in Form vereinzelter, schmutzigbrauner Körner, und einige wenige, aus Prisma und Pyramide bestehende *Zirkone*. Als sekundäre Mineralien kommen dazu *Kalzit*, *Leukoxen* und *Serizit*.

Die Dichte ist $(D_{40}^{18}) = 2,654$.

C. Handstück vom westlichen Rücken an der Südseite des Porphyrfjelds. 325 m ü. M.

Makroskopisch ein hellgraues bis hellrötliches granitisches Gestein von etwas porphyrischem Habitus. Die Einsprenglinge sind grosse, tafelförmige Feldspäte von hellroter Farbe. Die Zwischenmasse macht den Eindruck, homogen zu sein. Die Verwitterungsfarbe ist schmutzig grau.

U. d. M. unterscheiden sich die Einsprenglinge klar von der Grundmasse. Der Dünnschliff ist im auffallenden Licht farblos. Die Textur ist mikrogranitisch. Das Gestein enthält eine Anzahl von Kalzitfeldern und etwas freien Serizit.

Der *Quarz* der Einsprenglinge kann sich in deutlich automorphen Individuen finden, obgleich stark korrodierte Formen vorherrschen. So sind die kleineren Individuen oft abgerundet, elliptisch oder ganz unregelmässig. Korrosionskanäle sind gewöhnlich. Sie sind mit Grundmassesubstanz ausgefüllt. Die *Orthoklase*, die weit grösser als die Quarze sind, haben meistens regelmässige, automorphe Formen. Der *Plagioklas* tritt in Form von langen, automorphen, gelegentlich leicht abgerundeten Individuen auf. Sowohl doppelte als auch multiple Zwillinge sind vorhanden. Oligoklas mit 28 % An. Der *Biotit* ist ganz durch Chlorit mit blaugrauen Interferenzfarben ersetzt. Die automorphe Begrenzung ist wohl erhalten, obgleich Kalzit, entweder als Linsen oder als grössere unregelmässige Felder, grossen Anteil an der Zusammensetzung der Pseudomorphosen teilnimmt. Einzelne längliche Individuen sind ganz mit Kalzit ausgefüllt, sodass nur die leukoxenimprägnierten Fasern anzeigen, dass hier ursprünglich Biotit vorhanden gewesen ist. Als *Pseudomorphosen nach Pyribolen* wird eine Anzahl ziemlich grosser, abgerundeter Körper gedeutet, die nun ganz von Kalzit mit etwas Chlorit angefüllt sind. Die pseudomorphosierenden Stoffe treten in einer grossen Anzahl von Individuen in einer Pseudomorphose auf. Beinahe jede Spur von Kristallbegrenzungen ist verschwunden.

Die akzessorischen Bestandteile sind: *Apatit*, *Erz* mit *Leukoxen* und *Zirkon*.

Die Dichte ist $(D_{40}^{18}) = 2,614$.

C. Eine andere Probe von der Südseite des Porphyrfjelds. 358 m ü. M. (Anal.).

Makroskopisch ein heller, roter Granit ohne besonders auffallende Eigenschaften. Mit blossen Auge sieht man sowohl Quarz wie auch Biotit und frische Feldspäte. Die Verwitterungsfarbe ist etwas dunkler als die des frischen Gesteins.

U. d. M. erweist sich das Gestein als deutlich porphyrisch. Die Anzahl der Einsprenglinge ist gross, die einzelnen Individuen sind jedoch ziemlich klein. Die Grundmasse ist ein gut definierter, lokal recht grober Mikrogranit. Es besteht eine intensive Kalzitimpregnation. Dieses Mineral tritt diffus in grosser Erstreckung auf, ausserdem in kleineren abgegrenzten Feldern. Weiterhin findet sich eine gewisse Menge Chloritschüppchen in der Grundmasse.

Eine planimetrische Analyse, wie auch frühere schon mit Hilfe des LEITZ'schen Integrationstisches ausgeführt, gab folgendes Resultat:

Grundmasse	=	60 Vol. %
Einsprenglinge	=	40 Vol. %

Die Einsprenglinge bestehen aus:

Quarz	24,9 Vol. %
Orthoklas	32,8 —
Plagioklas	31,5 —
Biotit	9,2 —
Akzessorische Mineralien	1,6 —
		100,0 Vol. %

Diese Zusammensetzung nähert sich der adamellitischen.

Unter den Einsprenglingen ist der *Quarz* in grossen, beinah ganz abgerundeten Individuen häufig. Die kleineren Körner haben eine besser entwickelte Automorphie. Ein aussergewöhnlich grosses Individuum mass $5,5 \times 6,3$ mm. Gleichmässige Auslöschung ist vorherrschend. Der *Orthoklas* findet sich in grossen, automorphen Individuen, oft mit Korrosionseinbuchtungen längs der Ränder. Das Mineral führt nur wenig Serizit, dafür aber reichlich Kalzit. Die automorphen *Plagioklase* sind ungewöhnlich frisch; sie enthalten nur wenig Kalzit. Sowohl doppelte wie multiple Zwillinge als auch Periklin-Lamellen sind deutlich zu sehen. Der Anorthitgehalt von 29 % führt zur Klassifizierung als Oligoklas. Der *Biotit* ist durchweg umgewandelt. Oft ist gleichzeitig die ursprüngliche Automorphie ganz verschwunden, und man sieht nur noch einzelne Fasern und Lamellen, die aus Chlorit bestehen. Zwischen ihnen sieht man kleine Felder aus einem farblosen (ausgeblichenen?) Glimmer. Die Interferenzfarbe des Chlorits ist bläulich. In diesen ehemaligen Biotiten findet sich ausserdem etwas Quarz und Kalifeldspat als Umwandlungsprodukte. Die erhaltenen Lamellen können stark gebogen sein, selbst mehrmals. Leukoxenpulver ist überall zu sehen.

Die akzessorischen Mineralien sind: *Apatit*, *Erz* und *Zirkon*.

Eine dünne 0,3 mm starke Kalzitader durchsetzt sowohl Grundmasse wie Einsprenglinge.

Abgesehen vom Biotit ist das soeben beschriebene Gestein (Nr. 1114) das frischeste dieser Gruppe und wurde daher zur chemischen Analyse ausgewählt (s. untenstehende Tabelle 6. Anal. N. SAHLBOM).¹⁾

Die Dichte ist $\left(\frac{18^\circ}{4^\circ}\right) = 2,642$.

¹⁾ Nr. 1114 = Nr. 1, Tab. 27, S. 120.

Tabelle 6.

Nr. 1114	Gewicht-%
SiO ₂	65,57
TiO ₂	0,56
Al ₂ O ₃	14,57
Fe ₂ O ₃	0,63
FeO.....	2,16
MnO.....	0,04
CaO.....	3,96
MgO.....	1,17
Na ₂ O.....	5,40
K ₂ O.....	1,89
P ₂ O ₅	0,34
CO ₂	2,01
H ₂ O+ ^{105°}	1,67
Summe...	99,97
H ₂ O÷ ^{105°}	0,32

Als Anhang zu den soeben beschriebenen Gesteinstypen der hypabyssischen Gruppe sollen noch einige Worte über eine Breccie angefügt werden, die sich, wie oben erwähnt (vgl. S. 42) längs des Kontaktes zwischen Schiefnern und Magmagesteinen an der Lokalität B (s. Fig. 8) hinzieht. Die Breccie besteht aus einer Masse von Quarz und Kalzit,

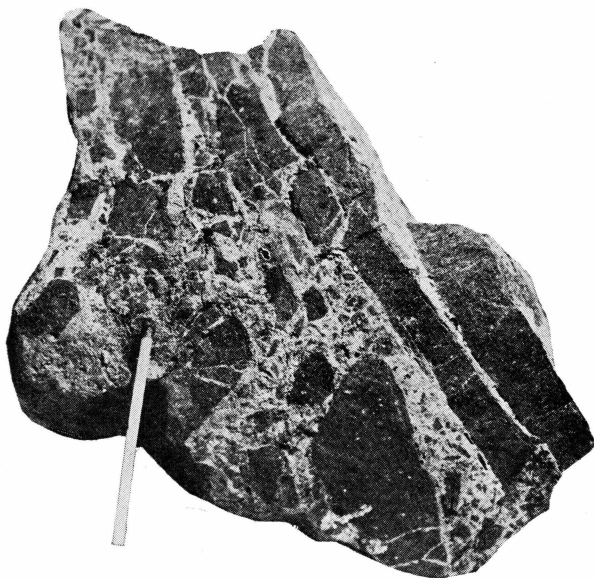


Fig. 9. Breccie von der Basis der hypabyssischen Gesteine im Tale zwischen Doublettvig und Aarhus-Bucht.

worin man Bruchstücke eines dunklen, rötlichen Porphyrs mit Biotit und Feldspat als Einsprenglinge findet (s. Fig. 9). Die Porphybruchstücke sind frisch. Sie bestehen zuweilen aus flachen, scharfkantigen Fragmenten, zuweilen aus äquidimensionalen, leicht abgerundeten Stücken. Auf frischen Bruchflächen der Matrix sieht man kleine Löcher nach aufgelöstem Kalzit. Lokal treten kleine Bergkristalle an den Quarzflächen auf.

U. d. M. sieht man, dass die Matrix der Breccie aus einem Netzwerk frischer Quarzindividuen besteht, meist in langgestreckten Formen. Zwischen diesen, sozusagen in den Maschen, finden sich kleinere Kalzitausfüllungen. In anderen, mehr vereinzelt vorkommenden Partien des Gesteins überwiegt der Kalzit bei weitem. Man sieht deutlich zwei oder drei Spaltrichtungen im Mineral. An den Stellen, wo der Quarz der vorherrschende Bestandteil ist, besteht jede Kalzitfläche nur aus einem einzigen Individuum.

Die Grenze zwischen den eingeschlossenen Porphybruchstücken und der Matrix ist durch eine Ansammlung grosser, unregelmässiger Kalzitindividuen hervorgehoben. Längs dieses Kalzitsaumes, zuweilen sogar innerhalb seines äusseren Teiles, liegen kleine, längliche Quarzindividuen parallel oder subparallel zum Kontakt. Im auffallenden Licht sind die Porphybruchstücke aschgrau, die Quarz-Kalzitmasse farblos.

Die Mineralien der Porphybruchstücke sind: *Quarz*, *Orthoklas*, *Andesin* und *Biotit*; dazu treten die gewöhnlichen akzessorischen Mineralien.

B. Extrusive Gruppe.

Beschreibung der Lokalitäten.

Porfyrfjeld.

Dieses Vorkommen vulkanischer Gesteine war bis zum Frühjahr 1932 unbekannt. Es liegt im nordwestlichen Teil von Canning-Land, im Norden begrenzt von der Snevig und dem Tal, das ihre östliche Fortsetzung bildet. Nach Süden zu erreicht es nicht ganz die nördliche, tiefe Bucht der Doublettvig.

Bei der Untersuchung im zeitigen Frühjahr 1932 wurde die Küstenstrecke längs des Nathorstfjordes besucht. Im Sommer 1934 wurden die nördlichen und südlichen Teile des Gebiets an verschiedenen Stellen untersucht und der Porfyrfjeld selbst von zwei verschiedenen Seiten erstiegen.

Die Extrusivgesteine des Porfyrfjelds bestehen aus einer Folge von Eruptivgesteinen von einer Gesamtmächtigkeit von mehreren hundert Metern. Das Fallen ist fast überall nordwestlich, mit einem ungefähren Mittelwert von 30° . Die Werte variieren von ungefähr 15° bis 55° . An der Südwand des Porfyrfjelds bilden die Extrusive die obersten 200 m des Berges. Von unten aus gesehen besteht die ganze Wand nach dem Nathorstfjord und der Snevig zu aus Eruptiven (s. Fig. 10 und 11).

Die vorherrschenden Farben des Gesteins sind rötlich bis schoko-

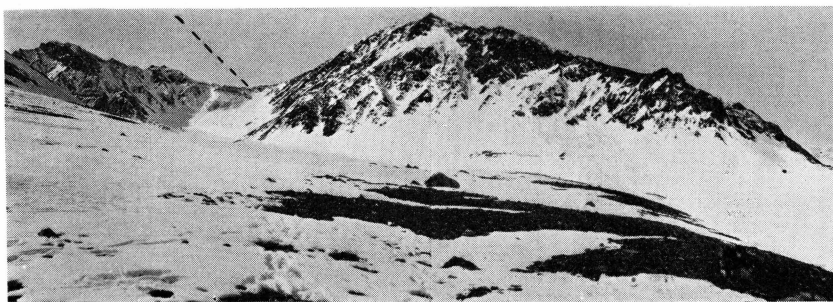


Fig. 10. Porfyrfjeld, gesehen vom Fusse des Kap Tyrrell. Nur der Berg im Hintergrunde links besteht aus Sedimenten. Der Rest besteht aus Porphyren. März 1932.

ladenbraun und grau bis grünlich. Diese Farben sind augenscheinlich nicht fest an bestimmte Schichten gebunden, sondern sind in unmittelbarer Nachbarschaft und sogar innerhalb derselben Bank zu finden.

Eine regelmässige Folge von verschiedenfarbigen Lavabänken liess sich nicht feststellen.

Im grossen und ganzen kann man sagen, dass die grauen und grünen Porphyre im Süden, längs des Nathorstfjordes vorherrschen, während die roten und bräunlichen Typen am häufigsten nach Norden zu an der Snevig und an dem Nordabhang des Berges vorkommen. Dieses scheint zu bedeuten, dass die grauen Porphyre hauptsächlich einer etwas tieferen, d. h. älteren Abteilung angehören als die oberen, roten.

Unregelmässige Bankung und eine Anzahl Spaltensysteme sieht man überall. Im Norden des Gebietes sind die Spalten beinahe vertikal, sie streichen hier fast in der Fallrichtung der Bänke. Bei dem kleinen Vorsprung gleich südlich der Snevig sieht man deutliche Fluidalstruktur. Hier kommen unregelmässige, feinkörnige, oft dunklere Bänder oder Schlieren in helleren, grobkörnigen Bänken vor. An verschiedenen Stellen am Nordabhang bemerkt man dünne, oft mehr oder weniger linsenförmige Partien in den Porphyren, die stark brecciert sind. Häufig finden sich desweiteren weisse oder rosa Kalzitadern, die die Porphyre in allen Richtungen durchsetzen. Einzelne Einschlüsse und Stücke von

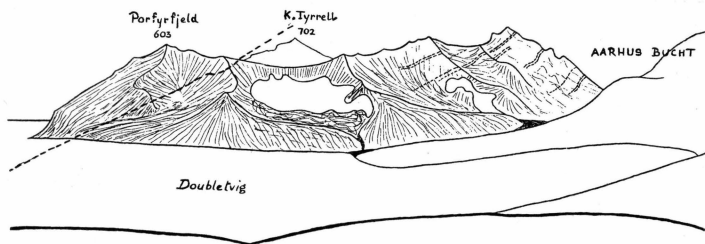


Fig. 11. Skizze des Porfyrfjelds, von Süden gesehen. Die gestrichelte Linie bezeichnet die ungefähre Grenze zwischen den Porphyren (links) und den Sedimenten (rechts).

vulkanischen Breccien wurden an frischen Schutthängen am oberen Teil des Nordabhanges des Porfyrfjelds gesammelt.

Ein diskordanter Porphyrgang findet sich an der Küste in der Nähe des kleinen Vorsprungs an der Nordwestecke des Porfyrfjelds (s. S. 87).

Hestekofjeld (Zentrales Canning-Land).

Im nördlichen Teil des Hestekofjelds, nach dem tiefen Tal zu, das das zentrale Canning-Land vom Nathorstfjord zum Aalborgfjord hin durchschneidet, wurde ein Profil ausgemessen (vgl. oben, S. 17). Ausgehend von einer postglazialen, marinen Terrasse in 31 m Höhe trifft man erst einen Schutthang. Über diesem, in 43 m Höhe, finden sich anstehende Magmagesteine. Diese bestehen aus Porphyren mit grauer Farbe am frischen Bruch und leuchtend roter Verwitterungsfläche. Das Gestein, das fast massig ist, hat nur sehr schlecht entwickelte Bankung mit südlichem Fallen. Nach Westen, in Richtung auf den Nathorstfjord zu, erreichen die Eruptive ein tieferes Niveau, ohne Schutteindeckungen und marine Ablagerungen. Die Wand ist hier sehr steil.

In einer Höhe von 71 m durchschneidet ein dünner Gang die Porphyre (s. S. 97).

Nach oben zu haben die Porphyre eine dunklere, rote Farbnuance, als man sie an den niedrigeren Aufschlüssen sieht; hier zerbröckelt das Gestein in kleine, parallelepipedische Stücke. Die Eruptive können aufwärts bis zu ca. 100 m Höhe verfolgt werden. In den oberen Teilen sind sie stark von Schutt eingedeckt. In 111 m Höhe befindet sich eine ausgeprägte Scharte im Bergabhang, die von Vegetation bedeckt ist. Sie zeigt vermutlich die obere Grenze der Eruptivserie an. Weiter aufwärts im Profil treffen wir Sedimente (Devon) mit Porphyrgeröllen in den Konglomeraten an (s. S. 17). Diese Porphyre scheinen vom selben Typus zu sein wie die in situ am unteren Teil des Berges gefundenen.

Beim Abstieg, ungefähr halbwegs in dem erwähnten Tal, wurde die obere Grenze der Porphyrserie in 143 m Höhe gefunden. Die Porphyre bestehen hier aus grünlichen Typen. Der Kontakt selbst ist von Schutt bedeckt (Fig. 12 und 13).

Ungefähr in der Mitte des inneren Aalborgfjordes sieht man erneut Aufschlüsse von Porphyren an der Basis des Hestekofjelds. In einem dieser Aufschlüsse ist das Gestein ein homogener, roter Porphyr. In einem andern tritt gleichfalls roter Porphyr zutage, der sich durch einen Gehalt an abgerundeten Stücken oder Klumpen eines früher erstarrten Materials oder von einer noch älteren Porphyrabteilung auszeichnet. Die Einschlüsse haben dieselbe Farbe wie das Wirtsgestein, sie sind jedoch härter und mehr zusammenhängend.

An einer Lokalität, etwas südöstlich von der vorhergehenden, findet sich in etwa 70 m Höhe ein Aufschluss der »alten« Sedimente, d. h.



Fig. 12.



Fig. 13.

Fig. 12 und 13. Das Verbindungstal zwischen Nathorstfjord und Aalborgfjord, von Osten gesehen. Links im Bilde sieht man den Fuss des Hesteskofjeld mit einem Porphyraufschluss überlagert von Devon. (Der Pfeil zeigt die ungefähre Grenze.) August 1934.

dolomitischer Schiefer von roter und grüner Farbe und von gleicher Type wie die an der Basis von Kap Tyrrell gefundenen. Sie fallen 30° nach S, 25° W und sind von Devon überlagert (vgl. oben, S. 16). Es besteht jedoch eine Möglichkeit dafür, dass sich bloss eine dünnere Schicht oder linsenförmige Masse von Porphyren zwischen die beiden Sedimentserien von Norden her einschleibt. Leider hatte der Verfasser keine Gelegenheit, diese Verhältnisse eindeutig aufzuklären.

Von den vorliegenden Beobachtungen ausgehend kann man es wohl als erwiesen ansehen, dass die Eruptivserie diskordant auf dem alten Sedimentkomplex der Eleonore-Bay-Formation aufliegt, und dass sie selbst wieder von devonischen Sedimenten überlagert wird, die in ihren unteren Teilen Porphyre als Konglomeratgeröll führen.

Kap Fletcher.

Die von NORDENSKJÖLD (56) entdeckte und beschriebene typische Lokalität nimmt den östlichen Teil der südlichen Halbinsel von Canning-



Fig. 14. Kap Fletcher von Süden gesehen. Links im Bilde ein Teil des Kollen-Berges. April 1932.

Land ein (s. Fig. 14). Diese ist im Norden vom Aalborgfjord, im Osten und Süden vom Carlsbergfjord begrenzt (s. Fig. 1 und 2). Der östliche Teil der Halbinsel, wo augenscheinlich NORDENSKJÖLD seine Untersuchungen vornahm, ist von einer Anzahl von Gängen verschiedener Mächtigkeit und Streichrichtung durchsetzt. Ausserdem werden von hier lentikuläre Massen erwähnt (op. cit. S. 196). Es ist anzunehmen, dass der westliche Teil, wo der Verfasser seine Aufsammlungen von Gesteinsproben vorgenommen hat, zum grössten Teil aus extrusiven Gesteinen besteht. Es kommen jedoch auch hier etliche Gänge vor.

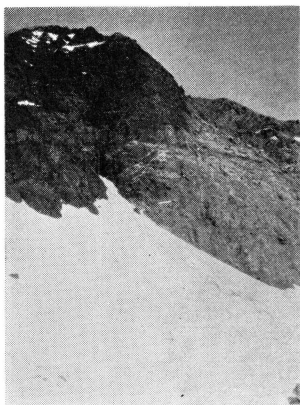


Fig. 15. Die Grenze zwischen dunklen Porphyren und hellen Kalksteinen an der Südseite von Kap Fletcher. April 1932.

Der Unterschied zwischen dem östlichen und dem westlichen Teil der Halbinsel kann dadurch erklärt werden, dass wir in dem östlichen einen tieferen Schnitt durch die Serie vor uns haben, in welchem Gesteinstypen entblösst sind, wie sie im vorigen Kapitel beschrieben wurden, und Gänge, die vielleicht in gewissem Grade Zufuhrkanäle für die Oberflächenströme gewesen sein können. Der west-

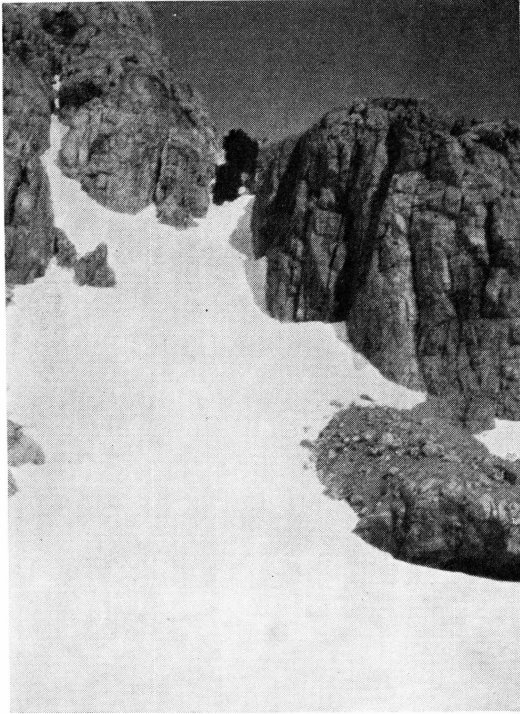


Fig. 16.



Fig. 17.

Fig. 16 und 17. Zwei Bilder der Südküste von Kap Fletcher. Man sieht dunkle Eruptivgänge, welche die hellen Kalksteine durchsetzen. April 1932.

liche Teil des Bergkomplexes hat dagegen näher der ehemaligen Oberfläche, wo die extrusiven Gesteine vorherrschen, gelegen.

Am östlichen Ende der Halbinsel und ungefähr in der Mitte der Südküste finden sich grosse, von Gängen durchzogene Sedimentpartien (s. Fig. 16 und Fig. 17), wie von NORDENSKJÖLD beschrieben (op. cit. S. 196—203).

Der westliche Teil des Kap Fletcher-Bergkomplexes besteht unten aus grauen Porphyren mit leuchtend roter Verwitterungsfarbe. Nach oben hin herrschen rote Porphyre vor, sodass der Berg von Westen gesehen den Eindruck einer einheitlich roten Wand macht. Auch westlich des Tales zwischen Kap Fletcher und dem Südennde des Hesteskofjelds findet sich ein kleiner Aufschluss von ziegelrotem Porphyr unter dem Devon. Wegen des tiefen Schnees (Frühjahr 1932) konnten die genauen Verhältnisse nicht untersucht werden. Die Wahrscheinlichkeit spricht aber dafür, dass wir hier eine ähnliche Folge haben, wie sie oben von der Nordostseite des Hesteskofjelds beschrieben wurde. Sowohl die Porphyrdecken von Kap Fletcher als auch das oben besprochene kleine Porphyrvorkommen am Südrand des Hesteskofjelds werden von den dunklen Gängen durchschnitten, die in einem der folgenden Kapitel beschrieben werden sollen (s. S. 95).

Einleitende Bemerkungen zur Gesteinsbeschreibung.

In der Beschreibung der Gesteine, die im Folgenden behandelt werden sollen, ist bisher die Einteilung nach makroskopischen Daten

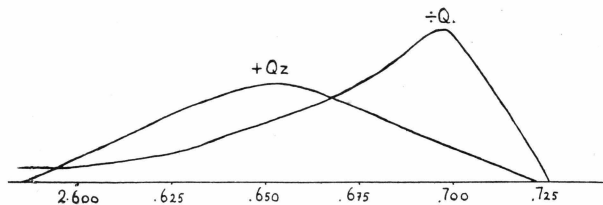


Fig. 18. Dichteverteilung innerhalb der Porphyre mit und ohne Quarzeinsprenglinge. (Ordinate = Anzahl; Abscisse = Gewichte.)

erfolgt, d. h. im wesentlichen nach der Farbe. Eine solche Einordnung ist jedoch etwas künstlich, da sich im Porphyrfeld, wie erwähnt, Übergänge zwischen roten und grauen Porphyren finden (s. S. 51). Der grösste Teil von NORDENSKJÖLD's Proben ist am Strand und im Schutt gesammelt worden, und ihr Vorkommen in situ kann daher nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Ausserdem stammt ein Teil der Sammlungen des Verfassers, auch hier besonders von Kap Fletcher, aus Schutt. Infolgedessen ist die Reihenfolge der vulkanischen Gesteine für einen Teil des Materials unklar. Will man sich mit all diesen beschäftigen, kann eine

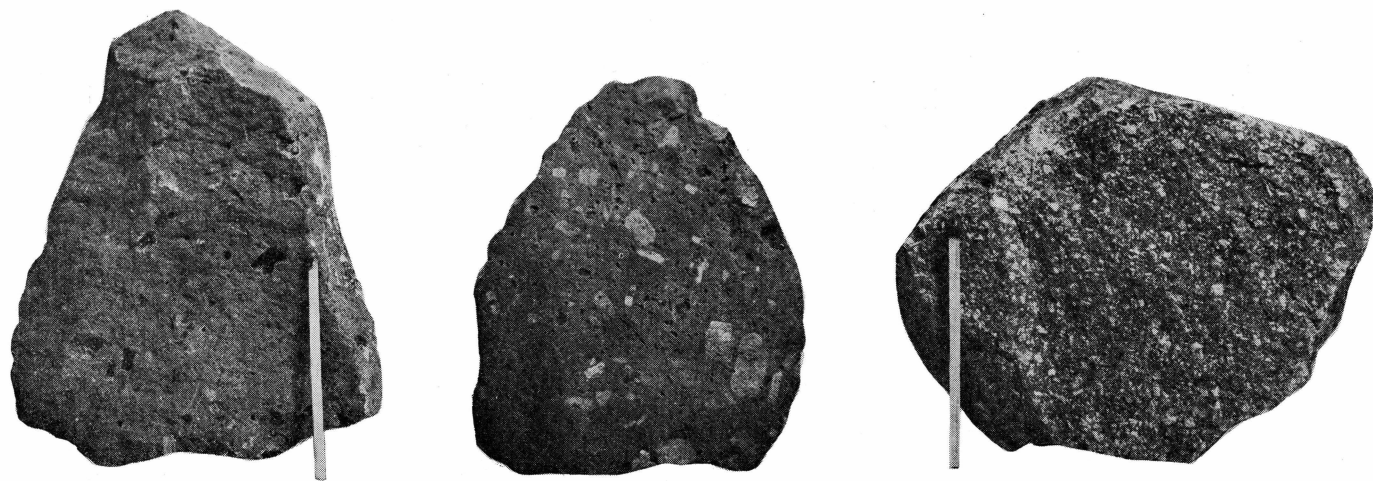


Fig. 19. Drei Handstücke der extrusiven Serie. Links ein roter Porphyr mit rechteckigen Löchern nach Feldspateinsprenglingen, in der Mitte ein grauer Porphyr mit grossen Orthoklaseinsprenglingen und rechts ein rötlicher Porphyr mit kleinen Einsprenglingen und FlieSSformen.

Einteilung, wie die unten angegebene, sich als zweckmässig erweisen. Es muss jedoch daran erinnert werden, dass die angegebene Reihenfolge keine zeitliche Folge bezeichnet.

Da sich weiterhin Übergänge von quarzreichen Gesteinen zu quarzarmen und weiter zu fast quarzfreien finden, ist es hier gleichfalls unmöglich, zu einer natürlichen Abgrenzung zu gelangen. Es wurde versucht, die gemessene Dichte als Unterscheidungsmerkmal zu benutzen. Aber auch hierdurch konnten nur die quarzreichen von den quarzarmen Gesteinen geschieden werden. Das Resultat ergibt sich aus dem Diagramm, Fig. 18.

Da eine natürliche Einteilung augenscheinlich nicht möglich ist, ist im Folgenden die unten beschriebene Aufteilung in vier Abteilungen der vorliegenden, extrusiven Gesteinsgruppe erfolgt, nämlich:

- 1) graue und grüne Porphyre mit Quarzeinsprenglingen,
- 2) graue und grüne Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge,
- 3) rote und braune Porphyre mit Quarzeinsprenglingen,
- 4) rote und braune Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge.

Ein gemeinsamer Zug der unteren Abteilungen der drei Lokalitäten ist ihre Zusammensetzung aus vorwiegend graugrünen Porphyren mit intensiv roter Verwitterungskruste.

1. Graue und grüne Porphyre mit Quarzeinsprenglingen.

Makroskopisch sind die Gesteine dieser vulkanischen Gruppe durch graue und grüne Farben auf dem frischen Bruch gekennzeichnet. Die Verwitterungsfarbe kann auch grau sein, besitzt aber im allgemeinen mehr bräunliche Farbe; es kommen auch rostfarbene Nuancen vor. Der grösste Teil des Gesteins ist frisch, blättrig; eine gewisse Spaltung ist jedoch nicht ungewöhnlich. Die Einsprenglinge, die mit dem blossen Auge sichtbar sind, variieren an Anzahl und Mineralbestand. In den sauersten Typen sieht man kleine, wasserklare, abgerundete Quarzkörner. In Typen, die reicher an mafischen Bestandteilen sind, treten kleine, automorphe Biotite, die zuweilen in einen grünen Chlorit umgewandelt sind, als die häufigsten Einsprenglinge auf. In allen Typen kommen mehr oder weniger graue, meistens automorphe Feldspäte der ersten Generation vor. Von anderen, mit blossem Auge zu sehenden Mineralien sind kleine Schwefelkieswürfel recht gewöhnlich.

Der grösste Teil der Typen, die hier diskutiert werden, wurde aus frischem Schutt an der Westseite von Kap Fletcher und längs der Nathorstfjord-Seite des Porfyrfjelds aufgesammelt (1932).

Die Dichte einiger der frischesten Vertreter dieser Gruppe ersieht man aus der folgenden Tabelle 7.

Tabelle 7.

Nr.....	366	266	365	252	257
Lok.....	KF ¹⁾	P ¹⁾	KF	P	P
Dichte ²⁾	2,607	2,613	2,641	2,648	2,683

¹⁾ KF = Kap Fletcher; P = Porfyrfeld.

²⁾ Die Bestimmungen von „P“ wurden bei 20° C, die von „KF“ bei 21° vorgenommen.

Die Vol.-% der Einsprenglinge der Haupttypen wurden auf dem Integrationstisch gemessen. Die planimetrischen Analysen sind nach abnehmendem Quarz-Kalifeldspatgehalt von links nach rechts angeordnet.

Tabelle 8.

Nr.....	252	251	257	365	366
Grundmasse	65 % ¹⁾	63 %	68 %	62 %	69,5 %
Einsprenglinge.....	35 %	37 %	32 %	38 %	30,5 %
Quarz	20,0	12,0	11,0	12,2	6,4
Orthoklas	43,0	47,5	38,0	27,1	17,4
Plagioklas.....	20,5	25,0	15,0	22,1	40,6
Biotit	13,5	13,5	31,0	35,3 ²⁾	32,0
Akzessor. Gemengteile	3,0	2,0	5,0	3,3	3,6

¹⁾ Die Procente sind Volumenprocente.

²⁾ Zu den Biotiten werden hier einige wenige, karbonatgefüllte Pseudomorphosen nach Pyroxen(?) = mafische Bestandteile hinzugezählt.

Die Grundmassen sind meistens ziemlich feinkörnig, und meist kann man hier die einzelnen Individuen der Komponenten nicht unterscheiden, selbst nicht bei sehr starker Vergrößerung. Die Textur wird weiterhin verschleiert durch reichlichen Kalzit, entweder in unregelmässigen Feldern oder als diffuse Imprägnation, sowie durch etwas Chloritmaterial, das in fadenförmiger oder radialer Anordnung kleine, unregelmässige Gebiete einnimmt. Sie erzeugen unter gekreuzten Nicols ein dunkles Kreuz, welches bei Drehung des Tisches fest stehen bleibt. In einigen Dünnschliffen ist eine sehr feinkörnige, mikrogranitische Textur entwickelt. Oft findet sich Variation in der Korngrösse innerhalb der wohldefinierten, holokristallinen Grundmassen, sodass ein Teil des Schliffes feinkörnig, ein anderer weit gröber ist — mit unregelmässiger Grenze zu einander. Es ist auffallend, dass automorph entwickelte Biotitindividuen zuweilen so klein sein können, dass es beinahe unmöglich wird, erste und zweite Generation von einander zu unterscheiden. Nicht selten

bemerkt man einen braunen Staub, der von der Umwandlung des Kalifeldspats der Grundmasse stammt. Dieser gibt dem Schliff im auffallenden Licht oft ein aschfarbenes Aussehen.

Einsprenglinge.

Quarz: Nur in recht wenigen Fällen sieht man eine automorphe Entwicklung, jedoch auch in diesen sind die ausgeprägten Ecken und Kanten abgerundet. Bei weitem der grösste Teil der Quarzkörner ist jedoch stark korrodiert, sodass die Konturen fantastische Formen annehmen (s. Fig. 20). Korrodierte Quarzeinsprenglinge in extrusiven Gesteinen sind ein wohlbekanntes Phänomen. Kürzlich diskutierte E. GRIP (27) bei der Behandlung der archaischen Extrusive vom Arvidsjaurgebiet im

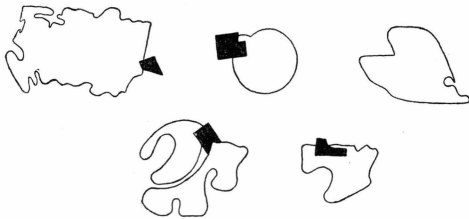


Fig. 20. Einige typische korrodierte Quarzeinsprenglinge aus den Porphyren von Kap Fletcher. Ca. 30 \times .

nördlichen Schweden den Ursprung dieser besonderen Morphologie der Einsprenglinge. GRIP folgt der von HOLMQUIST (34) gegebenen Erklärung für diese Frage. Ein einzelner Passus HOLMQUIST's soll hier zitiert werden (op. cit. S. 687):

»Die wurmlochähnlichen Bildungen im Porphyrquarz, die meistens, aber vielleicht nicht immer, mit der Oberfläche in Verbindung stehen, können möglicherweise Überreste einer früheren mikropegmatitischen oder mikropoikilitischen Struktur, die beim Fortgang der porphyrischen Kristallisation wieder zerstört worden ist, darstellen.« ... »Dass ... Quarz-Feldspatmischungen sich in einem frühen Stadium der magmatischen Kristallisation ausscheiden können, zeigt ... das häufige Vorkommen von Quarzeinschlüssen in den porphyrischen Feldspaten und den Granitfeldspaten sowie der Umstand, dass das Pegmatitmagma bei normalem Verlauf der Kristallisation zuerst Schriftgranit auszuschleiden scheint.«

Wenn daher der Ausdruck »Korrosion« auf den folgenden Seiten gebraucht wird, muss man sich daran erinnern, dass wir es wohl eher mit einer primären als mit einer sekundären Eigenschaft des betreffenden Minerals zu tun haben. Die Durchschnittsgrösse des Quarzes liegt unter der des Feldspats. In einigen wenigen Fällen sieht man Einsprenglinge,

die aus zwei Individuen mit verschiedener Orientierung bestehen; es handelt sich nicht um Zwillinge, da ihre gemeinsame Grenzlinie ganz unregelmässig ist. Ausser als Einsprenglinge findet man den Quarz als kleine runde oder tropfenförmige Körner in den Feldspateinsprenglingen und als Ausfüllungsmaterial in dünnen Gesteinsspalten. Ausserdem sieht man einige wenige grössere, unregelmässige Individuen in den Grundmassen. In einzelnen Dünnschliffen finden sich in der Grundmasse eine Anzahl kleiner, fast nadelförmiger Individuen mit runden Enden, die von einem braunen Eisenoxydrand umgeben sein können.

Orthoklas ist in grossen, automorphen Einsprenglingen entwickelt, die etwas abgerundet sein können. Karlsbader Zwillinge sind häufig (s. Fig. 2, Taf. 6). Meistens enthalten sie nicht soviel Serizit wie die Plagioklase, dafür jedoch oft grosse Kalzitpartien. Nicht selten ist die Anzahl der Orthoklasindividuen, verglichen mit der der Plagioklasindividuen, recht klein. Der Orthoklas kann stark mit roten Umwandlungsprodukten angefüllt sein, die in gut entwickelter, zonarer Anordnung auftreten können (s. Fig. 2 Taf. 6). Korrosionskanäle können in kleinen Individuen zahlreich sein. Augenscheinlich haben in gewissen Fällen während der Erstarrung Bewegungen stattgefunden, da die grösseren Einsprenglinge ausgeprägte undulöse Auslöschung zeigen, oder einen Habitus, der an »Mörteltextur« erinnert, indem ein Einsprengling aus einem ganzen Aggregat von kleinen Feldern mit verschiedener Auslöschung besteht. Auch in solchen Fällen ist ein sekundärer Kalzitgehalt gewöhnlich. In einem einzigen Dünnschliff wurde perthitische Textur gefunden. Als Einschlüsse treten hier und da kleine Plagioklasleisten auf, Apatit ist häufig.

Der *Plagioklas* ist immer ausgeprägt automorph. Er ist fast ganz mit Serizit ausgefüllt, gewöhnlich in Form kleiner Schuppen; man kann jedoch zuweilen einzelne grössere Blätter finden. Die gewöhnlichste Form sind längliche Leisten, seltener breite Tafeln. Multiple Albitlamellen sind die häufigsten Zwillinge, einzelne Albit-Ala wurden jedoch auch festgestellt. Oft ist jedoch nur ein kleiner Teil eines Individuums für die Messung des Anorthitgehaltes brauchbar, da Kalzit sowohl in Gestalt konzentrierter Felder als auch als diffuse Imprägnation häufig ist. In

Tabelle 9.

Präp.	1.	2.	3.	4.	5.
REINH.	32 %, 31 %	34 %, 35 %, . . 42 %	42 %, 35 %, 41 %	42 %	35 %, 34 %
EBERT.	32 %, 34 %, 29 %, 38 %

einigen der grössten Plagioklase sieht man nicht selten eine oft teilweise verborgene Randzone, die Zeichen antiperthitischer Entwicklung zeigt. Das Mineral, ein Andesin, enthält zwischen 30 und 40 % An. (s. Tab. 9).

Die Menge des *Biotits* unter den Einsprenglingen variiert von etwa 14 bis 35 Vol.-%. Das Mineral kann frisch sein und hat in diesem Fall eine braune Farbe, oder es kann teilweise oder ganz in Chlorit umgewandelt sein. Im frischen Biotit variiert der Pleochroismus von

$a = \text{farblos} < \beta = \gamma = \text{schwach olivbraun}$
 bis $a = \text{hell gelbbraun} < \beta = \gamma = \text{dunkel rotbraun}.$

$2V = 0$; der Biotit ist immer automorph. Einige der langen Individuen sind gebogen, während andere, breitere eine ungleichmässige »Fächerauslöschung« haben. Der Biotit ist reich an Einschlüssen von Apatit, enthält ausserdem etwas Erz und Zirkon mit pleochroitischen Höfen. Die Umwandlung in Chlorit beginnt meistens mit einer Ausbleichung einer einzelnen Faser. Das Endresultat ist die vollständige Umwandlung zu Chlorit, der sich mit seiner charakteristischen »ultra«-blauen Interferenzfarbe als Penninit verrät. Dazu kommt eine Anzahl linsenförmiger Kalzitindividuen zwischen den Lamellen, etwas Quarz und eine dunkle Pigmentsubstanz, die sich meist als Leukoxen erweist. Besonders im Basalschnitt kommen dünne, opake Rutilnadeln als Sagenit zum Vorschein. Einzelne kleine Epidote können gleichfalls vorhanden sein.

Pseudomorphosen nach Pyribolen. Einige wenige, abgerundete, jetzt mit Kalzit gefüllte Pseudomorphosen haben vermutlich einen Pyroxen oder Amphibol ersetzt, jedoch sind nun keine Kristallumrisse mehr zu sehen.

Akzessorische Mineralien: *Apatit* findet sich gleichmässig in den meisten Gesteinen verteilt. In einem einzigen Dünnschliff ist er besonders zahlreich und erreicht aussergewöhnlich grosse Dimensionen. Hier sieht man deutlich seinen einachsigen, negativen Charakter.

Epidot findet sich nur im Biotit in Gestalt kleiner Körner. Das Mineral befindet sich meistens im zentralen Teil der Biotite. Die Farbe ist schmutzig gelbgrün; der Pleochroismus ist schwach.

Erz (titanhaltig) ist fast überall in Leukoxen umwandelt und hat meistens einen ganz unregelmässigen Umriss.

Leukoxen (m. *Titanit*) findet sich, wie erwähnt, in Form von kleinen Pigmentkörnern im Biotit. Wo es sich um etwas grössere Klümpchen handelt, sieht man oft einen zentralen Kern von braunem, durchscheinendem Titanit.

Pyrit, der in einem Teil der Schriffe ziemlich verbreitet ist, hat

meistens eine besser entwickelte Automorphie als das dunkle Erzmineral. In einem einzelnen Fall wurde ein kleines Apatitprisma als Einschluss in einem Pyritwürfel beobachtet.

Rutil findet sich nur als Sagenit im Biotit. Da das Mineral sowohl im umgewandelten als auch im scheinbar frischen Biotit vorkommt, kann es entweder primär sein, oder es kann möglicherweise die allererste Umwandlungsstufe kennzeichnen.

Zirkon ist in keinem der Dünnschliffe besonders zahlreich. Meistens tritt das Mineral in kleinen, prismatischen Individuen mit ausgeprägter, automorpher Entwicklung auf. Wo sie sich im Biotit finden, können sie von pleochroitischen Höfen umgeben sein.

Sekundäre Mineralien: *Chlorit* findet sich in Form von Fasern im Biotit, den es zuweilen ganz ersetzt. Weiterhin sieht man ihn in kleinen Feldern oder Schuppen in der Grundmasse.

Kalzit findet sich in den Gesteinen nirgends als primäres Mineral. Kalzit ist das Hauptausfüllungsmaterial in den Pseudomorphosen nach Pyribolen und wird desweiteren in Form linsenförmiger Individuen zwischen den Fasern von umgewandeltem Biotit beobachtet sowie als Imprägnation in Feldspateinsprenglingen und Grundmassen.

Serizit ist ein gewöhnliches Umwandlungsprodukt in den Feldspäten und zwar mehr im Plagioklas als im Orthoklas. Weiterhin lässt sich Serizit hier und da in der Grundmasse selbst in Gestalt von kleinen Schüppchen finden.

2. Graue und grüne Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge.

Diese Gruppe von Extrusiven umfasst eine ziemlich grosse Anzahl von variierenden Typen, besonders innerhalb der Gruppe: Latit-Andelatit, von denen einige jedoch der eben behandelten Gesteinsgruppe sehr nahe stehen, mit der einen Ausnahme, dass sie keinen phänokrystischen Quarz führen. Ihre Grundmasse kann dagegen quarzreich sein. Andere wieder unterscheiden sich stärker von dieser Gruppe durch ein grösseres Kontingent mafischer Bestandteile der Einsprenglingsgeneration. Eine grosse Anzahl der hierher gehörenden Gesteine ist besonders unfrisch und bröckelig. Die Verwitterungsfarbe kann sehr verschieden sein, variierend von grau bis grün, über rostfarben und braun, zu intensivem Rot (die letzten besonders in Nr. 363, 364 und 1101). Die erwähnte Verwitterungskruste kann entweder ganz dünn sein, oder sie kann eine Dicke bis zu mehreren cm erreichen; darunter ist das Gestein frisch. Oft sieht man auf den Verwitterungsflächen kleine Löcher als Folge der Verwitterung und Auflösung des Biotits bzw. Chlorits. Spaltenfüllungen aus Kalzit sind zahlreich; desgleichen findet sich Quarz in Spalten hier und

da zu kleinen Bergkristallen entwickelt. Die mit blossen Auge sichtbaren Einsprenglinge sind Feldspäte und in der Regel eine Anzahl grüner Chloritfelder, die entweder die Automorphie des Biotits besitzen oder ganz unregelmässig sein können. Die Mengenverhältnisse der Komponenten variieren stark. Die meist leisten- oder tafelförmigen Feldspäte können weisslich, grau oder mehr oder minder rötlich sein. In den am stärksten verwitterten Formen sind sie ganz matt und undurchsichtig. Auch schwach grünliche Nuancen werden beobachtet. Zuweilen scheinen Gesteine dieser Gruppe im Handstück ganz frisch zu sein, während sie unter dem Mikroskop tiefgehende Umwandlungen aufweisen.

Die Dichte einer Reihe dieser Porphyre zeigt folgende Tabelle:

Tabelle 10.

Nr.	359	360	249	363	362	1135	1101	1006	1009	1105	1011
Temp. b. d. Best.	D $\frac{18^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{18^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{20^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{20^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{21^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{18^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{17^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{17^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{17^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{18^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{17^\circ}{4^\circ}$
Dichte	2,571	2,600	2,627	2,638	2,662	2,663	2,664	2,678	2,693	2,699	2,700

In der nächsten Tabelle (11) ist die Mineralverteilung unter den Einsprenglingen dargestellt, sowie einige planimetrische Analysen (Vol.-%). Wegen der starken Serizitisierung der Feldspäte ist es nicht immer möglich gewesen, das exakte Verhältnis zwischen Orthoklas und Plagioklas anzugeben.

Tabelle 11.

Nr.	247	249	265	359	1006	1011	1101	1133	1009	1105	362	1116	360	363	364	
Lokalität	P	P	P	KF	P	P	ZC ¹⁾	P	P	ZC	KF	P	KF	KF	KF	
Orthoklas	+	25,2	+	+	+	+	+	+	} 53,5	+	+	+	14,2	36,0	+	
Plagioklas	+	36,0	+	+	+	+	+	+		+	+	+	+	42,0	29,1	+
Biotit	+	35,2	+	+	+	+	+	+		42,8	+	+	+	15,0	9,8	+
Pseud. n. Amphibol	—	—	—	—	—	—	—	—	? 0,7	+	—	—	—	—	—	
Monokl. Pyr. + Pseud. n. monokl. Pyr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—	3,1	+	
Pseud. n. romb. Pyr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	22,9	22,1	+	
Akzessor. Gemengteile	+	3,6	+	+	+	+	+	+	3,0	+	+	+	5,9	+ ²⁾	+	

+ = vorhanden; — = fehlt.

¹⁾ »P« und »KF« = wie auf S. 59.

²⁾ »ZC« = Zentrales Canning-Land (Nordseite des Hestekofjelds).

³⁾ Die accessorische Gemengteile wurden hier zu der Grundmasse gerechnet.

Die Grundmassen: In manchen Fällen ist die Textur der Grundmasse absolut unbestimmbar wegen der grossen Verbreitung von Um-

wandlungsprodukten, besonders von Kalzit in Form von Feldern und diffusen Imprägnationen. Desweiteren bemerkt man nicht selten eine intensive Infiltration der Grundmasse mit Quarz. Dieser Quarz kann im Dünnschliff grosse Partien einnehmen, wo die Grundmassekomponenten sozusagen in ihm »schwimmen«. Der Quarz macht den Eindruck, jünger als die Grundmasse zu sein und gehört vermutlich der letzten Phase der Hydrothermalperiode an (s. S. 117). Im auffallenden Licht zeigen die Dünnschliffe eine helle, schmutziggraue Farbe, gelegentlich mit einem durch Verwitterungsprodukte des Kalifeldspats erzeugten, aschfarbenen Schimmer. Grünliche Farben entstehen durch ganz kleine, schuppenartige Chlorite, die sich überall in der Grundmasse finden. In den Fällen, wo frische Stellen in den Dünnschliffen vorkommen, sieht man in etlichen Präparaten eine mikrogranitische Textur, in der die kleinen, äquidimensionalen Quarzkörner einen bedeutenden Platz einnehmen, nicht nur allein als gewöhnliche Komponenten, sondern auch als grössere Ansammlungen oder Aggregate. Andere Dünnschliffe sind quarzärmer, und Übergänge zwischen mikrogranitischer und mikrogranophyrischer Textur sind häufig. Ein so gut ausgebildeter Granophyr, dass der ganze Dünnschliff von ihm erfüllt ist, ist selten (s. Taf. 4). In den Porphyren, die die grösste Anzahl mafischer Einsprenglinge führen, muss man die Grundmasse als trachytisch bezeichnen. Die kleinen, leistenförmigen Feldspatmikrolithe mit oft subparalleler Anordnung dominieren in den frischen Teilen der betreffenden Gesteine; hier sieht man deutlich Fliesserscheinungen. Selbst in diesen mehr basischen Porphyrytypen sieht man in den Schliffen mehrere grössere Partien mit Quarzinkrustationen, in denen die Feldspatmikrolithe »schwimmen«.

Einsprenglinge: Der *Orthoklas* verhält sich ungefähr wie in der vorhergehenden Gruppe, er ist aber stärker serizitisiert. Seine gewöhnlichste Form ist die automorph tafelförmige. Korrosionseinbuchtungen und -kanäle sind häufig. Die frischen Partien haben zuweilen ein geflecktes Aussehen, das wahrscheinlich von einem nicht unbedeutenden Na-Gehalt herührt. Nur in einem einzigen Falle wurde perthitische Textur festgestellt. Karlsbader Zwillinge sind häufig. Gelegentlich, wenn die Umwandlung beinahe vollkommen ist, ist es unmöglich zu entscheiden, ob der betreffende Feldspat ein *Orthoklas* oder ein *Plagioklas* ist.

Plagioklas: Die grösseren Individuen besitzen einen durchgreifend umgewandelten, zentralen Teil, jedoch eine frischere Aussenzone. Die kleineren Individuen sind dagegen ganz umgewandelt. Die Automorphie

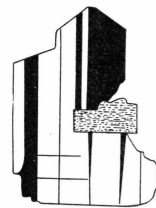


Fig. 21. Automorpher Plagioklaseinsprengling, einen automorphen Biotiteinsprengling umschliessend. Länge des Plagioklaskornes ca. 3 mm.

ist beinahe vollkommen, und man sieht nur selten abgerundete Formen. Die Zwillingbildung ist meist multipel-Albit; Albit-Ala wurde jedoch auch festgestellt. Die Bestimmungen des Anorthitgehalts wurden in der Regel durch die »Löcher« in den Serizit-Kalzitbelägen« vorgenommen; gelegentlich war jedoch jede Art von Messung unmöglich. Einschlüsse von automorphem Biotit in automorphem Plagioklas zeigen, dass ein Ineinandergreifen der Kristallisationen der beiden Mineralien stattgefunden haben muss (s. Fig. 21). Ausser Serizit ist auch Kalzit gewöhnlich, meist in grossen Partien. In gewissen Fällen tritt eine breite Randzone von Kalzit um einen Plagioklaseinsprengling herum auf, sodass man eine klare Trennungslinie zwischen Einsprengling und Grundmasse sieht. Die gemessenen Werte für den Anorthitgehalt zeigt Tabelle 12.

Tabelle 12.

Präp.	1.	2.	3.	4.	5.
REINH.	35 %, 28 %	31 %, 29 %, 34 %, 30 %	34 %	38 %, 38 %, 35 %	36 %, 37 %
2 V (NIK)...	35 %	42 %
EBERT.....	32 % .. 33 % 33 %

Biotit: In einer nicht geringen Anzahl von Dünnschliffen ist der Biotit frisch, von brauner Farbe und immer mit gut ausgebildeten automorphen Kristallgrenzen. Oft ist eine äussere Zone im Biotit ausgebleicht und farblos, während der zentrale Teil ganz frisch ist. Der deutliche Pleochroismus zeigt:

$$\alpha = \text{hell gelbbraun} < \beta = \gamma = \text{dunkel rotbraun.}$$

Eine parallele Verwachsung mit dünnen Fasern eines fast farblosen Glimmers sieht man oft, besonders in ganz frischen Biotiten. Die Farblosigkeit ist also jedenfalls anscheinend nicht durch Ausbleichung eines ursprünglich braunen Glimmers verursacht. In anderen Schliffen sieht man, wie in einem automorphen Biotit die farbigen und ausgebleichten Partien ungleichmässig verteilt sein können. In wieder anderen ist der Biotit so gut wie farblos, oder man sieht eine beginnende Chloritisierung in dünnen Lamellen. Nimmt die Chloritisierung zu, so hat man schliesslich eine totale Ersetzung des Biotits durch Chlorit. Selbst im ganz ausgebleichten Biotit ist $2V = 0$. Als Einschlüsse im Biotit sieht man in einem Dünnschliff zwei kleine, automorphe Plagioklase; dies scheint, ebenso wie die eben besprochenen umgekehrten Verhältnisse, eine gewisse Gleichzeitigkeit der Kristallisation der betreffenden beiden Mineralien anzuzeigen. Weiterhin ist Apatit als Einschluss häufig. In den am meisten umgewandelten Typen sieht man

Partien von sekundärem Kalzit und lentikulärem Quarz zwischen den Lamellen. Ausserdem ist ein Leukoxenpigment stark verbreitet. Es ist oft längs der Kanten der einzelnen Individuen konzentriert und erzeugt eine ausgeprägte schwarze Randzone. In den am stärksten umgewandelten Gesteinen sieht man die ursprünglichen Biotiteinsprenglinge nun als ganz unregelmässige Chloritkörper. Der in den Biotitpseudomorphosen auftretende Chlorit hat in der Regel entweder braune oder bläuliche Interferenzfarben. Wo die Umwandlung weniger tiefgehend ist, findet man kleine Epidote in den zentralen Teilen der Basalschnitte, hier findet sich ausserdem oft Sagenit; dessen dünne Rutilnadeln sind meistens opak, jedoch haben die breiteren zuweilen eine tief blutrote Farbe.

Pseudomorphosen nach Amphibol: In einige Dünnschliffen findet sich eine Anzahl abgerundeter Pseudomorphosen, die nun von einem fast farblosen Chlorit, etwas Titanit, und etwas Leukoxenpigment ausgefüllt sind. Die opaken Verunreinigungen sind in geraden Linien angeordnet, die den charakteristischen Spaltungswinkel der Amphibole von ca. 120° zeigen. In einem Schnitt sind die Abstände zwischen diesen schwarzen Linien ziemlich gross, was möglicherweise bedeuten kann, dass hier früher eine braune Hornblende(?) vorhanden gewesen ist, während die Spaltungsrisse in den meisten anderen dicht beieinander liegen, was auf grüne Hornblende hindeuten könnte. Das Chloritmaterial zeigt graue Interferenzfarben; ein Gehalt von diffus verteilten Eisenoxiden, kann in gewissen Fällen den Pseudomorphosen eine sekundäre bräunliche Farbe geben, so dass die Interferenzfarben fast verschwinden.

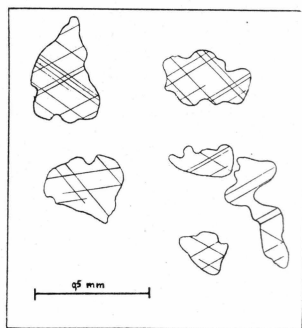


Fig. 22. Stark aufgelöste Pseudomorphosen nach Amphibol; man erkennt noch die pigmentierten Spaltrisse.

Monokliner Pyroxen (und Pseudomorph. n. mon. Pyr.): Frischer monokliner Pyroxen wurde nur in zwei Dünnschliffen festgestellt (Nr. 363 und 364). Das Mineral tritt entweder in Einzeleinsprenglingen oder in Gruppen zusammen mit Biotit oder den weiter unten beschriebenen Pseudomorphosen auf. Es zeigt zwei ausgeprägte Systeme von Spaltrissen. Die Farbe ist bleichgrün. Das Mineral zeigt keinen Pleochroismus.

$$c \wedge \gamma \text{ (gemessen) } \dots\dots\dots 43^\circ$$

$$c \wedge \gamma \text{ (konstr. BURRI (15)) } \dots\dots\dots 43^\circ$$

$$1) 2 V\gamma \text{ (NIK.)} = 59^\circ \pm 1; \quad 2) 2 V\gamma \text{ (NIK.)} = 58^\circ,5 \pm 1,5.$$

Diese Daten klassifizieren das Mineral als einen gewöhnlichen, diopsidischen Augit.

In etlichen anderen Fällen sieht man indessen nur Pseudomorphosen nach Pyribolen, Pseudomorphosen, deren Kristallform auf monoklinen Pyroxen hindeutet. Im Basalschnitt zeigen sie meistens den Umriss von Prisma und Pinakoid. Sie sind ausgefüllt mit einer Kalzit-Chloritmasse in der Titanit und Leukoxen vorkommt. Zuweilen sind sie einer starken Auflösung ausgesetzt gewesen und zeigen nur Spuren von Kristallbegrenzung; hier sieht man dann nicht selten bei gekreuzten

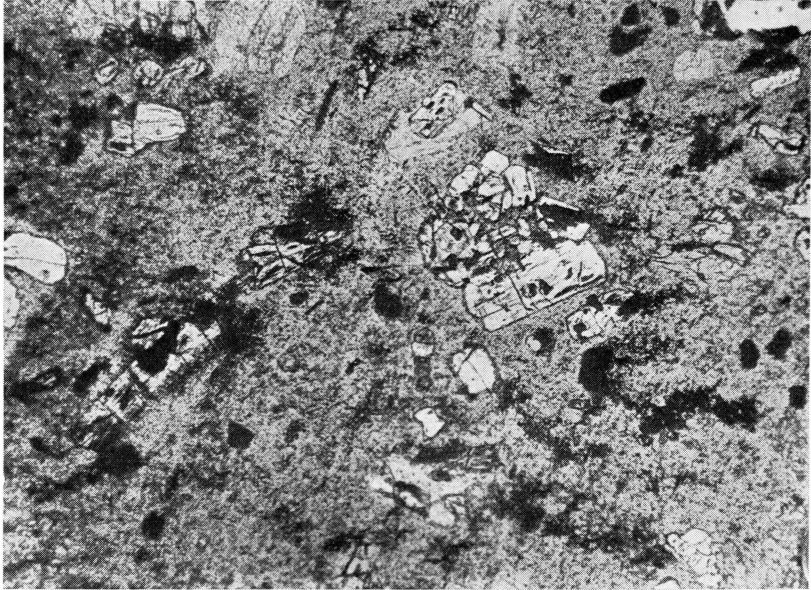


Fig. 23. Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen in andalutitischem Porphyr von Kap Fletcher. 1 Nic., 30 \times .

Nicols einen Fächer das Gesichtsfeld passieren. Ausserdem findet sich etwas Quarz.

Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen(?): Diese Pseudomorphosen, die gewöhnlich eine gut ausgebildete Automorphie zeigen, treten als verhältnismässig kurze, ziemlich breite Prismen auf (s. Fig. 23 und Fig. 24). Dass wir es nicht mit Pseudomorphosen nach monoklinem Pyroxen zu tun haben, deren Basalschnitte in Bezug auf die Kristallform sich nicht von den rhombischen unterscheiden lassen, scheint aus der Tatsache hervorzugehen, dass wir im selben Dünnschliff frischen, monoklinen Pyroxen zusammen mit vollständig umgewandeltem, rhombischem Pyroxen finden; wo der monokline Pyroxen umgewandelt ist, kann man weiter sehen (vgl. oben), dass die Ausfüllungsmaterialien ganz andere sind, als die, die man hier findet. In den Pseudomorphosen nach rhom-

bischem Pyroxen finden wir ein hellgrünes Mineral der Chloritgruppe; dies zeigt Pleochroismus mit

α = farblos $< \beta$ = sehr schwach rosa $< \gamma$ = hell grasgrün.

Der optisch negative Charakter und die positive Elongation deuten auf Bastit. Eine pinakoidale oder prismatische Spaltbarkeit in dünnen graden Linien sieht man überall, ausserdem trifft man oft eine ausgeprägte (001) Spaltbarkeit. Kalzit spielt in den Pseudomorphosen eine untergeordnete Rolle. Er kommt praktisch nur da vor, wo der ganze Dünnschliff mit diesem Mineral imprägniert ist. Kleinere linsenförmige Titanite sind häufig, gleichfalls Primäreinschlüsse von Apatit und Zirkon. Wo sich die hier besprochenen Pseudomorphosen finden, zeigen sie sich als dominierende, mafische Bestandteile des Gesteins. Leider sind in keinem Fall Reste des ursprünglichen Materials gefunden worden.

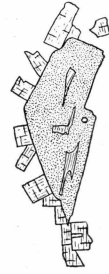


Fig. 24. Konzentration kleiner Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen am Rande eines grossen umgewandelten Biotiteinsprenglings. Etwa 26× Vergr.

Akzessorische Mineralien: *Apatit* ist häufig in Form kleiner Kristalle, besonders in den mafischen Bestandteilen des Gesteins. Ein einzelner Kristall zeigte die aussergewöhnliche Länge von 4 mm. (0001) Spaltbarkeit ist häufig. Hier und da kann man die Apatitprismen parallel zu den Spaltrissen im Biotit angeordnet finden.

Epidot: Vereinzelte kleine Körner im Biotit.

Erz (titanhaltiges Eisenerz): Einzelne der grösseren Individuen, besonders solche, die frei in der Grundmasse liegen, umgeben von einem Ring brauner Eisenoxyde, können automorph oder fast automorph sein. Die kleineren Individuen, die meist Leukoxen-umgewandelt sind oder zusammen mit Titanit auftreten, sind ganz unregelmässig. Ein opakes, meist leukoxenitisches Pigment kommt in den meisten Dünnschliffen vor, sowohl in der Grundmasse als auch in den Einsprenglingen.

Hämatit tritt in kleinen Schuppen oder Körnern in der Grundmasse oder in den Biotitpseudomorphosen auf. Wenn er durchscheinend ist, ist die Farbe tief blutrot, sonst ist das Mineral fast ganz opak, rotbraun im auffallenden Licht. Kristallgrenzen fehlen immer. Gewisse der staubähnlichen Pigmentkörner bestehen gleichfalls aus Hämatit.

Rutil ist als Sagenit im Biotit häufig. Nur ausnahmsweise ist er mit blutroter Farbe durchscheinend.

Titanit ist häufig in Form kleiner Linsen im Biotit und in den Pseudomorphosen, die vermutlich von rhombischem Pyroxen herrühren. Oft ist der Titanit von einer Leukoxenzone umgeben. In einer Anzahl von Dünnschliffen sieht man in der Grundmasse Nester von Leukoxen mit einem zentralen Kern aus durchscheinendem Titanit. In anderen Schliffen sieht man Pseudomorphosen mit der charakteristischen Keilform des Titanits erfüllt von Leukoxen und einer amorphen Substanz (s. S. 118).

Zirkon ist nirgends häufig, ist aber in allen Präparaten gleichmässig verteilt. Die aus Prisma und einfacher Pyramide zusammengesetzte Kristallform ist wohldefiniert. An einem einzelnen, grösseren Individuum wurde der einachsige, positive Charakter kontrolliert. Wenn der Zirkon im Biotit vorkommt, sieht man hier und da pleochroitische Höfe, die jedoch selten stark sind.

Sekundäre Mineralien: *Chlorit* ist das substituierende Mineral in Pseudomorphosen nach Biopyribolen. Ausserdem sieht man ihn in etlichen Dünnschliffen in kleinen Feldern in der Grundmasse.

Kalzit ist häufig in Gestalt von Feldern und diffusen Imprägnationen, sowohl in der Grundmasse als auch in den Einsprenglingen.

Limonit oder diffuse Eisenoxyde sind in den Verwitterungskrusten gewöhnlich.

Serizit ist in allen Feldspäten sehr verbreitet und ist ausserdem in mehreren Grundmassen in Form von Schüppchen zu finden, die ganz farblos sind.

Tabelle 13.

Nr. 363	Gewicht-%
SiO ₂	61,53
TiO ₂	1,01
Al ₂ O ₃	15,07
Fe ₂ O ₃	2,23
FeO	2,89
MnO	0,08
CaO	3,59
MgO	3,36
Na ₂ O	3,62
K ₂ O	4,67
P ₂ O ₅	0,50
H ₂ O+ ^{105°}	1,86
Summe . . .	100,41
H ₂ O÷ ^{105°}	0,25

Für die chemische Analyse wurde eine der interessantesten Typen ausgewählt, nämlich Nr. 363¹⁾. Das Resultat wird in Tabelle 13 (S. 70) gezeigt.

3. Rote und braune Porphyre mit Quarzeinsprenglingen.

Diese Porphyre sind hauptsächlich in den Gruppen: Rhyolit-Trachylatit-Rhyodazit angeordnet. Sie haben überwiegend rote und rotbraune Farben, wenn auch rotgraue Variationen vorkommen. Man findet sowohl fast frische als auch stark umgewandelte Typen. Oft sehen diese Gesteine in der Natur sehr bröckelig aus. Die für das bloße Auge sichtbaren Einsprenglinge sind: hellrote, automorphe Orthoklase, weisgraue Plagioklase und Biotit, der jedoch meistens in grünen Chlorit umgewandelt ist. In einigen Fällen sieht man unter der Lupe etwas Quarz. Dünne rosa Kalzitadern sind häufig. Die frischen Porphyre können relativ dunkelschokoladenfarbig sein. Die Verwitterungskrusten sind jedoch meistens hellziegelrot oder noch heller. Auf angewitterter Fläche sind die Feldspäte weiss und matt, und die Biotite können ausgewittert sein und hinterlassen dann nur Löcher in der Oberfläche des Gesteines.

Die Dichten einiger Gesteine, wie in den vorhergehenden Fällen bestimmt, ergeben sich aus Tabelle 14.

Tabelle 14.

Nr.	354	267	1127	1137	1095
Lokalität	KF	P	P	ZC	ZC
Temp. b. d. Best.	D $\frac{20^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{20^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{18^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{18^\circ}{4^\circ}$	D $\frac{18^\circ}{4^\circ}$
Dichte	2,613	2,627	2,628	2,656	2,699

Die Einsprenglingsminerale in den untersuchten Schliften sind: Quarz, Orthoklas, Plagioklas und Biotit; desweiteren sieht man in einem einzelnen Dünnschliff einige abgerundete Pseudomorphosen nach Pyribolen. Es wurden zwei planimetrische Analysen ausgeführt. Vgl. Tabelle 15.

Tabelle 15.

	Nr. 1127	Nr. 354
Grundmasse	74,3 %	57,0 %
Einsprenglinge	25,7 %	43,0 %
Quarz	11,6 %	0,9 %
Orthoklas	42,0 %	55,3 %
Plagioklas	25,5 %	27,0 %
Biotit	18,6 %	10,8 %
Pseud. n. Pyribolen	1,3 %
Akzessor. Gemengteile	2,3 %	4,7 %

¹⁾ Nr. 363: Nr. 3 in Tab. 27, S. 120.

Die Grundmassen: Im auffallenden Licht sind die Grundmassen braunrot, was teils durch die Umwandlungsprodukte der Kalifeldspäte, teils durch eine Imprägnation mit diffusen Eisenoxyden verursacht ist. In der Regel bewegen sich die Veränderungen in der Grundmasse in mehr serizitisch-chloritischer Richtung (wenn sich auch hier etwas Kalzit findet) als es in den entsprechenden grauen Porphyren der Fall war. Zuweilen ist die Textur nichtsdestoweniger ziemlich schwierig zu bestimmen. Wo die Grundmasse klar sichtbar ist, ist die mikrogranitische Textur die gewöhnlichste, mit gelegentlichen Übergängen zu mikrogranophyrischer. Hierzu kommen in zwei Dünnschliffen Streifen oder Schlieren von typisch sphärolithischer Textur (s. Fig. 2, Taf. 3). Meistens sind diese Partien längliche Schlieren im feinkörnigen Mikrogranit. (Die besonderen Verhältnisse in einem einzelnen Dünnschliff (Nr. 1009) werden unten behandelt.) Kleine Anhäufungen von äquidimensionalen Quarzkörnern in den Grundmassen sind häufig. Mikropegmatitische Verwachsungen mit scharfen Begrenzungen der »Maschen« sind in gewissen Typen nicht selten.

Einsprenglinge: Der *Quarz* ist meistens nicht sehr zahlreich. Er tritt in Form intensiv korrodierter und zuweilen ziemlich grosser Individuen auf. Nur ausnahmsweise sieht man automorphe Konturen oder Reste davon. In den Grundmassen treten gelegentlich einzelne grössere Individuen auf, die nicht der ersten Generation angehören; in Form kleiner, tropfenförmiger Körner in Kalifeldspäten ist Quarz häufig.

Der *Orthoklas* tritt in Gestalt grosser Einsprenglinge auf, die Ausmasse bis zu 1 cm Länge erreichen können. Sie sind ausgesprochen automorph. Es treten auch kleinere Individuen auf, diese sind aber meistens etwas abgerundet. Gelegentlich zeigt der braune Umwandlungsstaub zonare Anordnung. Die grössten Individuen können ausserdem grosse, unregelmässige Kalzitpartien enthalten. Unregelmässig gefleckte Orthoklase enthalten vermutlich einen Teil Na, auch der lokal auftretende Perthit weist in derselben Richtung. Perthit fand sich nur in vereinzelt, ziemlich grossen Individuen. Lokal ordnen sich die kleinen, leistenförmigen Plagioklase parallel mit der Kante der Orthoklase an. Karlsbader Zwillinge sind häufig. Korrosionskanäle sind mit Quarz oder Grundmassesubstanz gefüllt. Oft sieht man, dass die Serizitisierung von unregelmässigen Adern mit ganz zufälligem Verlauf ausgeht. Von hier aus verbreitet sich eine diffuse Imprägnation, die schliesslich das ganze Individuum ausfüllen kann.

Die *Plagioklase* sind meistens intensiv serizitisiert; auch hier sieht man in der Regel, dass die Serizitisierung unregelmässigen Adern folgt.

Sie kann aber auch diffus sein. Desweiteren findet sich etwas Kalzit, und hier und da sieht man einen Kalzitgürtel um den äusseren Rand des Einsprenglings herum. Die Plagioklase sind ausgesprochen automorph; am häufigsten ist die Tafelform, die nur ausnahmsweise etwas abgerundet ist. Multiple Zwillinge (Albit) herrschen vor, Doppelzwillinge sind aber auch nicht selten. Zuweilen sieht man kleine Gruppen, die aus 4—5 Plagioklasindividuen bestehen.

Die beiden Feldspäte der ersten Generation kristallisieren ungefähr gleichzeitig, da nämlich Kalifeldspat als Kern in Plagioklasen gefunden wird, während andererseits leistenförmige Plagioklasindividuen als Einschlüsse in den Kalifeldspäten auftreten. Ausserdem kann erwähnt werden, dass Biotit und Plagioklas nicht zu weit verschiedenen Zeitpunkten ausgeschieden worden sein können, da man die beiden Mineralien oft in paralleler Verwachsung beobachtet (s. Fig. 25). In gewissen Fällen kann es infolge einer weitgehenden Umwandlung unmöglich sein, zu entscheiden, ob ein Feldspateinsprengling ein Orthoklas oder ein Plagioklas ist. Der Anorthitgehalt, der in einigen der frischesten Dünnschliffe gemessen wurde, geht aus Tabelle 16 hervor.

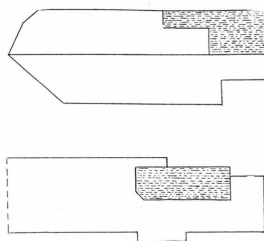


Fig. 25. Parallele Verwachsung von Biotit und Plagioklas. Einsprenglinge aus einem Porphyry vom Kap Fletcher. Länge des Plagioklaskorns ca. 2 mm.

Tabelle 16.

Präp.	1.	2.	3.
REINH.	36 %, 35 %, 31 %, 29 %	33 %, 33 %	36 %, 38 %
EBERT 28 %, 30 %

Der *Biotit* wird in gut ausgebildeten, automorphen, tafelartigen Individuen oder in hexagonalen Basalschnitten beobachtet. Einige Biotite können gebogen sein. Die ursprüngliche Farbe ist oft etwas ausgebleicht. Wenn das Mineral frisch ist, ist es pleochroitisch mit

α = farblos < $\beta = \gamma$ = frisch braun
 oder α = hell schmutziggelb < $\beta = \gamma$ = dunkel schmutzigbraun.

Einige der grossen Biotite können von einer unregelmässigen Zone oder einem Gürtel von Quarz aus der Grundmasse umgeben sein. Von hier aus wird das Mineral von linsenförmigen »Apophysen« durchsetzt, die meist parallel zu den Spaltrissen liegen. Der Biotit ist gleichmässig von Einschlüssen ausgefüllt, besonders von stark zu Leukoxen um-

gewandeltem Erz. In anderen Fällen ist jedoch fast nichts von dem ursprünglichen Mineral übrig geblieben; die automorphen Einsprenglinge sind ganz chloritgefüllt. Der Chlorit hat hier bläuliche Interferenzfarben und ein diffuses Leukoxenpigment; Übergänge von frischem Biotit zu Chlorit sind häufig. Die Entfärbung folgt augenscheinlich nicht den Fasern, sondern tritt in zufälliger Verteilung auf. Oft zeigt ein ganz grüner Biotit noch deutlich ein einachsiges Achsenkreuz ($2V = 0$). Beinahe alle Biotite haben eine opake Randzone; im Basalschnitt sieht man Sagenit. In einzelnen Schliffen variiert die Grösse der Biotite ausserordentlich stark. Aber überall sieht man den deutlich entwickelten automorphen Habitus. Nur lokal sieht man Kalzit als diffuse Imprägnation im Biotit.

Pseudomorphosen nach Pyribolen: In einem einzelnen Dünnschliff fanden sich einige wenige, ganz abgerundete Pseudomorphosen, die mit Kalzit beinahe gefüllt sind. Vermutlich stammen sie von einem Amphibol oder einem Pyroxen(?).

Akzessorische Mineralien: *Apatit* ist häufig in Form kleiner, automorpher Kristalle, besonders zahlreich in den mafischen Bestandteilen. In einzelnen Fällen sieht man etwas grössere Individuen mit deutlich einachsigem Achsenkreuz und negativem Charakter.

Erz (Ilmenit oder titanhaltiger Magnetit): Wegen der intensiven Umwandlung zu Leukoxen ist es nicht möglich, zu entscheiden, welches der beiden Mineralien vorhanden ist.

Hämatit findet sich nur in einzelnen Dünnschliffen als kleine rote Schuppen.

Pyrit fand sich nur in einzelnen Dünnschliffen als ausgeprägt automorphe Individuen.

Titanit kann automorphe Begrenzungen in der charakteristischen Keilform haben und führt oft Leukoxen als Randzone und als Körnchen von unregelmässiger Form.

Zirkon findet sich in allen Dünnschliffen als automorphe Individuen. Das Mineral ist immer nur durch recht wenige Kristalle pro Dünnschliff repräsentiert.

Sekundäre Mineralien: *Chlorit*, *Kalzit*, diffuse *Eisenoxyde*, *Leukoxen* und *Serizit*.

Von besonderer Art und deshalb auch besonderer Erwähnung wert ist eine Gesteinsprobe, die deutlich zwei verschiedene Phasen des Erstarrungsprozesses oder der Extrusion zeigt (Nr. 1002). Die Probe stammt von der Nordseite des Porphyrfjelds und besteht aus einem gewöhnlichen roten Porphyr, in welchem dünne, dichte Schlieren oder Bänder von ganz anderer Beschaffenheit auftreten (s. Fig. 26 und 27).

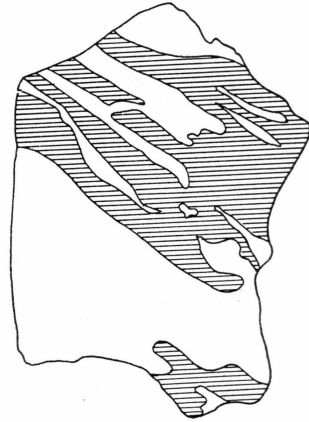


Fig. 26. Porphyryhandstück mit glasartigen Schlieren. Ca. 10 × 10 cm. Porphyrfjeld.

Makroskopisch ist es ein uneinheitliches Gestein mit ausgeprägter Fließstruktur. Die Hauptmasse ist von ziegelroter Farbe und enthält fast weisse Feldspäte und ausgebleichte Biotite als Einsprenglinge. Die Farbe in den dichteren Schlieren ist schokoladenbraun; sie führen nur vereinzelte Biotite als Einsprenglinge.

Hauptgestein: U. d. M. erkennt man die Grundmasse als einen feinkörnigen, quarzreichen Mikrogranit. In den größeren Partien fallen Übergänge zu einer mikrogranophyrischen Textur auf. In dieser Masse finden sich Schlieren oder Bänder eines Gesteins mit wohl ausgebildeter sphärolithischer Textur; lokal ist es ein fast reiner Sphärolithfels. Die Hauptgrundmasse hat im auffallenden Licht einheitlich aschgraue Farbe, die sphärolithischen Bänder sind braunrot.

Einsprenglinge: *Quarz* findet sich nur in ein paar abgerundeten Individuen; jedoch einzelne Individuen aus den größeren Partien der Grundmasse erreichen eine bedeutende Grösse. Der *Orthoklas* ist ziemlich stark umgebildet und mit Serizit gefüllt. Korrosionskanäle sind zahlreich, und es finden sich kleinere Kalzitanhäufungen. Der *Pla-*

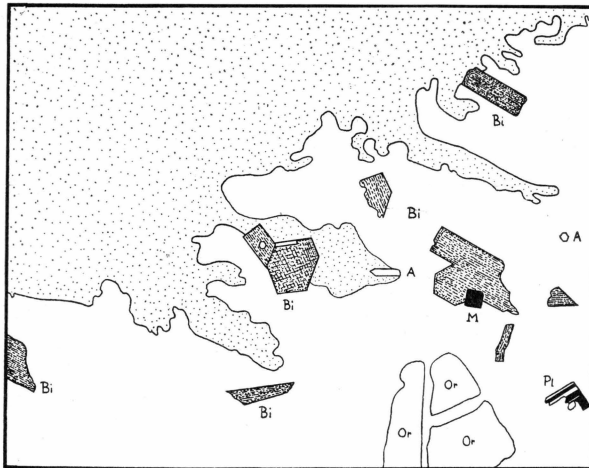


Fig. 27. Kontakt zwischen mikrogranitischem Porphyr mit Einsprenglingen (weiss) und glasartiger Schliere (punktiert). Ca. 80 ×.

gioklas ist wie die gewöhnlichen, länglich-tafelförmigen Individuen ausgebildet, die intensiv zu Serizit umgewandelt sind. Spuren von den multiplen Zwillingslamellen sieht man hier und da durch die »Beläge« aus Umwandlungsprodukten hindurch. Der *Biotit* findet sich in automorphen Individuen, die stark mit frischem Erz gefüllt sind. In einzelnen Lamellen ist die originale Farbe bewahrt und zeigt Pleochroismus mit

$$a = \text{farblos} \quad < \beta = \gamma = \text{braun.}$$

Der ausgebleichte *Biotit* zeigt gradweise Übergänge zu grünlichem *Biotit*, immer mit einachsigem Charakter. Einschlüsse sind häufig.

Akzessorische Mineralien: *Apatit*, *Erz* und *Zirkon*.

Die dichten Schlieren: Diese sind mit Kalzit, deren schwammige Einzelindividuen in »granophyrähnlicher« Weise in einander eingreifen, ausgefüllt; dazu treten mehr lokal zahlreiche kleine, grüne Chloritschuppen. Die einzigen Einsprenglinge, die man findet, sind lange, ausserordentlich dünne *Biotite*, die mit einer opaken Substanz ausgefüllt sind, sodass sie nur sehr schwach durchscheinend sind. Im auffallenden Licht ist ihre Oberfläche bräunlich. Nicht selten sind die *Biotite* stark gebogen. Neben den besprochenen grösseren kommen einige ganz kleine, tafelförmige Individuen vor, die die ursprüngliche Automorphie und Farbe gut bewahrt haben. Als akzessorische Mineralien findet man *Apatit*, *Hämatit* und kleine, automorphe *Erzkörner*.

Augenscheinlich haben wir es hier mit einem mikrogranitisch erstarrten Oberflächengestein zu tun, das später mit dichten Schlieren desselben Magmas injiziert wurde, die einer schnelleren Abkühlung unterworfen waren, was u. a. durch die sphärolithische Textur angezeigt wird. Ein weiter Hinweis hierauf ergibt sich aus dem Umstand, dass nur *Biotit* und Akzessorien als Einsprenglinge vorhanden sind, und dass die Einsprenglingsminerale des älteren Gesteins dort, wo es in Kontakt mit dem jüngeren auftritt, nicht kantenrund oder aufgeschmolzen sind (s. Fig. 27). Die Grenzlinie zwischen den beiden Typen ist ausserordentlich unregelmässig, aber scharf.

4. Rote und braune Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge.

Die Farben innerhalb dieser Gruppe, deren Hauptglieder *Latit* und *Andelatit* sind, variieren von ziegelrot über fleischfarben bis zu schokoladenfarben und dunkel-braunrot. Die dunklen Nuancen sind die gewöhnlichsten. Zuweilen beobachtet man eine unregelmässig fleckige Verteilung der Farben, sodass die roten Farben von kleineren Partien mit grauen oder gelblichen Farbtönen abgelöst werden. Fluidalstruktur sieht man oft, sowohl in grösserem als auch in kleinerem Masstab. Die Verwitterungsfarbe ist heller als die der frischen Flächen und oft bräunlicher. Die gewöhnlichsten, mit blossem Auge sichtbaren Einsprenglinge sind hellrote *Orthoklase*, graue und grünliche *Plagioklase* und *Biotit*. Gelegentlich hat die verwitterte Oberfläche einen fast schwarzen, metallisch glänzenden Überzug, der in den natürlichen Aufschlüssen die Farbe von sowohl den Einsprenglingen wie auch der Grundmasse ganz verdeckt. Viele Gesteine dieser Gruppe scheinen im Handstück ganz frisch zu sein

und zerspringen unter dem Hammer, während sie sich unter dem Mikroskop oft als intensiv umgewandelt erweisen. Umgekehrt sieht man gelegentlich ein zerbröckelndes Gestein mit frischen und wohlbewahrten Mineralien (z. B. Nr. 352). Die durchschnittliche Grösse der Einsprenglinge ist gering; ausnahmsweise kann jedoch der Orthoklas ausserordentlich grosse Dimensionen erreichen (bis zu 18×20 mm wurden gemessen). In den meisten Fällen treten die Einsprenglinge auf verwitterten Flächen hervor, wo sie eine matte weisse Farbe haben. Nur der Biotit und andere mafische Bestandteile können fortgewittert sein und Löcher in der Oberfläche hinterlassen..

Die Dichte einiger der Haupttypen ist aus Tabelle 17 ersichtlich.

Tabelle 17.

Nr.	358	271	1131	352	269	353	248	1007	1082
Temp. b. d. Best. ...	$D_{4^{\circ}}^{18^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{20^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{18^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{20^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{20^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{21^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{21^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{17^{\circ}}$	$D_{4^{\circ}}^{17^{\circ}}$
Dichte	2,613	2,630	2,656	2,657	2,676	2,683	2,697	2,700	2,714

In der nächsten Tabelle wird eine Darstellung der Mineralverteilung unter den Einsprenglingen gegeben.

Tabelle 18.

Nr.	358	352	1007	1010	1138	1131	248	271	1001	269	1082	353
Lokalität	KF	KF	P	P	ZC	P	P	P	P	P	ZC	KF
Orthoklas	+	58,1	}+	}+	+	+	}67,3	+	+	16,0	16,5	23,3
Plagioklas	+	26,0			+	+		+	+	+	+	40,0
Biotit	+	12,3	+	+	+	+	23,5	+	+	36,0	}38,6	14,3
Pseud. n. Pyrib.	—	—	—	—	—	—	2,7	+	+	—		—
Pseud. n. mon. Pyr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15,1
Pseud. n. rhom. Pyr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30,0
Akzess. Gemengteile	+	3,6	+	+	+	+	6,5	+	+	8,0	5,9	8,0

Die Grundmassen: Sehr oft ist das ganze Gestein weitgreifenden Umwandlungen unterworfen gewesen; die Feldspäte sind zu Serizit umgewandelt, die Mafite zu Chlorit, und die ganze Grundmasse ist mit Kalzit und diffusen Eisenoxyden erfüllt. Zuweilen sieht man jedoch frischere Partien. Die Textur variiert hier von holokristallin, mikrogranitisch bis zu mikrogranophyrisch und weiter bis zu mikrofelsitisch. Man kann ausserdem in verschiedenen Fällen eine sphärolithische Textur antreffen. Wo dies der Fall ist, haben wir es, mit anderen Worten, mit einem devitrifizierten Glas zu tun; das rote Pigment ist in diesen Gesteinen in kleinen Sphärolithen mit zonarer Anordnung

der Farbe angeordnet. Im zentralen Teil findet sich eine rotbraune Farbe mit nach aussen abnehmender Intensität (s. Fig. 2, Taf. 3). In einigen Dünnschliffen ist in gewissen Teilen mikrogranitische Textur gewöhnlich, an anderen Stellen dominieren kleine, leistenförmige Feldspäte; deren Anordnung erinnert jedoch nicht an eine trachytische oder pilotaxitische. Ihr augenscheinlich regelloses Auftreten kann vielleicht mit dem JOHANNSEN'schen Ausdruck »felty« (s. 41, S. 49) bezeichnet werden. Der porphyrische Charakter des Gesteins ist meistens ausgeprägt. Die Farbe im Dünnschliff ist fast immer bräunlich, variierend von aschfarben zu frischem Rot auf Grund des reichen Vorhandenseins von Eisenoxyden. Die einzige unumgewandelte Grundmassenkomponente ist Quarz; doch kann der Kalifeldspat auch ziemlich frisch sein, während frische Plagioklasleisten selten sind. Grosse Kalzitfelder, oft mit einer rötlichen Imprägnation und kleinen Chloritschuppen, sind sehr verbreitet; grössere Chloritpartien in den dunkelsten Typen treten meistens als Schlieren auf; sie haben oft eine sphärolithische Textur. Die erwähnte braunrote Farbe, die man in so gut wie allen Dünnschliffen wiederfindet, ist am stärksten um kleine Hämatitkörner herum, von denen einige durchscheinend braunrot sind. In peripherer Richtung nimmt die Farbe an Stärke ab und geht in einen diffusen Ton über, der unregelmässig im Schliff verteilt ist. Kleine, leukoxenumgewandelte Erzkörner in der Grundmasse spielen eine nicht geringe Rolle. Ausser den primären Komponenten und den erwähnten sekundären Mineralien treten grössere Quarzaggregate auf, die den Charakter einer Imprägnation oder Ausfüllung haben, die deutlich jünger als die Hauptmasse sind. In ihnen sieht man gewöhnlich kleinere Partien der Grundmasse »schweben«. Die erwähnten Quarzpartien sind ganz unregelmässig, schwammig, und variieren von Schliff zu Schliff stark in Anzahl und Grösse.

Einsprenglinge: *Orthoklas*. Wie aus Tabelle 18 ersichtlich, war es in mehreren Fällen wegen der starken Umwandlung nicht möglich, das exakte Verhältnis zwischen Orthoklas und Plagioklas anzugeben. Doch scheinen ohne Zweifel immer beide Feldspatarten aufzutreten. Wenn die äusseren Kristallbegrenzungen das einzige Unterscheidungsmerkmal waren, sind die breiten, tafelförmigen Feldspäte als Orthoklas angesehen worden, die länglichen als Plagioklas. Die Hauptumwandlungsprodukte sind Serizit und Kalzit, von denen entweder das eine oder das andere dominieren kann. Zuweilen ist der Orthoklas frisch, und man findet dann oft Karlsbader Zwillinge. In der Regel sind einige Eisenoxyde im Mineral zu sehen. Die gewöhnliche, tafelförmige Automorphie ist in den kleinen Individuen meist besser entwickelt als in den grösseren, die oft etwas abgerundet sind. Ausser Serizit und Kalzit sieht man häufig kleine Quarzkörner. Als Primäreinschlüsse finden sich sowohl

Apatit als auch Erz. In den frischen Typen wird der Gegensatz zwischen Grundmasse und Einsprenglingen durch einen rostfarbenen Ring um die letzteren hervorgehoben. Korrosionskanäle sind häufig.

Die *Plagioklase* sind immer ausgesprochen automorph. Die längliche Tafelform ist die häufigste. Wie schon oben erwähnt, kann die Umwandlung, besonders die Serizitisierung, in den Plagioklasen, in denen sich auch Kalzitfelder finden sehr intensiv sein. Kleine tropfenförmige Quarzkörner und mit Quarz oder Grundmasse gefüllte Korrosionskanäle (s. Fig. 28) kommen häufig vor. Auch die Plagioklaseinsprenglinge haben gewöhnlich einen braunen Rand. Einschlüsse von Apatit und Erz sieht man oft, ebenso trifft man vereinzelte automorphe Biotite, die anzeigen, dass, wie oben schon angedeutet, die Kristallisation von Biotit und Plagioklas zeitlich ineinander greift. In einem Teil der Schriffe sieht man, dass die verschiedenen Umwandlungen besonders mittelgrosse Individuen bevorzugt haben. Sowohl die kleineren wie auch die grösseren Plagioklase, die stark abgerundet und korrodiert sind, sind frischer. Die vorherrschende Zwillingsform ist in allen Schnitten Albit, dazu kommen Albit-Karlsbader, Albit-Ala und Periklin. Der Anorthitgehalt, der dem eines Andesins entspricht, ist aus Tabelle 19 ersichtlich.



Fig. 28. Korrodiertes Plagioklaseinsprengling. Länge ca. 2 mm.

Tabelle 19.

Präp.	1.	2.	3.	4.	5.
REINH. ...	36 %	38 %, 36 % 35 %, 41 %, 31 %, 30 %	38 %
EBERT.	31 %, 30 %, 32 % 33 %, 32 %	40 %	40 %, 44 %, 44 %

Der *Biotit* ist in Form automorpher Einsprenglinge ausgebildet, die oft von einem auffallenden, opaken Rand umgeben sind. Die Opakisierung kann so weit gehen, dass das ganze Mineral undurchsichtig erscheint (s. Fig. 29). An einigen Stellen ist das Mineral frisch braun, an anderen ausgebleicht mit nur einzelnen braunen Lamellen; in wieder anderen Fällen ist es ganz zu Chlorit umgewandelt. Wo die Farben bewahrt sind, ist das Mineral pleochroitisch mit:

α = fast farblos bis gelblich $< \beta = \gamma$ = braunrot bis blutrot.

Im Basalschnitt sieht man oft besonders gut ausgebildeten Sagenit, der aus dunkel-blutroten Rutilnadeln besteht. Weiterhin treten kleine, isolierte Körner von Hämatit und Epidot auf. Primäreinschlüsse von

Apatit und Zirkon sind zahlreich, ebenso ist linsenförmiger Titanit häufig längs der Fasern im Biotit zu finden. Oft ist dieser Titanit mit Leukoxen pigmentiert. Lokal, besonders längs den Enden der grösseren Individuen, sieht man etwas farblosen, parallel mit dem Biotit verwachsenen Glimmer. An Umwandlungen im Biotit können entweder die erwähnte Opakisierung oder eine Chloritisierung oder eine Kombination



Fig. 29. Allmähliche Opakisierung eines Biotiteinsprenglings aus einem andelatitischen Porphyr. Etwa $25 \times$ Vergr.

von beiden auftreten. In allen Fällen findet man etwas Kalzit. Die Biotite sind von stark variierender Grösse, wie dies auch in einigen der früher beschriebenen Gruppen der Fall war.

Pseudomorphosen nach Pyribolen: Unter dieser Bezeichnung werden hier einige, meist abgerundete Pseudomorphosen zusammengefasst, die in einigen Fällen Spaltungsrisse aufweisen. Diese werden durch opake Substanzen hervorgehoben und erinnern an Spaltrisse bei monoklinem Pyroxen. In anderen sieht man Reste von Kristallbegrenzungen, die an Amphibol erinnern. Das substituierende Material ist in beiden Fällen eine kalzitreiche Masse von Chlorit, die einzelne Serizitschuppen enthält. Da die Pseudomorphosen ausserdem in den meisten Fällen eine schlecht ausgebildete und meist abgerundete Kristallbegrenzung aufweisen, werden sie hier von vornherein zusammen behandelt. Quantitativ spielen sie in den Dünnschliffen, in denen sie sich finden, selten eine grössere Rolle. Ebenso wie die Biotite können sie eine opake Randzone haben.

Pseudomorphosen nach monoklinem Pyroxen (oder nach Olivin?): Diese Pseudomorphosen, die nur in einem Dünnschliff gefunden wurden (Nr. 353), haben recht gut ausgebildete Kristallbegrenzungen. Sie sind von einem breiten, farbigen, reaktionsrandähnlichen Ring umgeben und hauptsächlich von einer karbonatischen Masse erfüllt, die aus einer grossen Anzahl regellos orientierter Individuen besteht, sowie von etwas Limonit in entweder unregelmässigen Adern oder mehr diffusen Partien. Die ursprüngliche Natur des Minerals ist nicht bekannt; die Möglichkeit für das ursprüngliche Vorhandensein eines Ca-reichen Pyroxens in diesen Pseudomorphosen kann dabei aber nicht von der Hand gewiesen werden. Wenn die Kristallform rhombisch ist, (was sich nicht entscheiden lässt), kommt Olivin in Frage, da eine atmosphärische Verwitterung dieses

Minerals in gewissen Fällen karbonatische Umwandlungsprodukte erzeugen kann, die oft etwas Limonit oder Hämatit enthalten. Das gemeinsame Vorkommen mit (Pseudomorphosen nach) rhombischem Pyroxen, Biotit und Feldspäten der ersten Generation spricht nicht gegen eine solche Annahme.

Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen(?): In einem Dünnschliff fand sich eine Anzahl von Pseudomorphosen, die mit denen in Nr. 363 und 364 bei der oben beschriebenen, quarzarmen Gruppe übereinstimmen; von dem ursprünglichen Material ist nichts mehr vorhanden. Die Hauptmasse besteht nun aus einem hellen, grünen Mineral der Chloritgruppe mit kleineren, lokalen Kalzitfeldern. Es zeigt Pleochroismus mit:

α = farblos < β = sehr schwach rosa < γ = hell grünlich.

Der optische Charakter ist negativ. Das Mineral ist vermutlich Bastit (s. S. 69). Prismatische oder pinakoidale Spaltbarkeit in dünnen, und (001) Spaltbarkeit in dicken Linien ist häufig. Oft findet man Einschlüsse. Die Pseudomorphosen sind von kurzer, ziemlich breiter prismatischer Form. Wo sie auftreten, sind sie das vorherrschende mafische Mineral in dem Gestein.

Akzessorische Mineralien: *Apatit* ist gewöhnlich.

Epidot findet sich in kleinen, grüngelben Körnern im Biotit.

Hämatit ist ziemlich häufig in Form von kleinen, opaken oder blutroten Schüppchen in den Gesteinen.

Erz (*Ilmenit* oder titanhaltiges *Eisenerz*) ist sehr verbreitet; es ist oft von einer Rostzone umgeben oder recht stark in Leukoxen umgewandelt.

Rutil findet sich als Sagenit im Biotit.

Titanit ist häufig, oft in Verbindung mit Erz und Leukoxen. Die Farbe ist schmutzig braun.

Zirkon, der nie zahlreich ist, hat überall eine ausgeprägte Automorphie.

Sekundäre Mineralien: *Chlorit* ist das vorherrschende Ausfüllungsmaterial in gewissen Einsprenglingen und kommt weiterhin, meist in Verbindung mit Quarz, als Bänder oder Schlieren in der Grundmasse vor.

Kalzit findet sich in Feldern in der Grundmasse und in den Einsprenglingen, ausserdem in dünnen Adern.

Limonit oder diffuse *Eisenoxyde* sind sehr verbreitet. Die rote Farbe der Gesteine rührt in allererster Linie von dieser rötlichen Infiltration her, die oft von einem Hämatitkern ihren Ausgang nimmt.

Quarz sehen wir in Form der schon erwähnten unregelmässigen Partien in der Grundmasse in verschiedenen Gesteinen, dazu in unregelmässigen Streifen zusammen mit Chlorit. Nicht selten findet man dünne Quarzadern, die ein ganzes Präparat durchsetzen.

Serizit findet sich hauptsächlich in den Feldspäten, kann jedoch auch als Schüppchen in der Grundmasse beobachtet werden.

Zur chemischen Analyse wurden zwei Gesteine gewählt, nämlich eine Probe des Hauptgesteines vom Nordende des einen Hauptgebietes: Porphyrfeld (Nr. 248), und eine vom unteren Teil der westlichen Lokalität bei Kap Fletcher, dem anderen Hauptgebiet (Nr. 353). Das letztgenannte Gestein ist besonders beachtenswert wegen seines grossen Gehalts an mafischen Bestandteilen. Die Resultate der Analysen ersieht man aus Tabelle 20.

Tabelle 20.

	Nr. 353 ¹⁾ Gewicht-%	Nr. 248 ¹⁾ Gewicht-%
SiO ₂	58,98	61,66
TiO ₂	1,20	0,54
Al ₂ O ₃	14,09	15,07
Fe ₂ O ₃	4,76	2,10
FeO	1,96	3,23
MnO	0,10	0,06
CaO	4,40	3,82
MgO	3,98	1,92
Na ₂ O	2,95	2,36
K ₂ O	3,68	3,87
P ₂ O ₅	0,48	0,58
H ₂ O ^{+105°}	3,22	4,65
Summe . . .	99,80	99,86
H ₂ O ^{-105°}	0,30	0,48

¹⁾ Nr. 353 u. 248 = Nr. 2 u. Nr. 4 in Tab. 27. S. 120.

5. Eruptiv-Breccien.

Hier sollen einige Gesteine von ziemlich variierendem Aussehen behandelt werden. Sie stammen teils aus NORDENSKJÖLD's Sammlungen, teils aus denen des Verfassers.

Die eine Gruppe dieser Gesteine besteht aus verschiedenen Eruptivtypen, die gewöhnlich mit einem Gestein zementiert sind, das mehr oder weniger ausgesprochen einer der vorher beschriebenen Porphyrtypen entspricht. In einer anderen Gruppe ist ein recht grosses Kontingent kleiner Bruchstücke von Sedimentgesteinen zusammengefasst. Diese Type muss wahrscheinlich als Kontaktbreccie aufgefasst werden.

Einige charakteristische Beispiele für die hierher gehörenden Gesteine sollen im Folgenden hervorgehoben werden.

N-D¹⁾, Nr. 1. »Glimmerporphyrit med basisk brottstykke« (Original-etikette). Das Hauptgestein ist hier sehr biotitreich, daneben sieht man automorphe Feldspateinsprenglinge von hellroter Farbe. Die Farbe des Gesteines ist dunkel rotgrau. In dieses Gestein eingeschlossen findet sich eine Anzahl von Fragmenten eines Eruptivgesteins von fast schwarzer Farbe und mit deutlicher Fluidaltextur. Die Einsprenglinge in diesen Einschlüssen sind Biotite.

U. d. M. zeigt sich, dass die Grundmasse des Kittgesteins ursprünglich glasig gewesen ist. Nun ist sie fast völlig mit Kalzit imprägniert, sodass die Farbe im auffallenden Licht etwas grau erscheint. Die Grundmasse enthält eine Anzahl unregelmässiger Quarzkörner und einige kleine Biotite. Um die grösseren Einsprenglinge herum beobachtet man eine fluidale Anordnung der Grundmassekomponenten. Die Grenze zwischen dem Hauptgestein und den Einschlüssen ist scharf. Gelegentlich liegen kleine Biotite parallel zu den Grenzlinien. Die jetzige Textur zu klassifizieren ist sehr schwierig, wenn nicht unmöglich.

Die Einsprenglinge bestehen aus automorphen *Orthoklasen*, etwas weniger *Plagioklasen* (35 % An) und *Biotiten* in gebogenen, automorphen Individuen. Biotit ist die einzige mafische Komponente. Die braune Farbe mit dem deutlichen Pleochroismus ist erhalten.

Der Ursprung einiger chloritgefüllter Pseudomorphosen mit ganz undeutlichen Umrisslinien ist unklar.

Die akzessorischen Mineralien sind: *Apatit*, *Erz*, *Titanit* mit *Leukoxen* und *Zirkon*.

Basischer Einschluss Nr. 1: Dies Gestein ist porphyrisch und enthält reichlich frischen *Biotit* mit dem gewöhnlichen Pleochroismus; daneben einen Teil diffuse *Chlorit-Kalzitmassen* ohne Kristallbegrenzungen. Ausserdem bemerkt man einige kleine *Plagioklase* (42 % An.) mit multiplen Albitzwillingen, sowie etwas *Quarz* mit Einschlüssen von *Biotit*. Sie machen den Eindruck, phänokrystisch zu sein. Dazu kommen die gewöhnlichen Akzessorien.

Basischer Einschluss Nr. 2: Dieser Einschluss, der kleinere der beiden, besteht im wesentlichen aus *Biotit*, sekundärem *Kalzit* und einer diffusen *Chlorit*-masse. Ausserdem enthält er zwei ziemlich grosse Individuen eines farblosen Minerals, das von gleichmässig verteilten braunen Eisenoxyden umgeben und von Adern oder Reihen kleiner *Hämatit*körner durchsetzt ist. In dem Mineral selbst findet sich auch etwas Kalzit. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben wir hier das Mineral vor uns, das NORDENSKJÖLD folgendermassen beschreibt (op. cit. S. 202):

«. . . a colourless mineral, entirely intergrown with biotite, yet without crystallographic orientation. Nepheline it is not, and I can only class this mineral as orthoclase, though with uncertainty.« Die Lichtbrechung und Doppelbrechung kommen der des Quarzes nahe. Der optisch einachsige Charakter ist positiv, und die Interferenzfarben haben einen schwach bläulichen Schimmer, wenn man sie mit den grauen Tönen des Quarzes vergleicht. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass wir statt dessen ein Mineral der Skapolitgruppe vor uns haben. Nach dem Diagramm von WINCHELL (74. S. 346) passen die Daten auf einen fast reinen Marialith mit bis zu 6,5 % Mejonit und positivem Charakter. Handelt es sich wirklich um ein

¹⁾ N-D = NORDENSKJÖLD.

Skapolitmineral, würden wir es nach dem erwähnten Diagramm mit einem Cl- und Na-reichen Skapolit zu tun haben. Vorhandensein von Ba kann nicht überraschen, da wir unter den Vertretern der Gruppe III (S. 101) Barytmandeln und Spaltenfüllungen mit Baryt finden. In einer der Analysen dieser Gruppe findet sich ein recht bedeutender BaO-Wert (s. Tab. 27).

N-D, Nr. 2. »Porfyrisk vulkanisk konglomerat« (Originaletikette). Dieses Gestein ist von agglomeratischem Charakter und besteht aus verschiedenen Fragmenten, die in eine porphyrische Masse eingebettet sind. Vermutlich stammt das Gestein von einem Zuführungskanal zu den Oberflächengesteinen. Es wurde von NORDENSKJÖLD als Block bei Kap Fletcher gefunden.

Die Zwischenmasse erweist sich u. d. M. als ein variierendes, agglomeratisches, vulkanisches Gestein. Die äusserst feinkörnige Grundmasse enthält ausser fremden Einschlüssen einige einsprenglingsartige Mineralien, die jedoch alle »zufällige« Begrenzungen und meist scharfe Bruchränder haben. Diese Einsprenglinge bestehen aus *Quarz*, der oft ausgesprochen kantige Form zeigt und immer von einem breiten Kalzitrand umgeben ist; weiterhin aus *Orthoklas* (ebenfalls mit Kalzit) und etwas Serizit enthaltendem *Plagioklas* mit einem Anorthitgehalt von 29 %. Ausserdem findet man oft gebogene und gedrehte *Biotite*, die zu Chlorit mit bläulichen Interferenzfarben umgewandelt und mit opaken Eisenoxyden gefüllt sind. Ausser den genannten Mineralien treten grössere Chloritmassen von oft sphärolithischer Textur auf. Die akzessorischen Gemengteile sind: *Apatit*, *Hämatit* und in Leukoxen umgewandeltes *Erz*.

Einschluss-Type 1, besteht aus abgerundeten Stücken, die ganz und gar aus kleinen äquidimensionalen *Quarzkörnern* bestehen, mit nur einem einzigen, grossen *Kalifeldspat*. Sie sind vermutlich sedimentären Ursprungs, d. h. aufgeschmolzener Sandstein oder Quarzit.

Einschluss-Type 2: Die Gesteinsfragmente, die hierunter gesammelt behandelt werden, zeigen meistens mehr zufällige Umriss. Alle Spuren von Primärtextur sind verschwunden, die ganze Grundmasse ist mit Kalzit durchsetzt, welcher nun grosse, unregelmässige Partien einnimmt. Die Einsprenglinge sind ganz ausgebleicht oder umgebildet. Sie bestehen aus kleinen, automorphen, serizitisierten *Feldspäten* und *Biotit* mit Leukoxenpigment. Desweiteren findet sich etwas *Erz*, das automorph ausgebildet sein kann, meist aber in Form von Körnchen mit ganz unregelmässigen Begrenzungen auftritt und von einem breiten Rost- oder Leukoxenring umgeben ist.

Einschluss-Type 3: In einigen Zügen ähneln diese Einschlüsse denen der Gruppe 2, man sieht jedoch lokal Reste einer pilotaxitischen Textur der Grundmasse. Die einzigen Einsprenglinge sind serizitgefüllte *Feldspäte* und etwas *Erz* mit breiten Rosträndern.

Einschluss-Type 4: Diese bestehen augenscheinlich aus einer Art Segregation grosser *Chloritpartien*, die mit kleinen *Erzkörnern* gefüllt sind.

Einschluss-Type 5: Unregelmässige Aggregate von verschiedenen Mineralindividuen von Einsprenglinggrösse, besonders von *Biotit* in stark gebogenen und gefalteten Individuen, die nun ganz zu Chlorit mit bläulichen Interferenzfarben umgewandelt und zwischen den Lamellen mit lenticulärem Kalzit gefüllt sind. Auch unregelmässiger Felder dieses Minerals kommen im Biotit vor. Weiterhin sieht man einige *Feldspäte* sowie *Erz* mit *Leukoxen*. Die Zwischenmasse geht, praktisch gesprochen, kontinuierlich in das umgebende Gestein über, das mit Chloritschüppchen und grösseren Kalzitpartien ganz ausgefüllt ist.

Nr. 253. Block vom Süden des Porfyrfjelds. Makroskopisch ein heterogenes, agglomeratisches Gestein von graugrüner Farbe und recht uneinheitlichem Charakter. Mit dem blossen Auge sieht man rote, abgerundete Einschlüsse von Bohnengrösse, ausserdem dunkle, grünliche, und weissliche, flintartige Gesteinsfragmente. Im Hauptgestein findet man einsprenglingartige, chloritisierte Biotite. Die Verwitterungsfarbe ist graubraun. Der Verfasser nimmt an, dass das vorliegende Gestein eine kontaktnahe Type ist, die verschiedene Fragmente aus der unmittelbaren Umgebung als Einschlüsse enthält.

U. d. M. erweisen sich die Einsprenglinge des Hauptgesteins als korrodierte *Quarze*, automorphe, serizitgefüllte *Orthoklase*, in denen hier und da Karlsbader Zwillinge zu sehen sind, ebenfalls stark umgewandelte *Plagioklase* mit einem An-Gehalt von ca. 35 %, und schliesslich *Biotit*, der ganz durch Chlorit ersetzt und dazu oft so aufgelöst ist, dass die ursprüngliche Automorphie verschwunden ist. Die Akzessorien sind: *Apatit*, *Erz* mit *Leukoxen* und *Zirkon*.

Im Dünnschliff sieht man die Grenze zwischen einem der Einschlüsse und der umgebenden Masse klar. Im grossen Ganzen sind die Einschlüsse scharfkantig. Sieht man jedoch näher auf die unmittelbare Grenzlinie, so zeigt es sich, dass sie recht verschwommen ist. Die Einschlüsse, d. h. die Bruchstücke von Magmagesteinen, haben eine so feinkörnige, beinah dichte Grundmasse, dass die Komponenten nicht unterscheidbar sind. Wir haben hier, allem Anschein nach, ein devitrifiziertes Glasgestein vor uns.

Die übrigen in diesem Gestein vorkommenden, fremden Fragmente sind sedimentären Ursprungs.

6. Xenolithe.

NORDENSKJÖLD (op. cit. S. 198) beginnt seine Übersicht über die Gesteinstypen von Kap Fletcher mit einer Gruppe, die er »coarsely crystalline, syenite-like rocks« nennt. Sie ist nur durch ein einziges Handstück repräsentiert, das er folgendermassen beschreibt: . . . »macroscopically a deep-red granite without anything especially peculiar in its appearance. Microscopically, however, one can see that the quartz occurs exclusively as rounded, sharply defined aggregates, often surrounded by or in close connection with areas rich in chlorite and of an appearance that is foreign to the ordinary mass of the rock. It is not easy to decide if we are in presence of remains of an older rock, destroyed by fusion, or secondary secretions in a kind of miarolitic cavities. For the rest, the rock consists of large individuals of strongly reddened orthoclase, which embraces small fresh crystal individuals of plagioclase«.

Nur ein einziges Stück aus der Sammlung des Verfassers scheint von gleicher oder sehr ähnlicher Beschaffenheit zu sein. Diese Probe (Nr. 367) wurde als Block in dem steilen Schuttanhang an der Westseite des Kap Fletcher-Bergs in etwa 200 m Höhe gefunden.

Es kann kaum bezweifelt werden, dass die beiden Gesteine an dieser

Stelle vorkommen. Da sie jedoch weder hier noch an anderen Stellen anstehend gefunden worden sind, glaubt der Verfasser, dass man sie als Einschlüsse auffassen muss. (Im Zusammenhang hiermit kann auf einen granitischen Einschluss von $1 \times 0,5$ m Grösse hingewiesen werden, der 1932 in dem noch nicht beschriebenen roten Porphyrvorkommen von Kap Brown auf der Wegener-Halbinsel gefunden wurde.)

Makroskopisch ist Nr. 367 ein mittelkörniger, rosa, quarzreicher Plutonit. Er sieht sehr umgewandelt aus, enthält dünne Quarzadern und ist etwas miarolitisch. Man sieht keine frischen, mafischen Bestandteile, jedoch grosse, unregelmässige Felder einer hellen, grünen Chloritmasse. Die verwitterte Oberfläche ist etwas dunkler als die frische Bruchfläche und hat einen braunen Farbton.

U. d. M. sieht man den überall vorhandenen *Quarz* in Aggregaten vom gleichen Typus auftreten, wie von NORDENSKJÖLD beschrieben. Sie bestehen aus einer grossen Anzahl kleiner, äquidimensionaler Körner mit zufälliger optischer Orientierung. Die Grenzen zwischen den Aggregaten und der umgebenden Masse sind ziemlich scharf. Von diesen Quarzaggregaten ausgehend durchdringen lange Quarznadeln die Umgebung, u. a. die Feldspateinsprenglinge. Der *Orthoklas* ist wegen intensiver Ausfüllung mit Umwandlungsprodukten rötlich. Auch dieses Mineral kann in Nestern auftreten, die aus mehreren, verschieden orientierten Individuen bestehen. Karlsbader Zwillinge sind gewöhnlich. Die Individuen sind oft etwas abgerundet. *Plagioklas* ist nicht besonders häufig. Die abgerundeten Individuen sind stark serizitisiert. Der ursprüngliche Biotit hat seine Farbe verloren und ist stark chloritisiert. Oft sind die äusseren Begrenzungen ganz unregelmässig. Ausserdem findet sich etwas *Apatit* sowie einige dunkle, unregelmässige *Leukozen*felder und einzelne *Zirkone*.

Die Zwischenmasse ist zum wesentlichen Teil aus Quarz zusammengesetzt, wobei die Nadelform eine grosse Rolle spielt (ehemaliger Tridymit?). Ausserdem finden sich kleinere Gebiete aus stark umgewandeltem Feldspat.

Der Verfasser hatte Gelegenheit, ein Präparat von NORDENSKJÖLD's Handstück zu sehen. Es ist dem eben beschriebenen Gestein sehr ähnlich und vermutlich desselben Ursprungs. Vielleicht kann man beide als hypabyssische oder plutonische Typen deuten, die bereits vor der Hauptintrusion in der Tiefe erstarrt waren und später von den Extrusiven bei ihrem Aufdringen mitgerissen wurden. Eine andere Möglichkeit ist die, dass es sich um vulkanisches Bombenmaterial handelt, oder um an und für sich allochthone Partien eines älteren Teils des Untergrundes. Hier werden die genannten Gesteine vorläufig als Einschlüsse betrachtet.

Ein Einschluss von ganz anderem Typus ist ein Gestein vom Porphyrfeld. Es wurde in bedeutender Höhe im Schutt auf dem Nordabhang des Berges aufgesammelt.

Makroskopisch ist es ein zusammenhängendes, intensiv rotgefärbtes, flintähnliches Gestein von etwas stengeliger Entwicklung und ohne Einsprenglinge.

U. d. M. besteht es überwiegend aus kleinen, äquidimensionalen *Quarzkörnern*. In einigen elliptischen Körpern in der Hauptmasse sieht man ein sehr feinkörniges Quarzaggregat. In einzelnen, etwas grösseren Individuen beobachtet man undulöse Auslöschung. Das ganze Präparat ist durch Eisenoxyde rotgefärbt, und man sieht eine ganze Anzahl feuerroter *Hämatitkörnchen*.

Das Gestein, das vermutlich aus dem Liegenden der Vulkanitserie stammt, ist unzweifelhaft sedimentären Ursprungs.

7. Aschiste Gänge.

Nur einen einzigen Gang kann der Verfasser in diese Gruppe einordnen, nämlich den, der am Nordende des Porphyrfjelds gefunden wurde (s. Fig. 30). Dieser schneidet die Küste als ein 7—8 m mächtiger, beinahe vertikaler Gang mit unregelmässigem Verlauf und kann als aufragende Mauer durch den sonst stark schuttedeckten oberen Teil des Nordabhangs des Porphyrfjelds verfolgt werden. Er streicht WNW—OSO. Er besteht aus einem harten, hellroten, anscheinend frischen Porphyr mit grossen Feldspateinsprenglingen und unregelmässigen Feldern aus einem grünlichen, chloritischen Mineral. Die verwitterte Oberfläche ist hellziegelrot ohne sichtbare Einsprenglinge, jedoch mit rechteckigen Löchern, die augenscheinlich von fortgewitterten Feldspateinsprenglingen herrühren. U. d. M. ist es ein sehr umgewandeltes und noch unfrischeres Gestein als der Porphyr (Nr. 248), den es durchdringt.

Die Dichte beträgt: $(D_{\frac{21^\circ}{4^\circ}}) = 2,660$.

Die Grundmasse: Die Originaltextur kann wegen der Umwandlungsprodukte nicht festgestellt werden. Diese bestehen aus diffusen Eisenoxyden und Kalzit.

Einsprenglinge: *Quarz* ist sehr häufig als kleine, frisch aussehende Einsprenglinge und kommt auch in ziemlich grossen Individuen in der Grundmasse vor.

Die *Feldspäte*, die fast automorph sind, sind matt und durch Serizit und Kalzit undurchsichtig. Obgleich sich keine Messungen durchführen liessen, ist es kaum zweifelhaft, dass sowohl Orthoklas als auch Plagioklas auftreten.



Fig. 30. Gebogener, aschister Gang am Nordende des Porphyrfjelds. Die Mächtigkeit des Ganges beträgt ca. 8 m. März 1932.

Der *Biotit* ist automorph, jedoch völlig chloritisiert. Einschlüsse sind häufig.

Akzessorische Mineralien: *Apatit* tritt überall auf, ebenso *Leukoxen* mit *Titanit*kernen. Ausserdem sieht man etwas *Pyrit* und *Zirkon*.

Das Gestein, das grosse Ähnlichkeit mit seinem Nebengestein, dem roten Porphy (Nr. 248) vom Porfyrfeld aufweist, wurde analysiert wobei sich das in Tabelle 21 dargestellte Resultat ergab:

Tabelle 21.

Nr. 246 ¹⁾	Gewicht-%
SiO ₂	63,90
TiO ₂	0,72
Al ₂ O ₃	14,57
Fe ₂ O ₃	1,11
FeO.....	2,86
MnO.....	0,03
CaO.....	3,46
MgO.....	1,11
Na ₂ O.....	3,25
K ₂ O.....	4,69
P ₂ O ₅	0,48
H ₂ O ^{+105°}	3,69
Summe...	99,87
H ₂ O ^{÷105°}	0,16

¹⁾ Nr. 246 = Nr. 5 in Tab. 27. S. 120.

8. Gänge von unsicherer Stellung.

a. Saure Gänge.

Hier soll ein Gang von der Ostspitze der Kap Fletcher-Halbinsel besprochen werden, sowie einige von NORDENSKJÖLD beschriebene Gänge. Wie schon vorher erwähnt, ist der östliche Teil der Kap Fletcher-Halbinsel reicher an Gängen als der westliche.

Da jedoch der vom Verfasser gefundene Gang nur die geschieferten Gesteine der Eleonore-Bay-Formation zu durchsetzen scheint und nirgends im Kontakt mit den Eruptiven beobachtet wurde, müssen wir seine Gesteine bis auf weiteres für sich behandeln, da man nicht mit Sicherheit entscheiden kann, ob er jünger als die extrusive Tätigkeit ist. Die bestehende Möglichkeit, dass ein Teil der von NORDENSKJÖLD erwähnten Gänge älter ist und der hypabyssischen Abteilung der vorliegenden Beschreibung angehören, ist oben besprochen worden (s. S. 40—41).

Der vom Verfasser aufgesuchte Gang ist 3 m mächtig und fällt ca. 70° N 40° O (s. Fig. 31). Makroskopisch ist sein Gestein ein frischer Porphyr mit grossen Orthoklas-Einsprenglingen von heller, rötlicher Farbe. Kleine Pyritwürfel sind häufig. Die verwitterte Fläche zeigt einen hellbraunen Farbton. Hier tritt der Quarz oft reliefartig hervor, wogegen



Fig. 31. Saurer Gang am äussersten Ostende der Kap Fletcher-Halbinsel. Die Mächtigkeit ist ca. 3 m. Mai 1932.

der fortgewitterte Pyrit kantige Löcher hinterlassen hat. Die Dichte ist $(D_{40}^{21}) = 2,674$.

U. d. M. ist die Grundmasse sehr feinkörnig und besteht aus Quarz und Orthoklas in einer körnigen Masse. Leistenförmige Feldspatindividuen finden sich äusserst selten. Die Textur ist feinkörnig mikroganitisch. Lokal tritt etwas Kalzit auf.

Einsprenglinge: *Quarz* ist häufig; alle Individuen sind abgerundet und etwas korrodiert.

Orthoklas findet sich in automorphen, leicht abgerundeten Indi-

viduen. Sie sind weit grösser als die Plagioklase und zeigen sich oft als wohlausgebildete Karlsbader Zwillinge. Oft sieht man eine zonare Anordnung der braunroten Umwandlungsprodukte in konzentrischen Ringen (s. Fig. 2, Taf. 6).

Plagioklas ist ausgesprochen automorph, jedoch so stark serizitisiert, dass die Zwillingslamellen nicht selten fast verdeckt sind. Der Anorthitgehalt beträgt ca. 35 %.

Der *Biotit* hat seine ursprüngliche Farbe nur in den zentralen Teilen der Individuen bewahrt, der äussere Rand ist fast farblos: »Baueritisierung«. Der Pleochroismus der Kerne ist:

$$\alpha = \text{hell braungelb} \quad < \beta = \gamma = \text{dunkel rotbraun.}$$

Die Tafeln sind meist automorph. Dünne Fasern sind in Chlorit umgewandelt. Eine ziemlich grosse Anzahl linsenförmiger Kalzitindividuen ist zwischen den Lamellen zu sehen.

Akzessorische Mineralien: *Apatit* ist ebenso häufig wie der ausgesprochen automorphe *Pyrit*, dazu tritt etwas *Rutil* in den Biotiten sowie einzelne *Zirkone*.

Wie aus der obigen Beschreibung ersichtlich, zeigt das Gestein mikroskopische Eigenschaften, die denen der grauen, quarzföhrnden Porphyre sehr ähneln. Es sollte daher nichts dagegen einzuwenden sein, dass man die beiden Gruppen vereinigt, ebenso wie man den im vorigen Abschnitt beschriebenen Gang (Nr. 246) in nahe Beziehung zu seinem Wirtsgestein (Nr. 248) setzen könnte. Wegen mangelnder Kenntnis der Verhältnisse im Gelände ist der Gang vom Ostende von Kap Fletcher jedoch für sich allein behandelt worden.

Nach NORDENSKJÖLD'S Darstellung zu schliessen, gehört das in seiner Arbeit analysierte Gestein zu einem Gang, obgleich er schreibt: »... collected as a block« (op. cit. S. 199). Dies Gestein, das im Vergleich zum vorhergehenden bedeutend quarzreicher ist, ist folgendermassen beschrieben (loc. cit.): »... brick-red colour, with small, inconspicuous porphyritic crystals, among which feldspar is predominant; yet, especially in certain areas, a larger quantity of quartz stands out. Microscopically we can see numerous little dihexaedra of quartz, while the larger individuals are composed of feldspar, predominantly of plagioclase, which is strongly weathered and kaolinized. The ground-mass is microgranitic, yet it is quite possible that what seems to be individuals consists really of intimate intergrowths of quartz and feldspar.«

Eine planimetrische Analyse dieses Dünnschliffs gab folgendes Resultat: Grundmasse = 75 %, Einsprenglinge = 25 %.

Diese bestehen aus:

Quarz	29 Vol. %
Orthoklas	32 Vol. %
Plagioklas	31 Vol. %
Biotit	8 Vol. %

Die akzessorischen Gemengteile wurden nicht getrennt gemessen, sondern der Grundmasse zugerechnet. Die Zusammensetzung zeigt, dass wir ein quarzlatitisches Gestein vor uns haben.

Obgleich sein allgemeiner Charakter stark an die oben behandelten quarzreichen Porphyrygruppen erinnert, fällt einem im vorliegenden Fall sofort der grosse Anteil an Quarzeinsprenglingen auf. Dieser mehr saure Charakter geht auch deutlich aus der unten angeführten chemischen Analyse hervor. Das vorliegende Gestein stammt vermutlich aus einem Gang, der vielleicht etwas jünger ist als die Hauptmasse der Porphyre und daher im Gegensatz zu den unten beschriebenen basischeren Typen einer Differenziation in saurer Richtung unterworfen gewesen ist.

Tabelle 22 zeigt NORDENSKJÖLD's Analyse (Probe Nr. 17), die gleichfalls von Dr. N. SAHLBOM ausgeführt wurde.

Tabelle 22.

N-D, Nr. 17 ¹⁾	Gewicht-%
SiO ₂	75,14
TiO ₂	0,16
Al ₂ O ₃	12,50
Fe ₂ O ₃	1,20
FeO	0,87
MnO	Spur
CaO	0,83
MgO	0,43
Na ₂ O	3,00
K ₂ O	3,50
Glühverlust	2,55
Summe...	100,18

¹⁾ N-D. Nr. 17 = Nr. 10 in Tab. 27. S. 120.

b. Basische Gänge.

Unter der Überschrift »basic rocks of lamprophyric type« gibt NORDENSKJÖLD (op. cit. p. 203—205) eine kurze Charakteristik einer Anzahl von Gesteinen, die er als eine »dritte Gruppe« zusammengefasst: »... closely connected with the last named group« (nämlich NOR-

DENSKJÖLD's Gruppe 2, die sowohl saure Gänge als auch die eigentlichen Extrusive umfasst).

Die erste hierher gehörende Probe beschreibt er folgendermassen: »... Of large feldspar crystals only plagioclase occurs; then we find a light-coloured serpentinized mineral, surrounded by dark grains of iron-ore, which mineral either represents an old rhombic pyroxene or possibly sprang from an amphibole mineral; in one of the rocks biotite is also present. We may also mention pseudomorphs which now almost entirely consist of carbonate. In addition to this, the rock is altogether traversed by irregular, amygdaloid, light-green secretions which seem to consist of serpentine and some thin needles (zeolithe?). The ground-mass is extremely compact and strongly altered, but it looks as if it had originally been formed of large sections which possibly consisted of intimately intergrown individuals.«

Eine andere Type wird folgendermassen charakterisiert: »... a greenish basic rock, which is interesting because the feldspar or any corresponding mineral is almost completely absent among the porphyritic crystals. On the other hand it is rich in large biotite crystals, partly transformed into chlorite, and also in green serpentinized masses mostly devoid of regular crystal shape; I can express no opinion about their origin. The ground-mass is closely perfoliated with the same serpentinized substance; for the rest it is quite crystalline and seems to consist mostly of a comparatively fresh (new-formed?) feldspar-mass.«

Die Beschreibung einer dritten Gesteinstype sieht folgendermassen aus: »It contains some large individuals of rounded hexahedral form, which now consist of serpentine and a carbonate mineral, but otherwise it consists mainly of biotite and lath-shaped feldspar; in addition to this quartz (secondary?) occurs as a last product of crystallization, the whole mass of rock being densely penetrated by calcite. The biotite is interesting because it shows, especially in large individuals, a marginal zone of the usual brown colour, while the core is very light, almost colourless (man beachte hier die umgekehrte Farbverteilung im Biotit, verglichen mit den auf S. 90 beschriebenen). The feldspar seldom shows twin formation, but often a zonal extinction; the borders, too, often consist of fresher substance than the middle zone. Of the rocks I have seen this one reminds me most of some forms of bostonite, but I presume that its constitution is more basic.«

Diese Gesteine, die NORDENSKJÖLD zusammen behandelt, sind also von verschiedenartigem Charakter, indem einige unzweifelhaft einem Teil der basischen Extrusive entsprechen, während andere augenscheinlich eine noch basischere Zusammensetzung haben und vielleicht Übergänge zu den hier als Gruppe III beschriebenen kleineren Intrusiven bilden.

In dieser Abhandlung hat sie der Verfasser, in Anlehnung an NORDENSKJÖLD, für sich allein beschrieben, da ihre Verhältnisse im Gelände nicht völlig klar sind und er keine anstehenden Vertreter dieser Gruppe gefunden hat, die man mit Sicherheit hier einordnen kann.

9. Pyroklastische Sedimente.

Hinter dem Gipfel des Porfyrfjelds, auf dem schmalen Rücken, der das Tal hinter der Snevig von dem n.ö. streichenden Tal trennt, das sich von der Doublettvig zur Aarhus-Bucht zieht, fanden sich einige Ablagerungen, die im Folgenden beschrieben werden sollen.

Die Aufschlüsse des Gesteins, um das es sich hier handelt, sind nicht besonders instruktiv, da der schmale Rücken auf beiden Seiten aus steilen Schuttabhängen besteht, unter denen die anstehenden Gesteine versteckt sind, sodass sie nur auf dem Rücken selbst in situ zu beobachten sind.

Die Ablagerungen werden von zwei schmalen Gängen durchsetzt, die zur Gruppe III gestellt werden (s. S. 96). Ihr Abstand von einander ist etwa 50 m. Die untere Fortsetzung dieser Gänge durchdringt das schon behandelte Vorkommen hypabyssischer Gesteine an der Südseite des Porfyrfjelds (s. S. 44). Der Kontakt zwischen den Extrusiven und den pyroklastischen Sedimenten wurde nicht beobachtet.

Da der Verfasser während des Besuchs des Bergrückens den Eindruck hatte, dass die betreffende Ablagerung eine sehr geringe horizontale Ausbreitung hat, und da sie sich ausserdem in so unmittelbarer Nähe der Extrusive des Porfyrfjelds befand, nahm er erst an, dass dieses Vorkommen als Kraterrohr oder als Spaltenfüllung gedeutet werden müsste. Da es sich beim Abstieg jedoch zeigte, dass die Abhänge östlich der anstehenden Vorkommen mit einem Schutt eingedeckt sind, der reich an Bruchstücken vom selben Gesteinshabitus ist, muss man annehmen, dass die Ablagerung eine grössere Ausdehnung hatte. Die vorliegenden Sedimente zeigen eine Schichtung, die in den Aufschlüssen durch Erdfliessen etwas gestört ist, anscheinend jedoch südöstlich fällt. Das Gestein ist von grobkörnig-heterogenem Typus und enthält grosse Mengen von Gesteinsstücken verschiedener Natur, sowohl Sedimente als auch Eruptive. Teile der Ablagerung haben fast konglomeratischen Charakter, wogegen andere zu einem wesentlichen Teil unzweifelhaft pyrogenetischen Ursprungs sind.

Die Farbe des Gesteins ist grau, die Verwitterungsfarbe in den kompakteren Partien ist jedoch bräunlich. Ein grösserer Teil des zu Tage tretenden Gesteins ist locker und bröckelig. Makroskopisch sieht man zahlreiche Typen von Sedimenten und Porphyren in meist kleinen, scharfkantigen Bruchstücken. Ausserdem finden sich einige fast

kugelförmige Porphyrknollen; dies sind vermutlich vulkanische Bomben (s. unten).

U. d. M. erweist sich das zwischen den Gesteinsfragmenten liegende Material als eine sandsteinähnliche Masse mit wenig gerollten Komponenten. Es enthält einen bedeutenden Anteil an Feldspat und etwas farblosen Glimmer, ausserdem einige blutrote Hämatitkörner. Andere Partien bestehen inzwischen aus grossen, scharfkantigen Individuen aus Quarz und Feldspat, die mit einer kalzitreichen Masse zusammengekittet sind. Wieder andere sind aus einem Aggregat grosser, einsprenglingsartiger, stark umgewandelter Mineralien in einer dichten Grundmasse zusammengesetzt. Die Grenzen zwischen den verschiedenen Partien des Gesteins sind verschwommen. Fig. 1 und 2, Tafel 7 zeigen zwei Dünnschliffe von Vertretern dieser Gesteinsgruppe.

10. Vulkanische Bomben.

Als vulkanische Bomben werden eine Anzahl runder oder elliptischer Gesteinsstücke gedeutet, die in den eben beschriebenen pyroklastischen Sedimenten eingebettet gefunden wurden (s. Fig. 32).

Die Bomben können recht bedeutende Grösse erreichen, bis zu etwa 30 cm Diameter. Die gesammelten Exemplare hatten folgende Dimensionen: $13 \times 13 \times 9$; $9 \times 9 \times 6,5$; $5,5 \times 5,5 \times 4$ und $5 \times 5 \times 4$ cm.

Die grösste der untersuchten Bomben zeigte folgende makroskopischen Eigenschaften: Sie besteht aus einem graugrünen, porphyrischen Gestein, das auf frischem Bruch automorphe Biotiteinsprenglinge mit metallischem Glanz und rötliche Feldspäte aufweist. Die verwitterte Fläche ist schmutzig gelbbraun und zeigt Spuren des umgebenden Gesteins.

U. d. M. erweist sich die Grundmasse als devitrifiziertes Glas von nun körnigem Charakter. Es enthält winzige Schüppchen eines hellen, grünen Chlorits. Dies kann jedoch nur lokal festgestellt werden, da fast die ganze Grundmasse mit Kalzit imprägniert ist, der in grossen, diffusen Feldern auftritt. Wo sich frischere Partien finden, sieht man Grüppchen kleiner Sphärolithe. Das Gestein ist sehr unfrisch.

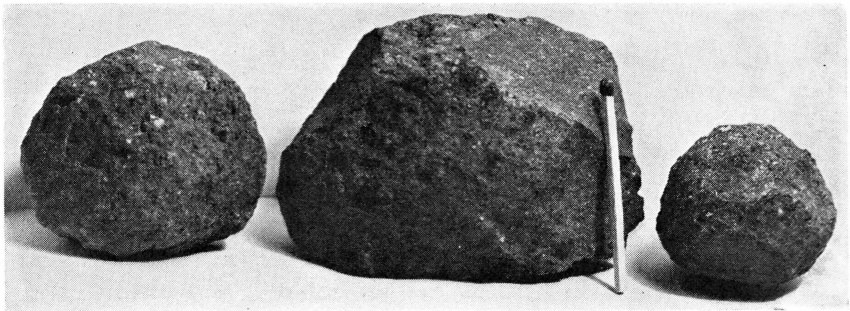


Fig. 32. Vulkanische Bomben aus pyroklastischen Sedimenten. Bergrücken hinter dem Porphyrfeld.

Die Einsprenglinge sind verwitterter Feldspat, Biotit und akzessorische Mineralien. *Feldspat*: Vermutlich sind sowohl Orthoklas wie auch Plagioklas vertreten. Sie sind intensiv umgewandelt und man sieht nur lokal so frische Partien, dass man die Zwillingslamellen in den automorphen, tafelförmigen Individuen unterscheiden kann. Die breiteren werden für Orthoklas angesehen. *Biotit*: Der ursprüngliche Biotit, der automorph entwickelt ist, ist ganz durch eine opake, hämatitische Substanz ersetzt, die im auffallenden Licht rotbraune Farbe zeigt und aus kleinen Schüppchen besteht. Ausserdem befinden sich eine Anzahl interlamellarer Kalzitlinsen in den Biotiten. Oft sind die langen Biotite stark gebogen. *Pyribole*: Für das Vorhandensein anderer mafischer Bestandteile zeugt nur eine einzige, ziemlich kleine Pseudomorphose, deren Umriss auf *Pyroxen* hindeutet. Sie ist mit einem farblosen Chlorit ausgefüllt.

Eine der kleineren Bomben zeigt folgende Eigenschaften: Die Farbe ist zum grössten Teil grau, geht jedoch mit unregelmässigen, gezackten Grenzen in rötliche Gebiete über. Metallglänzende Biotite sind ebenso wie zahlreiche Rostflecken auf der verwitterten Oberfläche häufig. Das Gestein braust stark mit kalter HCl.

U. d. M. erweist sich die Grundmasse als so stark mit Kalzit imprägniert, dass die ursprüngliche Textur ganz verschwunden ist.

Die Einsprenglinge bestehen aus primärem Biotit, der nun ganz umgewandelt ist, sowie aus Feldspäten. Die *Feldspäte* sind kalzitgefüllt, ihre ursprünglichen, automorphen Begrenzungen sieht man jedoch deutlich. Lokal findet man ganz kleine, frische Gebiete mit Albitzwillinge. Die Feldspateinsprenglinge sind zahlreicher als in der grösseren Bombe, ihre durchschnittliche Grösse ist aber weit kleiner. Die *Biotite* sind stark gebogen und deformiert; sie bestehen meist ganz und gar aus Hämatit, obgleich sich in den grösseren Individuen auch etwas lentikulärer Kalzit findet. Ausser dem Kalzit finden sich winzige Körnchen von Quarz und Kalifeldspat. Man sieht weiterhin eine einzelne Pseudomorphose, anscheinend nach *Amphibol*, bei der die charakteristischen Spaltrisse durch ein opakes Pigmentmaterial hervorgehoben sind. Sie besteht jetzt aus Kalzit.

Die Akzessorien in beiden Bomben waren: *Apatit*, frisches *Erz* und kleine *Titanite*.

Die Dichte, die an der kleinen Bombe bestimmt wurde, beträgt $(D_{4^{\circ}}^{17^{\circ}}) = 2,693$.

III. Die Reihe der kleineren Intrusionen.

Gänge.

Zu dieser Reihe wird eine Anzahl von Gängen von grünlicher bis fast schwarzer Farbe gerechnet. Sie sind von folgenden Stellen von Canning-Land bekannt:

- 1) Porfyrfjeld;
- 2) in den alten Sedimenten östlich der Doublettvig;
- 3) Hesteskofjeld;
- 4) Kap Fletcher und Südostecke des Hesteskofjelds.

Gänge dieser Gruppe durchdringen an der Südseite des Porfyrfjelds Gesteine der hypabyssischen Gruppe. Am Gipfel des Porfyrfjelds, an der Basis des Hesteskofjelds und am Kap Fletcher durchbrechen sie die Extrusive, und schliesslich sieht man sie die pyroklastischen Gesteine des Bergrückens hinter dem Gipfel des Porfyrfjelds durchdringen. Sie sind demnach jünger als alle die verschiedenen Glieder der vulkanischen Reihe der Eruptive von Canning-Land.

Im Kontakt mit den Plutoniten des Kap Wardlaw wurden sie nicht beobachtet.

Die erwähnten Gänge sind meist gerade. Ihre Mächtigkeit variiert von $\frac{1}{2}$ bis 6 m. Das Streichen variiert von NW—SO bis NO—SW. Der grösste Teil verläuft vertikal oder fast vertikal.

In einigen Gängen ist das Gestein durchgehend verwittert und bröckelig; in anderen, besonders den breiteren, ist es weit frischer. Makroskopisch ist es oft durch sehr grosse, automorphe Biotiteinsprenglinge charakterisiert, sowie durch das Vorkommen weisslicher Mandeln von stark variierender Grösse.

Die untersuchten Dünnschliffe stammen von folgenden Lokalitäten:

1) Umgebung des Porfyrfjelds: Ein vertikaler Gang von ca. 2 m Mächtigkeit befindet sich in 150 m Höhe, an der Südseite unmittelbar südlich des unteren Kontakts zwischen Eruptiven und Sedimenten. Infolge der vorgeschrittenen Verwitterung des Ganges und des Umstandes, dass die Lokalität ganz von Schuttabhängen umgeben ist, war es nicht möglich, die Streichrichtung zu messen; sie verläuft ungefähr NO—SW [1].

In dem Bergrücken, der den westlichsten der kleinen Gletscher an der Südseite des Porfyrfjelds westlich begrenzt, fanden sich vier Gänge. Ihre Streichrichtung ist N 35° O—S 35° W; ihre Mächtigkeit variiert von $\frac{1}{2}$ bis 2 m [2, 3, 4, 5]. Sie wurden in Höhen von 355 bzw. 358, 400 und 435 m gefunden.

In dem schmalen Bergrücken, der den Gletscher in dem südlichen Teil des in der Fortsetzung der Snevig verlaufenden Tales von dem oben erwähnten westlichen Gletscher an der Südseite des Porfyrfjelds trennt, sieht man zwei Gänge in ca. 400 m Höhe. Ihre Mächtigkeit beträgt ungefähr 2 m, ihr Abstand von einander ca. 50 m. Sie durchschlagen die pyroklastischen Sedimente [6].

Ein Gang von 1 m Mächtigkeit fand sich in 350 m ü. M. in dem Bergrücken, der die östliche Begrenzung des eben besprochenen kleinen Gletschers an der Südseite des Porfyrfjelds bildet. Er streicht N 35° O—S 35° W [7].

Ein Geschiebe aus der Moräne am nördlichen Arm der Doublettvig wird zu dieser Gesteinsgruppe gerechnet [8].

2) Das Gebiet mit den alten Sedimenten östlich der Doublettvig: Am Eingang zu dem Tale, in dessen unteren Teil sich ein kleinerer See befindet, dessen Abfluss zur südlichen Bucht der Doublettvig führt, fanden sich zwei vertikale, etwa 2 m mächtige Gänge. Sie streichen N 35° W—S 35° O und liegen weniger als 25 m hoch ü. d. M. In dem einen dieser Gänge wurde ein grosser, linsenförmiger, aus Schwerspat bestehender Körper von etwa 35 cm Länge und 10 cm Breite gefunden. Ausserdem führt das Gestein Schwerspat zusammen mit Kalzit in Mandeln und Spältchen. Die Farbe in diesen ist oft rötlich [9].

In dem Bergrücken, der die nördliche Bucht der Doublettvig von dem Tal trennt, wo sich der oben erwähnte See befindet, wurde ein vertikaler Gang in 330 m Höhe gefunden. Streichen wie im vorhergehenden Fall. Seine Mächtigkeit ist 2 m [10].

In demselben Rücken fand sich in ungefähr 350 m Höhe ein etwas breiterer Gang, welcher den Kamm des Rückens bildet. Er ist 5—6 m mächtig und steht im südwestlichen Ende des Rückens fast vertikal, während er im nordöstlichen Ende etwa 75° nach NW einfällt. Das Streichen ist NO—SW [11].

In dem Tal, das den nördlichen Teil der Doublettvig mit der Aarhus-Bucht verbindet, fanden sich einige erratische Blöcke von Gesteinstypen, die mit den anstehenden übereinstimmen [12 und 13].

3) Gebiet des Hesteskofjelds: In der Basis des nordwestlichen Teils des Hesteskofjelds sieht man einen $\frac{1}{2}$ m breiten, vertikalen Gang. Das Gestein hat hier eine helle, grünlichgraue Farbe und ist fast dicht. Der NO—SW streichende Gang wurde in 71 m Höhe in den Eruptiven beobachtet und wurde in dem darüberliegenden Devonsandstein nicht wieder gefunden. Ob er den unteren Teil dieser Sedimentserie durchdringt, ist ungewiss, da diese Teile durch Schutt und Vegetation verdeckt sind (vgl. Profil S. 17—18); der Gang hat, im Gegensatz zu den meisten anderen, einen mehr gewundenen und unregelmässigen Verlauf [14].

4) Kap Fletcher-Gebiet: Gleich westlich von dem Tal, das den Kap Fletcher-Berg von der Ostseite des Hesteskofjelds trennt, beobachtet man einen Gang von 2 m Mächtigkeit. Er streicht NW—SO und verläuft fast vertikal. Auch hier kann der Verfasser sich nicht darüber aussprechen, inwieweit dieser sich in das Devon fortsetzt, da die Schneedecke (April 1932) die notwendigen Detailbeobachtungen an Ort und Stelle verhinderte [15].

NORDENSKJÖLD (op. cit. S. 205—207) beschreibt zwei »narrow dikes« von der Südseite des Kap Fletcher als Fundort für die Gesteine, deren Analyse er publizierte (Handstück Nr. 43 in NORDENSKJÖLD's Sammlung). Das Gestein wird von ihm als Nephelintephrit klassifiziert (vgl. unten, S. 126) [16].

Als letzte Repräsentanten dieser Gruppe können zwei lose Blöcke

von der nordwestlichen Ecke der Kap Fletcher-Halbinsel (d. h. aus dem Inneren des Aalborgfjords) betrachtet werden. Vermutlich stammen sie von Gängen in den alten Sedimenten, die die südliche Seite des Aalborgfjords aufbauen. Dass sich hier wirklich eine grosse Anzahl von Gängen findet, ist aus der Entfernung leicht zu beobachten, sie sind aber vielleicht zum grössten Teil tertiären Alters (s. S. 22) [17].

Die Gesteine, aus denen die Gänge der Gruppe III bestehen, variieren in der Farbe von ziemlich hellem Graugrün über dunkleres Grün bis fast Schwarz, die Verwitterungsfarbe in derselben Reihenfolge von hellrostenfarben und bräunlich zu dunkel olivbraun. Einige, besonders die dunkleren Gänge, bestehen aus frischen Gesteinen; andere, die helleren, aus mehr verwitterten Typen. Sie sind alle porphyrisch.

Das vorherrschende Einsprenglingsmineral ist überall Biotit; die Biotitindividuen, die bedeutende Ausmasse erreichen können, können entweder ganz frisch sein und einen dunkelbraunen Farbton besitzen, oder sie können wegen der Verwitterung von Eisenverbindungen metallglänzend erscheinen. In den verwitterten oder auf andere Weise umgewandelten Typen ist der Glimmer vollständig umgewandelt und erscheint in Handstücken ganz farblos. Ausser den Biotiten findet man hier und da ganz vereinzelt Einsprenglinge von anderen Mineralien.

Sehr häufig sind, besonders in dem grünlichen Gesteinstyp, weisse Mandeln von rundem oder elliptischem Querschnitt, die in der Regel überwiegend aus Kalzit mit gelegentlich etwas Quarz und Chlorit bestehen; jedoch tritt auch Baryt recht oft auf.

Die Dichte schwankt zwischen 2,594 und 2,743 mit einem Durchschnittswert von 2,690 (Durchschnitt von 16 Bestimmungen).

Die Grundmasse: U. d. M. sieht man, wenn das Gestein frisch ist, überwiegend pilotaxitische Textur; in einigen Typen jedoch hyalopilitische Textur mit kleinen Partien, die aus einem fast reinen Glasgestein bestehen. Die Farbe der Dünnschliffe im auffallenden Licht ist immer grau. In den meisten Fällen ist die Grundmasse jedoch ganz durch eine intensive Kalzitimpregnation verborgen, die entweder diffus sein oder aus grösseren Feldern mit unregelmässig abgerundeten Formen bestehen kann, die »granophyr«artig ineinander greifen. Weiterhin trifft man oft ein feines Chloritpigment an, besonders wo die Kalzitimpregnation etwas schwächer ist. In den frischen Typen sieht man, dass die kleinen Feldspatmikrolithen und die akzessorischen Gemengteile (Apatit in Prismen und Erz mit leicht abgerundeten Kanten) in Bändern angeordnet sind und deutliche Fluidalformen, besonders um die grösseren Einsprenglinge herum, zeigen. Die meisten Gesteine dieser Gruppe brausen merkbar mit kalter HCl auf.

In verschiedenen Dünnschliffen beobachtet man deutlich Spuren einer Verkieselung. In den Gesteinen tritt Quarz sowohl in kleinen, äquidimensionalen Körnern als auch in grösseren, unregelmässig begrenzten Partien auf, von denen jedenfalls die grössten jünger sind als die Grundmasse, da man beobachten kann, dass die Feldspateinsprenglinge der Grundmasse in diesen Quarzpartien »schwimmen«.

Einsprenglinge: Vorherrschend und in den meisten Fällen allein vorhanden ist der *Biotit*, der bedeutende Grösse erreichen kann. Es wurden bis zu 4×7 mm gemessen. Die Einsprenglinge sind immer auto-



Fig. 33. Kalzitlinsen in Biotiteinsprengling aus kersantitischem Gang (Gruppe III).
1 Nic., ca. 100 \times .

morph und treten je nach der Orientierung des Schnittes als breite, rechteckige Tafeln oder als hexagonale Basalschnitte auf. Die Farbe ist in der Regel wohl erhalten. Das Mineral ist pleochroitisch mit:

$$\alpha = \text{farblos bis strohgelb} \quad < \beta = \gamma = \text{dunkelbraun.}$$

In den Biotiten trifft man oft ausgebleichte Partien mit ganz unregelmässigem Umriss. Linsenförmige Kalzitindividuen (s. Fig. 33) liegen zwischen den Lamellen im umgewandelten wie im frischen Biotit. Die Fluidalstruktur der Grundmasse sieht man am deutlichsten längs der Biotiteinsprenglinge, an deren Grenzen die Feldspatmikrolithe parallel angeordnet sind. Lange Biotitindividuen können ziemlich stark gebogen sein. In einer recht grossen Anzahl der Dünnschliffe ist der

Biotit ganz zu Chlorit umgewandelt, der meistens blaue Interferenzfarben zeigt. Als Primäreinschlüsse finden sich Apatit sowie Erzkörnchen, die oft in einem breiten opaken Streifen am Rande der Individuen konzentriert sind, sowie etwas Zirkon.

In ganz wenigen Dünnschliffen bemerkt man vereinzelte *Plagioklase* der ersten Generation. Dieses Mineral ist leistenförmig, automorph, serizitisiert und führt ausserdem etwas Kalzit. Nur in einem einzigen Falle konnte der Anorthitgehalt gemessen werden, der mit 36 bzw. 37% dem des Andesins entspricht.

Andere Dünnschliffe enthalten eine geringe Anzahl von Pseudomorphosen, die aus Kalzit und Chloritsubstanz bestehen. Die primäre Automorphie ist deutlich und deutet auf früheres Vorhandensein eines (monoklinen?) *Pyroxens* hin.

Ein einzelner Dünnschliff enthält einige Pseudomorphosen mit einer Kristallbegrenzung, die anzeigt, dass hier früher *Amphibol* vorhanden war. Sie bestehen hauptsächlich aus Kalzit.

Die akzessorischen Gemengteile können in einigen Typen recht zahlreich sein, und einige von ihnen erreichen eine bedeutende Grösse. *Apatit* kommt in Gestalt von Einschlüssen im Biotit, und von »freien« Körnern in der Grundmasse vor. Die Kristalle können eine bedeutende Länge erreichen. Weiterhin findet sich *Epidot*, nur in kleinen, gelbgrünen Individuen im Biotit beobachtet, *Hämatit*, der in der Grundmasse in feuerroten Körnchen oder Schüppchen auftritt, und schliesslich *Erz* in Form kleiner, abgerundeter, oft leukoxenumgewandelter Körnchen in der Grundmasse und in Form von etwas grösseren Individuen in den Einsprenglingen. *Pyrit* findet sich in mehreren Dünnschliffen, teils als freie Einzelindividuen, teils als von schwarzem *Erz* umgebene Kerne. *Rutil* tritt als Sagenit im Biotit auf; gleichfalls sieht man *Titanit*, der oft in seiner charakteristischen Keilform ausgebildet ist, sich jedoch auch in abgerundeten Körnern von mattbrauner Farbe findet. Schliesslich beobachtet man *Zirkon*, der jedoch nicht in allen Gesteinsproben vorkommt.

Sekundäre Mineralien: Das vorherrschende sekundäre Mineral ist *Kalzit*, der sich überall in den Pseudomorphosen und den Grundmassen findet. Er fehlt nur in ganz vereinzelt Dünnschliffen. Wo Kalzit frei in der Grundmasse vorkommt, kann er zuweilen grosse, frische Partien bilden, in denen man die drei Spaltrichtungen des Minerals sehr deutlich sieht. Desweiteren findet sich *Chlorit*, teils in den Grundmassen, teils als pseudomorphosierendes Mineral, besonders im Biotit. Ganz dünne, chloritgefüllte Spalten durchsetzen in mehreren Dünnschliffen die Grundmasse, jedoch augenscheinlich nicht die Biotiteinsprenglinge. Da sie dafür aber einen grossen Teil der diffusen Chloritfelder durchdringen, müssen sie jünger als die letzteren sein, obgleich

ihre Beschaffenheit die gleiche zu sein scheint. *Serizit* ist das Hauptumwandlungsprodukt der Feldspäte, findet sich aber ausserdem in den Grundmassen verschiedener Dünnschliffe und hat hier eine recht bedeutende Grösse. Schliesslich zeigt der grösste Teil der Gesteine einen grossen *Quarz*gehalt. Dies Mineral, das auf verschiedene Weise auftreten kann, gehört in gewissen Fällen einer jüngeren Periode an als die Hauptmasse der Komponenten (s. S. 117). *Quarz* in Form von Einsprenglingen findet sich nicht, er tritt gewöhnlich als kleine Körner in der Grundmasse auf. Nicht selten sieht man jedoch kleinere Aggregate, die aus 3 bis 4 verschiedenen orientierten Individuen zusammengesetzt sind und deren gemeinsamer Umriss abgerundet erscheint, während die gegenseitigen Grenzen sehr unregelmässig sind; sie erinnern an kleine Mandeln. Weiterhin findet sich eine Form von *Quarz*, die in ihrer Ausbildung an die in einem Teil der Extrusive auftretenden grossen, schwammigen Imprägnationen bestimmter Gesteinspartien erinnern. Schliesslich findet er sich als richtige Mandelausfüllung (s. unten).

Mandeln: Eine Anzahl kleiner, als Mandeln bezeichneter Körper ist deutlich primären Ursprungs, andere, obgleich von ähnlicher Gestalt sind dagegen aus zersetzten Einsprenglingen (in einem vereinzelt Fall aus Feldspat, s. Fig. 34) entstanden, deren ehemaliges Vorhandensein durch Spuren von Kristallbegrenzungen oder Überreste des Minerals angedeutet wird.

Im grossen Ganzen haben die Mandeln ziemlich einheitliche Grösse und Form. Sie sind meistens abgerundet, können jedoch unregelmässig gelappt sein. Sie gehen mitunter allmählich in das umgebende Gestein über, besonders wenn sie hauptsächlich mit *Chlorit* ausgefüllt sind, und sie können lange, dünne Adern aussenden. Sie sind überwiegend mit *Quarz* in Form eines Aggregats kleiner Körnchen ausgefüllt. Kommen grössere Individuen vor, so haben diese meist undulöse Auslöschung. Ein anderer, wesentlicher Bestandteil ist *Kalzit*, dessen Spaltrichtungen oft beobachtet werden können. In einem Teil der Mandeln spielt *Chlorit* eine Hauptrolle, und in nicht wenigen findet sich *Baryt*, meist in Verbindung mit *Kalzit*, als wesentlicher Bestandteil (s. Fig. 35). Der *Baryt* zeigt zuweilen Reste von Kristallbegrenzungen und vor allem die charakteristischen Spaltrichtungen.

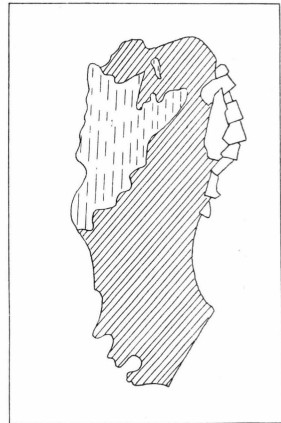


Fig. 34. Endumwandlung eines Feldspateinsprenglings. Man sieht den mandelartigen, ca. 1,5 mm langen, beinahe ganz mit *Kalzit* (schraffiert) erfüllten Körper; etwas *Quarz* (weiss) am rechten Rand. Gang der Gruppe III.

Die Anordnung in einem Teil der Mandelausfüllungen ist aus Fig. 36 ersichtlich, wo einige Beispiele dargestellt sind.

In einigen, besonders den grösseren Mandeln, sieht man zentral Kalzit, umgeben von einer Zone von sphärolithischem Chlorit mit blauen

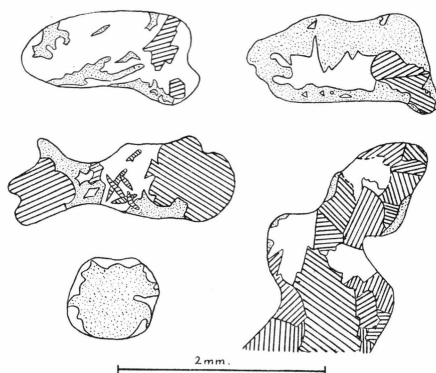


Fig. 35. Verschiedene Typen von Mandeln aus Gängen der Gruppe III.
Weiss = Quarz, punktiert = Chlorit, schraffiert = Kalzit und Baryt.

Interferenzfarben, und Partien mit Quarz mit undulöser Auslöschung. Gelegentlich bemerkt man isolierte, abgerundete Quarzkörner, die in dem zentralen Kalzit »schwimmen«.

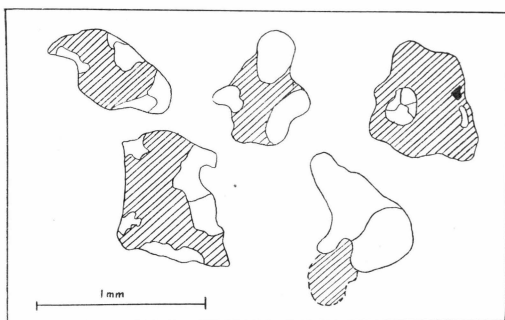


Fig. 36. Mandeln in Gesteinen der Gruppe III, bestehend aus Kalzit (schraffiert) und Quarz (weiss).

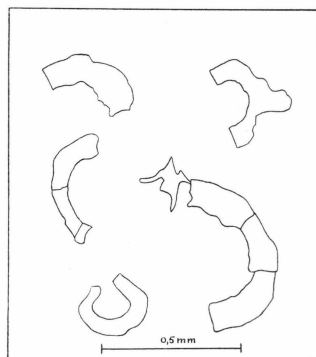


Fig. 37. Halbkreisförmige Quarzindividuen in Gesteinen der Gruppe III. Vergl. Text.

Einige kleine, halbkugelförmige Quarzkörper, die aus einem oder einer geringen Anzahl (4—5) von Individuen bestehen können, müssen vermutlich als unsymmetrisch entwickelte Mandeln oder als später ausgefüllte, perlitähnliche Kontraktionsrisse gedeutet werden (s. Fig. 37).

Von den Gesteinen der Gruppe III liegen zwei Analysen vor, und zwar die eine von einer in NORDENSKJÖLD's Abhandlung (56, S. 207)

beschriebenen Probe vom Kap Fletcher (Nr. 43), und eine von einer aus den Sammlungen des Verfassers stammenden Probe vom Porfyrfeld (Nr. 1110)¹⁾. Sie sind in der folgenden Tabelle dargestellt.

Tabelle 23.

	Nr. 1110	N-D, Nr. 43	N-D Ouachitit (Hurry-Inlet)
SiO ₂	52,14	44,43	36,29
TiO ₂	1,05	1,40	4,60
Al ₂ O ₃	12,47	17,89	10,91
Fe ₂ O ₃	0,96	4,00	7,55
FeO	6,18	4,94	5,52
MnO	0,08	Spur	0,23
CaO	7,23	12,60	13,48
BaO	0,30	n. d.	n. d.
MgO	6,02	2,40	9,29
Na ₂ O	1,79	2,55	3,42
K ₂ O	2,55	3,02	1,40
P ₂ O ₅	0,70	n. d.	n. d.
CO ₂	4,79	1,09	?3,85
H ₂ O ^{+105°}	3,48	5,16	3,65
Summe...	99,74	99,48	100,19
H ₂ O ^{÷105°}	0,30

In der ursprünglichen Beschreibung zu Nr. 43 gibt NORDENSKJÖLD einen Glühverlust von 6,25 % an (op. cit. S. 207): »From this H₂O, determined according to Penfields method (makes) 5,16 %, remainder 1,09 (consists) presumably (of) CO₂.«²⁾ Wie später dargelegt werden soll, ist der CO₂-Wert sicher zu niedrig (vgl. S. 126).

Nachdem er im Sommer 1933 Gelegenheit hatte, die von NORDENSKJÖLD und NATHORST vom Hurry-Inlet erwähnten Gänge, die sie als alnötisch (korrekter als ouachitisch) bezeichnen, an Ort und Stelle zu sehen, kann der Verfasser nicht umhin, auf die grossen Übereinstimmungen aufmerksam zu machen, die augenscheinlich zwischen diesen Ganggesteinen und den Gängen der Gruppe III von Canning-Land bestehen. (Hinsichtlich der Gänge im Hurry-Inlet-Gebiet siehe auch KRANCK (49).) Eine Analyse von einem dieser Gesteine sieht man in NORDENSKJÖLD (56) S. 211—212; die Analyse ist hier als Kolonne drei beigefügt.

¹⁾ Nr. 1110 u. Nr. 43 = Nr. 12 u. Nr. 13 in Tab. 27, S. 120.

²⁾ Die eingeklammerten Worte vom Verfasser eingesetzt.

4. IN JÜNGERE SEDIMENTE EINGEBETTETE PORPHYRGERÖLLE

Übereinstimmungen zwischen porphyrischen, anstehenden Gesteinen vom Kap Fletcher mit gewissen Konglomeratgeröllen aus den mesozoischen Sedimenten vom Fleming-Inlet wurden von NORDENSKJÖLD (op. cit. S. 178—79) nachgewiesen. Aus den festgestellten Ähnlichkeiten zog er den Schluss, dass die Gesteine, die sich heute unter so verschiedenen Bedingungen vorfinden, derselben Epoche magmatischer Tätigkeit angehört haben müssen.

Denselben Standpunkt nahm L. KOCH später ein, nachdem er in den Konglomerathorizonten auf der Depot-Insel porphyrische Gerölle gesehen hatte (45).

Nähere Angaben über die sedimentären Formationen im Fleming-Inlet und deren stratigraphische Position finden sich bei NOE-NYGAARD (54). Es handelt sich in erster Linie um eotriassische Ablagerungen (vgl. SPATH (67) und NOE-NYGAARD (op. cit.)). Auf der Karte in der letzt-erwähnten Arbeit kann man die Lokalitäten für die weiter unten angegebenen Fundstellen von Konglomeratblöcken aus Porphyrgesteinen finden (siehe auch die Karte Fig. 38).

Seit diese Konglomerathorizonte von NOE-NYGAARD (op. cit.) kurz besprochen wurden, hat sich herausgestellt, dass dieselben eine wesentlich grössere horizontale und namentlich auch vertikale Verbreitung besitzen, als bisher angenommen; wie aus dem oben angeführten hervorgeht, sind nämlich Konglomerathorizonte von gleicher Art, wie die früher von NORDENSKJÖLD beschriebenen, nunmehr auch an der Basis des marinen unteren Perms und im Devon nachgewiesen worden.

Konglomeratgerölle wurden an folgenden Lokalitäten gesammelt (in stratigraphischer Reihenfolge von unten nach oben):

1) Devon:

Konglomerat, auflagernd auf Magmagesteinen im nördlichen Teil des Hestekofjelds, Canning-Land (s. S. 17—18).

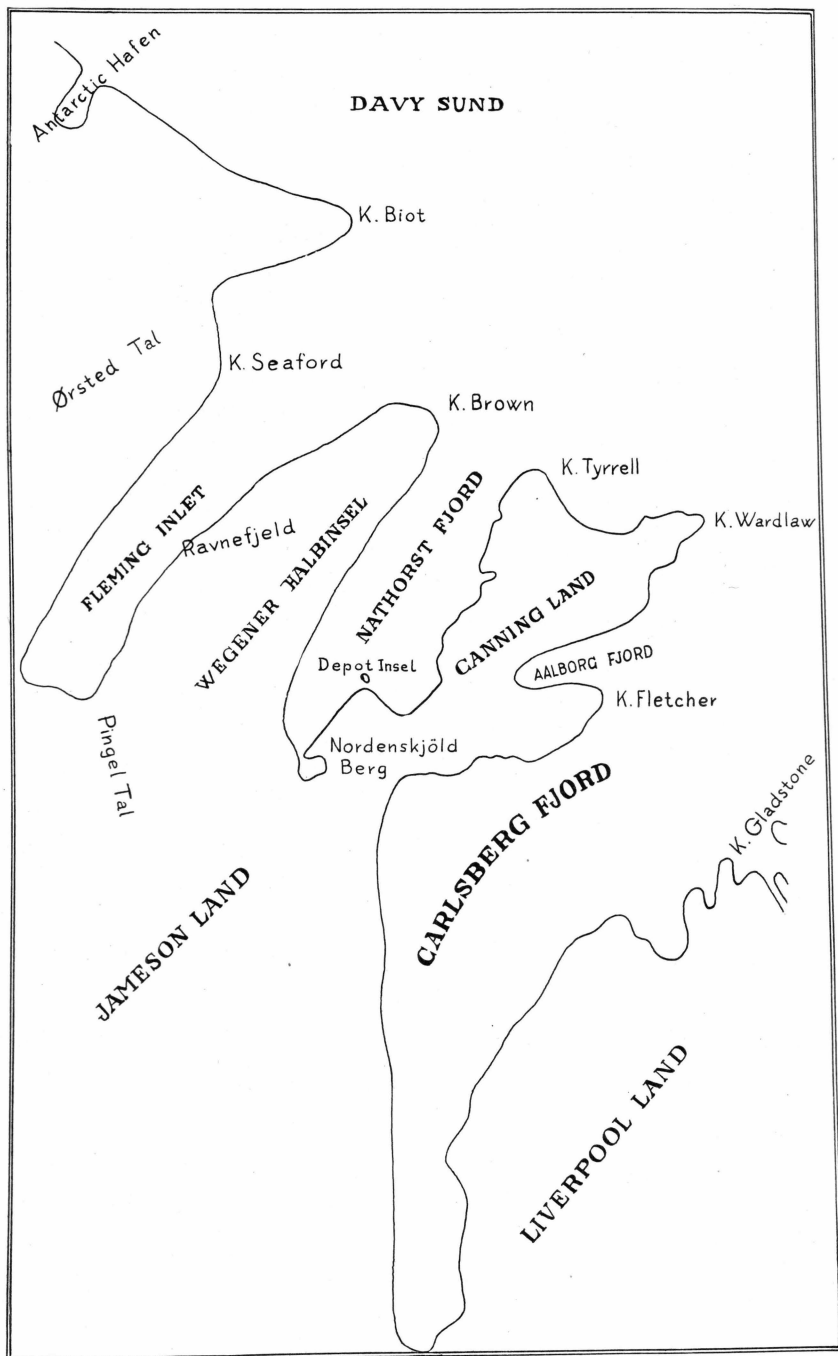


Fig. 38. Übersichtskarte der wichtigsten Lokalitäten.

2) Unteres(?) Karbon:

Konglomeratische Horizonte in kontinentalen, karbonischen Ablagerungen hinter Kap Brown, Wegener-Halbinsel. (Mündliche Mitteilung von Dr. D. MALMQUIST).

3) Unteres Perm:

Konglomerat unter den marinen, fossilführenden Kalkstein-Dolomitschichten am Gipfel des Kollen-Berges und an der Ostseite vom Ituidlek, Canning-Land (s. S. 20).

4) Perm (Depot-Insel-Formation):

Konglomerathorizonte auf der Depot-Insel im Nathorstfjord (s. S. 22).

5) Eotrias:

Nordenskjöld-Berg, innerer Nathorstfjord.
Tvekegle-Tal, Wegener-Halbinsel (Zentralteil).
Paradigma-Berg, Wegener-Halbinsel (Zentralteil).
Ausgang des Pingel-Tales im inneren Fleming-Inlet.

NORDENSKJÖLD's Beschreibung der Porphyre, die er in einem Konglomerat nahe bei Kap Brown im Fleming-Inlet fand, und von welchem er annahm, dass sie derselben Eruptivserie angehörten wie die Magmasteine des Kap Fletcher, soll im folgenden Auszug wiedergegeben werden (op. cit. S. 178):

»Among the balls the porphyries offer most interest. There are varieties both with and without porphyritic quartz, while all the specimens I examined contain phenocrysts of a green chloritic mass which in its often regular hexagonal form shows that it is the pseudomorph of biotite, very like those described from the eruptive rocks at Cape Fletcher. The ground-mass is now dense, microgranitic, now a splendid granophyre. We also find balls whose ground-mass seems to consist of individualized cryptopegmatitic intergrowths, and the small grains show great variety, but it was impossible for me to set up any well defined types.«

». . . On the whole the resemblance to the rocks of the area mentioned [d. h. Kap Fletcher], distant only about 12 miles, is too great for us not to be able to assume with certainty that the balls derive from that group of eruptive rocks.«

Die Porphyrgerölle in den eotriassischen Konglomeraten und dem Konglomerat auf der Depot-Insel zog NOE-NYGAARD (op. cit.) zum Beweis für das prämesozoische, vermutlich spät-palaeozoische Alter der »Cape Fletcher Series« heran, das von KOCH (45) vermutet wurde. Da jedoch die untere Grenze der Eruptive auf Grund der Funde von Por-

phyrblocken in bedeutend älteren Ablagerungen nun beträchtlich verschoben werden muss, stellen sich die Verhältnisse ganz anders dar.

Im Vorhergehenden ist vorausgesetzt worden, dass ein Teil der Porphyrtypen aus den Konglomeratblöcken und die anstehenden Porphyre im Gebiet von Hesteskofjeld—Porfyrfjeld—Kap Fletcher mit einander identisch sind. Im Folgenden soll versucht werden diese Annahme näher zu begründen.

Die hier behandelten Konglomerate umfassen einen bedeutenden Zeitabschnitt. Der kristalline Teil ihres Blockmaterials besteht vorwiegend aus hellen, rötlichen, porphyrischen Gesteinen. Ein Teil von ihnen ist von einigen der am Kap Fletcher anstehenden Porphyre und denen aus den übrigen damit zusammenhängenden Vorkommen auf Canning-Land nicht zu unterscheiden. Ein anderer scheint nahe Übereinstimmung mit den jüngsten Eruptivgesteinen von Liverpool-Land zu zeigen, die oft porphyrisch sind (s. KRANCK) (vgl. unten, S. 134).

Im Hinblick auf diese Eruptive kann eine Parallelisierung zwischen primären und sekundären Vorkommen nur für die Extrusive vorgenommen werden. Die Gesteine der Gruppe III, die zwar in zahlreichen Gängen auftreten, decken jedoch nur ein sehr kleines Gebiet, sodass keine grossen Aussichten bestehen, ihre Vertreter in Konglomeraten umgelagert wiederzufinden. In dieser Verbindung spielt auch die Tatsache eine entscheidende Rolle, dass ein sehr grosser Teil von ihnen durchgreifend verwittert und bröckelig ist, sodass sie kaum einen längeren Transport hätten aushalten können. Die Plutonite von Kap Wardlaw waren möglicherweise nicht aufgeschlossen und der Erosion zugänglich, als die betreffenden Konglomerate gebildet wurden. Ausserdem sind die erwähnten plutonischen Gesteine von einem so »gewöhnlichen« Typus, dass es sehr schwer, wenn nicht gar unmöglich sein würde, sie in den Konglomeraten, deren Blockmaterial im wesentlichen aus eruptivem Material besteht, mit Sicherheit wiederzuerkennen.

Berücksichtigt man die Länge dieser sich von einem Zeitpunkt im Devon an bis zur Eotrias erstreckenden Erosionsperiode, so erscheint es merkwürdig, dass dieselbe extrusive Formation während dieses ganzen Zeitraums der Erosion ausgesetzt gewesen sein sollte. Man muss unter allen Umständen davon ausgehen, dass das Gebiet, das sie damals einnahm, im Vergleich zu dem heutigen weit grösser war.

Wenn man sich jedoch in der Schichtserie aufwärts bewegt, nimmt die Zahl von Porphyrgeröllen mit grösserem Gehalt an Einsprenglingen zu.

Weiterhin ist der Gehalt an mehr granitoiden Typen im Konglomerat des Kollen-Berges und in seiner westlichen Fortsetzung auf Ituidlek (vgl. Karte Fig. 2) bedeutend, während solche Gesteine im devonischen Konglomerat am Hesteskofjeld selten sind oder fast fehlen. Das kann

augenscheinlich bedeuten, dass die aufeinanderfolgenden Erosionsstadien im Laufe der Zeit mehr tiefenbetonte und tiefer liegende Glieder der Serie und grössere Teile der kristallinen Unterlage nach Osten (d. h. Liverpool-Land) zu freigelegt haben.

Dass jedoch ein gewisser Teil der Porphyrgesteine der »Cape Fletcher Series« im engeren Sinne zugehört, scheint zweifelsfrei festzustehen.

In der folgenden Beschreibung werden die Porphyrböcke, in Übereinstimmung mit der Behandlung der Extrusive aus den primären Vorkommen, in zwei Gruppen eingeteilt werden, nämlich in Porphyre mit Quarzeinsprenglingen und Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge. Eine Unterteilung nach Farben lässt sich kaum durchführen, da ein rötlicher Farbton fast überall vorherrscht. Dies ist sicher in vielen Fällen durch die intensive Rotfärbung der Matrix der Konglomerate verursacht. Graue Typen sind jedoch im Devon am Hestekofjeld und in den permischen Ablagerungen am Gipfel des Kollen-Berges festgestellt worden.

Als gemeingültige Regel kann man sagen, dass die Porphyre von den sekundären Vorkommen viel stärker umgewandelt und verwittert sind als die Gesteine der Primärvorkommen. So sind die Feldspäte meistens weisslich und ganz matt und die Biotite vollständig zu Chlorit umgewandelt. Die Porphyre mit dem geringsten Quarzgehalt sind am wenigsten widerstandsfähig gewesen und daher auch am stärksten umgewandelt. Da in der untenstehenden Beschreibung im wesentlichen die frischeren Typen behandelt werden, so ist es ohne weiteres klar, dass sie kaum für alle Vertreter der Porphyrserie gültig ist. Es würde jedoch in jedem Fall schwer sein, die am stärksten umgewandelten Gesteine in zufriedenstellender Weise zu behandeln, da hier alle Mineralien durch Umwandlungsprodukte ersetzt sind. Im folgenden werden kurz die wichtigsten Eigenschaften eines Teils der Proben von den sekundären Vorkommen beschrieben.

I. Porphyre mit Quarzeinsprenglingen.

Nr. 1 (Anal.) ist ein harter, fast flintartiger, dichter Porphyr von dunkel graubrauner Farbe. Die ziemlich kleinen, etwas unregelmässigen, rosafarbenen Einsprenglinge sind Feldspäte (Nr. 60a).

Nr. 2 (Anal.) ist ein graues, ziemlich frisches Porphyrgestein mit weissen Feldspäteinsprenglingen und chloritisierten Biotiten (Nr. 1104a).

Nr. 3 (Anal.) ist ein etwas verwitterter, ziemlich grobkörniger, roter Porphyr. Die mattweissen Feldspäteinsprenglinge sind fast automorph. Ausserdem sieht man kleine Individuen von Biotit und Quarz (Nr. 375c).

Nr. 4 ist ein frisches, porphyrisches Gestein mit einem dunklen, rot-grauen zentralen Teil und einer weissgrauen äusseren Randzone. Als

Einsprenglinge: automorphe Feldspäte und kleine, abgerundete Quarzeinsprenglinge.

Nr. 5 ist ein frischer, roter Porphyr. Neben den automorphen Feldspäteinsprenglingen sieht man kleine, abgerundete Quarze und eine Anzahl grösserer, unregelmässiger Felder von Chlorit.

Nr. 6 ist ein ziemlich verwittertes, hellrotes Gestein mit mattweissen Feldspäteinsprenglingen in einer recht groben Grundmasse. Quarzeinsprenglinge sind makroskopisch nicht zu sehen, sind aber vorhanden.

Die Grundmassen variieren mikroskopisch von fast dicht bis ziemlich grobkörnig. Sie haben meist rotbraune Farbe, die teils auf eine intensive Imprägnation mit Eisenoxyden, teils auf Umwandlungsprodukte des Kalifeldspats zurückzuführen ist. In einigen Fällen ist die Textur der Grundmasse ganz durch sekundären Kalzit verdeckt, eine Erscheinung, die, wie erwähnt, auch in anstehenden Porphyren sehr verbreitet ist. Wo die Textur deutlich sichtbar ist, kann sie wohlausgebildet granophyrisch sein. Jedoch sind mikrogranitische und mikrofelsitische Texturen vorherrschend. Die Komponenten können besonders in den Mikrograniten sehr in der Grösse variieren, selbst innerhalb desselben Dünnschliffs. Auch diese Erscheinung ist bei den anstehenden Porphyren wohlbekannt.

Einsprenglinge: *Quarz* findet sich entweder in Form von meist abgerundeten und durchgehend korrodierten Einsprenglingen, die nur hier und da Kristallgrenzen aufweisen, oder in abgerundeten Aggregaten, die aus zahlreichen kleinen, unregelmässigen, äquidimensionalen Körnern mit unregelmässiger optischer Orientierung bestehen. Ausser dem Quarz der Einsprenglinge sieht man in einer grossen Anzahl von Dünnschliffen grössere Körner in den Grundmassen.

Die *Feldspäte* sind automorph oder nur leicht abgerundet. Sie sind meistens fast ganz mit Serizit und Kalzit ausgefüllt, der oft das ursprüngliche Mineral verbirgt. In solchen Fällen kann man nur schätzungsweise mit Hilfe der äusseren Kristallbegrenzungen entscheiden, was Kalifeldspat und was Plagioklas ist. In anderen Dünnschliffen zeigen einzelne grössere Feldspäte (besonders Orthoklase) kleine, frische Partien in der Mitte. In wieder anderen Fällen sieht man fast frischen, ausgesprochen automorphen *Orthoklas*, sowie ganz vereinzelt *Plagioklase* mit multiplen Albitzwillingen. Der in drei Dünnschliffen gemessene Anorthitgehalt betrug 34 bzw. 35 und 36 % An., spricht also für Andesin.

Die dunklen Bestandteile sind ursprünglich durch *Biotit* vertreten gewesen, der aber jetzt in praktisch allen Fällen zu Chlorit umgewandelt ist, der meist blaue Interferenzfarben zeigt. Man findet oft bedeutende Mengen von opaken Substanzen, die überwiegend aus Leukoxen oder roten Eisenverbindungen bestehen können, die um zentrale Kerne von Hämatit herum angeordnet sind. Ausserdem treten sie als Körner längs

der Spaltrisse, oder längs der Kristallbegrenzungen auf. Als Staub finden sie sich überall.

Unregelmässige Felder in den Grundmassen bestehen aus einem anderen Mineral der Chloritgruppe, sowie einer gewissen Menge Kalzit. Vermutlich hat man es hier mit Resten von *Pseudomorphosen nach Pyrit* zu tun.

Die akzessorischen Mineralien sind die gewöhnlichen: *Apatit*, *Erz* mit *Leukoxen*, *Titanit* und *Zirkon*.

Sekundäre Mineralien: Von diesen ist *Kalzit* am häufigsten sowohl in den Grundmassen als auch in den Einsprenglingen und deren Pseudomorphosen. Daneben spielen *Chlorit* und *Serizit* eine bedeutende Rolle.

Die planimetrische Analyse der Einsprenglingsminerale von 2 Typen dieser Porphyrgruppe ist aus der folgenden Tabelle ersichtlich:

Tabelle 24.

	Nr. 3	Nr. 5
Quarz.....	33,5 %	6,2 %
Orthoklas.....	} 66,0 %	ca. 44,0 %
Plagioklas.....		ca. 32,0 %
Biotit.....	} 0,5 %	15,9 %
Akzessorien.....		1,9 %

II. Porphyre ohne Quarzeinsprenglinge.

Nr. 1 (Anal.) ist ein ziemlich frisches, graugrünliches Gestein mit automorphen, fast weissen Feldspateinsprenglingen (Nr. 342d).

Nr. 2 ist ein harter, frischer, ziegelroter Porphyr mit grossen, bis zu 14 mm langen, rosa Orthoklaseinsprenglingen und kleineren, weissen Plagioklasen.

Nr. 3 ist ein dunklerer, rotbrauner Porphyr mit ausserordentlich feinkörniger, fast dichter Grundmasse und ziemlich kleinen Einsprenglingen. Diese bestehen aus schwach rötlichen Feldspäten.

Die Grundmassen haben u. d. M. fast dieselben Eigenschaften wie in der vorhergehenden Gruppe, vielleicht ist jedoch die granophyrische Textur etwas häufiger. Brauner Umwandlungsstaub von Kalifeldspat ist sehr verbreitet; auch sekundärer Kalzit ist häufig.

Einsprenglinge: Die tiefgreifende Serizitisierung und Kalzit-imprägnation der *Feldspäte*, die auch in der vorhergehenden Gruppe beobachtet wurden, bewirken, dass man so gut wie nie frische Individuen sieht. Die Umwandlung hat besonders die *Plagioklase* ergriffen, deren

Zwillingslamellen fast vollständig verschwunden sind. In einem einzelnen Dünnschliff fand sich ein Anorthitgehalt von 37 % (Andesin). Der Plagioklas ist immer automorph und überall von geringerer Grösse als der *Orthoklas*, der in den grösseren Individuen frische Partien enthalten kann. Meist ist auch der *Orthoklas* automorph.

Der *Biotit*, der von demselben Chloritmaterial wie in der vorigen Gruppe ersetzt wird, zeigt automorphe Formen und enthält zahlreiche Einschlüsse von Akzessorien.

Ausser den Biotitpseudomorphosen findet sich eine Anzahl von ganz mit Kalzit ausgefüllten Pseudomorphosen (vgl. die anstehenden Porphyre); nach den wohl erhaltenen Kristallgrenzen zu schliessen, scheint das ursprüngliche Mineral ein *Amphibol* gewesen zu sein.

In den Grundmassen kommen einige unregelmässige Felder gleicher Art wie in der vorigen Gruppe vor, die vielleicht von umgewandelten *Pyribolen* herrühren.

Akzessorische Mineralien: *Apatit*, *Erz* mit *Leukoxen*, *Hämatit*, *Leukoxen* mit Kernen aus *Titanit*, und schliesslich *Zirkon*.

Ogleich sich unter den porphyrischen Konglomeratgeröllen eine grosse Anzahl von Gesteinen findet, die vermutlich derselben Eruptivgruppe angehören wie die palaeozoischen Extrusive von Canning-Land, und die ausserordentlich grosse Übereinstimmung mit diesen zeigen, so treten doch unter den Porphyrböcken Typen auf, die ihnen zwar makroskopisch sehr ähneln, mikroskopisch jedoch einen ganz anderen Charakter zeigen. So unterscheiden sie sich u. a. durch andere Beschaffenheit der Grundmasse, oft schlechte oder fehlende Automorphie der Einsprenglinge und ein sehr auffallendes Zurücktreten des sekundären Kalzits.

Diese abweichenden Typen gehören, wie gesagt, aller Wahrscheinlichkeit nach der östlichen, kristallinen Unterlage an. Die in diesen Gesteinen vorherrschende Umwandlungsform ist die Serizitisierung, deren Produkte alle Feldspäte und sogar grosse Partien der Grundmasse anfüllen können.

Die Dichte einiger, etwas grösserer Konglomeratgerölle, die zu den Extrusiven von Canning-Land gerechnet werden, wurde in der üblichen Weise bestimmt. Das Resultat ist in Tabelle 25 gezeigt.

Tabelle 25.

Nr.	1	2 (375 c)	3	D $\frac{25^\circ}{4^\circ}$
Dichte.	2,520	2,600	2,668	

Die im Vergleich zu denen der anstehenden Porphyre etwas niedrigeren Dichtwerte können durch die stärkere Zersetzung verursacht sein, der die umgewandelten Porphyrgesteine ausgesetzt gewesen sind.

Vier Konglomeratgerölle wurden analysiert, und zwar eines aus dem Devon (1104a), eines aus dem unterpermischen Konglomerat (342d) und zwei aus den eotriassischen Konglomeraten (375c und 60a). Das Resultat zeigt die folgende Tabelle (Tabelle 26).

Tabelle 26.

	Gewicht-%			
	1104a ¹⁾	342d ¹⁾	375c ¹⁾	60a ¹⁾
SiO ₂	66,42	66,41	67,93	73,12
TiO ₂	0,76	0,80	0,70	0,32
Al ₂ O ₃	15,31	15,38	13,92	13,64
Fe ₂ O ₃	1,03	0,74	1,61	1,30
FeO.....	2,74	2,34	1,50	0,90
MnO.....	0,02	0,05	0,02	0,06
CaO.....	2,04	1,98	3,19	0,86
MgO.....	1,46	2,23	1,45	0,40
Na ₂ O.....	2,12	2,73	3,40	4,25
K ₂ O.....	5,03	4,16	3,64	4,96
P ₂ O ₅	0,24	0,35	0,44	0,15
H ₂ O ^{+105°}	1,94	2,64	1,82	0,32
CO ₂	1,24	n. d.	n. d.	n. d.
Summe...	100,35	99,81	99,62	100,28
H ₂ O ^{+105°}	0,35	0,30	0,25	0,10

¹⁾ Nr. 1104 a, 342 d, 375 c u. 60 a = Nr. 6, 7, 8 u. 9 in Tab. 27. S. 120.

5. DER VERLAUF DER WICHTIGSTEN UMWANDLUNGSPROZESSE

Betrachtet man die Extrusivgruppe als Ganzes, so sieht man, dass Orthoklas, Plagioklas (meist Andesin) und Biotit die drei vorherrschenden Mineralien erster Generation sind. Dazu tritt in dem sauren Teil der Serie ein grösserer oder geringerer Anteil an Quarz, in dem basischen Teil eine Vermehrung der mafischen Bestandteile: Amphibol, monokliner und rhombischer Pyroxen. Alle die letztgenannten Mineralien sind in den meisten Fällen durch sekundäre Substanzen ersetzt. Da solche sekundäre Bestandteile wie Kalzit, Chlorit und Serizit, sowie Leukoxen und verschiedene Formen von Imprägnationen mit Eisenoxiden in der Gesteinszusammensetzung eine entscheidende Rolle spielen, ist es von Interesse, sich mit der Natur und dem Verlauf dieser Umwandlungsprozesse ein wenig näher zu beschäftigen. Im Zusammenhang damit sollen hier die Umwandlungen der Ganggesteine der Gruppe III besprochen werden.

In den Plutoniten von Kap Wardlaw scheint nur eine durchgreifende Serizitisierung stattgefunden zu haben, besonders in den Plagioklasen. Jedoch sieht man auch einzelne Chloritlamellen im Biotit. Die Plutonite sind trotzdem gewöhnlich weit frischer als die Vertreter der extrusiven Gruppe.

Die Hauptformen für Umwandlungen sind: Kalzitisierung, Chloritisierung, Serizitisierung und Verkieselung. Dieser Prozesse können sowohl gleichzeitig als auch nach einander stattgefunden haben.

Kalzitisierung: Der ausserordentlich hohe Kalzitgehalt in dem grössten Teil der Extrusive rührt vermutlich von Kalkgesteinen oder anderen kalkreichen Sedimenten her, die von dem vordringenden Magma durchdrungen wurden. Hier ist in erster Linie an die mächtige Schichtenfolge von Kalkstein, Dolomit und CaC_3O -reichen Schiefen der Eleonore-Bay-Formation im Liegenden der Extrusivgesteine zu denken.

Ausser von Eruptivvorkommen mit nephelinsyenitischem Magma, wie z. B. von Alnö (HÖGBOM 40) und von Fen (BRØGGER 16), kennt man Kalzit von verschiedenen Stellen als Primärkomponente in granitischen Gesteinstypen.

Wo granitische Gesteine kalkreiche Sedimente durchbrechen, sieht man . . . »dass derselbe (d. h. der Kalkstein) in grossem Maasstabe ohne Dekomposition von dem Magma geschmolzen und aufgenommen worden ist, und dass bei der Verfestigung Kalkspath aus dem Magma auf ganz ähnliche Weise wie die übrigen Mineralien auskristallisiert ist«. (HÖGBOM, op. cit. S. 109). In vulkanischen Vorkommen kennt man Kalzitgehalt aus dem Laacher See-Eruptivgebiet (BRAUNS 13). Laboratoriumsuntersuchungen über das Kalziumkarbonat wurden von BOEKE (10) vorgenommen.

In mehreren Gesteinen von Canning-Land sieht man deutlich zwei Generationen von Kalzit, deren ältere, welche z. B. eine Anzahl scharf begrenzter Körper und Mandeln ausfüllt, sich von der jüngeren, infiltrationsartig auftretenden Generation deutlich unterscheidet. Die Annahme liegt daher nahe, dass die zwei Erscheinungsformen des Kalzits auch verschiedenen Ursprungs sind.

Während das Magma die kalkreichen Sedimente durchdrang, hat vermutlich, möglicherweise in grösserer Tiefe, eine nicht geringe Assimilation teils von durch »Stoping« losgerissenen und danach eingeschmolzenen Gesteinsstücken, teils von Nebengestein stattgefunden. Als das Magma später weiter aufdrang und sich, vielleicht als Oberflächenstrom, von der Eruptionsstelle fort ausbreitete, nahm es vielleicht auf neue fremdes Material von den Seiten und vom Untergrund auf. Die Viskosität des recht sauren Oberflächengesteins war bedeutend. Da der Inhalt an CaCO_3 von vorn herein recht gross war, könnte man sich vorstellen, dass das zuletzt aufgenommene Kalksteinmaterial sich lokal ziemlich konzentriert gehalten hat, da stärkere Mischung kaum stattgefunden haben dürfte. Man kann im Zusammenhang hiermit an Phänomene denken, wie sie die oben besprochene Quarz-Kalzitbreccie darstellt (vgl. S. 42), wo die gegenseitige Anordnung der Einzelkomponenten auf primäres Vorkommen hindeutet.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit für die sporadisch auftretenden, konzentrierten Kalzitpartien ist die, dass das assimilierte Kalzitmaterial während der Erstarrung des Magmas lokal konkrementartig konzentriert wurde.

Die Hauptmenge des Kalzits gehört jedoch zu der jüngeren und weit vorherrschenden Kalzitisierung, die, ohne Störung der primären Texturen, eine Kalzitimprägung des ganzen Gesteins bewirkt hat. Die Grundmassen sind oft mit grossen, unregelmässigen, »schwammigen« Individuen durchsetzt, die eine granophyrähnliche Anordnung zeigen,

und die fast ganz die eigentlichen Grundmassekomponenten verdecken können. Diese Kalzitimprägung, die das Resultat einer Übersättigung des erstarrenden Magmas mit CaO und CO_2 ist, ist vermutlich während des Übergangs des Gesteins aus der liquidmagmatischen zur hydrothermalen Phase vorgegangen.

Der gewöhnlich in Hohlräumen und als Spaltenausfüllungen auftretende Kalkspat ist aus wässrigen Lösungen ausgeschieden worden und stammt vermutlich zum grossen Teil aus dem Nebengestein.

Ausser in der erwähnten Art und Weise sieht man Kalzit auch als Verwitterungs- und Umwandlungsprodukt. In Ca-reichen Silikaten, wie z. B. im Plagioklas, findet man grosse, umgewandelte Partien. In gleicher Weise sind die Pyroxene im allgemeinen fast vollkommen zu Kalzit umgewandelt. In kalkfreien oder kalkarmen Mineralien, wie z. B. Biotit, sieht man Verdrängungspseudomorphosen aus Kalzit, die mit interlamellaren Linsen beginnen.

LEHMANN (51, S. 112) ist hinsichtlich der zwei von ihm beschriebenen Kalzitgenerationen ähnlicher Ansicht wie der Verfasser. LEHMANN leitet zwar auch den Kalkgehalt der Gesteine in der Grube Theodor im Lahn-Dill-Gebiet Deutschlands aus exogenem Kalkstein her, jedoch schliesst er aus dem gänzlichen Mangel an Wollastonit auf eine wahrscheinlich niedrige Temperatur des Magmas.

Seine Schlussfolgerungen lauten (loc. cit.): »Die Annahme einer so niedrigen Temperatur, dass bereits im liquidmagmatischen Stadium dauernd das Gleichgewicht nach der Seite $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$ verschoben war, dürfte sicherlich nicht zutreffen. Dann wäre nur noch möglich, dass die Abkühlung des Magmas genügend langsam und in Gegenwart genügender CO_2 -Mengen erfolgte, sodass eine vollständige Rückbildung etwa vorhandenen Wollastonits zu $\text{CO}_2 + \text{SiO}_2$ stattfinden konnte. Beide Voraussetzungen waren sogar sehr wahrscheinlich erfüllt. Immerhin muss der Reichtum an H_2O und CO_2 auch bereits die liquidmagmatischen Temperatur-Druckbedingungen beherrscht haben. Das heisst, die Temperatur unseres Magmas dürfte von vornherein eine relativ niedrige gewesen sein.«

Der Verfasser nimmt an, dass wir es bei den Extrusiven von Canning-Land mit einer Kalzitisierung in drei Phasen zu tun haben:

- 1) scharf abgegrenzte Felder,
- 2) Kalzitimprägung der Grundmassen, die oft die Primärtexturen verdeckt, und
- 3) spätere Ausfüllungen von Spalten, miarolitischen Hohlräumen und einem Teil der Mandeln durch Ausscheidungen aus wässrigen Lösungen.

Chloritisierung: Nächst der Kalzitisierung ist die Chloritisierung der häufigste Vorgang. Vielleicht ist es dieser Prozess, der sich über den

längsten Zeitraum erstreckt hat. Von besonderer Bedeutung ist der Chlorit in den grünlichen und grauen Porphyren, wo gerade die grünliche Farbe durch diesen Stoff verursacht wird, der bedeutende Partien in der Grundmasse einnehmen kann. Die grösste Rolle bei der Zusammensetzung der extrusiven Gesteine von Canning-Land spielt der Chlorit jedoch in den zahlreichen Pseudomorphosen. Dass der Chlorit in allen Fällen sekundär ist, ersieht man u. a. aus dem Umstand, dass er weit verschiedene Mineralien ersetzt. Die Chloritbildung ist jedoch sicher ein Prozess, der in der Hauptsache älter ist, als die Zersetzungsvorgänge während der jungen Verwitterung. Die Tatsache, dass zahlreiche Mineralien trotz der Ersetzung durch Chlorit ihre volle Automorphie beibehalten haben, zeigt, dass ein wesentlicher Teil der Chloritisierung älteren Datums sein muss und vermutlich der hydrothermalen Phase angehört. Ein anderer Umstand, der auch anzeigt, dass der Chlorit an seinem jetzigen Platz ein ganz bedeutendes Alter haben muss, ist der, dass man um den Zirkon herum pleochroitische Höfe beobachten kann, die im Biotit dieselbe Intensität zeigen wie in den im Biotit auftretenden Chloritfasern. In vielen ganz aus Chlorit bestehenden Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen (s. S. 68 und S. 81) sieht man auch wohl ausgebildete pleochroitische Höfe, deren Radius und Intensität mit denen in einem frischen Mineral der Pyroxengruppe übereinzustimmen scheinen. Im Biotit sieht man oft die sukzessive Umwandlung von braunem Biotit über grünen oder farblosen Glimmer zu farblosem und schliesslich grünem Chlorit. Meist sieht man die stark blauen Interferenzfarben, die für Penninit typisch sind, jedoch kommen auch braune Interferenzfarben häufig in den Chloriten vor. Ein anderes Chloritmineral findet sich in den erwähnten Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen in den mehr basischen Gesteinstypen der Gruppe; es handelt sich hier augenscheinlich um Antigorit (Bastit). Ausser den besser bestimmbaren Pseudomorphosen sieht man grosse, unregelmässige, aus Chlorit bestehende Felder; sie finden sich besonders in den am wenigsten frischen Typen der Vulkanite und zeigen oft fächerförmige Auslöschung. Weiterhin tritt Chlorit in Form kleiner Schüppchen in den Grundmassen auf.

Zuweilen sieht man, dass Chlorit den Kalzit in Mandeln ersetzt hat, in denen man Reste von Kalzit mit bemerkenswert wohl erhaltenen rhomboedrischen Formen findet. Eine ähnliche Erscheinung wurde schon von LEHMANN (op. cit. S. 113) beobachtet.

Chloritadern sind zahlreich. Sie durchdringen die grösseren Felder gleicher Substanz, und man beobachtet ausserdem, dass sie einzelne Kalzitadern durchschneiden.

Besondere Aufmerksamkeit verdient der Umstand, dass sich die Chloritisierung anscheinend immer abgespielt hat ohne die primäre Textur des Gesteins zu zerstören. In diesem Zusammenhang beachte man

die wohlbewahrte Automorphie bei den meisten Pseudomorphosen. Die unregelmässigen Chloritfelder sind sicher das Resultat späterer Umwandlungs- und Verwitterungsprozesse.

Die Chloritisierung ist anscheinend einer der ersten Umwandlungsprozesse, denen das Gestein unterworfen war, und scheint jedoch, da Chloritadern den anderen sekundären Bestandteil (den Kalzit) durchschneiden, einer der zuletzt abgeschlossenen zu sein.

Serizitisierung: Die Bildung von Muskowit, meist in ausserordentlich kleinen Schüppchen macht in den meisten Fällen den Eindruck, etwas später als die Chloritisierung begonnen zu haben. Die am stärksten serizitisierten Gesteinskomponenten sind die Plagioklaseinsprenglinge, wenn auch in vielen Fällen die Orthoklase stark angegriffen sind; jedoch enthalten die Kalifeldspäte im allgemeinen unregelmässige, frischere Partien, die grösser sind als die in den Plagioklasen. Nur lokal und in recht wenigen Fällen spielt der Serizit ausserhalb der Feldspäte eine Rolle in der Gesteinszusammensetzung; man sieht dann Serizit in etwas grösseren Schuppen zwischen den Grundmassekomponenten auftreten. Aber auch in den Grundmassen zeigt es sich meist, dass der Serizit in den kleineren Feldspäten auftritt. Auch für die Serizitisierung gilt, dass (u. a. nach VON GRODDECK's Untersuchungen, 28) der Serizit in vielen Fällen eher als hydrothermales Mineral zu betrachten ist als als Verwitterungsmineral. Den Serizit kann man sich als unter Beteiligung aufsteigender, warmer, alkalischer Lösungen gebildet, also nicht nur durch Autometamorphose in einer Verwitterungszone entstanden, vorstellen.

Verkieselung: In den meisten Fällen sieht man, dass eine Verkieselung der letzte Umwandlungsprozess gewesen ist, denen die Gesteine unterworfen gewesen sind. Sie gehört vermutlich zur metasomatischen Periode der Geschichte dieser Gesteine. Die typischste Form, in der dieser jüngere Quarz auftritt, ist die grosser, meist abgerundeter, aber ganz unregelmässiger und gelappter Massen, welche Teile der Grundmasse der Gesteinstypen in der Weise imprägnieren, dass ein Teil der Grundmassekomponenten vollkommen vom Quarz umgeben erscheint und gewissermassen im Quarz »schwimmt«. Ausser diesen schwammigen Quarzmassen sieht man oft kleine Aggregate, deren Zusammenballung ebenfalls jünger als die primären Texturen der Grundmasse zu sein scheint.

Quarz ist als Mandelausfüllung gewöhnlich, und sicher ist er auch hier in einer grossen Anzahl von Fällen ziemlich spät ausgeschieden worden.

Als Umwandlungsprodukt sieht man kleine Quarzkörnchen in ganz zersetzten Biotiten.

Der jüngste Quarz, der vermutlich durch wässrige Lösungen längs der Spalten ausgeschieden wurde, findet sich in den häufig vorkommenden dünnen Adern in fast allen Gesteinstypen.

In ganz besonderer Weise tritt Quarz in einigen der Ganggesteine der Gruppe III auf. Die Quarzindividuen, die sich hier einzeln oder in Reihen von wenigen Exemplaren finden, haben einen halbkreisförmigen Umriss. Sie zeigen zwischen gekreuzten Nicols fächerförmige Auslöschung. Ihre äussere Begrenzung ist scharf (vgl. S. 102).

Die mehr oder weniger opaken Umwandlungsprodukte zerfallen in zwei Gruppen, nämlich eine mit leukoxenitischem und eine mit hämatitisch-limonitischem Charakter.

Meist findet sich der Hämatit als kleine, fast frische, blutrote Körnchen; er tritt jedoch auch in Form von Schüppchen auf, die im auffallenden Licht rotbraune Farbe zeigen. In vielen Dünnschliffen sieht man Hämatitkörnchen als Hauptursache für die Trübung der Biotite, besonders längs der Aussenkanten. In anderen Schliffen findet sich Hämatit und eine rötliche, vermutlich limonitische Imprägnation, die das Gestein des ganzen Dünnschliffes färbt. Die Farbe der roten Porphyre und der Verwitterungskrusten der grauen und grünen Porphyre ist in Wirklichkeit von diesen eisenreichen Verbindungen abhängig, die vermutlich in der Hauptsache aus ursprünglich im Gestein enthaltenem frischem Magnetit-Ilmenit und Hämatit entstanden sind.

Der Leukoxen tritt in verschiedenen Formen auf. Ausser als kleine, runde, opake (im auffallenden Licht weisse) gleichmässig in den Grundmassen verteilte Körner — wie z. B. häufig in den Gesteinen der Gruppe III — finden sich grosse, unregelmässig abgerundete Massen von Leukoxen, der wahrscheinlich bei der Zersetzung des Ilmenits oder des titanreichen Eisenerzes entstanden ist. In der Mitte dieser Leukoxenanhäufungen kann man gelegentlich sehen, dass Sammelkristallisation stattgefunden hat, indem hier ein zentraler Kern von schwach durchscheinendem Titanit von schmutzigbrauner Farbe erhalten ist. In anderen Fällen sieht man Leukoxen als eine breite Randzone in den für Titanit charakteristischen keilförmigen Pseudomorphosen, die mit Kalzit und einer amorphen Masse gefüllt sind.

Es besteht kein Grund zu der Annahme, dass das Titanmaterial von aussen zugeführt sein sollte, da sowohl Titanit als auch titanhaltiges Erz in allen hier behandelten Eruptivgesteinen eine ziemlich grosse Ausbreitung haben.

6. DER CHEMISMUS DER GESTEINE VON CANNING-LAND

Aus älterer Zeit liegen zwei Analysen der Eruptivgesteine von Canning-Land vor (Nr. 10 und 13 in Tabelle 27), die von NORDENSKJÖLD (56) publiziert worden sind. Eins der Gesteine ist ein Quarz-Orthoklas-Porphyr, das andere ein »Nephelintephrit«. Ihre Originalnummern in NORDENSKJÖLD's Sammlung sind 17 und 43. Beide Gesteine stammen von Kap Fletcher.

Für diese Arbeit wurden zwei weitere Gesteine von Kap Fletcher einer Analyse unterworfen, und zwar eins aus dem unteren Teil der westlichen Seite dieses Berges (Nr. 363) und eins aus einem kleinen Aufschluss beim Carlsbergfjord, unmittelbar westlich des Tales, das den Kap Fletcher-Berg vom Hesteskøfjeld trennt (Nr. 353) (s. Nr. 3 und 2 in Tabelle 27). Von der Hauptlokalität hat man somit nur drei Analysen von porphyrischen Gesteinen.

Von der neuentdeckten Lokalität, dem Porfyrfjeld im nordwestlichen Canning-Land, wurden zwei gleichfalls porphyrische Gesteine analysiert, und zwar eins aus dem nördlichen Ende des Hauptmassivs (Nr. 248) und eins aus dem auf S. 87 beschriebenen, durchschlagenden, aschisten Gang (Nr. 246) (s. Nr. 4 und 5 in Tabelle 27).

Um die Frage nach eventuellen Übereinstimmungen zwischen anstehenden Vorkommen und gewissen Konglomeratgeröllen aus den jüngeren Sedimenten zu beleuchten, wurden vier Porphyrgerölle aus solchen sekundären Vorkommen analysiert (s. S. 112). Die hierfür ausgewählten Proben stammen aus Ablagerungen des Devons (s. S. 17—19), des marinen unteren Perms (s. S. 19—22) und der Eotrias (s. S. 22). Die Lokalitäten sind: Hesteskøfjeld (Nr. 1104a) Kollen-Berg (Nr. 342d), sowie das Tvekegle-Tal auf der Wegener-Halbinsel (Nr. 375c) und der Nordenskjöld-Berg im inneren Nathorstfjord (Nr. 60a) (s. Nr. 6, 7, 8 und 9 in Tabelle 27).

Als Analysenmaterial wurden Proben von den am wenigsten umgewandelten Porphyrgeröllen ausgewählt, um möglichst zuverlässige Auf-

schlüsse über die primäre Zusammensetzung des Magmas zu erhalten. Da jedoch die frischesten Porphyre auch die sauersten Typen sind, bekommt man, wie schon erwähnt (s. S. 108), kein vollkommen parallelisierbares Vergleichsmaterial für primäre und sekundäre Vorkommen. Dies beruht im übrigen auch darauf, dass Analysen der sauersten anstehenden Porphyre noch nicht vorliegen, mit Ausnahme der auf NORDENSKJÖLD's Veranlassung hin vorgenommenen Analyse eines Ganges.

Sämtliche Analysen, sowohl die neuen wie auch die alten, sind von Dr. NAIMA SAHLBOM, Stockholm, ausgeführt worden.

Tabelle 27.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Hyp-ab.	Extr.	Extr.	Extr.	Extr.	Extr. Kongl. geröll	Extr. Kongl. geröll	Extr. Kongl. geröll	Extr. Kongl. geröll	Extr. Gang	Plut.	Gang Gruppe III	Gang Gruppe III
SiO ₂	65,57	58,98	61,53	61,66	63,90	66,42	66,41	67,93	73,12	75,14	69,78	52,14	44,43
TiO ₂	0,56	1,20	1,01	0,54	0,72	0,76	0,80	0,70	0,32	0,16	0,50	1,05	1,40
Al ₂ O ₃	14,57	14,09	15,07	15,07	14,57	15,31	15,38	13,92	13,64	12,50	14,11	12,47	17,89
Fe ₂ O ₃	0,63	4,76	2,23	2,10	1,11	1,03	0,74	1,61	1,30	1,20	0,36	0,96	4,00
FeO	2,16	1,96	2,89	3,23	2,86	2,74	2,34	1,50	0,90	0,87	2,36	6,18	4,94
MnO	0,04	0,10	0,08	0,06	0,03	0,02	0,05	0,02	0,06	Spur	0,03	0,08	Spur
CaO	3,96	4,40	3,59	3,82	3,46	2,04	1,98	3,19	0,86	0,83	1,60	7,23	12,60
BaO	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,30	n. d.
MgO	1,17	3,98	3,36	1,92	1,11	1,46	2,23	1,45	0,40	0,43	1,35	6,02	2,40
Na ₂ O	5,40	2,95	3,62	2,36	3,25	2,12	2,73	3,40	4,25	3,00	3,13	1,79	2,55
K ₂ O	1,89	3,68	4,67	3,87	4,69	5,03	4,16	3,64	4,96	3,50	5,30	2,55	3,02
P ₂ O ₅	0,34	0,48	0,50	0,58	0,48	0,24	0,35	0,44	0,15	n. d.	0,28	0,70	n. d.
CO ₂	2,01	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	1,24	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	4,79	1,09
H ₂ O ^{+105°} . . .	1,67	3,22	1,86	4,65	3,69	1,94	2,64	1,82	0,32	n. d.	0,90	3,48	5,16
Glühverlust	2,55
Summe	99,97	99,80	100,41	99,86	99,87	100,35	99,81	99,62	100,28	100,18	99,70	99,74	99,48
H ₂ O ^{+105°} . . .	0,32	0,30	0,25	0,48	0,16	0,35	0,30	0,25	0,10	..	0,11	0,30	..
SiO ₂	1093	983	1026	1028	1065	1107	1107	1132	1219	1252	1163	869	741
TiO ₂	8	15	13	6	9	10	10	9	4	2	6	14	18
Al ₂ O ₃	143	138	148	148	143	150	151	136	135	123	138	123	175
Fe ₂ O ₃	4	30	14	13	7	6	4	10	8	8	3	6	25
FeO	31	27	40	44	40	39	32	21	13	13	33	86	68
MnO	1	1	1	1	..	1	1	..
CaO	71	79	64	68	62	36	36	57	15	14	29	129	225
BaO	2	..
MgO	29	100	84	48	28	37	56	36	10	11	34	151	60
Na ₂ O	87	48	58	39	53	34	44	55	69	48	50	29	41
K ₂ O	20	39	50	41	50	53	45	38	53	37	56	28	32
P ₂ O ₅	2	4	4	4	4	1	3	3	1	..	2	5	..
CO ₂	45	27	109	25

In Tabelle 27 sind alle vorliegenden Analysen sowie die Molekularzahlen (nach JOHANNSEN (41)) zusammengestellt. Die erste Reihe stellt den hypabyssischen Typus von einem der kleinen Vorkommen im nordwestlichen Canning-Land dar. Danach folgen die vier anstehenden Gesteine der eigentlichen Extrusivgruppe. Die nächste grosse Gruppe mit 4 Kolonnen enthält die vier Konglomeratgerölle, die hier als Vertreter des sauern Teils der Extrusivserie angeführt sind. Zum Schluss folgt der von NORDENSKJÖLD beschriebene saure Gang. Zum Vergleich ist wieder die Analyse des Biotitgranits von Kap Wardlaw angeführt, und schliesslich folgen zwei Analysen von basischen Gesteinen, die der Reihe der kleineren Intrusionen angehören (Gruppe III).

Die SiO_2 und Al_2O_3 -Werte des hypabyssischen Gesteins stimmen ganz gut mit dem Durchschnittswert der Extrusive überein. Dasselbe ist der Fall bei den Zahlen für TiO_2 und P_2O_5 . Der hohe CaO -Wert hat sein Gegenstück in dem der mehr basischen Extrusivtypen. In dem vorliegenden Gestein findet sich jedoch Ca sicher zum grösseren Teil als CaCO_3 und weniger als Komponente im Anorthit, zumal auch der CO_2 -Wert bedeutend ist. Am bemerkenswertesten ist jedoch unzweifelhaft die sehr hohe Zahl für Na_2O (5,40) verglichen mit K_2O (1,89), da wir sonst überall innerhalb der ganzen Serie ein anderes Verhältnis antreffen (s. unten). Dies kann bis zu einem gewissen Grad durch die adamellitische Zusammensetzung des Gesteins bedingt sein — Kalifeldspat und Kalknatronfeldspat zeigen ungefähr gleiche Häufigkeit. Es kann weiter der Umstand von Bedeutung sein, dass das Gestein kleineren Eruptivvorkommen angehört, die infolge ihres Auftretens als kleine, abgespaltene Körper nicht derselben Entwicklung in den Endstadien unterworfen gewesen sind wie das Hauptmagma.

Betrachtet man die zwei Analysen von den Extrusiven von Kap Fletcher (Nr. 2 und 3), so sieht man leicht, dass die beiden Gesteine grosse Übereinstimmung mit einander zeigen. Die SiO_2 -Zahlen sind niedrig, und die Al_2O_3 -Werte entsprechen einander recht gut. Es ist bemerkenswert, dass die Eisenwerte, deren Summen in beiden Porphyren annähernd gleich sind, beim ersten invertiert sind, d. h. dass der Wert der Fe_2O_3 -Gruppe im Verhältnis zur FeO -Gruppe recht hoch ist: 4,76 zu 1,96. Dies kann entweder durch Verwitterung oder durch pneumatolytische Prozesse verursacht sein. Die Werte für Mg und die Alkalien stimmen gut überein, ebenfalls die für TiO_2 und P_2O_5 . Man konstatiert einen kleinen, aber deutlichen Überschuss von K_2O über Na_2O .

Die beiden nächsten Analysen vom Porfyrfjeld zeigen untereinander gute Übereinstimmung, sodass kaum ein Zweifel herrschen kann, dass die betreffenden Gesteine zur selben Periode magmatischer Tätigkeit gehören. Die hohen H_2O -Werte zeigen, dass diese Porphyre ziemlich

stark verwittert und zersetzt sind. Auch in den Gesteinen des Porphyrfjelds überwiegt K_2O über Na_2O .

Wenn man die vier Analysen zusammen betrachtet, fallen folgende ihnen gemeinsame Erscheinungen auf: $K_2O > Na_2O$ und Eisen ($Fe_2O_3 + FeO$) $> CaO > MgO$. Der etwas niedrigere Wert für Eisen und Magnesium beim Porphyrfjeldmaterial rührt wahrscheinlich von dem mehr felsischen Charakter des Gesteins her. Die P_2O_5 -Werte sind recht konstant, und die für TiO_2 , die etwas variieren, stimmen gleichfalls gut überein.

Wendet man sich von den anstehend vorkommenden Porphyren (Nr. 2—5) zu den Konglomeratgeröllen (Nr. 6—9), so bemerkt man ein geringes Ansteigen des SiO_2 -Gehaltes, während sich Al_2O_3 in den zwei ersten Analysen recht konstant hält. Diese beiden zeigen so gute Übereinstimmung, dass ihre weitere Besprechung überflüssig erscheint. Die höhere Azidität der Gesteine aus den Blöcken führt automatisch eine Verminderung des Kontingents an mafischen Bestandteilen mit sich. Der bedeutende CO_2 -Gehalt in Nr. 6 zeigt ebenso wie der beachtliche Wassergehalt eine beachtliche Umwandlung an.

Die zwei folgenden Analysen von Konglomeratgeröllen zeigen einen ansteigenden SiO_2 -Wert und eine kleine Senkung des Betrags für Al_2O_3 . Bemerkenswert ist hier wieder das umgekehrte Verhältnis von Fe_2O_3 zu FeO (vgl. oben). Die Gesamtmenge des Eisens ist jedoch ungefähr dieselbe wie in den zwei vorhergehenden Analysen. Der hohe CaO -Wert in Nr. 8 steht wahrscheinlich mit Kalzitisierungen im Zusammenhang. Aus einem Vergleich mit dem bedeutend frischeren Gestein Nr. 9 geht auch hervor, dass das Gestein mit seinem grösseren Wassergehalt stärker zersetzt sein muss.

Vergleicht man die Analysen der Konglomeratblöcke, so findet man, ebenso wie in der vorhergehenden Gruppe, dass $K_2O > Na_2O$, und dass Eisen $> CaO > MgO$. Eine Ausnahme bildet nur Nr. 7, wo der Ca -Gehalt etwas kleiner ist als der Gehalt an MgO .

Als letzte zu den Extrusiven gehörende Type folgt Nr. 10, deren felsischer Charakter stärker betont ist als in den sauersten Konglomeratblöcken. Auch hier sind die Werte für die Eisenverbindungen invertiert und $K_2O > Na_2O$. Der bedeutende Glühverlust¹⁾ (2,55) bezieht sich vermutlich überwiegend auf Wasser, da der niedrige CaO -Wert grösseren $CaCO_3$ -Gehalt des Gesteins unwahrscheinlich macht. Auf CO_2 wurde nicht analysiert.

Die Analysen des plutonischen Hauptgesteins vom Kap Wardlaw und der zwei Gänge aus der Gruppe III sind zu Vergleichszwecken in das Schema mit aufgenommen worden (Tabelle 27).

¹⁾ Alte Analyse, vgl. 56, S. 199.

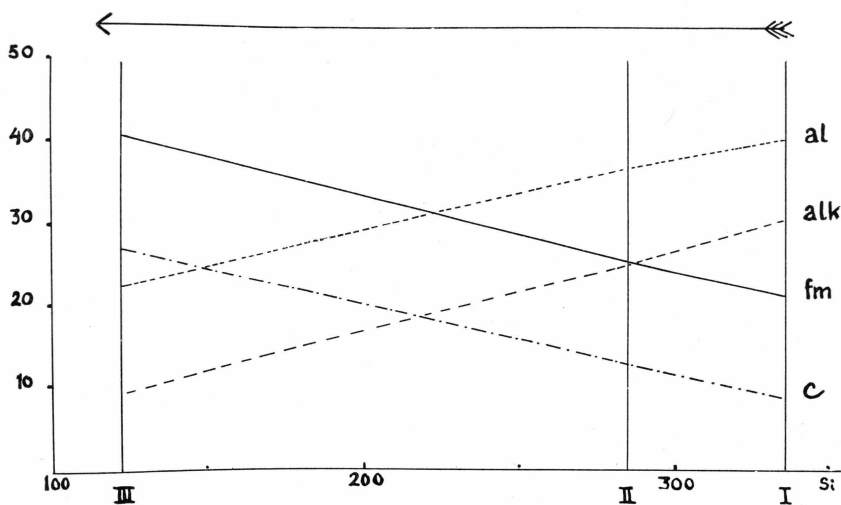
In der Tabelle 28 sind die obenstehenden Analysen in NIGGLI-Werte umgerechnet worden.

Tabelle 28.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
al	36,8	28,0	31,3	35,6	36,7	41,6	40,5	37,5	42,9	47,0	39,9	21,9	26,9
fm	17,4	38,2	32,4	28,7	21,0	24,3	26,0	21,2	12,9	15,3	21,1	44,6	27,3
c	18,2	16,1	13,5	16,4	15,9	10,0	9,6	15,7	4,8	5,3	8,4	23,3	34,6
alk	27,6	17,7	22,8	19,3	26,4	24,1	23,9	25,6	39,4	32,4	30,6	10,2	11,2
k	0,19	0,45	0,46	0,51	0,49	0,61	0,51	0,41	0,43	0,44	0,53	0,49	0,44
mg	0,43	0,63	0,55	0,40	0,34	0,43	0,58	0,47	0,25	0,28	0,47	0,60	0,34
c/fm	1,05	0,42	0,42	0,57	0,76	0,41	0,37	0,74	0,37	0,35	0,40	0,52	1,27
Schnitt . . .	VI	III	III	IV	V	III	III	V	III	III	III	IV	VI
Si	282	200	217	248	273	307	297	312	393	478	336	155	114
(qz)	(71,6)	(29,2)	(25,8)	(70,8)	(67,4)	(110,2)	(101,4)	(109,6)	(135,4)	(248,4)	(113,6)	(14,2)	(÷30,8)
ti	2,06	3,05	2,75	1,45	2,31	2,78	2,68	2,48	1,29	0,76	1,73	2,50	2,76
p	0,52	0,81	0,85	0,96	1,03	0,28	0,80	0,83	0,32	..	0,58	0,89	..
CO ₂	11,60	7,50	19,43	3,84

Um einen Gesamteindruck von den chemischen Eigenschaften der drei verschiedenen Eruptivgruppen zu geben, die in der obigen Gesteinsbeschreibung behandelt wurden, wurde unter Zugrundelegung der Durchschnittswerte der drei Gruppen ein NIGGLI-Diagramm angefertigt (Fig. 39). Der Pfeil deutet die Eruptionsfolge an, wie sie in der vorliegenden Arbeit angenommen worden ist.

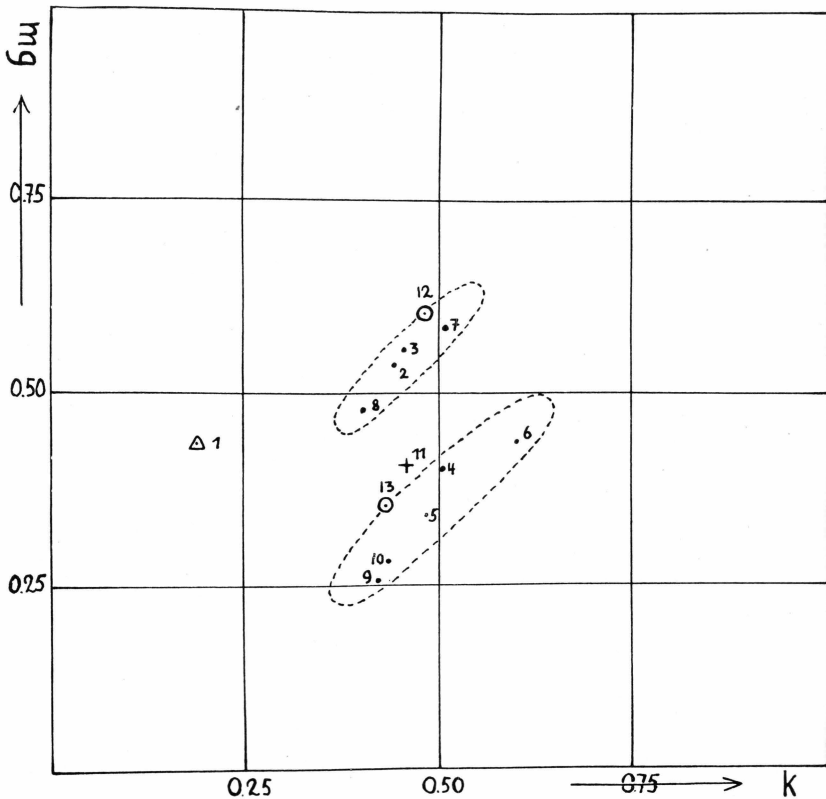
Die Extrusive (II) sind durch die Durchschnittswerte aus zehn



Diagramm, Fig. 39.

Analysen repräsentiert, die Ganggesteine (III) durch die Durchschnittswerte aus zwei Analysen, und schliesslich die Plutonite (I) nur durch eine (die einzige bis jetzt vorliegende Analyse).

Fig. 40 stellt das k-mg-Verhältnis der NIGGLI-Werte sämtlicher Gesteine von Canning-Land dar. Man sieht hier, dass die Glieder der Extrusivgruppe sich in zwei SW—NO streichende Reihen teilen (schwarze Punkte). Mit ihnen assoziiert finden wir basische Gänge der Gruppe III (weisse Kreise), und zwar einen in jeder Reihe. Die Kap Wardlaw-Plutonite (Kreuz) haben einen Wert, der zwischen den zwei Reihen der Punkte für die Oberflächengesteine liegt. Am stärksten abweichend ist die hypabyssische Type (Dreieck) mit ihrem ausserordentlich niedrigen k-Wert, eine Eigenschaft, die bereits erwähnt wurde (s. S. 121).



Diagramm, Fig. 40.

Ungefähr dieselbe Reihenfolge, wie man sie bei den NIGGLI-Werten findet (vgl. oben), zeigen auch die Normen.

Die Feldspatverhältnisse $or, ab : an$ zeigen sich durch die Extrusivserie recht unverändert. Das hypabyssische Gestein Nr. 1, das

Tabelle 29.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Q	21,90	14,64	11,34	21,84	18,36	30,78	26,76	26,76	27,12	42,00	25,50	17,94	..
Or	11,12	21,68	27,80	22,80	27,80	29,47	25,02	21,13	29,47	20,57	31,14	15,57	17,79
Ab	45,59	25,15	30,39	20,44	27,77	12,82	23,06	28,82	36,15	25,15	26,20	15,20	15,98
An	5,28	14,18	11,12	15,29	11,12	1,67	7,23	11,95	3,06	3,89	6,12	1,39	28,36
C	1,73	1,33	..	5,81	3,67	2,45	1,02	6,22	..
Ne	2,98
\sum sal	85,62	75,65	80,65	81,70	85,05	85,55	85,74	88,86	95,80	94,06	89,98	56,32	65,11
Ap	0,67	1,34	1,34	1,34	1,34	0,34	1,01	1,01	0,34	..	0,67	1,68	..
Il	1,22	2,28	1,98	0,91	1,37	1,52	1,52	1,37	0,61	0,30	0,91	2,13	2,74
Mt	0,93	3,02	3,25	3,02	1,62	1,39	0,93	2,32	1,86	1,86	0,70	1,39	5,80
He	2,72
En	2,90	10,00	8,40	4,80	2,80	3,70	5,60	3,60	1,00	1,10	3,40	15,10	..
Hy	2,51	..	1,85	3,43	3,17	3,04	2,51	0,26	0,26	0,40	3,17	8,84	..
Wol	1,74	1,28	..	1,04	0,46	0,12	11,37
Ol $\left\{ \begin{array}{l} \text{Mg} \dots\dots \\ \text{Fe} \dots\dots \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 4,20 \\ 2,60 \end{array} \right.$
\sum fem	8,23	21,10	18,10	13,50	11,34	9,99	11,57	9,02	4,19	3,66	8,25	29,14	26,71
CaCO ₃	4,50	2,70	10,90	2,50
H ₂ O+105° ...	1,67	3,22	1,86	4,65	3,69	1,94	2,61	1,82	0,32	..	0,90	3,48	..
Glühverlust	2,55	5,16
Summe...	100,08	99,97	100,61	99,85	100,08	100,24	99,95	99,50	100,31	100,27	99,73	99,48	99,48

Tabelle 30.

	or : ab : an	en : hy : wol
1	17,9 : 73,6 : 8,5	53,6 : 46,4 : 0
2	35,5 : 41,2 : 23,3	85,2 : 0 : 14,8
3	40,1 : 43,9 : 16,0	72,9 : 16,0 : 11,1
4	39,0 : 34,9 : 26,1	58,3 : 41,7 : 0
5	41,7 : 41,6 : 16,7	40,0 : 45,2 : 14,8
6	60,2 : 36,4 : 3,4	55,0 : 45,0 : 0
7	45,2 : 41,7 : 13,1	69,0 : 31,0 : 0
8	34,1 : 46,6 : 19,3	83,3 : 10,7 : 6,0
9	43,0 : 52,6 : 4,4	72,5 : 18,8 : 8,7
10	41,5 : 50,7 : 7,8	73,3 : 26,7 : 0
11	49,1 : 41,3 : 9,6	51,8 : 48,2 : 0
12	48,4 : 47,3 : 4,3	$\overbrace{63,0 : 37,0} : 0$
13	28,6 : 25,7 : 45,7	(ol) = 37,4 : 62,6

sich auch in anderer Hinsicht von der Hauptmenge der Gesteine unterscheidet, steht mit seinem sehr hohen ab-Wert etwas isoliert. Der niedrige an-Wert in Nr. 6 ist durch die hohe Zahl für CaCO_3 verursacht, durch die ein beträchtlicher Betrag an CaO von dem an-Wert abgezogen wird.

Das Verhältnis en:hy:wol der Pyroxene¹⁾ zeigt ein deutliches Überwiegen von Magnesium in der ganzen Serie, mit Ausnahme von Nr. 5, wo die hy-Zahl etwas höher ist. Dann folgt Eisen als hy und zuletzt Kalzium, das in vielen Fällen als wol ganz fehlen kann. Der aussergewöhnlich hohe wol-Wert in Nr. 13 (s. S. 125) ist sicher durch einen zu geringen CO_2 -Betrag der Analyse zu erklären. Die betreffende Analyse ist vor etwa 30 Jahren gemacht worden, und die damals angewandte Methodik war in diesem Punkt möglicherweise abweichend von der heutigen. Die Tatsache, dass dasselbe Gestein Nephelin in der Norm enthält, kann durch dieselbe Annahme erklärt werden, indem man bei Umrechnung eines grösseren Teils des hohen CaO-Wertes auf CaCO_3 genügend Aluminium zur Verfügung erhält, um zu einem ausreichenden Anorthit-Wert zu gelangen. Vielleicht würde auch ein Teil des in der Norm enthaltenen Olivins in solchem Fall in der Analyse als Metasilikat erscheinen können. Wie aus der Gesteinsbeschreibung (s. S. 98—103) ersichtlich, zeigt das betreffende Gestein u. d. M. einen Quarzgehalt, der jedoch kaum viel jünger als die Hauptmasse des Gesteins sein dürfte.

Es fällt auf, dass in den leider nur wenigen Fällen, wo der CO_2 -Gehalt in den Analysen bestimmt wurde (vielleicht mit Ausnahme des eben besprochenen Falls, Nr. 13), die an-Werte niedrig sind (s.

Tabelle 31.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
L	67,20	61,48	68,16	63,36	67,36	58,87	59,26	61,20	66,84	50,43	63,84	49,92	71,64
M	12,76	21,44	19,84	12,90	12,32	10,32	11,96	9,46	3,66	3,18	8,86	41,80	36,24
Q	20,04	17,08	12,00	23,74	20,32	30,81	28,78	29,34	29,50	46,39	27,30	8,10	÷ 7,88
A	7,19	5,94	7,19	5,56	7,65	5,91	5,98	6,21	7,99	5,64	7,00	3,95	5,27
C	2,42	3,49	2,66	4,72	2,74	2,44	2,42	2,88	0,73	0,93	1,91	4,58	7,37
K ₂ O	1,34	2,66	3,33	2,85	3,42	3,60	3,02	2,54	3,47	2,46	3,70	1,94	2,31
MgO	1,95	6,83	5,59	3,33	1,92	2,51	3,76	2,40	0,66	0,73	2,25	10,46	4,33
C'	2,35	1,91	1,60	0,00	1,50	0,00	0,00	0,93	0,25	0,00	0,00	4,50	8,88
Fe''	1,81	0,00	1,80	2,22	2,26	2,24	1,95	0,73	0,40	0,33	1,98	5,61	3,11
Mt	0,54	3,82	1,86	1,80	0,96	0,82	0,54	1,34	1,04	1,06	0,40	0,84	3,60

¹⁾ Hierbei muss betont werden, dass alle Pyroxenwerte als die Metasilikate en:hy:wol berechnet sind.

Tabelle 30). Da alle analysierten Gesteine u. d. M. einen Kalzitgehalt aufweisen, scheint es daher wahrscheinlich, dass ein bedeutender Teil des Kalziums in Wirklichkeit in den Normen als CaCO_3 erscheinen müsste, und nicht als »An«, wie jetzt angegeben.

Der als Korund (C) angeführte Überschuss an Aluminium ist zweifellos durch Umwandlungen, wie z. B. Serizitisierung und Kalzitisierung zustande gekommen.

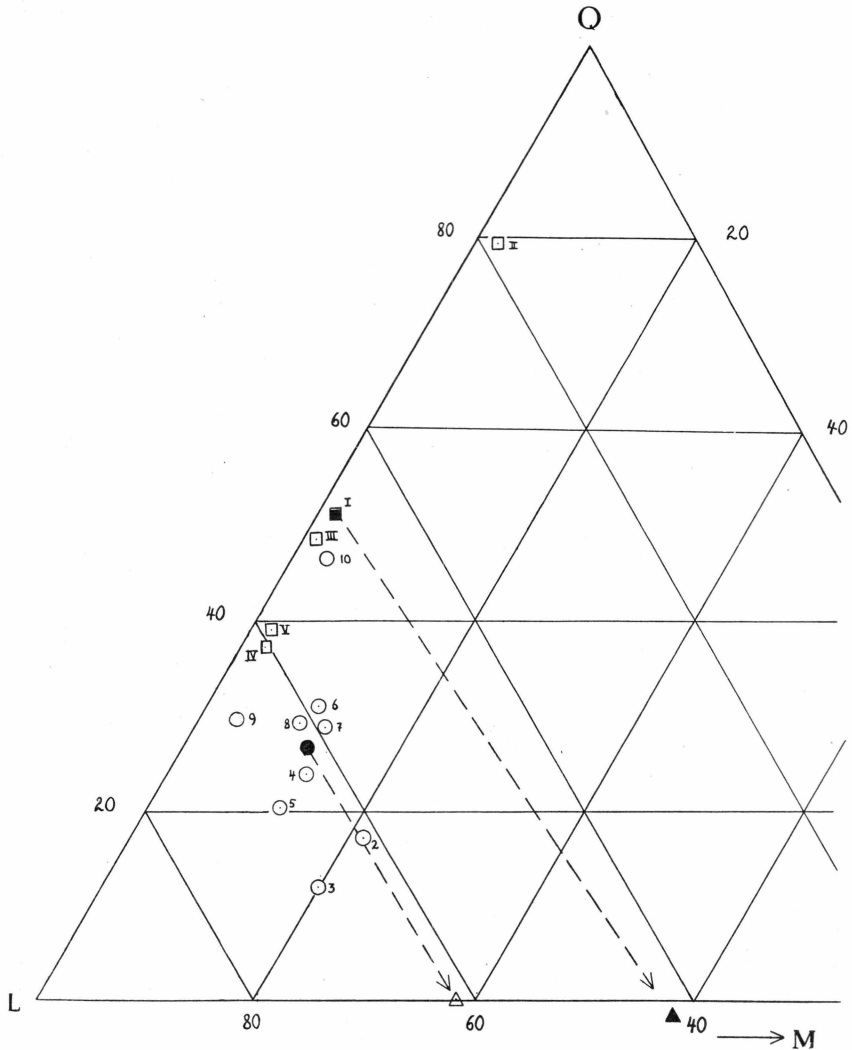
Da die Extrusive nach den bisherigen Untersuchungen auf Canning-Land mit Sicherheit nur in Kontakt mit der Eleonore-Bay-Formation bekannt sind, ist eine genaue Altersbestimmung ziemlich unsicher. Es liegt daher eine Möglichkeit zur Verwechslung mit anstehenden tertiären Extrusiven vom Typus der kürzlich von BACKLUND und MALMQUIST (7) vom Kap Franklin beschriebenen vor. Innerhalb desselben si-Intervals im NIGGLI-Diagramm fallen, wie es zu erwarten war, die sauren tertiären Gesteine ungefähr mit denen der Canning-Land-Extrusive zusammen. Dagegen sind die Q-L-M-Werte v. WOLFF's (75,41) ein ausgezeichnetes Mittel, verschiedene Differentiationsrichtungen auseinander zu halten und die Mittelwerte verschiedener Gesteinsserien im Verhältnis zu einander darzustellen. Tabelle 31 zeigt die v. WOLFF-Werte in der oben angewandten Reihenfolge¹⁾.

Im Diagramm, Fig. 41, sind die Q-L-M-Werte für die Canning-Land-Extrusive eingetragen, von den hypabyssischen und den plutonischen Gesteine wurde jedoch abgesehen. Im selben Diagramm sind fünf nach BACKLUND und MALMQUIST zitierte Analysen tertiärer Extrusive vom Kap Franklin-Distrikt eingezeichnet²⁾. Die erstgenannte Gruppe ist durch Kreise angegeben, wobei der ausgefüllte Kreis den Mittelwert darstellt. Die tertiäre Gruppe ist mit Quadraten eingezeichnet, wobei wiederum das ausgefüllte Quadrat den Mittelwert darstellt.

¹⁾ Um ein einheitliches Vergleichsmaterial zu erhalten, ist bei der Mol.-%-Berechnung der CO_2 -Wert, der nur in wenigen Fällen bestimmt wurde, zusammen mit dem Wert für H_2O weggelassen worden. Jedoch ist sicher ein Teil des als Anorthit und femisches Ca im Augit berechneten Kalziums als CaCO_3 gebunden, wie oben erwähnt wurde.

²⁾ Die zugrundegelegten Werte wurden von MALMQUIST berechnet und finden sich in seinen tabellarischen Übersichten zusammen mit den Analysen und deren Molekularzahlen (7).

	Nr.	Q	L	M	Seite
I.....	1480	51,22	47,18	1,60	67
II.....	1486	79,46	18,35	2,19	67
III.....	1490	48,30	50,55	1,15	32
IV.....	1508	36,99	60,80	2,21	55
V.....	1510	38,80	59,36	1,84	67



Diagramm, Fig. 41.

Man sieht, dass die zwei Punkte für die Mittelwerte weit von einander liegen. Die Canning-Land-Extrusive bilden eine ziemlich gut in sich abgeschlossene Gruppe (vielleicht mit Ausnahme von Nr. 10, die sich den Vertretern der tertiären Gruppe nähert), während die tertiären Extrusive ein langgestrecktes Gebiet nahe der Q-L-Linie einnehmen.

Die verschiedene Lage der Mittelwerte der zwei Gruppen ist jedoch nicht das einzige Anzeichen für von einander abweichende Eigenschaften. Ausser den sauren Gesteinen, die in diesem Zusammenhang von grösstem Interesse sind, ist noch der Mittelwert von fünf Analysen von

tertiären Basalten¹⁾ von Ostgrönland (entnommen aus BACKLUND und MALMQUIST (6)) als ausgefülltes Dreieck im Diagramm Fig. 41 eingetragen worden. Er liegt unmittelbar unter der L-M-Linie. Der hiermit korrespondierende Mittelwert der zwei basischen Gänge der Gruppe III der Canning-Land-Eruptive ist als nicht ausgefülltes Dreieck eingetragen und liegt fast auf der L-M-Linie selbst. Die Pfeile zeigen die Relationen zwischen den basischen und den sauren Vertretern der beiden magmatischen Perioden an. Es ist deutlich zu sehen, dass die beiden Eruptivgruppen im Diagramm getrennt von einander erscheinen.

Wir wollen kurz das k:mg-Diagramm der NIGGLI-Werte etwas näher betrachten (Fig. 40), wo sich die Extrusivgesteine in zwei Reihen gruppieren.

Beim Versuch, die Extrusive von Canning-Land nach NIGGLI's System einzuordnen, findet man, dass die Gesteine in der oberen Reihe gemeinsame Kennzeichen mit der von ihm aufgestellten kalibetonten Magmagruppe haben, während die Gesteine der unteren Reihe der Kalk-Alkali-Gruppe angehören. Auf den ersten Blick hin könnte man sich veranlasst sehen, auf Grund dieser Zweiteilung zwei verschiedene Extrusionsphasen anzunehmen, die durch zwei verschiedene Magmatypen repräsentiert sind. In Wirklichkeit scheint es sich aber auf Canning-Land um ein Magma mit kalibetonten Affinitäten zu handeln, welches in seiner Zusammensetzung um die Grenzlinie zwischen der Kali-Gruppe und der Kalk-Alkali-Gruppe herum schwankt.

Die obige Diskussion zeigt, dass die palaeozoischen Eruptivgesteine Ostgrönlands oder, genauer gesagt, von Canning-Land (früher »Cape Fletcher Series«) mit ihren assoziierten basischen Gängen keine Beziehungen zu den Eruptiven des Oslo-Gebietes aufweisen, wie dies früher von KOCH (45) und anderen angenommen worden war. In der kürzlich von Prof. W. C. BRØGGER publizierten Analysensammlung des Oslo-Gebietes finden sich keine Analysen, die Übereinstimmungen mit irgendwelchen Analysen von Canning-Land aufweisen (17).

Die Annahme einer Zusammengehörigkeit zwischen den palaeozoischen Eruptivserien Südnorwegens und Ostgrönlands erhielt vorübergehend eine wesentliche Stütze durch O. HOLTEDAHL's Untersuchungen im Oslofjord-Gebiet. Diese Untersuchungen zeigten u. a. das Vorhandensein permischer Bildungen und veränderten damit die bisherige Auffassung vom Alter der norwegischen Eruptive (s. u. a. 36, 37). Wie unten näher besprochen werden soll, muss nun jedoch die Auffassung von dem

¹⁾ Der hier berechnete Durchschnittswert stützt sich auf die von MALMQUIST berechneten Q-L-M-Werte, die sich in seiner Tabelle IX, S. 50—51 finden (Nr. 24, 25, 27, 28 und 29). Die Lokalitäten für die fünf analysierten Basalte finden sich auf der Karte Fig. 7, S. 58 derselben Abhandlung eingetragen.

Alter der durch die Canning-Land-Eruptive repräsentierten ostgrönländischen, palaeozoischen Magmagesteine wesentlich verändert werden. Man braucht sich daher über die mangelnde Übereinstimmung mit den Oslo-Gebiet-Eruptiven nicht so sehr zu wundern. Nicht nur ist die Zusammensetzung der Vertreter der beiden Gesteinsprovinzen ganz verschieden, sondern auch ihr Auftreten in der Natur zeigt ganz abweichenden Charakter.

7. DIE VERBREITUNG DER POST-KINEMATISCHEN, PALAEOZOISCHEN ERUPTIVGESTEINE IN OSTGRÖNLAND

Wie in der Einleitung erwähnt (S. 8), repräsentieren die in dieser Abhandlung behandelten Magmagesteine nach Ansicht des Verfassers nur einen kleinen Teil einer grösseren, zusammengehörigen Gruppe von Eruptiven aus dem ostgrönländischen Geosynklinalgebiet.

Zu dem Gebiet der Canning-Land-Eruptive im engeren Sinne werden einige Vorkommen porphyrischer Gesteine von der Wegener-Halbinsel gerechnet, nämlich die Lokalitäten: Kap Brown, Ravnefjeld und Quensel-Berg, die bei NOE-NYGAARD (54) kurz besprochen worden sind.

Die mit den Canning-Land-Eruptiven verwandten Magmagesteine sind auf zwei Gebiete verteilt, nämlich auf ein nördliches um den Franz-Josephs-Fjord herum gelegenes, und ein südliches um den Block von Liverpool-Land herum gelegenes Gebiet.

I. Das nördliche Gebiet.

Ein seit 1929 häufig besuchter Distrikt ist das Gebiet des Moschusochsenfjords, dessen Verhältnisse sehr kompliziert sind. Hier untersuchte BACKLUND (3) 1929 und 1930 eine Eruptivserie, die aus keratophyrischen Gesteinen mit begleitenden Albitdiabasen bestanden. Zuzugle späterer Untersuchungen der Sedimente, in welchen die betreffenden Magmagesteine auftreten, zeigt es sich, dass sie jünger sind als ursprünglich angenommen. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. BACKLUND muss die Keratophyrserie daher nun als intra-devonisch angesehen werden. BACKLUND's Hauptlokalitäten sind: Sederholm-Berg, Högbom-Berg und Ramsay-Berg (s. Karte, Tafel 2, op. cit.).

Etwas später fand TEICHERT (71) während einer Überwinterung von 1931—32 vulkanische Gesteine mit dazugehörigen Breccien, Tuffen

und anderen agglomeratischen Sedimenten im westlichen Teil des Moschusochsenfjords, wo sie devonische Sedimente durchdringen.

Von besonderem Interesse sind in diesem Zusammenhang TEICHERT'S Geländeuntersuchungen, da diese den unzweifelhaft extrusiven Charakter der gefundenen Gesteine beweisen. S. 43 (op. cit.) gibt er folgende Beschreibung der makroskopischen Eigenschaften: »In einer grünlichen tuffigen Grundmasse findet man grössere und kleinere eckige Brocken eines rötlichen Porphyrs eingebettet. Es handelt sich hier um eine Schlotbreccie.« Von der gleichen Lokalität wird der Fund von Tuffen mitgeteilt: »Es zeigt sich weiter deutlich, dass der Porphyr schlotartig das Devon durchragt und mithin jünger ist als das Devon«, oder zumindest jünger als der Teil des Devons, in dem er auftritt.

Etwas östlich von der eben besprochenen Lokalität fanden sich einige Gesteine, die zweifellos zur selben Serie gerechnet werden müssen. Hierüber schreibt TEICHERT (op. cit. S. 43—44): »Schon von weitem erkennt man eine Wechsellagerung mehrerer verschieden gefärbter Gesteinslagen. Bei näherer Begehung findet man grünliche Tuffe, die von sehr dichten, einsprenglingsarmen Fluidalporphyren überlagert werden. Hier von wiederum gibt es mindestens zwei verschiedene Ströme — einen unteren helleren von schmutzig-gelber und grauroter Farbe und einen oberen von einem satten, tiefen Rot.«

Die neuesten Untersuchungen in dem nördlichen Gebiet verdanken wir H. BÜTLER (18), der von 1933—34 überwinterte und auf der Ymer-Insel Eruptive fand, die den Gesteinen im Moschusochsenfjord entsprechen. In der Nähe von Kap Graah fanden sich in dem dort vorhandenen grauen, devonischen Sandstein rote Quarzporphyre, sowohl Ergussgesteine als auch Gänge, Breccien und Tuffe. Ausserdem wurden ininigem Abstand vom Eruptivzentrum in die Sandsteinserie eingelagerte Bomben beobachtet (op. cit. S. 20). Ausser bei Kap Graah finden sich Eruptivgesteine als eine Zone ziegelroter, verwitterter Porphyre, grünlicher Tuffe und Breccien, die westlich vom Celsius-Berg das Ostende der südlichen Halbinsel der Ymer-Insel vom Dusénfjord zum Sofia-Sund hin durchschneidet. BÜTLER, der die Tuffhorizonte über grosse Strecken verfolgte, meint, dass sie in Zukunft grosse Bedeutung für die stratigraphische Einteilung des Devons bekommen werden.

Über die Verhältnisse am Moschusochsenfjord schreibt BÜTLER (op. cit. S. 19): »The main eruptive activity in the eastern part of Musk-ox Fjord must have taken place in the time prior to the deposition of the Cape Graah Series and may probably be connected with the folding of the lower grey series. However, volcanic eruptions also took place during and after the deposition of the red sandstone of the Cape Graah Series.«

Auf Grund des grossen Gehalts an Tuffmaterial in den devonischen

Sandsteinen des von TEICHERT untersuchten Gebietes weiter westlich im Moschusochsenfjord schliesst BÜTLER, dass der von dort beschriebene Zuführungskanal (s. oben), der den Sandstein durchbricht, gleichfalls devonischen Alters sein muss (op. cit. S. 19).

Aus dem Vorstehenden wird es klar sein, dass wir es in dem Gebiet um die äusseren Teile des Franz-Josephs-Fjords herum mit einer sehr verschiedenartigen Serie von Oberflächengesteinen devonischen Alters zu tun haben.

In den zwei ersten Kolonnen der untenstehenden Tabelle sind zwei Analysen von BACKLUND aus dem Moschusochsenfjordgebiet zitiert (op. cit.). Zum Vergleich sind zwei Analysen von keratophyrischen Gesteinen aus dem Devon von West-Norwegen (s. KOLDERUP 48, S. 44) angeführt.

Tabelle 32.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	76,51	76,04	69,49	63,87
TiO ₂	0,08	0,12	0,34	0,79
Al ₂ O ₃	11,59	12,03	14,43	17,70
Fe ₂ O ₃	0,99	1,37	3,70	3,04
FeO.....	0,56	0,22	1,68	0,88
MnO.....	0,02	0,01	0,07	0,08
CaO.....	0,48	0,52	0,14	1,14
MgO.....	0,25	0,05	0,36	0,88
Na ₂ O.....	1,71	2,66	3,15	3,82
K ₂ O.....	6,87	6,54	3,92	5,09
P ₂ O ₅	Spur	0,30	0,01	0,07
H ₂ O ⁺	0,49	0,60	1,54	1,48
H ₂ O [÷]	0,26	0,17	0,86	0,95
CO ₂	0,09	..	0,31	0,27
S.....	n. d.	n. d.	Spur	Spur
Summe...	99,89	100,53	100,00	100,06

1) Anal. SAHLBOM, zitiert nach BACKLUND (3, S. 96): Rotes Keratophyrgestein vom Ramsay-Berg, Moschusochsenfjord.

2) Anal. SAHLBOM, zitiert nach BACKLUND (3, S. 96): Hypabyssischer Granophyrggranit vom Südostfuss des Högbom-Berg, Moschusochsenfjord.

3) Anal. VINDENES, zitiert nach KOLDERUP (48, S. 44): Quarzkeratophyrisches Gestein mit deutlicher Fluidalstruktur. Solunds Devonfelt, Westnorwegen.

4) Anal. VINDENES, zitiert nach KOLDERUP (48, S. 44): Stärker umkristallisierte Type als Nr. 3, mit roten Feldspateinsprenglingen in einer dunkelgrauen Grundmasse. Solunds Devonfelt, Westnorwegen.

II. Das südliche Gebiet.

Wenn wir uns dem südlichen Gebiet, d. h. Liverpool-Land zuwenden, so treffen wir auf ein sehr viel tieferes Niveau einer Eruptivserie.

In einer Arbeit von H. KRANCK über die kristallinen Gesteine von Liverpool-Land wird u. a. eine Gruppe jüngerer Granite besprochen, genannt »Hurry Inlet Granite«, die nach KRANCK's Ansicht devonischen Alters ist. Die erwähnten Eruptive sind postorogen und haben hypabyssisch-plutonischen Charakter. Unter den hier auftretenden, oft porphyrischen, rötlichen Gesteinen findet sich eine Anzahl von Typen, die ziemlich stark an die sauren, anstehenden Porphyre von Canning-Land erinnern. Sie sind in Wirklichkeit nicht mit Sicherheit von einem Teil der Konglomeratgerölle in den hangenden jüngeren Sedimenten zu unterscheiden. In diesem Zusammenhang muss man daran erinnern, dass die jüngsten Gesteine, die noch heute grosse Gebiete von Liverpool-Land bedecken, in der Vergangenheit sicher eine weit grössere areale Verbreitung hatten und daher sehr wohl in grossem Ausmasse Material für die Decksedimente geliefert haben können, sowohl in Form feinerer als auch gröberer Produkte (Konglomerate).

Der Verfasser hatte selbst Gelegenheit zu sehen, welche grosse Rolle die Gesteine der »Hurry-Inlet-Gruppe« bei der Zusammensetzung besonders der eotriassischen Sedimente im Klittdal spielen. Es liegt daher nahe, anzunehmen, dass dieselbe Gesteinsgruppe auch Material für die weiter nördlich gelegenen Sedimente, d. h. für Canning-Land geliefert hat, selbst wenn auch die eigenen Eruptivvorkommen von Canning-Land hier vermutlich die grösste Bedeutung gehabt haben.

Tabelle 33.

	1.	2.	3.
SiO ₂	70,83	70,73	73,12
TiO ₂	0,18	0,36	0,32
ZrO ₂	0,02	0,00	n. d.
Al ₂ O ₃	14,63	15,36	13,64
Fe ₂ O ₃	2,28	0,81	1,30
FeO	1,18	1,17	0,90
MnO	0,02	0,02	0,06
CaO	1,80	2,40	0,86
BaO	n. d.	n. d.	n. d.
MgO	0,51	0,88	0,40
Na ₂ O	3,31	3,31	4,25
K ₂ O	4,32	4,36	4,96
P ₂ O ₅	0,30	0,29	0,28
H ₂ O ⁺	0,66	0,50	0,32
H ₂ O [÷]	0,18	0,13	0,10
Summe...	100,24	100,19	100,38

1) Feinkörniger Granit. Oberes Ende des Habert Tals, Hurry-Inlet.

2) Grober Porphygranit, ca. 4 km östlich des vorigen, Hurry-Inlet.

3) Konglomeratgeröll Nr. 60, Analyse Nr. 9, Tabelle 27.

Die mineralogische Zusammensetzung und die übrigen mikroskopischen Eigenschaften zeigen für die weniger tiefenbetonten Typen grosse Übereinstimmungen mit den sauren Konglomeratgeröllen aus den weiter nördlich gelegenen Gebieten in der Umgebung von Canning-Land—Wegener-Halbinsel.

Dr. KRANCK überliess mir lebenswürdigerweise zwei chemische Analysen von »Hurry-Inlet-Graniten«, die hier zusammen mit der Analyse eines Konglomeratgerölles (Nr. 60 a, s. S. 112) wiedergegeben werden.

Man wird hier bemerken, dass die zwei Analysen ausgezeichnet miteinander übereinstimmen, und dass sie ausserdem deutliche Übereinstimmungen mit einem der Konglomeratgerölle zeigen. Bemerkenswert sind die niedrigen Mg-Werte in den Hurry-Inlet-Gesteinen, sowie die von Canning-Land her bekannte Erscheinung, dass die Na_2O -Werte unter denen für K_2O liegen. Die umgekehrten Fe-Werte, die sich in mehreren Analysen (s. S. 121 und 122) fanden, finden sich auch in einer von KRANCK's Analysen wieder.

III. Das Alter der Gesteine von Canning-Land.

Es wird aus der obenstehenden Beschreibung hervorgegangen sein, dass sich eine exakte stratigraphische Einordnung der Canning-Land-Eruptive nur auf Grund der Beobachtungen in diesem Gebiet allein kaum durchführen lässt. Wenn wir jedoch die sicheren Daten über Canning-Land mit denen über die übrigen postorogenen Eruptive Ostgrönlands zusammenhalten, die von verschiedener Seite beigesteuert worden sind, so erhalten wir ein allseitigeres Bild von der Natur der vorliegenden Eruptivgruppe.

Alle drei Gruppen, die in der vorliegenden Arbeit aufgestellt wurden, wurden in Eruptivkontakt mit der Eleonore-Bay-Formation gefunden und sind jünger als die Hauptphase der kaledonischen(?) Faltung dieser Formation.

Die Extrusive sind älter als die devonischen Ablagerungen am Hestekofjeld, in dessen basalen Teilen sie auf sekundärer Lagerstätte als Konglomeratgerölle auftreten. Da es bisher noch nicht geglückt ist, das genaue Alter der devonischen Sedimente von Canning-Land zu bestimmen, rechnet der Verfasser diese Sedimente, die sich stark von den mitteldevonischen Ablagerungen auf der Wegener-Halbinsel unterscheiden, auf Grund ihrer petrographischen Eigenschaften nur mit grossem Vorbehalt zum oberen Devon, d. h., der Zeitraum für die Entstehung der Canning-Land-Eruptive ist auf den Abschnitt zwischen der vermutlich kaledonischen Faltung und einer spätestens oberdevonischen Sedimentation begrenzt worden.

In diesem Zusammenhang ist auch die Schichtung der pyroklasti-

schen Sedimente von Interesse. Wie erwähnt, durchschlagen die kersantitischen Gänge der Gruppe III die genannten Sedimente und sind somit jünger als diese. Da die erwähnte Schichtung vielleicht bedeutet, dass die Ablagerung in Wasser erfolgt ist, kann man annehmen, dass sich während der letzten Phase eruptiver Tätigkeit Sedimentationsmöglichkeiten fanden, möglicherweise zur Zeit des Devons (s. BÜTLER, op. cit.).

Das soeben beschriebene nördliche Gebiet weist eine Fülle verschiedenster Elemente auf, wie Breccien, Tuffe, vulkanische Bomben und mehrere Typen porphyrischer Gesteine, die in ihrer gesamten Erscheinungsform und Beschaffenheit denen der Canning-Land-Extrusivgruppe entsprechen. Es liegt daher nahe anzunehmen, dass ihre stratigraphische Stellung ungefähr dieselbe ist.

Nach KRANCK (49) sind die Hurry-Inlet-Gesteine im Vergleich zu den übrigen Komponenten im Aufbau von Liverpool-Land sehr jung (devonisch). Da ihr Charakter ausserdem bedeutend mehr oberflächenbetont ist als der der übrigen hier gefundenen Magmagesteine, kommt man leicht zu der Schlussfolgerung, dass wir auf Canning-Land einen höheren Horizont einer Eruptivserie vor uns haben, die in Wirklichkeit mit den jüngsten Gesteinen von Liverpool-Land zusammengehört, und welche infolge ihrer höheren Lage hier durch Extrusivgesteine vertreten ist, die jedoch im grossen und ganzen ihre chemischen Affinitäten zu den tiefer liegenden Gliedern der Serie bewahrt haben¹⁾.

Aus all diesen Tatsachen darf man wohl den Schluss ziehen, dass die Gesteine von Canning-Land und von Liverpool-Land zusammen mit den in nördlichen Gebiet auftretenden Eruptivgesteinen in eine Gruppe gehören, und nach Ansicht des Verfassers darf die Annahme eines devonischen Alters der Canning-Land-Extrusive als ausreichend begründet angesehen werden.

Wie schon angedeutet, besteht eine Möglichkeit dafür, dass die pyroklastischen, vielleicht im Wasser abgesetzten Sedimente devonischen Alters sind. Das Vorhandensein der in diesen auftretenden und sie durchschneidenden kersantitischen Gänge kann daher bedeuten, dass auch auf Canning-Land die vulkanische Tätigkeit in dieser Periode stattgefunden hat.

Es kann zur Zeit kaum entschieden werden, ob eine Zusammengehörigkeit zwischen den auf Liverpool-Land auftretenden ouachititi-

¹⁾ Wenn die Extrusivgesteine von Canning-Land tatsächlich mit den erwähnten Gesteinen von Liverpool-Land zusammengehören, so ist natürlich eine sichere Entscheidung recht schwierig, welches Gebiet die in den Decksedimenten enthaltenen Konglomeratblöcke geliefert hat. Tatsächlich ist diese Frage jedoch von untergeordneter Bedeutung, da in diesem Falle beide Gebiete eine Einheit bilden.

schen Gängen und den Kersantitgängen in Canning-Land besteht. Soviel kann jedoch gesagt werden, dass die erwähnten Gänge im Hurry-Inlet den »Hurry-Inlet-Granit« durchschlagen, und dass sie in vielen Fällen grosse Ähnlichkeiten mit Gängen in Canning-Land aufweisen (Vgl. Anal. S. 103).

Es fehlt nun nur noch die Besprechung der plutonischen Gesteine von Kap Wardlaw. Wenn wir im Hinblick auf diese nach Parallelen aus anderen Gebieten der ostgrönlandischen Küstenzone suchen, können wir unser Augenmerk zuerst z. B. auf die plutonischen Gesteine vom Moschusochsenfjord richten. Hier sieht man, um nur ein Beispiel zu erwähnen, am Ankar-Berg einen kaledonischen Granit, der die Quarzite der Eleonore-Bay-Formation durchschlägt; mit anderen Worten also ein älteres plutonisches Gestein in unmittelbarer Nachbarschaft zu den als devonisch beschriebenen extrusiven Magmagesteinen. Vgl. ORVIN (58), TEICHERT (71) und BÜTLER (18).

In dem südlichen Gebiet würde vielleicht das Kap Wardlaw-Massiv sein Seitenstück in dem von KRANCK (49) besonders von der Ostküste von Liverpool-Land beschriebenen »Store Fjord Granit« finden. Vergleicht man die Analyse eines Vertreters dieser Gruppe mit der Analyse des Biotitgranits von Kap Wardlaw (Nr. 11, Tabelle 27), findet man tatsächlich grosse Übereinstimmungen.

Hieraus kann man die Schlussfolgerung ziehen, dass es sich bei dem plutonischen Komplex von Kap Wardlaw wahrscheinlich um ein Massiv aus einem durchschlagenden spät- oder nachorogenen, kaledonischen Granit handelt.

Die magmatische Tätigkeit auf Canning-Land würde demnach in zwei Abschnitte zerfallen, nämlich in

- 1) spätkaledonische plutonische Tätigkeit, und
- 2) devonische extrusive Tätigkeit mit begleitenden Gangintrusionen.

Die Mineralführung und die chemischen Übereinstimmungen deuten, wie schon früher erwähnt, auf Beziehungen zwischen den Magmen beider Epochen hin.

8. AUFTRETEN DEVONISCHER ERUPTIVGESTEINE IN ANDEREN GEBIETEN

Nachdem im Vorhergehenden die Magmagesteine und ihre Beziehungen zu den übrigen spät- und nachkinematischen Eruptiven in Ostgrönland diskutiert worden sind, will es der Verfasser versuchen, einige Parallelen zwischen diesen und einer Anzahl weiter entfernt gelegener Gebiete zu ziehen.

Schottland-England: Ein Landgebiet, das inbezug auf seine präkarbonische geologische Entwicklung sehr augenfällige Ähnlichkeiten mit Ostgrönland aufweist, ist Schottland und die nördlichen Teile von England. Hier findet sich eine grosse Gruppe von Magmagesteinen von einem Alter, das anscheinend dem der oben beschriebenen Eruptive von Canning-Land fast entspricht. Es liegt daher nahe, die Aufmerksamkeit auf einen Teil der zwischen ihnen bestehenden hauptsächlichsten Übereinstimmungen zu lenken. Von den älteren Autoren über die englisch-schottischen Eruptive dieser Zeit seien HARKER (30) und TEALL (70) erwähnt. Bezüglich neuerer Literatur sei auf die Zusammenstellungen von HARKER (23, 29) hingewiesen. Desweiteren kann die Karte in PEACH and HORNE's Geologie von Schottland (38) erwähnt werden.

Nach den kaledonischen Krustenbewegungen und Faltungsprozessen in dem Gebiet des schottischen Hochlandes fand eine lebhafte Eruptivtätigkeit statt. Man nimmt an, dass diese Tätigkeit der Ablagerung der untersten »Old Red Sandstone«-Sedimente unmittelbar vorangegangen ist. Diese Magmagesteine, die hauptsächlich aus Intrusiven bestehen, werden gewöhnlich »Newer Granites« genannt, obgleich nicht alle eine saure (granitische) Zusammensetzung haben. Petrographisch gesehen sind es Biotit- und Hornblendegranite, sowie Quarzdiorite. Es finden sich jedoch noch saurere Typen. Variationen in basischer Richtung ergeben basische Diorite und schliesslich, lokal, Peridotite. Die stratigraphische Stellung der »Newer Granites« ist durch ihr Vorkommen auf sekundärer Lagerstätte in den Konglomeraten des »Lower Old Red Sandstone«

bestimmt. Der bei weitem überwiegende Teil dieser Gesteinsvorkommen findet sich in den Grafschaften Aberdeen und Kincardine, sowie in Teilen von Forfar und Perth (vgl. Karte, S. 126 in (23)). Im südlichen Schottland zählen die »Galloway Granites« zu dieser Gruppe.

In einigen Teilen des schottischen Hochlandes treten »minor intrusions« (dikes) auf, die den »Newer Granites« zugehören, d. h. ihnen folgen. Petrographisch stehen sie den etwas jüngeren Gängen aus dem Devon nahe. Die Gesteine sind Porphyrite, die sowohl nach der sauren wie der basischen Seite zu variieren.

Einige vulkanische Gesteine von Stonehaven und Rhyndie können vielleicht zu den Intrusiven in Beziehung gesetzt werden.

Vergleicht man diese, die schottisch-englischen postorogenen Intrusive betreffenden Daten mit den auf Canning-Land — Kap Wardlaw-Massiv — gewonnenen, so fällt die Übereinstimmung sofort auf. So ist z. B. die Beschaffenheit der Gesteine in den beiden getrennten Gebieten dieselbe. Ebenso stimmen sie darin überein, dass sie die kaledonischen Strukturen durchschneiden.

Die vulkanische Reihe, die in dieser Periode in Schottland jedenfalls nur von geringer Bedeutung ist, kann kaum mit den Canning-Land-Extrusiven verglichen werden. In etwas späterer Zeit dagegen können wir in Schottland eine kräftige extrusive Tätigkeit feststellen, die von Intrusionen von Plutoniten und Gängen begleitet ist. Die Anordnung der Ausbruchsstellen aus dieser Periode (unteres Devon) folgt den NO—SW streichenden kaledonischen Achsen. Sie nehmen drei Hauptgebiete ein, nämlich

- 1) den Lorne und Glencoe Distrikt (mit Ben Nevis),
- 2) das Midland-Valley, Schottland, und
- 3) die Cheviot Hills an der Grenze zwischen England und Schottland.

Es ist beachtenswert, dass trotz des gleichen Alters der Extrusive der verschiedenen Teile des Lorne Glencoe Distrikts . . . »it is not possible to correlate very exactly those of the several areas« (23. S. 154).

Der grösste Teil der vulkanischen Produkte wird für subaquatisch angesehen; doch meint man, dass der Glencoe Distrikt subaërisch ist. »Tuffs and breccias occur interbedded with the predominant lavas, but only in relatively small amount« (loc. cit.). Als Zuführungskanäle für die Oberflächengesteine deutet man kleine »boss«-ähnliche Eruptivkörper, die in gewissen Gegenden zahlreich auftreten. Dazu kommen unverkennbare vulkanische »vents«.

»Petrographically the Old Red Sandstone volcanic rocks have no very wide range of variety« (loc. cit.); verglichen mit den Vulkaniten

von Canning-Land haben sie eine mehr basische Zusammensetzung. Die vorherrschenden Laven bestehen aus Pyroxenandesiten, in der älteren Literatur über dieses Thema »Porphyrite« genannt.

Im Lorne Distrikt ist die Gruppe so reich vertreten, dass eine Unterteilung in verschiedene, auf einander folgende Ströme oder Bänke vorgenommen werden konnte. Hier besteht der unterste Teil aus »basic andesites with relics of hornblende and biotite and sometimes of olivine«. — »They are followed by porphyritic hypersthene-andesites, with a few intercalations of tuffs, then acid tuffs interstratified with basic lavas; then less acid tuffs with dacites and rhyolites and some more basic andesites and andesitic agglomerates« (loc. cit.).

Im Glencoe Distrikt zeigen die Eruptive keine Gesetzmässigkeit.

Im Midland Valley herrschen mehr basische Gesteine vor. Nach Untersuchungen von CAMPBELL (19) hat die vulkanische Tätigkeit hier bereits in downtonischer Zeit begonnen. Die Gesteine sind »chiefly andesitic, including pyroxene-andesites and others with hornblende and mica«.

Die Gesteine von den Cheviot Hills (TEALL 70) werden vorwiegend als Hyperstheneandesite und Augitanandesite angegeben, jedoch kommen auch biotitreiche Varietäten vor. Weiterhin wird Dazit und Rhyolit erwähnt.

Wie leicht zu ersehen, sind die Ähnlichkeiten zwischen den Canning-Land-Extrusiven und den vulkanischen Gesteinen von Nordwest-England und Schottland ziemlich gross. Es muss jedoch betont werden, dass die englischen Oberflächengesteine basischer in ihrer Zusammensetzung sind als die ostgrönländischen. Da es jedoch feststeht, dass sich die Eruptivtätigkeit in Schottland-England vorwiegend subaquatisch abgespielt hat, während die Canning-Land-Eruptive vermutlich subaërisch sind, liegt der Gedanke nahe, dass das »Milieu«, in dem die Eruptivtätigkeit sich abgespielt hat, eine Rolle bei der Zusammensetzung des resultierenden Gesteins spielt.

Sowohl im englisch-schottischen Gebiet als auch in Canning-Land haben wir eine Eruptivgruppe von deutlich extrusivem Charakter vor uns, die die kaledonisch gefalteten und jedenfalls überwiegend prädevonischen Sedimente durchschlägt.

Überall, wo man in Schottland die plutonische Phase im Kontakt mit der vulkanischen sieht, zeigt sich, dass sie jünger als letztere ist. Von besonderem Interesse ist die spezielle Intrusionsform (Cauldron subsidence), die sich in den Distrikten Lorne und Glencoe findet. Die Gesteine zeigen petrographisch grosse Ähnlichkeit mit den »Newer Granites«, sind aber meist reicher an Alkalien.

Die kleineren Intrusionen bestehen meist aus verhältnismässig unbedeutenden Gängen; es finden sich jedoch auch einige vereinzelt Sills. Petrographisch zerfallen sie in drei Gruppen:

- a) Hornblende- und Glimmer-Porphyrite mit dazugehörigen mittel-sauren Typen,
- b) Quarzporphyre, und
- c) Hornblende- und Glimmer-Lamprophyre (Minette u. ä.).

Die Reihenfolge ist meist die oben angegebene.

Auch hinsichtlich der Gangphase sind deutliche Parallelen zwischen Canning-Land und Schottland-England festzustellen.

West-Norwegen: Ein anderes Gebiet, dessen Gesteine Ähnlichkeiten mit den Extrusiven von Canning-Land erwarten lassen, ist Norwegen. Die früher fälschlich angenommenen Übereinstimmungen mit dem Oslofjord-Gebiet sind oben besprochen (s. S. 129—30). Im westlichen Norwegen finden sich jedoch Zeugen für eine devonische Eruptiv-tätigkeit, die von C. F. KOLDERUP beschrieben worden sind (47, 48).

In der letztgenannten Abhandlung beschreibt KOLDERUP die Vor-kommen im einzelnen. Der beste Aufschluss liegt auf der Insel Solund, innerhalb des Solund-Devongebietes an der kleinen Bucht, die vom Hagefjord in das Kvernhusdal führt (48, S. 38). Hier können fünf Lava-ströme oder vielleicht teilweise intrusive Massen unterschieden werden. Man nimmt an, dass die eventuell intrusiven Komponenten nahe der damaligen Landoberfläche injiziert worden sind.

U. d. M. ist die Textur derjenigen von Vitrophyren sehr ähnlich. Parallelanordnung der Komponenten sowie Fließformen sind auffällig (vgl. S. 42).

Im Lavastrom Nr. 4 bestehen die Einsprenglinge, die oft unregel-mässige Begrenzungen zeigen, aus Mikroklin, Mikropertit, Albit und Quarz. Die Grundmasse ist ganz entglast und besteht aus Kalifeldspat und Quarz mit Magnetit, Ilmenit, Muskowit, ausgebleichtem Biotit und etwas Epidot. Lokal sieht man kleine Aggregate aus Kalzit und Dolomit.

Der vorherrschende Plagioklas ist ein fast reiner Albit. In einem einzelnen, rekristallisierten Lavastrom erreicht der Anorthitgehalt 12—15%. Die Grundmasse in einigen Dünnschliffen kann trachytischen Texturen ähneln.

Die Gesteine des Solund-Gebiets werden als keratophyrisch und quarzkeratophyrisch klassifiziert. In einigen nahegelegenen Lokalitäten kommen sphärolithische Gesteine sowie kleine Aufschlüsse von Granit vor, deren Zusammensetzung saurer ist als die der Keratophyre. Es wird aber angenommen, dass zwischen den verschiedenen Gruppen, die in der genannten Arbeit (S. 53—54) behandelt werden, ein gewisser Zusammen-hang besteht.

Wirklich basische Gesteine scheinen vollständig zu fehlen.

Bei einem Vergleich dieser norwegischen Eruptive mit den ostgrön-

ländischen, die oben besprochen wurden, scheinen sie die meiste Ähnlichkeit mit den Moschusochsenfjord-Gesteinen aufzuweisen. Es findet sich z. B. grosse Übereinstimmung in der Mineralzusammensetzung; die ostgrönlandischen Gesteinstypen sind jedoch saurer (vgl. Anal. S. 133). Die devonische Eruptivtätigkeit in Norwegen hat augenscheinlich nur auf einem begrenzten Gebiet stattgefunden, und die Variationsbreite der Gesteine ist gering. KOLDERUP (op. cit. S. 44) weist auf Ähnlichkeiten zwischen dem Solund-Felt und gewissen deutschen Devonvorkommen hin.

Nowaya-Zemlya: Von Nowaya-Zemlya brachte die norwegische Expedition 1921 unter Prof. HOLTEDAHL's (35) Leitung ein ziemlich grosses Eruptivmaterial mit, das später von BACKLUND beschrieben wurde (4).

BACKLUND unterscheidet hier drei Hauptgruppen von Magmasteinen, nämlich eine vulkanische, eine plutonische und eine Gruppe von Ganggesteinen, die mit den Vulkaniten zusammengehören. Das Alter ist spätmitteldevonisch. Hierüber schreibt er (op. cit. S. 56): »Als zu Ende von Mitteldevon die Zeit vorherrschender Depressionsbewegungen innerhalb der Geosynklinale von einer Zeit positiver oszillatorischer Bewegungen, die sich im flyschartigen Charakter der Sedimentation abspiegelte, abgelöst wurde, trat zur Zeit des unteren Oberdevon eine energische vulkanische Tätigkeit in Erscheinung, die erste, die überhaupt in dem Gebiet zur Aktion kam. Es liegt nahe, die oszillatorische Bewegung mit dem Vulkanismus ursächlich zu verbinden, und zwar dass jene die Folge dieser war.«

Die Gesteine der vulkanischen Epoche sind Spilite, Spilituffe und Albitdiabase. Die Differentiation in verschiedenen Richtungen hat einerseits basische bis ultra-basische (pikritische), andererseits mittelsaure (quarzkeratorphyrische) Gesteine hervorgebracht.

Es finden sich Anknüpfungspunkte zu der Gesteinsgruppe vom Moschusochsenfjord, die sowohl Keratophyre und Quarzkeratophyre als auch Albitdiabase umfasst. Parallelen zu den Extrusivtypen von Canning-Land scheinen im Novaya-Zemlya-Gebiet nicht vertreten zu sein.

Sibirien: Die Hauptzüge des geologischen Aufbaus von Sibirien sind von OBRUSCHEW (57) zusammengestellt worden. Gewisse Distrikte im Uriankai und den Sajanbergen wurden kürzlich von HAUSEN (31, 32) behandelt. Eine 1935 von BACKLUND publizierte Arbeit (5), die besonders eingehend die tektonischen Verhältnisse in diesem Teile Asiens diskutiert, bringt eine Reihe von Hinweisen auf die devonische Eruptivtätigkeit.

In der Minnusinsk-Depression und an anderen Stellen trifft man schon im unteren Devon vulkanische Gesteine an. Im Mitteldevon findet man an denselben Stellen Porphyre, Porphyrite und deren Tuffe; weiter-

hin finden sich Tuffablagerungen im Altai und in der Kirgisensteppe. Im Oberdevon findet sich Porphyry- und Porphyrituff in Dsungai.

»Die devonischen Ablagerungen des Minnusinkbeckens, des Westsajans und des Kusnetzki Alatau haben deutlich den Habitus der Old-Red-Formation. Besonders gilt dies für das (untere und) obere Devon« (BACKLUND, op. cit. S. 246). Obgleich das mittlere Devon marine Entwicklung zeigt, weisen doch die klastischen Sedimente und die zahlreichen Konglomeratbänke auf Kontinentalnähe hin, was auch aus dem reichlichen Vorhandensein vulkanischer Produkte hervorgeht.

Die Magmagesteine dieses mächtigen Gebietes zeigen untereinander gut übereinstimmende gemeinsame Eigenschaften. Die vorherrschenden Typen sind: Quarzporphyre, Quarzporphyrite, Augitporphyrite, Labradorporphyrite, »Diabase« und eine Fülle von Porphyrituffen und tuffoiden Sedimenten. Untergeordnet finden sich auch plutonische Gesteine: Granite und Quarzdiorite.

Wie man sieht, finden sich in Sibirien so vielfältige Gesteinsvariationen, dass Gegenstücke zu allen von Ostgrönland, sowohl im südlichen wie auch im nördlichen Gebiet bekannten Magmagesteinstypen repräsentiert sind. Auch die Beschaffenheit der Extrusionen und die Art ihres Auftretens zeigen grosse Ähnlichkeit.

Nord-Amerika: Von nicht geringerem Interesse als die Verhältnisse östlich des Atlantik ist eine Eruptivserie in Amerika, die vor kurzem von W. V. HOWARD (39) behandelt wurde. Es handelt sich hier um eine Vulkanitserie, die sich nahe von Dalhousie in New Brunswick findet.

Die Extrusive, die von mächtigen Tuffserien und einer Anzahl von Brecciengesteinen begleitet sind, bestehen aus folgenden Hauptgruppen (vgl. op. cit. S. 487):

- 1) Sugar Loaf dacites and associated rocks;
- 2) Inch Arran Latites and andesites;
- 3) Dalhousie Mountain andesites (including Steward andesites);
- 4) Maple Green andesites;
- 5) Bon Ami dacites and associated rocks.

Die Sugar Loaf-Dacite sind »... grey porphyric rocks with phenocrysts of oligoclase or andesine, with some hornblende and quartz in a groundmass of feldspar and quartz« (loc. cit.). Desweiteren kommen Pseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen vor.

Die Inch Arran-Latite und Andesite haben »... phenocrysts of orthoclase, mikroperthite, oligoclase, biotite, augite and black iron ore in a groundmass composed of small laths of feldspar and iron oxydes with occasionally some interstitial glass« (S. 488).

Die Dalhousie-Andesite variieren in ihrer Zusammensetzung von Augitandesit mit untergeordnetem rhombischem Pyroxen bis zu Hypersthenandesit mit nur wenig oder ohne Augit. Die Grundmasse besteht im wesentlichen aus Andesin und Eisenerz.

Der Maple Green-Andesit, der von einem vulkanischen »Neck« stammt, führt Feldspat und Hypersthen in einer glasartigen Grundmasse.

Der Bon Ami-Andesit, der am basischsten ist, hat Einsprenglinge aus Iddingsit, Labrador, Andesin und Augit in einer feinkörnigen Grundmasse von Andesin und abgerundeten Augitkörnern (S. 489).

Die chemischen Analysen (op. cit. S. 490) zeigen eine Zusammensetzung an, die etwa den basischeren Typen der Canning-Land-Extrusive entspricht. Nur ist in der Dalhousie-Serie Na stark vorherrschend vor K, während bei den ostgrönländischen Eruptivgesteinen die Verhältnisse umgekehrt liegen, wenn auch der Unterschied im Gehalt an Na und K nur gering ist.

HOWARD gibt folgende Darstellung des Dalhousie-Gebiets: ». . . where sedimentation and deposition of volcanic material succeeded several times in raising the level of the land above sealevel during Helderberg time¹), and it is probable that the earlier date of final emergence of the Dalhousie passage is due to the accumulation of flows and tuffs« (S. 493).

HOWARD betont stark die grossen Übereinstimmungen zwischen der devonischen Eruptivtätigkeit auf beiden Seiten des Atlantik, indem er die Gesteine des Dalhousie-Gebietes mit den vorher besprochenen schottischen Extrusiven vergleicht: ». . . Thus we see on both sides of the Atlantic contemporaneous outbursts of volcanic activity, and that the lavas which were extruded were very similar, both mineralogically and chemically« (vgl. S. 493).

Deutschland: Von abweichendem Charakter ist der wohlbekannte Lahn-Dill-Distrikt in Westdeutschland. Ausser den älteren Arbeiten von BRAUNS (11, 12), die von grundlegender Bedeutung sind, liegen nun neuere Beobachtungen von LEHMANN (50, 51) von verschiedenen Punkten vor.

Das Alter der genannten Magmaprovinz wurde von BRAUNS bestimmt, der darüber schreibt: »Die Eruptivgesteine gehören in unserem Gebiet vorzugsweise dem Mittel- und Oberdevon an. Im Unterdevon treten sie nur ganz vereinzelt und in geringer Ausdehnung auf . . .« (op. cit. S. 262).

Die Gesteine zerfallen nach BRAUNS (op. cit.) in zwei Gruppen:

I. Eruptive mitteldevonischen Alters:

- 1) Essexdiabas, Glimmerdiabas, Hornblendediabas und Amphibolpikrit.

¹) Unteres Devon.

- 2) Diabasporphyrit, Augitporphyrit und Labradorporphyrit.
- 3) Glasige Diabasgesteine.
- 4) Keratophyrgesteine.

II. Eruptive oberdevonischen Alters:

- 1) Intrusiver Diabas.
- 2) Pikrit.
- 3) Deckdiabas und Deckschalsteine.

In einer neueren Arbeit von LEHMANN (50) wird der in der Grube Königszug bei Obersheld untersuchte magmatische Zyklus schematisch dargestellt. LEHMANN fasst das Vorkommen von Keratophyren und Quarzporphyren als erste Phase auf, deren effusiver Charakter durch porphyrische Textur und das Vorhandensein von Tuffen angezeigt ist. Es kann nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob eine oder mehrere Eruptionsepochen vorliegen. Wenn letzteres der Fall gewesen ist, muss das Magma während des ganzen Eruptionszyklus so gut wie gleichartig gewesen sein. Als zweite Phase wird die zonenweise auftretende »Vererzung« (S. 589) angesehen. Der hangende Diabas stellt die dritte Phase dar. Das jüngste Magmagestein, das zur Haupteruption gehört, ist der liegende Diabas, der intrusiven Charakter hat. Die ganze Serie wird von mehreren jüngeren Gängen durchsetzt.

In einer anderen Arbeit unterscheidet LEHMANN (51) eine Antiklinalfazies und eine Synklinalfazies (op. cit. S. 71). In der erstgenannten herrschen porphyrische Gesteine vor, im wesentlichen Quarzporphyre, überlagert von Hornblendediabas. Die basischen Gesteine herrschen dagegen in den Gebieten mit Synklinalfazies vor (Olivindiabase, Labrador- und Augitporphyrite, Mandelsteine und Schalsteine).

Aus dem überwiegend basischen Charakter der Lahn-Dill-Gesteine kann man schliessen, dass sie von anderem Typus sind als die von den anderen Gebieten beschriebenen Gesteine, auch wenn hier Keratophyre und ähnliche Gesteine in der ältesten Abteilung vorkommen.

9. ZUSAMMENFASSENDE BEMERKUNGEN

(Die Stellung der ostgrönländischen Eruptivgesteine zu den devonischen Eruptivgesteinen anderer Gebiete).

Nachdem vorstehend die devonischen Eruptive einer Reihe von anderen Gebieten — rund um den Skandik und weiter östlich und westlich davon — besprochen wurden, sollen einige charakteristische Züge der Canning-Land-Eruptive und der mit ihnen verwandten Magmagesteine hervorgehoben werden, die zur Klärung ihrer Stellung in einem grösseren geologischen Zusammenhang beitragen können.

Im schottisch-englischen Gebiet, wo spät- und postkaledonische Eruptive eine grosse Rolle spielen, fanden sich in der Gruppe der »Newer Granites«, die in Schottland älteres und unterstes Devon sind, Parallelen zu Ostgrönland. In bezug auf Canning-Land kann in dieser Verbindung auf das Kap Wardlaw-Massiv hingewiesen werden.

Da jedoch in der vorliegenden Arbeit die Ergussgesteine die bei weitem grösste Rolle spielen, so ist im vorigen Kapitel bei der Besprechung der in diesem Zusammenhang interessantesten Gebiete das Hauptaugenmerk auf diese Gesteinsgruppe gelegt worden.

Aus dem vorhergehenden ist es ersichtlich, dass die devonischen Eruptive in vielen verschiedenen Gebieten auffallende Ähnlichkeiten untereinander aufweisen, sowohl in ihrem Auftreten als auch in ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung. Es zeigt sich weiterhin, dass die Extrusive von Canning-Land ausserordentlich gut in diese Gruppe hineinpassen.

Unter den oben besprochenen Eruptivgebieten herrscht augenscheinlich die grösste Übereinstimmung zwischen denjenigen, die durch kaledonische, orogene Tätigkeit einer Konsolidierung unterworfen gewesen sind, sowie anderseits denjenigen Gebieten, wo landnahe oder kontinentale Fazies der devonischen Ablagerungen überwiegen (im wesentlichen die Old Red-Gebiete).

Als Beispiel für die ersteren kann das nordamerikanische Eruptivgebiet von New Brunswick im östlichen Kanada genannt werden. Die Eruptive finden sich hier ganz in der Nähe des Apalachenorogens.

Als Beispiel für die zweite Gruppe kann das grosse sibirische Gebiet erwähnt werden.

Nordengland-Schottland und Westnorwegen umfassen beide Kategorien.

Wo wir, im Gegensatz zu Nordengland-Schottland, Sibirien und bis zu einem gewissen Grad Amerika Synklinealgebiete mit Senkungstendenz haben, wie wir sie im Lahn-Dill-Gebiet antreffen, finden wir deutliches Vorherrschen von basischeren oder mehr oder weniger ausgeprägt ophitischen Typen. Für den Lahn-Dill-Distrikt spielt möglicherweise — im Gegensatz zu den von den übrigen Lokalitäten erwähnten Gesteinen — das etwas jüngere Alter der Eruptive eine Rolle (nämlich mittel- bis oberdevonisch).

Es liegt in der Natur der Sache, dass man in den ersterwähnten Fällen in der Hauptsache subaerische Extrusive findet, während man in den letzteren in weit höherem Masse subaquatische Produkte antrifft. Es ist dabei natürlich nicht entscheidend für die Verwandtschaftsverhältnisse eines Gesteins, ob es subaerisch oder subaquatisch ist. Dies geht u. a. deutlich aus den Verhältnissen in einem der Gebiete Schottlands hervor, wo man vulkanische Gesteine beider Art antreffen kann. Jedoch sieht man auch hier, dass die basischsten Typen subaquatisch sind, während die subaerischen eine saurere Zusammensetzung haben. Für die Primärzusammensetzung des Magmas zur Zeit der Eruptions-tätigkeit ist es unzweifelhaft von grösster Bedeutung, ob wir uns in dem Schlusstadium einer Periode orogener Tätigkeit befinden oder in einem tektonisch ruhigen, interorogenen Zeitraum.

Die vorstehenden Schlussfolgerungen können folgendermassen zusammengefasst werden:

Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Magmagesteine von Canning-Land bilden eine wohlentwickelte und ziemlich abwechslungsreiche Serie von Eruptiven mit Oberflächencharakter. Sie sind wahrscheinlich subaerischen Ursprungs und von (unter- oder mittel-?) devonischem Alter.

Ihre Zusammensetzung ist verwandt mit derjenigen der in Ostgrönland gewöhnlichen spät- bis nachkaledonischen Plutonite (vgl. Kap Wardlaw) und zeigt, dass diese Gesteine den devonischen Extrusivformationen von Sibirien, England, Schottland und Nordamerika nahe stehen.

Da es sich somit gezeigt hat, dass die ursprüngliche »Cape Fletcher Series« in Wirklichkeit Eruptive weit auseinanderliegender Zeitabschnitte

umfasst, und da das erst von KOCH (45) und später von NOE-NYGAARD (54) angenommene permische Alter aufgegeben werden musste, hält es der Verfasser für richtig, die Bezeichnung »Cape Fletcher Series« zu streichen, umsomehr als Kap Fletcher (oder im ganzen genommen Canning-Land) verglichen mit den übrigen Vorkommen der ostgrönlandischen Randzone nur ein kleines Gebiet darstellt.

10. SCHLUSSWORT

Zu allererst möchte ich meinen Helfern bei der Geländearbeit danken, nämlich dem Westgrönländer JØRGEN PETERSEN aus Ritenbenk, der während aller Winterreisen in den Jahren 1931—32 meinen Schlitten lenkte, und den Herren cand. polyt. H. SCHWEITZER und O. SEIDENFADEN, die mich auf Motorbootsfahrten im Sommer 1934 begleiteten.

Dr. L. KOCH schulde ich Dank für die Möglichkeit zur Teilnahme an der ganzen »Dänischen Dreijahrsexpedition nach Ostgrönland 1931—34« sowie für finanzielle Beihilfe aus Expeditionsmitteln während eines Teils der Bearbeitungszeit und für die Bezahlung der mit der Herstellung der chemischen Analysen und der Dünnschliffe verbundenen Umkosten.

Besonderen Dank schulde ich Herrn Dr. E. H. KRANCK, Helsingfors, der mir einige Abschnitte seines damals noch nicht ganz druckfertigen Manuskriptes über die Geologie und Petrographie von Liverpool-Land zur Durchsicht gab und mir gestattete, einige chemische Analysen nach diesem Manuskript zu zitieren.

Herrn Prof. O. B. BØGGILD, Kopenhagen, möchte ich für die Erlaubnis danken, NORDENSKJÖLD's Sammlungen und Dünnschliffe, die sich im Mineralogisk Museum befinden, neu untersuchen zu dürfen.

Auch an dieser Stelle fühle ich das Bedürfnis Herrn Prof. P. D. QUENSEL, Stockholm, meinen Dank auszudrücken, den ich ihm für die erste Einführung in die petrographische Wissenschaft schulde.

Dem Präparator der Universität Uppsala, Herrn A. R. ANDERSSON, schulde ich vielen Dank für das Interesse und die Geschicklichkeit, welche er bei der oft beschwerlichen Präparation der nicht selten lockeren Gesteine an den Tag gelegt hat. Ebenfalls danke ich Fräulein Dr. NAIMA SAHLBOM, Stockholm, für die sorgfältigen chemischen Analysen.

Herr Prof. H. G. BACKLUND, Uppsala, hat mir während fast zweier Jahre in liebenswürdigste Weise ein Arbeitszimmer in seinem Institut zur Verfügung gestellt. Auch habe ich ihm für Reisekameradschaft bei der Geländearbeit dreier Sommer (1929, 1930 und 1933) in Ostgrönland zu danken. Ausser dem Institutsdirektor möchte ich auch gern meinen Kameraden E. GRIP, T. KROKSTRÖM, W. LARSSON, D. MALMQUIST und E. WENK in Uppsala für Hilfsbereitschaft und gute Kameradschaft während meines ganzen Aufenthaltes dort danken.

Herrn Prof. O. B. BØGGILD bin ich Dank schuldig für einen Arbeitsplatz im Mineralogisk Museum in Kopenhagen.

Eine Beihilfe von »Herborgs Legat for unge danske Naturvidenskabsmænd« hat mir die Arbeit wesentlich erleichtert.

Kopenhagen: 11. November 1935.

ARNE NOE-NYGAARD.

11. ZITIERTE LITERATUR

Abkürzungen:

- M. o. G. = Meddelelser om Grønland. København.
D. G. F. = Meddelelser fra dansk geologisk Forening. København.
Geol. Fören. Förh. = Geologiska Föreningens Förhandlingar, Stockholm.
Bull. Geol. Ups. = Bulletin of the Geological Institute of the University of Upsala.
N. G. T. = Norsk geologisk Tidsskrift, Oslo.
Geol. Mag. = Geological Magazine, London.
Neues Jahrb. = Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Stuttgart. Beil. Bd. = Beilage Band.
Schweiz. Min. u. Pet. Mitt. = Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, Zürich.
Bull. geol. Soc. o. Amc. = Bulletin of the Geological Society of America, Washington.

1. ALDINGER, H. Das Alter der jungpaläozoischen Posidonomyaschiefer von Ostgrönland. M. o. G. Vol. 98, Nr. 4. Købh. 1935.
2. BACKLUND, H. G. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Vol. 74. Købh. 1930.
3. — Das Alter des »metamorphen Komplexes« von Franz Josefs Fjord in Ost-Grönland. M. o. G. Vol. 87, Nr. 4. Købh. 1932.
4. — Die Magmagesteine der Geosynklinale von Nowaja Semlja. Rep. of the Scient. Result. of the Norw. Exp. to N. Z. in 1921, Nr. 45. Oslo 1930.
5. — Zur tektonische Gliederung Asiens. Geografiska Annaler (Jub. of SVEN HEDIN). Stockholm. 1935.
6. BACKLUND u. MALMQUIST. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil 1. Die basische Reihe. M. o. G. Vol. 87, Nr. 5. Købh. 1932.
7. — Zur Geol. u. Petr. der nordostgr. Basaltformation. Teil 2. Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. M. o. G. Vol. 95, Nr. 3. Købh. 1935.
8. BEREK, M. Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldreh-tischmethoden. Berlin. 1924.
9. BLACKWELDER, E. United States of North America. Handb. der reg. Geol. Vol. 8, Nr. 2. Heidelberg. 1912.
10. BOEKE, H. E. Die Schmelzerscheinung und die umkehrbare Umwandlung des Calciumkarbonats. Neues Jahrb. Bd. 1. Stuttgart. 1912.
11. BRAUNS, R. Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. Teil 1. Neues Jahrb. Beil. Bd. 27. Stuttgart 1909.
12. — Teil 2. Neues Jahrb. Beil. Bd. 28. Stuttgart. 1909.
13. — Die phonolitischen Gesteine des Laacher Seegebietes und ihre Beziehungen zu anderen Gesteinen dieses Gebietes. Neues Jahrb. Beil. Bd. 46. Stuttgart. 1922.
14. BRAUNS u. UHLIG. Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. II. Teil, Chemische Untersuchung (UHLIG). Neues Jahrb. Beil. Bd. 35. Stuttgart. 1913.

15. BURRI, CONRAD. Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 7, H. 2. Zürich. 1931.
16. BRÖGGER, W. C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. Oslo. 1921.
17. — Die Eruptivgesteine des Oslogebietes. VII. Die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Oslogebietes. Oslo. 1933.
18. BÜTLER, H. Some new Investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. M. o. G. Vol. 103, Nr. 2. Købh. 1935.
19. CAMPBELL, ROBERT. Preliminary Note on the Geology of South-Eastern Kincardineshire (p. 63—69). Geol. Mag. London. 1911.
20. DALY, REGINALD A. Igneous Rocks and the Depths of the Earth. New York and London. 1933.
21. HEINTZ, EBERT. Die Bestimmung der sauren Plagioklase mit Hilfe der Zonenmethode. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 42, Nr. 1. 1931.
22. ENBERG, CHRISTER. Über einige Minerale des Kalksteinbruches bei Gökom. Bull. Geol. Ups. Vol. 24. Upsala. 1933.
23. EVANS and STUBBLEFIELD. Handbook of the Geology of Great Britain. (Abschnitt: HARKER pp. 121—23, 153—159). London. 1929.
24. FREBOLD, HANS. Das marine Oberkarbon Ostgrönlands. M. o. G. 84, Nr. 2. Købh. 1931.
25. — Unterer mariner Zechstein in Ostgrönland und das Alter der Depot Island Formation. M. o. G. 84, Nr. 3. Købh. 1931.
26. — Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit. M. o. G. Vol. 94, Nr. 2. Købh. 1932.
27. GRIP, ERLAND. Die Arvidsjaurporphyre. Bull. Geol. Ups. Vol. 25. 1935.
28. v. GRODDECK, A. Zur Kenntnis einiger Sericitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. Neues Jahrb. Beil. Bd. 2. Stuttgart. 1883.
29. HANDB. DER REG. GEOL. The British Isles (Artikeln: A. HARKER: Igneous Rocks of Devonian Age). Heidelberg. 1917.
30. HARKER, ALFRED. The Lamprophyres of the North of England. Geol. Mag. (pp. 199—206). London. 1892.
31. HAUSEN, H. Outlines of the Physiographical Development of the Northern Part of the Sine-Siberian Continental Area. Compt. Rend. Int. Congr. Geol. Liège. 1925.
32. HAUSEN, H. and others. The Upper Yennissei Drainage Area (Territory of Uriankai). Acta Geographica. 1. Nr. 1. Helsingfors. 1925.
33. HOLMES, ARTHUR. The Nomenclature of Petrology. London. 1928.
34. HOLMQUIST, P. J. Zur Morphologie der Gesteinsquartze. Geol. Fören. Förh. Stockholm. 37. 1915.
35. HOLTEDAHL, O. Report on the Scientific Results of the Norwegian Expedition to Nowaya Zemlya 1921. Oslo. 1930.
36. — Jungpalaeozoische Fossilien im Oslogebiete. N. G. T. Oslo, Bd. 12. 1931.
37. HOLTEDAHL and others. The Geology of parts of Southern Norway. Proc. Geol. Assoc. 45. London. 1934.
38. HORNE and PEACH. Chapters on the Geology of Scotland. Oxf. Univ. Press. London. 1930.
39. HOWARD, W. V. Devonian Volcanic Rocks near Dalhousie, New Brunswick. Bull. Geol. Soc. o. Amc. Vol. 37. Washington. 1926.
40. HÖGBOM, A. G. Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. Geol. Fören. Förh. 17. Stockholm. 1895.

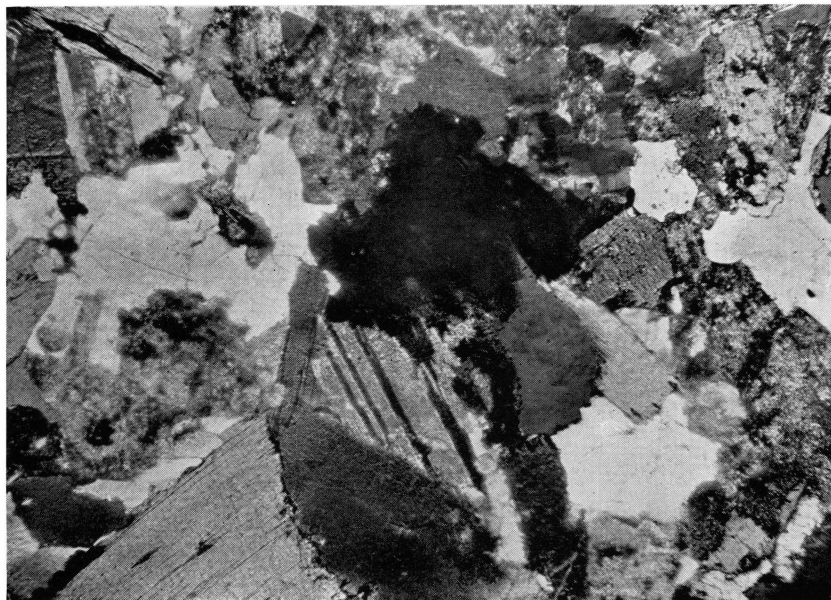
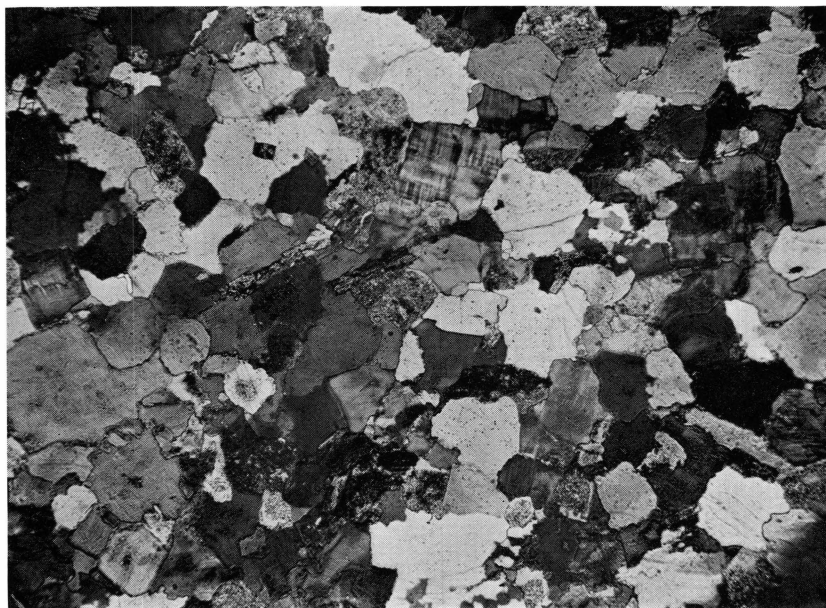
41. JOHANNSEN, ALBERT. A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. Vol. 1. Chicago 1931.
42. — A Descr. Petr. of the Ign. Rocks. Vol. 2. Chicago. 1932.
43. — The average chemical compositions of various rock-types. Neues Jahrb. Beil. Bd. 64. A. Stuttgart. 1931.
44. — Suggestions for a quantitative mineralogical classification of Igneous Rocks. Journ. Geol. 25. Chicago. 1917.
45. KOCH, LAUGE. The Geology of East Greenland. M. o. G. Vol. 73. 2. Købh. 1929.
46. — Stratigraphy of Greenland. M. o. G. Vol. 73, 2. Købh. 1929.
47. KOLDERUP, C. F. Das Old Red im westlichen Norwegen. Fennia, Nr. 50. (J. J. SEDERHOLM gewidmet) Nr. 23. Helsingfors. 1928.
48. — Solunds Devonfelt. Bergens Museums Årsbok. Nat. Række. Nr. 8. Bergen 1925.
49. KRANCK, E. H. On the Crystalline Complex of Liverpool Land. M. o. G. Vol. 95. Nr. 7. Købh. 1935.
50. LEHMANN, E. Beiträge zur Kenntnis der varistischen Gesteins- und Mineralprovinz im Lahn-Dillgebiet. Teil. 1. Ein Profil aus dem Schachtquerschlag der 250 m Sohle der Grube Königszug bei Oberscheld. Neues Jahrb. Beil. Bd. 64. A. Stuttgart. 1931.
51. — Teil. 2. Das Nebengestein des Eisenerzlagers Theodor bei Aumenau. Neues Jahrb. Beil. Bd. 67. A. Stuttgart. 1933.
- MALMQUIST u. BACKLUND sieht BACKLUND (Nr. 6).
- MALMQUIST u. BACKLUND sieht BACKLUND (Nr. 7).
52. NATHORST, A. G. Bidrag til Nordöstra Grönlands Geologi. Geol. Fören. Förh. Stockholm. 1901.
53. NIGGLI (-BEGE). Gesteins- und Mineralprovinzen. 1. Berlin. 1923.
54. NOE-NYGAARD, ARNE. Stratigraphical Outlines of the Area round Fleming Inlet (East Greenland). M. o. G. Vol. 103. Nr. 1. Købh. 1934.
55. NOE-NYGAARD u. SÄVE-SÖDERBERGH. Zur Stratigraphie der Nordostecke der Claveringinsel (Ostgrönland). M. o. G. Vol. 94, Nr. 3. Købh. 1932.
56. NORDENSKJÖLD, OTTO. On the Geology and Physical Geography of East-Greenland. M. o. G. Vol. 28. Købh. 1908.
57. OBRUSCHEW, W. A. Geologie von Sibirien. Berlin. 1926.
58. ORVIN, ANDERS K. Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. Skrifter om Svalb. og Ishavet. Nr. 30. Oslo. 1930.
- PEACH and HORNE sieht HORNE (Nr. 38).
59. PARKINSON and WHITTARD. The geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland. Quart. Journ. o. the Geol. Soc. 87. London. 1931.
60. REINHARD, MAX. Universaldrehtischmethoden. Basel. 1931.
61. RIMANN, E. Ueber calcitführenden Granit im Riesengebirge. Centralblatt. Stuttgart. 1907.
62. RITTMANN, A. Die Zonenmethode. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 9. Zürich 1929.
63. ROSEBUSCH, H. Mikroskopische Physiographie der petr. wicht. Min. (publ. v. O. MÜGGE) Bd. 1. 2. Stuttgart 1927.
64. ROSENKRANTZ, A. Marine Permian Deposits in East Greenland. D. G. F. Købh. 1929.
65. — Summary of Investigations of Younger Palaeozoic and Mesozoic Strata along the East Coast of Greenland in 1929. M. o. G. Vol. 74. Købh. 1930.
66. SCORESBY, W. (Jun.). Journal of a Voyage to the Northern Whale Fishery,

- including Researches and Discoveries on the eastern coast of Greenland, made in the summer of 1822, in the ship *Baffin* of Liverpool. Edinburgh 1823*.
67. SPATH, L. F. Additions to the Eo-Triassic Invertebrate Fauna of East Greenland. *M. o. G.* Vol. 98, Nr. 2. Købh. 1935.
EVANS a. STUBBLEFIELD sieht EVANS (Nr. 23).
68. SÄVE-SÖDERBERGH, G. Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. Part. 1. *M. o. G.* Vol. 96, Nr. 1. Købh. 1933.
69. — Part. 2. *M. o. G.* Vol. 96, Nr. 2. Købh. 1934.
SÄVE-SÖDERBERGH u. NOE-NYGAARD sieht NOE-NYGAARD (Nr. 55).
70. TEALL, J. J. H. Notes on the Cheviot Andesites and Porphyrites. *Geol. Mag.* Vol. 10 London 1883 (3 Artikeln).
71. TEICHERT, CURT. Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. *M. o. G.* Vol. 95, Nr. 1. Købh. 1933.
72. TYRRELL, G. W. The Petrography of some Kainozoic Igneous Rocks, and of the Cape Parry Alkaline Complex, East Greenland. *Geol. Mag.* Vol. 69. London. 1932.
UHLIG u. BRAUNS sieht BRAUNS (Nr. 14).
73. WAGER, L. R. Geological Investigations in East Greenland. Part. 1. *M. o. G.* Vol. 105, Nr. 2. Købh. 1934.
74. WINCHELL, N. H. and A. N. Elements of Optical Mineralogy. Part. 2. New York. 1927.
WHITTARD and PARKINSON sieht PARKINSON (Nr. 59).
75. v. WOLFF, F. *Der Vulkanismus*, Band. 2. Stuttgart. 1929.
76. WORDIE, I. M. The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926. *Geogr. Journ.* Sept. London. 1927.
-

TAFELN

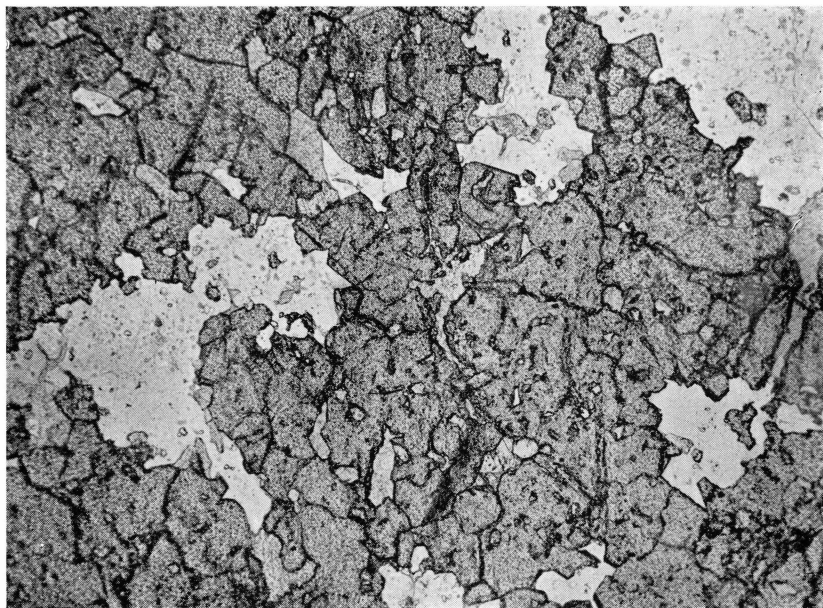
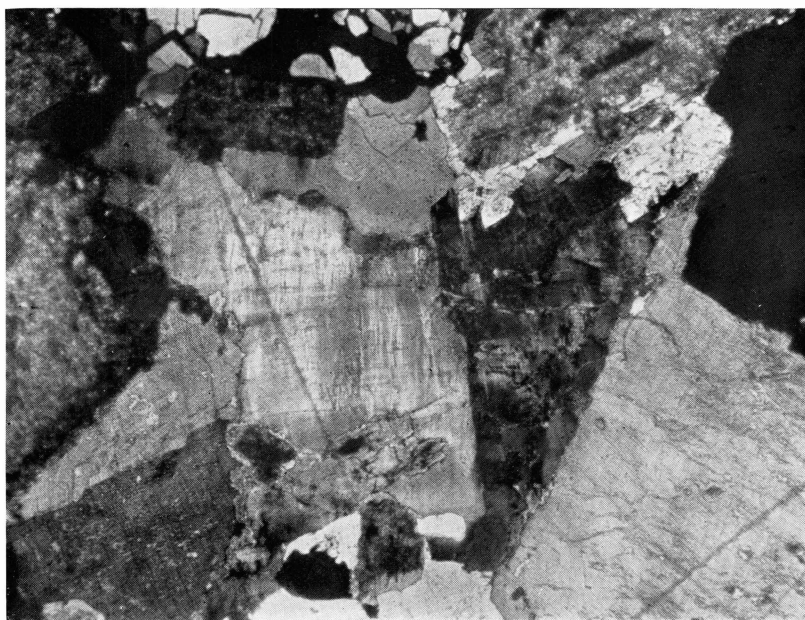
Tafel 1.

- Fig. 1. Aplit (Alaskit). Kap Wardlaw, Nordseite + Nic., 29 ×. Quarz und Mikroklin; deutliches Gitter erkennbar in dem Individuum etwas über der Bildmitte.
- 2. Granodiorit. Kap Wardlaw, Nordseite. + Nic., 29 ×. Multiple Zwillinge im Amphibol etwas unter der Bildmitte.



Tafel 2.

- Fig. 1. Biotitgranit. Kap Wardlaw. + Nic., 27 ×. Quarz, Mikroklin, Biotit.
— 2. Einschluss im Biotitgranit. Kap Wardlaw. + Nic., 27 ×. Die Hauptmasse besteht aus Granat und Quarz; kleinere, abgerundete, helle Partien bestehen aus Diopsid. So erkennt man z. B. eine Anzahl solcher Individuen etwas unterhalb der Bildmitte rechts.



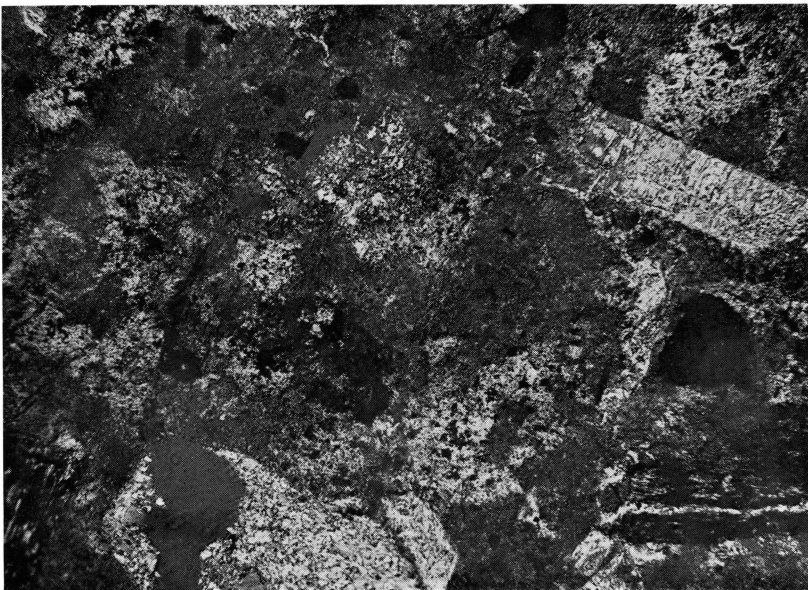
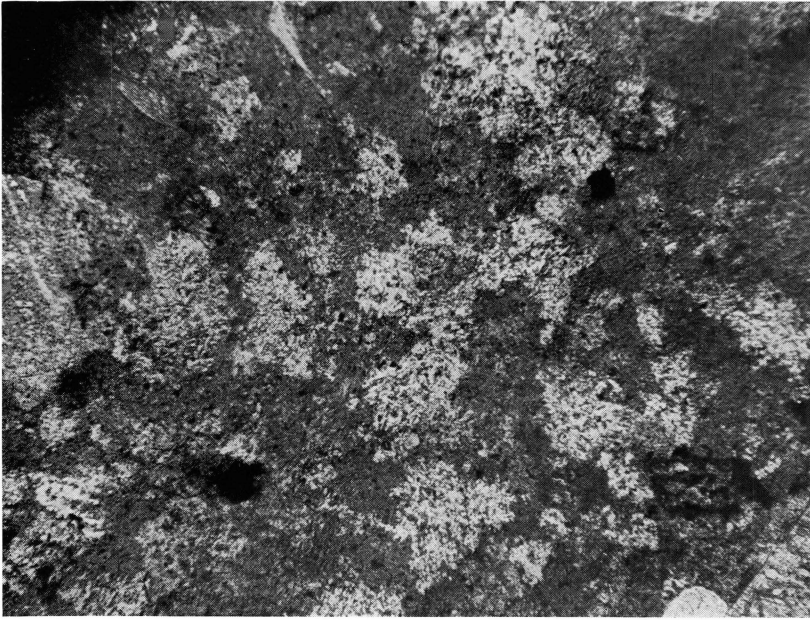
Tafel 3.

- Fig. 1. Quarzführender Porphyr. Mikrogranitische Grundmasse mit Einsprenglingen von Plagioklas und Quarz. + Nic., 30 \times . Der Plagioklas ist verhältnismässig frisch. Porfyrfjeld.
- 2. Quarzführender Porphyr. Sphärolitische Grundmasse mit Einsprenglingen von opakisiertem Biotit. 1 Nic., 100 \times . Porfyrfjeld.



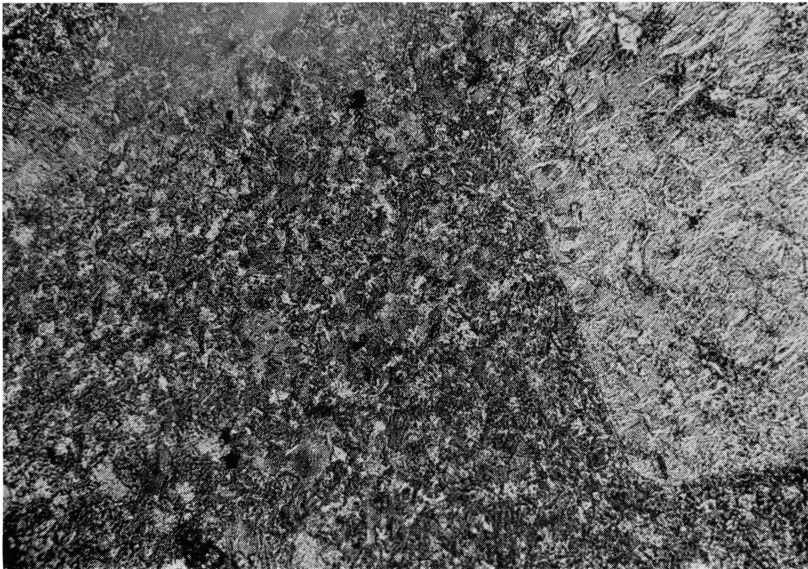
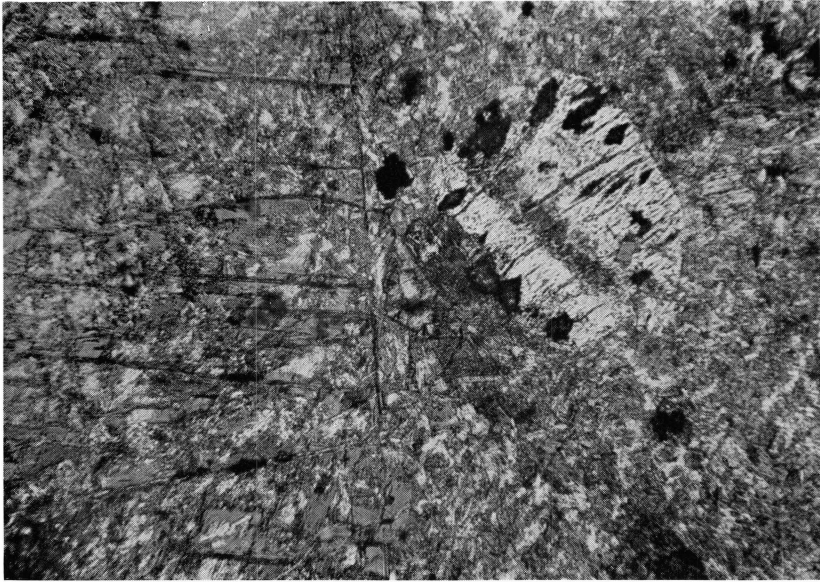
Tafel 4.

- Fig. 1. Porphyr. Granophyrische Grundmasse. + Nic., 100 ×. Kap Fletcher.
— 2. Porphyr. Granophyrische Grundmasse. + Nic., 100 ×. Einzelne kleinere
Einsprenglinge. Porfyrfeld.



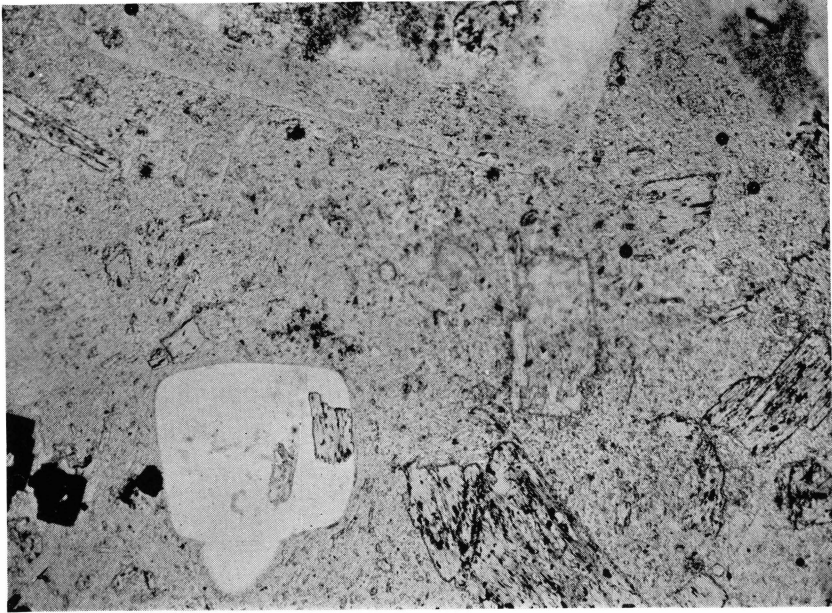
Tafel 5.

- Fig. 1. Porphyr. Mikrogranitische Grundmasse, reich an Serizit. + Nic., 100 \times . Ganz links sieht man einen grossen, serizitisierten Orthoklaseinsprengling, etwa in der Bildmitte einen zu Clorit umgewandelten Biotit mit leukoxenumrandeten Titaniten. Kap Fletcher.
- 2. Porphyr. Mikrogranitische Grundmasse. + Nic., 100 \times . Grundmasse und Orthoklaseinsprenglinge (rechts) sind vollständig mit Serizit erfüllt. Porphyrfeld.



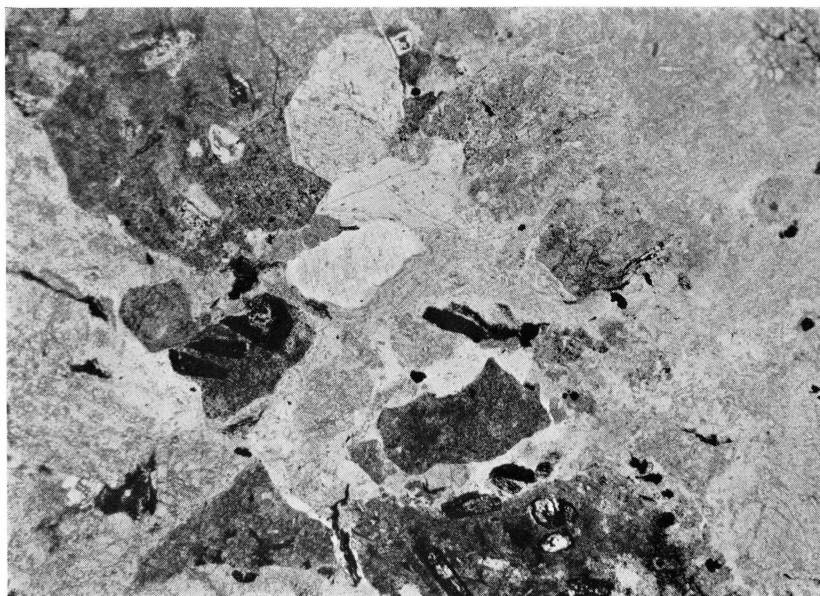
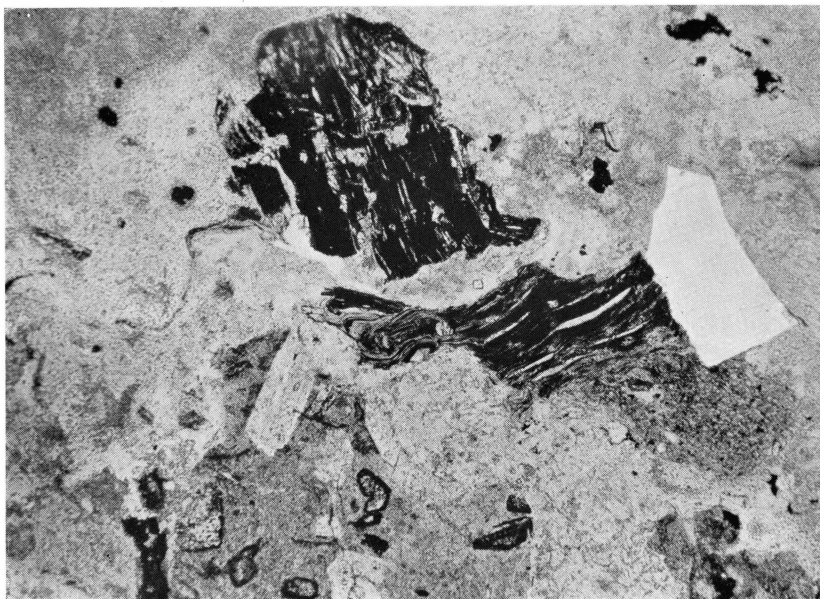
Tafel 6.

- Fig. 1. Quarzporphyr. 1 Nic., 27 \times . Einsprenglinge von Kalifeldspat (oben), Quarz, Biotit und Pyrit. Kap Fletcher.
- 2. Einsprengling aus quarzführendem Porphyr. Karlsbader Zwillings von Orthoklas mit zonarer Anordnung der Umwandlungsprodukte. + Nic., 27 \times . Kap Fletcher.



Tafel 7.

- Fig. 1. Agglomerat. 1 Nic., 30 \times . Man bemerke die zerquetschten, opakisierten Biotitindividuen und den scharfkantigen Quarz. Porfyrfeld.
- Fig. 2. Agglomerat. 1 Nic., 30 \times . Gesteinsbrocken verschiedener Farbe greifen unregelmässig ineinander. Porfyrfeld.



Tafel 8.

- Fig. 1. Pilotaxitische Grundmasse mit einem grossen Biotiteinsprengling (rechts). Gang der Gruppe III. 1 Nic., ca. 100 \times . Gang bei Kap Fletcher.
- 2. Grenze zwischen Barytlinse (oben links) und pilotaxitischer Grundmasse (unten rechts). 1. Nic., ca. 100 \times . Gang der Gruppe III, östlich der Doublettvig.

