

Die Gesteine des Untersuchungsgebietes

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **35 (1942)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Traill Insel verbreitet sind, und zwar in zwei geographisch geschlossenen Bezirken, dem Kap Simpson Komplex und dem Kap Parry Komplex¹⁾ (vgl. Fig. 2). Über die Lage dieser beiden Komplexe und ihr Verhältnis zu den Sedimenten der Königsbucht lässt sich kurz folgendes sagen:

Die sauren Magmen intrudierten in eine ungefaltete, horizontalliegende, postdevonische Schichtserie. Im Verlaufe der magmatischen Tätigkeit wurde die Schichtlage leicht verändert, und gleichzeitig oder später fand eine Senkung der E-Teile der Königsbucht an mehreren Staffelbrüchen statt. Nur in den abgesenkten Gebieten blieben die postdevonischen Sedimente erhalten, während W vom grössten der Brüche allein das Devon vorhanden ist.

Die Grundlage der vorliegenden Arbeit bildet die Karte der E-Teile der Traill Insel (Tafel I). Es sei deshalb hier ein für allemal auf sie hingewiesen.

Kap. 1. Die Gesteine des Untersuchungsgebietes.

Sedimente.

Die stratigraphischen Verhältnisse wurden von H. STAUBER untersucht. Über die Geschichte der Königsbucht, soweit sie sich in den Sedimenten vom Karbon bis zur Kreide dokumentiert, soll deshalb hier nichts ausgesagt werden; ich verweise vielmehr auf H. STAUBER'S vorläufige Berichte (lit. 23, 24).

Nur eine Tatsache soll hier besprochen werden. In der Schichtserie nehmen die grobklastischen Sedimente von unten nach oben bedeutend ab; die Konglomerate und Sandsteine werden durch Mergelschiefer abgelöst. Karbon, Perm, Trias, Lias und Dogger werden vorwiegend von Sandsteinen und Konglomeraten gebildet, während Mergelschiefer den Hauptanteil an Oberjura und Kreide haben. Da das kaledonische Gebirge als Lieferant der klastischen Bestandteile der Schichten anzusehen ist, so ergibt sich, dass in Jura und Kreide nur geringe Erosion auf dem der Königsbucht benachbarten Festlande herrschte. Der Hauptgrund dafür dürfte gewesen sein, dass das Gebirge damals zu einem grossen Teil eingeebnet, peneplainisiert war.

Für die vorliegende Arbeit ist nur diese Unterteilung der Sedimente in eine sandige und eine mergelige Serie von Bedeutung. Es wird deshalb ganz allgemein von Karbon-Dogger-Sandsteinen und Oberjura-Kreide-Schiefen die Rede sein.

Über die Verbreitung der Schichten ausserhalb der magmatischen Komplexe orientiert Fig. 2, S. 8. Über ihr Auftreten im Innern und am Rande der Komplexe liess sich folgendes feststellen:

Die älteren, vorwiegend sandigen Serien fehlen im Innern der Komplexe fast völlig. Hier treffen wir sozusagen nur die schwarzen Mergelschiefer, die nach H. STAUBER in den Oberjura und die Kreide zu stellen sind. Ausnahmen bilden einige lokale Vorkommen von Sandstein und Quarzitkonglomeraten im Kap Simpson Komplex. Am Aussenrand des Kap Simpson Komplexes stehen die sauren Magmagesteine dagegen mehrfach in Kontakt mit Sandsteinen der älteren Serien.

¹⁾ Der Begriff Komplex wurde in NE-Grönland von G. W. TYRELL in lit. 27 eingeführt, wo er vom Cape Parry Alkaline Complex spricht. In dieser Arbeit soll etwas allgemeiner von magmatischen Komplexen die Rede sein. Ich verstehe unter einem magmatischen Komplex einen geologisch und geographisch abgegrenzten Bezirk, in dem Intrusiva und Extrusiva den Aufbau vorwiegend bestimmen.

Magmatite.

In meinem vorläufigen Bericht (lit. 22) habe ich versucht, die Altersfolge der Intrusiva und Extrusiva der Traill Insel so gut als möglich festzustellen. Doch mussten dabei die einzelnen Gesteine zu Gruppen, die ungefähr gleiches Verhalten zeigten, zusammengefasst werden. Hier soll nun näher auf die einzelnen Gesteinskörper eingegangen werden. An Hand der geologischen Karte und der Abbildungen sollen möglichst viel Einzelheiten gegeben werden.

DIE SAUREN ERUPTIVA UND IHR GANGGEFOLGE.

Alkalisyenite bis Alkali Quarzsyenite.

Hellgraue, mittel- bis grobkörnige, in den Randzonen porphyrisch entwickelte, leuko- bis mesokrate Gesteine. Feldspäte bilden den Hauptbestandteil, Quarz ist von blossen Auge selten feststellbar, die Mafite sind oft zersetzt.

Die Syenite bestreiten den Hauptanteil am Aufbau der beiden magmatischen Komplexe. Sie finden sich in drei schmalen, bogenförmigen Zonen im Kap Parry und in einem an mehreren Stellen von der Erosion unterbrochenen Ring von 20 bis 25 km Durchmesser im Kap Simpson Komplex. Diese an der Oberfläche ringförmigen, im Profil trichterartigen Syenitkörper begrenzen die beiden magmatischen Komplexe gegen die umliegenden Sedimente.

Auch im Innern der Syenitringe finden sich einige stockartige Vorkommen von Syeniten und Graniten. Beide Gesteine sind durch Übergänge miteinander verbunden. Solche vereinzelte Syenitstöcke finden sich unter anderem im Kap Parry Komplex.

Das Vorkommen am Kap Parry ist beschränkt auf ein ca. 40 m langes Kliff am Strand. Das Gestein ist feinkörnig, gesprenkelt, die Mafite sind frisch; es steht mit metamorphen Gesteinen im Kontakt, die nichts über sein relatives Alter aussagen lassen.

Ein kleiner Stock findet sich ca. 1 km W Kap Parry, am Mountnorris Fjord. Das Gestein lässt keine Mafite erkennen und zeigt eine Art kugelige Verwitterung (Wollsackverwitterung), wodurch der Eindruck entsteht, man habe es mit einer Brekzie mit Riesenbestandteilen zu tun. Es steht im Kontakt mit metamorphen Kalken.

Ein weiterer kleiner Stock, ca. 1½ km W Kap Parry, besteht aus einem mittelkörnigen, gesprenkelten Gestein mit gut erhaltenen Mafiten und mit pegmatitischen Schlieren, die bis 5 cm lange Hornblenden führen; es gleicht dem Syenittypus, wie er am Langgletscher im NW-Teil des Kap Simpsonkomplexes vertreten ist. Das Vorkommen steht im Kontakt mit metamorphen Kalken und weiteren magmatischen Gesteinen. Eine Verbindung mit einem Ast des Hauptsyenitvorkommens lässt sich vermuten, ist aber nicht aufgeschlossen.

Ausser mit den erwähnten metamorphen Kalken stehen die Syenite in Kontakt mit sämtlichen Schichten von der Trias bis zur Kreide, mit den Doleriten und mit den grauen Porphyren. Sie selbst werden durch eine Reihe verschiedener Gänge durchschlagen. In der Fumarolenzone sind sie stark verändert.

Graue Alkalisyenitporphyre.

Idiomorphe Feldspateinsprenglinge in blaugrauer bis rötlichgrauer Grundmasse. Sehr oft in brekziöser Ausbildung. Vorkommen: Das Gestein ist in der Dreibuchtenzone (vgl. Fig. 2, S. 8) und im Kap Parry Komplex in grossen Stöcken

verbreitet. Doch ist möglich, dass auf der Karte verschiedene, ähnlich aussehende Gesteine hierher gestellt wurden. Beobachtungen in der Nähe der Drømmebugt lassen auch vermuten, dass mehrere, zeitlich und chemisch wenig verschiedene Intrusionen stattgefunden haben, die einander beeinflussten.

Der graue Porphyry dringt ein in Jura-Kreide-Schichten, er umschliesst Basaltschollen und steht mit Tuffen im Kontakt. Es scheint mir, dass seine brekziöse Ausbildung auf Aufschmelzung von Brekzientuffen zurückgeführt werden muss. Es könnten aber auch sonstige Einschlüsse vorliegen. Andererseits findet sich der graue Porphyry auch stellenweise als Auswürfling in Tuffen. Er wird seinerseits vom Syenit, vom Granit und von zahlreichen Gängen durchschlagen.

Alkaligranite.

Oft grobkristallin, beinahe pegmatitisch und dann mit sehr viel Quarz, Randfacies feinkörnig, hie und da mit aplitischen Partien im Innern. Wie der Syenit beinahe frei von dunkeln Gemengteilen.

Vorkommen: Granite finden sich in zwei kuppelförmigen Stöcken, die vom Syenit getrennt sind, im Kap Parry Komplex und in einigen kleinen Vorkommen an der Gänsebugt (Gaasebugt). Diese scheinen mit dem Syenit zusammenzuhängen und eine Randfacies desselben darzustellen.

Die Granite stehen im Kontakt mit den grauen Porphyren, den Tuffen und mit metamorphen Gesteinen. Sie werden durchschlagen von Pegmatit- und von Quarzgängen.

Rotbrauner Quarzporphyry.

Kleine Quarzeinsprenglinge in rotbrauner, dichter Grundmasse. Oft mit Fliesstrukturen.

Vorkommen beschränkt auf die Umgebung der Drømmebugt.

Infolge schlechter Aufschlüsse lässt sich über die Lage des rotbraunen Quarzporphyrs nicht viel feststellen, doch scheint er in Oberjura-Kreide-Schichten zu intrudieren. Er wird von den Doleriten durchschlagen und findet sich sehr häufig in benachbarten Tuffbrekzien als Auswürfling. Bei einem Teil der in der Karte hierher gestellten Vorkommen, so im Fluorittal, kann es sich um aufgeschmolzene (?) Tuffe handeln, die bis kopfgrosse Porphyrauswürflinge führen. Ebenso wurde hierher ein rötlicher, feinkörniger Granit gestellt, der sich am Ausgang des Anfangstales (Startdal) gegen die Drømmebugt findet. Er steht im Kontakt mit metamorphen Sedimenten und entspricht möglicherweise einer holokristallinen Ausbildung des Quarzporphyrs, kann aber auch jünger sein als dieser.

Helle Lagergänge von Alkalisyenitporphyren.

Weisse, feinkristalline Grundmasse mit Feldspateinsprenglingen, zum Teil porös. Manchmal mit säuliger Absonderung.

Vorkommen: Die Gesteine treten als Lagergänge in der näheren Umgebung des Kap Simpson Komplexes, und zwar hauptsächlich innerhalb der überschobenen Serie am Forchhammerberg und beim Steenstrupberg (vgl. Fig. 2, S. 8) auf. Ausserhalb dieses Gebietes sind sie selten, finden sich aber zum Beispiel NW vom Quelltal (Vælddal). Ähnliche Lagergänge liegen in den Jura-Kreide-Schichten am Kap Moorsom. Es scheint, dass die hellen Sills an die Nähe des Syenits gebunden sind. Obwohl sie ausserhalb vom Aussenkontakt des Syenits liegen, stammen sie doch aus den lokalen Magmaherden des Kap Simpson Komplexes. Sie sind von den gleichen Klüften durchschlagen, die die überschobene Serie durchsetzen, sind

also älter als sie. Da die Klüftung während der Überschiebung entstanden ist, diese aber durch die Syenitintrusion verursacht wurde, so ergibt sich, dass die Intrusion der weissen Lagergänge vor derjenigen des Syenits erfolgte. Vermutlich handelt es sich um Vorläufer desselben.

Quergänge (Dykes).

Ganggesteine finden sich im Innern der magmatischen Komplexe in grosser Mannigfaltigkeit. Ich erwähne hier nur einige Typen, die mir für die Entwicklung in den lokalen Magmaherden wichtig erscheinen.

Ausserhalb der magmatischen Komplexe sind echte Gänge selten. Die Fördergänge der Basaltsills sind erwähnt worden. Neben diesen tritt eine weitere Gruppe von Gängen auf, die eine Besprechung erfordert.

Gänge im Innern der magmatischen Komplexe.

Dunkle Gänge, vielleicht Lamprophyre, manchmal mit von Zeolithen gefüllten Hohlräumen in den Salbändern.

Weisse Gänge mit Feldspateinsprenglingen, ähnlich den hellen Lagergängen.

Grüne, rote und blaue Porphyrgänge mit Fliesstrukturen und Sphärolithen, die im Syenit häufig sind und in ihm stets bestimmten Klüften folgen.

Aplite finden sich im Syenit und im Granit sowohl als Gänge wie auch als schlierige, unregelmässig begrenzte Partien.

Quarzreiche Pegmatite und Quarzgänge treten im Kap Simpson Komplex in einem kleinen Granitstock auf. Sie können als eine Restschmelze des Granits aufgefasst werden.

Gänge ausserhalb der magmatischen Komplexe.

Hierher gehört eine Reihe von dunkeln Gängen, welche die Schichten längs Klufflächen durchschlagen. Sie scheinen auf die nähere Umgebung der magmatischen Komplexe beschränkt zu sein. Sie sind verhältnismässig häufig längs der Küste vom Kap Palander bis zur Äbeltoft Bucht und am Davysund, fehlen dagegen in den übrigen Teilen der Traill Insel. Man kann daraus den Schluss ziehen, dass sie aus den lokalen Herden der magmatischen Komplexe stammen.

An mehreren Stellen kann man beobachten, dass sie die Doleritsills durchschlagen. Ein Kontakt mit hellen Sills wurde nirgends beobachtet. Die Gänge folgen Kluffsystemen, welche sowohl alle drei Basaltarten als auch die hellen Sills durchsetzen; sie sind also jünger als diese. Da sich die Klüfte beim Eindringen des Syenits bildeten, können die Gänge also erst nach der Intrusion desselben entstanden sein.

Tuffbrekzien.

Unzweifelhafte Überreste extrusiver Vulkantätigkeit finden sich in Form von Tuffbrekzien in den magmatischen Komplexen. Es handelt sich dabei um weisse, seltener grüne, sehr mächtige Ablagerungen, die Auswürflinge in grossen Mengen führen. Diese sind teilweise eckig, teilweise gerundet und stammen aus den Sedimenten, die in der Umgebung der Komplexe anstehen, und aus den älteren Intrusiva, wie den rotbraunen Quarzporphyren und den grauen Porphyren. Daneben kommen auch Auswürflinge vor, die dem Magma, das die Eruptionen verursachte, angehören. H. STAUBER gelang es, in Tuffen an der Drømmebugt eine schöne, gedrehte Bombe zu finden.

Tuffe ohne Auswürflinge sind seltener. Dies kann dahin gedeutet werden, dass das feine Material eine viel grössere Verbreitung (auch ausserhalb der magmatischen Komplexe) fand als das grobe, das in der Nähe der Ausbruchsstellen abgesetzt wurde. Durch spätere Erosion wurden aber die Tuffe, die ausserhalb der magmatischen Komplexe zur Ablagerung kamen, zerstört, so dass heute nur noch die groben Auswurfbrekzien in den magmatischen Komplexen vorhanden sind.

Schichtung der Tuffe lässt sich nur selten erkennen, doch konnte beobachtet werden, dass die Auswürflinge in ihnen von unten nach oben abnehmen.

Die Tuffe scheinen nicht von einer einheitlichen Eruption zu stammen. Vielmehr spricht die Tatsache, dass Gesteine, die in die Tuffe intrudieren, an anderen Orten als Auswürflinge in ihnen auftreten, dafür, dass Tufförderungen zu verschiedenen Zeiten stattgefunden haben.

Ergüsse saurer Gesteine scheinen auf der Traill Insel nirgends vorzuliegen.

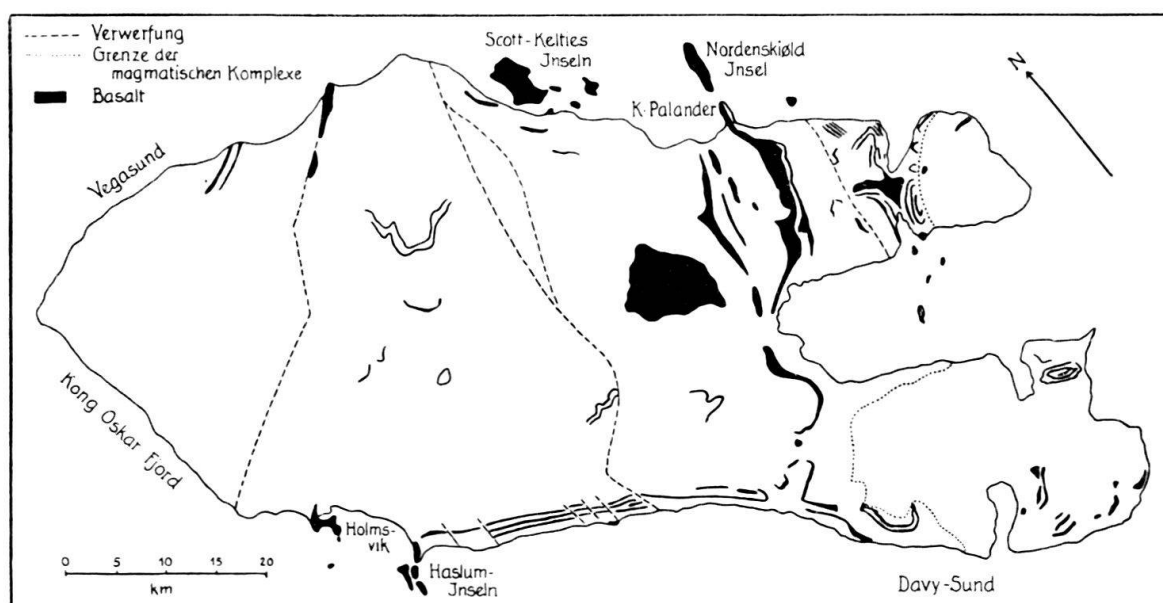


Fig. 3. Verbreitung der Basalte auf der Traill Insel.

BASALTE.

Basalte sind auf der Traill Insel als Sills weit verbreitet, wie Fig. 3 zeigt. Sie treten morphologisch sehr deutlich in Erscheinung, indem sie eine Reihe scharf vorspringender Kaps (z. B. Kap Palander) und viele kleine, meist langgestreckte Inseln (z. B. Nordenskiöld Insel, Haslum Inseln, Craig Inseln) bilden. Im Gebiete der Jura-Kreide-Mergel kommen sie als Rippen, Steilstufen und Flühe stark zur Geltung. In den Karbon-Trias-Sandsteinen, die selbst ziemlich hart sind, haben die Basaltsills dagegen geringeren Einfluss auf das Landschaftsbild. Es besteht die Möglichkeit, dass ein geringer Teil der Basalte die Oberfläche als Ergüsse erreicht hat. In anderen Gegenden NE-Grönlands ist dies sicher der Fall. So sprechen LAUGE KOCH (lit. 10) und H. G. BACKLUND (lit. 3, I) von Basaltergüssen, und H. K. ORVIN (lit. 18) hat einen Basaltstrom in einem tertiären Flussbett bei Mygbukta nachgewiesen. Neuerdings meldet A. VISCHER (lit. 28) von den Basalten der Clavinginsel und des Wollastonvorlandes, dass sie sich über ein ausgesprochenes Relief ergossen.

Wie aber schon LAUGE KOCH feststellte (lit. 10, S. 195ff.), treten auf den Inseln Traill und Geographical Society zur Hauptsache Lagergänge von Basalt auf. In der Tat lässt sich die Sillnatur für die meisten Basalte nachweisen. Nur für ein Vorkommen mächtiger Basalte ohne deutlich erkennbare Schichtzwischenlagen, das sich zwischen Knebel Bucht und Gänsebugt (Gaasebugt) befindet, scheint die Möglichkeit zu bestehen, dass es sich um Ergüsse handelt. Dafür spricht auch das schlackige Aussehen der betreffenden Gesteine, das allerdings ebensogut nur eine Verwitterungserscheinung sein könnte. Starke Verschüttung liess jedoch die Lagerung des Vorkommens nicht sicher feststellen.

Nach ihrer verschiedenen Struktur können wir drei Basalt-Typen unterscheiden:

Dolerite,
porphyrische Basalte,
Basalte mit tafeligen Feldspateinsprenglingen.

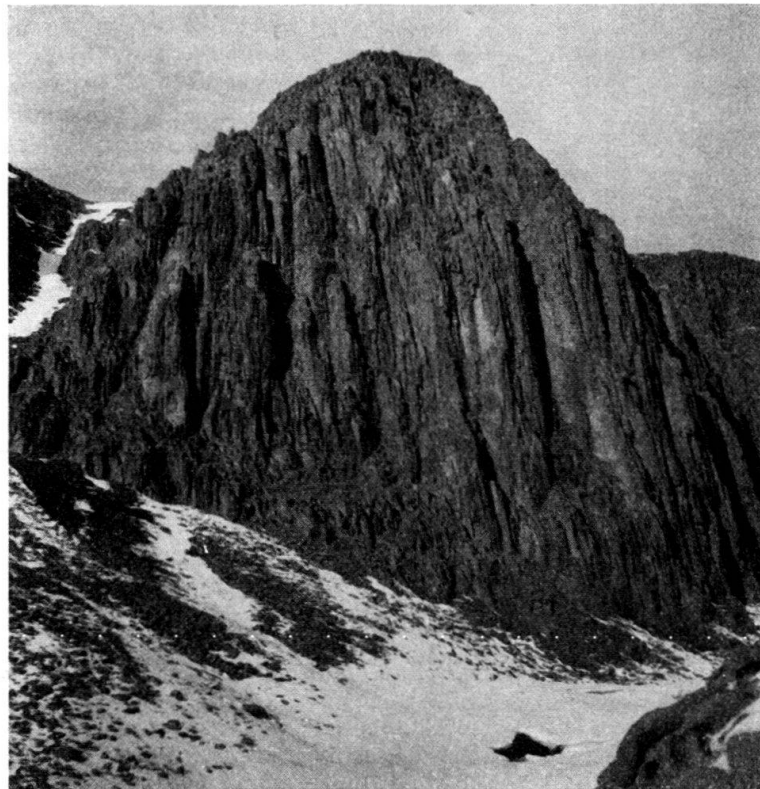


Fig. 4. *Doleritsill mit säuliger Absonderung auf der Geographical Society Insel.*
Phot. H. P. SCHAUB Sept. 1936.

Dolerite.

Soweit sich das im Felde beurteilen lässt, scheint ophitische Struktur für die meisten Basalte typisch zu sein. Grob- und feinkristalline Partien wechseln im Innern der Lagergänge miteinander ab, während die Salbänder mikrokristallin ausgebildet sind.

Vorkommen: Die Dolerite sind in allen Horizonten der Karbon-Kreide-Ablagerungen des Untersuchungsgebietes zu finden; ausserhalb desselben treten sie auch im Devon auf. Sie folgen meistens den Schichtflächen als Lagergänge,

schneiden diese aber auch oft in spitzem Winkel. Steil aufsteigende Gänge dagegen sind selten; sie können als Fördergänge angesprochen werden, während die Hapterscheinungsformen der Dolerite Flachintrusionen sind. Grosse, eingeschlossene Schichtpakete (siehe Fig. 9, S. 22), Verzweigungen im Hangenden und Liegenden, Kontakte und Salbänder gegen das Hangende zeigen, dass wir es mit Intrusivkörpern zu tun haben und dass keine einsedimentierten Ergüsse vorliegen.

Die Dolerite, die eine sehr weite Verbreitung besitzen, ermöglichen durch ihr Auftreten in den örtlich begrenzten Komplexen saurer Magmen eine genauere Festlegung des Alters derselben. Sie dringen ein in die rotbraunen Quarzporphyre und in Tuffe, werden aber selbst beeinflusst von den grauen Porphyren und vom Syenit.

Sehr häufig zeigen die Sills säulige Absonderung und Klüftung (vgl. Fig. 4). Dies ist aber durchaus kein Beweis dafür, dass es sich um Ergüsse und nicht um Lagergänge handelt, wie H. G. BACKLUND anzunehmen scheint (vgl. lit. 3, I). Auch Wollsackverwitterung kommt vor (vgl. Fig. 5).

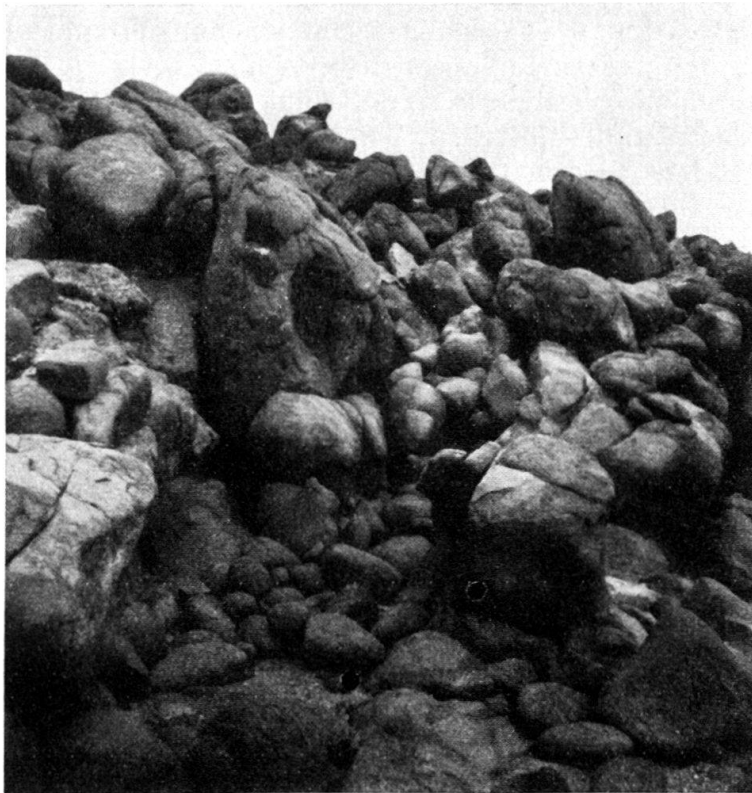


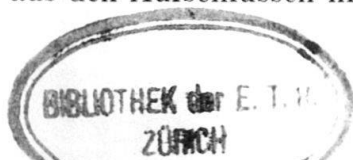
Fig. 5. *Doleritsill mit Wollsackverwitterung, Geographical Society Insel.*

Phot. H. P. SCHAUB Sept. 1936.

Porphyrische Basalte.

Helle, idiomorphe Feldspateinsprenglinge von einigen Millimetern Grösse, in dunkler Grundmasse, kennzeichnen diese Gesteine.

Vorkommen: Die porphyrischen Basalte besitzen geringe Ausdehnung. Sie finden sich in mehreren Sills in den Bergen NW vom Quelltal (Vælddal) und liegen dort in Jura-Kreide-Schichten. Ihr Verhalten gegenüber den Doleriten ist aus den Aufschlüssen nicht erkennbar; doch scheinen sie stellenweise stärker tek-



tonisch beansprucht als die benachbarten Dolerite, so dass man geneigt ist, sie für älter als diese zu halten. Mit anderen magmatischen Gesteinen stehen die porphyrischen Basalte nicht in Kontakt.

Basalte mit tafeligen Feldspateinsprenglingen.

Weisse, glasig aussehende, tafelige Feldspäte, die bis 5 cm gross werden und in schwarzer, feinkristalliner Grundmasse liegen, geben dem Gestein ein so typisches Aussehen, dass es mit keinem andern verwechselt werden kann. Die Feldspäte sind manchmal in den Salbändern angereichert und dann parallel zum Kontakt angeordnet.

Vorkommen: Das Gestein bildet mehrere Lagergänge in den Karbon-Trias-Sandsteinen an der Küste des Davy Sundes, an einer Stelle am Forchhammerberg auch einen steil aufsteigenden Gang. Kontakte mit magmatischen Gesteinen konnten nicht beobachtet werden. Wie mir Dr. A. RITTMANN mitteilte, fand er ähnliche Gesteine auf den Fame Inseln im Hurry Inlet als Lagergänge. Die Proben, die er von dort mitbrachte, gleichen durchaus den von mir beobachteten Gesteinen. Es handelt sich dabei nach seinen Untersuchungen um leukokrate Olivinbasalte, in denen die grossen Labradoreinsprenglinge etwa $\frac{2}{3}$ des Gesteins ausmachen. Die Grundmasse besteht zur Hälfte aus Plagioklasmikrolithen, der Rest wird von Erzkörnern und -blättchen, ganz wenig Pyroxen und grösseren, fast ganz zersetzten Kristallen von Olivin gebildet.

Metamorphe Gesteine.

Die metamorphen Gesteine lassen sich in zwei Gruppen einteilen, nämlich in umgewandelte Sedimente an den Kontakten der Intrusiva und in Magmatite, die von jüngeren Magmen beeinflusst und verändert wurden. Es mag hier gleich gesagt sein, dass nur in der Umgebung der sauren Intrusiva stärkere Kontaktmetamorphose auftritt, während sie an den Kontakten der Basaltsills auf ganz leichte Frittung beschränkt ist (siehe Fig. 9, S. 22). Dies ist wohl darauf zurückzuführen, dass die über grosse Flächen verbreiteten, aber dünnen Basaltlagen sich rascher abkühlten, als die auf einen kompakteren Intrusivkörper konzentrierten sauren Gesteine. Dazu kommt, dass die in überhitztem Zustand in die Schichten eindringenden Basalte viel weniger Gase abzugeben vermochten, als die sauren, gewöhnlich weniger heissen Magmen. Deshalb spielt Chemometamorphose an den Kontakten der Basaltsills nur eine sehr geringe Rolle (vgl. lit. 21, S. 95 und 101 bis 106).

Auf der Karte (Tafel I) wurden die metamorphen Gesteine durch eine eigene Farbe ausgeschieden. Es muss jedoch gesagt werden, dass nicht alle Gesteine, die hier angeführt werden, in der Karte als metamorphe angegeben sind. Solange ihre Herkunft deutlich zu erkennen war, wurden sie mit der Farbe des Gesteins bezeichnet, dem sie ursprünglich angehörten. Andererseits stellte ich auch fragliche Gesteine, vielleicht magmatischer Herkunft, deren Zusammengehörigkeit mit einem der grösseren Intrusivkörper nicht feststellbar war, auf der Karte zu den metamorphen Gesteinen.

UMGEWANDELTE SEDIMENTE.

Diejenigen Schichten, die am häufigsten mit den sauren Intrusiven in Berührung stehen, sind die Mergelschiefer von Jura und Kreide. Am Aussenrande des Kap Simpson Komplexes finden sie sich auf grosse Strecken im Kontakt mit

dem Syenit, in der Dreibuchtenzone sind grosse Oberjura-Kreide-Schollen eingeschlossen. Ebenso finden sich Oberjura-Kreideschichten längs des äussersten Ringes des Syenits im Kap Parry Komplex und im Innern desselben. Sie haben deshalb auch weitgehende Umwandlung erlitten.

Am Aussenrand der Komplexe und in den grösseren Sedimentschollen in ihrem Innern beschränkt sich der Einfluss der Erstarrungsgesteine auf eine Härtung der Mergelschiefer, welche sich im Landschaftsbild durch Berghänge geltend macht, die steiler sind als die von unverhärteten Oberjura-Kreide-Schiefen aufgebauten Hügel.

Wo sich dagegen kleine Schollen im Innern der Komplexe finden, sind die Mergelschiefer stark umgewandelt. Ein sehr schönes Vorkommen metamorpher Kalke, um nur ein Beispiel²⁾ zu nennen, findet sich im Anfangstal (Startdal) in der Nähe der Drømmebugt.

Häufig sind die Sedimente in der Nähe der Kontakte zertrümmert und wieder zu Brekzien verfestigt worden. Eine solche Kontaktbrekzie steht am Ausgang des Forchhammertales an in einem kleinen Kliff neben einem syenitischen Gestein. Auch im Kap Parry Komplex gibt es ähnliche Erscheinungen.

Die Sandsteine der älteren Formationen stehen im Gegensatz zu den Oberjura-Kreide-Schichten beinahe nur am Aussenrande des Kap Simpson Komplexes in Kontakt mit den Syeniten. Starke Umwandlung liess sich hier nirgends beobachten. Doch sprechen einige Tatsachen dafür, dass ein grosser Teil der Sandsteine durch Assimilationsvorgänge den sauren Magmen, insbesondere dem Syenit einverleibt wurden.

Im Innern der beiden magmatischen Komplexe finden sich nämlich fast keine Sandsteine. Dies ist beim Kap Parry Komplex nicht weiter verwunderlich, da er völlig von Oberjura-Kreide-Schichten umgeben ist, so dass ältere Sandsteine nur als aufgeschleppte Schollen und Auswürflinge auftreten könnten. Der Kap Simpson Komplex dagegen grenzt auf grössere Strecken gegen Karbon-Dogger. Man würde also erwarten, auch in seinem Innern Sandstein zu finden, da ja auch Schollen von Oberjura-Kreide in seinem Bau eingegliedert sind. Nun gibt es auch wirklich ein kleines Sandsteinpaket im Anfangstal (Startdal) an der Drømmebugt. An ihm lässt sich aber auf kurze Distanz ein kontinuierlicher Übergang von Sandstein mit Quarzitgeröllchen in ein helles Erstarrungsgestein, das zur Hauptsache aus Feldspäten besteht und sehr grosse Ähnlichkeit mit dem Syenit hat, beobachten. Es scheint sich um einen Assimilationsvorgang zu handeln³⁾.

Ferner konnte im Steenstruptal, an den Hängen des Forchhammerberges, festgestellt werden, dass von einem Doleritsill, der in den Oberjura-Kreide-Schichten liegt, grosse Schollen in den Syenit, der mit diesen Schichten und dem Basalt im Kontakt steht, abgesunken sind (vgl. Fig. 6). Es ist natürlich nicht möglich, dass vom Dolerit Schollen abbrechen, wenn nicht zuerst grosse Teile der unter dem Sill liegenden Schichten weggeschafft wurden. Dies könnte durch Assimilation der Trias-Dogger-Sandsteine geschehen sein.

²⁾ Die mikroskopische Dünnschliffuntersuchung vermag diese Feldbeobachtung nicht zu stützen. Die untersuchte Probe von „metamorphem Kalk“ erwies sich als felsophyrischer Alkaliliparit. M. R.

³⁾ Das Ergebnis der Dünnschliffuntersuchung steht im Widerspruch mit dieser Deutung. Es handelt sich nicht um einen Übergang von Syenit in Sandstein, sondern von einem grobporphyrischen Syenitporphyr in eine dichte Randfacies. M. R.

VERÄNDERTE MAGMATITE

Nicht nur Sedimente wurden unter dem Einfluss der magmatischen Tätigkeit verändert, auch Intrusiv- und Extrusivgesteine erfuhren bei jüngeren Vorgängen weitgehende Umwandlungen.

So wurden die eben erwähnten Basaltschollen am Kontakt des Syenits im Steenstrupdal (vgl. Fig. 6 und lit. 22, Fig. 2 und 3) stark umgewandelt. Bei 400 m Höhe steht auf der linken Talseite am Furggletscher (Forkgletscher) ein grobkristallines Gestein an, das nach H. G. BACKLUND (lit. 1) beinahe nur aus grossen Augitkristallen besteht. Der Syenit dringt intensiv in dieses Gestein ein. Die Zusammenhänge zeigen, dass es sich um Schollen handelt, die von einem mächtigen Basaltsill längs dem Kontakt des Syenits abgesunken sind. Der Lagergang liegt auf ca. 1200 m Höhe. Beim langsamen Absinken wurden die Basaltschollen umkristallisiert.

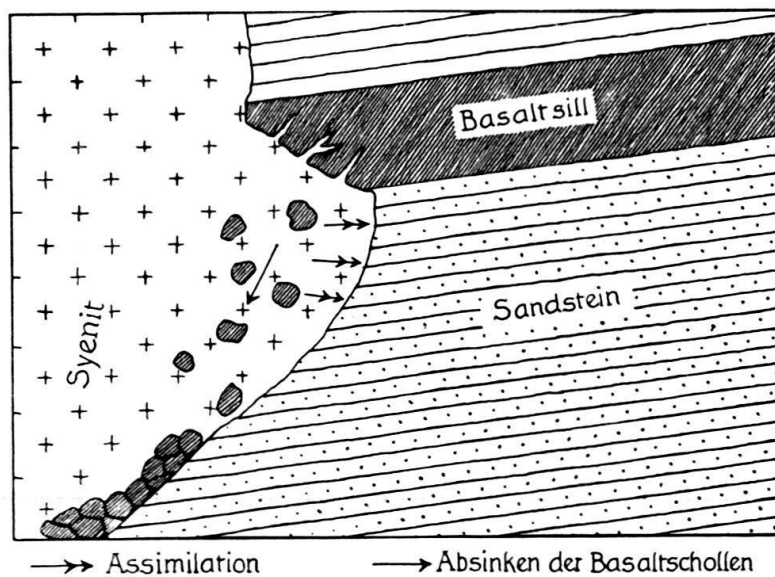


Fig. 6. Schematische Darstellung des Syenitkontaktes am Forchhammerberg.

H. G. BACKLUND (lit. 1) interpretiert diese Aufschlüsse allerdings anders. Er glaubt, der Syenit (von ihm als Granit bezeichnet) sei entstanden durch Aufschmelzung der Karbon-Trias-Sandsteine durch die Basalte. Gerade das Vorkommen am Forchhammerberg zeigt jedoch einwandfrei, dass die Basalte älter sind als der Syenit und von diesem durchdrungen werden. Dies lässt sich auch an mehreren anderen Orten feststellen. Wenn man die geringe Wirkung, die die Basalte auf die umliegenden Schichten, zum Beispiel auf der Geographical Society Insel, ausüben, in Betracht zieht, wird man zur Ansicht kommen, dass eine Aufschmelzung der Sandsteine durch die Basalte unmöglich ist.

Ebenfalls im Steenstrupdal kommen Gesteine vor, die durchaus das Aussehen von Mischgneisen haben. Leider gelang es mir nicht, sie im Anstehenden festzustellen, doch sind sie im Moränenmaterial des Furggletschers (Forkgletscher) so häufig, dass sie sich irgendwo in seinem Einzugsgebiet finden müssen. Es ist zu vermuten, dass sie bei der Intrusion des Syenits gebildet wurden. Ob es sich aber um injizierte und umgewandelte Schichten oder um einen am Rand des Syenit-intrusivs durch Bewegungsdeformation entstandenen Gneis (vgl. lit. 31) handelt,

lässt sich ohne Kenntnis des Anstehenden nicht entscheiden. Gneisartige Gesteine, die am Aussenrande eines Intrusivkörpers liegen und sicher infolge von Bewegungen am Kontakt entstanden, finden sich dagegen am Ausgang des Hundetales gegen die Gänsebucht (Gaasebugt).

Ein weiteres, sehr schönes Beispiel für spätere Umwandlung von magmatischen Gesteinen liefern einige Aufschlüsse im Hundetal. Dort steht ein Granit an mehreren Stellen im Kontakt mit Brekzientuffen. Vom Granit gehen schmale Gänge in die Tuffe, diese sind also sicher älter als der Granit. In seiner Nähe haben in den

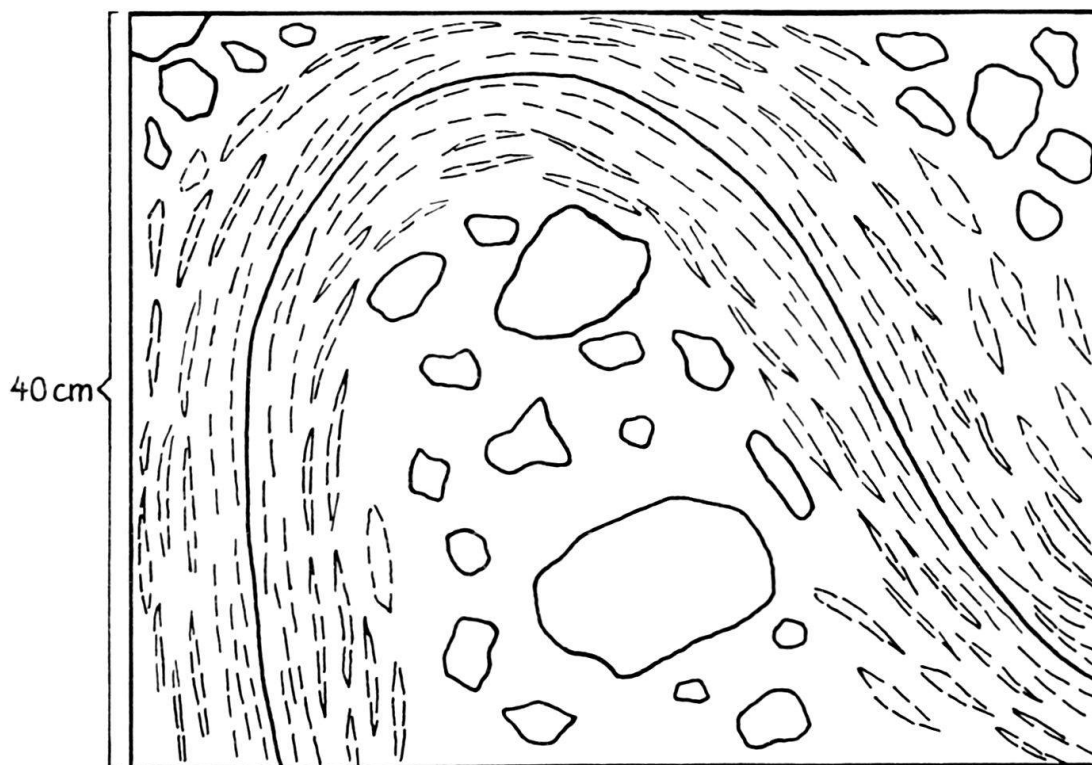


Fig. 7. *Umwandlung von Brekzientuff durch Bewegungsdeformation.*

Nach einer Photographie. Die Einschlüsse des Tuffs werden gestreckt und ausgewalzt. Eine Kluft folgt der Bewegungszone.

Tuffen starke Bewegungen stattgefunden. Sie wurden ausgewalzt und in Schlingen und Bögen herumgequirlt. Dabei wurden die Einschlüsse der Brekzien ausgezogen, so dass alle Übergänge von einem Tuff zu einem einheitlichen, kristallinen Gestein vorhanden sind. Eine völlige Aufschmelzung, die durch Wärmezufuhr durch den Granit zu erklären wäre, hat nicht stattgefunden. Vielmehr ist in den toten Punkten der Schlingen und Bögen die ursprüngliche Brekzie noch erhalten, was deutlich zeigt, dass Bewegung die Hauptursache der Umwandlung war (siehe Fig. 7).

Sodann ist hier die Veränderung von Gesteinen durch Fumarolentätigkeit zu nennen. In grossen Teilen des Kap Simpson Komplexes (vgl. Fig. 8) muss einst eine intensive Zirkulation von Gasen stattgefunden haben, die eine starke Zersetzung der Magmatite zur Folge hatte. Die Gase nahmen ihren Weg längs Verwerfungen, Klüften und Gängen. Von den Flächen dieser Störungen ausgehend, dringt die Zersetzung in das Gestein ein, welches seine Struktur völlig verliert.

Grellrote oder -gelbe Färbung und starke Verwitterung verraten, wo sich einmal solche Fumarolenzonen befanden. Im Kap Parry Komplex war die Fumarolentätigkeit nicht von Bedeutung.

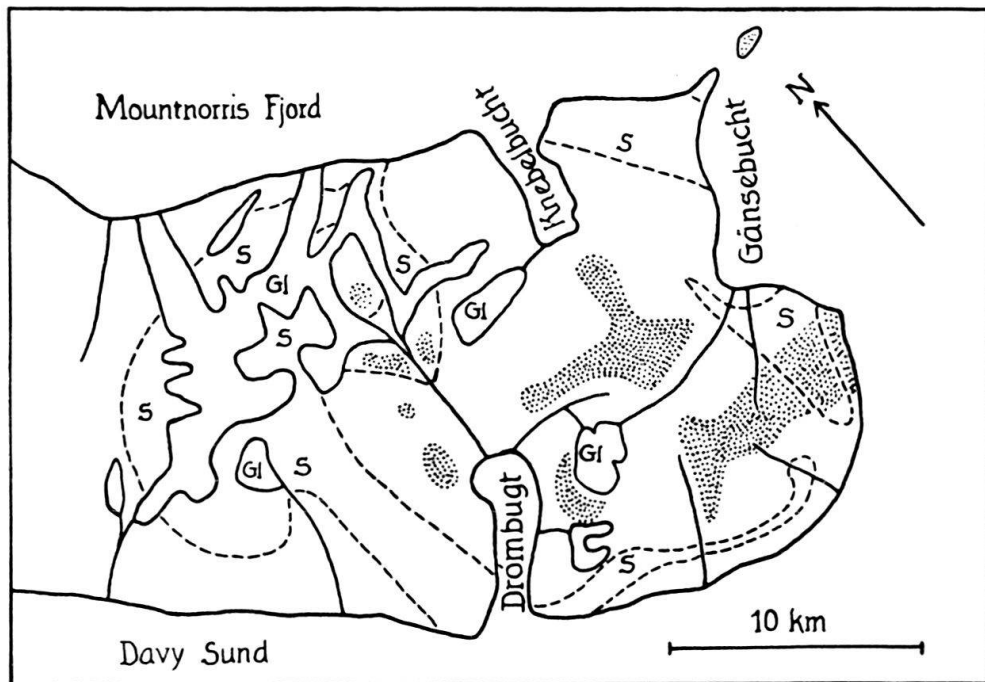


Fig. 8. Kartenskizze der Fumarolentätigkeit im Kap Simpson Komplex.
S Syenit; punktiert Zonen starker Fumarolentätigkeit; Gl Gletscher.

Kap. 2. Vorkommen und Alter der Magmatite in NE-Grönland.

DIE BASALTE.

Das Auftreten der Basalte.

Es ist früher der Versuch gemacht worden, die Basaltintrusionen und -extrusionen N vom Scoresbysund mit tektonischen Linien in Verbindung zu bringen. Zuerst tat dies L. KOCH (lit. 10, S. 190), dann H. G. BACKLUND (lit. 3, I). Hierbei wurde besonders auf die später von H. FREBOLD (lit. 7) KOCH'sche Linie benannte Verwerfung Bezug genommen. Diese sollte eine tektonische Leitlinie permokarbonen Alters sein und sich vom Scoresbysund (70° n. B.) bis nach Danmarkhavn ($76\frac{3}{4}^{\circ}$ n. B.) verfolgen lassen.

Nun zieht sich allerdings von der NE-Bucht im Scoresbysund bis hinauf zum Hochstettervorland ($75\frac{1}{2}^{\circ}$ n. B.), vielleicht auch weiter, eine Bruchzone. Sie ist aber durchaus nicht einheitlich permokarbonen Alters. Auf Traill Insel und Geographical Society Insel lassen sich jedenfalls nur tertiäre, postbasaltische Bewegungen an den Brüchen feststellen (lit. 5, 22). Höher im N dagegen, am Moschusochsenfjord, wurden unzweideutige permokarbonische Brüche (lit. 25) gefunden. Von den Verwerfungen auf der Clavinger Insel, im Wollastonvorlande und auf der Kuhn Insel stellte A. VISCHER (lit. 28) neuerdings fest, dass sie zu verschiedenen Zeiten in Bewegung waren.

Es scheint mir daher fraglich, ob es möglich ist, das Auftreten der Basalte mit dieser komplexen Bruchzone in Verbindung zu bringen, umsomehr als ein Teil