Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 35 (1942)
Heft: 1

Artikel: Zur Geologie der Traill Insel (Nordost-Grönland)
Autor: Schaub, Hans Peter
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-160250

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 35, N° 1. — 1942.

Zur Geologie der Traill Insel (Nordost-Grönland).

Von **Hans Peter Schaub**, Maracaibo.

Mit 1 Tafel (I) & 20 Textfiguren.

Mit einem Anhang:

Petrographische Beschreibung der Gesteine der Traill Insel.

Von **Max Reinhard**, Basel.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 2
Summary 5
Einleitung 7
Kap. 1. Die Gesteine des Untersuchungsgebietes 9
Sedimente 9
Magmatite 10
Die sauren Eruptiva und ihr Ganggefolge 10
Alkalisyenite bis Alkaliquarzsyenite 10
Graue Alkalisyenitporphyre 10
Alkaligranite 11
Rotbrauner Quarzporphyr 11
Helle Lagergänge von Alkalisyenitporphyren 11
Quergänge 12
Gänge im Innern der magmatischen Komplexe 12
Gänge ausserhalb der magmatischen Komplexe 12
Tuffbrekzien 12
Basalte 13
Dolerite 14
Porphyrische Basalte 15
Basalte mit tafeligen Feldspateinsprenglingen 16
Metamorphe Gesteine 16
Umgewandelte Sedimente 16
Veränderte Magmatite 18
Kap. 2. Vorkommen und Alter der Magmatite in NE-Grönland 20
Die Basalte 20
Das Auftreten der Basalte 20
Die verschiedenen Basalttypen 21
Das Alter der Basalte 23

Seite
Die sauren Magmatite und ihr Ganggefolge 24
Das Vorkommen saurer Magmatite in NE-Grönland 24
Die Altersfolge der sauren Magmatite und ihres Ganggefolges im Untersuchungsgebiet 25
Kap. 3. Der Aufbau der untersuchten Gebiete 26
Die postdevonische Sedimenttafel 26
Das Profil am Kong Oscar Fjord 26
Das Profil am Vegasund 28
Zusammenfassung 31
Die magmatischen Komplexe 32
Der Kap Simpson Komplex 32
Die Dreibuchtenzone 33
Die Sedimentschollen 33
Der Anteil der Magmatite 33
Der Syenit 36
Lage und Form 36
Der Innenkontakt 37
Der Aussenkontakt 38
Der Verlauf 38
Die tektonischen Verhältnisse am Aussenkontakt 39
Der Kap Parry Komplex 42
Der Anteil der Sedimente 42
Der Anteil der Magmatite 42
Der Syenit 42
Die kleineren Intrusiva und die Tuffe 43
Die grösseren Zusammenhänge 44
Kap. 4. Die Hauptzüge der Morphologie der Traill Insel 46
Bemerkungen zur Karte 47
Literaturverzeichnis 48
Anhang: Petrographische Beschreibung der Gesteine der Traill Insel von M. Reinhard 49
Saure Eruptiva und ihr Ganggefolge 50
Alkalisyenite bis Alkaliquarzsyenite, Alkaligranite 50
Graue Alkalisyenitporphyre 51
Rotbrauner Quarzporphyr 51
Helle Lagergänge 51
Quergänge 52
Tuffbrekzien 52
Basalte 52
Dolerite 52
Porphyrische Basalte 53
Basalte mit tafeligen Feldspateinsprenglingen 53
Kontaktmetamorphe Gesteine 54

Vorwort.

Als Teilnehmer an der von Dr. Lauge Koch geleiteten geologischen Expedition nach NE-Grönland 1936—1938 war ich beauftragt, in der Zeit vom September 1936 bis zum August 1937 die Tektonik der Inseln Traill und Geographical Society zu untersuchen und die bereisten Gebiete geologisch zu kartieren. Gleichzeitig studierte mein Freund H. Stauber die Schichtfolge der Inseln.

Zur Erledigung meiner Aufgabe unternahm ich, zum Teil gemeinsam mit H. Stauber, drei Motorbootreisen im Herbst 1936 und zwei Schlittenreisen im Frühjahr 1937. Die in der vorliegenden Arbeit veröffentlichte Karte ist in ihrem

Verlauf entstanden. Fig. 1 unterrichtet über die Reiserouten und die von mir untersuchten Gebiete.

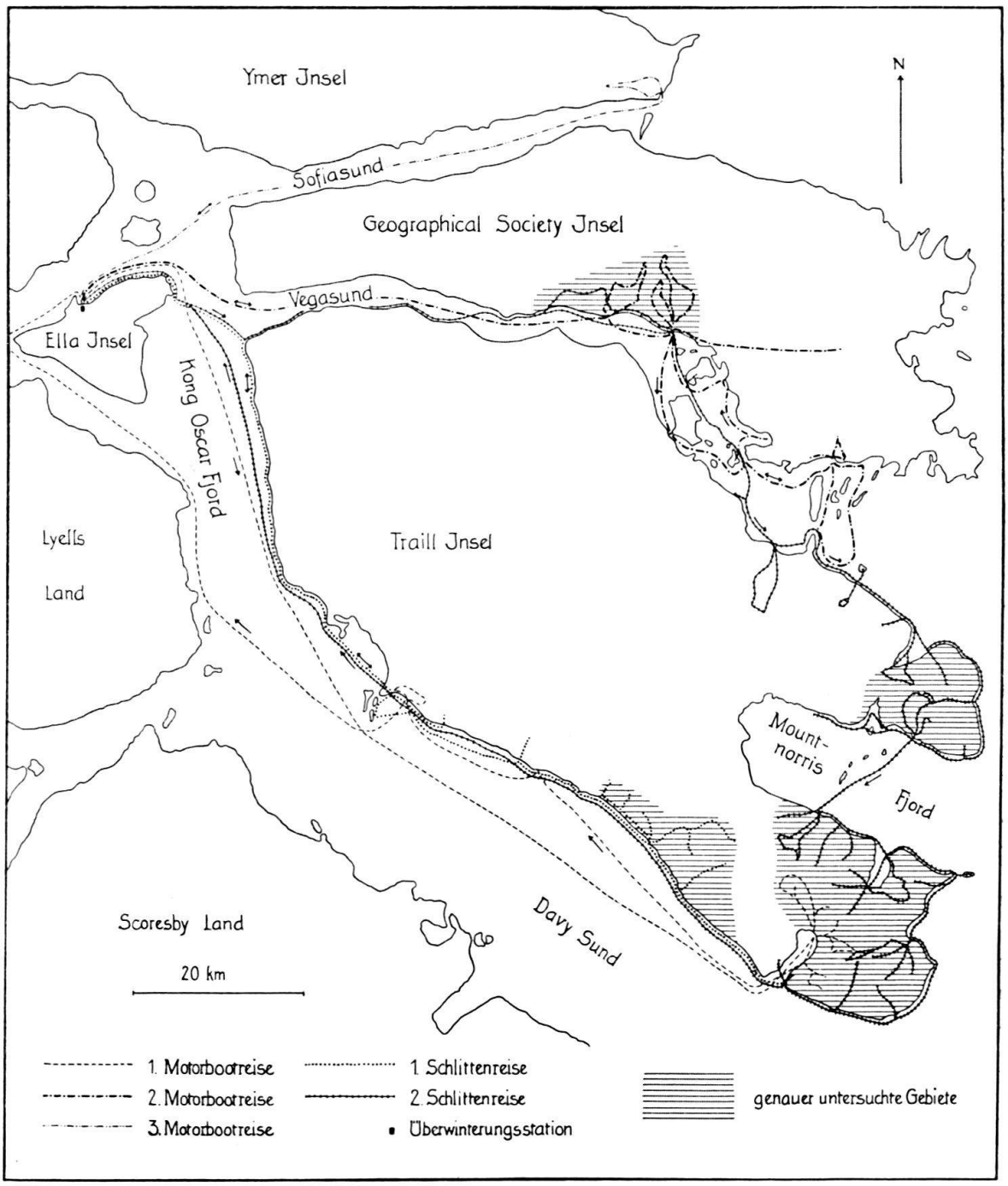


Fig. 1. *Skizze der Reiserouten.*

Es ist nötig, an dieser Stelle auf die Schwierigkeiten hinzuweisen, unter denen die Kartierung zu leiden hatte, damit der Leser sich ein Bild von ihrer Genauigkeit machen kann. Die Herbstreisen, die von gutem Wetter begünstigt waren, dienten der Orientierung im neuen Arbeitsfeld, zugleich aber auch dem Auslegen und Ergänzen von Proviantdepots für die Schlittenreisen. Unter äusserst ungünstigen

Verhältnissen musste dagegen im Frühjahr gearbeitet werden. Der Winter 1936/37 war sehr schneereich, und die Stürme, welche sonst den Schnee zu verwehen pflegen, blieben aus. Tiefer Schnee bedeckte die Aufschlüsse und erschwerte das Reisen im Hundeschlitten. Ausserdem aber waren die im Herbst ausgelegten Proviantdepots zum grössten Teil (neun von elf) von Eisbären zerstört worden. Wir waren deshalb genötigt, sämtlichen Proviant auf den Schlitten nachzuführen, was rasches Reisen und die Ausnutzung der Schlitten zu geologischen Zwecken verunmöglichte. Aus diesen Gründen musste die erste Schlittenreise abgebrochen werden, bevor die gesteckten Ziele erreicht waren. Die zweite Schlittenreise wurde überhaupt nur durch meinen Begleiter THOMAS GIDEONSEN aus Egedesminde ermöglicht, von dessen Jagdbeute wir sieben Wochen lang lebten.

Für die Monate Juni, Juli und August war vorgesehen gewesen, die Untersuchungen an verschiedenen Stellen, hauptsächlich aber im äusseren Teil der Geographical Society Insel, zu ergänzen. Eine schwere Fleischvergiftung, die ich mir auf der zweiten Schlittenreise zugezogen hatte, machte mich jedoch für die übrige Zeit arbeitsunfähig.

Im ganzen standen mir daher für die Kartierung des ca. 4500 km² grossen Arbeitsgebietes nur etwa 80 Arbeitstage zur Verfügung. Sie wurden in erster Linie für die Erforschung der Bezirke verwandt, die durch die Tätigkeit saurer Magmen geologisch und petrographisch von besonderem Interesse waren. Von ihnen konnten verhältnismässig detaillierte Aufnahmen angefertigt werden. Mit Ausnahme dieser Teile der Traill Insel bin ich jedoch in vielen Punkten ganz auf die Angaben meines Freundes H. STAUBER angewiesen.

Das im Verlauf der Kartierung gesammelte Gesteinsmaterial verblieb bis zum Herbst 1938 auf der Ella Insel in NE-Grönland, da es infolge der schlechten Eisverhältnisse, die im Sommer 1937 an der Küste herrschten, nicht nach Dänemark verbracht werden konnte. Seit 1939 befindet es sich im mineralogisch-petrographischen Institut in Basel. Da eine Gesamtuntersuchung der magmatischen Gesteine in petrographischer und petrochemischer Hinsicht einstweilen nicht in Angriff genommen werden konnte, traf ich eine Auswahl charakteristischer Proben der im folgenden beschriebenen Gesteinsgruppen, von denen Dünnschliffe hergestellt und von Herrn Prof. M. REINHARD einer vorläufigen Durchsicht unterzogen wurden. Leider war infolge meiner Abwesenheit in Südamerika ein persönlicher Meinungsaustausch über die durch die petrographische Bestimmung aufgeworfenen Fragen nicht möglich, so dass einige derselben in der Schwebe gelassen werden mussten. (Siehe die Diskrepanzen zwischen Feldbeobachtung und Dünnschliffuntersuchung S. 17, Anm.)

Der vorliegende Text und die geologische Karte wurden von Herrn Prof. REINHARD, gestützt auf die Dünnschliffuntersuchung, revidiert und ergänzt. Dennoch muss die Arbeit in mancher Beziehung als vorläufig betrachtet werden. Wenn ich trotzdem den Versuch wage, im Einverständnis mit dem Expeditionsleiter Dr. LAUGE KOCH eine möglichst eingehende Schilderung der geologischen Verhältnisse der Traill Insel zu geben, so entspricht dies dem Wunsche, die Ergebnisse meiner Untersuchungen soweit als möglich zu veröffentlichen, bevor ich durch anderweitige Arbeiten zu sehr in Anspruch genommen werde. Sie soll auch eine spätere detaillierte Bearbeitung des Materials, insbesondere in petrographischer und petrogenetischer Hinsicht, ermöglichen.

Die Veröffentlichung meiner Arbeit in der vorliegenden Form wäre nicht möglich gewesen ohne die tatkräftige Hilfe, deren ich mich seitens der Herren Prof. REINHARD und Dr. W. BERNOULLI zu erfreuen hatte. Sie haben es ermöglicht, dass wenigstens eine kleinere Zahl repräsentativer Gesteinsproben petrographisch

untersucht werden konnte. Beiden Herren sei für ihre Bemühungen bestens gedankt, besonders Herrn Prof. REINHARD für die Auswertung der Dünnschliffe und die damit in Zusammenhang stehende Überarbeitung des Textes und der geologischen Karte. Im übrigen gilt mein Dank in erster Linie meinem Freunde H. STAUBER, dem ich für viele Mitteilungen, für gute Kameradschaft und für Hilfe bei der Drucklegung der Arbeit verpflichtet bin. Anregung und Aufmunterung verdanke ich den Herren Dr. H. BÜTLER und Prof. C. E. WEGMANN, sowie Herrn Dr. A. RITTMANN, mit dem ich Fragen vulkanologischer Natur diskutieren konnte und der mir manche Ratschläge für den Entwurf der Karte gab. Herrn O. GARRAUX verdanke ich die Ausführung der Textfiguren, Herrn cand. geol. P. BITTERLI die endgültige Druckvorbereitung der Karte und endlich meinem Vater Dr. S. SCHAUB seine Bemühungen um die Publikation der Arbeit. Nicht vergessen möchte ich meine beiden Reisegefährten ARNE PHILBERT und THOMAS GIDEONSEN, die durch ihre aufopfernde Hilfe meine Arbeit erst ermöglichten, sowie alle übrigen Grönlandgefährten, gleich welcher Nation sie angehören.

Summary.

The present paper contains the geological results obtained by the writer on Traill Island on several motorboat and sledge journeys during the first year (1936—1937) of Dr. LAUGE KOCH's Two Years Expedition to northeastern Greenland. Fig. 1 (page 3) shows the routes travelled and the areas investigated. Fig. 2 (page 8) gives the main structural features of Traill Island and Geographical Society Island.

Traill Island may be divided into three geological provinces: firstly, a northeastern area of Devonian sandstones, secondly, a central area of post-devonian sediments, and thirdly, a southeastern region of acid igneous rocks, the latter being divided by Mountnorris Fjord into the Cape Parry-complex and the Cape Simpson-complex (see fig. 2, page 8).

The devonian area was studied by H. BÜTLER in 1934 (lit. 4, 5). The writer's fieldwork therefore was confined to the central and southeastern parts of the island, most of it having been done in the two igneous complexes.

Stratigraphy and Petrography.

(See chapter 1.)

Stratigraphical and paleontological studies of the sedimentary area were made by another member of the expedition, H. STAUBER, while the writer was working in the igneous areas. H. STAUBER published three preliminary reports on the sedimentary formations and the fossils found by him (lit. 23—25). The post-devonian sediments can be divided roughly into a lower series of predominant sandstones, which as H. STAUBER says, includes rocks of Carboniferous, Permian, Trias, Lias and Dogger age, and a younger series composed predominantly of calcareous marls belonging to the upper Jurassic and the Cretaceous.

The igneous rocks may be divided into intrusive and extrusive types, the former represented by plutons, sills and dikes, the latter by volcanic breccias and perhaps lavas.

During the field work a collection comprising about 800 samples of the different igneous and metamorphic rocks was brought together. It has been deposited at the Institute of Mineralogy and Petrography of the University of Basle. An extensive petrological study has not yet been undertaken, but Prof. M. REINHARD has investigated the slides of nearly one hundred rocksamples. A brief account of his microscopic study is appended to this paper.

The rocks of the major and minor intrusions comprise alkali-syenites, alkali-syenite-porphyries, alkali-granites and red quartzporphyry. They all belong to the local acid magmatic cycle, during which the two igneous complexes were created.

Almost all important sills consist of dolerite. They are spread over the whole coastal area of northeastern Greenland, where post-caledonian sediments are found. Two other kinds of

basalt occur equally as sills, but are less common. Sills of a white alkali-syenite-porphyry, found in the neighbourhood of the syenite are considered to be older than the latter, but related to it.

Various kinds of dykes are described in the two igneous complexes and a few in the surrounding sedimentary area comprising alkali-syenite-phorphyries, rhomb-porphyries, alkali-granophyres, alkali-rhyolites, rockallite-porphyries, aplites, dolerites and doubtfull lamprophyres.

The only definitely known extrusives are volcanic breccias, which occur on wide areas in the Cape Simpson complex and on a small one in the Cape Parry complex. They probably belong to various series of eruptions. Lavas have not been observed with certainty.

In chapter 1 some metamorphic rocks are mentioned. In several places the sediments have been strongly metamorphosed by the intrusives, but in general the contact influence has been rather small. Metamorphosed igneous rocks helped to establish the succession of local acid and widespread basaltic igneous activity. A dolerite, cut and partly assimilated by the syenite was found at Mount Forchhammer, thus showing the basalt to be the older rock. Signs of fumarolic activity found in the Cape Simpson complex (see fig. 8, page 20) are described.

In chapter 2, the age of the magmatic rocks is discussed. As sediments contemporaneous with or younger than the intrusions and extrusions could not be found on Traill Island, stratigraphical correlation only gives a lower limit for the age of the igneous rocks. In several parts of northeastern Greenland the widespread dolerites are known to be in contact with tertiary sediments containing fossils. This makes it possible to determine the age of the basalts within narrow limits. As basalts occur also in the igneous complexes of Traill Island and are in contact with some of the acid rocks, the period of the local magmatic manifestations could be approximately established. They took place between upper Cretaceous and younger Tertiary.

Structure.

(See chapter 3.)

In two sections, one along Kong Oscar Fjord and the other along the Vegasund, the main structural features of the post-devonian area can be studied. Several big faults were observed, all younger than the dolerites and running more or less in a N-S direction. The downthrown limbs are always on the eastern side of the faults, i.e. towards the atlantic coast of Greenland. Folding is unimportant and seems to be caused by faulting where it occurs (Holmsvik syncline). Over the whole post-devonian area, with the exception of the igneous complexes and their surroundings, the beds dip slightly to the N and NW.

The structure of the igneous complexes is determined by the intrusions and extrusions of the acid magmas.

In the Cape Simpson complex two parts are distinguished by the writer, the Three Bay Zone and the syenite intrusives. The cup-shaped „Dreibuchtenzone", which contains nearly all the different igneous rocks known on Traill Island and two blocks of sediments, is surrounded by the syenite which forms an almost complete ring around it (see fig. 2, page 8). The „Dreibuchtenzone" is the result of a long sequence of intrusions and extrusions. It shows a very intricate structure. It formed the roof of the volcanic center before the intrusion of the syenite. When the syenite magma advanced, the direct way from the magmatic center upwards was barred by the older intrusives. This seems to be the reason, why the syenite body forms a funnel around the „Dreibuchtenzone".

The intrusion of the syenite was one of the youngest and certainly the strongest manifestation of the acid igneous activity in the Cape Simpson complex. Therefore the structures in and around the complex are caused or strongly influenced by it. During this event the former roof of the magmatic center was lifted up. Later a subsidence took place along the faults, some of which can be observed to the east of Drømmebugt. At the outer contact of the main syenite body the sedimentary beds are dragged up. On the western side of the Cape Simpson complex occurs a thick body of triassic and jurassic layers thrusted over upon beds of younger (Jurassic and Cretaceous) age. Several facts indicate that this overthrust was caused by the intrusion of the syenite which pushed the whole block of sediments out of its former position.

Similar facts were observed in the Cape Parry complex. Here the syenite was likewise intruded around the former roof of the magmatic center, but in the form of several telescoped funnels. Jurassic and Cretaceous beds were lifted up by the outermost intrusion.

The two igneous complexes are separated by Mountnorris Fjord, but similar structure and rocks in both suggest a connection between the two centers of volcanism.

Possibly the faults in the post-caledonian area are connected with the local igneous activity and accentuated by it. This is suggested by the fact that the faults and the intrusion of the syenite are both younger than the dolerites.

Morphology.

(See chapter 4.)

The landformations observed on Traill Island are the result of several cycles of erosion. Changes of climate and sea-level have had a strong influence. The valleys, the more important of which are fjords today follow such structural lines as faults, synclines and contacts of the igneous complexes.

Remarks concerning the geological map.

The map is based on an enlargement of the aerophotogrammetrical map 1:250000 of north-eastern Greenland, issued by the Danish Government. Many parts of this map had to be changed with the help of sketches and photos made in the field, and the topography is by no means correct but gives only a general idea of the landformation.

Einleitung.

Die Traill Insel gehört zu dem schmalen Streifen längs der Küste NE-Grönlands, der von devonischen und jüngeren Sedimenten gebildet wird. Im folgenden soll eine kurze Übersicht über die Lage dieses Gebietes gegeben werden.

Durch die kaledonische Faltung wurde die breite kaledonische Geosynklinale, die von sehr mächtigen praekambrischen und kambrosilurischen Schichtfolgen ausgefüllt war, der E-Seite des alten grönländischen Schildes angegliedert. Die NE-grönländische Küstenzone verlor damit ihren Geosynklinalcharakter und wurde zum Semikratogen. Dies geschah in verschiedenen Phasen und in mehreren, durch starke Granitisation gekennzeichneten Wölbungszonen. Das Resultat der Faltung und der auf sie folgenden, tiefgreifenden Erosion war eine akzentuierte Landschaft mit hochliegenden Gebieten in den Wölbungszonen, zwischen denen sich mehr oder weniger tiefe Senken befanden.

Die postkaledonischen, uns in Form junger Ablagerungen (Devon bis Tertiär) überlieferten geologischen Ereignisse spielten sich alle in den Senken im Bereich der verfestigten kaledonischen Geosynklinale ab. Eine gute Zusammenstellung der verschiedenen Bewegungen und Ablagerungen in dieser Zeitspanne hat Lauge Koch gegeben (lit. 12).

Die tiefste und grösste der besprochenen Senken ist die von Lauge Koch Königsbucht genannte, die im N und W von den Wölbungszonen Miko, Mito und Vela begrenzt ist und sich im S weit zwischen die Zonen Vela und Mifa fortsetzt (lit. 12, Fig. 10, S. 136). Die Verbindung der Bucht mit dem Meer befand sich im E, zeitweise wohl auch im S zwischen den Zonen Vela und Mifa. Im Zentrum der Königsbucht liegen die Inseln Traill und Geographical Society.

Nachdem Dr. Lauge Koch auf seinen Reisen in den Jahren 1926/27 die grossen Züge der NE-grönländischen Geologie richtig erkannt hatte, untersuchten er und seine Mitarbeiter in jahrelanger Forschung die Einzelheiten der Tektonik und der Stratigraphie. So bearbeitete Prof. Dr. C. E. Wegmann die Velazone im W der Königsbucht (lit. 31), während Dr. H. Bütler dem Devon am W-Rand der Bucht eingehende Studien widmete (lit. 4, 5, 6). Es war deshalb von grossem

Interesse, die Weiterentwicklung der Bucht in den jüngern Zeitabschnitten kennen zu lernen. Mit dieser Aufgabe betraute Dr. LAUGE KOCH meinen Freund H. STAUBER und mich, indem er uns beauftragte, die postdevonischen Teile der Inseln Traill und Geographical Society zu erforschen (vgl. lit. 22, Vorwort).

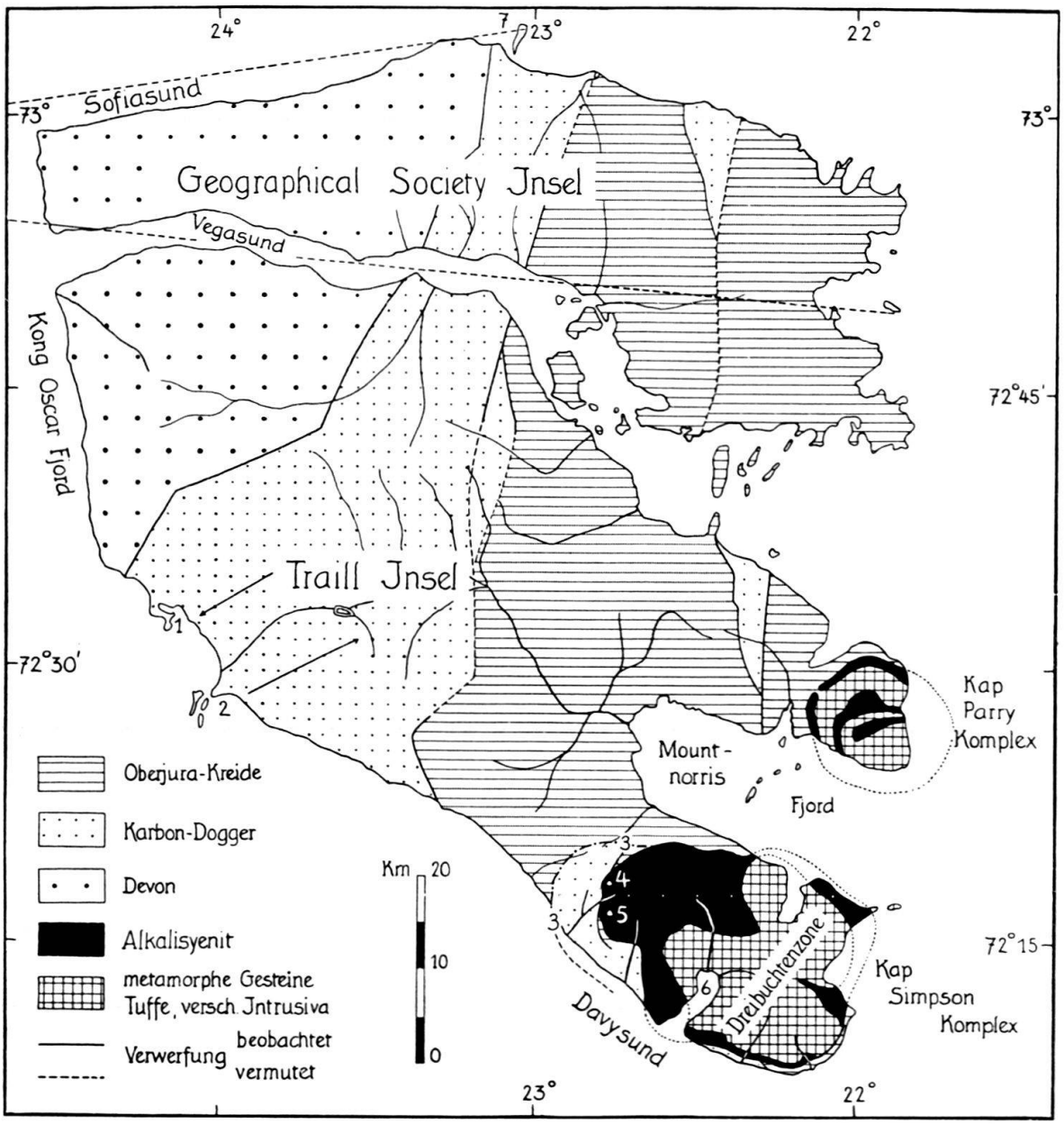


Fig. 2. *Tektonische Skizze der Inseln Traill und Geographical Society.*

1 Holmsviksynklinale; 2 Haslumantiklinale; 3 Steenstrupüberschiebung; 4 Steenstrupberg; 5 Forchhammerberg; 6 Drømmebugt; 7 Robertson Insel.

In zwei vorläufigen Mitteilungen (lit. 22, 23) sind die Resultate dieser Arbeiten skizziert worden. Fig. 2 ist aus einer derselben etwas abgeändert übernommen worden, um den Zusammenhang der hier näher beschriebenen Gebiete mit den übrigen Teilen der Inseln zu vermitteln. Schon die ersten Rekognoszierungsreisen hatten ergeben, dass saure Magmagesteine als Intrusiva und Extrusiva auf der

Traill Insel verbreitet sind, und zwar in zwei geographisch geschlossenen Bezirken, dem Kap Simpson Komplex und dem Kap Parry Komplex[1]) (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-Schiefern 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 Alkaliquarzsyenite.

Hellgraue, mittel- bis grobkörnige, in den Randzonen porphyrisch entwickelte, leuko- bis mesokrate Gesteine. Feldspäte bilden den Hauptbestandteil, Quarz ist von blossem 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 kleinkörnig, 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 hieher 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 Porphyr 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 Porphyr 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 Gänsebucht (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 Quarzporphyr.

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 hieher 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 Kluftflächen 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 Kluftsystemen, 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 Auswurfsbrekzien 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.

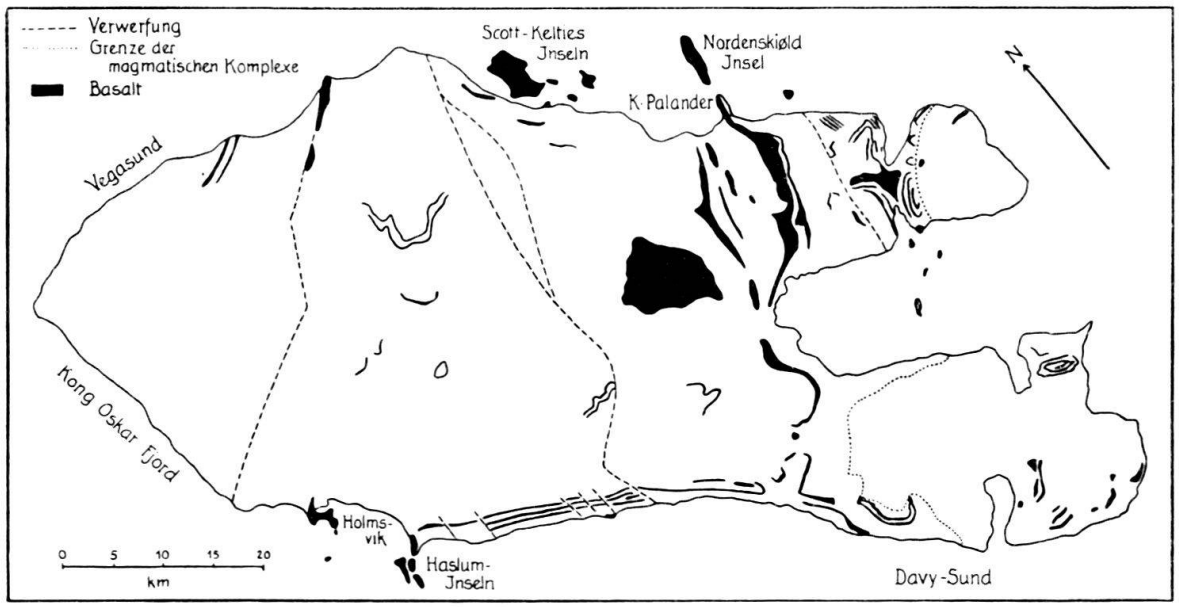


Fig. 3. *Verbreitung der Basalte auf der Traill Insel.*

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. Nordenskiøld 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 Claveringinsel 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 Gänsebucht (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.

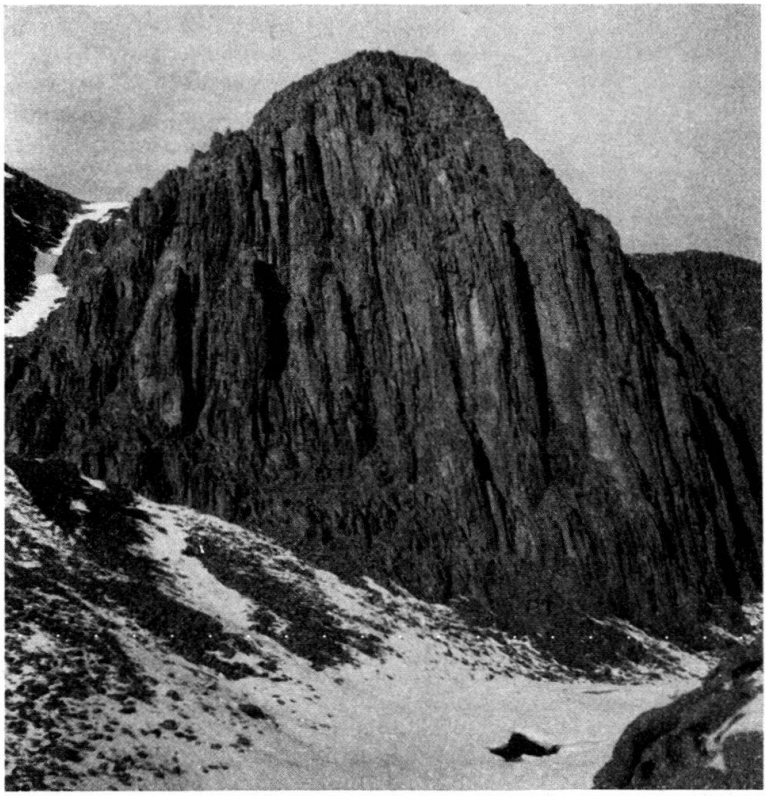


Fig. 4. *Doleritsill mit säuliger Absonderung auf der Geographical Society Insel.* Phot. H. P. SCHAUB Sept. 1936.

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 Haupterscheinungsformen 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).

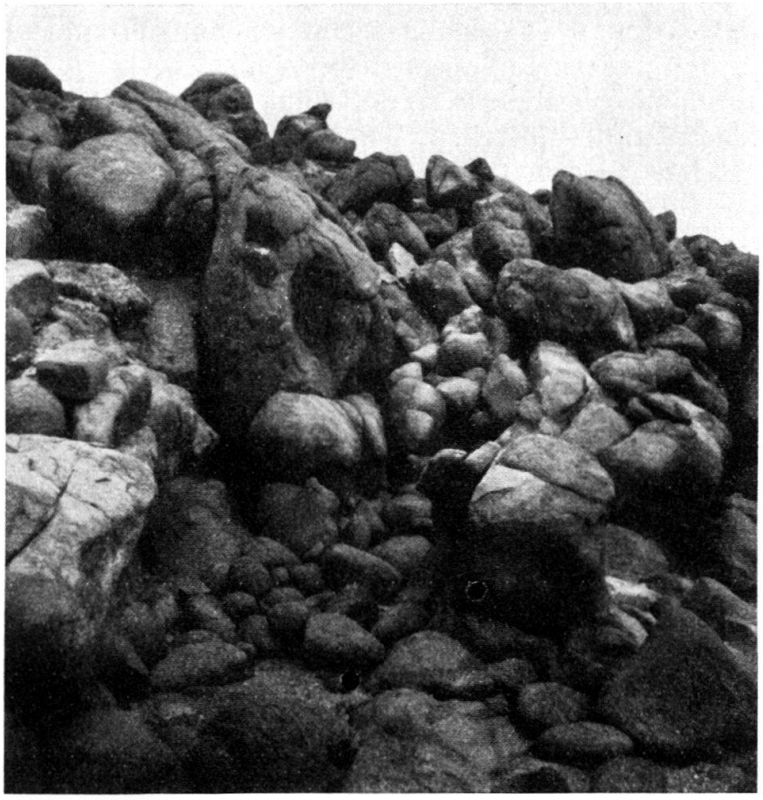


Fig. 5. *Doleritsill mit Wollsackverwitterung, Geographical Society Insel.*
Phot. H. P. Schaub Sept. 1936.

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-

BIBLIOTHEK der E. T. H. ZÜRICH

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 steilaufsteigenden 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 $^2/_3$ 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-Schiefern 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 Beispiel[2]) 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 handeln[3]).

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 Steenstruptal (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.

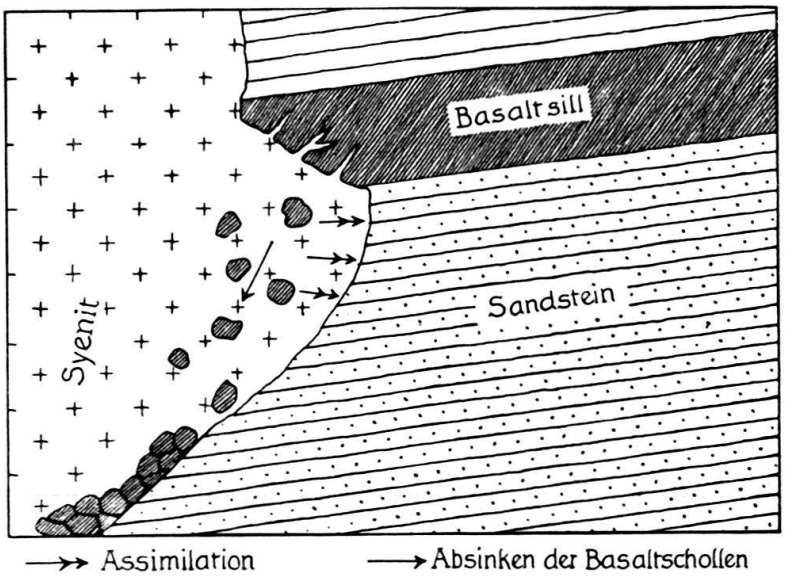


Fig. 6. *Schematische Darstellung des Syenitkontaktes am Forchhammerberg.*

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, ausübten, in Betracht zieht, wird man zur Ansicht kommen, dass eine Aufschmelzung der Sandsteine durch die Basalte unmöglich ist.

Ebenfalls im Steenstruptal 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 Syenitintrusivs 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

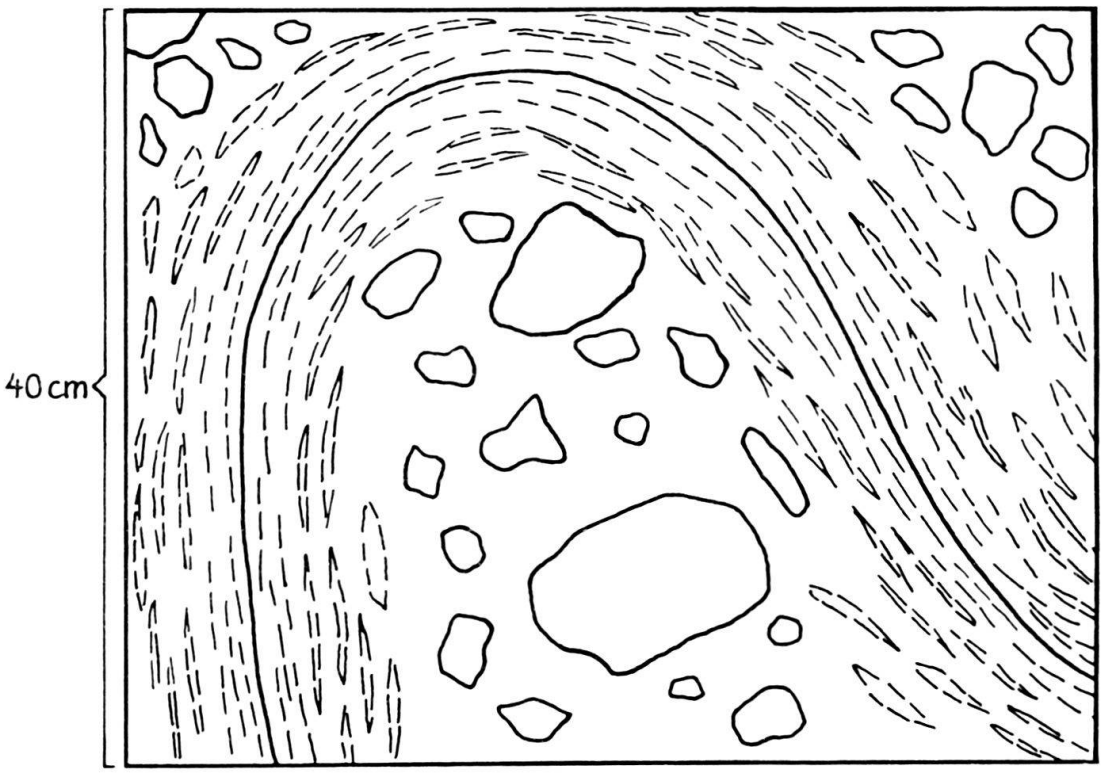


Fig. 7. *Umwandlung von Brekzientuff durch Bewegungsdeformation.*

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.

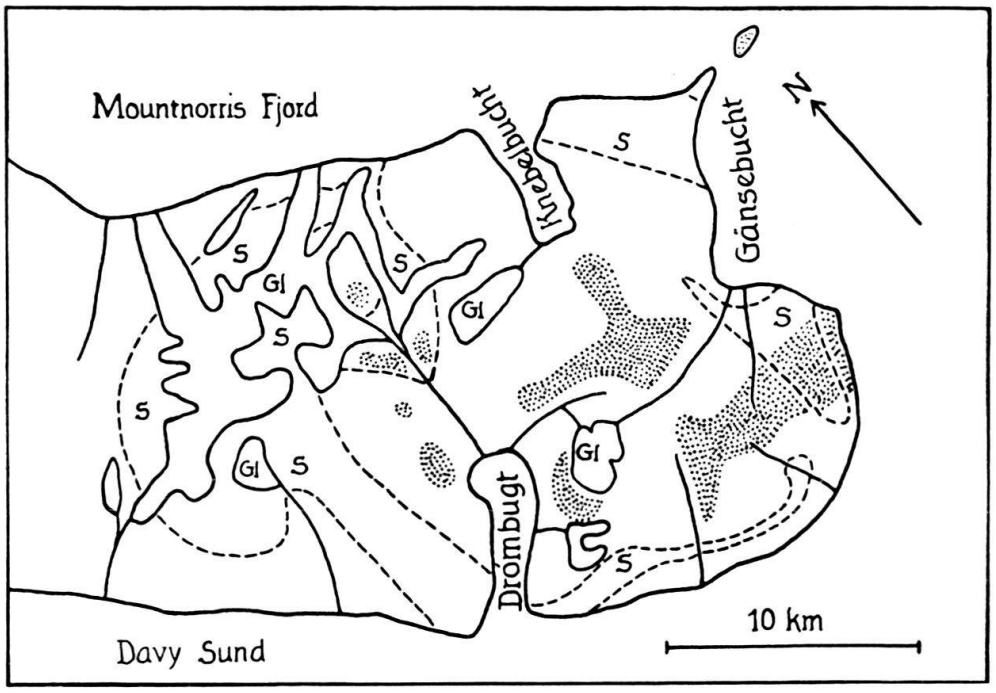


Fig. 8. *Kartenskizze der Fumarolentätigkeit im Kap Simpson Komplex.*
S Syenit; punktiert Zonen starker Fumarolentätigkeit; Gl Gletscher.

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 (76¾° n. B.) verfolgen lassen.

Nun zieht sich allerdings von der NE-Bucht im Scoresbysund bis hinauf zum Hochstettervorland (75½° 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 Clavering 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

der Brüche erst nach dem Aufdringen der Basalte entstand. Dagegen ergaben die bisherigen Untersuchungen, dass tertiäre Basalte nur sehr selten in die kaledonisch gefalteten Schichten eindringen. Sie sind vielmehr im grossen und ganzen auf das Sedimentationsgebiet der postkaledonischen Formationen beschränkt, wo sie allerdings, wie zum Beispiel auf der Clavering Insel (lit. 3, I) auf kaledonische Granite, die die Unterlage permokarbonischer Sedimente bilden, zu liegen kommen können. Innerhalb der postkaledonischen Serien nimmt ihre Häufigkeit von unten nach oben zu (vgl. lit. 22 und 23, Taf. 2). Sie sind also im Devon selten, sehr zahlreich jedoch in Jura und Kreide. Noch grössere Mächtigkeit haben die Basaltergüsse, die aber auf dem Küstenstrich S vom Scoresbysund und auf die Gegenden N vom Kaiser Franz Joseph Fjord (lit. 10) beschränkt sind.

Die verschiedenen Basalttypen.

Lauge Koch (lit. 10) und H. G. Backlund (lit. 3, I) haben versucht, die Basalte in drei verschiedene Typen einzuteilen, und zwar nach der Form ihres Auftretens. Sie benützen also geologische, nicht petrographische oder chemische Merkmale. So unterscheidet L. Koch:

1. The common monotonous basalt, occuring in thin, horizontal-lying strata,
2. Central eruption, comprising volcanoes with acid lavas, tuff, etc.,
3. Intrusive sills.

Unter 1 versteht L. Koch, wie aus anderen Stellen der zitierten Arbeit hervorgeht, Basaltergüsse.

Unter 2 fasst er basaltische Vulkane zusammen mit den Vorkommen saurer tertiärer Magmatite. Spätere Untersuchungen haben jedoch ergeben (vgl. A. K. Orvin, lit. 17), dass Koch mächtige Sills für die Reste von Zentraleruptionen hielt, so dass von seinem zweiten Typ nur die Vulkane mit sauren Laven übrigbleiben. Für die Einteilung der Basalte kommen also nur noch die unter 1 genannten Ergüsse und die Sills in Betracht. Es mag darauf hingewiesen sein, dass L. Koch nirgends von verschiedenem Alter der drei Typen spricht.

H. G. Backlund (lit. 3, I) nimmt die Dreiteilung der Basalte wieder auf, wobei allerdings L. Koch's klare Klassierung stark verwischt wurde. Er unterscheidet:

1. konzentrische Flachintrusionen,
2. areale Ergüsse,
3. mächtige Anhäufungen von Laven.

Wie H. G. Backlund's Karte vom E-Teil der Clavering Insel in der zitierten Arbeit mit aller Deutlichkeit zeigt, handelt es sich bei seinen konzentrischen Flachintrusionen um Sills.

Auch die arealen Ergüsse sind, wie H. G. Backlund selbst schreibt, zum Teil Lagergänge. Als Beispiel eines Ergusses führt er nur einen Basalt am Kap Franklin an. Dafür, dass es sich um einen Deckenbasalt handelt, spricht in diesem Falle nur, dass der Basalt auf dem Berggipfel liegt und säulige Absonderung zeigt. Es gibt aber mehr als genug Sills in NE-Grönland, die ebenfalls säulige Absonderung aufweisen und Gipfel krönen.

Mit den mächtigen Anhäufungen von Laven scheint H. G. BACKLUND, wenn ich ihn recht verstehe, Ergüsse zu meinen.

Diese drei Basalttypen sollen nach H. G. BACKLUND verschiedenaltrig sein. Da er aber seinen Lesern den Beweis dafür schuldig bleibt, können seine drei Gruppen auf Lagergänge und Ergüsse beschränkt werden. Neben den Basalten verbleiben dann noch die sauren Intrusiva und Extrusiva.

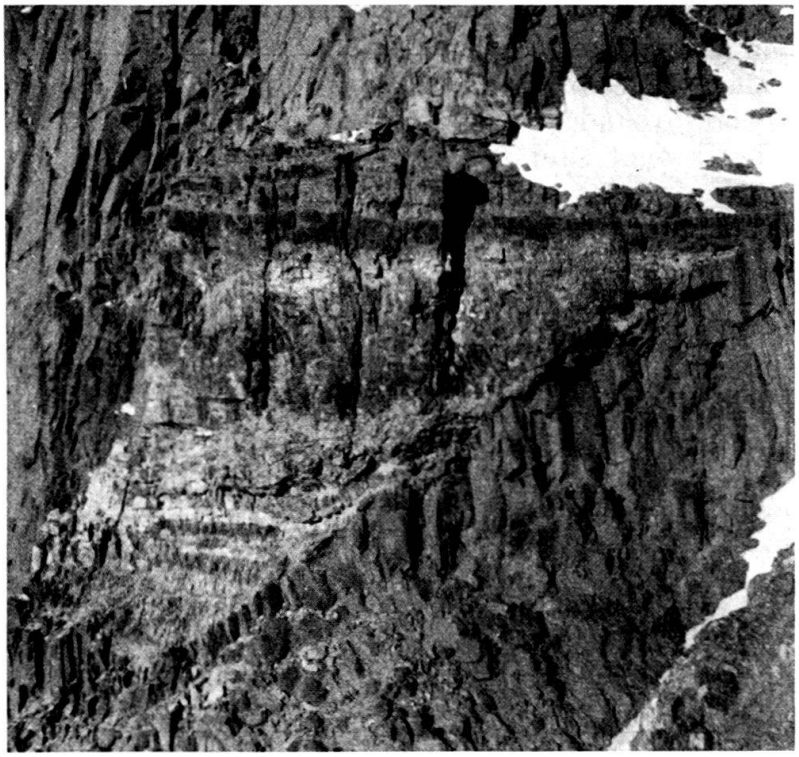


Fig. 9. *Sedimentscholle in einem Basaltsill auf der Geographical Society Insel.*
Die Aufnahme zeigt, wie wenig der Einschluss, der die Sillnatur des Basaltes beweist, beeinflusst ist. Die säulige Absonderung im Basalt ist ebenfalls deutlich sichtbar.
Phot. H. P. SCHAUB Sept. 1936.

Wir kommen daher für die magmatische Tätigkeit, die N von Scoresbysund in spätkretazischer und tertiärer Zeit stattgefunden hat zu folgender Einteilung:

I. Basalte, in den postkaledonischen Sedimenten, auf grosse Strecken verbreitet:
   a) Lagergänge (Typ 3 von L. KOCH),
   b) Ergüsse (Typ 1 von L. KOCH).

II. Saure Magmatite und deren Tuffe, von lokalen Herden ausgehend (Typ 2 von L. KOCH).

Auf der Traill Insel finden sich keinerlei Anzeichen dafür, dass die Dolerite zu verschiedenen Zeiten emporgedrungen sind. Vielmehr scheint ihr Auftreten hier wie in den anderen Gebieten NE-Grönlands, die mir bekannt geworden sind, geologisch sehr einheitlich.

Basaltintrusionen und -effusionen können bekanntlich während sehr langen Zeiträumen kontinuierlich vor sich gehen. So brauchen die beiden Basalte, die A. K. ORVIN (lit. 18) im Woodvalley bei Myggbukta feststellte, durchaus nicht

zwei zeitlich getrennten Basaltphasen anzugehören, obgleich im einen ein Tal eingeschnitten ist, über das der andere hinwegfliesst. Daraus ergibt sich nur, dass sie nicht gleichaltrig sind, sie können aber sehr wohl ein und derselben Basaltphase angehören.

An Hand petrographischer und chemischer Untersuchungen hat D. MALMQUIST den Versuch gemacht, die durch H. G. BACKLUND vorgenommene Dreiteilung der Basaltformation zu stützen. Ob auf diese Weise verschiedene Basalttypen nachgewiesen werden können, bleibt abzuwarten, da die Arbeit von D. MALMQUIST auf mangelhafter geologischer Grundlage fusst.

Das Alter der Basalte.

Wie oben festgestellt wurde, treten die Basalte auf den Inseln Traill und Geographical Society in sämtlichen Schichten vom Devon bis zur oberen Kreide als Sills auf. Für die obersten Lagergänge ergibt sich, dass sie jünger als die oberkretazischen Schichten sein müssen, also mindestens spätoberkretazisch. Da sich die Basalte nirgends in die heutigen, im Quartär entstandenen Täler ergiessen, dürften sie nicht jünger als oberes Tertiär sein. Das Alter der Basalte lässt sich jedoch ausserhalb der Traill Insel etwas näher festlegen. In den folgenden Abschnitten verstehen wir unter Basalten nur die Dolerite, da die porphyrischen Basalte und diejenigen mit grossen, tafeligen Feldspäten, die auf der Traill Insel vorkommen, sehr selten sind im Vergleich zu den Doleriten und ausserdem in den bisherigen Einteilungen nicht erwähnt werden.

Für die Lagergänge, die in den Schichten des Karbons und der Trias liegen, lässt sich allerdings ein jungkretazisches bis tertiäres Alter im Felde nicht nachweisen. Deshalb kam L. KOCH (lit. 10) zur Auffassung, ein Teil der Sills auf der Traill Insel sei permokarbonen Alters und gehöre zur sogenannten Kap Fletcher Serie. Es wurde aber schon oben darauf hingewiesen, dass das Auftreten der Basalte in allen Schichten sehr einheitlich scheint, so dass die Annahme, dass sie gleichaltrig sind, gerechtfertigt ist.

Weitere Anhaltspunkte für das Alter der Basalte ergeben sich aus benachbarten Gebieten NE-Grönlands. Schon 1870 wurde auf der Sabine Insel eine tertiäre Flora entdeckt, welche O. HEER (lit. 8) ins Miocaen stellte, die nach F. J. MATHIESEN (lit. 14) aber eocaen sein soll. Diese Schichten wurden neuerdings von W. MAYNC (lit. 15) an anderen Stellen wiedergefunden, wo sie von den Basalten durchschlagen und überlagert werden. Ferner fand A. K. ORVIN (lit. 18) in der Nähe der Myggbuktastation (Hold with Hope) einen Basaltstrom, der eine tertiäre Talrinne überlagert. Im alten Flusslauf entdeckte er Sande und Konglomerate mit eingeschwemmten Hölzern, die nach O. A. HOEG (lit. 9) auf tertiäres Alter der Schichten hinweisen. An den genannten Vorkommen tertiärer Sedimente sind also Basalte vorhanden, die jünger als diese Schichten sind. Das alte Flussbett bei Myggbukta ist aber selbst wieder in einen Basalt eingeschnitten, dieser ist also älter als das tertiäre, eingeschwemmte Holz.

Ein drittes Vorkommen tertiärer Schichten ist dasjenige beim Kap Dalton S vom Scoresbysund, welches zuletzt von L. R. WAGER (lit. 29, II) untersucht wurde. Er kommt zum Schluss, dass die Basalte dort älter sind als die Schichten, welche J. P. J. RAVN (lit. 19, 20) anhand der gefundenen Fossilien ins untere oder mittlere Eocaen stellt. In der Gegend von Kangerdlugssuak dagegen fanden L. R. WAGER & W. A. DEER (lit. 30) unter den Basalten Sedimente, die anhand von Belemniten- und Pflanzenfunden als mittleres Senon und unteres Eocaen

bestimmt werden konnten. Durch die beiden Vorkommen tertiärer Schichten wurde demnach das Aufdringen der Deckenbasalte ziemlich scharf umgrenzt, da unteres Eocaen an der einen Stelle älter, an der anderen jünger als die Basalte ist. Doch ist keineswegs nachgewiesen, dass die Basaltdecken S vom Scoresbysund gleichaltrig sind wie die Lagergänge und Ergüsse in den nördlichen Gebieten. Gerade hier aber lässt sich das Alter der Basalte nur sehr ungenau bestimmen, hauptsächlich weil die tertiäre Schichtfolge in horizontaler und vertikaler Richtung sehr unvollständig ist. Man bekommt jedoch den Eindruck, dass während eines langen Zeitraumes kontinuierlich basaltisches Magma emporgedrungen ist, und zwar im Laufe des Alttertiärs. Es ist aber auch durchaus möglich, dass ein Teil der Basalte noch kretazisch ist, so dass nicht ohne weiteres von einer tertiären Basaltformation gesprochen werden darf.

DIE SAUREN MAGMATITE UND IHR GANGGEFOLGE.

Das Vorkommen saurer Magmatite in NE-Grönland.

Saure Magmatite sind in NE-Grönland in den postkaledonischen Ablagerungen frühzeitig bekannt geworden. Das erste Vorkommen, das beschrieben wurde, liegt auf der Bochusspitze am Kap Broer Ruys und wurde 1870 von der deutschen Koldewey-Expedition entdeckt. 1890 brachte die schwedische Nathorst-Expedition saure Intrusivgesteine vom Kap Parry mit. 1907 stellte O. Nordenskiøld auf Canning-Land S vom Davysund saure Intrusiva fest, die als Kap Fletcher Serie bezeichnet wurden. Durch die späteren Untersuchungen mehren sich die bekannt gewordenen Vorkommen saurer Magmatite. Zugleich aber ergibt sich auch, dass saure Magmen zu verschiedener Zeit im Gebiet der postkaledonischen Sedimente NE-Grönlands aufgedrungen sind.

Bis jetzt konnten die Gesteine von drei magmatischen Zyklen nachgewiesen werden. Zwei derselben sind genau datiert worden. Einmal ist hier zu nennen die von H. Bütler (lit. 6) erstmals genauer definierte Kap Fletcher Serie, die nicht, wie früher angenommen wurde, permokarbonen Alters ist, sondern ins Mitteldevon gehört. Sie kommt S von Davysund im Canning-Land und auf der Wegener-Halbinsel vor. Die ebenfalls von H. Bütler definierte Mount Høgbom Serie (lit. 4, 5, 6) ist oberdevonisch und wurde am Moschusochsenfjord und auf der Ymer Insel festgestellt. Die Gesteine dieser beiden Serien kommen in den von mir untersuchten postdevonischen Teilen der Traill Insel nicht vor. Viel später erscheinen wieder saure Magmatite in NE-Grönland, deren Alter nicht so genau bestimmt werden konnte, die aber als oberkretazisch bis tertiär zu betrachten sind. Hierher gehören das Vorkommen am Kap Broer Ruys, die Rhyolite, die H. G. Backlund und D. Malmquist von Kap Franklin (lit. 3, II) beschrieben, und sechs magmatische Zentren längs der Küste zwischen dem Scoresbysund und Angmassalik, die von L. R. Wager (lit. 29, I) kartiert wurden.

Ausser den drei genannten, magmatischen Serien nimmt H. G. Backlund die Existenz eines karbonischen Vulkanismus an (lit. 2), der hauptsächlich in den Pictet und Werner Mountains SW vom Davysund und vom Kong Oscar Fjord, aber auch auf der Traill Insel auftreten soll. Er nimmt für ihn den Namen Kap Fletcher Serie in Anspruch. Es kann hier nicht auf die Diskussion über das Alter und die Definition der Kap Fletcher Serie eingetreten werden, es sei nur gesagt, dass Gesteine des karbonen Vulkanismus auf der Traill Insel nicht festgestellt werden konnten. Dies spricht nicht gegen ihr Vorhandensein in den Gebieten SW von Davysund und Kong Oscar Fjord.

Auf der Traill Insel ist vielmehr, wie noch ausgeführt werden soll, die spätkretazisch-tertiäre magmatische Tätigkeit stark entwickelt. Damit wird die Vermutung G. W. TYRELL's bestätigt, der auf Grund von Handstücken vom Kap Parry tertiäre Magmatätigkeit im Kap Parry Komplex für wahrscheinlich hielt (lit. 27).

Die Altersfolge der sauren Magmatite und ihres Ganggefolges im Untersuchungsgebiet.

Aus dem bisher Gesagten geht hervor, dass in den beiden Komplexen der Traill Insel während langer Zeit magmatische Tätigkeit geherrscht hat. Zu verschiedenen Malen drangen Magmen empor. Es handelt sich dabei um zwei getrennte Erscheinungen (vgl. lit. 22), um lokale Herde, an denen vorwiegend saure Magmen teilnehmen, und um Basaltintrusionen und -extrusionen, die sich auf grosse Gebiete erstrecken. Damit soll nicht gesagt sein, dass die sauren Magmen nicht möglicherweise Differentiate des gleichen Stammagmas, dem die Basalte angehören, sein können (dies ist die Ansicht von H. G. BACKLUND und D. MALMQUIST in lit. 3). Ist das der Fall, so hat die Differentiation der sauren Magmen nur in einigen wenigen, verhältnismässig kleinen Herden stattgefunden, während die Basalte areale Verbreitung besitzen.

Da aber die Basalte die genauere Altersbestimmung der sauren Eruptiva und ihres Ganggefolges ermöglichen, ist es nötig, eine Zusammenstellung sämtlicher Magmatite der Traill Insel zu geben, nicht nur derjenigen, die auf die Komplexe beschränkt sind. Fortschreitend vom Älteren zum Jüngeren lässt sich nachstehende Reihenfolge feststellen:

Rotbraune Quarzporphyre
Tuffe (nur zum Teil)
Dolerite
Graue Syenitporphyre
Helle Lagergänge (Syenitporphyre)
Syenit und Granit
Gänge im Syenit und im Granit
Gänge in den Sedimenten
Fumarolentätigkeit.

Die übrigen Gesteine lassen sich vorläufig noch nicht einreihen, doch wird vielleicht eine petrographische Untersuchung des Gesamtmaterials weitere Anhaltspunkte ergeben.

Aus den Kontaktverhältnissen zwischen den Sedimenten und den sauren Magmatiten lässt sich auf der Traill Insel feststellen, dass die Magmatite, mit Ausnahme vielleicht der rotbraunen Quarzporphyre, die schlecht aufgeschlossen und daher fraglicher Stellung sind, jünger als die sie umgebenden Jura-Oberkreide-Schichten, aber älter als die Anlage des heutigen Talsystems sein müssen. Eine genauere Datierung ist auf der Traill Insel weder für die Basalte noch für die sauren Gesteine möglich, da jüngere Schichten als Oberkreide fehlen.

Nehmen wir die Basalte einmal als alttertiär an; dann finden wir für die sauren Magmatite auf der Traill Insel folgende Altersmöglichkeiten:

Gänge Syenite, Granite Syenitporphyre	jungtertiär bis alttertiär

Tuffe (teilweise)	alttertiär bis
Rotbraune Quarzporphyre (?)	oberkretazisch

Genauer lässt sich das Alter vorläufig nicht bestimmen; es kann auch sein, dass Untersuchungen in den benachbarten Gebieten eine Verschiebung der Einteilung nach oben oder nach unten herbeiführen werden.

Auf den Chemismus der sauren Magmatite kann vorläufig, solange die Proben nicht untersucht sind, nicht eingegangen werden. Immerhin lässt sich auf Grund der makroskopischen Beobachtungen und der vorläufigen mikroskopischen Untersuchungen aussagen, dass die hauptsächlichsten Intrusiva in den beiden magmatischen Komplexen der Traill Insel miteinander übereinstimmen. Es wird die Aufgabe der petrographischen Untersuchung des Gesamtmaterials sein, wenn möglich die Zusammenhänge näher festzustellen und die magmatischen Vorgänge auf der Traill Insel mit ähnlichen der weiteren Umgebung zu vergleichen.

Kap. 3. Der Aufbau der untersuchten Gebiete.

Die Traill Insel kann nach geologischen Gesichtspunkten in 3 Teile zerlegt werden, nämlich in die vom Devon aufgebaute NW-Ecke, in eine breite, mittlere Zone, in der Karbon, Perm, Trias, Jura und Kreide liegen, und endlich in die beiden Halbinseln N und S vom Mountnorris Fjord, in denen die sauren Magmatite auftreten, deren Untersuchung ein grosser Teil der verfügbaren Zeit gewidmet wurde.

Die Devonablagerungen der Insel und ihre interessante Tektonik wurden schon früher von H. Bütler eingehend studiert (lit. 4, 5). Hier sind deshalb nur die beiden andern Teile der Insel, also die postdevonische Sedimenttafel und die magmatischen Komplexe zu besprechen.

Die postdevonische Sedimenttafel.

(Vgl. Fig. 1, S. 3 u. Fig. 2, S. 8.)

DAS PROFIL AM KONG OSCAR FJORD.

Reist man, von der Ella Insel her kommend, durch den Kong Oscar Fjord der Traill Insel entlang nach S (vgl. Fig. 1, S. 3), so hat man zunächst zur Linken die hohen Devonberge des Kongeborgen mit ihrem steilen, tiefzerklüfteten Absturz gegen den Fjord. Wo jedoch die Küste der Insel aus N-S-Richtung nach SE abbiegt, ändert die Landschaft ihren Charakter. Eine breite, flache Senke, in der karbone Sandsteine mit Fisch- und Pflanzenresten und einige Basaltsills anstehen, zieht hier nach ENE in die Insel hinein.

Die Holmsviksenke, welche Benennung wir für dieses niedere, weite Gebiet wählen wollen, wird durch zwei Faktoren bedingt. Einmal bringt eine grosse Verwerfung die karbonen Schichten neben die Devonsandsteine. Ihre Sprunghöhe muss mindestens 2000 m betragen, da die Devonberge des Kongeborgen ungefähr 2000 m hoch sind, in der abgesenkten Scholle aber nirgends devone Sedimente anstehen. Die Störungsfläche fällt sehr steil nach SE ein, die Bewegung, die an ihr stattfand, war eindeutig vertikal ohne horizontale Verschiebung. Die Verwerfung streicht in allgemein NE-Richtung gegen den Vegasund, weist aber einige Knicke auf. Sie ist jünger als die Basaltsills, die von ihr durchsetzt werden.

Der zweite Faktor, der die Holmsviksenke bedingt, ist eine flache Mulde in den karbonen Sandsteinen. Sie streicht in ähnlicher Richtung wie die grosse

Verwerfung, flacht jedoch gegen NE rasch aus und verschwindet. Im NW-Schenkel der Mulde dürften die Schichten mit ca. 15° nach SE fallen. Sie waren aber im Winter infolge der starken Schneebedeckung nur auf den Halbinseln am Strand NW von Holmsvik aufgeschlossen. Doch hier ist ihre Lagerung durch die Intrusion eines Basaltsills kompliziert. Im SE-Schenkel der Mulde steigen die Sandsteine, begleitet von dem Basaltsill, der die Hasluminseln bildet, mit 30° gegen SE an.

Die Holmsvikmulde ist, wie die grosse Verwerfung zwischen devonen und karbonen Sandsteinen, jünger als die Basalte. Da sie eine lokale Erscheinung ist, liegt die Vermutung nahe, sie stehe mit der Verwerfung in Zusammenhang und sei als eine Stauchung der Schichten an der Störungsfläche zu erklären.

Fig. 10. *Verwerfung in der Karbon-Trias-Serie am Kong Oscar Fjord SE von den Haslum Inseln.*

Die Verwerfung verstellt einen mächtigen Doleritsill. Phot. H. P. SCHAUB März 1937.

SE der Holmsviksenke folgen gegen 1000 m hohe Berge, die von karbonen Sandsteinen aufgebaut werden. In ihnen liegt die Kulmination der Schichten auf einer Linie, die wie die Mulde nach NE streicht. Je mehr die Synklinale aber gegen NE ausflacht, desto mehr verliert auch die Kulmination an Bedeutung. Da SE von ihr immer jüngere Schichten erscheinen, wurde sie in lit. 22 als Haslumantiklinale bezeichnet. Ein eigentlicher SE-Schenkel ist jedoch nicht vorhanden, vielmehr treten die jüngern Schichten (Perm und Trias) in Schollen, die an Verwerfungen nach SE abgesunken sind, auf. Im steilen Absturz der Berge gegen den Kong Oscar Fjord sind Karbon, Perm und Trias in prächtigem Profil aufgeschlossen. Basaltsills verschiedener Mächtigkeit liegen in ihnen.

Eine Reihe von Verwerfungen durchsetzen die Sedimenttafel in NE-Richtung. Ihre Sprunghöhen betragen ungefähr 50—100 m. An allen wurde der SE-Flügel abgesenkt. Sie sind jünger als die Basaltsills, die von ihnen durchschnitten werden (vgl. Fig. 10).

20 km SE von den Haslum Inseln ändert sich das Landschaftsbild zum zweiten Male. Anstelle der hohen, hellen Sandsteingipfel mit ihren Steilabstürzen gegen den Fjord treten dunkle Tafelberge, die etwa 600 m Höhe erreichen. Ihre Flanken zeigen weiche Formen, aus denen nur die Basaltsills als steilere Stufen und Wände hervorstechen. Diese Hügel werden von Oberjura-Kreide-Schichten gebildet, die mergelig sind und deshalb der Landschaft das flache Gepräge geben. Zwischen den Karbon-Trias-Bergen und dem Gebiet der Jura-Kreide-Sedimente verläuft eine weitere grosse Verwerfung, an welcher der SE-Flügel um weit mehr als 1000 m abgesenkt ist. Sie zieht in allgemein N-Richtung über die Insel zum Vegasund. Auch sie durchsetzt die Basaltsills, ist also jünger als diese.

Die Tafelberge bilden die Küste der Insel bis zum Quelltal (Vaelddal). In ihnen treten neben Doleriten auch einige Sills der porphyrischen Basalte auf.

Auf der ganzen Strecke zwischen den Haslum Inseln und dem Quelltal (Vaelddal) zeigen die Schichten ein leichtes Fallen nach N und NW. SE vom Quelltal ändert sich das Landschaftsbild wieder. Die Berghänge gegen den Fjord werden steil und gleichen auffallend den Karbon-Trias-Bergen SE von den Haslum Inseln. Sie sind jedoch nach den neuesten Resultaten von H. Stauber aus Trias, Rhät, Lias und Dogger und den über ihnen folgenden jüngern Sedimenten aufgebaut, und nicht, wie in lit. 22 und 23 angegeben wurde, aus Karbon-Trias. Die ganze Serie liegt an einer Störungsfläche auf Oberjura-Kreide-Schichten. Da aber diese Überschiebung in ursächlichem Zusammenhang mit den Intrusiva des Kap Simpson Komplexes steht, soll sie erst später behandelt werden.

DAS PROFIL AM VEGASUND.

Vom westlichen Eingang des Vegasundes gegenüber der Ella Insel (vgl. Fig. 1, S. 3) bis ca. 35 km E stehen auf der Traill Insel die Sandsteine des Devons an. Hier aber zieht dieselbe grosse Verwerfung durch, die schon am Kong Oscar Fjord NW der Holmsviksenke beobachtet werden konnte und bringt das Karbon neben das Devon. Die karbonen Sandsteine sind hier horizontal gelagert. Sehr deutlich lässt sich feststellen, dass die Verwerfung jünger ist als die Basaltsills, da ein mächtiger Sill von ihr durchschnitten wird. Im Hintergrund eines grossen Tales, das wenig E davon in die Insel hineinzieht, sind eine Reihe weiterer Basaltsills zu erkennen.

Etwa 10 km E von dieser Verwerfung, ungefähr dort, wo der Vegasund nach SE abbiegt, liegt eine zweite grosse Störung, welche Oberjura Kreide-Schichten neben die Karbonsandsteine bringt. Es dürfte sich um die Fortsetzung der Verwerfung handeln, die am Kong Oscar Fjord in der Mitte zwischen den Haslum Inseln und dem Quelltal (Vaelddal) festgestellt wurde und die auch dort Oberjura-Kreide neben Karbon-Trias stellt. Die innern Teile der Traill Insel konnten aber infolge der ungünstigen Umstände nicht untersucht werden, so dass es sich nur um eine wenn auch sehr wahrscheinliche Vermutung handelt.

Nach den Beobachtungen von H. Stauber scheint sich die Störung, wie das in Fig. 2, S. 8 und in lit. 23 Tafel 1 angegeben wurde, in zwei Äste zu teilen, die sich im Innern der Insel wieder vereinigen und einen Keil von Karbon-Trias-Schichten umschliessen.

Diese Verwerfung, wie auch diejenige, die Devon und Karbon voneinander trennt, setzt sich auf der Geographical Society Insel nach N fort.

E von der bedeutenden Störung folgt ein Gebiet flachliegender Oberjura-Kreide-Schichten mit niedrigen Hügeln. Eine Reihe von Basaltsills ist am Aufbau beteiligt. Sie ziehen zur Geographical Society Insel hinüber und bilden eine

Menge von kleinen Inseln und Schären im Vegasund (Skott Keltie Inseln, vgl. Fig. 11). Die niedrige Hügelzone setzt sich über die Traill Insel hinweg bis an den Mountnorris Fjord fort. E von ihr erhebt sich eine lange Front 7—800 m hoher Berge (vgl. Taf. I), deren Westflanke von 15° W fallenden Oberjuraschichten und einem in ihnen liegenden, mächtigen Basaltsill gebildet wird. Dieser steigt vom Kap Palander bis zum Gipfel des Schilt (Skjold) an (vgl. Fig. 12).

Unter dem Basaltsill erscheinen wenig E Kap Palander die obersten Sandsteine der gleichen Trias-Dogger-Serie, die im Kong Oscar Fjord SE vom Quelltal (Vaelddal) beobachtet wurde. Vom Kap Palander bis zur Laes Insel tauchen längs der Küste immer ältere Schichten auf, am weitesten im E finden sich die Sandsteine der Trias.

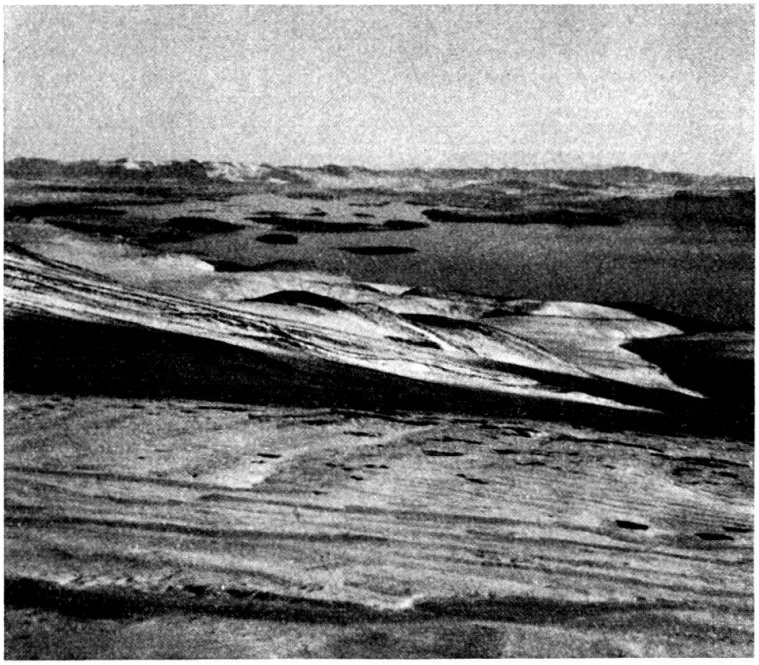


Fig. 11. *Blick von Geographical Society Insel über den Vegasund nach den äusseren Teilen der Traill Insel.*

Im Mittelgrund ziehen die Scott Keltie Inseln über den Fjord.

Phot. H. P. Schaub Sept. 1936.

Bei der Laes Insel aber quert eine weitere grosse Verwerfung, vom Mountnorris Fjord her kommend, die Traill Insel. Sie bringt Oberjura-Kreide-Schichten im E-Flügel neben Trias-Dogger; ihre Sprunghöhe ist also sehr beträchtlich. Sie ist wie alle andern Verwerfungen jünger als die Dolerite, die an ihr verstellt wurden. Ein jüngerer, 20 m mächtiger, dunkler Gang folgt ihr (vgl. Fig. 13). Er ermöglicht eine genauere Altersbegrenzung der Störung, da er zu einer Gruppe von Gängen gehört, die aus den lokalen Herden stammen und jünger als der Syenit sind. Die Verwerfung entstand also vor dem Erlöschen der Magmatätigkeit im Kap Parry Komplex, doch nach dem Aufdringen der Basalte.

Die Oberjura-Kreide-Mergel im E-Flügel der Störung fallen ebenfalls gegen W. Wie später noch ausgeführt werden soll, ist dieses Einfallen zurückzuführen auf tektonische Vorgänge, die beim Aufdringen der Intrusiva des Kap Parry Komplexes stattfanden.

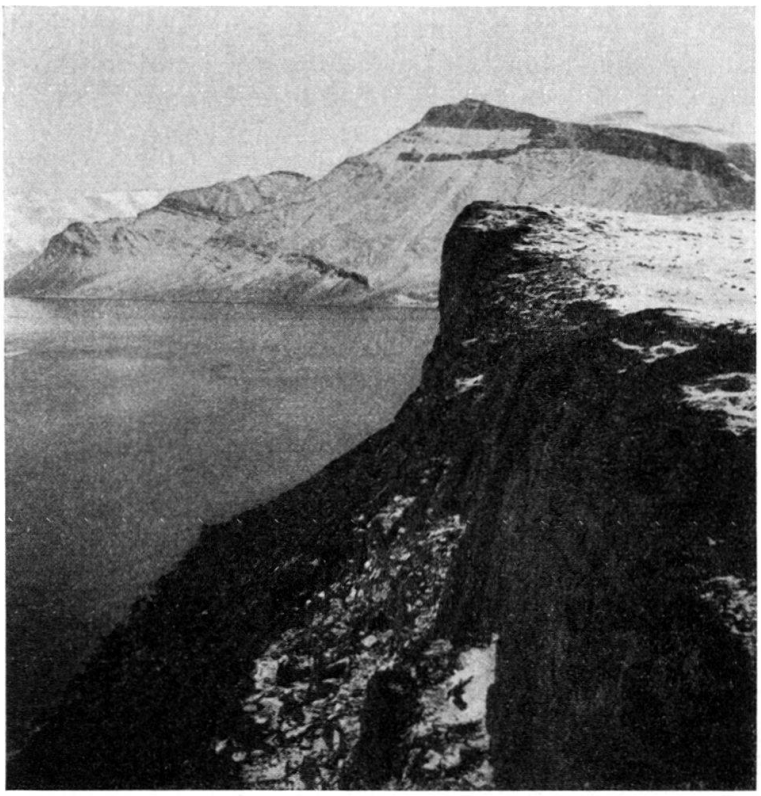


Fig. 12. *Blick vom Kap Palander nach S auf den Schilt (Skjold).*
Das W-Fallen der Schichten und des grossen Basaltsills ist deutlich erkennbar.
Phot. H. P. SCHAUB Sept. 1936.

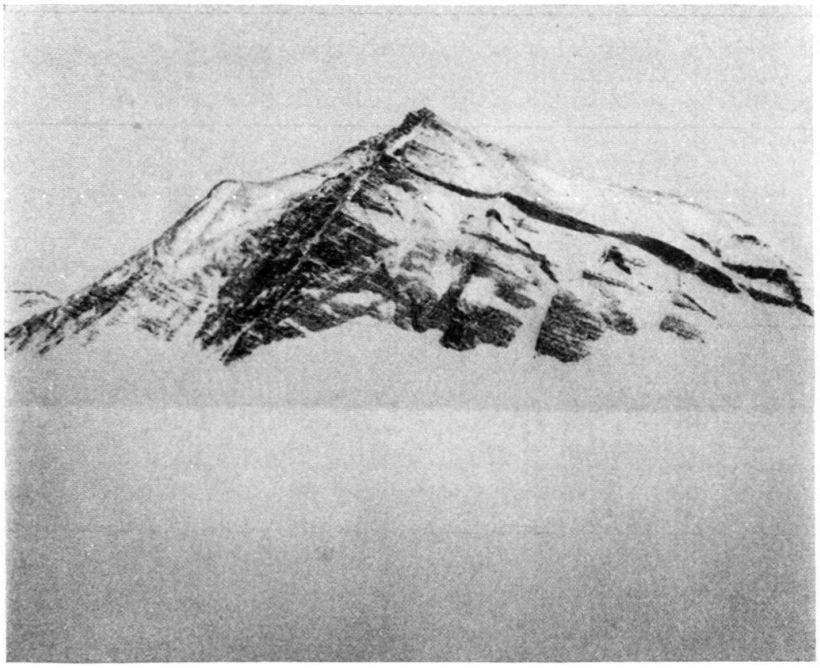


Fig. 13. *Die Verwerfung bei der Laes Insel, vom Fjord aus gesehen.*
Die Verwerfung ist begleitet von einem Gang und einer Reihe paralleler Klüfte. Rechts von der Verwerfung kleine Gänge auf Klüften, einen Basaltsill durchschlagend.
Phot. H. P. SCHAUB Mai 1937.

In den Jura-Kreide-Schichten liegen viele Basaltsills. Am Kap Basalt (Basaltpynt) bilden einige von ihnen eine hohe, steile Wand, die neben den sonst sanft geformten Bergen sehr auffällt (vgl. Fig. 14).

Wenig E von der Aebeltoft Bucht–Begtrup Bucht zieht der W-Kontakt des Kap Parry Komplexes durch, der später behandelt werden soll.

Es mag hier noch erwähnt sein, dass wahrscheinlich eine weitere Verwerfung die postkaledonischen Sedimente und die darin eingelagerten Basaltsills durchschneidet, und zwar in W-E-Richtung. Sie ist durch den ihr folgenden Vegasund zur Hauptsache verdeckt (vgl. Fig. 2, S. 8).

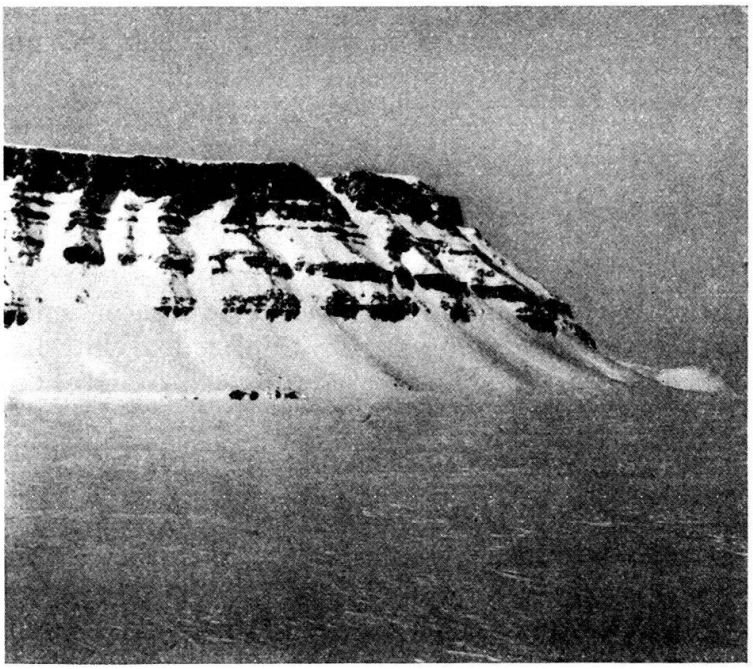


Fig. 14. *Kap Basalt von E gesehen.*
Phot. H. P. Schaub Mai 1937.

ZUSAMMENFASSUNG.

Aus den beiden beschriebenen Profilen längs dem Kong Oscar Fjord und dem Vegasund können die Hauptzüge der Tektonik der postdevonischen Sedimenttafel abgelesen werden:

Nachdem die Basaltsills in die Schichten eingedrungen waren, zerbrach die Tafel in eine Reihe von Schollen. Die Verwerfungen, an denen dies geschah, laufen mehr oder weniger parallel zur Aussenküste Grönlands, ungefähr in N-S-Richtung. Sie senken jeweils den E-Flügel ab und bilden am Aussenrande des grönländischen Kontinents eine Schollentreppe.

Wichtig ist, dass die Verwerfungen nach dem Eindringen der Dolerite, jedoch vor dem Erlöschen der Herde des Kap Simpson und des Kap Parry Komplexes, entstanden. Vorher war eine völlig ungestörte Sedimenttafel horizontal liegender Schichten vorhanden.

Die magmatischen Komplexe.

In lit. 22 S. 38 wurde ausgeführt, dass die beiden magmatischen Komplexe nicht scharf begrenzt werden können. Nach Fig. 2 (S. 8) könnte man zwar annehmen, dass der Aussenkontakt des Syenits die beste Grenze abgeben würde. Da jedoch einerseits grosse Sedimentschollen in den Bau der magmatischen Komplexe mit einbezogen sind, andererseits saure Gänge sich auch ausserhalb des genannten Kontakts finden und die Schichtlagerung, wie noch ausgeführt werden soll, durch die Intrusiva stark beeinflusst wurde, wähle ich eine geographische Begrenzung, die ungefähr den geologischen Tatsachen gerecht wird. Als Kap Simpson Komplex bezeichne ich die Halbinsel S vom Mountnorris Fjord. Seine W-Grenze wird gebildet durch das Quelltal (Vaelddal) und das Bärental (Bjørnedal). Der Kap Parry Komplex bildet die Halbinsel N vom Mountnorris Fjord und reicht nach W bis an die Linie Aebeltoft Bucht–Bärenpass (Bjørnepass)–Begtrup Bucht.

DER KAP SIMPSON KOMPLEX.

Die am Aufbau des Kap Simpson Komplexes beteiligten Gesteine sind zum Teil Sedimente, zum Teil Intrusiva und Extrusiva. Insbesondere das Vorkommen von Tuffen beweist, dass der Kap Simpson Komplex den Unterbau eines Vulkans oder einer Vulkangruppe darstellt. Die Zeit der magmatischen Tätigkeit ist, soweit das bestimmt werden konnte, die jüngste Kreide und das Tertiär. Nach dem Erlöschen des Magmaherdes, welches durch starke Fumarolentätigkeit als letzte vulkanische Erscheinung dokumentiert wird, begann die Erosion die oberen Partien des vulkanischen Baues zu zerstören. Bis heute gelang es ihr aber noch nicht, alle Effusivprodukte abzutragen. Es ist jedoch anzunehmen, dass schon ungeheure Mengen davon erodiert worden sind. Denn der Syenit, der heute im Kap Simpson Komplex Gipfel von durchschnittlich 1000 m Höhe bildet, am Forchhammerberg aber 1500 m erreicht, erstarrte unter einer mächtigen Anhäufung von Tuffen. Wir dürfen deshalb den Kap Simpson Komplex als den Unterbau des oder der ehemaligen Vulkane betrachten.

In einer vorläufigen Mitteilung (lit. 22) wurde der Kap Simpson Komplex in zwei Teile zerlegt, nämlich in die Dreibuchtenzone einerseits und den Syenit andererseits. Doch ist, wie aus der Karte (Tafel I) hervorgeht, eine scharfe Trennung zwischen Syenit und Dreibuchtenzone unmöglich, da Vorkommen des Syenits auch im Innern der Dreibuchtenzone liegen. Beim Aufdringen des Syenitmagmas haben aber so starke tektonische Bewegungen stattgefunden, dass alle früheren Vorgänge unbedeutend erscheinen. Dadurch ist diese Phase der magmatischen Tätigkeit sehr ausgeprägt, so dass sie gut in Gegensatz zu allen früheren, die in der Dreibuchtenzone vereinigt sind, gestellt werden kann.

Ausserdem stand, wie schon in lit. 22 dargelegt wurde, die Dreibuchtenzone dem Aufdringen des Syenitmagmas als geschlossene Masse gegenüber. Durch die verschiedenen, früheren Intrusionen und Extrusionen, deren Magmen sich eng durchdrangen, war das Dach des Kap Simpson Herdes stark verfestigt worden. Als nun das Magma sich einen Weg nach oben suchte, war ihm dadurch das Aufsteigen in vertikaler Richtung verunmöglicht. Eine Schwächezone befand sich dagegen rund um das Herddach. Vermutlich hatten an dieser Linie Senkungen stattgefunden, durch die das bei den vorhergehenden Eruptionen entstandene Massendefizit ausgeglichen wurde (vgl. lit. 21, S. 76). Längs der Schwächezone

drang das Magma von neuem empor, dabei das frühere Herddach, eben die Dreibuchtenzone, trichterförmig umschliessend.

Die Dreibuchtenzone.

Der Bau der Dreibuchtenzone ist, wie schon in lit. 22 ausgeführt wurde, sehr kompliziert. Alle im vorangehenden Text beschriebenen sauren Intrusiva, Extrusiva und auch die Sedimente nehmen an ihm teil. Tuffe, grauer Syenitporphyr und Jura-Kreide-Schiefer haben grosse Verbreitung, während die übrigen Gesteine seltener sind.

Sedimente — mit Ausnahme eines lokalen Vorkommens von Sandsteinen handelt es sich um schwarze Mergelschiefer (Oberjura-Kreide) und aus ihnen entstandene metamorphe Kalke und Kalksilikatfelse — finden sich in zwei grossen Schollen, die getrennt von den Magmatiten behandelt werden sollen.

Die Sedimentschollen.

Die eine der beiden Schollen liegt zwischen der Drømmebugt und dem Föhntal (Føndal) und reicht nach N bis ins Anfangstal (Startdal). Sie zeigt ein allgemeines Fallen gegen das Zentrum des Kap Simpson Komplexes, das durch sekundäre tektonische Vorgänge jedoch oft lokal verändert wurde. Einige Verwerfungen verstärken das Gefälle noch, so dass an der Heimwehfluh (Længselsklipper) am Aussenrande der Dreibuchtenzone Oberjura-Kreide-Schiefer auf ca. 1000 m Höhe liegen, im Anfangstal aber fast auf Meeresniveau auftreten. Es geht daraus deutlich hervor, dass die Dreibuchtenzone gegen das Innere des Kap Simpson Komplexes abgesunken ist. Fig. 15 zeigt zwei dieser Verwerfungen in einer Photographie der Heimwehfluh.

Im Anfangstal (Startdal) sind Oberjura-Kreide-Schichten auf der S-Seite noch vorhanden, auf der N-Flanke jedoch nicht mehr. Die Scholle scheint hier durch den Stock der grauen Porphyre abgeschnitten zu sein. Die Schichten sind an dieser Stelle leicht gefaltet, doch konnte nicht festgestellt werden, ob der Grund dafür im Aufdringen der grauen Porphyre oder im Absinken der Scholle an den Verwerfungen zu suchen ist. Fig. 16 illustriert die Verhältnisse auf der Südseite des Anfangstals (Startdal) und zeigt auch den auf S. 17 erwähnten allmählichen Übergang von Sandstein in ein helles, kristallines Gestein (siehe Bemerkung zu 7 in Fig. 16).

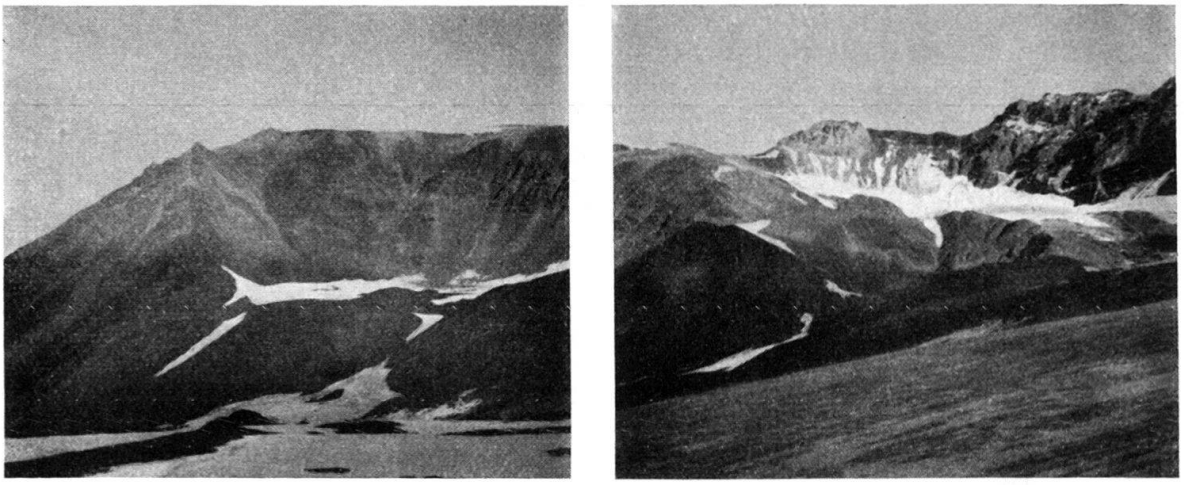
Die zweite Sedimentscholle liegt zu beiden Seiten der Knebelbucht. Auch hier wurden die Schichten durch die Intrusivvorgänge aus ihrer ursprünglich horizontalen Lage gebracht, sie fallen jedoch nicht gegen das Innere des Kap Simpson Komplexes, sondern leicht nach N. Sonstige tektonische Beanspruchung fand nicht statt.

Es mag noch erwähnt sein, dass in beiden Schollen Basaltsills auftreten, die dadurch in passiver Weise ebenfalls am Aufbau des Kap Simpson Komplexes teilnehmen.

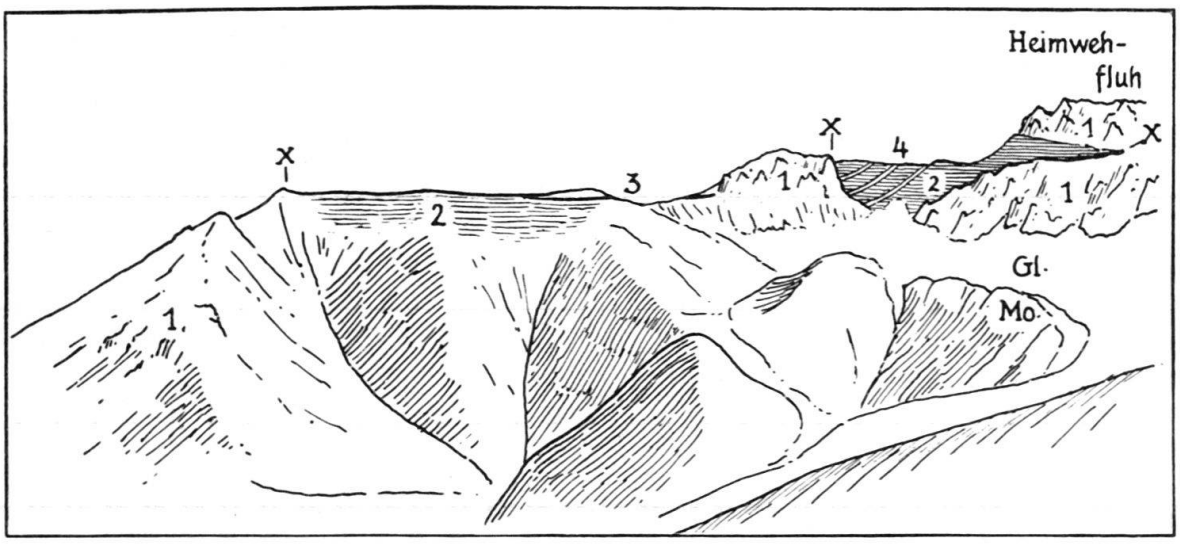
Der Anteil der Magmatite an der Dreibuchtenzone.

Am Aufbau der Dreibuchtenzone sind neben den Sedimenten sämtliche Intrusiva und Extrusiva beteiligt, die im Kap Simpson Komplex vorkommen. Sie stehen miteinander und mit den Sedimenten in so vielfältigem Kontakt, dass es unmöglich ist, diese Verhältnisse genauer zu beschreiben. Wir müssen uns mit einer kurzen Übersicht begnügen.

Die ältesten magmatischen Gesteine des Kap Simpson Komplexes und der Dreibuchtenzone überhaupt finden sich an der Drømmebugt. Es handelt sich um die rotbraunen Quarzporphyre und ähnliche Gesteine, die in die Oberjura-Kreide-Schichten intrudiert zu sein scheinen. Ihr Vorkommen ist sehr beschränkt und ihr Einfluss auf die Dreibuchtenzone dementsprechend gering.



A



B

Fig. 15. A. *Blick aus dem Fluorittal auf die Heimwehfluh (Laengselsklipper).*
Phot. H. P. SCHAUB Sept. 1936.

B. *Geologische Skizze von etwas höherem Standpunkt als die Photos.*
1 Syenit; 2 Oberjura-Kreide-Schichten; 3 Basaltsill; 4 Gänge; Gl Gletscher; Mo Moräne; ×—× Verwerfungen.

Anders verhält es sich dagegen mit den Tuffen. Ihre Verbreitung innerhalb des Kap Simpson Komplexes ist sehr gross, wie das in der Natur von Auswurfsprodukten liegt. Sie zeigen stellenweise Mächtigkeiten bis zu 800 m, so westlich der Drømmebugt, dürften aber vor Beginn der Erosion erheblich mächtiger gewesen

sein. Dies geht daraus hervor, dass die jüngeren, in sie intrudierten Magmen nirgends, soweit sie heute vorhanden sind, bis an die Erdoberfläche empordrangen. Auch auf den höchsten Berggipfeln zeigt der Syenit noch seine körnige Ausbildung, ist also sicher in einiger Tiefe erstarrt.

Die Tuffe finden sich vielerorts auf Meeresniveau. Wo aber andere Gesteine in ihrer Nähe sich beobachten lassen, liegen die Tuffe immer über ihnen, sei es, weil sie auf älteren Sedimenten und Intrusiva abgelagert wurden, sei es, dass jüngere Magmen in sie eindrangen. Darauf, dass wohl verschiedene Eruptionsperioden die Tuffe förderten, wurde schon hingewiesen.

Die Dolerite sind ebenfalls in der Dreibuchtenzone vertreten, und zwar als Lagergänge in den Sedimentschollen, aber auch in den Tuffen. Wie die Sedimente wurden sie von Verwerfungen durchsetzt und leicht gefaltet; einen aktiven Einfluss auf den Aufbau der Dreibuchtenzone hatten sie jedoch infolge ihrer geringen Verbreitung nicht, obwohl sie erst nach Beginn der lokalen magmatischen Tätigkeit erschienen. In der Hauptsache wurden sie mit den Sedimentschollen passiv in die Dreibuchtenzone einbezogen.

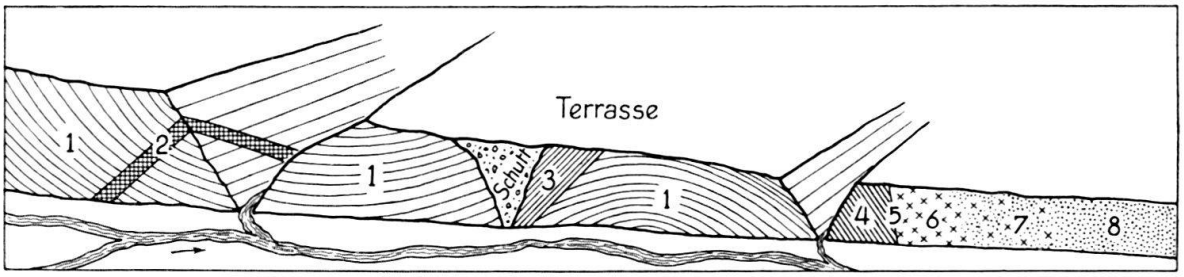


Fig. 16. *Schematisierte Ansicht des Terrassenrandes bei der Sedimentscholle im Anfangstal (Startdal).*

1 Oberjura-Kreide-Schichten; 2 Gang; 3 Gang; 4 metamorphe Kalke; 5 Kontakt; 6 Weisser Syenitporphyr; 7 Übergang zu dichter Randfacies des Syenitporphyrs, nach mikroskopischer Untersuchung von M. R.; 8 Sandstein, z. T. konglomeratisch.

Von grosser Bedeutung dagegen sind die grauen Syenitporphyre. Wie die Karte (Tafel I) zeigt, bilden sie einen grossen Stock, der von den Van Dyke Bergen bis in die Mitte des Kap Simpson Komplexes ins Nebeltal reicht. Seine Ausmasse genau festzustellen, ist schwierig, einmal da die Grenzen des grauen Porphyrs durch Übergänge zu Brekzientuffen verwischt sind, andererseits weil wahrscheinlich kein einheitliches Gestein vorliegt.

Nach den grauen Porphyren dringt der Syenit empor und umschliesst trichterförmig die Schüssel der Dreibuchtenzone. Stellenweise intrudiert er auch in diese und bildet kleine Stöcke in ihr, so im Frühlingstal (Foraarsdal) und in der Nähe des Passes (130 m) zwischen Hundetal und Anfangstal (Startdal). Auch das kleine Granitvorkommen im oberen Hundetal kann hierher gerechnet werden.

Alle diese Ereignisse, die in Verlauf und Zahl sicher viel komplizierter waren als es sich hier auf Grund der vorläufigen Kenntnisse darstellen lässt, hatten starke Zerklüftung der Dreibuchtenzone zur Folge. Einerseits führten die magmatischen Ereignisse durch die sie begleitenden Erschütterungen zur Bildung von Kluftsystemen. Weitere Klüfte entstanden in den Sedimentschollen durch Faltung und Verwerfungen. Und sehr zahlreich sind die Risse, die sich in den Magmatiten während der Erstarrung bildeten. Das auf diesen drei Ursachen beruhende Gewirr von Klüften war die denkbar beste Vorbedingung zur Bildung von Gängen, die

ihrerseits erstarrend und an den weiteren Ereignissen passiv teilnehmend, ebenfalls zerklüftet wurden, so dass wiederum jüngere Gänge sie durchschlagen konnten. Ein Beispiel für die Durchdringung der Gänge gibt Fig. 17.

Trotz der geschilderten starken Zerklüftung aber war die Dreibuchtenzone zu Beginn der Syenitphase widerstandsfähig genug, um dem Magma den direkten Weg vom Herd nach oben zu versperren. Die Verschweissung der einzelnen Bestandteile war zu fest, um gesprengt werden zu können. So suchte sich die Schmelze Platz zu schaffen längs einer Schwächezone, die teils dem Aussenkontakt der älteren Intrusiva folgte, teils aber auch die Sedimenttafel durchzog.

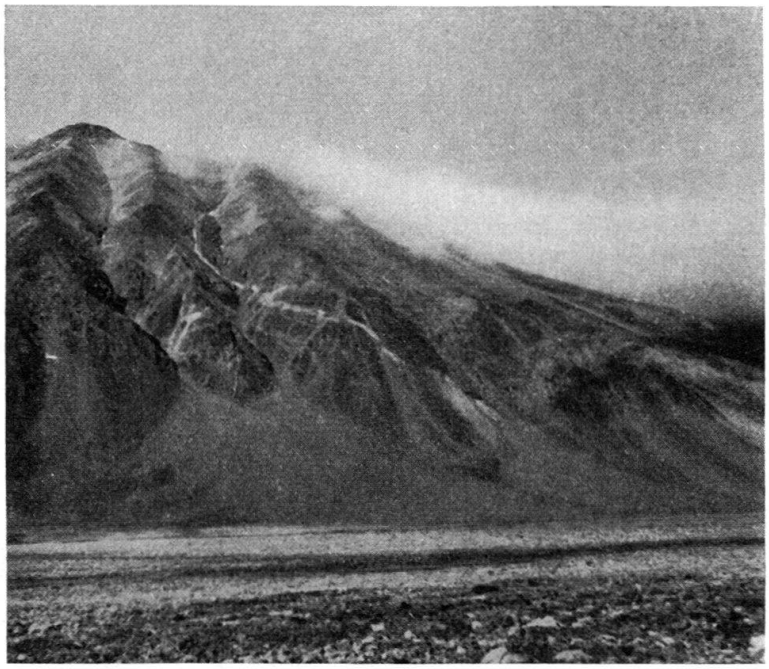


Fig. 17. *Berg N Anfangstal (Startdal)*
mit verschiedenen Gängen und Fumarolenzonen. Phot. H. P. Schaub Sept. 1936.

Die starke Zerklüftung schaffte, als nach dem Aufdringen des Syenitmagmas und seiner Ganggefolgschaft der Herd in das pneumatolytische Stadium trat, geeignete Wege, auf denen die Gase das Gestein durchsetzen konnten. Die Fumarolenzonen treten deshalb im kompakteren, weniger zerrütteten, weil jüngeren Syenit seltener auf als in der Dreibuchtenzone (vgl. Fig. 8, S. 20). Später trug die Zerklüftung viel bei zur starken Schuttbildung, die für den Kap Simpson Komplex typisch ist.

Der Syenit.

Lage und Form.

Der Syenit ist im Gegensatz zur Dreibuchtenzone ein Gesteinskörper von einheitlicher Genese. Er bildet, wenn wir von ein paar kleinen, schon im Rahmen der Dreibuchtenzone erwähnten Stöcken absehen, einen fast völlig geschlossenen Trichter, der die Dreibuchtenzone umgibt. Vom Gabelgletscher (Gaffelgletscher) am Mountnorris Fjord, wo er etwa 500 m breit ist, zieht er über Brumse- und Langgletscher zum Einzugsgebiet des Breitgletschers (Bredgletscher) und Furg-

gletschers (Forkgletscher). Hier erreicht er seine grösste Ausdehnung, etwa 10 km vom Innen- zum Aussenkontakt. Vom Furggletscher setzt sich der Syenit als eine zwei bis drei km breite Zone über das Forchhammertal zur Drømmebugt fort, durch die er unterbrochen wird. E der Drømmebugt folgt er in wechselnder Mächtigkeit der Küste des Davy Sundes in einigem Abstand im Landinnern bis zum Kap Simpson. Hier sind nur noch wenige Gängchen von ihm übrig, die aber die Verbindung zum Syenit- und Granitstock am Kap Moorsom herzustellen scheinen. Durch die Gänsebucht (Gaasebugt) wird der Ring wieder unterbrochen, doch setzt der Syenit W Kap Young wieder ein und zieht zur Knebelbucht hinüber. Von hier bis zum Gabelgletscher ist ein weiterer Teil des Ringes der Erosion anheimgefallen. Da die alten Täler, längs denen die Erosion vor sich ging, heute unter Meer liegen (heutige Drømmebugt, Gänsebucht, Knebelbucht, Mountnorris Fjord), lässt sich nicht feststellen, ob zwischen den einzelnen Syenitvorkommen eine Verbindung bestanden hat. Man ist auf Vermutungen angewiesen, und es soll an anderer Stelle ausgeführt werden, dass auch andere Verbindungsmöglichkeiten denkbar sind. Vorläufig betrachten wir den Syenit als einen einheitlichen Gesteinskörper von trichterförmiger Gestalt (vgl. Fig. 2, S. 8).

Tektonische Vorgänge haben den Syenit kaum in Mitleidenschaft gezogen. Einzig die Verwerfungen, an denen die Sedimentscholle E Drømmebucht absank, erfassten auch Teile des Syenits (vgl. Fig. 15). Jüngere Ereignisse magmatischer oder anderer Natur sind, wenn sie überhaupt stattgefunden haben, nicht kräftig genug gewesen, um den Syenit zu zerrütten. Er ist deshalb nur von Erstarrungsklüften, denen jüngere Gänge folgen, durchzogen und im Vergleich zur Dreibuchtenzone noch ziemlich intakt. Darauf ist es zum Teil zurückzuführen, dass er im Kap Simpson Komplex die höchsten Berge mit scharfzackigen Gipfeln von alpinem Charakter bildet.

Entsprechend der ringförmigen Anordnung der Syenitvorkommen unterscheiden wir einen Innenkontakt gegen die Dreibuchtenzone und einen Aussenkontakt gegen die umgebenden Sedimente.

Der Innenkontakt.

Die Grenze zwischen Syenit und Dreibuchtenzone ist eine sehr komplizierte Fläche, wenn man ihren Verlauf im Einzelnen betrachtet. Auf der rechten Seite des Nebeltales (Taagedal) zum Beispiel liegt im Syenit eine Art Mulde, in der ältere Gesteine, nämlich graue Porphyre und Tuffe, eingebettet sind (siehe Fig. 18). Eine isolierte Scholle von Tuffen liegt im Einzugsgebiet von Brumse- und Gabelgletscher (Gaffelgletscher) mitten im Syenit. Im grossen und ganzen aber erhält man den Eindruck, dass der Innenkontakt des Syenits gegen das Zentrum des Kap Simpson Komplexes zu einfällt, also unter die Dreibuchtenzone. Nur an der Heimwehfluh E von der Drømmebucht liegt der Syenit flach über den Schichten der zur Dreibuchtenzone gehörenden Sedimentscholle auf dem Gipfel des Berges (vgl. Fig. 15). Am Sockel des Berges, der einer direkten Beobachtung allerdings unzugänglich ist, dürfte der Kontakt jedoch ebenfalls steil gegen das Innere des Komplexes fallen.

Aus dem Verlauf des Innenkontakts können wir deshalb folgern, dass die Dreibuchtenzone ungefähr die Gestalt einer Schüssel hat, und dass der Syenit die Schüssel trichterförmig umschliesst und wahrscheinlich von einem unter der Dreibuchtenzone gelegenen Herd empordrang.

Der Aussenkontakt.

Der Verlauf.

Vom Gabelgletscher am Mountnorris Fjord zieht der Aussenkontakt über Brumsegletscher, Langgletscher, Breitgletscher (Bredgletscher), Barrikadegletscher und Furggletscher (Forkgletscher) hinweg in weitem Bogen zum Forchhammerberg und von dort zur Küste des Davysundes, die er zwischen Forchhammertal und Drømmebucht erreicht. E von der Drømmebucht folgt er in einigem Abstand der Küste bis zum Kap Moorsom. Zwischen Kap Moorsom und Gabelgletscher lässt sich der Aussenkontakt nicht beobachten, da er vom Meer verdeckt ist.

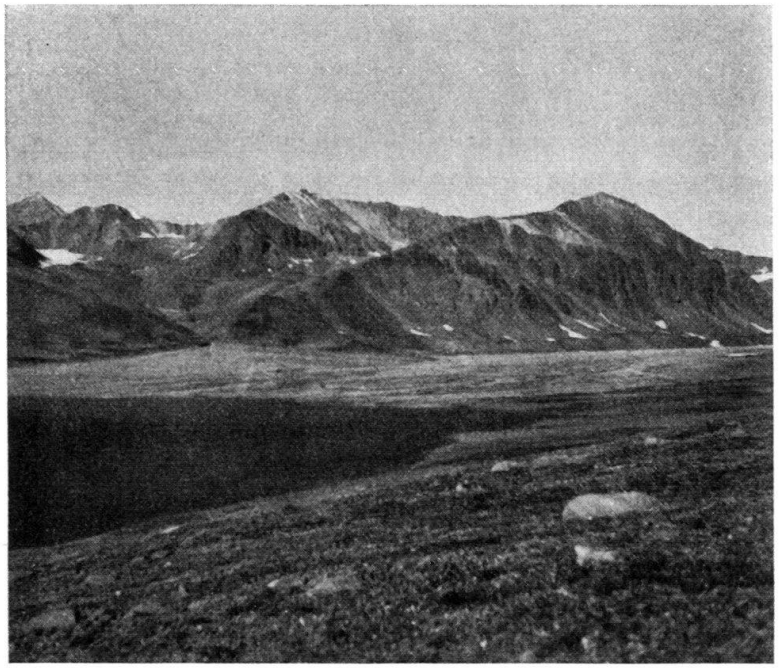


Fig. 18. *Berge E Nebeltal (Taagedal)*
mit Tuffmulde im Syenit. Phot. H. P. Schaub Sept. 1936.

Neben dem ringförmigen Verlauf des Aussenkontaktes ist auch sein Einfallen von Interesse, insbesondere seine Fallrichtung in bezug auf den Mittelpunkt des Kap Simpson Komplexes (gegen das Zentrum: einwärts, vom Zentrum weg: auswärts). Zwischen Gabel- und Langgletscher ist sie deutlich, doch sehr steil gegen N, vom Kap Simpson Komplex gesehen also auswärts. Vom Breitgletscher bis zum Davy Sund dagegen fällt der Aussenkontakt stark nach innen, gegen den Herd zu. Dies zeigt sich klar in seiner Intersektion mit den Geländeformen, so im Steenstruptal und im Forchhammertal. E von der Drømmebucht ist das Fallen des Kontakts auf kurze Strecke gegen S, das heisst auswärts. Jedoch noch W von Frühlingstal (Foraarsdal) wird es wieder N oder einwärts und bleibt so bis zum Kap Simpson. Von dort bis zum Kap Moorsom verläuft der Kontakt ungefähr senkrecht.

Die tektonischen Verhältnisse am Aussenkontakt.

Es ist im Vorangehenden schon ausgeführt worden, dass die Magmatite des Kap Simpson Komplexes in eine völlig ungestörte Sedimentscholle intrudierten. Es ist selbstverständlich, dass geologische Vorgänge, wie die „mise en place" des Kap Simpson Komplexes, nicht ohne Einfluss auf die umliegenden Schichten bleiben konnten. Am Aussenrande des Syenits lässt sich das am besten beobachten, einmal weil er auf grosse Strecken mit Sedimenten im Kontakt steht und eine Art Abschluss des Komplexes bildet, dann aber auch, weil sein Aufdringen eines der jüngsten und zugleich das bedeutendste der Ereignisse war, die zusammen zur Bildung des Kap Simpson Komplexes führten.

Allerdings lässt sich nicht feststellen, wie die Schichten vor der Intrusion des Syenites gelagert waren. Sie dürften durch die vorhergehenden magmatischen Vorgänge schon etwas gestört gewesen sein, aber in geringem Masse, da die älteren Intrusiva ein verhältnismässig kleines Volumen besassen. Es kann deshalb mit fast horizontaler Lagerung der Schichten bei Beginn der Syenitphase gerechnet werden.

Die tektonischen Erscheinungen in der Umgebung eines Intrusivkörpers hängen stets damit zusammen, dass in schon bestehende Strukturen neue Masse eingelagert wird. Kein Magma kann zwischen Sedimente oder andere Gesteine eindringen, ohne dass auf irgendeine Art Platz geschaffen wird für die zugeführte Masse. Dies kann geschehen durch Raumaustausch zwischen Magmaherd und Dach, indem grosse Sedimentplatten sich vom Herddach lösen und das Magma sich als Lagergänge zwischen sie schiebt, ohne dass dadurch eine Hebung der hangenden Schichten verursacht würde. Einen solchen Vorgang nimmt F. Loewinson-Lessing für Basaltsills in Sibirien an (vgl. lit. 13); er mag vielleicht auch für die grönländischen Sills zutreffen. Eine andere Art von Raumaustausch kann durch Assimilation der Gesteine des Herddaches unter gleichzeitigem Absinken schwerer Bestandteile stattfinden. Wenn diese Möglichkeiten, aus was für Gründen immer, nicht bestehen, so schafft sich das intrudierende Magma Platz, indem es das Hangende emporwölbt und hebt, wie das bei Lakkolithen geschieht. Dass auch andere Möglichkeiten in Frage kommen, kann gerade anhand der Syenitintrusion gezeigt werden. In jedem Fall aber werden die vorhandenen Gesteine verdrängt, das aufsteigende Magma nimmt ihre Stelle ein. Für das Verständnis der Entstehung von Intrusivkörpern ist es deshalb wichtig zu wissen, wie sie sich Raum geschafft haben, und wir werden im folgenden die tektonischen Verhältnisse am Aussenkontakt von diesem Gesichtspunkt aus betrachten.

Aus dem Verlauf des Innenkontakts wurde geschlossen, dass der Herd des Syenitmagmas unter der Dreibuchtenzone liegt, wie das in Fig. 4, lit. 22 schematisch dargestellt wurde. Weitere Anhaltspunkte dafür ergeben sich aus der ringförmigen Anordnung der Syenitvorkommen und aus dem Einfallen des Aussenkontakts, das auf weite Strecken einwärts gerichtet ist. Die grosse Mächtigkeit des Syenits im W kann vielleicht dahin gedeutet werden, dass der Herd nicht zentral, sondern etwas exzentrisch lag, wenn man nicht einfach annehmen will, dass sich im W dem Aufdringen des Magmas der schwächste Widerstand entgegensetzte und sich seine Hauptmasse deshalb dorthin bewegte. Den Nachweis, ob dabei auch Assimilisationsvorgänge eine Rolle gespielt haben, dürfte vielleicht einmal die Bearbeitung des gesamten Belegmaterials erbringen.

An all den Stellen, wo der Aussenkontakt des Syenits senkrecht steht oder nach auswärts geneigt ist, fallen die angrenzenden Schichten, vom Zentrum des

Kap Simpson Komplexes gesehen, ebenfalls nach auswärts, also vom Kontakt weg. Als Beispiele seien genannt die Oberjura-Kreide-Schichten am Kap Moorsom und zwischen Gabel- und Breitgletscher (Gaffel- und Bredgletscher). Es wurde oben darauf hingewiesen, dass die Lagerung der Schichten zu Beginn der Syenitphase wahrscheinlich ziemlich ungestört war. Es liegt deshalb nahe, aus dem beschriebenen Einfallen auf eine Hebung und Aufschleppung der Schichten durch die Syenitintrusion zu schliessen. Hier schaffte sich das Magma also Raum, indem es die umgebenden Sedimente hob. Wir können annehmen, dass zu gleicher Zeit auch die Dreibuchtenzone eine Hebung erfuhr.

Anders sind die Verhältnisse dort, wo der Aussenkontakt des Syenits nach dem Zentrum des Kap Simpson Komplexes zu einfällt, nämlich vom Breitgletscher bis zum Forchhammerberg und zum Kap Simpson. Zunächst einmal handelt es sich hier nicht, wie am Kap Moorsom und an der S-Küste des Mountnorris Inlet, nur um Oberjura-Kreide-Schiefer, gegen die der Syenit stösst, sondern um Trias-Dogger-Sandsteine, die von Oberjura-Kreide überlagert sind. Die Basis des Oberjura liegt am Forchhammerberg zum Beispiel auf ca. 500 m Höhe, während sie sich am Mountnorris Inlet tief unter Meeresniveau befindet. Nichts weist darauf hin, dass diese Höhendifferenz auf einer von den magmatischen Vorgängen unabhängigen Störung, beispielsweise einer Verwerfung, die schon vor Beginn der Intrusivtätigkeit vorhanden gewesen wäre, beruht. Vielmehr ergibt sich aus allen Anhaltspunkten, dass die Ursache dafür im Aufdringen des Syenitmagmas zu suchen ist.

Im Quelltal (Vaelddal) kann nämlich festgestellt werden, dass die Trias-Dogger-Sandsteine über Oberjura-Kreide-Schiefern liegen, also überschoben sind. Die Überschiebungsfläche selbst ist zwar nirgends aufgeschlossen, da sie überall durch Schutt und Rutschmassen verdeckt ist. Für eine Überschiebung spricht einmal, dass die Gipfel W vom Steenstrupberg (Stb) durch Dogger gebildet werden, während in ihrem Sockel Kreide auftritt. Durch eine Verwerfung liesse sich das schwer erklären. Dann aber findet sich am Ausgange des Forchhammertales mitten in Trias-Dogger-Sandsteinen ein kleiner Nebenast des Syenits, der von einer Kontaktbrekzie metamorpher Kalke begleitet ist. Diese Kalke können nur aus den Oberjura-Kreide-Schichten und zugleich aus dem Liegenden der Trias-Dogger-Sandsteine stammen. Sie wurden vom Magma emporgeschleppt.

Ein weiterer Hinweis auf eine Überschiebung ergibt sich daraus, dass die Trias-Dogger-Kreide-Serie, die am Steenstrup- und am Forchhammerberg dem Syenit vorgelagert ist, unter diesen einfällt, im Gegensatz zu den Oberjura-Kreide-Schichten N vom Quelltal (Vaelddal). In Fig. 19 wurden sämtliche längs dem Kong Oscar Fjord zwischen Haslum Inseln und Drømmebucht gemessenen Schichtfallen in einer SCHMIDT'schen flächentreuen Projektion zusammen mit einigen Messungen der Kontaktfläche des Syenits eingetragen. Es geht daraus deutlich hervor, dass die Trias-Dogger-Kreide-Serie von den Kreideschichten N vom Quelltal scharf getrennt sind. Gleichzeitig ist das Einfallen dieser Serie unter den Aussenkontakt des Syenits klar zu erkennen.

Da, wie schon mehrfach im Vorangehenden ausgeführt wurde, die Schichten vor Beginn der Syenitphase wahrscheinlich fast kaum gestört waren, ist ein ursächlicher Zusammenhang zwischen Syenitintrusion und Steenstrupüberschiebung anzunehmen. Aus der heutigen Lage der Schichten scheint hervorzugehen, dass die ältere Serie von SE her aufgeschoben wurde, die treibende Kraft kam also aus der Richtung des Syenitmagma-Herdes.

Aus der Karte kann entnommen werden, dass der Syenit SE von der überschobenen Masse seine grösste Ausdehnung besitzt. Die von Trias bis Kreide gebildete Scholle genügt ungefähr, um den heute vom Syenit eingenommenen Raum auszufüllen. Auch dies gibt einen Hinweis auf die Ursache der Überschiebung. Das Magma schaffte sich hier Raum, indem es eine grosse Sedimentscholle verdrängte.

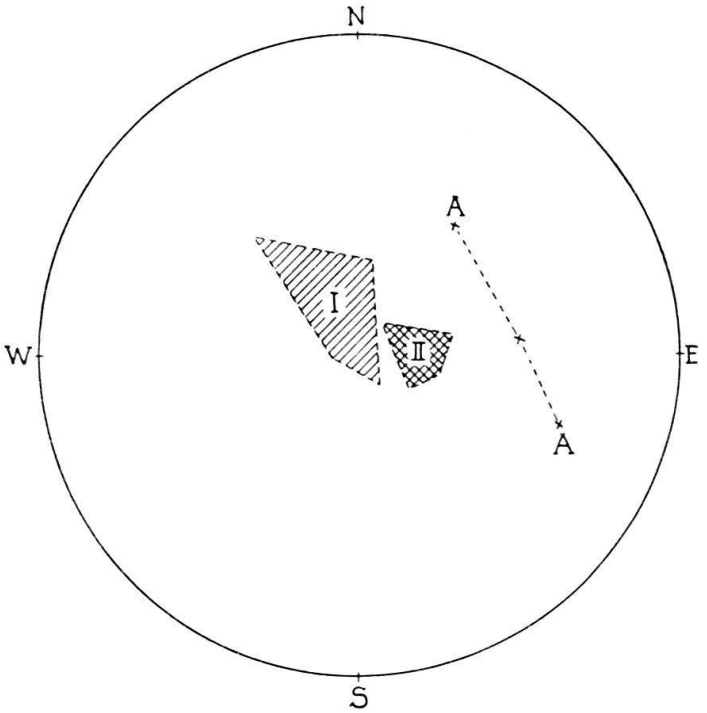


Fig. 19. *Projektion des Aussenkontakts des Syenits und des Schichtfallens am Kong Oscar Fjord.*

A—A Syenitkontakt; I Feld der Fallmessungen N Quelltal (Vaelddal); II Feld der Fallmessungen S Quelltal.

Im folgenden sollen einige Vermutungen über den Verlauf der Überschiebung wiedergegeben werden. Es mag fraglich erscheinen, ob das Syenitmagma die nötige Kraft besass, um die Trias-Kreide-Serie am Steenstrupberg und am Forchhammerberg durch frontalen Druck zu heben und auf die liegenden Kreideschichten zu überschieben. Der Höhenunterschied zwischen entsprechenden Schichten in der überschobenen Masse und ihrem Liegenden beträgt etwa 1000 m, die horizontale Verstellung mehrere Kilometer. Dagegen liegt es im Bereich der Möglichkeit, dass zu Beginn der Intrusion des Syenits eine so starke Hebung des ganzen Herddaches und seiner Umgebung erfolgte, dass die ältere Scholle nicht aufgeschoben wurde, sondern über die Kreideschichten abrutschte. Dadurch wurde der Platz frei für das Magma, das den Raum hinter der bewegten Scholle ausfüllte und zugleich wurde der Überdruck ausgelöst, der im Magmaherd geherrscht hatte, solange die Schmelze keinen Ausweg fand. Die Hebung, die sie verursacht hatte, wurde durch eine Senkung ausgeglichen. Wie erwähnt, weist die Dreibuchtenzone Spuren dieses Vorganges auf. Durch die Senkung kam die überschobene Scholle in ihre heutige, endgültige Lage. Denn mit der Intrusion des Syenits war die Entwicklung des Kap Simpson Komplexes zur Hauptsache abgeschlossen. Wohl erfolgten noch Nachschübe und bildeten

Gänge, vielleicht auch kleinere Stöcke. Später durchsetzten Gase den Kap Simpson Komplex und hinterliessen ihre Spuren in Fumarolenzonen. Auf die tektonische Gestaltung des Kap Simpson Komplexes aber hatten diese Ereignisse keinen Einfluss mehr.

DER KAP PARRY KOMPLEX.

Der Kap Parry Komplex, obwohl viel kleiner als der Kap Simpson Komplex, zeigt einen ähnlichen Aufbau wie dieser. Auch hier sind Sedimente und Magmatite beteiligt, auch hier bildet der Syenit einen Ring um einbezogene Schichten und ältere Magmatite. Da die magmatischen Gesteine in beiden Komplexen die gleichen sind, ist es nicht verwunderlich, dass auch im Aufbau Parallelen vorhanden sind.

Der Anteil der Sedimente.

Die Schichten, die in den Kap Parry Komplex eingegliedert wurden, sind ausschliesslich Mergelschiefer des Oberjura und der Kreide, soweit sich das im Gelände erkennen lässt. Mit Ausnahme eines losen Blockes wurden E vom Bärenpass (Bjørnepass) keine Sandsteine gefunden.

Die Sedimente treten in zwei voneinander durch Intrusiva getrennten Bezirken auf, nämlich einerseits in einer Zone von etwa 1 km Breite, die vom Zackenkap (Takkerne) im Bogen über die Halbinsel bis zum Sturmtal zieht, andererseits im SE-Teil des Kap Parry Komplexes, zwischen Oedetal, Sturmtal und Kap Parry.

Im erstgenannten Gebiet sind die Oberjura-Kreide-Gesteine nur wenig verändert, die Schichtung ist meist noch deutlich erkennbar. Der Einfluss der Intrusiva beschränkt sich auf starke Härtung der Schiefer. In der ganzen Zone ist das Fallen nach SE. Ihre Schichten wurden erst in der Syenitphase in den Kap Parry Komplex eingegliedert. Mehrere Basaltlagergänge liegen in ihnen und nehmen so am Aufbau des Kap Parry Komplexes teil.

Viel stärker metamorph sind die Sedimente dagegen im Gebiet um Kap Parry. Sie sind hier sehr intensiv von den Intrusiva durchsetzt und von diesen kaum zu trennen. Zusammen mit der bogenförmigen Anordnung der Syenitvorkommen (vgl. Fig. 2, S. 8), von der noch zu sprechen sein wird, deutet dies darauf hin, dass sich in der Gegend des Kap Parry der Herd des Komplexes befand.

Der Anteil der Magmatite.

Am Aufbau des Kap Parry Komplexes sind beteiligt der Syenit, Granit, die grauen Syenitporphyre und Tuffe. Da auch hier, wie im Kap Simpson Komplex, der Syenit die grösste Ausdehnung von allen Magmatiten besitzt und den stärksten Einfluss auf die Tektonik ausübte, soll er getrennt von den anderen behandelt werden.

Der Syenit.

Der Syenit bildet im Kap Parry Komplex drei Streifen, die sich mehr oder weniger bogenförmig über die Halbinsel ziehen, und zwei Stöcke W Kap Parry. Sehr wahrscheinlich sind ihm auch die weiter unten erwähnten kleineren Syenitstöcke und die Granitkuppeln zuzurechnen.

Von Interesse ist in erster Linie das Auftreten des Syenites in den drei Ringsegmenten. Insbesondere der äusserste Bogen, der den Abschluss des Kap Parry Komplexes gegen die umliegenden Sedimente bildet, erinnert sehr stark an die

ringförmige Anordnung der Syenitvorkommen im Kap Simpson Komplex. In beiden Komplexen dürfte aus ähnlichen Ursachen eine ähnliche Struktur entstanden sein. Es liegt nahe, den äussersten Bogen zu einem geschlossenen Ring zu ergänzen, wie das in Fig. 2 (S. 8) getan wurde, um über die Grösse des Kap Parry Komplexes einen Begriff zu erhalten. Die angegebene Form ist recht hypothetisch, man kann auch, wie noch ausgeführt werden soll, zu anderen Annahmen greifen. Es ist fraglich, ob einer der drei Bögen je einem geschlossenen Ring angehörte. Alle drei scheinen nämlich am N-Ufer des Mountnorris Fjords unter Meeresniveau abzutauchen.

Der Einfluss, den das Aufdringen des Syenitmagmas auf die Tektonik ausübte, lässt sich am besten am äussersten Ring erkennen. Dieser liegt vollständig in den Oberjura-Kreide-Schichten, da er auf der einen Seite mit der Zone wenig metamorpher Sedimente, auf der andern mit den Sedimenten ausserhalb des Komplexes im Kontakt steht. Auf beiden Seiten fallen die Sedimente vom Kontakt weg. Westlich vom Polypengletscher besteht noch ein Zusammenhang zwischen der Zone wenig metamorpher Sedimente und den Schichten ausserhalb vom Komplex über den Syenitbogen hinweg (siehe Fig. 20). Da anzunehmen ist, dass die Schichtlagerung vor dem Aufdringen des Magmas ziemlich ungestört war, kann geschlossen werden, dass die Schmelze bei ihrem Eindringen die Sedimente aufschleppte und in ihre heutige Lage brachte. Der Einfluss macht sich im W bis zum Kap Palander durch das W-Fallen der Schichten geltend.

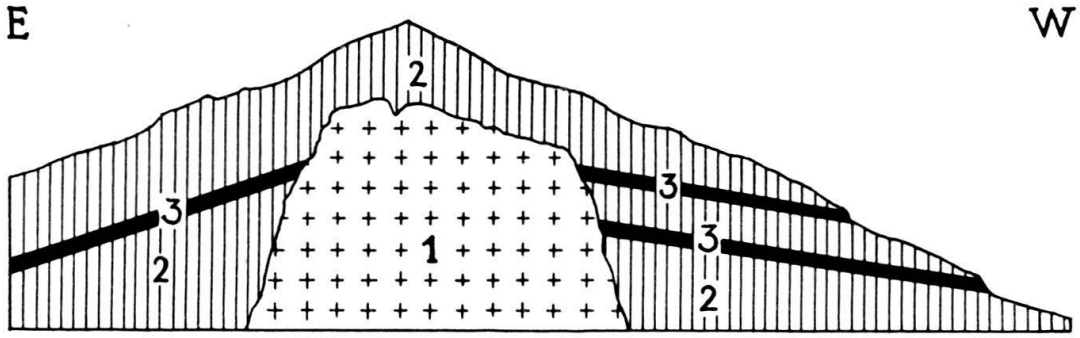


Fig. 20. *Schematisches Profil durch den Berg S Polypengletscher.*
1 Syenit; 2 Oberjura-Kreide-Schichten; 3 Basaltsills.

Auch für den Kap Parry Komplex gilt, was für den Kap Simpson Komplex ausgeführt wurde: Der Weg vom Herd direkt nach oben war dem Magma durch die älteren Intrusiva versperrt. Es folgte deshalb einigen den Herd trichterförmig umgebenden Schwächezonen, längs denen es sich Raum schaffen konnte.

Die kleineren Intrusiva und die Tuffe.

Die in diesem Abschnitt zusammengefassten Gesteine (graue Porphyre, kleine Syenitstöcke, Granit, Tuffe) treten im SE-Teil der Kap Parry Halbinsel auf, der zwischen Sturmtal (Stormdal), Zackenkap (Takkerne) und Kap Parry liegt. Dieses Gebiet bildet zusammen mit der oben beschriebenen Zone wenig metamorpher Sedimente das Äquivalent der Dreibuchtenzone, die ja ebenfalls Magmatite und Sedimente in ihrem Aufbau vereinigt. Doch finden sich auch grosse Teile des Syenitvorkommens im umschriebenen Gebiet.

Die grauen Porphyre bilden zwei Stöcke, von denen der eine N vom Oedetal, der andere am Kap Parry liegt. Sie stehen im Kontakt mit der Oberjura-Kreide-Serie und werden ihrerseits durchsetzt von den Apophysen der Granitstöcke.

Die kleinen Syenitintrusiva sind alle an der Küste nahe von Kap Parry aufgeschlossen. Es handelt sich um drei kleine Stöcke, die kleine Äste des Hauptsyenitvorkommens mit etwas abweichender Ausbildung darstellen.

Granit ist in zwei Kuppeln mit vielen Apophysen aufgedrungen. Diese finden sich N vom Oedetal und N von Kap Parry an der Küste. Vom Syenit sind sie vollständig getrennt.

Das Gebiet, in dem alle diese Intrusiva auftreten, ist sehr stark von Gängen durchschwärmt. Wie im Kap Simpson Komplex folgen sie den Klüften, die beim Aufsteigen und Erstarren der Magmen reichlich entstanden. Die Konzentration der verschiedenen Intrusiva nahe bei Kap Parry gibt einen weiteren Anhaltspunkt für die Lage des Herdes.

Ein lokales Vorkommen von Brekzientuffen W vom Sturmtal bleibt noch zu erwähnen. Es zeigt, dass auch im Kap Parry Komplex Vorgänge extrusiver Natur stattfanden. Aus dem Kap Simpson Komplex dürften diese Extrusiva nicht stammen, da sein Zentrum immerhin etwa 25 km entfernt liegt. Die Tuffe scheinen die Schichten der Zone wenig metamorpher Sedimente zu überlagern.

Die grösseren Zusammenhänge.

Die Zusammenhänge zwischen den beiden magmatischen Komplexen und zwischen ihnen und der postdevonischen Sedimenttafel und ihrer Tektonik sind bisher noch nicht berührt worden. Zunächst erhebt sich die Frage, ob die beiden Komplexe ursprünglich ein einheitliches Gebilde waren und nur durch die Erosion und das auf sie folgende Absinken Grönlands räumlich getrennt wurden.

Die Ähnlichkeit der magmatischen Gesteine N und S vom Mountnorris Fjord legt einen solchen Gedanken natürlich nahe und man fühlt sich versucht, den Syenit W vom Sturmtal direkt mit demjenigen am Gaffelgletscher zu verbinden. Es erhebt sich dann nur die Frage, wie die starke, praeglaziale Erosion möglich war, die den Mountnorris Fjord bildete. Die morphologischen Formen zeigen, dass die magmatischen Gesteine, insbesondere der Syenit, viel widerstandsfähiger sind als die sie umgebenden Oberjura-Kreide-Schichten. Hätte eine Verbindung zwischen den Komplexen über dem heutigen Meeresniveau bestanden, so müssten zumindest noch Zeugen in Form kleiner Inseln vorhanden sein, da ja auch ein Basaltsill in den Craig Inseln quer über den Mountnorris Fjord zieht. Dies ist aber nicht der Fall, und, wie schon ausgeführt, scheinen die Syenitbogen des Kap Parry Komplexes nach S abzutauchen. Eine Verbindung zwischen den zwei Komplexen, die durch die ähnlichen magmatischen Vorgänge und Gesteine N und S vom Mountnorris Inlet wahrscheinlich gemacht wird, dürfte nur in der Tiefe bestanden haben.

Die Vorgänge in den magmatischen Komplexen sind nicht ohne Einfluss auf die Tektonik der postdevonischen Sedimentplatte geblieben. Im Vorangehenden wurden bereits die tektonischen Ereignisse berührt, die direkt mit den Intrusionen und der Raumbeschaffung der aufdringenden Magmen zusammenhängen, nämlich die Aufschleppung der Schichten am Syenit des Kap Simpson Komplexes, die Steenstrupüberschiebung und die Aufwölbung der Oberjura-Kreide-Serien durch den keilförmig aufsteigenden Syenit des Kap Parry Komplexes (vgl. Fig. 20). Es ist aber möglich, dass sich die magmatischen Vorgänge, deren Ausmasse sehr beträchtlich waren, in viel weiterem Umkreis bemerkbar machten.

Als Beispiel für ihre Bedeutung auf der Traill Insel sei angeführt, dass der Syenit im Kap Simpson Komplex allein mehr als 120 km² einnimmt. Wenn wir annehmen, der Syenit habe einmal durchschnittlich 1000 m Höhe erreicht, was durchaus im Bereich der Möglichkeit liegt, so können wir für seine über dem heutigen Meeresniveau liegenden Teile auf eine Materialverlagerung von 120 Kubikkilometern schliessen.

In der postdevonischen Sedimentplatte der Traill Insel wurden eine Reihe von Verwerfungen festgestellt, welche alle in N- bis NE-Richtung verlaufen und dadurch charakterisiert sind, dass stets der E-Flügel um zum Teil erhebliche Beträge abgesenkt ist. Neben diesen Verwerfungen konnte noch eine sekundäre Faltung bei Holmsvik und eine leichte Verstellung der Schichten aus der Horizontallagerung auf der ganzen Insel beobachtet werden. Alle diese Störungen sind nach dem Eindringen der mächtigen Doleritsills entstanden, das heisst, entsprechend der Altersfolge, die für die magmatischen Gesteine aufgestellt wurde, während oder nach der Zeit, in welcher die bedeutendsten Intrusionen in den magmatischen Komplexen vor sich gingen, diejenigen der grauen Porphyre, des Syenits und seiner Gefolgschaft. Es erhebt sich deshalb die Frage, ob Intrusion und Tektonik der Sedimenttafel nicht in einem ursächlichen Zusammenhang stehen. Obgleich es sich nur um Vermutungen handeln kann, soll doch angedeutet werden, wie die Ereignisse verknüpft sein konnten:

Durch die verschiedenen Intrusionen in den magmatischen Komplexen wurden die Sedimente hochgewölbt, am Rande der Komplexe stark, in der weiteren Umgebung in geringem Masse. Hand in Hand mit den Intrusionen musste ein Ausgleich des in den Herden entstandenen Raumverlustes stattfinden, und dieser könnte Anlass zur Bildung der erwähnten Verwerfungen gewesen sein. Es ist aber nachgewiesen, dass sich ähnliche Verwerfungen längs der ganzen Küste NE-Grönlands finden, auch dort, wo keinerlei tertiäre Intrusivvorgänge nachweisbar sind (vgl. lit. 7). Zum Teil entstanden diese Störungen auch schon in vortertiärer Zeit. Waren im Gebiete der Traill Insel Verwerfungen zu Beginn des Tertiärs schon vorhanden, so wurden sie jedenfalls nach dem Eindringen der Doleritsills wieder belebt.

Die Verbreitung der tertiären, sauren Plutonite und Vulkanite in NE-Grönland wurde schon erwähnt. Es soll hier nur noch darauf hingewiesen werden, dass unsere beiden magmatischen Komplexe in ihrem Aufbau, speziell in der ringförmigen Anordnung des Syenits, an die schottischen, magmatischen Zentren mit ihren bekannten Ringdykes und Conesheets erinnern. Auch diese sind tertiären Alters. Jedoch entspricht die Trichterform des Syenits weder den Ringdykes noch den Conesheets. Näher auf diese Frage einzugehen, ist mir zur Zeit nicht möglich.

Im folgenden soll eine kurze Zusammenfassung der geologischen Entwicklung der Königsbucht in nachdevonischer Zeit gegeben werden, wie sie sich aus dem beschriebenen Aufbau der Traill Insel ergibt.

Nachdem die Schichtfolge vom Karbon bis zur oberen Kreide zur Ablagerung gekommen war, begann zu Ende der Kreidezeit die magmatische Tätigkeit in den beiden Komplexen, möglicherweise aber auch in andern Teilen der Königsbucht (Kap Franklin, Werner Mountains). Die Intrusionen und Extrusionen waren auf einige Herde beschränkt. Später erschienen im ganzen Bezirk der Königsbucht, auch in den vom Devon ausgefüllten Teilen, die mächtigen Basaltsills. In den lokalen magmatischen Zentren dauerten die Intrusionen und Extrusionen saurer Magmen weiterhin an und erreichten ihren Höhepunkt während der Syenitintrusion. Hierauf wurde die magmatische Tätigkeit schwächer und erlosch

schliesslich. In der gleichen Zeitspanne, nach dem Eindringen der Dolerite, haben die Bewegungen an Verwerfungen stattgefunden, die die Schollentreppe in der Königsbucht entstehen liess. Ob auch tertiäre Sedimente abgelagert wurden, liess sich nicht feststellen. Die Ereignisse der nachtertiären Zeit (Hebungen und Senkungen, Klimawechsel) machten sich hauptsächlich in der Reliefbildung bemerkbar. Darüber sollen im nächsten Abschnitt einige Worte gesagt werden.

Kap. 4. Die Hauptzüge der Morphologie der Traill Insel.

Die Gestalt und das Relief der Traill Insel, ihre Gliederung in niedrige Senken und höhere Gebiete, sind das Resultat der Wechselwirkung zwischen der posttertiären Erosion und dem geologischen Unterbau. Verschiedene Ereignisse, die zum Teil epirogenetischer, zum Teil klimatischer Natur waren, beeinflussten den Verlauf der Erosion stark. Hier sind zu nennen die starke Vergletscherung in der Glazialzeit und die starke Senkung des grönländischen Schildes, die zur Entstehung der Fjorde in den alten Flussläufen führte. An dieser Stelle sollen nur die Hauptzüge der Morphologie kurz berührt werden, da ich hoffe, die morphologischen Ergebnisse in einer weiteren Arbeit zusammenzufassen.

Nachdem die tertiären Schichten nur am äussersten Rande des grönländischen Kontinents, zum Teil in Tälern, zur Ablagerung gekommen waren, ermöglichte eine starke Hebung in nachtertiärer Zeit eine tiefe, weit ins Innere greifende Erosion. Grosse, weitverzweigte Talsysteme entstanden. Offenbar herrschte zu jener Zeit in Grönland ein Klima mit reichlichen Niederschlägen. Die Talbildung folgte den geologisch vorgezeichneten Leitlinien: Verwerfungen, Synklinalen, weichen Gesteinszonen. Es kann hier nicht auf die komplizierten Talsysteme und ihre Entwicklung eingegangen werden. Es sei nur gesagt, dass sich mehrere Phasen der Talbildung nachweisen lassen, in deren Verlauf starke Verlagerungen der Wasserläufe stattfanden. Dabei verloren grosse alte Täler ihre Einzugsgebiete.

Die für die Gestaltung der Traill Insel wichtigen alten Täler sind folgende: Der Vegasund mit der Verzweigung der Aebeltoftbucht und der Senke zwischen Kap Palander und Holmsvik, der Mountnorris Fjord mit Begtrup- und Knebelbucht, der Kong Oscar Fjord mit der Drømmebucht. Alle diese Täler hatten Äste und Verzweigungen.

Die starke Vergletscherung der Glazialzeit erweiterte die alten Täler bedeutend. Ihre Wirkung war hauptsächlich indirekt. Gewiss hobelten die Gletscher ihre Unterlage ab, vielleicht sogar um bedeutende Beträge. Hauptsächlich aber schafften sie den Schutt auf den Talflanken fort und ermöglichten so eine intensive Erosion. Dadurch wurden die V-förmigen Täler zu U-förmigen und entstanden die steilen, oft fast senkrechten Wände der heutigen Fjorde. Diese typische Wirkung grosser Talgletscher lässt sich auch an den heutigen Gletschern Grönlands gut beobachten. Ein bedeutender Klimawechsel war die Ursache der Glazialzeit.

Es scheint, dass gleichzeitig mit der Vergletscherung eine starke Senkung des Kontinentes vor sich ging. Als die Gletscher langsam unter der Wirkung eines erneuten Klimawechsels abschmolzen, drang das Meer in die alten Täler ein, und zwar auf einer Höhe von mehreren hundert Metern über dem heutigen Meeresniveau (vgl. lit. 16). Die Fjorde entstanden; Inseln, wie die Traill Insel, wurden vom Festlande abgetrennt. Bald aber begann Grönland sich von neuem zu heben. Alte Deltaterrassen, Strandwälle und Fundstellen rezenter Fossilien auf verschiedenen Niveaux sind Zeugen des früheren, hohen Wasserstandes und der nachfolgenden Hebung (vgl. Karte Taf. I). Die jüngste, bis heute dauernde

Phase der Erosion setzte ein und modellierte das alte Relief entsprechend der neuen Erosionsbasis um.

Das heutige Aussehen der Traill Insel ist das Resultat all dieser Vorgänge. Diese bewirkten, dass die widerstandsfähigeren Gesteine aus den sie umgebenden weicheren herausmodelliert wurden. Dies ist der Fall für die Devonberge in der NW-Ecke der Insel, für das Gebiet der Karbon-Trias-Sandsteine und für die magmatischen Komplexe. Die Gipfel dieser Bezirke ragen weit über die niederen, von Oberjura-Kreide-Schiefern eingenommenen Regionen empor. Ein guter Teil des geologischen Aufbaus wird deshalb schon in der durchschnittlichen Höhe der verschiedenen Gebiete verdeutlicht. Dazu gesellen sich die für jedes Gestein typischen Verwitterungsformen und Erosionsprofile.

Die Talbildung im Gebiete der Traill Insel folgte verschiedenartigen, geologisch vorgezeichneten Linien. Es wurde schon darauf hingewiesen, dass die Holmsviksenke, die nichts anderes als ein alter Tallauf ist, durch eine Mulde vorbedingt ist. Der Vegasund verläuft längs einer tertiären Verwerfung (vgl. Fig. 2, S. 8). Das Talsystem des Mountnorris Fjords schnitt sich ein in eine Zone weicher Oberjura-Kreide-Schiefer, die zwischen den beiden magmatischen Komplexen lag und durch die benachbarten magmatischen Vorgänge zerrüttet worden war. Die gleiche Ursache scheint die Täler zu bedingen, die dem Aussenkontakt des Syenits der magmatischen Komplexe folgen: Aebeltoft Bucht, Begtrup Bucht, Bärental (Bjørnedal) und Quelltal (Vaelddal). Ob auch im Kong Oscar Fjord eine entsprechende geologische Leitlinie vorhanden war, muss hier offen gelassen werden.

Bemerkungen zur Karte.

Während meines Aufenthalts in NE-Grönland stand mir eine Karte im Massstabe 1 : 320000 der Traill Insel zur Verfügung. Diese Karte, ein Probedruck des Geodätischen Instituts in Kopenhagen, war hergestellt auf Grund von Flugbildern, die während Dr. L. Koch's Dreijahrexpedition nach NE-Grönland 1932 bis 1934 aufgenommen worden waren.

Bei Beginn der geologischen Aufnahmen ergab sich sofort, dass der Massstab 1 : 320000 für die geforderte Detailuntersuchung zu klein war. Ich kartierte deshalb auf selbsthergestellten, einfachen Vergrösserungen im Masstabe ± 1 : 100000.

Im Verlauf der ausgeführten Reisen zeigte sich, dass das Kartenbild starke Abweichungen von der Wirklichkeit aufwies. Als es sich darum handelte, die Feldkartierungen zu der in der vorliegenden Arbeit publizierten Karte zusammenzustellen, war es nötig, dies zu berücksichtigen, um die geologischen Ergebnisse zur Darstellung zu bringen. Auf der Grundlage der photogrammetrischen Karte wurden die entsprechenden Änderungen anhand von Kartenskizzen und Photographien eingetragen. Die Höhenkurven wurden von der bestehenden Karte übernommen und, wo dies nötig war, nach Photographien und Barometermessungen ergänzt. Selbstverständlich erhebt die so entstandene topographische Grundlage der publizierten Karte keinerlei Anspruch auf Genauigkeit. Sie sucht einfach ein angenähert richtiges Bild der Berge, Täler und Gletscher der betreffenden Gebiete zu geben.

Die vorliegende Beschreibung der Geologie der Traill Insel machte es notwendig, verschiedene wichtige Örtlichkeiten mit neuen Namen zu belegen. Dem deutschen Text entsprechend waren es deutsche Namen. Auf Veranlassung der

Expeditionsleitung wurden aber dänische Übersetzungen in die Karte eingefügt[4]), weshalb im Text jeweils der deutsche Name und die dänische Übersetzung zusammen angeführt wurden.

Literaturverzeichnis.

Zitierte Arbeiten.

1. Backlund, H. G.: Sur quelques roches éruptives de la série basaltique de la Côte orientale du Grœnland. C. R. des séances Acad. des Sciences, Tome 204, Paris 1937.
2. Backlund, H. G.: Der postkaledonische palaeozoische Vulkanismus in Ostgrönland. Geol. Rundschau, Bd. XXVIII, H. 5.
3. Backlund, H. G. & Malmquist, O.: Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation.
   I. Die basische Reihe. M. o. G. Bd. 87, Nr. 5, Kbhv. 1932[5]).
   II. Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. M. o. G. Bd. 95, Nr. 3, Kbhv. 1935.
4. Bütler, H.: Some new Investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. M. o. G. Bd. 103, Nr. 2, Kbhv. 1935.
5. Bütler, H.: Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, XII. Heft, Nr. 3, 1935.
6. Bütler, H.: Die geologische Position des Canninglandes in Ostgrönland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, XIII. Heft, Nr. 1, 1937.
7. Frebold, H.: Grundzüge der tektonischen Entwicklung in postdevonischer Zeit. M. o. G., Bd. 94, Nr. 2, Kbhv. 1932.
8. Heer, O.: Oversigt over Grønlands fossile Flora. M. o. G., Bd. 5, Kbhv. 1883.
9. Hoeg, O. A.: The fossil wood from the tertiary at Myggbukta, East Greenland. Norsk geolog. Tidskrift, Bd. 12, Oslo 1931.
10. Koch, L.: The Geology of East Greenland. M. o. G., Bd. 73 II, Nr. 1, Kbhv. 1929.
11. Koch, L.: Stratigraphy of Greenland. M. o. G., Bd. 73 II, Nr. 2, Kbhv. 1929.
12. Koch, L.: Geologie von Grönland. In: Geologie der Erde. Berlin (Bornträger) 1935.
13. Loewinson-Lessing, F.: Über die Raumbildung grosser flacher Intrusivlager. Mineral. u. petrogr. Mitteil. Bd. 43, H. 4/5, Leipzig 1932.
14. Mathiesen, F. J.: Notes on some fossil plants from East Greenland. M.o.G., Bd. 85, Kbhv. 1932.
15. Maync, W.: Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Claveringinsel und des Wollastonvorlandes (Ostgrönland 74—75° n.Br., 19—21° W.Gr.) M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, I, Kbhv. 1938.
16. Noe-Nygaard, A.: Remarks on Mytilus edulis in raised beaches in East Greenland. M.o.G., Bd. 95, Nr. 2, Kbhv. 1932.
17. Orvin, A. K.: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ost-Grönlands. Skrifter om Svalbard og Ishavet Nr. 30, Oslo 1930.
18. Orvin, A. K.: A fossil river bed in East Greenland. Norsk Geolog. Tidskrift, Bd. 12, Oslo 1931.
19. Ravn, J. P. J.: The tertiary Fauna at Kap Dalton in East Greenland. M. o. G., Bd. 29, Kbhv. 1904.
20. Ravn, J. P. J.: New investigations of the Tertiary at Kap Dalton, East Greenland. M.o.G., Bd. 105, Kbhv. 1933.
21. Rittmann, A.: Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart 1936.
22. Schaub, H. P.: Zur Vulkanotektonik der Inseln Traill und Geographical Society (Nordostgrönland). M.o.G., Bd. 114, Nr. 1, IV, Kbhv. 1938.
23. Stauber, H.: Stratigraphische Untersuchungen postdevonischer Sedimente auf den Inseln Traill und Geographical Society. M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, III, Kbhv. 1938.

---

[4]) Für diese Übersetzungen trägt Herr Dr. L. Koch in Kopenhagen die Verantwortung.

[5]) M. o. G. = Meddelelser om Grønland, Kbhv. = Kopenhagen.

GEOLOGISCHE KARTE DER OESTLICHEN TEILE DER TRAILL INSEL
(Nordost-Grönland)

Aufgenommen von H. P. SCHAUB, 1936—1937

1:100 000

Km. 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km.

Topographische Abkürzungen

Stb = Steenstrupberg
Fb = Forchhammerberg
Pb = Purpurberge
Hf = Heimwehfluh (Laengselsklippen)

Rezente Bildungen

- Gletscher
- Wallmoränen
- Schutt, Glazial, Fliesserde

Sedimente

- Oberjura-Kreide
- id. verdeckt
- Karbon-Dogger
- id. verdeckt

Saure Eruptivgesteine und Ganggefolge

- Tuffbrekzien
- Alkali-Syenite bis -Quarzsyenite
- Alkalisyenitporphyre
- Alkaligranite
- Rotbraune Quarzporphyre
- Helle Lagergänge (Alkalisyenitporphyre)
- Quergänge: Syenitporphyre, Granophyre, Rockalitporphyre, Felsophyre, Aplite, Pegmatite, Lamprophyre, Dolerite.

Basalte

- Dolerite
- Porphyrische Basalte
- Basalte mit tafeligen Feldspäten

Kontaktmetamorphe Gesteine

- Umgewandelte Sedimente fraglichen Alters und metamorphe Magmatite

Zeichen

- Verwerfung (beobachtet / vermutet)
- Ueberschiebung, vermutet
- Einfallen des Syenit-Aussenkontakts
- Streichrichtung und Fallen in Grad
- Horizontale Schichten
- Rutschungen
- Alte Strandlinien
- Alte Deltas mit Höhe in Metern
- Quelle

Wassermann A.-G., Basel.

24. STAUBER, H.: Geologie des südlichen Teiles der postdevonischen Zone von Ostgrönland. Mitteil. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Jahrg. 1940, Nr. 16, Schaffhausen 1939.
25. STAUBER, H.: Stratigraphisch-geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. M.o.G., Bd. 114, Nr. 7, 1940.
26. SAEVE-SODERBERG, G.: Unveröffentlichter Rapport an Dr. LAUGE KOCH, verwertet in lit. 12, pag. 61. Vgl. auch lit. 33, pag. 5, Anmerkung 3.
27. TYRELL, G. W.: The Petrography of some Kainozoic Igneous Rocks and of the Cape Parry Alkaline Complex, East Greenland. Geol. Mag. LXIX, 1932.
28. VISCHER, A.: Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74—75° n. Br., 19—21° W. Gr.) M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, II, Kbhv. 1938.
29. WAGER, L. R.: Geological Investigations in East Greenland.
I. General Geology from Angrnassalik to Kap Dalton. M. o. G., Bd. 105, Nr. 2, Kbhv. 1934.
II. Geology of Kap Dalton. M. o. G., Bd. 105, Nr. 3, Kbhv. 1935.
30. WAGER, L. R. & DEER, W. A.: A Dyke Swarm and Crustal Flexure in East Greenland. Geol. Mag. Vol. LXXV, Nr. 883, London 1938.
31. WEGMANN, C. E.: Preliminary report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). M.o.G., Bd. 103, Nr. 3, Kbhv. 1935.
32. WENK, E.: Zur Genese der Bändergneise von Ornø Huvud (Schärenhof von Stockholm). Bulletin of the Geol. Inst. of Upsala Vol. XXVI, 1936.

Weitere Literatur.

33. BACKLUND, H. G.: Contributions to the Geology of Northeast-Greenland. In KOCH, L.: Preliminary report on the Danish Expedition to East Greenland in 1929. M.o.G., Bd. 74, Kbhv. 1930.
34. BÜTLER, H.: Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. Vorläufige Mitteilung. M. o. G., Bd. 103, Nr. 105, Kbhv. 1938.
35. KOCH, L.: Die tektonische Entwicklung Grönlands. Geol. Rundschau Bd. 27, 1936.
36. KOCH, L.: Über den Bau Grönlands. Geol. Rundschau, Bd. 21, 1930.
37. Varia: Referate gehalten an der Tagung der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen am 11./12. März 1939. Mitteil. Nat. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Jahrg. 1940, Nrs. 3—14, Schaffhausen 1939.
38. WEGMANN, C. E.: Zum Baubilde von Grönland. Mitt. Nat. Ges. Schaffhausen, Bd. XIII, Nr. 3, Schaffhausen 1939.

Für weitere Literaturangaben sei auf L. KOCH: Geologie von Grönland (lit. 12) verwiesen.

Anhang.

Petrographische Beschreibung der Gesteine der Traill Insel.

Von **Max Reinhard,** Basel.

Herr Dr. H. P. SCHAUB hat im Verlauf seiner Aufnahmen auf der Traill Insel in NE-Grönland an die 800 Belegstücke gesammelt. Das Material ist im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel deponiert. Die Bearbeitung des Gesamtmaterials ist noch nicht an die Hand genommen, hingegen wurden rund 100 Proben einer vorläufigen mikroskopischen Untersuchung unterzogen. Es handelt sich um Belegstücke der von Herrn SCHAUB auf der geologischen Karte ausgeschiedenen und im Begleittext beschriebenen Gesteinskategorien.

Die nachfolgende Beschreibung soll die von Herrn SCHAUB auf makroskopischer Beobachtung fussende Charakterisierung der Gesteinstypen und die von

ihm im Gelände erhaltenen Eindrücke ergänzen. Diskrepanzen zwischen Feldbeobachtung und mikroskopischer Untersuchung, wie sie sich gelegentlich ergaben, mögen durch die zufällige Auswahl der untersuchten Belegstücke bedingt sein.

Die petrographische Untersuchung des Gesamtmaterials wird ohne Zweifel das Vorhandensein weiterer Gesteinstypen erbringen, und erst sie wird erlauben, auf petrogenetische Probleme und Zusammenhänge, wie sie schon von Herrn SCHAUB diskutiert werden, näher einzutreten. Besonders aufschlussreich werden sich in dieser Hinsicht die metamorphen Gesteine und die Tuffbrekzien erweisen, von denen sich unter den untersuchten Belegstücken leider nur wenige Repräsentanten befanden.

SAURE ERUPTIVA UND IHR GANGGEFOLGE.

Alkalisyenite bis Alkaliquarzsyenite, Alkaligranite.

Von den alkalisyenitischen und alkaligranitischen Gesteinen wurde eine grössere Zahl von Schliffen untersucht. Sie sollen zusammen besprochen werden, da die Gesteine durch Übergänge miteinander verbunden sind. Eigentliche, quarzfreie Syenite scheinen selten und auf den Aussen(W)-Rand des Kap Simpson und des Kap Parry Komplexes beschränkt zu sein. Eine viel grössere Verbreitung erlangen die Quarzsyenite, die durch allmähliche Zunahme an Quarz in die Granite übergehen. Die Abgrenzung auf der Karte muss deshalb als schematisiert betrachtet werden. Ob es sich hierbei um eine Differentiationserscheinung handelt, oder ob die Granite aus dem Syenit durch Assimilation von Nebengestein (Sandsteine der älteren Abteilung der Sedimente) entstanden sind, muss dahingestellt bleiben. Der Quarz scheint allerdings, wenigstens teilweise, dem Gestein nicht als ursprünglicher Bestandteil anzugehören, sondern zugeführt worden zu sein, was auf Sandsteinassimilation hindeuten würde. Sowohl die Syenite als die Granite sind grob- bis mittelkörnig, doch kommen, besonders unter den Graniten, auch kleinkörnige, etwas schlierige Varietäten vor. Infolge winziger miarolitischer Hohlräume sind die Gesteine etwas porös. Einige Proben führen mehrere cm grosse Feldspäte und verleihen dem Gestein ein grobporphyrisches Aussehen. Durch Abnahme der Korngrösse gehen die Syenite allmählich in Syenitporphyre und Quarzsyenitporphyre über. Auch gegenüber den grauen Syenitporphyren ist infolgedessen keine scharfe Grenze vorhanden und die Ausscheidung auf der Karte ist ebenfalls schematisiert. Besonders die kleineren Syenitvorkommen und die Randpartien des Hauptsyenitvorkommens haben keine körnigen Strukturen mehr, sondern sind porphyrisch ausgebildet und gehören eigentlich zu den Syenitporphyren; auch granophyrische Varietäten und Rhombenporphyre kommen unter diesen Randpartien vor.

Der Feldspat sowohl der Syenite als der Granite ist ein Krypto- bis Mikroperthit. Mikroklin kommt nur als grosse Seltenheit vor. Der Feldspat überwiegt, auch in den Graniten, über die übrigen Gemengteile. Mafite sind nur spärlich vorhanden, fast alle Gesteine sind leuko- bis mesokrat. Unter den Mafiten sind vertreten Alkalihornblenden (Riebeckit, seltener Barkevikit) und Alkalipyroxen (Aegirinaugit und Aegirin, oft zonar). Nur in einer Probe aus dem Randgebiet des Syenits (vielleicht durch Kontakt etwas verändert?) wurden wenig grüne Hornblende und Biotit gefunden. Auch in zwei weiteren Schliffen tritt, diesmal neben Alkalihornblende und Alkalipyroxen, spärlich sehr kräftig pleochroitischer, zweiachsiger Biotit auf.

Der Kap Parry Syenit ist ein mesokrater Riebeckit-Barkevikit-Quarzsyenit. Der tiefbraunrote Barkevikit ist zonar mit dem tiefgraublauen Riebeckit verwachsen; ausserdem führt das Gestein noch spärlichen Aegirin. Die syenitische Intrusion 1½ km W Kap Parry stimmt mit dem Kap Parry Syenit überein, während der 1 km W Kap Parry gelegene Stock aus einem Leukoalkalisyenit besteht.

Auffällig ist die starke Zersetzung, welche die Gesteine des Kap Simpson Komplexes zeigen, und zwar die Granite fast durchwegs, die Quarzsyenite etwas weniger und die Syenite kaum. Es handelt sich offenbar um eine postvulkanische Durchgasung, die sich in der mehr oder weniger kräftigen braunen Bestäubung der Feldpsäte und in der Umwandlung der Mafite in Eisenoxyde äussert, die bis zum vollständigen Verschwinden der dunkeln Gemengteile führen kann. SCHAUB hat auf die Veränderung der Gesteine durch Fumarolentätigkeit hingewiesen (vgl. Fig. 8, S. 20), mit der die erwähnte Zersetzung in Zusammenhang zu bringen ist.

Graue Alkalisyenitporphyre.

In der mikrogranitischen, erzbestäubten Grundmasse liegen zahlreiche, einige mm grosse Alkalifeldspat-Einsprenglinge und vereinzelte Mafite. Unter den untersuchten Proben befanden sich ein Aegirinsyenitporphyr und ein Diopsid führender Riebeckitsyenitporphyr.

Rotbrauner Quarzporphyr.

Von dieser Gesteinsgruppe lagen nur zwei Proben vor. Das Handstück vom Fluorittal erwies sich als ein Rhombenporphyr mit reichlichen, bis 1 cm grossen Alkalifeldspateinsprenglingen in einer stark getrübten, mit Erzkörnchen bestäubten Alkalifeldspat-Grundmasse und vollständig vererzten Mafiten. Die andere Probe vom Ausgang des Anfangstales (Startdal) gegen die Drømmebugt wurde schon von SCHAUB als feinkörniger Granit erkannt. Es handelt sich in der Tat um einen feldspatreichen (Mikroperthit) Alkaligranit. Die etwa 10 Vol.-% betragenden Mafite sind auch in diesem Gestein vollständig in Eisenerz, Karbonat und Quarz umgewandelt. Das Gestein scheint nicht rein magmatisch zu sein; eventuell könnte ein feldspatisierter Sandstein vorliegen.

Es scheint nach diesen mikroskopischen Befunden fraglich, ob die Gruppe der rotbraunen Quarzporphyre als solche aufrecht erhalten werden kann. Es dürften darin recht heterogene Gesteine zusammengefasst worden sein, wie schon aus SCHAUB's Beschreibung hervorgeht. Die Untersuchung des Gesamtmaterials vermag vielleicht einmal diese Fragen zu beantworten.

Helle Lagergänge.

Die untersuchten Proben gehören alle Alkalisyenitporphyren an. Sie unterscheiden sich von den in Stöcken auftretenden grauen Syenitporphyren im allgemeinen durch geringere Korngrösse. Spärliche Einsprenglinge von Alkalifeldspat liegen in einer subtrachytischen Grundmasse desselben Feldspats. Die wenigen Mafite sind vollständig durch Erz ersetzt oder in Chlorit und Karbonat umgewandelt.

Quergänge.

Eine Unterscheidung in solche innerhalb und ausserhalb der magmatischen Komplexe lässt sich petrographisch nicht durchführen; an beiden Orten sind dieselben Typen vertreten. Unter den untersuchten Proben befanden sich Vertreter der folgenden Gesteine:

Feinkörnige Alkalisyenite und Alkaligranite; Alkaligranitaplite; ein quarzreicher Pegmatit.

Alkalisyenitporphyre, ähnlich denjenigen der Lagergänge, jedoch von feinerem Korn. Bei einem Vorkommen liegen in der mikrofelsitisch-sphärolithischen Grundmasse feine Erzskelette, die wahrscheinlich vererzten Mafitskeletten entsprechen. Auch in den übrigen Proben sind die spärlichen Mafite vererzt.

Ein Gang am Furggletscher (Forkgletscher) besteht aus einem Rockallitporphyr. Das Gestein setzt sich ungefähr zu gleichen Teilen aus Mikroliten von Alkalifeldspat, Quarz und Mafiten zusammen, unter denen der Aegirin über den Riebeckit vorherrscht.

Aegiringranophyre scheinen auf Gänge im Syenit beschränkt zu sein; dasselbe gilt von felsophyrischen und sphärolithischen Quarzsyenitporphyren.

Unter den Lamprophyren sei eine Gruppe von dunkeln, dichten Gesteinen zusammengefasst, die in Gängen im Syenit, in den Tuffbrekzien und den Sedimenten auftreten und die gelegentlich auch Basaltsills durchschlagen. Diese Gesteine sind fast durchwegs recht stark zersetzt, besonders von den ursprünglichen Mafiten ist kaum mehr eine Spur vorhanden. Eine nähere Bezeichnung kann deshalb nicht durchgeführt werden. Der Feldspat ist durchwegs intermediärer bis basischer Plagioklas. Er ist in einigen Proben noch recht frisch, in anderen sehr stark zersetzt (skapolitisiert? verglimmert?). Unter den Mafiten ist Augit noch am häufigsten vorhanden, seltener tritt braune oder grünliche Hornblende auf, sporadisch Biotit. Chlorit, Talk und besonders Karbonate und Erz sind die vorherrschenden Zersetzungsprodukte. Die Struktur einiger Proben ist fein diabasisch-körnig und es ist möglich, dass diese nicht den lamprophyrischen Spaltungsprodukten, sondern dem Basaltzyklus angehören.

Tuffbrekzien.

Nach den wenigen vorgelegenen Belegstücken scheint es sich um die extrusiven Produkte desselben Magmaherdes zu handeln, dem die Syenite und ihre porphyrischen Abarten entstammen.

BASALTE.

Dolerite.

Die meisten der untersuchten Proben stammen aus Lagergängen in den Sedimenten, der Rest aus querschlägigen Gängen. Da kein wesentlicher Unterschied zwischen beiden besteht, dürfte es sich bei den letzteren um Förderkanäle der Sill-Dolerite handeln.

Die Struktur ist ophitisch bis subophitisch, der wensentliche Mineralbestand basischer Plagioklas, Pyroxen und Erz. Der Pyroxen ist beinahe in jeder Probe etwas verschieden. Die Farbe ist schmutzig grünlichgrau, bräunlich bis bräunlich-

violett. Zonarstruktur ist verbreitet. Der Kern wird dann von Pigeonit mit 2 V $\sim 0^0$, die Hülle von Augit mit 2 V 40—50^0 gebildet. Die Auslöschung ist oft stark undulös. Kräftige undulöse Auslöschung scheint überhaupt ein charakteristisches Merkmal zu sein bei Verwachsungen von Pigeonit mit Augit. Einige Proben führen sporadisch, eine einzige reichlich Olivin. In einem Fall liegt ein Quarzdolerit vor, mit den typischen granophyrischen Bildungen. In Zwickeln findet sich oft ein grünliches bis bräunliches Zersetzungsprodukt. Bei mehreren Proben ist der Pyroxen randlich in schmutzig olivgrünen bis grünblauen, filzigen Uralit umgewandelt; seltener findet sich ein Rand von wahrscheinlich primärer brauner Hornblende, mit grünblauer Hornblende fleckig verwachsen.

Von zwei Vorkommen, im Föhntal (Føndal) und beim Bogengletscher (Buegletscher) stammen grobkörnige, gabbroide Uralitdolerite mit grünblauen, filzigen Aggregaten, seltener grösseren, einheitlichen, fleckigen Tafeln von Uralit. Diese ungewöhnliche Ausbildung des Dolerits dürfte auf kontaktliche Beeinflussung durch den Syenit zurückzuführen sein.

Porphyrische Basalte.

Von diesem wenig verbreiteten, nur in der SW-Ecke des Kartengebietes vorkommenden Typus lag nur ein Schliff vor. Einsprenglinge von intermediärem Plagioklas und seltene von hellgrünlichem Diopsid liegen in einer sperrigen Grundmasse von Plagioklasleistchen, braunrotem, stark pleochroitischem, zweiachsigem Biotit und wenig Diopsid. In Zwickeln Quarz; wenig Apatit. Man könnte dieses Gestein nach Mineralbestand und Struktur einen Kersantit nennen. Ob es sich aber tatsächlich um einen Lamprophyr oder um ein kontaktmetamorphes basaltisches Gestein handelt, kann erst die Untersuchung weiterer Proben zu entscheiden versuchen.

Basalte mit tafeligen Feldspateinsprenglingen.

Auch dieser Typus ist wenig verbreitet und wurde nur in drei Gängen an der S-Küste beim Davysund festgestellt. Das Gestein des Ganges am S-Fuss des Forchhammerberges entspricht einem normalen olivinführenden Basalt, der allerdings durch das Vorhandensein der mehrere cm grossen und einige mm dicken Labradorittafeln ein aussergewöhnlich grobporphyrisches Aussehen erhält. Die intersertale Grundmasse besteht aus Plagioklasleistchen, bräunlichvioletten Augitkörnchen, Erzkörnchen, Karbonat und spärlichem Olivin.

Ganz aberrante Gesteine liegen hingegen vor von den beiden lokalen Vorkommen zwischen Foraarsdal und Føndal am Davysund. Bei einem der Gänge ist das Ganginnere frei von Einsprenglingen. Schwach wolkige Plagioklasleistchen liegen in einem glomerogranularen Gewebe von hellgraugrünlicher, seltener brauner Hornblende und Diopsid, von einem Kranz braunroter Biotitschuppen umgeben. Ziemlich viel Erz, in Körnchen und Staub, wenig Karbonat. Das sperrige Gefüge der Plagioklasleistchen erinnert an subophitische Struktur, die glomerogranularen Hornblende-Biotit-Aggregate an Gewebe, wie sie viele eklogitische Amphibolite zeigen. Im Salband sind die grossen Plagioklastafeln angereichert. Die Grundmasse besteht aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von braunroten Biotitschuppen mit wenig Plagioklas und fast farbloser Hornblende. Die Plagioklaseinsprenglinge scheinen von dieser Grundmasse aufgezehrt. Das Gestein eines anderen Ganges besteht fast ausschliesslich aus bis 5 cm grossen, dünnen, schwach wolkigen Plagioklastafeln, mit Wucherungen von filzigem, schmutzig olivgrünem

Uralit, der auch den Feldspat bestäubt; wenig Chlorit und Erz. Es dürfte sich bei diesen Gesteinen um metamorphe Produkte des grobporphyrischen Basaltes handeln. Sie leiten über zu den im folgenden Abschnitt beschriebenen metamorphen Gesteinen.

KONTAKTMETAMORPHE GESTEINE.

An der S-Küste des Untersuchungsgebietes, am Davysund, 1 km E vom Forchhammertal, ist auf der geologischen Karte ein Vorkommen von grauem Porphyr im Kontakt mit metamorphen Gesteinen eingezeichnet. Vom metamorphen Gestein lag keine Probe vor. Das porphyrische Gestein zeigt bis 1 cm grosse Alkalifeldspateinsprenglinge, gelegentlich mit einem Plagioklaskern, in einer kleinkörnigen Grundmasse von stark braun getrübtem Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, stark pleochroitischem Biotit, weniger schmutzig oliver Hornblende und etwas Erz. Das Gestein entspricht seiner Zusammensetzung nach einem Quarzmonzonitporphyr. Es scheint jedoch nicht rein magmatisch zu sein. Eher dürfte es sich um ein hybrides Gestein handeln und ein Reaktionsprodukt darstellen zwischen der Syenitintrusion und dem Nebengestein.

Im Steenstruptal, am W-Hang des Forchhammerberges stellte SCHAUB fest, dass von einem Dolerit Schollen in den Syenit abgesunken und von diesem stark umgewandelt worden sind (Fig. 6, S. 18 und lit. 22, Fig. 3). Die ganze Randpartie des Syenits zu beiden Seiten des Furggletschers (Forkgletscher) scheint aus solchen hybriden Gesteinen zu bestehen, von denen zwei Proben untersucht wurden. Die eine gleicht einem Essexit; sie besteht ungefähr zu $^2/_3$ aus basischem Plagioklas und $^1/_3$ Mafite: Augit, feingespickt mit einem sehr stark pleochroitischen, zweiachsigen dunkeln Glimmer, der auch den Augit umsäumt. Im Gestein findet sich ausserdem reichlich Apatit und Erz. Die andere Probe ist ein peridotitisches Gestein mit spärlichem basischen Plagioklas, vorherrschendem rötlichbraunem Augit und weniger braunrötlicher, barkevikitischer Hornblende, mit Augit verwachsen und mit Flecken von grasgrüner Hornblende. Das Gestein führt ausserdem reichlich Apatit und Erz. Der Augit und der Apatit haben infolge feinster Erzbestäubung ein wolkiges Aussehen.

Von den metamorphen Gesteinen des Kap Parry Komplexes befanden sich keine Belegstücke unter den untersuchten Gesteinen. Zwei Proben von feinsandigen, schwarzen Tonen der Kreide, von der Kontaktnähe des Syenites beim Langgletscher, zeigen nur eine Verhärtung, aber keine Mineralneubildungen. Bei dem S. 17 erwähnten Vorkommen von metamorphem Kalk im Anfangstal (Startdal) in der Nähe der Drømmebugt (S-Küste) handelt es sich nicht um ein umgewandeltes Sediment, sondern um einen felsophyrischen Alkaliliparit. Spärliche Alkalifeldspateinsprenglinge mit Nestern von Limonit liegen in einer mikrofelsitischen Feldspatgrundmasse mit wenig Quarz. Mafite sind keine vorhanden; auf Haarklüften Quarz und Chalzedon. Auch den auf S. 17 erwähnten und in Fig. 16, S. 35 dargestellten kontinuierlichen Übergang des Syenitporphyrs in den Sandstein konnte die mikroskopische Untersuchung nicht bestätigen. Die Übergangsgesteine sind Alkalisyenitporphyre und zeigen keine Spur kontaktlicher Beeinflussung. In einer trachytischen Grundmasse von Alkalifeldspat liegen Einsprenglinge von Mikroperthit und Limonitnestchen, die wahrscheinlich vererzten Mafiten entsprechen. In einer Probe fand sich auch reichlich Pyrit.

Manuskript eingegangen den 19. Januar 1942.