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
Kapitel: 3: Der Aufbau der untersuchten Gebiete
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: 05.07.2025

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

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.

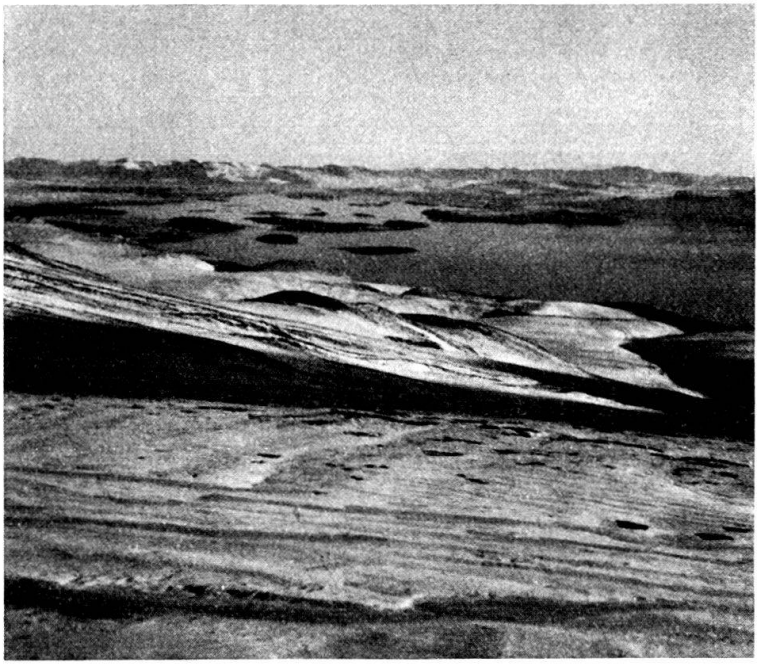


Fig. 11. *Blick von Geographical Society Insel über den Vegasund nach den äusseren Teilen der Traill Insel.*

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.

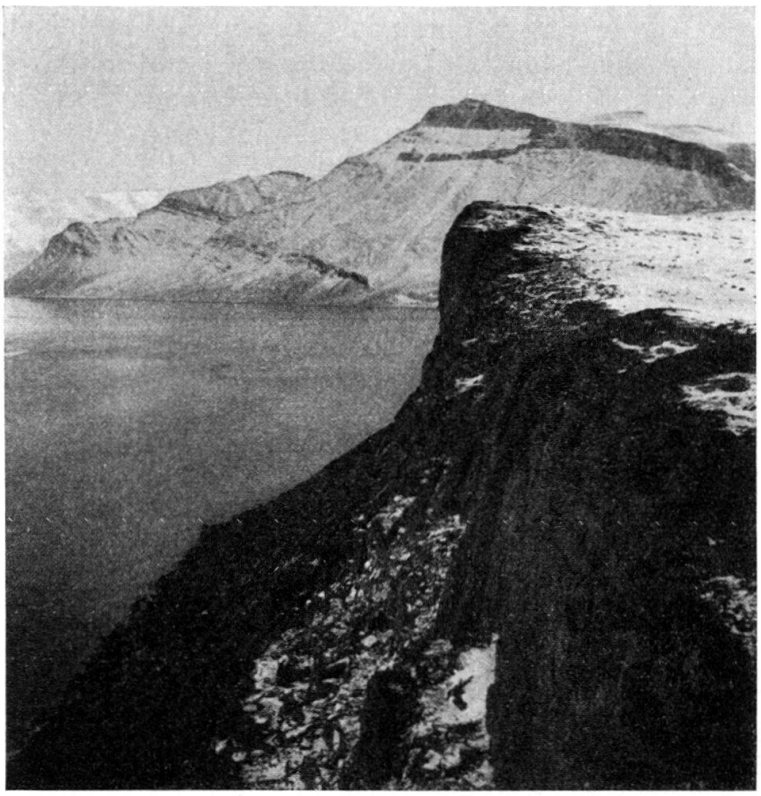


Fig. 12. *Blick vom Kap Palander nach S auf den Schilt (Skjold).*
Das W-Fallen der Schichten und des grossen Basaltsills ist deutlich erkennbar.
Phot. H. P. SCHAUB Sept. 1936.

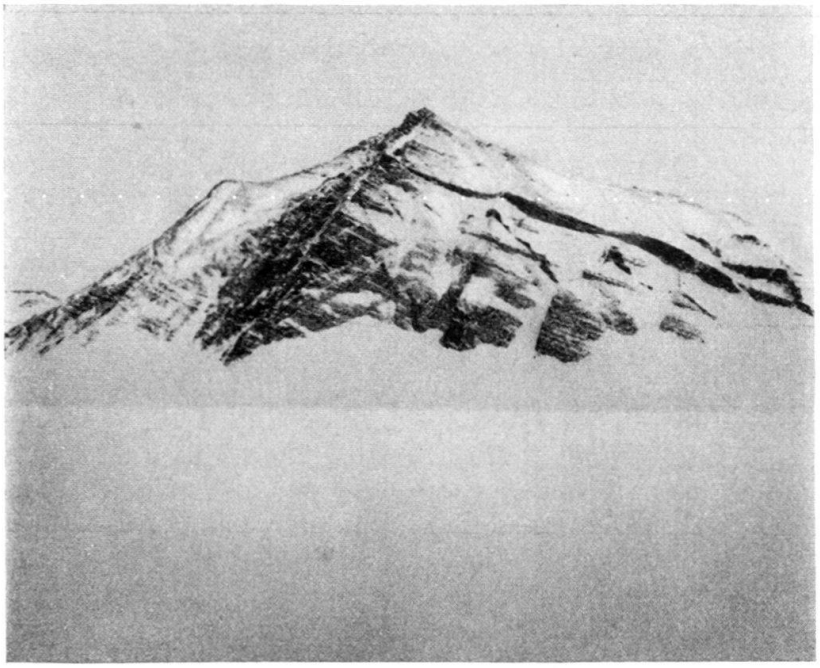


Fig. 13. *Die Verwerfung bei der Laes Insel, vom Fjord aus gesehen.*
Die Verwerfung ist begleitet von einem Gang und einer Reihe paralleler Klüfte. Rechts von der Verwerfung kleine Gänge auf Klüften, einen Basaltsill durchschlagend.
Phot. H. P. SCHAUB Mai 1937.

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).

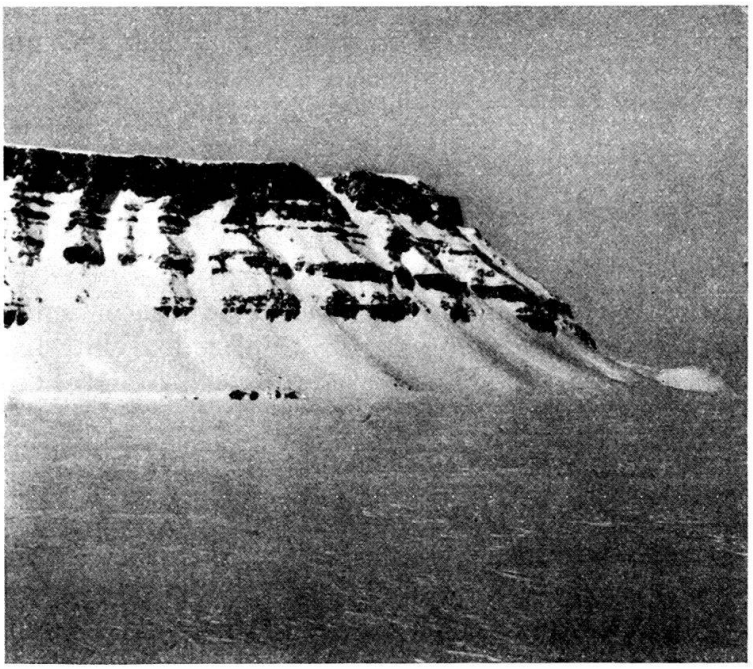


Fig. 14. *Kap Basalt von E gesehen.*
Phot. H. P. Schaub Mai 1937.

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).

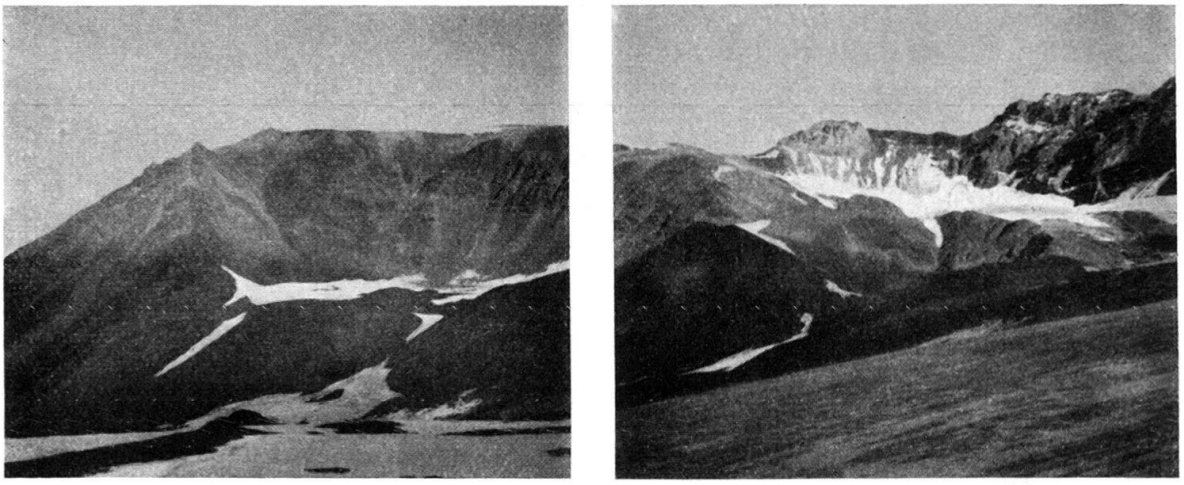
Die zweite Sedimentscholle liegt zu beiden Seiten der Knebelbucht. Auch hier wurden die Schichten durch die Intrusivvorgänge aus ihrer ursprünglich horizontalen Lage gebracht, sie fallen jedoch nicht gegen das Innere des Kap Simpson Komplexes, sondern leicht nach N. Sonstige tektonische Beanspruchung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

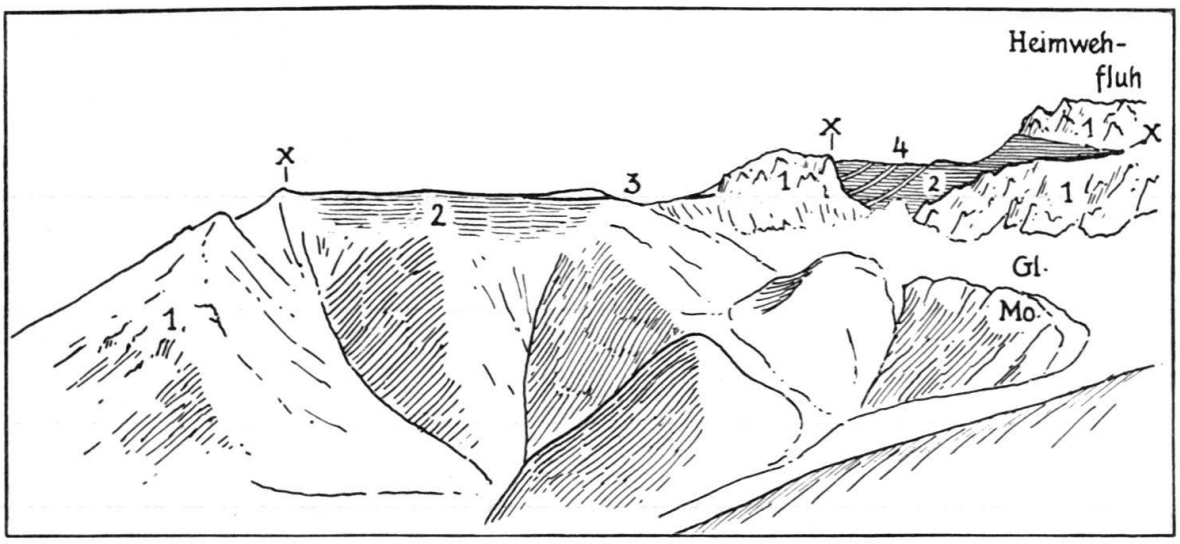
Der Anteil der Magmatite an der Dreibuchtenzone.

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.

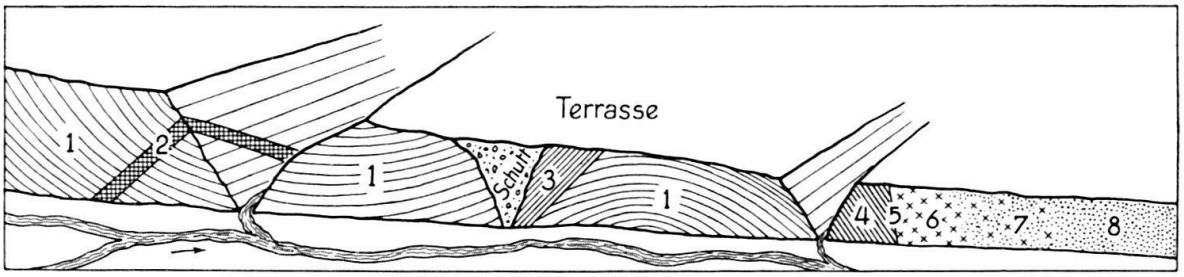


Fig. 16. *Schematisierte Ansicht des Terrassenrandes bei der Sedimentscholle im Anfangstal (Startdal).*

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.

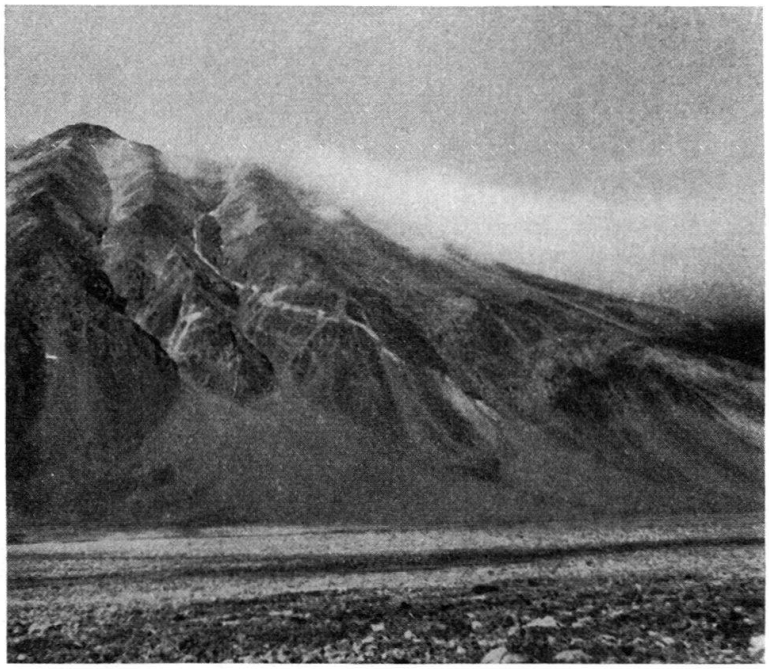


Fig. 17. *Berg N Anfangstal (Startdal)*
mit verschiedenen Gängen und Fumarolenzonen. Phot. H. P. Schaub Sept. 1936.

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.

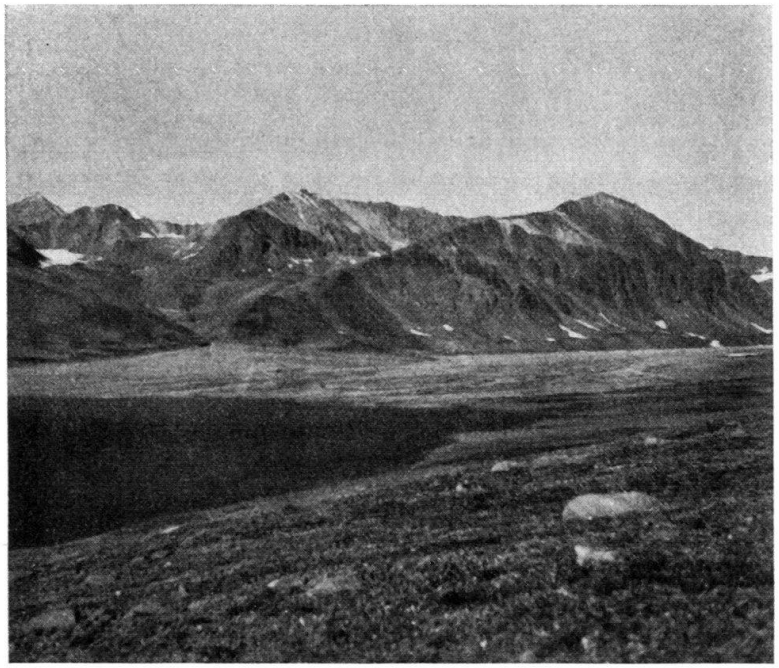


Fig. 18. *Berge E Nebeltal (Taagedal)*
mit Tuffmulde im Syenit. Phot. H. P. Schaub Sept. 1936.

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.

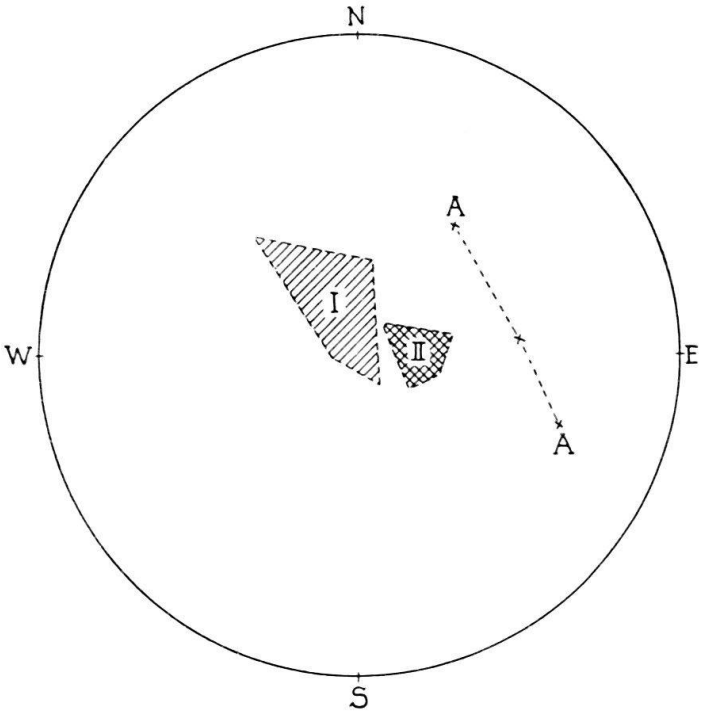


Fig. 19. *Projektion des Aussenkontakts des Syenits und des Schichtfallens am Kong Oscar Fjord.*

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.

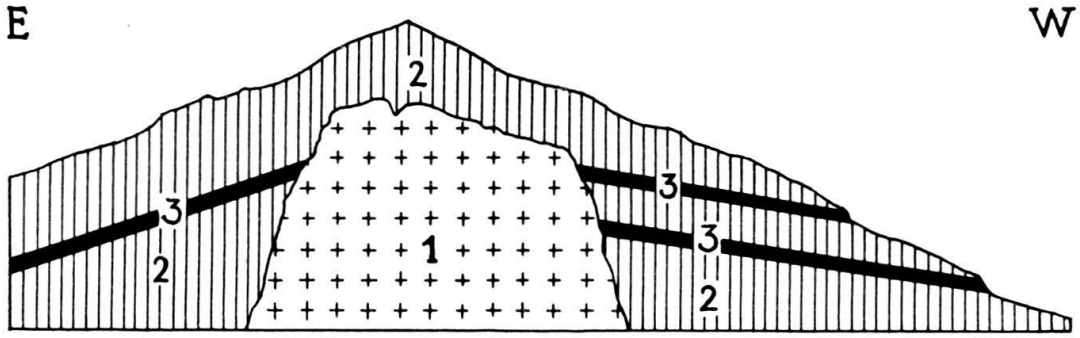


Fig. 20. *Schematisches Profil durch den Berg S Polypengletscher.*
1 Syenit; 2 Oberjura-Kreide-Schichten; 3 Basaltsills.

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