

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 160 • Nr. 1

---

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–56

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

---

BEOBACHTUNGEN AN  
DER HAUPTBRUCHZONE DER KÜSTE  
VON ZENTRAL-OSTGRØNLAND

ERGEBNISSE VON UNTERSUCHUNGEN AUSGEFÜHRT  
IN DEN SOMMERN 1955 UND 1956

VON

H. BÜTLER

---

MIT 10 FIGUREN IM TEXT UND 1 TAFEL

---

*WITH SUMMARY IN ENGLISH*

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1957





## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort .....	5
I. Einleitung .....	7
II. Die postdevonische Hauptverwerfung im östlichen Hudson Land .....	12
A. Allgemeines; Strukturelemente im Hudson Land .....	12
B. Beobachtungen auf der Südseite von Wordies Bugt .....	20
C. Der Prospektal-Graben .....	27
1. Der Ostrand .....	28
2. Die Westseite .....	32
a. Höghoms Bjerg .....	32
b. Sernanders Bjerg .....	34
3. Die Grabensenke .....	35
a. Unterlage des Karbons .....	35
b. Die Karbonserien .....	38
III. Die Verwerfungen bei Østernæs am Vega Sund .....	44
A. Der Bordbjerg-Bruch .....	44
B. Der Maanedal-Bruch .....	47
VI. Das Røde Konglomerat im innern Scoresby Sund-Gebiet .....	51
V. Die Sedimente auf dem Kristallin des Liverpool Landes am Hurry Inlet ..	61
VI. Summary .....	73
VII. Literaturverzeichnis .....	77

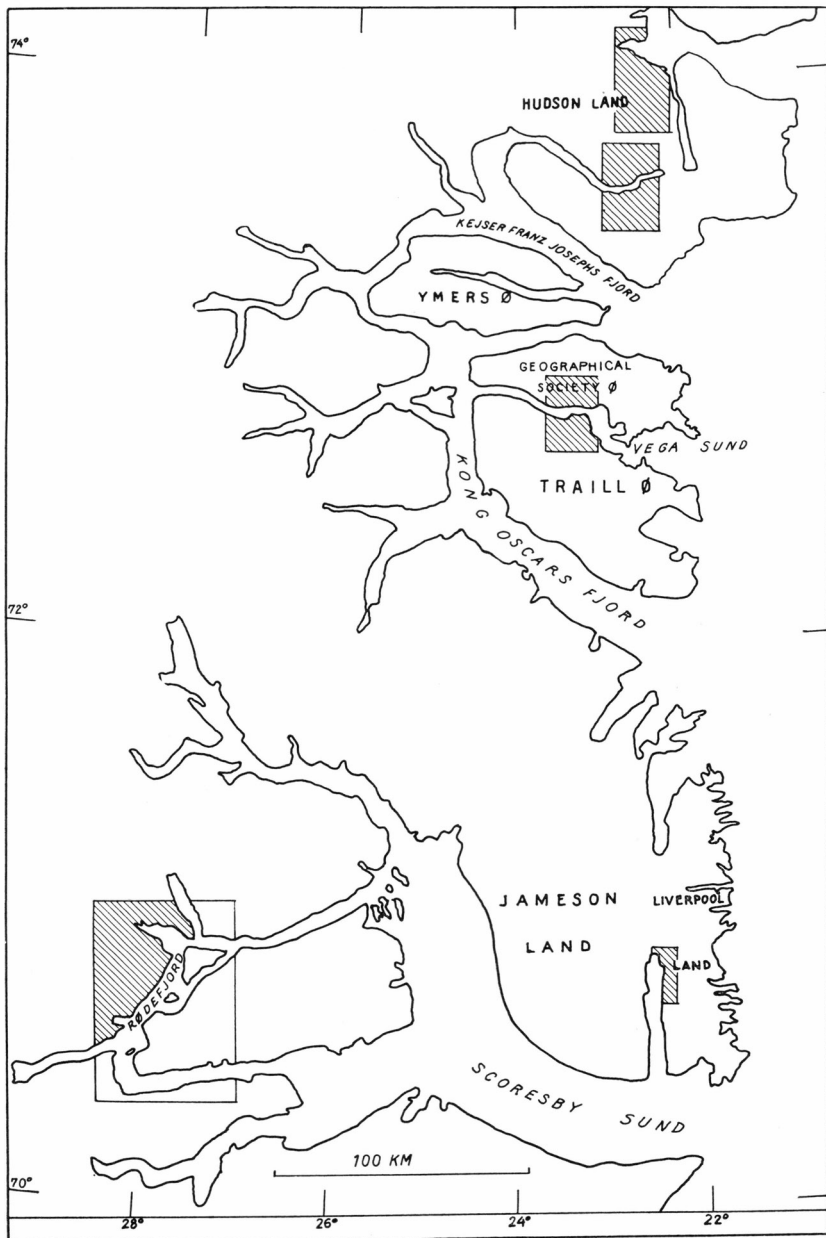


Fig. 1. Übersichtskarte.

Die beschriebenen Gebiete sind durch Schraffen hervorgehoben.

## VORWORT

---

In der vorliegenden Schrift werden zur Hauptsache die Ergebnisse von Untersuchungen dargestellt, die der Verfasser als Mitglied der von Dr. LAUGE KOCH geleiteten Ostgrönlandexpeditionen im Sommer 1955 ausgeführt hat. Da sich die Ablieferung des Manuskriptes verzögerte und im Juli und August 1956 Aufnahmen dazukamen, die diejenigen des Vorjahres ergänzten, wurden auch die neuen Arbeiten in die Beschreibung einbezogen.

Die untersuchten Bezirke liegen im Küstengebiet von Zentralostgrönland, in dem eine Bruchterasse den Kontinentalrand bildet. Die grosse, als postdevonische Hauptverwerfung bekannte Bruchlinie spielt darin eine besondere Rolle, und die vorgenommenen Kartierungen lagen, zur Hauptsache wenigstens, in deren Nähe. Die beiden Bezirke im Scoresby Sund-Gebiet, der eine am Rødefjord, der andere am Hurry Inlet, liegen etwas abseits, aber auch dort spielen Brüche, die an der Staffelung des ostgrönländischen Küstengebietes beteiligt sind, eine wesentliche Rolle.

Im Sommer 1955 wurden Kartierungen unmittelbar an der grossen Hauptverwerfung ausgeführt, und zwar Ende Juli und anfangs August im mittleren Teil des Vega Sundes, zwischen Østernæs und Maanedal, und Mitte August im östlichen Hudson Land, an Wordies Bugt und am Moskusoksefjord. Ende August erfolgten Untersuchungen im Rødefjord und an der Nordøstbugt, im innern Teil des Scoresby Sund-Gebietes. Am Vega Sund begleiteten mich die beiden jungen Geologen J. PUTALLAZ und A. PERRENOUD und mein Assistent H. VÖGELI; P. POVELSEN betreute Motorboot und Küche. Im Hudson Land half mir H. VÖGELI bei meiner Arbeit, im Scoresby Sund Gebiet zuerst P. POVELSEN und hierauf wiederum H. VÖGELI.

Die Kartierungen im Sommer 1956 betrafen zuerst das östliche Hudson Land, wo die Grenze zwischen Karbon- und Devonsedimenten gegen das Kristallin von Nordhoeks Bjerg festgelegt wurde, dann das Gebiet zwischen Krumme Langsø und Vibekes Sø mit der Überlagerung von Ordoviciem durch das Devon und den Brüchen, die den Søryggen

durchziehen, und zum Abschluss die Westabdachung des Liverpool Landes, im nördlichen Teil des Hurry Inlet. Als hilfreicher und sachkundiger Assistent begleitete mich Dr. H. FRÜH.

Allen, die mich bei meiner Arbeit unterstützt haben, schulde ich Dank, in erster Linie wiederum Herrn Dr. LAUGE KOCH, dann meinen Assistenten und Begleitern, sowie dem Stations- und Flugpersonal der Expedition. Fräulein E. GLEERUP erwies mir den Dienst, das Summary ins Englische zu übersetzen.

---

## I. EINLEITUNG

---

Dass grosse Brüche in der geologischen Entwicklung von Zentral-ostgrönland eine wichtige Rolle spielten, wurde bereits von KOCH (1929) festgestellt. Bei seinen Feldaufnahmen traf er an verschiedenen Stellen in der Nähe der ostgrönländischen Aussenküste hohe Verwerfungen an. Er versuchte, sie zu einer grossen, von Danmarks Fjord im Norden bis zum Scoresby Sund im Süden reichenden Bruchlinie oder Bruchzone zusammenzufügen. Für die Entstehung nahm er ein permo-karbonisches Alter an. Auch konstatierte KOCH (1929, pp. 292—294), dass das Kristallgebiet von Liverpool Land und das von jüngern Sedimenten überdeckte Jameson Land Teile einer gegen Westen gekippten grossen Scholle sind, von der das Liverpool Land als gehobener östlicher und das Jameson Land als abgesunkener westlicher Teil betrachtet werden müssen. FREBOLD hat in der 1932 erschienenen Schrift, »Grundzüge zur tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit«, der von KOCH vermuteten Bruchlinie eine sehr grosse Bedeutung beigemessen und sie als die »Koch'sche Linie« bezeichnet. Doch zeigten die in den darauffolgenden Jahren durch die Koch'schen Expeditionen ausgeführten Kartierungen, dass diese Linie, so wie ihr Verlauf angenommen worden war, nicht existiert. In der »Geologie von Grönland« bezeichnete KOCH die Kristallgebiete Ostgrönlands als »kaledonische Wölbungszonen« (1935, S. 137), in denen ausgeprägte Granitisationen vorhanden seien. In postkaledonischer Zeit hätten sich diese Wölbungszonen als Hebungsgebiete bemerkbar gemacht, während sich die Zwischengebiete senkten und mit Ablagerungen überdeckt wurden. Durch eine neue Linie, die teils der früher angenommenen, teils einer westlich davon gelegenen Verwerfungsspur folgte, trennte er eine labile östliche Zone von einem mehr verfestigten westlichen Hochgebiet ab (1935, S. 79).

Die wirklichen Zusammenhänge konnten aber erst richtig erkannt und gedeutet werden, als ein grosser Gebietsteil durch eine geologische Kartierung genauer aufgenommen war. Fast alle Geologen, die an den Feldaufnahmen der Koch'schen Expeditionen beteiligt waren, haben über kürzere oder längere Strecken den Verlauf von Brüchen fixiert. Vor allem ist es der Zusammenarbeit von MAYNC und VISCHER zu verdanken, dass ein klares und anschauliches Bild über den Schollenbau im Küsten-

gebiet von Ostgrönland entstand. VISCHER (1938, 39, 40, 43) hat die tektonischen Aspekte, MAYNC (1938, 39, 40, 42, 47, 49) die damit im Zusammenhang stehenden stratigraphisch-lithologischen Probleme verfolgt. Beide erkannten, dass der Ostrand der grönländischen Landmasse in ihrem mittleren Teil aus einer antithetisch angeordneten, ostwärts fallenden, aber gegen Westen geneigten Schollentreppe besteht, die sich in postdevonischer Zeit in mehreren Bewegungsphasen entwickelt hat. VISCHER hob dabei eine neue Linie als besonders wichtig hervor. Auf Grund von eigenen Aufnahmen im nördlichen Gebiet und Literaturangaben aus dem südlich von Kejser Franz Josephs Fjord gelegenen Teil, betrachtete er diese Linie vom Ardencaple Fjord ( $75\frac{1}{2}^{\circ}$  n. Br.) bis zum Gaasefjord ( $70^{\circ}$  n. Br.) als die Hauptstörung im Schollenbau von Zentral-Ostgrönland. Den nördlich Kong Oscars Fjord gelegenen Teil nannte er die »postdevonische Hauptverwerfung«, die an diesem Fjord von der »Staunings Alper-Verwerfung« überschritten und gegen Süden abgelöst werde. Auch machte VISCHER darauf aufmerksam, dass sich mit dieser Ablösung der Schollenbau an der Aussenküste ändere, an die Stelle der nördlich von Kong Oscars Fjord vorhandenen Schollentreppe trete südlich davon eine einzige, grosse Bruchscholle, die das Jameson- und Liverpool Land umfasse. BÜTLER (1948) wies darauf hin, dass am Übergang zwischen den beiden Bezirken mit verschiedener Schollenbreite und Verwerfungsamplitude tektonische Komplikationen auftreten: Verwerfungskreuzungen mit z.T. widersinnigen Bewegungsrichtungen an den Enden, kleine Grabenbildungen und emporgepresste Schollenteile. In diese stark und tief zerrissene Übergangszone sind ausser den Basalten auch junge syenitische und saure Eruptive aufgestiegen.

Aus der Tatsache, dass die postdevonische Hauptverwerfung nördlich Kejser Franz Josephs Fjord auf einer über 200 Kilometer langen Strecke eine ziemlich konstante Richtung (ungefähr  $N 10^{\circ} E$ ) besitzt, gleich wie die Staunings Alper-Verwerfung, die jedoch ungefähr 50 Kilometer zur ersteren gegen Westen versetzt erscheint, und dass das schräg dazu verlaufende Stück zwischen Kejser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjord einen unregelmässigen, geknickten Verlauf aufweist, nahm BÜTLER an, dass dieses Zwischenstück lediglich eine sekundäre Diagonalverbindung zwischen zwei ursprünglich getrennten Hauptbrüchen darstelle. Die Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt,

Fig. 2. Die wichtigsten Brüche und Flexuren im Devon- und Karbongebiet zwischen Godthaabs Golf und Kong Oscars Fjord.

Die postdevonische Hauptverwerfung, der Diagonalbruch und die Staunings Alper-Verwerfung sind hervorgehoben. Die Zusammenstellung basiert auf den Karten von BIERTHER, BÜTLER, COWIE-ADAMS, DONOVAN, EHA, FRÄNKEL, KATZ, STAUBER, VISCHER-MAYNC und WITZIG sowie Aufnahmen des Verfassers. Gebiete mit anstehendem Karbon sind punktiert.

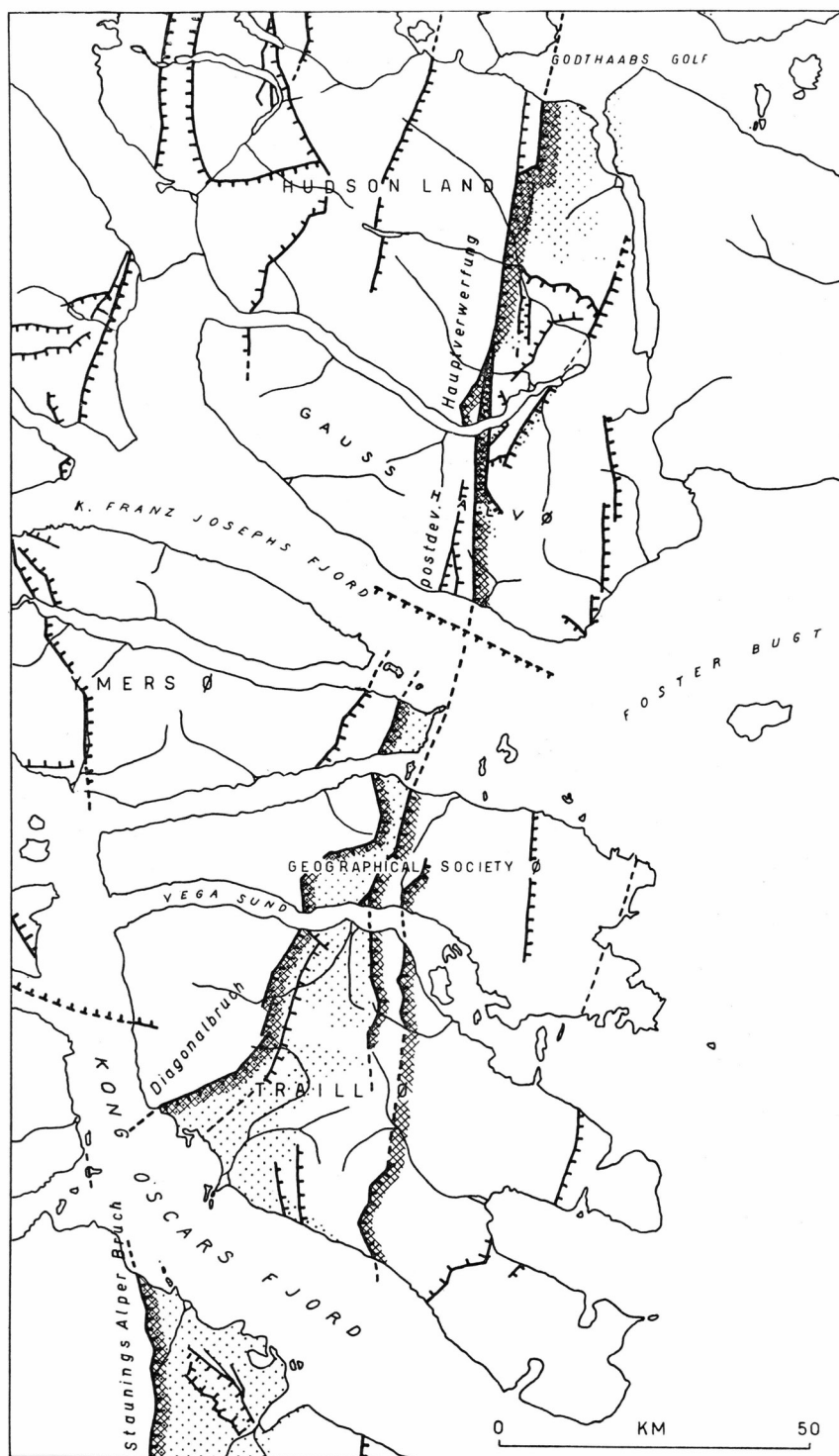


Fig. 2.

dass dies zutrifft, und dass sich die eigentliche postdevonische Hauptverwerfung von Norden her mit abnehmender Sprunghöhe in der alten Richtung durch Geographical Society Ø und Traill Ø fortsetzt. Der Diagonalbruch spaltet sich an Kejser Franz Josephs Fjord ab. An ihm sind die älteren der jungen Basalte verstellt, nicht aber die jüngsten. Es muss angenommen werden, dass die Bruchbildung an dieser Stelle während den Basaltintrusionen, d. h. erst anfangs Tertiär erfolgt ist. Zwischen Kejser Franz Josephs- und Kong Oscars Fjord lässt sich kein Beweis für eine alte Anlage des Bruches erbringen. Auch aus diesem Grund empfiehlt es sich, das Zwischenstück von der eigentlichen postdevonischen Verwerfung abzutrennen.

Aus seinen Beobachtungen zog VISCHER den Schluss, dass durch die Bildung von Sekundärbrüchen östlich der Hauptverwerfung im Nordgebiet nach der Karbonzeit eine ursprünglich breite Scholle weiter zerlegt und zu einer antithetischen Schollentreppe umgestaltet wurde. Im südlichen Abschnitt dagegen hätten sich die wiederholten Bewegungen hauptsächlich an der einen grossen Verwerfung, am Rande der Stauings Alper ausgewirkt. Das Gebiet westlich der Hauptverwerfungen hätte sich dagegen in postkarbonischer Zeit ruhig verhalten, denn die dort von verschiedenen Beobachtern festgestellten grossen Brüche treten kaum als Leitlinien im Landschaftsbild heraus. Die Kartierungen im küstennahen Gebiet dagegen lassen die Bruchstufen als markante Geländesprünge erscheinen. Die Untersuchungen, die in den letzten Jahren im kaledonischen Gebiet ausgeführt wurden (EHA, FRÄNKL, KATZ, WENK, HALLER, SOMMER), vor allem diejenigen von HALLER (1956) und SOMMER (1956), haben gezeigt, dass grosse Brüche und Schwärme von Verschiebungen auch das Gebiet der innern Fjorde und der Nunatakker durchsetzen. Jedoch ist es dort unmöglich, sie genau zu datieren. HALLER hält fest, dass der kaledonische Gebirgsrumpf in eine Schollentreppe grossen Stils gegliedert ist; doch sind nach seinen Erhebungen die Brüche dort wesentlich älter und komplizierter als die Stufen an der Aussenküste. Das eine Störungssystem, das eine NNW—SSE-Anordnung zeigt, würde einer Dehnungsphase unmittelbar beim Abschluss der kaledonischen Hauptgebirgsbildung entsprechen, die von NNE—SSW bis N—S verlaufenden Brüche dagegen würden einer etwas jüngern Nachphase angehören, die aber älter als die devonischen Zusammenschübe wäre. Da einige Brüche im ostwärts anschliessenden Devonareal als intra-devonisch bestimmt werden können und diejenigen an der Aussenküste sich als fröhertiär erweisen, ergäbe sich daraus das Bild einer zeitlich von Westen gegen Osten fortschreitenden Bruchstaffelung des zentral-ostgrönländischen Kontinentalrandes.

Die in dieser Schrift gegebenen Beschreibungen befassen sich mit einigen Abschnitten der äusseren, küstennahen Bruchzone. Zuerst werden



Stellen im östlichen Hudson Land besprochen, die an der grossen postdevonischen Hauptverwerfung VISCHERS, vom Verfasser auch Hochlandrandbruch genannt, liegen. Dabei werden Beobachtungen aus frühern Jahren mitverwertet. Die besuchten Lokalitäten am Vega Sund liegen an der direkten südlichen Fortsetzung dieser postdevonischen Hauptverwerfung auf der Traill Ø. Die dortigen Aufnahmen schliessen sich an diejenigen von 1953 und 1954 an und bringen einige Ergänzungen zu der 1955 veröffentlichten Beschreibung und Karte. Die Beobachtungen am Rødefjord beziehen sich auf die Stelle, an der VISCHER (1943, Fig. 23), auf Grund der Literaturangaben, die postdevonische Hauptverwerfung im Scoresby Sund-Gebiet durchziehen liess. Ferner konnten einige Beobachtungen am Sydkap festgehalten werden, wo die Stauning Alper-Verwerfung die Nordøstbugt verlässt und den grossen Fjord kreuzt.

Der Verfasser hat nicht die Absicht, eine Umdeutung der von VISCHER gezeichneten, klaren Übersicht vorzunehmen, noch auf weitergehende Schlussfolgerungen oder eine Diskussion über weiterreichende Zusammenhänge einzutreten.

---

## II. DIE POSTDEVONISCHE HAUPTVERWERFUNG IM ÖSTLICHEN HUDSON LAND

### A. Allgemeines.

Durch das Ansteigen der geologischen Strukturen nördlich Kejser Franz Josephs Fjord tauchen am Moskusoksefjord und im Hudson Land tiefe Devonschichten mit dem kaledonischen Unterbau auf und geben Auskunft über die tektonischen, stratigraphisch-lithologischen und eruptiven Geschehnisse während der mittel- und oberdevonischen Zeit. Auf einem Querschnitt, von Strindbergs Land an ostwärts durch das Devongebiet des Hudson Landes, lassen sich von Westen gegen Osten folgende Strukturelemente unterscheiden (vergleiche hiezu Tafel 1):

1. Die Transgressionsfläche des Devons auf den kaledonisch gefalteten, kambro-ordovicischen Schichten von Strindbergs Land, samt den Basisbrekzien, den Transgressionskonglomeraten und untern Sandsteinen des kontinentalen Old Reds.
2. Den nordsüdverlaufenden Nordfjord—Ole Römer Land-Graben, der sich gegen Norden gabelt, und dessen westlicher, schmaler Arm bis über Vibekes Gletscher hinaus verfolgt worden ist. Im südlichen Teil, im Gebiet des Nordfjordes, ist eine einzige, ungefähr 20 Kilometer breite Senke vorhanden, die auf beiden Seiten durch flexurartige Abbiegungen der tiefern und mittlern Devonserien begrenzt ist. Am Moskusoksefjord überschneidet der östliche Grabenrandbruch das nächstfolgende Strukturelement, eine abgedeckte Aufwölbung von kaledonischem Kristallin. Die Sandsteine der Kap Kolthoffserien biegen an der Flexur auf der Gauss Halvö und im Hudson Land in die Senke ab, währenddem die roten Sandsteine der Kap Graahserien im Rödtop und in Fletts Plateau die Störungszone flach und diskordant überlagern. Damit ist das Alter der Grabenbildung innerhalb der Devonablagerungen einigermaßen bestimmt; diese ist jünger als die Kap Kolthoff- und älter als die Kap Graahserien. Somit dürfte sie ins untere Oberdevon einzustufen und ungefähr gleichaltrig wie die Heraushebung der Whittards Berg-Zone während der Hudson Land-Phase III sein.

3. Am westlichen Eingang zum Moskusoksefjord taucht auf beiden Fjordseiten ein aus kaledonischen Gesteinen bestehendes Kristallin-  
gewölbe unter den Devonsandsteinen auf. In der Literatur ist es unter der Bezeichnung »Moskusoksefjord-Inlier« bekannt. Die Gewölbestruktur wird jedoch nur vorgetäuscht, weil die von Osten gegen Westen aufsteigenden Granitgneise und Mischgesteine durch die Randflexur des Nordfjordgrabens gegen Westen abgebogen wurden und dadurch eine antiklinalartige Wölbung entstand. Gegen Norden streben die beiden Strukturen, Bruch und Gewölbe, auseinander, und das Kristallin verliert seine domartige Lagerung. Im Visper Tal ist es von unmetamorpher Eleonore Bay-Formation bedeckt; die Granite durchstiessen hier, als keilförmige Masse gegen Westen aufsteigend, das Dach. Dass es sich am Moskusoksefjord-Inlier nicht um eine einfache, alte kaledonische Falte handeln kann, beweisen die in mechanischem Kontakt den Gneisen klippenartig aufsitzenden Schuppen von Tilliten und kambro-ordovicischen Kalken, besonders aber die an den Fjordufern anstehenden, ebenfalls mit den Kalken zerrissenen Reste von devonischem Basiskonglomerat und die in verschiedenartigen Steil- und Schrägstellungen vorhandenen Konglomerate jüngerer Devonserien. Auf Grund der Diskordanzen dieser verschiedenen Seriengruppen lassen sich auf der Ostseite des Inliers drei stärkere Heraushebungen der Zone in devonischer Zeit ableiten. Da aber die mächtigen Konglomeratlagen zum Teil ortsfremdes kaledonisches Geröllmaterial besitzen, muss jeweils ein grösseres Areal an den Bewegungs- und Abtragungsvorgängen beteiligt gewesen sein. Der Verfasser hat sie als die Hudson Land-Phasen I, II und III bezeichnet (BÜTLER 1935a), von denen die beiden ältern nach unserer jetzigen Kenntnis als mitteldevonisch betrachtet werden können. Die dritte ist wahrscheinlich frühoberdevonisch. Die stark erodierte Oberfläche des Inliers wurde durch die Aufschüttungen des obern Teils der Kap Kolthoffserien zugedeckt. Hierauf hat sich der Nordfjord—Ole Römer Land-Graben eingesenkt. Am Ostrande desselben ruhen die Schichten der oberdevonischen Kap Graahserien mit grosser Winkeldiskordanz auf den abgebogenen Lagen der Kap Kolthoffserien. Dagegen liegen etwas weiter im Osten, im mittleren Teil des Moskusochsefjordes, die beiden Glieder konkordant übereinander.
4. Die Whittards Bjerg-Zone. Im östlichen Teil des Moskusoksefjordes richten sich die tiefern Devonserien, je näher man Högboms Bjerg kommt, immer stärker gegen Osten auf. Die Basiskonglomerate der Kap Graahserien dagegen liegen flach und schneiden die Schichtköpfe der Kap Kolthoff- und Kap Bullserien sowie die in

diesen steckenden basaltischen Dykes und Basaltergüsse ab. Die aufgerichteten Schichten bilden nördlich des Ankerbjergelvs, in den Vergys und im Dybendal, eine nach Norden ansteigende und immer stärker eingeeengte und zusammengeschobene Mulde, die schliesslich zwischen zwei konvergierenden Kristallinarealen ausstreicht. Das eine derselben ist der NE—SW verlaufende »Inlierrücken«, der auf seiner SE-Seite einen Mantel von zusammengeschobener Eleonore Bay Formation trägt, das andere, im Osten, ist ein neues, gegen Norden aufsteigendes Strukturelement, das in Parkinsons und Whittards Bjerg erscheint und als Whittards Bjerg-Zone (früher Nörlunds Alper-Zone) bezeichnet wurde. Die Aufrichtung und Faltung der Devonschichten auf der Ostseite der Mulde steht mit dem Aufsteigen des Whittards Bjerg-Kristallins in Zusammenhang. Die Berührungsfläche mit dem Devon ist überall ein Bewegungskontakt (vergl. BÜTLER, 1939, Fig. 8). Im Stordal ist das Kristallin gegen Westen auf das Devon, das die untertauchende Inlierzone bedeckt, überschoben, an Wordies Gletscher steht die Aufschiebungsfläche nahezu senkrecht, sodass das Devon grabenartig eingesenkt erscheint. Zweifellos setzt sich die Whittards Bjerg-Zone nördlich von Wordies Bugt und östlich von Wordies Gletscher fort, trifft dann im nördlichen Payers Land mit der westlichen Kristallinzone des innern Fjordgebietes zusammen, und die dazwischen liegende, mit kaledonischen Sedimenten gefüllte Ole Römer-Payerlandmulde verschwindet (vergleiche MITTELHOLZER 1941, BÜTLER 1940, 1948 b, Pl. 3). Im Osten wird das Kristallin der Whittards Bjerg-Zone durch die grosse, N 10° E verlaufende Verwerfung abgeschnitten. Die Eleonore Bay Formation und die untern Devonschichten, die östlich davon im Stordal anstehen, gehören wohl zum frühern Dach oder Rücken der Whittards Bjerg-Zone.

Da an der Faltung, wie dies am Moskusoksefjord zu sehen ist, die Kap Kolthoffserien, nicht aber die Kap Graahserien beteiligt sind, muss die Aufschiebung der Whittards Bjerg-Zone der Hudson Land-Phase III entsprechen und ins untere Oberdevon gehören.

5. Die Högboms-Sederholms Bjerg-Aufschiebung (vergl. BÜTLER, 1935, pp. 24—25, und 1939, Fig. 4 und 5). An Högboms- und Sederholms Bjerg stösst man am Moskusoksefjord auf ein weiteres, einer orogenen Phase entsprechendes Strukturelement. Ein mächtiges Paket von in sich verschobenen, tiefern Devonsandsteinen, das von sauren und basischen Eruptiven durchsetzt ist, wurde an einer steilen Fläche gegen Westen aufgeschoben. An Högboms Bjerg ist der Schichtenstoss abgedeckt, im Nordostende von Sederholms Bjerg dagegen steckt er in einer Umhüllung von gefalteten Sandsteinen.

Die Aufschiebung geht an Högboms Bjerg über die Kap Graah-Basiskonglomerate hinweg. Diese sind in der Nähe der Überschiebungsfläche leicht verschuppt und verbogen worden, während an Sederholms Bjerg die gleichen Konglomerate und die darüberliegenden Sandsteine umgebogen und aufgerichtet sind. Die Aufschiebung ist also zweifellos jünger als die Kap Graahserien, aber älter als die Mt. Celsiusserien. Denn im oberen Teil von Sederholms Bjerg überdecken die zu diesen Serien gehörenden, spätoberdevonischen *Remigolepsis*-Schichten auf einer Abrasionsfläche in flacher Lagerung die Faltenstruktur. Diese Faltungsphase, als Hudson Land-Phase IV bezeichnet, ist deshalb eindeutig als spätoberdevonisch bestimmt.

Die Faltungszone lässt sich vom Moskusoksefjord aus unter den *Remigolepsis*-Schichten südwärts bis zu Harders Bjerg verfolgen und tritt in den Hjelmbjergene an den Kejser Franz Josephs Fjord. Am Moskusoksefjord ist diese Faltungszone im Osten durch den grossen Bruch zerschnitten worden. Auf der östlichen Scholle scheinen die Kristallin- und Eleonore Bay Formation-Areale von La Cours Bjerg und Ankerbjerg die Faltungszone fortzusetzen. Die Aufschiebungsfrent biegt von Högboms Bjerg an gegen NNE und NE nach Nordhoeks Bjerg um, ist aber im Bruchfeld östlich Sernanders Bjerg nicht mehr sicher zu erkennen, sodass die Verbindung mit den Quarziten und dem Kristallin von Nordhoeks Bjerg noch nicht feststeht. Im Gebiet westlich und östlich des untern Stordals durchsetzen prä- und postkarbonische Brüche den Felsgrund.

6. Die postdevonische Hauptverwerfung tritt im östlichen Hudson Land durch einen bis auf 1700 Meter gehenden Geländesprung hervor. Die Gesamthöhe der Hauptverschiebung mag stellenweise über 4000 Meter ausmachen. Der Bruch durchschneidet in ungefähr N 10° E verlaufender Richtung schräg die verschiedenen Strukturen des Devongebietes: Im Norden das Whittards Bjerg-Kristallin, gegen Süden die Högboms-Ankerbjerg-Zone und auf der Gauss Halvö die zur selben Faltungszone gehörenden Strukturen von Ramsays- und La Cours Bjerg, dann gegen Kejser Franz Josephs Fjord noch jüngere Falten. Durch die ungleiche Absenkung und den dadurch verschieden tief liegenden Erosionsanschnitt, das Auftreten von sekundären Parallel-, Diagonal- und Querverwerfungen ungleichen Alters, ist auf der heutigen Landfläche ein ziemlich kompliziertes geologisches Bild entstanden.

Ein Stück weit, im Prospekt- und Gastisdal, ist der Hauptbruch von einem schmalen Graben begleitet. Er verbreitert sich nach Süden und verliert dann an Tiefe. Der Ostrand und die Karbonfüllung dieser Senke sind auf der Gauss Halvö von oberpermischen Sedi-

menten diskordant überdeckt. Das Alter der Grabenbildung ist deshalb als postkarbonisch-präoberpermisch bestimmt. Wahrscheinlich ist auch der Hauptbruch zur selben Zeit wie der Graben angelegt worden.

7. Als Ganzes gesehen bildet das vorwiegend aus Kristallin bestehende Nordhoekmassiv mit dem nordwestlich anschliessenden, von Karbon bedeckten Gebiet der Passagehöhe eine Stufe in der antithetischen Schollentreppe, wobei das Kristallinareal den gehobenen östlichen, das Karbongebiet den gesenkten westlichen Teil darstellt. Untersuchungen darüber, welche Strukturen in Nordhoeks Bjerg anstehen, sind im Gange. Gegen SW, im Stordal, Vuache- und Salèvebjerg, ist das Kristallin von Quarziten und Schiefen der Eleonore Bay Formation überdeckt, in Nordhoeks Bjerg scheint es sie teilweise überfahren zu haben. Die Frage steht noch offen, ob dieses Gebiet, tektonisch betrachtet, als östliche Fortsetzung der Whittards Bjerg- oder Högboms-Ankerbjerg-Zone oder als nördliche Verlängerung des Giesecke Bjerger-Kristallins zu gelten hat.

Das Mitteldevon des untern Stordalgebietes, das die Quarzite der Eleonore Bay Formation diskordant überdeckt, ist teils mit diesen gefaltet worden, teilweise grabenartig in sie eingesenkt. Die Lagerung der Formationen im Salèvebjerg zeigt, dass die Versenkung der Devonmulde präkarbonischen Alters ist. Auch der grosse Bruch, der das Old Red vom Kristallin und den Quarziten von Nordhoeks Bjerg trennt, dürfte präkarbonisch sein.

Die postorogenen Granite im Fuss von Anker- und La Cours Bjerg sind teils von wenig veränderten Quarziten der Eleonore Bay Formation, teils von hochmetamorphen kristallinen Schiefen überdeckt. Im Schema der antithetischen Schollentreppe stehen die beiden Granitgebiete in anormaler Lage, und man kann ihre Stellung auf ganz verschiedene Weise deuten. Entweder können sie das Südende einer in südlicher Richtung ansteigenden Scholle sein, oder ein herausgehobenes Stück zwischen zwei, schräg zueinander laufenden Verwerfungen darstellen, oder dann geht ihre Heraushebung auf die Zeit vor der Bruchbildung zurück und hängt mit den Aufschiebungen während der Oberdevonzeit zusammen. Verschiedenes spricht zu Gunsten dieser letztern Möglichkeit, d. h., dass das Ankerbjerg- und La Cours Bjerg-Kristallin bereits während der Hudson Land-Phase IV emporgebracht wurde. Der Grabenbruch hätte nachher die beiden, zur selben Bewegung gehörenden Areale voneinander getrennt.

8. Das Karbongebiet. Die unmittelbar östlich der Hauptverwerfung befindlichen, abgesunkenen Schollenteile sind heute noch auf grös-

seren Flächen von Karbonsandsteinen bedeckt. Nach den Karten von VISCHER und MAYNC (1949) und BÜTLER (1948a) lassen sich drei, heute getrennte, ursprünglich zusammenhängende Karbonbezirke abgrenzen:

- a. Gebiet der westlichen Clavering Ø, Kap Stosch und westlicher Teil von Spaths Plateau auf Hold with Hope, Passagehöje im östlichen Hudson Land samt den dazu gehörenden Restarealen in Nordhoeks Bjerg und der Gegend des Salèvebjerges. Das Zentrum befindet sich im Gebiet von Godthaabs Golf.
- b. Die Füllung des Prospekt- und Gastisdal-Grabens.
- c. Die Mulde des Ulvedals, auf der Südseite des Moskusoksefjordes. Bei den Kartierungen der letzten Jahre wurden unter dem Perm Karbonsandsteine und Konglomerate bis zum Ulvedal angetroffen. Sie liegen unmittelbar unter den Permschichten und stossen fjordwärts an der grossen, NE—SW verlaufenden Verwerfung gegen spätkaledonischen Granit. Die geologische Karte (BÜTLER 1948a) ist dahin zu korrigieren, dass an Stelle der dort eingetragenen Devonschichten, nordöstlich von La Cours Bjerg, ein breiterer Streifen von Karbongesteinen vorhanden ist.

Gegen Osten wird das Karbon dann vom Perm abgeschnitten, denn dieses transgrediert in den Giesecke Bjergen auf Kristallin und auf Devonsedimente. Auch gegen Süden, in der Umrahmung des Margrethedals, liegt das Perm direkt Devongesteinen auf.

Das flachliegende, etwas geneigte Karbon überschneidet im östlichen Hudson Land die kaledonisch-devonischen Strukturen auf einer ziemlich ausgeebneten Denudationsfläche. Es ruht im Gebiet der Passagehöje auf Eleonore Bay Formation und Kristallin, am Moskusoksefjord auf kaledonischen Graniten, metamorphen Schiefern und Quarziten der Eleonore Bay Formation sowie devonischen Rhyolithen, Graniten und Sandsteinen. Hier scheint aber das Karbon ein akzentuiertes Relief überdeckt zu haben, seine Basisserie gehört nicht überall dem gleichen Niveau an.

Bei einem Vergleich von gut bekannten Schichtprofilen aus verschiedenen Karbongebieten (Clavering Ø, Hudson Land, Ymers Ø, Geographical Society Ø) stellt man eine gewisse Übereinstimmung in den grossen Zügen der Ablagerungs- und Faziesfolge fest. Es liegt deshalb nahe, anzunehmen, dass überall ungefähr dieselben Stufen vertreten seien. Die Serien auf Gauss Halvö und im Hudson Land dürften wie diejenigen von Ymers Ø und von Geographical Society Ø sowie von Clavering Ø der Namurstufe angehören.

Die postdevonische Hauptverwerfung begrenzt heute die Karbonablagerungen gegen Westen. Wo die Karbonschichten an den Bruch

stossen sind sie verworfen. Eine früher auf Grund von ältern Flugphotos gemachte Annahme, dass ein kleines Areal von Karbonsandsteinen westlich des Bruches ungestört dem Kristallin aufliege, erwies sich als irrig. Und die daraus gewonnene Auffassung, dass die erste Anlage der Bruchstufe bereits zur Zeit der Ablagerung der Karbonsandsteine existiert und als Rand der Karbonsenke funktioniert hätte, muss verlassen werden. Die Ansicht KOCHS (1929) über das permo-karbonische Alter der grossen Brüche bestätigt sich hier. Auch VISCHER nahm die Hauptbruchbildung als spätkarbonisch oder frühpermisch an. Auf Grund der Ablagerungsfolgen in den südlichen Karbongebieten dürfte vor allem ein frühpermisches Alter in Frage kommen. Natürlich setzt die Ablagerung von 2000 bis 3000 Meter mächtigen Sandsteinen und Konglomeraten im mittlern Karbon die Existenz ausgedehnter Hochgebiete voraus. Diese lagen aber nicht unmittelbar an der heutigen Karbongrenze, denn in den Karbonkonglomeraten der untern und mittlern Serien dominieren bei weitem die Quarz- und Quarzitgerölle. Diese weisen auf einen weiten Transportweg hin, auf dem alle übrigen groben Komponenten eliminiert wurden. Die Heraushebung der Hochgebiete dürfte zum Teil mit den orogenen Geschehnissen während der untern Karbonzeit zusammenhängen (BÜTLER 1955).

Die Absenkung der Karbonschichten an der postdevonischen Hauptverwerfung ist ungleich stark erfolgt, und zwar im nördlichen Karbongebiet am tiefsten an Godthaabs Golf, wo die Basisfläche des Karbons (vergl. VISCHER 1943, T. 3) über 2000 Meter unter Meeresspiegel liegen dürfte. Gegen Norden und Süden steigt der Karbongrund von dieser Stelle aus an, südwärts bis zum Salèvebjerg im Hudson Land, auf einer Strecke von 40 bis 50 Kilometer um rund 2900 Meter, und weiter im Süden, über dem Ankerbjerg, lag er noch höher. Im Grabenbruch am Moskusoksefjord und an der Ulvedal-Verwerfung sinkt das Karbon wieder tief unter Meeresspiegel. Dies gibt Differenzen von 3000 Meter und mehr in der Höhenlage der jetzigen Karbonbasis in der gleichen Längszone und zeigt wie stark die Schollen auch in NS-Richtung verbogen und ungleich verstellt worden sind.

Nach der Ablagerung des kontinentalen Oberkarbons fanden in Zentralostgrönland grosse Hebungen und Senkungen statt, doch war bei der Transgression des wenig tiefen Zechsteinmeeres manches wieder nivelliert, so auch der Ostrand des Gastisdalgrabens, der vom Perm überdeckt wurde. Der Westrand dagegen, der die eigentliche postdevonische Hauptverwerfung darstellt, bildete wahrscheinlich eine Geländestufe, die ungefähr als Uferlinie im Oberperm funktionierte. Doch sind die Permschichten, da wo sie an diese westliche



Verwerfung stossen, ebenfalls verworfen, doch weniger stark als ihre Unterlage. Dies weist auf spätere Bewegungen am Bruche hin.

Unter wechselndem Winkel überschneiden die Permschichten ihr Liegendes, sie ruhen teils auf Karbon, teils auf Devon, mancherorts auf kaledonischem Untergrund. Eine starke Abtragung ist also der oberpermischen Ablagerung vorausgegangen. Merkwürdigerweise sind die aus dieser Abtragung resultierenden Sedimente in Ostgrönland nicht bekannt. Wohl findet man an einigen Stellen unter den marinen Zechsteinschichten Sandsteine und Konglomerate, die nach MAYNC (1942, Kap Stosch) und WITZIG (1954, Mesters Vig) einer tiefern Permstufe entsprechen könnten. Doch, verglichen mit dem Karbon, sind diese Ablagerungen unbedeutend, der Hauptteil ist wohl ausserhalb des uns heute zugänglichen Gebietes sedimentiert worden.

9. Ältere kaledonische Falten. Auf einem Querschnitt durch das Hudson Land lassen sich, trotz starken devonischen Verschiebungen im Ober- und Unterbau, einige prädevonische, kaledonische Falten erkennen. An manchen Stellen sind Devonbasiskonglomerate erhalten und mit ihrer Unterlage verbunden geblieben. Aus der Überlagerung lässt sich ableiten, ob das Konglomerat einer kaledonischen Muldenzone, einem abgetragenen Sattel oder den Faltenflanken auflag. In frühern Arbeiten wurde betont, dass das Devon längs seiner heutigen Westgrenze, an der kaledonischen »Grenzantiklinale«, mit ganz verschiedenen Gliedern der kaledonischen Sedimentfolge in Berührung kam. Die Transgressionsamplitude reicht dort von der ordovicischen Narhvalsund-Formation hinunter bis in die Kalk-Dolomitserien der präkambrischen Eleonore Bay Formation. Die Schichten, die überschritten sind, wurden mit einer Mächtigkeit von ca. 3500 Meter (BÜTLER, 1948, p. 90) angegeben, der genaue Wert dürfte eher etwas grösser sein. Quer zur Richtung dieser Westgrenze geht das Profil durch das Hudson Land über mehrere Antiklinalen und Synklinalen hinweg. In den Synklinalen kam das Devon mit den jüngern kaledonischen Serien, auf den abgetragenen Antiklinalwölbungen mit den ältern Schichtgliedern in Kontakt, so B. z. in der Ole Römer Land-Mulde mit Narhvalsund- und Heim Bjerge-Formation, im Visper Tal und im östlichen Hudson Land mit den untern Teilen der Quarzitserie der Eleonore Bay Formation. Auf diesem Querschnitt beträgt die stratigraphische Transgressionsamplitude total 7500 bis 8000 Meter, ein Betrag der zeigt, dass der mitteldevonischen Überdeckung eine bedeutende Faltung und eine starke Abtragung vorausgegangen sind.

Anschliessend an das nur schwach gewellte Kaledongebiet von Strindbergs Land (vergleiche KATZ 1952, T. 4), das im wesentlichen aus einer flachen, breiten Mulde und einer wenig ausgeprägten Auf-

wölbung besteht, folgt gegen Osten wieder eine flache und breite Mulde, die über den Nordfjord bis zum Moskusoksefjord Inlier reichte und weiter im Norden den Hauptteil der heutigen Ole Römer Land-Mulde umfasste. In ihr liegt Mitteldevon auf Cambro-Ordovicium. Die Richtung der Faltenachse lässt sich nicht mehr genau bestimmen, sie dürfte ungefähr in NNE-Richtung verlaufen sein. Dann folgt ostwärts, im Gebiet des obren Vispertals, eine Antiklinale. Das Devon transgredierte über die Kalk-Dolomitserie und die Tillit-formation, um im Gebiet von Bruns- und Laffons Bjerg die Quarzitisserie und metamorphe und kristalline Gesteine zu überdecken. Auf der Ostseite von Collets Bjerg zeichnet sich wieder eine Synklinale ab, das Devon liegt auf der bunten, dann auf der Kalk-Dolomit-Serie und dürfte kambro-ordovicische Schichten erreichen; dieser Teil ist jedoch zugedeckt. Im östlichen Hudson Land ruht das Devon wieder auf den untern Schichten der Quarzitisserie. Man erkennt also von Westen gegen Osten folgende alte Faltenstücke:

- a. Eine sehr breite, flache, aber tiefe Mulde von Nordfjord gegen Albert Heims Bjerger,
- b. die Laffons-, Bruns-Saussures Bjerg Antiklinale,
- c. die Collets Bjerg Synklinale und
- d. die Salève-Vuache Bjerg Antiklinale.

Diese Sättel und Mulden ergänzen die bis jetzt bekannten Falten der ältern kaledonischen Faltungszone um einige Elemente gegen Osten. Eine genaue Datierung derselben ist auch hier nicht möglich; sie sind prämitteldevonisch und jünger als unteres Oberordovicium (COWIE and ADAMS, 1956).

### B. Beobachtungen an Wordies Bugt.

Da zwischen den von verschiedenen Autoren gezeichneten Karten über den Verlauf des Bruches und die Abgrenzung des Karbons im Gebiete von Wordies Bugt grössere Unterschiede bestehen, war eine kurze Revision erwünscht.

Fig. 3. Verlauf der Verwerfungen südlich von Wordies Bugt.

Legende: 1 Kristallingebiete, 2 postorogener Granit, 3 Serizitschiefer, 4 La Cours Bjerg-Chorismit (granitisch durchaderte Chlorit-, Biotit- und Hornblendeschiefer), 5 wenig oder nicht metamorphe Eleonore Bay Formation, 6 mitteldevonische Konglomerate und Sandsteine, 7 Karbonsandsteine (Namur), 8 abgesunkene, die Trias überlagernde Plateaubasalte und basaltische Tuffe (Tertiär), 9 zusammenhängende Überdeckung des Felsgrundes, 10 tertiäre Basaltgänge, 11 Brüche und Flexuren. Die Nordhoeks Bjerg-Scholle ist im Westen durch die postdevonische Hauptverwerfung begrenzt, die in postnamurisch-präoberpermischer Zeit angelegt wurde, im Osten durch einen postbasaltischen Bruch. Knitterig gefaltetes Devon stösst im Süden an einen Querbruch an das Nordhoekkristallin. Die Devongesteine liegen auf Quarziten und Quarzitschiefern der Eleonore Bay Formation, zum Teil sind sie grabenartig in diese versenkt. Massstab 1:250.000.

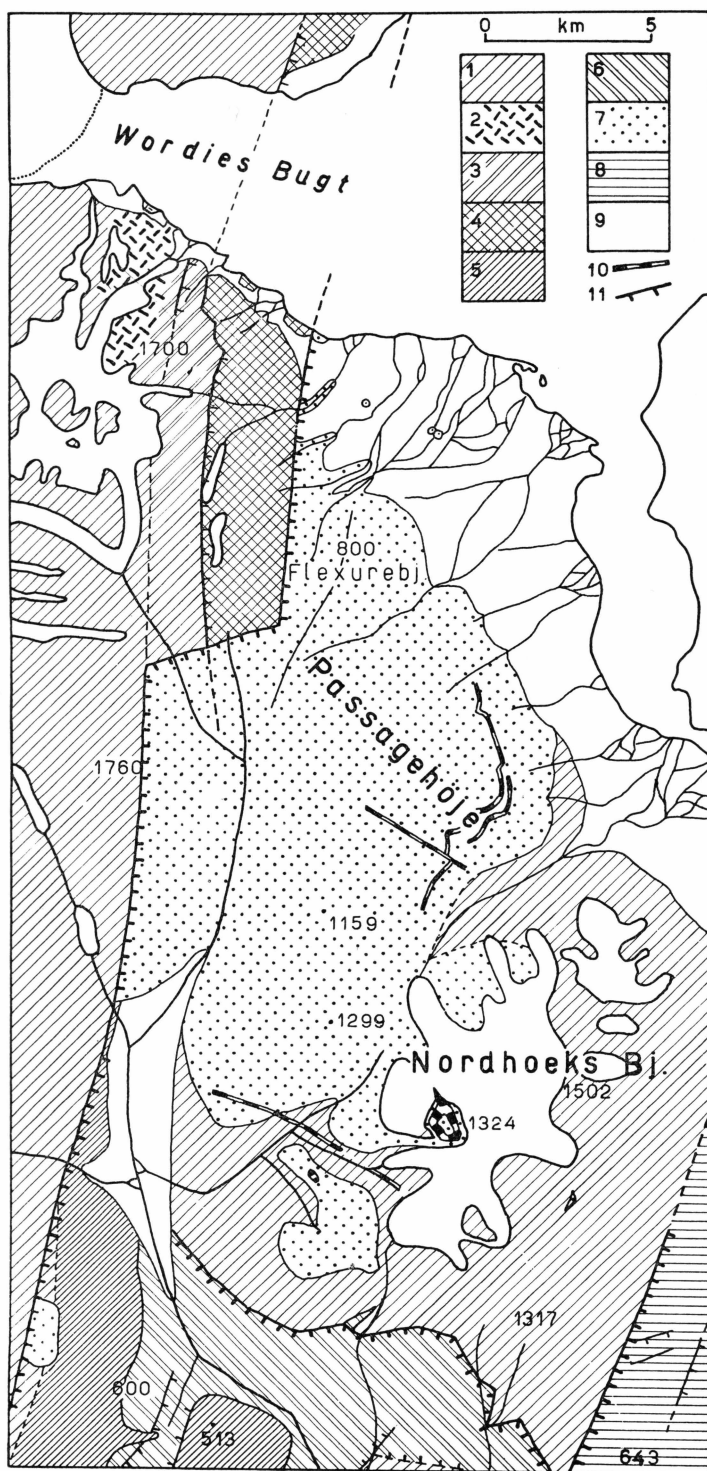


Fig. 3.

Der Hauptbruch tritt zwischen der Flussmündung des Surprise Elv und der westlich davon auf der Karte vermerkten Fangsthytte ans Meer, dort wo ihn die Karte von VISCHER angibt. Östlich davon stehen im Küstenkliff unter einer Moränendecke Karbonsandsteine an, westlich davon eine zerrüttete kristalline Schieferserie. Auf beiden Seiten des Bruches sind sekundäre Verschiebungsflächen und Bewegungsklüfte vorhanden. Auch wird der Hauptbruch im Abstand von einigen Kilometern im Westen von 2 weiteren, bedeutenden Verschiebungsflächen begleitet. Gegen Osten ist das Karbonareal über das ganze flache Küstengebiet von terrassierten Moränen und weiten Bachschuttkegeln überdeckt, sodass erst in grösserer Entfernung vom Strand der Felsgrund wieder ansteht. Im Flexurbjerg sieht man in den Karbonschichten, im Abstand von einem Kilometer vom Hauptbruch, eine diesem parallel verlaufende Flexur.

Westlich des grossen Bruches liegt die zur Hauptsache aus kaledonischem Kristallin bestehende Whittards Bjerg-Zone (in frühern Schriften wurde sie als Nörlund Alper-Zone bezeichnet). Man erkennt darin im Küstenprofil verschiedene Gesteinskomplexe, die stark an Vorkommen am Moskusoksefjord, namentlich an die in La Cours Bjerg erinnern. Zuerst stehen, an den Bruch stossend, gegen die Fangsthytte und darüber hinaus, dunkelgrüne, von lachsrotem Granit durchsetzte Gneise an. Sowohl ihrem Aussehen wie ihrer Zusammensetzung nach sind sie mit dem Gesteinskomplex identisch, der die Pyramide von La Cours Bjerg aufbaut. DAL VESCO (1954) hat sie an jener Lokalität kurz charakterisiert und den Komplex als La Cours Bjerg-Chorismit bezeichnet. Seine Beschreibung trifft auch ganz für das an Godthaabs Golf anstehende Gestein zu. Es ist ein dunkelgrün anwitternder, blättrig oder schieferig zerfallender Chlorit-Biotitgneis, der stellenweise viel Hornblende führt, und der überall von einem unregelmässigen Netz von grossen und kleinen Adern, Nestern, Linsen und Gängen einer lachsroten, aplitisch-granitischen Masse durchwoben ist. Im östlichen, wahrscheinlich obern Teil herrschen die grünen Schiefer vor, in denen gelegentlich noch Reste quarzitischer Lagen zu erkennen sind. Gegen Westen nimmt der granitische Anteil zu, das Gestein wird zu einem richtigen Mischgestein, in dem auch mächtigere, gangartige Einlagerungen des Granites vorhanden sind.

Der Komplex ist längs der Küste auf einer Strecke von ungefähr  $3\frac{1}{2}$  Kilometer anstehend und baut die Berge unmittelbar westlich des grossen Bruches auf. An den Berghalden dominieren landeinwärts im Gehängeschutt die roten Granitbruchstücke, sie geben den Berghängen eine leuchtend rote Färbung. Die Lagerung des Gesteins ist sehr unruhig. An der Verwerfung ist die Schichtung steil gegen Osten und Nordosten abgebogen, in einiger Entfernung vom Bruch dominiert aber ein nordwestliches Einfallen von  $30^\circ$  bis  $40^\circ$ . Der Komplex ist wohl über 1000 Meter mächtig und zeigt im Küstenkliff eine Reihe von kleinen, wellen-

artigen Falten, die von Bewegungsflächen verschiedener Steilheit, aber mehr oder weniger parallel zum grossen Bruch, zerschnitten sind.

Durch eine sehr steil gegen Osten einfallende Bruchfläche ist der grünrote Komplex gegen Westen abgegrenzt. Darauf folgt eine wieder über 1000 Meter mächtige Serie von ziemlich homogenen, hellgrauen Serizitschiefern. Sie fallen gleichmässig mit 40 bis 60° gegen Osten ein. Die Schiefer enthalten viel Granat und gegen Westen, einem Granitkontakte zu, tritt massenhaft ein dunkles, kurzstengliges Mineral auf, sodass ein richtiger Knotenschiefer entsteht. Im östlichen, obern Teil der Serie sind noch vereinzelte, lachsrote Gänge vorhanden, die meist diskordant zur Schieferung stehen und sich scharf vom Nebengestein abheben. Gegen Westen verschwinden sie ganz. Dafür stellen sich hier hellgraue, granitische Gänge ein, die im ganzen genommen der Schieferung folgen, sie aber oft schräg durchschneiden. Diese Gänge gehen von einer Granitmasse im Westen aus, die Apophysen ausstrahlt. Leider war keine Stelle zu finden, wo sich rote und graue Gänge treffen, sodass hier nicht entschieden werden kann, welcher Granit der ältere ist. Im ganzen gesehen sind aber die beiden Gangbezirke deutlich voneinander getrennt, sie greifen aber noch ineinander über. Einige grössere Quarzadern, die bald anschwellen, bald abnehmen, durchschneiden Schiefer und Gänge. Eine Nordsüdverwerfung scheint die Serizitserie in einen westlichen und östlichen Teil zu trennen und im wesentlichen die beiden Gangsysteme voneinander zu scheiden.

An die Schiefer schliesst sich im Westen ein hellgrauer, massiger Stock aus Biotitgranit an, der in die Hülle eingedrungen ist und in den Randpartien noch zahlreiche Einschlüsse des verdrängten Gesteins enthält. Der Zusammenhang mit den grauen Gängen der Serizitschiefer ist deutlich zu sehen, die Verbindung ist durch kleinere Verschiebungen etwas zerhackt worden. Der Granitstock bildet ein Gegenstück zum Ankerbjerg-Granit, nur sendet jener seine Randgänge in weniger metamorphe Eleonore Bay Formation aus. In beiden Fällen handelt es sich um spät- oder postorogene Granite, deren Rand sich scharf und diskordant vom Nebengestein abhebt.

Die metamorphen Schieferserien sind zweifellos aus tiefern Teilen der Eleonore Bay Formation hervorgegangen. In der räumlichen Anordnung scheint aber die stärker umgewandelte der beiden oben zu liegen. Ähnliches stellt man in La Cours Bjerg am Moskusoksefjord fest, wo neben den Graniten am Fjordufer (vergleiche hierüber DAL VESCO, 1954) stellenweise wenig veränderte Quarzite der Eleonore Bay Formation anstehen, währenddem der obere Bergteil aus dem komplex zusammengesetzten Chorismit, einer Serie von Mischgesteinen und Hornblende-Chloritschiefern besteht. Leider sind dort die Aufschlussverhältnisse über dem Bergfuss schlecht, sodass der Übergang zur Gipfelpyramide

nicht zu sehen ist. Der Chorismit gehört aber sicher einem tiefern Stockwerk als die Ankerbjerg-Quarzite und die postorogenen Granite an, er dürfte auf die Basis des Berges überschoben sein.

Ungefähr 10 Kilometer von Wordies Bugt entfernt knickt der grosse Hochlandrandbuch fast im rechten Winkel gegen Westen um und schneidet die Zone der grünen und roten La Cours Bjerg-Gesteine südwestlich des Flexurebjerges ab, sodass die Fortsetzung gegen Süden durch die Karbonschichten verdeckt ist. In frühern Jahren wurde beobachtet, dass im Osthang von Fuchs- und Parkinsons Bjerg eine gegen Norden sich verbreiternde, fast ziegelrote Granitzone vorhanden ist, die als zweihundert bis dreihundert Meter mächtiges Band mit 40 bis 50° gegen E ansteigt und die grauen Granite sowie ihr Dach, Biotitgneise und mehr oder weniger stark metamorphe Sedimente der Eleonore Bay Formation durchbricht. RITTMANN (1940, S. 55, No. 25) hat eine Gesteinsprobe, die vom Ostfuss von Parkinsons Bjerg, aus der roten Zone stammt, als Alkali-Granit mit zum Teil aplitischem Gefüge beschrieben. Auch die in der abgesenkten östlichen Scholle am Ostfuss von Parkinsons Bjerg und am Salèvebjerg gesammelten Proben von roten Gängen, die in den unmetamorphen Quarziten der Eleonore Bay Formation auftreten, gehören wahrscheinlich zum selben Gangsystem (vergl. RITTMANN, 1940, S. 57, Nos. 49 u. 53). Nördlich vom Dybendal, im Ostteil von Whittards Bjerg, spaltet sich der rote Gangkomplex in eine breitere Zone auf, und die Abgrenzung ist aus Entfernung nicht mehr deutlich zu sehen. Ein Stück weit kann sie aber noch durch die Rotfärbung des Berghanges verfolgt werden, dann wird sie durch die grosse Verwerfung überschritten und verschwindet in der Tiefe. In der Verlängerung dieser Zone erscheint an Wordies Bugt der La Cours Bjerg-Chorismit mit seiner diffusen, roten Granit-Aplitinjektion. Es scheint, als ob das Eindringen der roten granitischen Masse gegen Norden in eine diffuse Infiltration überginge.

Östlich des Hauptbruches treten im Küstenkliff an Wordies Bugt auf einer kurzen Strecke Karbonsandsteine auf. Sie streichen annähernd N—S und fallen mit 40 bis 50° gegen E ein. Sie sind von steilen, ebenfalls N—S verlaufenden Bewegungsklüften und Zerrüttungsstreifen durchsetzt. Das Gestein besteht aus einer Wechsellagerung von hellgrauen bis braungrauen Arkosen, feinern und gröbern Konglomeraten und roten, tonigen Lagen. Bei den in die Sandsteine eingebetteten Einzelgeröllen sowie den Komponenten der Konglomerate handelt es sich fast ausschliesslich um Quarzite und Quarz, meist in gerundeten Stücken bis zu 10 cm im Durchmesser; manche aber sind eckig und scharfkantig.

Landeinwärts, gegen Süden, tritt das Karbon in den Bacheinschnitten hervor. Hier überwiegen etwas dunkler gefärbte Gesteine. Merkwürdigerweise fallen sie in der Nähe des Bruches stark, bis zu 60°, gegen W ein.

Über diesem untern, etwas bunten Teil der hier anstehenden Karbonschichten sind am Flexurebjerg grobe Arkosen und graue Quarzitkonglomerate aufgeschlossen. Im obern Teil nimmt die Serie eine rötliche Färbung an. SÄVE-SÖDERBERGH (1934, S. 69/70) hat Profile von dieser Lokalität beschrieben. Der monomikte Geröllbestand lässt auf einen längern Transportweg der Flussgeschiebe schliessen.

Die Basis des Karbons liegt an Wordies Bugt, in der Nähe der Verwerfung, weit unter Meeresspiegel. Gegen SE, Nordhoeks Bjerg zu, steigt sie darüber hinauf, doch hat der Verfasser dieses Gebiet nicht besucht. Vom Røde Roseelv hat SÄVE-SÖDERBERGH (1934, p. 64) ein zusammenhängendes Profil bis auf den Bergkamm aufgezeichnet. Nach der Karte von BACKLUND (1932, T. 1) und einer Anmerkung von SÄVE-SÖDERBERGH kommt unter dem Karbon beim Suselv Eleonore Bay-Formation zum Vorschein. Auf der Karte von VISCHER dagegen ist nur kaledonisches Kristallin eingetragen.

Im südöstlichen und mittleren Teil der Passagehöhe fallen die Karbonschichten gleichmässig mit ungefähr  $5^\circ$  gegen Westen ein, biegen dann aber im westlichen Teil zu einer flachen Mulde um und steigen gegen die Verwerfung an. Doch schneiden in diesem westlichen Teil einige scharfe Schichtverbiegungen durch die geneigten Tafelschichten. An Wordies Bugt fallen die Karbonschichten an der Verwerfung gegen Osten ein, doch sind sie dort nur auf einer kurzen Strecke aufgeschlossen. Wenige Kilometer südlich davon, im ersten grössern Bacheinschnitt, sinken die Schichten stark gegen Westen, dem Bruch zu ein. Am Flexurebjerg streicht, wie dies die Karte von SÄVE-SÖDERBERGH (1934) angibt, eine Flexur parallel zur grossen Verwerfung durch. Dort fallen die Schichten in zwei Stufen steil gegen Westen ab. Auf dem Bergrücken selber liegen sie wieder flach und biegen dann gegen Osten in eine schwache Mulde um. Es scheint, dass eine kleine, schmale Grabensenke ein Stück weit den Hauptbruch begleitet.

### Verlauf der Brüche.

Die annähernd vertikal stehende Hauptverwerfung, die das Karbon von den kristallinen Schieferen im Westen trennt und den Rand des Hochlandes bildet, verläuft von Wordies Bugt aus auf einer Strecke von 10 Kilometern landwärts in einer geraden Linie in der Richtung S  $8^\circ$  W. Dann knickt sie scharf gegen Westen in den Nordostabhang des Bergzuges Takkerne um. Dort biegt sie wieder in die südliche Richtung ein und behält sie ohne grössere Abweichungen bis zum Moskusoksefjord bei. Der in den Takkerne nach Westen versetzte Hauptbruch setzt sich aber wahrscheinlich als Sekundärbruch gegen Norden durch das Kristallinareal bis zu Wordies Bugt fort und erscheint in der steilen Verschiebungsfläche, die die Serizitschiefer in zwei Streifen teilt. Ein weiterer



Sekundärbruch halbiert den gegen Westen vorspringenden Kristallinstreifen der Länge nach und trennt den La Cours Bjerg-Chorismit von den Serizitschiefern. Dieser Bruch tritt als Trennungsfläche der beiden Komplexe deutlich auch im Gelände hervor, und aus dem Flugzeug war zu sehen, dass er sich nach Süden als flexurartige Störung in den Karbonsandsteinen bemerkbar macht. Leider waren die Sichtverhältnisse schlecht, sodass der weitere Verlauf nach Süden unsichtbar blieb.

Die grabenartige Absenkung der Karbonschichten zwischen dem Randbruch und dem Flexurebjerg wurde bereits erwähnt. Auch diese Störung setzt sich noch ein Stück weit durch die Karbonschichten gegen Südsüdwesten fort.

Die Umbiegung des Randbruches südlich von Wordies Bugt ist bereits von SÄVE-SÖDERBERGH (1934, T. 10) angedeutet worden. BÜTLER (1948a) hat seinerzeit auf Grund von Flugphotos die Knickung eingezeichnet, sie jedoch zu wenig weit nach Westen gezogen. Nach den Luftaufnahmen schien es, als ob die Karbonschichten am Nordosthang der Takkerne ungestört dem Kristallin auflägen. Die neuen Beobachtungen zeigen jedoch, dass die Bruchlinie westlich dieses Karbonvorkommens durchzieht, sodass alle Karbonschichten auf der abgesenkten Scholle liegen, und dass sie zwischen Wordies Bugt und Moskusoksefjord längs ihrer Westgrenze überall durch einen bewegten Kontakt vom Kristallin geschieden sind.

Der Jordan Hill auf der Nordseite von Wordies Bugt bildet zweifellos die nördliche Fortsetzung der Whittards Bjerg-Zone. Schon BACKLUND (1932) hat festgestellt, dass der Jordan Hill aus verschiedenartigen kristallinen Gesteinen besteht, die lagenartig verteilt sind und ein N—S streichendes Gewölbe bilden. Er fand, dass es schwer halte, den Berg, seiner Struktur und der Anordnung der Gesteine nach, in einen Zusammenhang mit den übrigen kaledonischen Kristallinarenalen zu bringen.

Aus der Entfernung, über den Fjord gesehen, macht das Profil auf der Südseite des Jordan Hills den Eindruck einer abgetragenen Diapirfalte, in der ein zentraler, aufrecht stehender Kern die überdeckenden Lagen durchstiess oder aufbog. Beidseitig nimmt die Schrägstellung der Schichten gegen aussen ab.

Den Kern der Falte bildet eine fast senkrecht stehende, grob gebankte und wie es scheint in sich verschuppte Gneisserie. Sie ist von helleren Gängen durchsetzt und steht gegen Westen im Kontakt mit einer helleren, mehr kompakten Masse, wahrscheinlich einem Granit. Dieser ist breit zungenförmig in die Gneise eingedrungen. Gegen Westen liegt darüber, und in dieser Richtung einfallend, eine gebankte, hellgrau und rot gestreifte und von helleren Gängen durchzogene Gneisserie. Gegen Osten dagegen folgt auf den zentralen Teil eine stark nach dieser Seite abfallende, intensiv rotbraun anwitternde Gesteinszone. An der Basis,



gegen den innern Komplex, treten unregelmässig begrenzte und durch helle Partien brekzienartig zerteilte dunkle Gesteine auf. Nach den Beschreibungen von BACKLUND dürfte es sich um grössere Massen von basischen und ultrabasischen Gesteinen handeln, bei den roten Gneisen dagegen um Glimmerschiefer und Granitgneise. Die intensiv rot anwitternde Serie reicht ostwärts ungefähr bis zum Tal bei Kap Ruth, wo eine Verwerfung durchziehen muss. Der obere Teil des östlich davon gelegenen Kristallins, der ebenfalls rot anwittert, dazwischen aber grössere grünliche Schieferpartien erkennen lässt, könnte die Fortsetzung des La Cours Bjerg-Chorismites sein. Die grosse Randverwerfung muss etwas ausserhalb des Ufers an der Ostseite des Jordan Hill verlaufen, wie dies die Karte von VISCHER angibt.

### C. Der Prospektdal-Graben.

Wo die grosse Nordsüdverwerfung den Moskusoksefjord überquert, ist sie von einer schmalen, gegen Süden sich verbreiternden Grabensenke begleitet. Diese beginnt auf der Ostseite von Sernanders Bjerg, zwischen dem Hauptbruch und einer sich unter spitzem Winkel gegen Osten abspaltenden Verwerfung.

Bereits ORVIN (1930) hat zwischen Högboms- und Ankerbjerg tektonische Komplikationen vermutet, sie aber mangels stratigraphischer Anhaltspunkte nicht näher definieren können. Durch Pflanzenfossilien, die BACKLUND im Prospektdal fand und die HALLE (1931) als karbonisch bestimmte, war die Versenkung jüngerer Schichten zwischen ältere Formationen bewiesen, und BACKLUND (1932) hat erstmals an dieser Stelle einen Graben in die geologische Karte eingetragen.

Die Kartierungen von BACKLUND und von BÜTLER im Devongebiet des Moskusoksefjordes haben dargetan, dass im östlichen Teil des Fjordes komplizierte geologische Verhältnisse vorhanden sind. In den Hauptzügen sind heute die Stratigraphie und die verschiedenen Strukturelemente bekannt, die Zusammenhänge dagegen sind in manchen Punkten noch unabgeklärt. Vor allem herrscht keine Sicherheit über die Beziehungen und die Aufeinanderfolge der verschiedenartigen und verschiedenaltigen Eruptive, namentlich der Granite. Nur eine genauere Kartierung im grossen Massstab, verbunden mit einer detaillierten petrographischen Untersuchung, würde Klarheit schaffen. Da es sich um eine wichtige Schlüsselstellung für die Altersbestimmung der spät- und postorogenen Granite der kaledonischen Faltungszone handelt, denn hier stehen Eruptive sowohl mit präkambrischen wie mit devonischen Sedimenten in Kontakt, wäre eine Detailstudie erwünscht.

Die postdevonische Hauptverwerfung durchschneidet schräg die Faltungs- und Aufschiebungszone von Sederholms-, Ramsays- und Hög-

boms Bjerg. Westlich der Verwerfung steigen die Strukturen gegen Norden an, ostwärts derselben dagegen sinken sie, von La Cours Bjerg an, in dieser Richtung ab. Im Streichen der Verwerfung betrachtet, hat der östliche Flügel an der Verschiebungsfläche, ausser der vertikalen Verstellung, noch Kippbewegungen in Nordsüdrichtung ausgeführt.

Westlich des Grabens stehen am Moskusoksefjord gefaltete und verschobene tiefere Devonserien mit den in sie eingedrungenen sauren und basischen, devonischen Eruptiven an; auf der Ostseite, im Anker- und La Cours Bjerg, findet man Eleonore Bay Formation, teilweise hochmetamorph, und spät- oder postorogene Granite, die in die präkambrischen Schichten eingedrungen sind. Im Graben liegen Karbonsandsteine, die auf devonischen und präkambrischen Gesteinen ruhen. Kleinere Brüche, als Treppenstufen teils parallel zum Hauptbruch angeordnet, teils aber schräg oder quer dazu verlaufend, zerschneiden die Grabensenke, sodass, wie dies BACKLUND (1932, p. 45) ausführte, verschiedenaltige Formationen in widersinnige Positionen gebracht wurden.

### 1. Der Ostrand des Grabens (Anker- und Salèvebjerg).

ORVIN (1930, p. 27) schrieb, dass der Ankerbjerg aus einem quarzitartigen Sandstein bestehe, worin ein junger Granit aufgesetzt habe. Das Alter dieses Sandsteins und auch das des Granites musste er offen lassen. BACKLUND (1932, p. 40, T. 2) zählte dann die grauen Quarzite und schwarzen Schiefer des Gebietes der Eleonore Bay Formation zu, die gegen Norden von Devonablagerungen überdeckt wird, und die Granite, die er gegen NE bis zu Nordhoeks Bjerg verfolgte, bezeichnete er wie schon KOCH (1929, pl. III) als kaledonisch. Die Kartierungen von BÜTLER (1940, p. 11, T. 2) haben diese Ansichten, soweit sie den Ankerbjerg betreffen, im ganzen bestätigt. Kürzlich hat DAL VESCO (1954, p. 13) eine kurze Beschreibung und eine Skizze über das Dach der Granit-

Fig. 4. Die Brüche im Gebiet von Prospekt- und Gastisdal.

Legende: 1 Überdeckung des Felsgrundes und nicht kartiertes Gebiet, 2 Trias, 3 Oberperm, 4 Karbon, 5 oberstes Devon (Mt. Celsiusserien), 6 Oberdevon (Kap Graahserien), 7 Kap Kolthoffserien (unteres Ober-, event. oberstes Mitteldevon), 8 oberes Mitteldevon, z.T. Kap Kolthoffserien, 9 Quarzitschiefer und Quarzite der präkambrischen Eleonore Bay Formation, 10 kristalline Schiefer von La Cours Bjerg, 11 junge (tertiäre) Basalte, 12 devonische Basaltgänge, 13 devonische Rhyolithgänge, 14 devonische Rhyolithe und Granite, 15 postorogener, spätkaledonischer Granit, 16 Aufschiebungen, 17 Verwerfungen.

Die kristallinen Schiefer im obern Teil von La Cours Bjerg stossen gegen Süden an einer alten, quer zum Gastisdalgraben stehenden Verwerfung an gefaltetes Mitteldevon. Dieser Bruch muss, wie derjenige auf der Südwestseite von Nordhoeks Bjerg (vergl. Fig. 3), vorkarbonisch sein. Kartenmassstab: 1:250.000.

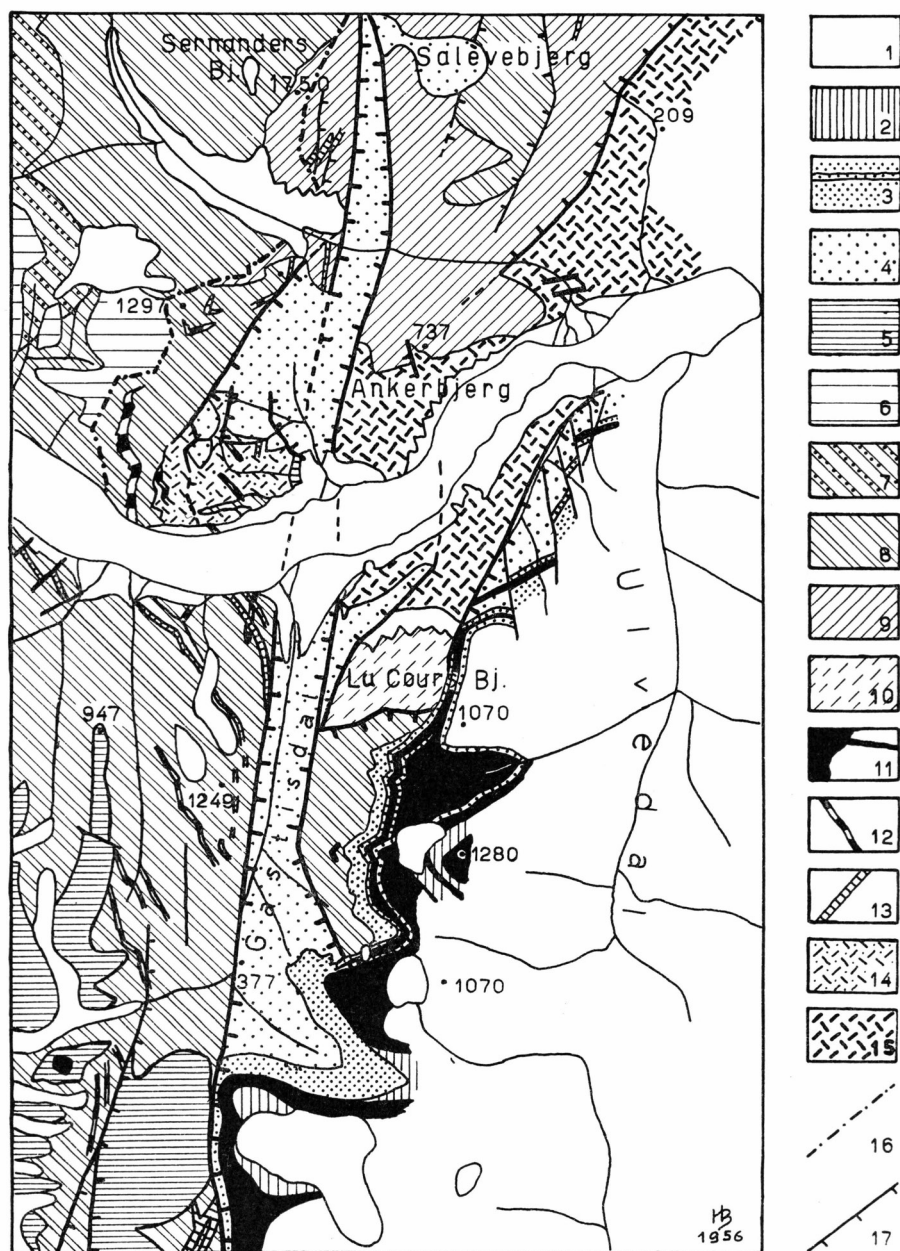


Fig. 4.

intrusion mit ihren Apophysen im Ankerbjerg gegeben. Doch fehlt bis heute eine eingehendere, petrographische Charakterisierung des Granits.

Die dunkel graugrünen, dünnsschichtigen Quarzite des Ankerbjerges und die schwarzen Schiefer und bankigen weissen und gelblichen Quarzite, die darüber im Salève- und Vuachebjerg weiter nördlich anstehen, gehören zweifellos zur präkambrischen Eleonore Bay Formation, sehr wahrscheinlich zum obersten Teil der Eremitdal-Serie und den Schichtverbänden der untern Quarzitserie (FRÄNKEL, 1953, KATZ, 1952). Der darin im Ankerbjerg aufsetzende hellgraue, rötlich anwitternde Biotitgranit zeigt im frischen Bruch eine leicht grünliche Farbe. DAL VESCO bezeichnet die Struktur als mittelkörnig, porphyrisch mit weissen Orthoklas-Porphyreiden und mit nebulitischen Zonen, die einen rötlichen Orthoklas in der Grundmasse aufweisen. Am Südwestende des Berges, unmittelbar neben der dort durchziehenden Verwerfung, traf der Verfasser ein dunkleres, granodioritisches Gestein an, das vorwiegend weisse bis schwach rötliche Feldspäte und Quarz aufwies. Durch die reichlich vertretenen dunklen Gemengteile, Biotit und stellenweise viel Hornblende, erscheint das Gestein im Anschlag dunkel gesprenkelt. Der Ankerbjerg-Granit gehört seinem Auftreten und seinem Habitus nach zu den Graniten, die in der innern Fjordzone als spät- oder postorogen bezeichnet werden.

Der Granit setzt sich östlich des Ankerbjerges am Ufer des Moskusoksefjordes fort und steht in den Flusseinschnitten und den Hügeln gegen Nordhoeks Bjerg an. Auf einer Strecke von ungefähr 2 Kilometer trifft man ihn in der Schlucht des Ankerbjergelvs oberhalb des Deltas an. Man sieht dort grosse Pakete von metamorphen Schiefern, die vom Granit umgeben und durchdrungen sind. Zwei junge Basaltgänge, ein grösserer Dyke von ungefähr 5 Meter Breite und ein kleinerer Schräggang, durchschneiden den Granit in Ostwestrichtung. Gegen die flussaufwärts, oberhalb der Umbiegung des Tales anstehenden Quarzite ist der Granit durch eine in Nordostrichtung streichende, steile Verwerfung scharf abgetrennt. Der Bruch lässt sich bis zum Stordal verfolgen und macht sich dort auf der nordöstlichen Seite des Flusses auch in den Devonsandsteinen bemerkbar.

Im Ankerdal nehmen die Quarzite den Talgrund gegen Westen bis zur grossen Verwerfung ein, und nordwärts dehnen sie sich über den Salève- und Vuachebjerg bis ins Stordal aus. Die Schichten sind zu kleinern Antiklinalen und Synklinalen verfaultet, im ganzen dominiert ein nordöstliches Einfallen, sodass in dieser Richtung höhere Lagen der Quarzitserie anstehen. Im Stordal verschwinden sie unter der Devonbedeckung.

Wenn man von Süden kommt, treten Devonschichten erstmals am Südhang des Salèvebjerges auf. Der obere Teil eines vorgelagerten

Hügelrückens, der etwa 400 Meter Höhe erreicht, besteht aus Devonkonglomeraten, die die Basis einer mitteldevonischen Sandsteinserie bilden. Die Konglomerate beginnen mit einer zur Unterlage diskordanten Basisbrekzie und enthalten vor allem Gerölle von Gesteinen der Eleonore Bay Formation: Verschiedene Quarzite und Kalke, nur wenig kristalline Schiefer, Granite scheinen zu fehlen. Der Abrundungsgrad der Trümmer ist sehr verschieden, es treten Blöcke bis zu 50 cm Durchmesser auf. Im untern Teil der gegen hundert Meter mächtigen Konglomeratserie wechseln grobkörnige Sandsteine mit Konglomeratbänken ab, gegen oben dominieren die rotbraun anwitternden, grobbankigen Konglomerate. Gegen den Salèvebjerg ist das Devon dieses vorgelagerten Hügels durch eine Westostverwerfung etwas abgesenkt. Die Bänke bilden eine synklinalartige Mulde, deren östlicher Teil aber durch eine NE—SW streichende Verwerfung abgeschnitten ist. Die Synklinale setzt sich nordwärts durch den Salèvebjerg fort und an dessen Nordseite, am Arvefluss, ist auf einer Strecke von ungefähr  $1\frac{1}{2}$  Kilometer das ganze Querprofil durch die grabenartig in die Quarzite versenkte Devonmulde zu sehen.

Über den Konglomeraten liegt eine Serie von vorwiegend grüngrauen, durch rote Bänder gestreiften Sandsteinen. Diese grünrot gebänderte Serie stellt, zusammen mit den Konglomeraten, den tiefsten Teil des Mitteldevons dieses Gebietes dar. Aus ihrer Auflagerung auf den verschiedenen Formationen der kaledonischen Sedimente lassen sich, quer durch das Hudson Land, trotz den devonischen Verschiebungen, die alten vordevonischen Antiklinalen und Synklinalen rekonstruieren.

Östlich der Devonmulde des Salèvebjerges ist im Vuachebjerg eine Antiklinalwölbung vorhanden. Der Kern derselben besteht aus einer Wechsellagerung von hellen bankigen und dunklen schieferigen Quarziten der Eleonore Bay Formation. Die Falte sinkt ebenfalls stark gegen Nordnordosten ab und wird auf den Flanken und dem untertauchenden Scheitel von Devonkonglomeraten umhüllt. Auf der Nordseite des Stordals liegen die Quarzite unter der Oberfläche, und darüber treten die zu einem breiten Gewölbekern aufgebogenen Devonkonglomerate auf, die beidseitig von aufgerichteten und stark gefalteten Sandsteinen flankiert sind. Diese Devonschichten stossen gegen N und NE mit einer Verwerfung an das Kristallin und die Quarzite des Nordhoeks Bjerg-Massivs (vergleiche hiezu Fig. 4 und Pl. 1, sowie 1939, Fig. 7).

In den gefalteten Quarziten der Vuachebjerg-Antiklinale sind kleinere, gegen WNW und NW gerichtete Auf- und Überschiebungen festzustellen. Sie dürften in der Hudsonlandphase 3 oder 4 entstanden sein. Die kompliziertere Lagerung der Quarzite und die Diskordanz der aufliegenden Devonschichten zeigen aber deutlich, dass die Quarzite bereits vordevonisch gefaltet waren.

Eine dünne Platte von flachliegendem, hellem Karbonsandstein überdeckt die abgetragenen Falten der Eleonore Bay Formation und des Devons und bildet das Gipfelplateau des Salèvebjerges. An dieser Stelle ist zu erkennen, dass die grabenartige Versenkung der kleinen Devon-synklinale in die Quarzite vorkarbonisch sein muss. Westwärts reicht das Karbon bis zur grossen Verwerfung an Sernanders Bjerg, wo es ebenfalls abgebrochen ist.

Auf Grund der Lagerung der verschiedenen Sedimentserien lassen sich im Gebiet des Anker- und Salèvebjerges, d. h. östlich der grossen Verwerfung, folgende tektonische Ereignisse ableiten:

1. Die erste Faltung der Quarzite der Eleonore Bay Formation muss der kaledonischen Hauptfaltung in diesem Gebiet zugerechnet werden. Aus der Tatsache, dass am Salève- und Vuachebjerg das Mitteldevon bis auf die untere Eleonore Bay Formation transgredierte, kann geschlossen werden, dass das Gebiet ursprünglich einer grossen kaledonischen Antiklinalwölbung angehörte.
2. Die Faltung der Mitteldevonschichten geht auf eine devonische orogene Phase zurück. Es liegt nahe, dieselbe mit einer der spätern Hudsonlandphasen zu identifizieren. In diese Zeit fällt auch der Aufstieg des Nordhoek-Kristallins und das Einsinken des Devons zwischen Salève- und Nordhoeks Bjerg. Der grosse Bruch, der auf der Südwestseite von Nordhoeks Bjerg das Devonareal begrenzt, dürfte bald nach der Faltung, vor der Ablagerung des Karbons entstanden sein.
3. Die Hauptverwerfung am Ostfuss von Sernanders Bjerg und die Grabenbildung im Prospektal sind postnamurisch.
4. Das Alter des Ankerbjerg-Granites lässt sich noch nicht näher bestimmen. Sicher hat er nach der kaledonischen Hauptfaltung seinen Platz eingenommen. Er steckt in einem tiefern Niveau der Eleonore Bay Formation. Keiner der zu diesem Granit gehörenden Gänge durchschlägt im Salèvebjerg das Devonbasiskonglomerat. Andererseits sind bis jetzt auch keine aus diesem Granit stammenden Gerölle im Konglomerat gefunden worden. Seinem Aussehen und seiner Position nach entspricht er den spät- oder postorogenen kaledonischen Graniten der innern Fjordregion. Ein genauer petrographischer Vergleich mit den Graniten im westlichen Teil des Prospektal-Grabens wird vielleicht Anhaltspunkte für eine genauere Datierung liefern.

## **2. Die Westseite des Grabens (Högboms- und Sernanders Bjerg).**

### **a. Högboms Bjerg.**

Betrachtet man Högboms Bjerg von Süden her, so besteht sein Mittelteil aus einem mächtigen Paket von steil gegen Westen aufgeschobenen Devonsandsteinen. Davor stehen im Westfuss des Berges gefaltete

Sandsteine der Kap Bull- und Kap Kolthoffserien an, diskordant von den oberdevonischen Kap Graahserien überdeckt. Und diese sind ihrerseits von der aufgeschobenen Masse überfahren worden. Es wurde bereits ausgeführt, dass dieser oberdevonische Zusammenschub der Hudsonlandphase IV entspricht. Die aufgeschobenen Sandsteine gehören einer tiefen devonischen Seriengruppe des Gebietes an. Einerseits sind sie durch den Schub, namentlich im westlichen Teil, zerbrochen und verschiefert worden, andererseits waren sie bereits vorher von den in sie eingedrungenen Eruptiven umgewandelt worden. Es ist deshalb nicht möglich, genau anzugeben, welchem stratigraphischen Niveau die aufgeschobenen Schichten angehören. Sehr wahrscheinlich stellen sie einen Teil der mitteldevonischen Kap Bullserien dar. Weiter im Norden, gegen und an Sernanders Bjerg, sind an den aufgestossenen Schuppen Quarzite der Eleonore Bay Formation beteiligt.

Im mittlern und östlichen Teil von Högboms Bjerg fallen schon von weitem die darin steckenden Eruptive auf. Eine dunkle, unregelmässig und unscharf abzugrenzende Gesteinszone, die sich vom Fjordufer nordwärts ansteigend bis zum Hauptgipfel (1339 m) durchsetzt, zeigt einen alten basischen Intrusivgang mit einer breiten, dunkelgrünen Kontaktzone an (vergleiche hiezu RITTMANN 1940, Fig. 2, BÜTLER 1939, Fig. 4 und DAL VESCO 1954, Fig. 8). KOCH (1929) und ORVIN (1930) zählten den Gang zu den jungen Basalten, währenddem BACKLUND (1932) die spilitartigen Albitdiabase an Högboms Bjerg als alte Eruptive erkannte. Auch am Ufer gegen den östlichen Bergteil und dem darüber liegenden Höhenrücken kommen Diabase vor. Der Verfasser hat sie seinerzeit als devonisch bestimmt, und RITTMANN (1940) hat einen Teil der eingesammelten Proben teils als Pigeonit-Diabase und adularisierte Diabase, teils als Spilit und Lamprophyr beschrieben. Die Basite stellen teils Gänge, teils Ergüsse von mitteldevonischem Alter dar. Der starken Lagerungsstörungen wegen war es nicht möglich, sie bei der raschen Kartierung im Feld auseinanderzuhalten. Die ungestörteren Aufschlüsse in den Kap Kolthoff- und Kap Bullserien, westlich Högboms Bjerg und im Nordfuss von Ramsays Bjerg, zeigen, dass es sich um mindestens drei Generationen von basaltischen Eruptiven handeln muss.

Im östlichen, niedrigen Teil von Högboms Bjerg, der den plateauartigen Rücken von 400 bis 600 Meter Höhe bildet, fällt ein intensiv rot anwitternder Granit auf, der als Lakkolith in den Devonsandsteinen ruht. Die Zusammensetzung des Granitplutons ist aber wesentlich komplexer, als dies, vom Fjord aus gesehen, den Anschein hat. Es wird darauf noch zurückzukommen sein. Die roten Eruptive haben ihren Platz später als die basischen Gänge und Ergüsse eingenommen. Im grossen und ganzen ist der Gesteinsverband erhalten geblieben, doch erscheint der



östliche gegenüber dem mittlern Bergteil durch die Brüche des westlichen Grabenrandes staffelartig abgesenkt.

Währenddem die Devonsandsteine im westlichen, aufgeschobenen Teil von Högboms Bjerg gut als solche zu erkennen sind, hält es schwer, sie auf der Ostseite der roten Granite zu identifizieren. Am Kontakt mit den sauren Eruptiven besitzen die Sandsteine ein quarzitartiges Aussehen, zum Teil sind sie zu Hornfels umgewandelt und lassen sich im Handstück kaum von Quarziten des Ankerbjerges unterscheiden. Bei der Kartierung ist es fast unmöglich, die beiden Komplexe auseinanderzuhalten. Doch enthalten die metamorphen Devonsandsteine oft noch Karbonat, währenddem die Eleonore Bay Quarzite, soweit sie sicher als solche erkannt werden konnten, karbonatfrei waren oder Kalzit nur in den Diaklasfugen führten.

In den beiden Flügeln des Prospektalgrabens stehen also zwei verschiedene Gesteinskomplexe an, wobei der östliche Rand, wenn man das Profil durch den Högboms- und Ankerbjerg zieht, mit seiner aus einem tiefern Niveau stammenden Formation dem westlichen gegenüber als gehoben erscheint. Dasselbe gilt auch für den nördlichen Abschnitt des Gastisdal-Grabens auf der andern Fjordseite.

Die aufgeschobenen Devonsandsteine lassen sich von Högboms Bjerg aus nordwärts bis gegen den Ankerbjergelv verfolgen. Der Aufschiebungsfront sind im Westen kleine, verschürfte Schichtpakete vorgelagert (Vergleiche BÜTLER 1939, Fig. 5). Der Anschnitt der Aufschiebungsfläche springt, bedingt durch die Geländegestaltung, zwischen den Punkten 1339 und 1297 etwas gegen Osten zurück, sodass auf dem Kamm zwischen den beiden Gipfeln die gegen Norden ansteigenden Kap Graahkonglomerate anstehen. Die aufgeschobene Masse mit ihren zerrissenen basischen und sauren Gängen nimmt dann wieder den Gipfelpunkt 1297 ein. Hernach sinkt die Aufschiebungsspur zur Nordostecke des Berges, gegen den Höhenpunkt 344 m ab. Dort trifft sie mit einer grossen Verwerfung am westlichen Grabenrand zusammen, und die Lagerungsverhältnisse werden an dieser Stelle ziemlich verwickelt. Im Graben, östlich P. 344, stehen unter dem Karbon Quarzite der Eleonore Bay Formation an, auch westlich davon scheinen an der Basis der aufgestossenen Devon-schichten Quarzite vorhanden zu sein. Der Hügel mit der Höhenangabe 344 Meter besteht aus quarzitischen Devonsandsteinen. Ein roter, ca. 5 Meter mächtiger Aplitgang durchsetzt sie. Er streicht gegen Nord-nordost, d. h. in der Richtung, in der auf der Ostflanke von Sernanders Bjerg ein mächtiger roter Gang die Schichten durchschneidet.

#### b. Sernanders Bjerg.

Die Aufschiebung von Högboms Bjerg setzt sich durch den östlichen Teil von Sernanders Bjerg fort. Doch konnten dort vom Tal aus, aus der



Froschperspektive, die Verhältnisse nicht genau abgeklärt werden. Der westliche Teil des Berges, der 1936 besucht wurde, besteht sicher aus Devongesteinen. Es sind die grünen, rot gebänderten Serien aus dem untersten Teil der devonischen Schichtenfolge. Die Schichten bilden eine Synklinale, deren Ostschenkel steil in den Sernanders Bjerg aufsteigt. Der östliche Bergteil, mit dem Gipfel 1750 m, setzt sich, von Süden gesehen, aus drei durch Bewegungsflächen voneinander geschiedenen Schichtkomplexen zusammen. Sie bilden als Ganzes genommen eine Diapirantiklinale. Im Kern steht, ziemlich aufrecht, ein Schichtenstoss von grauen, hellgebänderten, bankig-quarzitischen Sandsteinen. Darauf liegt auf der Westseite, und mit 50 bis 60° in dieser Richtung abfallend, eine ebenfalls graue, weiss gestreifte, quarzitische Serie. Eine Bewegungsfläche mit Kleinfältelung an ihrer Unterseite trennt die beiden Komplexe. Auf der Ostseite sinkt ein ähnliches Schichtenpaket steil gegen Osten ab. Es wird von einem grossen roten Gang diskordant durchsetzt und von Staffelbrüchen zerschnitten. Die grauen, durch hellere Bänder gestreiften, quarzitischen Sandsteine des östlichen Bergteils dürften, entgegen der früher geäusserten Ansicht, der Eleonore Bay Formation angehören. Der Kontakt mit dem im Westen darüberliegenden Devon war aus Entfernung nicht zu sehen, er verläuft wohl durch das kleine Nordsüdtal, westlich P. 1750.

Da sich in Sernanders Bjerg die Effekte der Hudsonlandphasen III und IV überschneiden, ist das geologische Bild nicht leicht zu interpretieren. Die Falten im Devon des westlichen Bergteils gehören sicher zur Hudsonlandphase III, die aufgerichtete und die aufgeschobene Serie im östlichen Teil bilden die Fortsetzung der Zone von Högboms Bjerg, dürften also der Hudsonlandphase IV zuzuzählen sein. Wo aber genau die Trennungslinie durchzieht ist ungewiss.

### 3. Die Grabensenke.

Bereits im Gebiet von Wordies Bugt, am Flexurebjerg, wurde beobachtet, dass das Karbon in einem schmalen Streifen längs der Hauptverwerfung grabenartig eingesunken ist. Eine weitere, doch grössere Einsenkung nimmt ihren Anfang, wenn man von Norden kommt, an der Ostseite von Sernanders Bjerg. Der Graben zieht südwärts bis in die Gauss Halvö hinein. Die Hauptverwerfung läuft in der Richtung S 40° W weiter, spaltet sich aber an der Ostseite von Högboms Bjerg in mehrere Staffeln auf, während ein neuer Bruch ungefähr in N—S-Richtung abzweigt und die Ankerbjergscholle gegen Westen begrenzt. Im Winkel zwischen den beiden Brüchen ist das Karbon eingesunken.

#### a. Die Unterlage des Karbons.

An der Ostseite von Sernanders Bjerg sind schwarze, graue und rötliche Quarzitschiefer der Eleonore Bay Formation mit den sie über-

deckenden hellgelben und roten Karbonsandsteinen abgesunken. Unten, am Ankerelv, ist nur der östliche Grabenteil ganz mit Karbon überdeckt, im westlichen kommen unter der Sandsteindecke dunkelgrüne, schiefrige Quarzite zum Vorschein. Sie fallen mit 60 bis 70° gegen Westen ein, ein roter, mehrere Meter mächtiger Rhyolithgang folgt ihrem Streichen. Am Ankerbjergelv bilden also präkambrische Schichten den Untergrund der Karbonsandsteine. Erst etwa 1 Kilometer südlich des Flusses nimmt die Karbonbedeckung die ganze Breite des Prospektdalbodens ein. Die Moränenüberdeckung behindert aber die Beobachtung des Felsgrundes. Die westlichen Treppenstufen des Grabens heben sich gegen Süden, sodass auf ihnen das Karbon gegen den Moskusoksefjord verschwunden ist und die Unterlage wieder zum Vorschein kommt; merkwürdigerweise sind es nun devonische Gesteine.

Im südlichen Teil des Prospektdals bieten zwei von Westen kommende Seitenbäche Einblick in die Schichtenfolge: Im nördlichen in die karbonischen Serien, im südlichen in devonische Eruptive und metamorphe Devonsandsteine. Zwar liess sich das devonische Alter der Sandsteine nicht durch Fossilien belegen, einzig die lithologischen Merkmale weisen auf Devon hin. Doch wurde bereits gesagt, dass es schwierig oder unmöglich ist, metamorphe, feinkörnige Devonsandsteine von gewissen Quarziten der Eleonore Bay Formation zu unterscheiden, wenn nicht eine grössere Schichtfolge ansteht. Auf der südlichen Fjordseite dagegen steht das devonische Alter der entsprechenden Schichten ohne jeden Zweifel fest.

Folgt man dem südlichen der obgenannten Seitentäler von unten nach oben, also von Osten gegen Westen, so stehen im untern Talteil Karbonsandsteine an. Sie steigen etwas stärker als die Talsohle gegen Westen an und unter ihnen tauchen, auf ca. 240 m.ü.M., gelblich anwitternde, im Anschlag hellgraue bis blassrötliche, mittelkörnige Granite auf. Die Granitbänke werden vom karbonischen Basiskonglomerat diskordant abgeschnitten. Die Farbe des frischen Granites variiert von grauweiss bis zu gelbbraun, blassrot und blassgrün. Die Bänke fallen mit 20 bis 25° gegen Nordosten und Osten ein, etwas stärker als die Karbonschichten. Auf ungefähr 290 Meter Höhe stösst man auf einen mehrere Meter mächtigen, roten, im Anschlag teilweise grünlichen, steilstehenden Rhyolithgang. Er ist mit dem Granit unregelmässig verzahnt, doch sind die Grenzen scharf. Dann, auf ca. 350 m.ü.M., gehen die grauen Granite ohne scharfe Grenze in gleichmässig rötliche, mittelkörnige, porphyrische Granite über. Ein etwas zerbrochener, dunkelgrüner basischer Steilgang durchschneidet hier in südwestlicher Richtung das Gestein. Noch etwas weiter westwärts stehen die intensiv roten Aplitgranite von Högboms Bjerg an. Leider war es der starken Schuttbedeckung wegen nicht möglich, festzustellen, ob eine scharfe Abgrenzung

vorhanden sei. Die gleichen ziegelroten Aplitgranite, die stellenweise in Rhyolithe übergehen, stehen im Südhang des Plateaus, gegen den Fjord an. Dort treten darin Schollen von hellgrauem Granit, metamorphe Sandsteine und Relikte von dunkelgrünen bis schwarzen Diabasgängen auf. Dies weist darauf hin, dass die ziegelroten Granite und die Rhyolithe die jüngste Eruptivgeneration darstellen — ausgenommen natürlich die jungen Basalte der Nachbargebiete.

RITTMANN (1940) hat eine Anzahl der an diesen Stellen in den Jahren 1934 und 1936 eingesammelten Gesteinsproben beschrieben. Proben aus dem hellgrauen bis blassroten Granit, aus dem untern Teil des Seitentals, hat er (p. 30 und 62, Nr. 57 u. 58) als Zweiglimmergranit charakterisiert, der deutlich von den intensiv roten Aplitgraniten des Högboms Bjerg-Plutons verschieden sei und sich nicht in deren Variabilitätsdiagramm einordnen lasse. Bei diesem Zweiglimmergranit handelt es sich nicht bloss um einen grossen Gang, wie seinerzeit vermutet wurde, sondern um einen grossen Gesteinskörper, der gewissermassen den Kern des Högboms Bjerg-Plutons einnimmt. Er ist älter als die ihn durchsetzenden roten Rhyolithgänge und damit wahrscheinlich auch älter als der ziegelrote Aplitgranit und ebenfalls älter als der ihn durchsetzende basische Gang. Ob er mit dem Granit des Ankerbjerges zu verbinden ist, d.h. ein höheres Niveau derselben Granitintrusion darstellt, kann bis jetzt nicht entschieden werden. Ein genauer Vergleich der beiden Granite gäbe wahrscheinlich Anhaltspunkte. Im Gelände ist die Verbindung durch den tiefsten Teil des Grabens unterbrochen, und am Ankerbjerg deutet nichts darauf hin, dass sich der Granit in ein höheres Niveau fortsetzt.

Die ziegel- bis fleischroten Aplitgranite, die vor allem im Südosthang von Högboms Bjerg auffallen, wurden von RITTMANN (1940, p. 58—61, No. 61, 366) als alkalireiche, runitporphyrische Aplit-Granite und die Gänge und Randpartien als Alkali-Rhyolithe bezeichnet.

Unmittelbar nordwestlich der Mündung des Prospektalflusses tritt über der obern alten Deltaterrasse, von 90 bis 200 Meter ü.M., ein N—S verlaufender Hügelzug hervor. Er besteht aus einem weissen, quarzitartigen, harten und unregelmässig gebankten Gestein. Dieses ist von Quarzadern, Harnischen und Ruschelzonen durchsetzt und wurde 1936 als metamorpher Karbonsandstein bezeichnet. Denn unmittelbar nördlich und östlich davon stehen weisse, karbonische Quarzite und Quarzsandsteine an. Die Schliffuntersuchung von RITTMANN (Gesteinsproben No. 55b und 56) zeigte, dass die Bezeichnung metamorpher Quarzsandstein fragwürdig war. Bei einem kurzen Besuch der Lokalität im Sommer 1952 in Begleitung von E. DAL VESCO wurde erkannt, dass es sich beim ganzen Hügelzug um einen grössern Intrusivkörper, einen mehr oder weniger kataklastischen, weissen Rhyolithen handelt. Doch

konnte seine Stellung gegenüber den Karbonsandsteinen nicht eindeutig abgeklärt werden. Eine genauere Aufnahme im Sommer 1955 zeigte nun deutlich, dass der Gang gegen Norden vom angrenzenden Karbon durch eine Querverwerfung und eine verquarzte Zone abgegrenzt ist, und dass er sich nicht in die Karbonsandsteine hinein fortsetzt. Auch die in der nördlichen Verlängerung dieses Ganges, am Ankerelv auftretenden roten Rhyolithe durchbrechen nirgends die Karbonüberdeckung. Dagegen tritt der Gang auf seiner Westseite durch Apophysen mit Devonsandsteinen in Kontakt. Die 200 bis 300 Meter breite, weisse Gangmasse weist in ihrem Zentrum eine gut abgegrenzte, ca. 10 Meter breite Zone von roten und grünen Quarzporphyren auf; sie setzt sich nordwärts bis an die Karbongrenze fort, die breite, quarzreiche seitliche Umhüllung wird in dieser Richtung schmaler und verschwindet. Die starke Oberflächenbedeckung gewährt leider nur mangelhaft Einblick in die Kontaktverhältnisse. Doch dürfte der Gang durch die Zweiglimmergranite und metamorphe Devonsandsteine aufsetzen. Von dem östlich davon, im Flussbett anstehenden Karbon muss er durch eine grosse Verwerfung getrennt sein. Das rote Gestein im Gangzentrum ist von RITTMANN (Probe No. 54) als Alkali-Rhyolith bestimmt worden und die helle Grenzzone auf der Ostseite (No. 55b) als kataklastischer Alkali-Granit mit einem enormen Quarzüberschuss. Nördlich des Ganges und unmittelbar östlich davon ziehen Verwerfungen durch, an denen eine starke Quarzinfiltration und Impregnation stattgefunden hat.

#### b. Die Karbonserien.

Die im Gebiet des Prospektbalds vorhandenen Karbongesteine stellen nur den untern Teil der ursprünglich vorhandenen Serien dar. Der obere Teil wurde abgetragen. In den genannten Seitenbächen auf der Ostseite von Högboms Bjerg lässt sich von oben nach unten, in der stratigraphischen Reihenfolge aber von unten nach oben, folgendes Schichtenprofil aufnehmen:

1. Stellenweise ist ein basales Konglomerat, das Trümmer von Devonsteinen und Eleonore Bay Formation enthält, vorhanden. Darüber folgt ein graubraun anwitternder, bankiger Sandstein, der im untern Teil als Feinbrekzie ausgebildet ist und Trümmer von Quarz und Rhyolith enthält. Mit Ausnahme der Risse und Spaltenfüllungen ist das Gestein, wenigstens in den untern Lagen, karbonatfrei. Die Feldspatsubstanz ist zum grossen Teil zersetzt, sodass das Gestein im Anschlag rostig gesprenkelt, an der Verwitterungsfläche gelbbraun erscheint. Der obere Teil der Serie dagegen enthält etwas Kalk im Bindemittel. Im südlichen Seitenfluss ist die Serie ungefähr 50 bis 60 Meter mächtig, sie keilt aber gegen Westen aus.

2. Von weitem fällt durch ihre intensiv rotviolette Färbung eine Schieferserie auf. Sie wurde von frühern Beobachtern als devonisch bezeichnet. Auf Grund ihres Aussehens und der lithologischen Merkmale ist man versucht, sie mit den *Remigolepis*-Schichten des obersten Devons, die im Dach von Sederholms Bjerg anstehen, zu vergleichen. Die Feldaufnahme zeigt einwandfrei, dass die roten Schiefer das Liegende der fossilführenden Oberkarbonschichten bilden und konkordant mit diesen verbunden sind. Der untere Teil der im ganzen ungefähr 150 Meter mächtigen roten Serie besteht aus dunkelrotvioletten, feinen Psammiten und Peliten, die von zahlreichen, unregelmässig verlaufenden Calzitäderchen und kleinen, calzitgefüllten Hohlräumen durchsetzt sind. Das Gestein selber ist fast kalkfrei. Im mittlern Teil wechseln grauviolette, lilafarbene und schokoladebraune, glimmerhaltige Schiefer, die ziemlich karbonatreich sind, miteinander ab. Den obersten Teil bilden grünliche Schiefer und gelbbraun anwitternde, feinkörnige Sandsteine.
3. Eine ungefähr 100 Meter mächtige Wechsellagerung von feinen, grauen Sandschiefern, von fein- und grobkörnigen, sogar feinkonglomeratischen Sandsteinen mit Rippelmarken vermittelt den Übergang zu No. 4. Die Schichten enthalten reichlich Karbonat im Bindemittel. Im obern Teil erscheinen einige Einlagerungen von schwarzen Schiefern und dünnschichtigen, schwarzen Kieselkalken.
4. Mit scharfer Grenze, fast von einer Schicht zur andern, erscheinen weisse, mittel- bis grobkörnige, meist bankige Quarzsandsteine und Arkosen mit kalkigem Bindemittel. Das Gestein weist Kreuzschichtung auf und zahlreiche Einzelgerölle sind ihm eingelagert. Dies in einigen Bänken so häufig, dass das Gestein konglomeratisch wird (vergl. MAYNC, 1949, Fig. 8 und p. 34). Einige schwarze Schieferhorizonte und kohlige Lagen unterbrechen die Schichtfolge. In dieser Serie, die mit einer Mächtigkeit von schätzungsweise etwas über 100 Meter vertreten ist, wurden die Pflanzenfossilien des Prospektals gefunden. Die tiefern Serien dagegen lieferten, trotz längerem Suchen, keine bestimmbarren Fossilreste.

Die pelitische Serie No. 2, mit ihren z.T. warvigen Schiefern, weist auf Ablagerungen in einem ruhigen Becken hin, während die Schichten der Serie 4 als Flussanschwemmungen zu betrachten sind. Die Serie 3 vermittelt den Übergang. No. 1 ist nur lokal ausgebildet, ihr helles Quarz- und Rhyolithmaterial stammt zum grossen Teil von dem in ihrer Nähe anstehenden grossen Rhyolithgang. Gegen Westen, höher am Hang von Högboms Bjerg, fehlen die Basisschichten, die roten

Schiefer der Serie 2 liegen mit einer basalen Feinbreccie aus Lokalschutt direkt devonischen Gesteinen auf.

Die Pflanzenfunde von BACKLUND im Karbon des Prospektbalds wurden seinerzeit von HALLE (1931) dem Dinantien zugezählt, während das Karbon von Claving Ø und der Passagehøje (SÄVE-SÖDERBERG, 1934) als namurisch bestimmt wurde. Hieraus ergaben sich für die Interpretation der Lagerungsverhältnisse gewisse Komplikationen, und der Verfasser nahm deshalb seinerzeit an, dass eine Bruchbildung zwischen Dinantien und Namurien erfolgt sein müsse. Spätere Einsammlungen im Karbon des Grabens (SÄVE-SÖDERBERG, STAUBER und BÜTLER, MAYNC) ergaben nach den provisorischen Bestimmungen durch HALLE, dass auch namurische Pflanzen vertreten sind. Ein sorgfältig eingesammeltes und gut ausgewähltes Material wurde 1952 von FRÖHLICHER aus den gleichen Schichten von Gastisdal mitgebracht. Es befindet sich mit dem übrigen Karbonmaterial in Stockholm und ist in Bearbeitung durch HALLE.

Lithologisch gesehen besteht in den grossen Zügen eine Übereinstimmung der Serienfolge mit den Karbonvorkommen im östlichen Teil des Sofia Sundes (BÜTLER, 1955, p. 96). Die Serien No. 1 und 2 aus dem Prospektbald entsprechen den Serien 2 und 3 am Celsius Bjerg, nur variieren die Mächtigkeiten. Im Prospektbaldgraben sind, vertreten durch No. 4, noch die untersten Teile der Arkose No. 5 von Kap Humboldt vorhanden, in denen auch dort Fossilien gefunden wurden. Da die Karbonschichten am Sofia Sund nach den Angaben WITZIGS (1951) als namurisch betrachtet werden müssen, spricht auch dies für ein namurisches Alter des Karbons im Prospekt- und Gastisdal.

Bereits wurde betont, dass die Karbonschichten, wenn man sie über ein grösseres Gebiet verfolgt, sehr verschiedenaltige Formationen und Strukturen überdecken. Im kleinen wiederholt sich dies auch im Prospektbaldgraben. Im Ankerdal liegen die Karbonsandsteine den präkambrischen Eleonore Bay Quarziten und den diese durchsetzenden Rhyolithen auf. An der Ostseite von Högboms Bjerg dagegen bilden devonische Sandsteine und Aplitgranite, Zweiglimmergranite und Rhyolithe den Untergrund. Gegen den Ankerbjerg zu dürften sich in der Grabentiefe noch Quarzite und Biotitgranit vorfinden.

Betrachtet man den Osthang von Högboms Bjerg von Süden her, so sieht man in der Höhe, zwischen 500 und 800 Meter ü. M., etwas eingesenkt in die roten Granite, zwei kleine Inseln von grau-violetten Schichten. Es ist ein Teil der Karbonserie No. 2. Ihre Abgrenzung gegen Westen und Osten ist durch Verwerfungen bestimmt. Wo diese Brüche die Fjordufer erreichen ist in den Schutthalden nicht sicher zu erkennen. Auch im Tal, in dem das Karbonprofil aufgenommen wurde, stellt man eine

Reihe von kleinern Brüchen fest, an denen die Schichten verstellt und ungleich gekippt wurden.

Die meisten dieser kleinen Brüche streichen in Südostrichtung, das Haupteinfallen der Schichten geht gegen Nordosten und Osten. Andere Brüche laufen parallel zur Grabenrichtung, jeweiligen sind dann die östlichen Stufen abgesunken. Im östlichsten, tiefsten Teil des Grabens, der von den weissen Sandsteinen der Serie No. 4 eingenommen wird, biegen sich die Schichten zu einem schwachen Antiklinalgewölbe auf, eine Folge des Einsinkens in dem sich nach unten verengernden Graben. Eine ähnliche, aber wesentlich stärkere Verbiegung der Karbonschichten findet sich im Gastisdal.

### Zusammenfassung.

Im Südteil des Prospektal-Grabens stehen 3 verschiedene Granite an, zwei davon sind devonisch. Als No. 1 bezeichnen wir den Biotitgranit des Ankerbjerges, der in die Quarzite der Eleonore Bay Formation eindrang. Der graugelbliche und blassrote Zweiglimmergranit, der im westlichen Teil des Grabens, am Fuss von Högboms Bjerg vorkommt und mit Devonsandsteinen im Kontakte steht, ist No. 2. Leider ist kein Kontakt gegen Osten mit den Gesteinen des Ankerbjerges zu sehen. Dem äussern Habitus nach ist man versucht, den Granit No. 2 mit No. 1 zu verbinden. Ein genauer Vergleich der beiden Gesteine würde wahrscheinlich entscheiden, ob sie zusammengehören. Sollte dies der Fall sein, so müsste der Ankerbjerg-Granit ebenfalls als devonisch betrachtet werden. Vorderhand bleibt diese Frage offen. Die jüngste Granitgeneration des Gebietes, die sicher devonisch ist, ist durch den ziegelroten, alkalireichen Aplitgranit auf der Südostseite von Högboms Bjerg repräsentiert. In den Randpartien ist das Gestein porphyrisch-rhyolithisch, und es dürfte gleich alt wie die das Gebiet durchziehenden, alkalireichen Rhyolithgänge sein. Auch der im tiefern Teil des Grabens anstehende grosse, weisse Rhyolithgang, der früher als post- oder spätkarbonisch bezeichnet wurde, ist nach den neuen Kartierungen als devonisch zu betrachten. Der Granit No. 3 und die Rhyolithe sind älter als die Hudsonlandphase IV, während der sie verschoben wurden, sie sind auch älter als die oberdevonischen Kap Graahserien, in deren Basiskonglomerat zahlreiche Rhyolithgerölle enthalten sind. Es stellt sich die Frage, ob man die Aplitgranite mit den Rhyolithvulkanen des westlichen Moskusoksefjordes, die während der Ablagerung der mittleren und obern Kap Kolthoffserien, also bis ins untere Oberdevon tätig waren, oder mit den etwas ältern Kap Franklin Rhyolithen in Verbindung bringen soll. Die Frage lässt sich nicht sicher beantworten, doch weisen die neuen Aufnahmen eher darauf hin, dass man sie den



jüngern Rhyolithen zuzählen soll. Im benachbarten Sederholms Bjerg drang ein kleiner Rhyolithgang in die Kap Kolthoffserien ein.

Die basischen Eruptive von Högboms Bjerg, die als albitisierte Diabase und Pigeonitbasalte bestimmt wurden, gehören, wie dies die ungestörten Aufschlüsse weiter im Westen und in Ramsays Bjerg dartun, verschiedenen Intrusionen und Ausbrüchen an. Auch sie sind vor dem Zusammenschub in die Sandsteine eingedrungen, der Hauptteil ist älter als die Kap Graahkonglomerate. Soweit sie an Högboms Bjerg mit dem jüngsten Granit und den Rhyolithen in Berührung kommen, erweisen sie sich als älter als die sauren Gesteine. Ein basischer Gang durchschlägt dagegen den Granit No. 2; ein Hinweis, dass dieser älter als der Granit No. 3 ist. Da aber verschiedene Generationen von basischen Gängen vorkommen, die im Feld nicht näher auseinandergehalten werden konnten, lässt sich auf Grund der basaltischen Gesteine allein kein sicherer Schluss auf das relative Alter der Granite ziehen.

Im Bereich des Prospektalgrabens stehen tiefere Teile der präkambrischen Eleonore Bay Formation, ein Teil der mitteldevonischen Serien und Oberkarbon an. Am Salèvebjerg sind die ursprünglichen Lagebeziehungen der drei Formationen gut zu sehen. Zwischen jeder befindet sich eine Winkeldiskordanz. Im Graben und an seinen Rändern dagegen haben die Verwerfungen die Schichten verstellt und in neue Kontakte gebracht. Da auch die Karbonschichten des Grabens nach den neueren Ansichten von HALLE als namurisch bezeichnet werden müssen, besteht kein Grund mehr, eine Bruchbewegung zwischen Unter- und Oberkarbon anzunehmen. Die grosse Verwerfung wäre deshalb als postnamurisch zu bezeichnen.

Der westliche Grabenrand wird an Högboms Bjerg von einem aufgestossenen, devonischen Schichtenpaket gebildet, an Sernanders Bjerg von Quarziten der Eleonore Bay Formation. Beide wurden in der Hudsonlandphase IV in ihre jetzige Lage gebracht. Am östlichen Rand dagegen, im Ankerbjerg, stehen Eleonore Bay Quarzite an, sodass am Moskusoksefjord die östliche Scholle höher liegt als die westliche. Dies steht im Widerspruch zur antithetischen Anordnung der Brüche. Die starke Heraushebung des östlichen Grabenrandes ist zum Teil der Kippung der östlichen Bruchscholle in der N—S Richtung zuzuschreiben, dafür spricht das südliche Ansteigen der karbonischen Auflagerungsfläche im östlichen Hudson Land, von Wordies Bugt gegen den Moskusoksefjord. Doch bestand die Heraushebung zum Teil schon vor der Ablagerung des Karbons, denn dieses transgredierte östlich der Verwerfung am Moskusoksefjord bereits auf tiefere Eleonore Bay Formation. So muss man annehmen, dass die Eleonore Bay Formation und das Kristallin von Anker- und La Cours Bjerg bereits während der Hudsonlandphase IV aufgetaucht seien. Wieviel an der Heraushebung jedem der beiden



tektonischen Vorgänge, der Faltung und der Bruchbildung zuzuschreiben ist, kann nicht genau ermittelt werden. Denn der am stärksten eingesunkene Grabenteil verbirgt gerade die Stelle, wo das Devon der aufgeschobenen Schichtpakete mit den in ihrem Rücken gelegenen Quarziten und dem Kristallin zusammentrifft.

Die strukturell heterogene Zusammensetzung des Felsgrundes gab Anlass dazu, dass sich der grosse Bruch im Gebiet des Moskusoksefjordes aufspaltete und komplizierte.

---

### III. DIE VERWERFUNGEN BEI ÖSTERNÆS AM VEGA SUND

---

Bereits früher wurde ausgeführt (BÜTLER, 1955), dass die grosse postdevonische Hauptverwerfung südlich von Kejser Franz Josephs Fjord östlich von Kap Franklin durchziehen müsse, um sich quer über Geographical Society Ø, östlich der Punkte 968, 1300 und 1200, an der Westseite des Tværdals fortzusetzen. Hier grenzt sie aber, im Gegensatz zu den nördlichen Gebieten, die anstehenden Karbonschichten gegen Osten, statt gegen Westen ab. Die Karbonwestgrenze ist auf Ymers-, Geographical Society- und Traill Ø durch die gegen SW abzweigende Diagonalverwerfung bestimmt. Auf Geographical Society Ø ist zwischen den beiden Brüchen nur eine schmale Karbonscholle, gewissermassen eine Treppenstufe vorhanden, auf der die Schichten, im grossen gesehen, gegen SE einfallen. Nach Süden, Kong Oscars Fjord zu, verbreitert sie sich durch die Divergenz der beiden Brüche.

Über die Fortsetzung der westlichen Tværdalverwerfung in die Traill Ø gehen die Darstellungen der einzelnen Beobachter auseinander (vergleiche die Karten von STAUBER, 1942 und 1947, DONOVAN, 1953 und 1955, BÜTLER, 1955). Der Verfasser konnte feststellen, dass die Permtafel östlich von Rubjerg Knude erst im obersten Maanedal von einer grössern Verwerfung durchschnitten und versenkt wird, und zwar an einer Stelle, wo auf keiner der Karten ein Bruch angegeben war. Nach derjenigen von STAUBER sollte eine Verwerfung etwas östlich von Rubjerg Knude in NE-Richtung durchziehen und von dort durch den westlichen Teil von Bordbjerget, den westlichsten, isolierten Plateaugipfel der Rold Bjerger gehen. DONOVAN (1953 und 1955) hat den Bruch ebenfalls in dieser Richtung in seine Karten übernommen. Südwestlich der Rold Bjerger liess sich jedoch kein Bruch von Bedeutung feststellen, und der Verfasser gelangte deshalb zur Ansicht (1955, p. 104), dass sich die Tværdalverwerfung nicht in die Trail Ø fortsetze.

#### A. Der Bordbjergerbruch.

Die Untersuchungen vom Sommer 1955 im Gebiet von Östernæs galten zum Teil der Aufgabe, den Verlauf der Brüche im Gebiet der

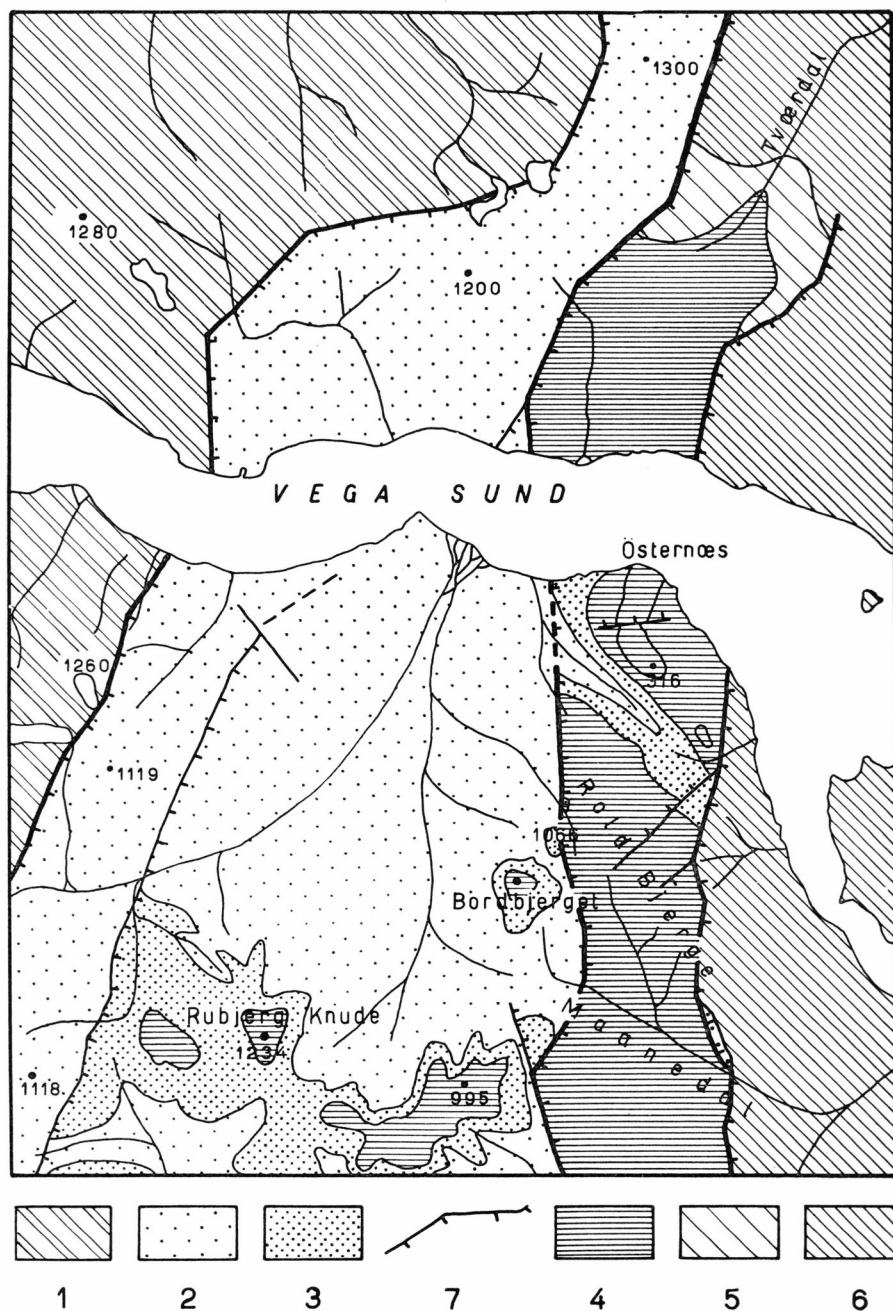


Fig. 5. Die Verwerfungen im mittleren Teil des Vega Sundes.

Legende: 1 Devon, 2 Karbon, 3 Perm, 4 Trias, 5 Jura, 6 Kreide, 7 Brüche und Flexuren.

Die geologischen Grenzen im Gebiet des Tværdals wurden den Karten von STAUBER (1947) und DONOVAN (1955) entnommen. Die Basaltintrusionen sind nicht eingezeichnet. Massstab 1:250.000.

Rold Bjerge genauer festzulegen. Bei den Begehungen wurde festgestellt, dass sich die Verwerfung, die auf der SE-Seite von Bordbjerget die paläozoischen Schichten der »Grønne Bjerge« gegen Osten abgrenzt und in NS-Richtung das Maanedal kreuzt, über den Gipfelpunkt 1066 Meter in die NW-Ecke der Rold Bjerge fortsetzt. Sie geht jedoch nicht durch die Mitte von Bordbjerget, sondern streicht etwas östlich davon durch. In der Nähe des Vega Sundes, gegen das grosse Delta zu, ist der Verlauf des Bruches durch Deltaterrassen und verschwemmten Gehängeschutt verdeckt, er kommt aber östlich davon, bei Østernæs, wo anstehendes Gestein zu sehen ist, nirgends zum Vorschein. Somit behält er seine nördliche Richtung bei und läuft auf die Tværdalverwerfung auf der andern Fjordseite zu. Dort wurde schon früher in der Nähe der Küste die Abspaltung eines Bruches in südlicher Richtung beobachtet (BÜTLER, 1955, T. IX), und es liegt nahe, an dieser Stelle die Verbindung mit der Bordbjerg-Verwerfung zu suchen. Darnach würde sich also der Tværdalbruch, und mit ihm die postdevonische Hauptverwerfung, in südlicher Richtung durch die Rold Bjerge in der Bordbjerg-Verwerfung fortsetzen.

In beiden Flügeln des Bruches stehen in den Rold Bjergen Permschichten an; im westlichen, im Bordbjerget, von ungefähr 800 Meter Höhe an aufwärts, im östlichen, im tiefen Taleinschnitt nördlich Punkt 1066 und am Nordfuss der Rold Bjerge, schon auf einer Höhe von 250 bis 300 Meter. Die Sprunghöhe des Bruches beträgt also rund 500 Meter. Die frühtertiären Basalte, sowohl der grosse Dyke, der durch die Westflanke der Rold Bjerge zieht, wie auch die Sills an der Nordwestecke, sind durch den Bruch zerschnitten worden.

Ein Stück weit liess sich der Bruch bereits im Sommer 1954 südlich des Maanedals verfolgen, neuere Kartierungen sollen die Verbindung mit dem Küstenprofil an Kong Oscars Fjord herstellen. Die verhältnismässig geringe Sprunghöhe des Bruches zeigt, dass die westliche Tværdal-Verwerfung südwärts an Bedeutung verliert; dafür übernimmt nun der wenige Kilometer weiter im Osten gelegene Maanedalbruch den Hauptverschiebungsbetrag.

In der ganzen Westfassade der Rold Bjerge stehen bis auf 750 oder 800 Meter Höhe Karbonsandsteine und Karbonkonglomerate an. Das hohe Gipfelplateau vom Bordbjerget besteht unter und über dem grossen Basaltsill aus Permschichten, zuoberst dürften, wie dies aus den Karten von DONOVAN hervorgeht, noch die Basisschichten der Eotrias vorhanden sein. Östlich der Verwerfung bestehen die Höhen von unten bis oben aus Triasgesteinen, darunter kommen aber auf beiden Seiten der breiten Talniederung, zwischen dem Nordhang der Rold Bjerge und dem Punkt 316 von Østernæs, schwach gegen Norden einfallende Permschichten zum Vorschein: Südlich Punkt 316 die Basiskonglomerate und darauf ruhende Gipslagen, im Bergfuss südlich der Niederung dunkle

Schiefer mit *Posidonomyen*. Am tiefsten Punkt des flachen Tales dürfte das Karbon noch angeschnitten sein, doch ist es von rezenten Ablagerungen überdeckt.

Unter dem Basaltsill von Østernæs stehen an der Küste gegen Südosten die untersten Eotriasschichten an. Unter dem Punkt 316 fallen sie leicht gegen Nordwesten, im südöstlichen Teil des Hügelzuges mit 8 bis 10° gegen Südosten ein. Unten sind es graue, grobkörnige Sandsteine und Feinkonglomerate, darüber folgt eine Wechsellagerung von etwas dunkler grauen, mergeligen Sandschiefern, groben Sandsteinen und oben eine feinblättrige, dunkle Schieferserie. Bereits in den Mergelschiefern, vor allem aber in der dunklen Schieferserie, die gegen Osten im Grat des Hügelzuges ansteht, wurden Eotriasfossilien gefunden. Auf den Schichtfugen der Schiefer finden sich massenhaft Abdrücke von Ammoniten, gelegentlich auch von *Claraia*. Die Schiefer entsprechen zweifellos der Serie No. 6 von der Westseite des Rubjerg Knude (BÜTLER 1955, Fig. 51) und die groben Sandsteine den Arkosen von No. 5 desselben Profils, ferner der Sandsteinserie No. 6 im Profil vom obern Maanedal (1955, p. 115).

Am Nordhang der Rold Bjerge ist über dem Perm bis auf den Berggrat ein Triasprofil von ungefähr 600 Meter Mächtigkeit aufgeschlossen. Darin wurden verschiedene Fossilniveaus festgestellt. Es wurde etwas östlich desjenigen, das von STAUBER (1942, p. 59) beschrieben wurde aufgenommen und umfasst die von diesem Autor aufgestellte untere marine, die kontinentale und den untern Teil der bunten Serie, deren Alter aber noch genauer abgeklärt werden müsste.

### B. Der Maanedalbruch.

Auf STAUBERS Karte (1947) ist ein Bruch eingetragen, der den östlichen Teil der Rold Bjerge und das mittlere Maanedal überquert, und an dem die Kreideschichten der östlichen Scholle auf die Höhe der Triasschichten der westlichen Scholle abgesunken sind. DONOVAN (1953, pl. 1) hat den Verlauf des Bruches verfolgt und ihn auf der Karte weiter nach Osten verlegt, dabei hat er die stratigraphischen Verhältnisse der verschiedenen Kreidestufen abgeklärt. Gegen Norden liess STAUBER den Maanedalbruch ausklingen, währenddem ihn DONOVAN durch eine Bruchkreuzung mit den Verwerfungen von Geographical Society Ø zu verbinden suchte.

Nachdem man nun aber den Bordbjergbruch seiner Richtung nach zwangsläufig mit dem westlichen Tværdalbruch verbinden muss, liegt es nahe, den Maanedalbruch nach Norden in die Verwerfung, die STAUBER und DONOVAN auf der Ostseite des Tværdals angeben und die wir als die östliche Tværdalverwerfung bezeichnen, fortzusetzen.

In der Tat zeigen auch die Feldaufnahmen, dass der Verlauf des Bruches in der Küstennähe auf der Traill Ø nach dem östlichen Tværdalbruch hinweist. Auch stimmen die beiden in der Art, wie die Schollen und damit die verschiedenen Formationen verstellt und begrenzt sind, genau überein.

Eine mylonitisierte Gesteinszone, die sich als intensiv gelbbraun anwitterndes Band über den Ost- und Nordosthang eines basaltgekrönten Plateauberges der Triasscholle hinzieht, zeigt ein Stück weit den Bruchverlauf an. Von dort aus lässt er sich nordwärts bis gegen das Meer verfolgen, erst in unmittelbarer Nähe der Küste verbirgt ihn die Lockerdecke. Einige Basaltkuppen, unter denen Kreideschichten anstehen, markieren durch ihren unvermittelten Abbruch gegen Westen im untern Hangteil den Durchgang der Bruchlinie. In einer mehrfach geknickten Linie überquert die Verwerfung gegen Süden den Bergzug, biegt dann gegen den Grund des Maanedals nach Südosten zurück und überquert den Fluss oberhalb seiner grossen Umbiegung. Einige kleinere Brüche, die in südwestlicher Richtung oder auch ungefähr parallel zum Hauptbruch streichen, komplizieren die Lagerungsverhältnisse.

Die östliche Scholle ist, wie dies aus den Karten von STAUBER und DONOVAN hervorgeht, stark abgesunken, die Kreideschichten stossen, von Meeresniveau bis hinauf zur Kammlinie, die etwa 850 Meter Höhe erreicht, westwärts an Trias. Die Schichten senken sich etwas gegen Osten, dem untern Maanedal zu, heben sich dann aber wieder gegen Osten bis in die Mols Bjerge, wo sie an einem antithetisch angeordneten Bruch abermals versenkt werden.

Der Karte von DONOVAN (1953, pl. 3) und seiner Textbeschreibung ist zu entnehmen, dass das Kreideprofil am Vega Sund mit Infravalanginien beginnt und nach oben Mittel- und Oberkreide umfasst. Durch Störungen in der Bruchzone und die ausgedehnten Basaltintrusionen ist es aber schwierig hier ein zusammenhängendes Schichtenprofil aufzunehmen. Doch orientieren eine Reihe von Fossilhorizonten über die Stufen, die jeweilen angetroffen werden.

Je weiter man nach Osten kommt und in der stratigraphischen Skala steigt, destomehr nimmt der Anteil der Basalte am Gesamtvolumen der Gesteine zu. Zahlreiche kleine, senkrechte Dykes und einige grosse Steilgänge durchschlagen die Schichtfolge. Von ihnen gehen mächtige Sills aus, die mehr oder weniger konkordant im Schichtenverband liegen. Über die Anordnung der Fördergänge lässt sich erst etwas aussagen, wenn eine genauere Kartierung der Basaltvorkommen eines grösseren Gebietes vorliegt. Im östlichen Teil der Rold Bjerge sind in der Kreide 3 oder 4 mächtige Lagergänge vorhanden, die sich über längere Strecken verfolgen lassen. Sie steigen mit den Kreideschichten vom untern Maanedal aus gegen Westen an, um dann auf einer kurzen Strecke gegen die

grosse Verwerfung leicht nach Westen abzufallen. An der Umbiegungsstelle sind sie zerbrochen und von einer grössern Zahl kleinerer und grösserer Spalten durchsetzt. Deren Breite geht von einigen Zentimeter bis zu 3 Meter. Die offenen Risse wurden durch hydrothermale Ausscheidung von Opal und Quarz, Karbonaten und Baryt ausgefüllt, ein Zeichen, dass die Zerrungsklüfte bald nach der Intrusion der Basalte entstanden sein müssen.

Die Sprunghöhe der Maanedalverwerfung lässt sich nicht sicher bestimmen, da wir die Mächtigkeiten der verschiedenen Formationen des Gebietes, vor allem der Trias, nicht genau kennen. Auf alle Fälle ist die Verschiebung grösser als die Höhe des Bergzuges. DONOVAN schätzt den Sprung mit ungefähr 1000 Meter ein, er dürfte eher noch grösser sein. Auf der Nordseite des Maanedals, da wo die Verwerfungslinie in die Nähe der Talsohle kommt, steht merkwürdigerweise ein Stück weit ein grösseres Schichtenpaket von Konglomeraten aus dem obersten Karbon an. Es dürfte in der Bruchzone, neben der abgesunkenen Scholle, emporgestossen worden sein. Darunter kommen, etwas westlich davon, in der Talsohle und in ungestörter Lagerung die Sandsteine der untern Eotrias zum Vorschein.

Die Basalte sind zweifellos in die Bruchbildung einbezogen worden, sodass die letzten Bewegungen auch hier als postbasaltisch bezeichnet werden müssen.

Bereits wurde angeführt, dass man den Maanedalbruch nordwärts über den Vega Sund mit dem östlichen Tværdalbruch verbinden muss. DONOVAN (1955, p. 45) hat festgestellt, dass sich dieser nicht über die ganze Breite von Geographical Society Ø erstreckt, sondern gegen seine Mitte ausklingt. Denn im nördlichen Teil des Tværdals reichen die Kreideschichten westwärts über die ganze Talbreite hinweg bis an den westlichen Bruch, sodass in ihnen, gegen die Foster Bugt zu, keine grössere Denivellierung vorhanden sein kann. Im südlichen Talteil setzt dagegen die Kreide östlich des Hauptflusses an einer Verwerfung gegen die Trias aus. Der östliche Tværdalbruch muss deshalb in der Mitte von Geographical Society Ø als Parallelbruch zur westlichen Verwerfung beginnen. Nach Süden nimmt er an Bedeutung zu, während der westliche abnimmt. Der Maanedalbruch ist somit ein Parallelbruch zur Bordbjergverwerfung. Zwischen ihnen liegt die schmale, von Triasschichten eingenommene Treppenstufe, die zur östlichen, tiefer abgesunkenen und breiteren Scholle überleitet. Beide Brüche dürften nach Süden in der Bruchzone vereinigt bleiben, die den Kong Oscars Fjord im östlichen Teil der Svinhufvuds Bjerger erreicht (vergleiche hierüber DONOVAN 1953, pl. 1, und STAUBER 1942). Hier wäre also die südliche Fortsetzung der postdevonischen Hauptverwerfung zu suchen.

Bereits DONOVAN (1955, Fig. 9) hat für Geographical Society und Traill Ø den Zusammenhang der Blöcke und Verwerfungen dargestellt. Erweitert man das Schema etwas gegen N und W, so ergibt sich für das Gebiet nördlich und südlich Kejser Franz Josephs Fjord, jeweils von W gegen E fortschreitend, ungefähr folgende Verbindung:

Gauss Halvö	Ymers Ø u. Geograph. Society Ø	Traill Ø
Breites Devonareal der westlichen Gauss Halvö	Gegen Süden sich verschmälerndes Devongebiet  Diagonalbruch, von Celsius Bjerg bis ans Süden-ende von Kongeborgen	
Postdevonische Hauptverwerfung	Tværdalbrüche	Bordbjerg-Maanedalbrüche
Giesecke Block	Laplace-Block	} Mols-Block, vereinigt zwei Treppenstufen
Giesecke Bruch	Laplace-Bruch, hört gegen Süden auf	
Hold with Hope Block	Cambridge-Block	
	Kap Mackenzie-Bruch	Mols Bjerg-Bruch

\_\_\_\_\_



#### IV. DAS RØDE Ø KONGLOMERAT IM INNERN SCORESBY SUND-GEBIET

---

Im Spätsommer 1955 bot sich dem Verfasser Gelegenheit, von zwei Stellen aus das Røde Ø Konglomerat zu studieren. Das eine Lager befand sich auf der Westseite des Rødefjordes, ca. 5 Kilometer südlich der Umbiegung zum Harefjord, am Fusse der durch Schluchten und Runsen zerteilten, roten Konglomeratwand. Am 22., 23. und 24. August 1955 wurden hier die Untersuchungen vorgenommen, doch waren die Zirkulationsmöglichkeiten, der Geländebeziehungen wegen, beschränkt. Auch liegt an dieser Stelle die Unterlage der Konglomeratformation unter Meeresspiegel. Günstiger war der zweite Lagerplatz, auf der Westseite des Rypefjordes, ungefähr 10 Kilometer nordnordwestlich der Spitze der Halbinsel zwischen Rype- und Harefjord. Hier konnten am 26. und 27. August die Auflagerung der Konglomerate auf kaledonischem Kristallin und die grosse Verwerfung, an der die Konglomerate abgesenkt wurden und durch die sie gegen Westen abgegrenzt sind, betrachtet werden.

Professor Dr. E. WENK, der 1934 als Mitglied der von Professor Dr. H. G. BACKLUND geführten Arbeitsgruppe die Fjorde im inneren Scoresby Sund-Gebiet befahren hat, überliess mir freundlicherweise die von ihm gemachten Aufzeichnungen über das Røde Ø Konglomerat. Seine Beobachtungen stimmen mit den meinigen weitgehend überein und ergänzen sie in einigen Punkten.

Das merkwürdige, auffallend rote Røde Ø Konglomerat erfuhr bis jetzt noch keine genauere Bearbeitung, auch die folgende Beschreibung kann, da sie sich nur auf wenige, rasch durchgeführte Begehungen in zwei Teilgebieten stützt, keinen Anspruch auf Vollständigkeit machen.

Die Erwähnung des Røde Ø Konglomerates in der ältern geologischen Literatur geht auf die Publikation von E. BAY (1896) zurück, der erstmals das Konglomerat erwähnte und kurz beschrieb. In der geologischen Karte hat BAY (1896, T. II) auf Grund ergänzender Aufnahmen von RYDER die Verbreitung der Formation ziemlich genau festgehalten. Die Altersfrage des Konglomerates blieb vollkommen offen, BAY stellte lediglich fest, dass es präglazial sein müsse und wahrscheinlich eine

Strandbildung darstelle. Er zog die Möglichkeit in Betracht, dass diese durch Ausscheidung gelöster Stoffe aus Quellen verkittet worden sein könnte. KOCH (1929, p. 249) war geneigt, das Konglomerat als permotriasisch zu datieren. Da bis heute keine bestimmbar Fossilreste gefunden wurden, ist die Altersfrage immer noch ungelöst; man ist auf lithologische und petrographische Vergleiche mit andern, im Scoresby Sund-Gebiet vorhandenen und altersmässig besser bekannten Konglomeraten angewiesen.

In einer geologischen Kartenskizze vermerkt BACKLUND (1944, T. 2) das Vorkommen des Rødeø Konglomerates. Neben den von BAY angeführten Lokalitäten gibt er ein weiteres Vorkommen auf der Westseite von Storö und eines im westlichen Teil von Renland an. Dieses letztere ist aber, da die Eintragung auf Grund von Beobachtungen aus der Luft erfolgte, als unsicher angegeben. Ferner fand BACKLUND auf der Halbinsel zwischen Rype- und Harefjord einen ca. 4 Meter mächtigen Basalt-dyke (1944, S. 64), der die Konglomerate durchschneidet.

Mit Vorbehalt zog VISCHER (1943, Fig. 23) in der tektonischen Übersichtsskizze die südliche Fortsetzung der postdevonischen Hauptverwerfung längs der Westgrenze des Rødeø Konglomerates durch. Er stützte sich für dieses südliche Gebiet auf die Literaturangaben und Mitteilungen von Expeditionsmitgliedern und gewann den Eindruck, dass das isoliert im Gneisgebiet liegende Konglomerat auf eine Verwerfung, vielleicht eine Grabensenke hinweise. Er schreibt (1943, S. 172), dass das Vorkommen postkaledonischer, aber nicht sicher bestimmter Sedimente bei Rødeø und an der Küste des Rødefjordes auf das Vorhandensein einer Bruchsenke hindeute.

In der Tat ist das Konglomerat im Westen an einer grossen Verwerfung abgesunken, und seine Verbreitung ist in dieser Richtung durch den Bruch begrenzt.

### 1. Lagerung der Konglomerate.

Der auf einer Länge von ca. 70 Kilometer bekannte, NS bis NNE verlaufende Streifen von roten Konglomeraten und Arkosen liegt isoliert und eingesenkt mitten im kaledonischen Kristallgebiet. Die Sedimente ruhen diskordant und nur schwach verbogen auf dem kristallinen Untergrund. Die Überlagerung ist auf der Halbinsel zwischen Rype- und Harefjord gut zu sehen. Die Grenzfläche zwischen Sockel und Deckschichten ist eine alte Peneplain, die sich am Rypefjord in der Mitte der schmalen Halbinsel über Meeresspiegel hebt und gegen Osten mit ungefähr  $5^\circ$  ansteigt. In dieser Richtung verstärkt sich die Hebung, sodass der südöstliche Teil der Landspitze aus kristallinen Gesteinen besteht, die Deckschichten wurden abgetragen. Am Rypefjord besteht der Sockel aus einem bankigen, ungleich grobkörnigen, granatführenden Biotitgranit, stellenweise mit schlierigem bis undeutlich schieferigem

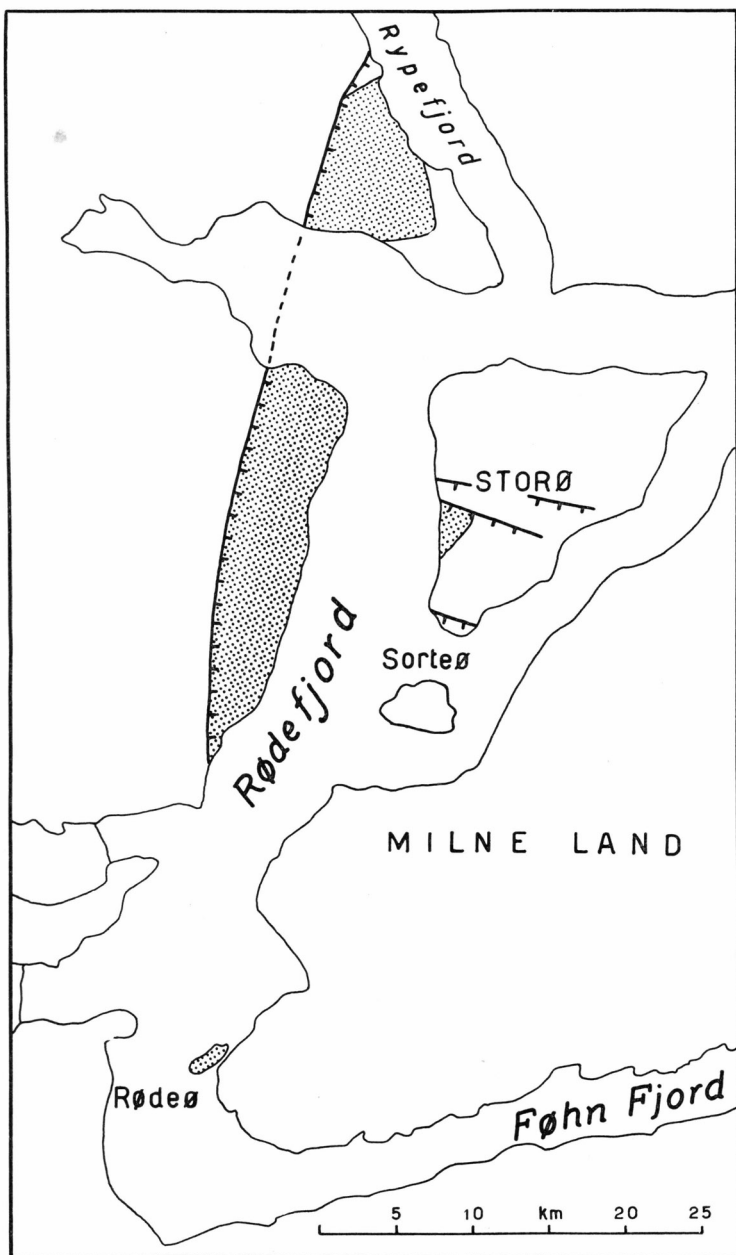


Fig. 6. Die Verbreitung des Rødeø Konglomerates im Gebiet des Rødefjordes. Im wesentlichen nach den Karten von BAY (1896) und BACKLUND (1944).

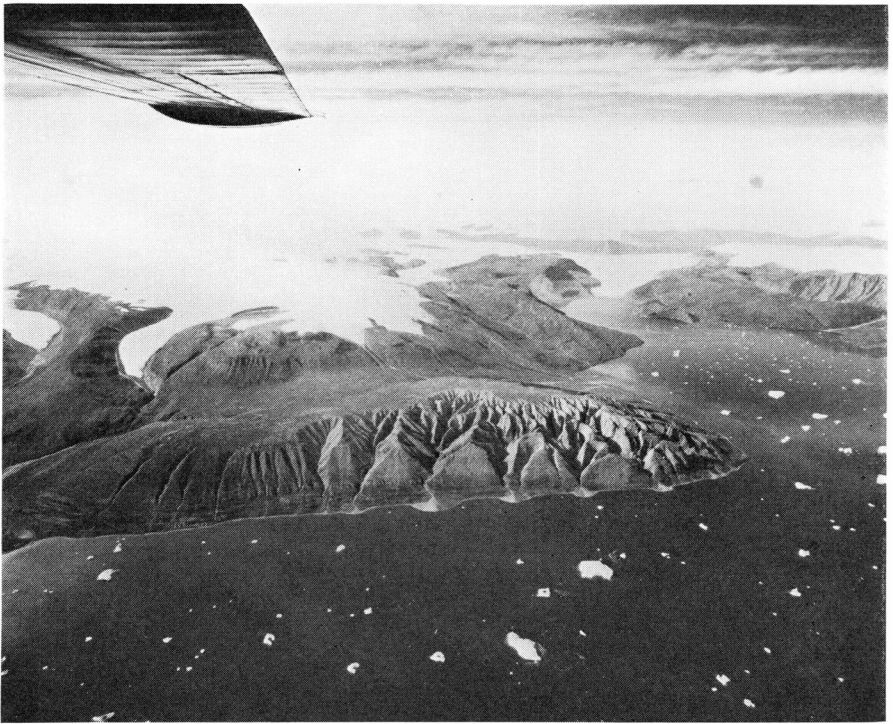


Fig. 7. Das Rødeø Konglomerat in der Ecke zwischen Rødefjord (vorne) und Harefjord (rechts). Blickrichtung WNW. Die postglaziale Erosion hat das aus den Konglomeraten bestehende, 900 Meter hohe Plateau angerissen. Hinter der ersten Plateaustufe zieht die quer zur Blickrichtung verlaufende Verwerfung durch. Sie tritt durch die Geländestufe, die auf das gletscherbedeckte Hochplateau des Kristallingebietes überleitet, hervor. Flugaufnahme des geodätischen Institutes, Kopenhagen.

Gefüge. Ungestört überdecken die Konglomerate vom mittleren Teil der Halbinsel an gegen Nordwesten die alte Landfläche bis an die grosse Verwerfung, an der sie steil nach oben umbiegen. An dieser Flexur treten unter den Sedimenten rot anwitternde, granatreiche Gneise auf. Diese bilden westlich des Bruches die Landhochfläche, die Konglomerate sind dort verschwunden. Es ist deshalb nicht möglich, die Sprunghöhe des Bruches genau zu bestimmen. Sie muss aber über 1000 Meter betragen. In SSW-Richtung überquert der Bruch die Halbinsel und setzt sich südlich des Harefjordes ungefähr in gleicher Richtung fort, um in spitzem Winkel die Westküste des Rødefjordes zu erreichen.

Im Landschaftsbild tritt der Bruch, soweit das Konglomerat vorhanden ist, deutlich als Geländestufe heraus, doch kann dies nicht als Beweis für ein geringes Alter der Verschiebung gedeutet werden. Der heute bestehende Geländesprung ist vor allem durch die verschiedene Härte der Gesteine und den leichtern Zerfall der Konglomerate bestimmt.



Fig. 8. Die Westabdachung von Storø zum Rødefjord (links vorn) stellt einen Teil der alten, gegen Westen gekippten Peneplain dar, über die das Rødeø Konglomerat transgredierte. Flugaufnahme des geodätischen Institutes, Kopenhagen.

In der Höhe wird die geneigte Fläche von einer jungen, gehobenen und von Fjorden durchtalteten Rumpffläche überschritten. Die Blickrichtung geht gegen Osten, rechts liegt der Snesund, der hinten in den Øfjord einmündet.

Verschiedenes deutet darauf hin, dass man es mit einer ziemlich alten Bruchbildung zu tun hat. Da vereinzelte junge Basaltgänge bis in die Nähe der Verwerfung reichen, lässt sich vielleicht eine Stelle finden, an der sicher entschieden werden kann, ob der Bruch älter oder jünger als die Basaltgänge ist.

Die jetzige Verbreitung des Rødeø Konglomerates ist auf den abgesunkenen Teil einer gegen Osten ansteigenden, antithetisch angeordneten Scholle lokalisiert. Sein Vorkommen auf Storø und Rødeø zeigt, dass es einst das ganze Gebiet des Rødefjordes einnahm. Wie weit es ursprünglich gegen Westen und Osten reichte ist nicht sicher festzustellen. Ein Stück der alten Transgressionsfläche ist in der Westabdachung von Storø, von Sorte Ø und der SW-Ecke von Milne Land erhalten geblieben. Wo die aufsteigende alte, vorkonglomeratische Pene-

plain die Höhe der heutigen Landfläche erreicht, wird sie von dieser überschritten. Diese morphologischen Verhältnisse erinnern stark an diejenigen auf der Westseite von Liverpool Land.

Durch die Storø ziehen in ESE-Richtung 3 oder 4 kleinere antithetische Verwerfungen, an denen jeweils der südliche Flügel abgesunken ist. Der Rest von Rødeø Konglomerat auf der Westseite der Insel liegt im eingesunkenen Teil einer der kleinen Schollen.

Das ganze von Rødeø Konglomerat eingenommene Gebiet bildet, geologisch und morphologisch gesehen, eine Depression im kristallinen Hochgebiet. Die eingesunkene Grossscholle hebt sich auch in nördlicher Richtung; auf der Nordostseite des Rypefjordes sind die Konglomerate weggeräumt. Die Verwerfung tritt dort, wo nur Kristallin ansteht, nicht mehr deutlich als Geländestufe hervor.

Die Konglomeratbänke bilden im abgesunkenen Schollenteil eine asymmetrische, breite, flache Mulde, die gegen Süden einfällt. Wo und wie sie in dieser Richtung aufhört, ist bis jetzt nicht bekannt. Gegen Osten steigen die Schichten mit der alten Landfläche mehr oder weniger steil auf. Auf Rødeø notierte BAY ein Ansteigen der Schichten von 20° gegen Südosten, westlich des Rødefjordes fallen die Schichten schwach gegen Südosten ein. Am Rypefjord steigen sie an der Verwerfung steil gegen Westen auf, während sie im ersten grossen Tal, das südlich des Harefjordes die Verwerfung durchquert, durch den Bruch abgeschnitten wurden. Dort sind die schiefrigen Gneise der Unterlage steil abgebogen und in der Bruchzone chloritisiert worden.

## 2. Gesteinsmerkmale.

Die als Rødeø Konglomerat bezeichnete Formation setzt sich aus einer Wechselfolge von granatführenden, grobkörnigen Arkosen, feineren und gröberen Brekzien sowie Grobkonglomeraten zusammen. Sie fällt von weitem durch ihre intensive Rotfärbung auf und erinnert in diesem Merkmal an gewisse Oldred-Ablagerungen Ostgrönlands.

An Stellen wo das 800 bis 900 Meter hohe, aus Konglomeraten bestehende Plateau vom Fjord her durch Bäche angeschnitten wurde, entstanden zwischen den Schluchtausgängen steile, ungegliederte Felstürme, an deren Wänden die grossen Blöcke der Konglomerate hervortreten.

Das Trümmermaterial, aus dem sich das Gestein zusammensetzt, stammt aus dem angrenzenden westlichen Kristallinegebiet. Kleine und grosse Bruchstücke von quarzreichen, granatführenden Biotitgneisen, daneben Biotitschiefer, hornblendeführende Gneise und Granite sind vertreten. Seltener sind reine Quarzite vorhanden. WENK beobachtete auch Karbonatgesteine, doch dürften diese nur sehr spärlich und sporadisch vorkommen.

Die Trümmer sind weder nach Form noch nach Grösse sortiert. Alle Korngrössen liegen mehr oder weniger unregelmäßig nebeneinander. Es dominieren Brekzienlagen, die aus einem groben Grus von zerfallenem, rot angewittertem Kristallin bestehen, in dem kleinere und grössere, meist gerundete oder kantenbestossene Blöcke eingebettet sind. Die kleinen Trümmer sind kantig und eckig, die grossen dagegen mehr oder weniger abgerollt, der Abrundungsgrad nimmt mit der Grösse zu. Sowohl WENK wie dem Verfasser sind gelegentlich typische Windkanter mit glatt- oder ausgeschliffenen Flächen aufgefallen.

Lagen von grobsandigem Charakter wechseln mit Brekzien und Konglomeraten ab. Die Schichtfugen sind oft undeutlich ausgebildet, und die verschiedenen Bildungen gehen seitlich ineinander über. Dies war in der Umgebung des Lagers am Rødefjord zu sehen. Dort besitzen die grossen Komponenten der Konglomerat- und Brekzienlagen meist Durchmesser zwischen 10 und 30 Zentimeter, doch trifft man häufig solche von einem halben Meter, gelegentlich sogar von einem Meter Durchmesser an. Folgt man dem grossen Tal vom Rødefjord gegen Westen, so stellt man fest, dass die Grösse der Einzelblöcke zunimmt, und nahe der Verwerfung stehen auf der Südseite des Flusses dunkelrote, aus Konglomeraten bestehende Felsköpfe an, in denen zahlreiche grosse Blöcke von bis zu drei Meter Durchmesser zu sehen sind. Aus einiger Entfernung betrachtet gleicht dieses Riesenkonglomerat einer verfestigten Moräne; doch fehlen gekritzte Geschiebe und warvige Lagen, auch schliesst das lateritisch verwitterte Material die Annahme einer glazialen Entstehung aus. Es handelt sich zweifellos um Ablagerungen raschfließender Flüsse eines warmen Klimagebietes.

In den grobsandigen Lagen dominieren Quarzkörner verschiedener Korngrössen, die grössern sind manchmal abgerundet und mattiert. Scharfkantige, feine Splitter füllen die Hohlräume aus. Reichlich sind auch Feldspat und Granat vertreten, spärlicher Hornblende und Magnetit, merkwürdigerweise ist wenig Glimmer als Sandkomponente vorhanden, trotzdem er überall in den grössern und kleinern Gesteinsbrocken vorkommt. Ein kräftig braun- bis zinnoberrotes Pigment überzieht als dünne Häutchen die kleinern Trümmer und tritt als Füllmaterial der Poren und als Bindemittel auf. In Hohlräumen und Klüften, auch im Bindemittel, ist etwas Karbonat vorhanden. An den Aussenflächen des Gesteins löst es sich auf, und der Trümmerverband zerfällt. Dabei wird u. a. feiner und grober Sand frei, der durch die Bäche verfrachtet und in verschiedene Fraktionen geschieden wird. Am Strand, wo durch den Wellenschlag eine weitere Trennung eintritt, umsäumen feine, blassrote, granatreiche Sande die flachen Uferstreifen.

Am Rypefjord stellt man dieselben Gesteinsmerkmale wie am Rødefjord fest, nur fehlen die Riesenblöcke. Die grössern Trümmer



übersteigen kaum 50 Zentimeter im Durchmesser. Und grobsandige bis feinkbrekziöse Lagen scheinen im untern Teil der Formation zu dominieren. Gegen oben nimmt die Grösse der Gesteinstrümmer zu.

Da der obere Teil der Konglomerate abgetragen ist, kann man keine Angaben über die ursprüngliche Mächtigkeit machen. Auf der Westseite des Rødefjordes stehen ungefähr 900 Meter des Gesteins an, dazu mögen noch 100 bis 200 Meter kommen, die unter Meeresspiegel liegen.

### 3. Herkunft und Entstehung.

Das Konglomeratmaterial stammt aus nächster Nähe. WENK hat Lagen von ovaloiden und flachern Geröllen mit dachziegelartiger Anordnung beobachtet, sie deuten auf einen Transport von Westen her. In die gleiche Richtung weist die Zunahme der Blockgrösse. BAY meldet von Rødeø Blöcke von höchstens 2 Kubikfuss, beim Lager auf der Westseite des Rødefjordes trifft man solche von einem Meter und noch weiter im Westen, gegen die Verwerfung zu, solche von mehreren Meter Durchmesser an.

Mit WENK ist auch der Verfasser der Ansicht, dass die Entstehung des Rødeø Konglomerates in einer warmen Klimazone erfolgte, in welcher Trockenzeiten mit Regenperioden alternierten. Hochwasser führten den Verwitterungsschutt in die Niederungen und breiteten ihn in weiten, flachen Schuttkegeln aus. Je nach der Stärke des Wasserstosses wurden die schweren Gerölle mehr oder weniger weit transportiert. In Trockenperioden trockneten die Schuttflächen aus und wurden dem Wind ausgesetzt. Angeschliffene Windkanter, dann die in den Sandproben vorhandenen, grossen gerundeten und mattierten Quarzkörner weisen auf Windeinwirkungen hin. Und das fast vollständige Fehlen von Organismenresten sowohl pflanzlicher wie tierischer Natur spricht für aride Verhältnisse.

Die über einer alten Peneplain erfolgte Ablagerung von grobem Trümmermaterial setzt das Auftauchen grösserer Höhenunterschiede, die Differenzierung in Abtragungs- und Ablagerungsräume voraus. Man geht wohl nicht fehl, wenn man hierfür tektonische Vorgänge, wahrscheinlich das Auftreten grosser Bruchstufen verantwortlich macht. Sie gaben zur Bildung, Verfrachtung und Umlagerung grosser Schuttmassen Anlass. Der Bruch jedoch, der das Konglomerat heute gegen Westen begrenzt, ist jüngerem Datums, die Geländestufen, die den Schutt lieferten, müssten noch etwas weiter im Westen gesucht werden. Die Grösse der Einzelblöcke, der geringe Abnutzungsgrad der kleinen Gesteinsbrocken und die mangelnde Sortierung weisen jedoch auf einen kurzen Transportweg und eine nur einmalige Umlagerung des Materials hin.



#### 4. Altersfrage.

Da bis heute bestimmbare Fossilien aus dem Rødeø Konglomerat fehlen, ist man über seine Altersstellung im Ungewissen. Vergleicht man es mit andern Konglomeratbildungen Ostgrönlands, so fällt auf Grund der lithologisch-petrographischen Merkmale ein devonisches Alter ausser Betracht. Auch die Lagerung auf einer bereits tief ins Kristallin eingeschnittenen Peneplain spricht gegen ein devonisches Alter. Der Verfasser hatte Gelegenheit, die auf der Nordwestseite der Nordøstbugt bei Sydkap anstehenden Brekzien, die einen Teil der Karbonablagerungen jenes Gebietes ausmachen, zu betrachten. Er war überrascht von der Übereinstimmung mit dem Rødeø Konglomerat. Hier wie dort intensiv rotgefärbte Brekzien mit Kristallintrümmern, eingestreute grosse Geröllblöcke und grobe rote, schlecht verkittete Arkosen. Leider ist das Karbon an der Nordøstbugt nur in einer geringen Mächtigkeit aufgeschlossen, sodass nicht sicher zu erkennen war, in welchen Teil der Karbonablagerungen des Schucherts Flod-Gebietes die Brekzien einzustufen sind. Auch sind heute aus diesem Gebiet noch keine genaueren Karbonprofile bekannt. Immerhin liess sich feststellen, dass die roten Brekzien an der Nordøstbugt nur einen Teil, wahrscheinlich den obersten der Karbonablagerungen ausmachen. Diese grosse Übereinstimmung der Gesteinsmerkmale hat den Verfasser in seiner Ansicht, dass das Rødeø Konglomerat karbonisch sei, bestärkt. Wahrscheinlich entspricht es nur einem Teil, und zwar dem obern, des weiter im Osten vorhandenen Karbons. Ob im Rødefjord Gebiet noch jüngere Ablagerungen, wie z. B. das Perm, das bei Sydkap, auf beiden Seiten der Nordøstbugt, über dem Karbon liegt, vorhanden waren, lässt sich nicht nachweisen. Der Karbonatgehalt im Bindemittel des Konglomerates, das in einer kalkfreien Umgebung entstand und fast keine Kalktrümmer führt, könnte vermuten lassen, dass einst eine kalkliefernde Überdeckung vorhanden gewesen sei.

Die Karbonablagerungen im Küstengebiet von Zentral-Ostgrönland sind, im ganzen gesehen, gegen Westen durch den grossen Hochlandrandbruch, der im Norden als postdevonische Hauptverwerfung, im Süden als Stauning Alper-Verwerfung bezeichnet wurde, begrenzt. Doch vor kurzem wurde darauf hingewiesen (BÜTLER 1955), dass auf der grossen Vinterø, am Eingang zu Duséns Fjord, die untern Karbonserien des Gebietes anstehen. Die Insel liegt etwas westlich der Hauptverwerfung, die bei Kap Humboldt das Karbon abgrenzt. Daraus, und aus der Feststellung, dass in den Karbonkonglomeraten des küstennahen Gebietes nördlich und südlich Kejser Franz Josefs Fjord, vor allem in den untern und mittlern Serien, fast ausschliesslich Quarz- und Quarzitzerölle vorkommen, zog der Verfasser den Schluss, dass die Karbon-

ablagerungen ursprünglich weiter nach Westen reichten als heute, und dass die Hochgebiete, aus denen das Trümmermaterial stammt, in einiger Entfernung von jenem Ablagerungsgebiet gesucht werden müssten. Das Vorkommen von Karbonbrekzien und Karbonkonglomeraten im innern Scoresby Sund-Gebiet, d. h. ca. 100 Kilometer westlich des Karbons vom Ostrand der Staunings Alper, würde gut mit diesen Ansichten übereinstimmen. Das unsortierte und wenig bearbeitete Trümmermaterial mit den grossen Blöcken weist darauf hin, dass man sich am Rødefjord in der Nachbarschaft von Schüttungszentren und von Abtragungsgebieten befindet.

---

## V. DIE SEDIMENTE AUF DEM KRISTALLIN DES LIVERPOOL LANDES AM HURRY INLET

Im nördlichen Teil des Hurry Inlet findet man längs der Ostküste, über dem Kristallin des Liverpool Landes, einen schmalen, N—S verlaufenden Streifen von Sedimentgesteinen. Diese sind im flachen Küstengebiet nur lückenhaft aufgeschlossen, und sie wurden von den Geologen, die das Gelände begingen, verschieden gedeutet.

Erstmals werden diese Sedimente von NATHORST (1901) und dann von NORDENSKJÖLD (1907) erwähnt. Es handelt sich nach diesen Autoren um grobe, harte Konglomerate, die aus Kristallintrümmern zusammengesetzt sind, dazwischen Lagen von grünen und roten Schiefern. Gegenüber den Fame Öer erwähnt NATHORST schwarze und graue Schiefer, und NORDENSKJÖLD beobachtete Konglomerate, die über den grünen und roten Schiefern liegen. Aus den ältern Darstellungen ist aber kein klares Bild über die Lagebeziehungen der Schichten zu gewinnen. NATHORST bezeichnete die Schiefer als paläozoisch, NORDENSKJÖLD dagegen verglich sie mit den Konglomeraten und Sandsteinen bei Kap Brown, die er für triasisch hielt. Auf alle Fälle, schreibt er, müssten die Hurry Inlet Serien älter sein als Rhät und jünger als die Kap Fletcher-Eruptive.

ROSENKRANTZ (1929) liess die Frage nach dem Alter des untern Teils der Gesteinsfolge offen, dagegen zählte er die obern Konglomerate zur Klitdalformation, deren unterer Teil, die Arkose Member, nach ihm in den Fame Öer und am Küstenkliff östlich und südöstlich derselben ansteht. Das Alter der Formation wurde seinerzeit von diesem Autor als permo-triasisch angenommen (KOCH 1929, pl. I).

In der Publikation von KRANCK (1935), »On the Cristalline Complex of Liverpool Land«, werden am Hurry Inlet auf der Westseite des Liverpool Landes drei verschiedene Sedimentformationen auseinandergehalten. Die älteste, bestehend aus phyllitischen, quarzitischen und kalkigen Gesteinen, wurde als Hurry Inlet Formation bezeichnet. KRANCK und BACKLUND (1944) waren geneigt, allerdings mit Vorbehalt, ihr ein kambro-silurisches Alter zuzuweisen. Ein grobes, rotes, hartes Konglomerat und Arkosen, die nächstfolgende Formation, setzt sich haupt-

sächlich aus Trümmern des östlich davon anstehenden Kristallins, vor allem des Hurry Inlet-Granites zusammen. KRANCK vergleicht dieses Trümmergestein, allerdings mit Vorbehalt, ebenfalls mit den Konglomeraten bei Kap Brown, die inzwischen durch NOE-NYGAARD als devonisch bestimmt worden waren, und leitet daraus für den Hurry Inlet Granit ein unterdevonisches Alter ab. Die Arkosesandsteine und die polymikten Konglomerate am Strand und auf den Fame Öer wurden der Eotrias zugezählt. Falls die Datierungen zutreffend waren, musste eine genauere Untersuchung der Lagerungsverhältnisse allerlei Aufschlüsse über die kaledonischen Bewegungsvorgänge in diesem Gebiete geben. BÜTLER (1948b, p. 28) hatte auf Grund einiger ihm vorliegender Gesteinsproben aus der Schieferserie vermutet, dass die Hurry Inlet Formation einen Teil der tiefern Eleonore Bay Formation, d. h. einen Rest der ehemaligen Sedimenthülle der kaledonischen Falten darstellen könnte. Die ausgeführten Untersuchungen zeigen aber, dass dies nicht zutrifft.

In der geologischen Karte von STAUBER (KOCH 1950, pl. 4) sind alle Gesteine an der Westküste des Hurry Inlet als prädevonisch eingezeichnet. STAUBER hat diesen Küstenstrich offenbar nicht selber begangen, denn wir werden im folgenden sehen, dass man für die Datierung der in Frage stehenden Sedimente die Gliederung der Trias, die er (STAUBER 1942, p. 42) für das südliche Verbreitungsgebiet in Ostgrönland aufstellte, anwenden kann.

Die Beobachtungen des letzten Sommers erlauben nun, die stratigraphischen Verhältnisse der in Frage stehenden Sedimente genauer zu definieren. Allerdings liess sich, der starken Oberflächenbedeckung wegen, vom Hurry Inlet aus ostwärts kein zusammenhängendes Profil aufnehmen. Man muss die Schichtenfolge aus den verschiedenen Aufschlüssen kombinieren, doch ist es bei der verhältnismässig einfachen Lagerung leicht, die Aufeinanderfolge der Schichten eindeutig abzuleiten.

### 1. Die Schichtenfolge.

Die besten Aufschlüsse finden sich im untern Teil des auf der Karte 70 Ö 1 im nördlichen Teil des Hurry Inlet mit Damelv bezeichneten Bacheinschnittes und den nördlich und südlich anschliessenden Küstenstrichen. Folgt man diesem Fluss von oben nach unten, d. h. von Osten gegen Westen, so trifft man, stratigraphisch gesehen von unten nach oben, folgende Formationen an:

1. Vom obersten Teil des Tales an stehen flussabwärts, bis auf ungefähr 100 Meter Meereshöhe, rötliche bis intensiv rote, massige Granite an. Das Gestein dieses Granitmassivs, das nach den Darstellungen KRANCKS auf einem Areal von mehr als 400 qkm freiliegt, wurde von diesem Autor als Hurry Inlet Granit und als jüngster Granit des

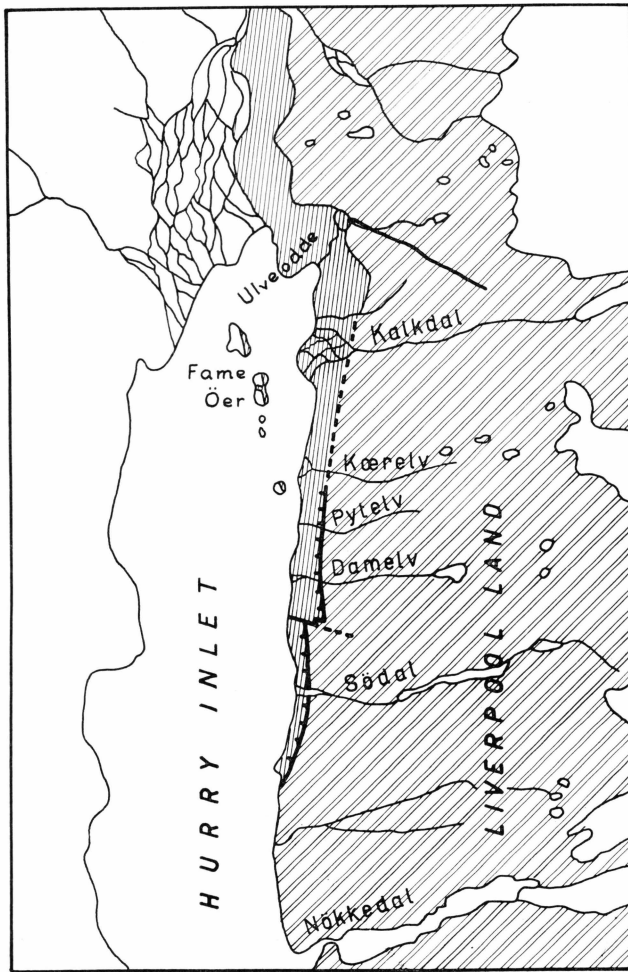


Fig. 9. Das Vorkommen von Triasgesteinen am Ostufer des Hurry Inlet.

Einfach liniert: Eotrias. Doppelschraffur: Kristallin.

Massstab 1:250.000.

Liverpool Landes bezeichnet. Eine eingehendere Beschreibung findet sich in der eingangs erwähnten Publikation von KRANCK (1935, p. 84). Es handelt sich um einen postorogenen, spätkaledonischen Granit, der nur noch durch spätere Vertikaldislokationen lokal deformiert worden ist.

Gegen Westen, talabwärts, nimmt das eher gleichkörnige Gestein einen porphyrischen Habitus an. Mehrere, ca. 1 Meter breite, basische Dykes durchschneiden steil in NNE—SSW-Richtung den Granit. Dazu treten gegen die Ostgrenze des Areals einige steil gegen Westen einfallende Ruchelzonen auf, die ungefähr in gleicher Richtung ver-

laufen und in denen Chlorit die Bruch- und Bewegungsflächen überzieht. Über dem Granit erscheint dann im westlichsten Teil, und nur auf einer kurzen Strecke und in wenigen Meter Mächtigkeit aufgeschlossen, eine undeutlich gebankte, etwas gegen Westen einfallende Granitbrekzie. Aus der Entfernung hebt sich das Gestein kaum vom Granite ab. Dieser wird im Flussbett auf ca. 95 Meter ü. M. durch eine steilstehende, annähernd N—S verlaufende Verwerfung abgeschnitten.

2. In der Bruchzone stehen steil gegen Westen einfallende, grob gebankte Konglomerate an. Sie setzen sich ausschliesslich aus eckigen und abgerundeten, grossen und kleinen Granitstücken zusammen und wechseln gegen oben mit groben, aus einem granitischen Grus entstandenen Arkosen ab. In der Bruchzone stehen sie in einer Mächtigkeit von ca. 50 Meter an und sind von der daraufliegenden Schichtfolge ebenfalls durch eine sich scharf abhebende Verwerfungsfläche getrennt.
3. Darauf folgt eine ca. 400 Meter mächtige Schieferserie, die mit der Hurry Inlet Formation BACKLUNDS und KRANCKS identisch ist. Die Schiefer fallen zuerst mit 60, dann 50 und schliesslich 40° gegen WNW ein, sie sind durch den Bruch gegen Westen abgesenkt und schräg gestellt worden.

Es handelt sich um eine Schichtfolge von dunkelgrauen bis schwarzen, schiefrigen, sehr feinkörnigen und auf den Fugen glimmerreichen Sandsteinen, die bald mit mehr tonigen oder mergeligkalkigen Schieferlagen, bald, namentlich im mittleren und oberen Teil, mit feinen Arkosen wechsellagern. Das Gestein zeigt, auch wenn es bankig auswittert, meist eine deutlich warvenartige Beschaffenheit, in der hellere und dunkle Zuwachslagen von  $\frac{1}{4}$  bis  $\frac{1}{2}$  Millimeter Dicke abwechseln, oder dann weist es eine feingestreifte Mikrokreuzschichtung auf. Da keine Gerölle auftreten, muss man annehmen, dass es sich um eine sehr ruhige Sedimentation gehandelt habe. Auf den grösseren Schichtfugen sieht man Rippelmarken und Netzleisten von ausgefüllten Schlammrissen, häufig wittern grössere, kalkreiche und eisen-schüssige Konkretionen aus.

Dem untern Teil der Schiefer sind mit ca. 15 Meter Zwischenraum zwei dunkelgrün anwitternde, basische Lagergänge eingefügt. Sie sind mit den Schiefen an der Flexur abgebogen und dabei unregelmässig zerklüftet worden, sodass sie bröckelig zerfallen und im Ausstrich stark verwittert sind. Die Risse sind zur Hauptsache mit Kalkspat ausgefüllt und vernalbt. Die Dicke der Sills schwankt zwischen 1 und 1,5 Meter, beide weisen am Rande ausgefüllte Blasenräume auf; die dunkelgrüne bis schwarze Grundmasse ist dicht bis feinkörnig und

umschliesst im Innern der Gänge zahlreiche grosse, hexagonal begrenzte Pakete von schwarzem Glimmer. Im mittleren Teil der Schiefer ist ein weiterer Lagergang mit idiomorphen Biotiten vorhanden. Er ist weniger zerrüttet und zeigt im Anschlag einen fast schwarzen Bruch.

Das Hangende der Schiefer ist im Einschnitt des Damelv zugedeckt, dagegen trifft man etwa 1 km südlich davon, wo einige kleine, wenig tiefe und parallel zum Hang verlaufende flache Rinnen, die dem Rande früherer Gletscherstände folgten und die Schuttbedeckung durchschnitten, sowohl das Hangende wie das Liegende der Schiefer an. Berg-

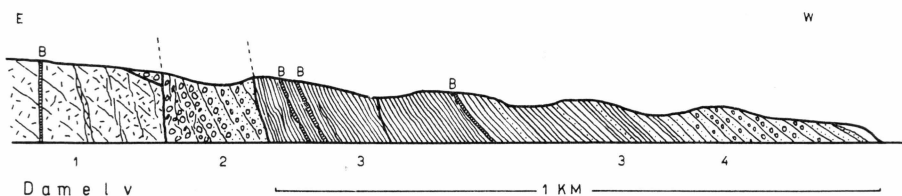


Fig. 10. Schichtenprofil am Damelv, auf der Ostseite des Hurry Fjordes.

1 Hurry Inlet Granit, 2 Basiskonglomerate der Eotrias, 3 Schieferserie, 4 obere Arkosen und Konglomerate der Eotrias, B Basaltgänge.

abwärts, dem Fjorde zu, stösst man dort in ca. 110 bis 105 Meter ü. M. auf Bänke eines groben, granitischen Konglomerates und grober Arkosen, die mit ca. 60° gegen WNW einfallen. In der Höhe zwischen 85 und 60 Meter stehen in 2 weitem Tälchen Schiefer an. Sie fallen nach der gleichen Seite ein, biegen dann aber im Streichen gegen Süden nach SSE um. Es sind die Schichten der Schieferserie, die aus dem Anschnitt des Damelv beschrieben wurden. Darüber liegen aber nun noch etwas harte, bräunlich anwitternde, feinkörnige Sandschiefer, die in feine, dann grobe Arkosen und schliesslich in Konglomerate übergehen. Sie stehen in etwa 50 Meter Höhe an und weisen in ihrem Streichen auf den Küstenstrich zwischen Damelv und Pytelv hin, wo im Uferkliff das unmittelbar Hangende zu sehen ist. Dort stehen grobe, graugrüne Arkosen mit eingestreuten Einzelgeröllen und schieferigen Zwischenlagen an. Nesterweise oder in grösseren Linsen sind kleine und grosse Gerölle angehäuft, und nach oben geht das Gestein in eine Konglomeratformation über. Einzelne der grossen Gerölle erreichen 30 cm Durchmesser. Wie dies schon die frühern Beobachter festgestellt haben, entstammt der Hauptteil der Geschiebe dem Kristallin des Liverpool Landes, hier vor allem dem Hurry Inlet Granit. Dann finden sich Brocken aus den Damelvschiefern, daneben häufig rotbraune bis dunkelviolette Porphyre, die den devonischen Kap Fletscher Eruptiven gleichen, vereinzelt auch helle Quarz- oder Quarzitbrocken. Im nördlichen Teil des Vorkommens, gegen

den Pytelv, fallen die Schichten mit 30 bis 50° gegen WNW bis NNW ein, doch durchqueren kleinere Sekundärbrüche die Schichtenfolge, sodass gegen Süden, dem Damelv zu, die Lagerung eine Strecke weit unruhig wird. Unmittelbar nördlich des Damelvdeltas fallen die Schichten mit 10 bis 15° gegen NNW ein. Ein steilstehender Basaltgang von 0,8 bis 1,2 Meter Breite durchquert hier in NE-Richtung den gestörten Schichtenverband, auch der Gang ist von den kleinen Brüchen zerschnitten worden.

Die im Gebiet des Damelvs anstehenden Gesteine gehören also folgenden Formationen an:

1. Das Liegende, der Hurry Inlet Granit, gehört zum kaledonischen Kristallinkomplex des Liverpool Landes. Stellenweise liegt ihm im Westen ein kleiner Rest der ehemaligen Überlagerung, Konglomerate und Arkosen auf.
2. Am Damelv trennt ein N—S verlaufender Bruch das Kristallin von den versenkten Sedimenten. Unter spitzem Winkel durchschneidet er die Schichten und zwar so, dass gegen Süden unter den Schiefern noch Arkosen und Konglomerate erscheinen. Am Damelv selber liegen die Basalkonglomerate in der Verwerfung und sinken steil gegen Westen ab, ebenso das nächste Schichtglied,
3. die ca. 400 Meter mächtigen Schiefer, die flexurartig abgebogen sind. Es wurden darin drei basische Gänge beobachtet, die jünger als die Schiefer und älter als die Verwerfung sind.
4. Grobe, rot anwitternde Arkosen und Konglomerate bilden das Hangende.

Sucht man nach weitem Aufschlüssen der Sedimente, so stösst man etwas weiter im Norden auf die glimmerreichen feinsandigen und tonigmergeligen Schiefer. So z. B. auf der NW-Seite des grossen Labradorit-Porphyrdykes, südöstlich der südlichsten Fame Ö, dann am Strand zwischen den Deltas des Kærelv und des Kalkdals. Es ist die Stelle, die bereits NATHORST angegeben hat. Dort fallen die Schiefer mit 30 bis 40° gegen Westen ein. Östlich davon, d. h. unter ihnen, stehen nördlich des Kalkdals grobkörnige Arkosen, Feinbrekzien und Konglomerate an.

Folgt man der Schieferzone südlich von Damelv, so endigt sie plötzlich, etwa 1,2 km südlich des Baches, nachdem die Schiefer in einem ca. 200 Meter langen Bogen in eine südöstliche Richtung umgebogen sind. Ihr westliches Einfallen nimmt dabei von 40 auf 80° zu. Dann stösst man auf den roten Hurry Inlet Granit, sodass es bei den mangelhaften Aufschlüssen den Anschein macht, als ob sich die Schiefer in den Granit hineinzögen. Doch ist ausser einigen Stauchfältelungen nicht die geringste Kontakteinwirkung des Granites zu bemerken. Offenbar muss hier ein ungefähr quer oder schräg zur Hauptverwerfung stehender



Bruch oder eine kleine Querverschiebung vorhanden sein, an welcher das Granitareal nun weiter gegen Westen vorspringt. Südwärts dieser Stelle sind die Sedimente nur noch auf einen schmalen Uferstreifen lokalisiert, Schiefer sind keine mehr zu sehen. Konglomerate und Arkosen treten im Delta des Södals und nördlich und südlich davon zutage, sie gehören wahrscheinlich der Basisserie an. In der kleinen Landspitze, ca.  $2\frac{1}{2}$  km südlich des Södaldeltas, wo die Schichten in südwestlicher Richtung streichen und mit  $75$  bis  $80^\circ$  gegen NW einfallen, treten sie in den Fjord hinaus. Die tiefsten der anstehenden Schichten stehen nahezu senkrecht, und zeigen die Nähe der Stelle an, wo der Hauptbruch, der die Sedimente vom Kristallin trennt, in südwestlicher Richtung in den Fjord hinausstreicht.

Aus dem Verlauf des Bruches ergibt sich, dass mindestens der südliche Teil des Liverpool Landes, gegenüber dem westlich des Hurry Inlets gelegenen Sedimentgebiet, horstartig gehoben erscheint.

## 2. Stratigraphische Stellung.

Leider wurden, ausser einigen schlecht erhaltenen Pflanzenresten in den Schiefen, keine Fossilien gefunden, die Aufschluss über das Alter der Sedimente geben könnten. Der Verfasser ist deshalb genötigt, sich für eine stratigraphische Eingliederung der Schichten auf die lithologischen Merkmale zu stützen. Dem ganzen Habitus nach scheidet ein devonisches Alter für die Konglomerate und Arkosen aus, sie lassen sich mit keiner Devonserie Ostgrönlands vergleichen. Auch die Schiefer am Damelv lassen sich, wenn man die ganze Schichtenfolge nimmt, weder mit der Eleonore Bay Formation, noch mit irgend einem Schichtglied der kaledonischen Sedimentfolge in Beziehung bringen. Andererseits kann zwischen den untern und oberen Arkosen kein Unterschied festgestellt werden, nur bei den Konglomeraten sieht man, dass das Geröllmaterial unten streng ortsbedingt ist, währenddem oben in geringer Menge Komponenten aus etwas grösserer Entfernung hinzutreten. Nun besteht aber bei allen Geologen, die in den letzten 30 Jahren das Gebiet besucht haben, kein Zweifel darüber, dass die oberen Arkosen und Konglomerate mit den Triasschichten im Tal von Ryders Elv identisch sind. Bereits ROSENKRANTZ und KRANCK haben diese Verbindung gemacht, und es liegt kein zwingender Grund vor, anzunehmen, dass die basale Formation, die die gleichen Merkmale wie die oberen Arkosen und Konglomerate, sowohl nach Herkunft des Materials wie der Verkittung und den Grad der Diagenese, aufweist, ein wesentlich höheres Alter haben müsste.

Was die Schiefer anbetrifft, so kommt man deshalb rasch auf den Gedanken, dass sie den Schiefen im untern Teil der Trias in den weiter

nördlich gelegenen Gebieten entsprechen. Es wurde bereits auf die Schichtfolge im untern Teil der Trias auf der Südseite des Vega Sundes (S. 47) und an Rubjerg Knude (1955, p. 112) hingewiesen, die eotriassische, marine Fossilien enthält. Schon STAUBER (1942) hat in seiner grossen Triaspublikation die Trias im südlichen Verbreitungsgebiet Ostgrönlands in ein Basalkonglomerat, eine marine Schieferstufe, eine kontinentale Formation mit Arkosen und Konglomeraten und eine marinbrakische, obere Abteilung gegliedert. Am Hurry Inlet hat man es nur mit den drei untern Abteilungen zu tun. Die Basiskonglomerate und Arkosen, die stark entwickelt sind, finden ihr Korrelat im Norden, am Vega Sund, in den groben Sandsteinen und Feinbrekzien am Übergang vom marinen Perm zur Eotrias. Im Liverpool Land, wo die Eotrias direkt das kaledonische Kristallin überlagert, ist die transgressive Schichtstufe in einer groben Ausbildung entwickelt. Die daraufliegenden Schiefer, die im Norden stellenweise fossilreich sind, erwiesen sich dagegen als fossilleer. Hier dürfte es sich eher um eine Ablagerung in einem flachen, vom Meer abgeschlossenen Becken mit ruhigen Sedimentationsbedingungen handeln, das zeitweise austrocknete, und in dem ein jahreszeitlich bedingter Schichtzuwachs stattfand. Die darauffolgende Schichtfolge der kontinentalen Trias, mit zuerst feinen, dann groben Arkosen und Konglomeraten, deutet auf eine neu einsetzende starke Hebung im benachbarten Grenzgebiet hin.

Bereits STAUBER hat darauf hingewiesen, dass die Eotrias auch im südlichen Gebiet transgressiv über verschiedene Schichtglieder hinweggreifen kann. Im Canning Land und auf der Wegener Halvö liegt sie mehr oder weniger konkordant auf dem marinen Oberperm. Gegen Süden, unter dem Carlsberg Fjord, überschneidet sie von oben nach unten alle ältern Schichtglieder: Perm, Karbon, Devon und Eleonore Bay Formation, um im Liverpool Land direkt dem kaledonischen Kristallin aufzuliegen.

Somit kommen wir zum Schlussergebnis, dass am Hurry Inlet die ältesten, dem Kristallin des Liverpool Landes aufliegenden Sedimentschichten der Eotrias angehören. Damit fällt die Möglichkeit, an dieser Stelle Aufschluss über datierbare spätkaledonische Bewegungen des Südgabietes zu erhalten, ausser Betracht.

### 3. Die Verwerfungen.

Abgesehen von einigen kleinen Überbleibseln der einstigen Triasbedeckung des Kristallins des Liverpool Landes, sind die Sedimente im Gebiet des Damelvs durch einen Bruch gegen die Hurry Inlet Granite abgegrenzt. Der Bach durchschneidet die Bruchzone, an seinem Südufer ist dieselbe aufgeschlossen. Der Bruch ist gestaffelt, bereits in den Gra-

niten sind N—S und NNE—SSW verlaufende Ruschel- und Harnischzonen vorhanden, doch lässt sich daran kein Mass für die Grösse der Verschiebung gewinnen. Ein grösser Bruch trennt hierauf Granit und Basiskonglomerate voneinander. Die letzteren sind steil gegen Westen gekippt, und die Basisschichten sind versenkt worden. Ein zweiter, noch grösserer Bruch bringt in ca. 50 Meter Entfernung die ebenfalls steil nach Westen geneigten Schiefer mit den Konglomeraten in Kontakt.

Im flach ansteigenden Gelände des Berghanges tritt die Bruchzone kaum in Erscheinung, zwischen Damelv und Pytelv wird sie durch einen leichten Geländeknick angedeutet. Der unterste Teil des Pytelvs liegt in den Schiefen und Arkosen, doch stehen sie nicht an, sie kommen aber im Bachbett als Bruchstücke bis gegen 36 Meter ü. M. vor, dann setzen sie plötzlich aus. Auf 40 Meter Höhe liegt der Ausgang der kleinen Bachschlucht, die in den roten Graniten liegt. Zwei stark zersetzte basische Gänge durchschneiden an dieser Stelle steil das zerklüftete Gestein. Der westliche Dyke, nur ca. 50 cm breit, ist an seinen Rändern verschiefert, Calzitadern trennen die einzelnen Blätter von einander. Ein 30 cm breiter Granitstreifen scheidet ihn vom zweiten, ungefähr, 2 Meter dicken, dunkelgrünen Gang. Zahlreiche Pakete von grossen, idiomorphen Biotitblättern liegen in der dichten Grundmasse. Auch dieser Gang ist schiefrig zerklüftet und von Calzitadern durchzogen, die Zerrüttung des Gesteins hat auch die Gänge ergriffen. Wenige Meter westlich dieses Aufschlusses muss die Verwerfung durchziehen. Weiter oben, in der kleinen Schlucht des Pytelvs, treten ebenfalls N—S streichende Ruschel- und Brekzienzonen, sowie 2 oder 3 N—S verlaufende, basaltische Steilgänge auf.

Ungefähr 300 Meter nördlich des untern Pytelvs steht der grosse, W—E verlaufende, grob ophitische Labrador-Porphyritydyke an. Er überquert den Bruch, doch ist die Kreuzungsstelle verdeckt. Am meerwärts gelegenen Teil des Hügelzuges, der durch den Gang gebildet wird, stehen schwarze und graue Schiefer an, in der Fortsetzung landeinwärts kommt der Gang mit den roten Graniten in Kontakt, sodass der Durchgang des Bruches ziemlich genau fixiert werden kann.

Eine weitere Stelle, an der der Bruch in Erscheinung tritt, befindet sich am Strand südlich des Södals, wo die Konglomerat- und Arkoseschichten durch ihre senkrechte Stellung den Durchgang des Bruches andeuten. An dieser Stelle endigt der Sedimentstreifen auf der Ostseite des Hurry Inlet.

Im Norden, zwischen Kærelv und Kalkdal, ist die Bruchspur überdeckt. Nördlich des Kalkdals ziehen sich die Basiskonglomerate und die untern Arkosen schräg gegen Osten an den Berghang hinauf. Es scheint, dass dort, südlich des Bodals, der Bruch mit einer Flexur einsetzt, die

sich gegen Süden verstärkt und in einen Bruch übergeht. Wie gross die Versetzung der Schichten an der Störung ist, kann im untersuchten Gebiet nicht ermittelt werden. Sie dürfte von Norden gegen Süden zunehmen und im Gebiet von Damelv 500—600 Meter betragen.

Einige schräg oder quer zur Hauptverwerfung stehende Verschiebungen machen sich in der plötzlichen Verengung oder Erweiterung des Sedimentstreifens an der Küste bemerkbar. Wahrscheinlich gehört zu diesen Querbrüchen auch der in der Karte von KRANCK (1935, pl. 3) eingetragene ROTHÉ-Bruch (ROTHÉ 1934, BACKLUND 1944), der den Hurry Inlet Granit im Norden, beim Bodal, begrenzt und bewirkt, dass das Kristallinareal nördlich der Ulveodde weit gegen Westen vorspringt, resp. die Triasgesteine gegen Westen zurückversetzt erscheinen. Der südlich des Bruches gelegene Teil wäre gegenüber dem nördlichen abgesunken.

Das Alter der Brüche lässt sich nicht sicher bestimmen. Der Hauptbruch ist jünger als die Eotriasgesteine, auch jünger als die basaltischen Gänge, die in den Schieferen am Damelv stecken. Dagegen scheint der grosse Labradorit-Porphyringang bei den Fame Öer den Bruch ohne Störung zu überqueren. Allerdings ist die Kreuzungsstelle der Beobachtung entzogen und ein steilstehender Gang erfährt bei einer Vertikalverschiebung keine sichtbare Ortsveränderung. Doch sind im grossen Gang weder Brekzien- noch nennenswerte Kluftbildung zu sehen, die auf die Nähe einer grösseren Störung hinweisen würden. Der Verfasser ist der Ansicht, dass alle im Gebiet beobachteten basischen Gänge den frühtertiären Intrusionen zuzuschreiben sind, der Bruch wäre also gleich alt wie die Basalte.

#### 4. Die basischen Gänge.

Bei den Begehungen trifft man im ganzen Gebiet, auch ziemlich weit im Innern des Liverpool Landes (z. B. am Oberlauf des Damelvs), basaltische Gänge an. Die meisten durchsetzen in der Nähe der Verwerfungszone als scharf abgegrenzte Dykes, ohne nennenswerte Kontaktwirkung, in einer Breite von 0,8 bis 2 Meter, meist 1 Meter, den Hurry Inlet Granit. Ihr Verlauf stimmt ungefähr mit der Richtung des Bruches überein. Andere, die in grösserer Entfernung der Verwerfungszone liegen, wie z. B. im Granit südlich des Kalkdals, wo auch die Karte von KRANCK eine Reihe von basischen Gängen angibt, setzten in einem weniger glatten Schnitt durch das Nebengestein. Vor allem die kleinern, sich verästelnden Gänge folgten teilweise vorhandenen Fugen und Klüften und erweiterten sie. In den Sedimenten treten Lagergänge und schräg zum Bruch verlaufende Steilgänge auf. Sie lassen sich makroskopisch nicht von den im Granit angetroffenen Basalten unterscheiden.

Der grosse, sich stellenweise aufspaltende Sill zwischen den Triaschichten der Fame Öer, konnte nur aus Entfernung betrachtet werden.

Nach den Beschreibungen von NORDENSKJÖLD, BACKLUND und KRANCK hängt er mit dem grossen Fördergang südöstlich der südlichsten Fame Ö, der aus einem gabbroiden Gestein mit ophitischem Gefüge besteht, zusammen.

Für das in Frage stehende Gebiet unterschied BACKLUND (1944) 4 Gruppen von basaltischen Gesteinen, von denen er drei zum kretazisch-tertiären Vulkanismus zählte, währenddem eines davon, das Anorthoklasgestein, mit grossen idiomorphen Einsprenglingen von dunklem Glimmer, als wesentlich älter betrachtet wurde. KRANCK (1935, pl. 3) hat auf der geologischen Karte eine Reihe von solchen Gängen, bezeichnet als Ouachitite, eingetragen.

Bei einer raschen Feldaufnahme scheinen tatsächlich verschiedenartige basische Ganggesteine vorzuliegen. Vor allem fällt natürlich der grosse gabbroide Gang mit den 4 bis 5 cm langen Plagioklasleisten auf, dann die mehr oder weniger stark zersetzten, grünlich anwitternden und mit Calzit durchsetzten, mandelsteinartigen Basaltgänge mit den grossen, idiomorphen Biotiten, andere mit grossen Augiten oder Olivin. Im frischen Bruch sind die Gänge dunkelgrün bis schwarz, die einen dicht bis feinkörnig, andere porphyrisch. Lässt sich jedoch ein Gang über eine gewisse Strecke verfolgen, so zeigt es sich, dass je nach der Stelle, die man angeschlagen hat, der eine oder andere Gesteinstyp vorliegt. Am auffälligsten zeigt sich dies beim grossen Labrador-Porphyringang. In der Nähe des Meeres, wo der Steilgang eine Mächtigkeit von ungefähr 50 Meter aufweist, liegt auf der ganzen Breite, mit Ausnahme des Randes, ein grobkristallines, ophitisches Gestein vor. Gegen Osten verengt sich der Gang auf 40 Meter und im Granitareal, wo die Kontakte gut aufgeschlossen sind, findet man am Rande des Ganges ein feinkörniges bis dichtes Gestein. Gegen das Ganginnere erscheinen grössere Plagioklaseinsprenglinge und bald steht ein gabbroides, ophitisches dunkles Gestein an. Der Gang bildet einen Hügelzug, der mit 110 Meter Höhe kulminiert, landwärts, mit dem Schmälerwerden des Vorkommens, verschwindet auch die Bodenrippe. Sie lässt sich noch ungefähr 200 Meter weit in ESE-Richtung verfolgen, auf dieser Strecke nimmt die Breite auf ungefähr 20 Meter ab. Gleichzeitig nimmt die Grösse der Feldspatleisten ab und auch im Innern des Ganges findet man dichte, basaltartige Partien. Ein schuttbedecktes Tälchen unterbricht das anstehende Gestein, auf der gegenüberliegenden Seite erscheint dann, genau in der Fortsetzung des gabbroiden Ganges und mit der gleichen Streichrichtung, jedoch wesentlich schmäler, ein feinkörniger bis dichter Basalt mit grossen, idiomorphen Biotiten.

Auch die dichten, blasenführenden Basalte gehen, wenn man sie verfolgt, in biotitführende Gesteine über, desgleichen die Basalte mit den grossen Augiten. Man erhält auf Grund der Feldbeobachtung den

Eindruck, dass, dem Ursprung und der Platznahme nach, kein grosser Unterschied zwischen den verschiedenen basaltischen Gängen bestehen könne. Immerhin scheint sich die Ansicht BACKLUNDS zu bestätigen, dass der grobophitische Fördergang südöstlich der Fame Öer etwas jünger als die benachbarten, N—S streichenden Gänge sei. Es liess sich nirgends beobachten, dass einer derselben den O—W verlaufenden grossen Gang durchkreuzen würde.

Die in den Schiefen des Damelvs eingeschlossenen Lagergänge sind jünger als die Schiefer und älter als die Verwerfung. Präziseres lässt sich hier nicht ableiten. Der Verfasser ist aber der Überzeugung, dass alle basischen Gänge des Gebietes, soweit sie nicht zum kaledonischen Bestand des Liverpool-Kristallins gehören, frühtertiär seien. Doch sind aus dieser Zeit mindestens 2, wahrscheinlich 3 Basaltgenerationen vorhanden.

---

## VI. SUMMARY

---

The present paper deals with some stretches of the large fault zone which occurs in the coastal regions of Central East Greenland and was termed by VISCHER (1943) the Post-Devonian Main Fault. Along various distances the course of this fault and its surroundings were subjected to detailed mapping.

1. On the basis of investigations carried out at Sofia Sund and Vega Sund, the author arrived at the view that the direct continuation of the post-Devonian main fault extends south of Kejser Franz Josephs Fjord, east of Kap Humboldt, across Geographical Society Ø and Traill Ø, through the Tværdal, Rold Bjerger, and Maanedal faults, to Svinhufvuds Bjerger.

The other large fault, which branches off in a southwesterly direction near Kejser Franz Josephs Fjord, running through the eastern part of Ymers Ø, Geographical Society Ø, and Northwestern Traill Ø, is regarded as a younger diagonal fault. It forms the connection between the two north-south running major fault zones: the post-Devonian main fault to the north and the more westerly Staunings Alper fault to the south.

2. In Moskusoksefjord and north thereof the post-Devonian main fault cuts through various late-Caledonian structures. These latter were termed Acadian by the author. To the south, near Kejser Franz Josephs Fjord, the fault cuts through fold structures which are of a younger age and were found to be Variscan.

In Moskusoksefjord the main fault can be determined to be post-Carboniferous (post-Namurian) and pre-Upper Permian. Near Kejser Franz Josephs Fjord the Upper Permian of the eastern block, also, has been lowered during later movements, and in the southern continuation, in the fault zone of Geographical Society Ø and Traill Ø, Carboniferous and Permian as well as Mesozoic beds and early-Tertiary basalts, all of them faulted, occur *in situ*. Along the fault zone, movements must have taken place at very different times.

The faults in the area of the Nordfjord graben, in the Devonian region of Hudson Land, can be designated Upper Devonian.

3. In Hudson Land and Payer Land folds and overthrusts occur which developed in orogenic phases during the deposition of the Middle and Upper Devonian beds. However, from the superposition of the Devonian basal series on the substratum some older anticlinal and synclinal zones can be reconstructed which must belong to the older Caledonian orogeny. These older structures are traceable from Waltershausen Gletscher to some distance into eastern Hudson Land. On the ancient anticlinal crests the Devonian basal conglomerate rests on the lowermost part of the Quartzite Series, possibly even on the Eremitdal Series, of the Eleonore Bay Formation, in the synclines, however, on Ordovician beds. The amplitude of transgression of the Devonian in the transverse section through Hudson Land is estimated, as far as the covered older beds are concerned, at about 8,000 m.

4. The degree of lowering of the Carboniferous beds along the post-Devonian main fault varies greatly. The deepest occurrence is found in Godthaabs Golf, where the Carboniferous base, according to the profiles constructed by VISCHER (1943) is found ca. 2,000 m below sea-level. These basal beds rise about 3,000 m southwards as far as Salèvebjerg, along a distance of 40 kilometres. This shows that in the direction north-south the westward tilted fault block was crumpled and lowered in different degrees along the fault.

5. The large fault extends in a straight line southwards from Wordies Bugt along a distance of 10 kilometres, then, making a sharp bend, 4 kilometres westward, and then continues in a southerly direction to Moskusoksefjord. Two large secondary faults, running parallel with the main fault, on approaching Wordies Bugt cut through the crystalline area projecting to the east. In this latter, greenish hornblende-bearing chlorite-biotite-gneisses interspersed with salmon-coloured aplitic-granitic veins, are in contact with the main fault. They are succeeded towards the west by a huge garnet-bearing series of sericite-schists intruded by a light-grey biotite-granite. The Carboniferous on the east side of the large fault has in places been lowered by flexures, forming like a graben, in a narrow zone along the fault.

6. In the region of Prospektal and Gastis Dal, near Moskusoksefjord, the large fault is accompanied by a sharply delimited narrow graben. On the west side of this latter, in Högboms Bjerg, Middle Devonian sandstones and Devonian eruptives occur *in situ*, while in Sernanders Bjerg their substratum, quartzite of the Eleonore Bay Formation, is found. On the east side of the graben, in Ankerbjerg, quartzites of the Eleonore Bay Formation are likewise present, penetrated by a light-coloured biotite-granite. Here the eastern edge of the graben ap-



pears to be elevated in relation to the western one. This can be explained in part as due to the considerable southern elevation of the eastern block; the superposition of the Carboniferous on the Eleonore Bay Formation in Salèvebjerg indicates, however, that an earlier elevation of the deeper rocks east of the upthrust of Högboms Bjerg and Seranders Bjerg must have taken place. This upthrust occurred already during the Upper Devonian Hudson Land phase IV.

In the northern part of the graben, Carboniferous (Namurian) beds overlie quartzites of the Eleonore Bay Formation, while in the southern part they rest on Devonian deposits, sandstones and eruptives. At the eastern foot of Högboms Bjerg a section through the Carboniferous beds was measured, which showed certain points of agreement with the Carboniferous series at Sofia Sund.

7. In the region of Prospektal three different granites, lying close to each other, can be distinguished. A hornblende-bearing biotite-granite occurs in the quartzites of the Eleonore Bay Formation of Ankerbjerg and is cut off by the eastern edge of the graben. A more precise determination of the age of this granite is not possible at present, it can only be characterised as a post-orogenic Caledonian granite. In the graben, below the Carboniferous beds, a partly grey partly reddish, brownish-weathering bi-mica-granite occurs, which seems to be in contact with Devonian rocks. It is older than the Devonian rhyolite and diabase veins by which it is pierced. The third granite, the brick-red aplite-granite on the east side of Högboms Bjerg, is of the same age as the Devonian rhyolites of the area. A precise petrographic comparison of the granites is not available so far; it would, no doubt, show whether the Ankerbjerg granite should be termed Devonian, or it dates farther back.

8. In Rypefjord and Rødefjord in the inner part of the Scoresby Sund region the Rødeø Conglomerate has previously been investigated by BAY (1896). It is an alternating sequence of intensely red-coloured coarse-grained arkoses, fine- and coarse-grained breccias, and coarse conglomerates composed of crystalline *débris*. The formation, to-day preserved to a thickness of 1000 m, lies on a downthrust block-fragment dipping towards the west, and covers an ancient peneplain cutting into the gneiss. Along its western boundary, at the western edge of the block, the conglomerate has been faulted; towards the east it rises with the peneplain and is intersected by the land surface of the present day. The eastern boundary is essentially a simple exposure due to erosion.

As no fossils were found, a definite determination of age is so far impossible. We have to resort to comparisons with similar conglomeratic deposits in the Scoresby Sund region. The author is of the opinion that the Rødeø conglomerate should most likely be regarded as Carboni-

ferous, and that it very probably corresponds to the higher-lying Carboniferous strata occurring in the Schucherts Flod area.

The occurrence of this conglomerate a great distance west of the Staunings Alper fault, which to-day forms the boundary of the Carboniferous towards the interior of the country, tends to show that originally the beds covering the Carboniferous peneplain extended far wider westward than at the present day. The portion of the Carboniferous deposits that is found west of the post-Devonian main fault and the Staunings Alper fault, disappeared, with the exception of a few remnants, during the later upheavals and the resulting denudation.

9. The sediments which in the northern part of Hurry Inlet overlie the crystalline beds of Liverpool Land were recorded by earlier observers as Palæozoic (Silurian and Devonian). The series is made up of a basal breccia and conglomerates containing exclusively granite pebbles and boulders, which upwards alternate with arkoses. Then follow, to a thickness of about 400 m, hard dark-coloured fine-grained sandy, in part marly, shales, passing upwards into arkoses and higher up into conglomerates. On the basis of the lithologic characteristics of the rocks the author has arrived at the conclusion that the whole series of beds should be regarded as Eotriassic. No older Palæozoic sediments occur here. The series of beds corresponds to the succession set up by STAUBER for the southern area of distribution of the Trias in Central East Greenland.

Along Hurry Inlet the series is separated by a fault from the Hurry Inlet granite of Liverpool Land. A number of the basalt dykes are likewise intersected by the fault.

---

## VII. LITERATURVERZEICHNIS

(M.o.G. = Meddelelser om Grønland)

- BACKLUND, H. G. 1932: Das Alter des »metamorphen Komplexes« von Franz Josef Fjord in Ost-Grønland. M.o.G. Bd. 87, Nr. 4.
- 1944: On the Field Position of some Basalts Intermediate between the Northern and Southern Areas in East Greenland. Appendix in: KROKSTRÖM, T. 1944: Petrological Studies on some Basaltic Rocks from East Greenland. M.o.G. Bd. 103, Nr. 6.
- BAY, E. 1896: Den østgrønlandske Expedition, udført i Aarene 1891—92. VI. Geologi. Bd. 19, Nr. 6.
- BÜTLER, H. 1933: Some new investigations of the Devonian stratigraphy and tectonics of East Greenland. M.o.G. Bd. 103, Nr. 2.
- 1935a: Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Gesellsch. Schaffhausen, Bd. XII, No. 3.
- 1939: Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Gesellsch. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 5.
- 1940: Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrønland. M.o.G. Bd. 114, Nr. 3.
- 1948: Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrønland. Mitt. Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XXII, Nr. 3.
- 1948a: Geological Map of East Greenland, Parts of Ole Rømers Land, Hudson Land, Gauss Peninsula and Ymers Island. Tafel 7 in: KOCH, L. 1950: Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—1939 conducted by LAUGE KOCH. M.o.G. Bd. 143, Nr. 1.
- 1948b: Notes on the Geological Map of Canning Land (East Greenland). M.o.G. Bd. 133, Nd. 2.
- 1955: Das variscisch gefaltete Devon zwischen Duséns Fjord und Kongeborgen in Zentral-Ostgrønland. M.o.G. Bd. 155, Nr. 1.
- COWIE, J. W. and ADAMS, P. J. 1957: The Geology of the Cambro-Ordovician Rocks of Central East Greenland. Part I, Stratigraphy and Structure. M.o.G. Bd. 153, Nr. 1.
- DALVESCO, E. 1954: Vulkanismus, Magmatismus und Metamorphose im Gebiet des nordostgrønländischen Devons. M.o.G. Bd. 172, 2. Afd., Nr. 7.
- DONOVAN, D. T. 1953: The Jurassic and Cretaceous Stratigraphy and Palaeontology of Traill Ø, East Greenland. M.o.G. Bd. 111, Nr. 4.
- 1955: The Stratigraphy of the Jurassic and Cretaceous Rocks of Geographical Society Ø, East Greenland. M.o.G. Bd. 103, Nr. 9.
- EHA, S. 1953: The Pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land, and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics. M.o.G. Bd. 111, Nr. 2.

- FRÄNKEL, E. 1953: Geologische Untersuchungen in Ost-Andréas Land. M.o.G. Bd. 113, Nr. 4.  
— 1953a: Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland). M.o.G. Bd. 113, Nr. 6.
- FREBOLD, H. 1932: Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. M.o.G. Bd. 94, Nr. 2.
- GEODÆTISK INSTITUT, KØBENHAVN: Grönland, 1:250 000; 74 Ö. 2, 73 Ö. 1, 72 Ö. 2; Østgrönland mellem 70° og 77° n. Br., 1:1 000 000.
- HALLE, T. G. 1931: Younger Palaeozoic Plants from East Greenland. M.o.G. Bd. 85, Nr. 1.
- HALLER, J. 1953: Geologie und Petrographie von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land (NE-Grönland). M.o.G. Bd. 113, Nr. 5.  
— 1955: Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland. M.o.G. Bd. 73, 1. Afd. Nr. 3.
- KATZ, H. R. 1952: Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grönland). M.o.G. Bd. 111, Nr. 1.
- KOCH, L. 1929: The Geology of East Greenland. — Stratigraphy of Greenland. M.o.G. Bd. 73, 2. Afd. Nr. 1 und 2.  
— 1935: Geologie von Grönland. Borntraeger Berlin.  
— 1950: Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39 conducted by Lauge Koch. Part I. Notes on some topographical and geological maps of East Greenland. M.o.G. Bd. 143, Nr. 1.
- KRANCK, E. H. 1935: On the Crystalline Complex of Liverpool Land. M.o.G. Bd. 95, Nr. 7.
- MAYNC, W. 1940: Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73—75° N Lat. M.o.G. Bd. 114, Nr. 5.  
— 1942: Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands. M.o.G. Bd. 115, Nr. 2.  
— 1949: On the Pre-Permian Basement of the Giesecke Mountains (Gauss Peninsula), Northern East Greenland. M.o.G. Bd. 114, Nr. 2.
- MITTELHOLZER, A. E. 1941: Die Kristallgebiete von Clavering-Ø und Payer Land (Ostgrönland). M.o.G. Bd. 114, Nr. 8.
- NATHORST, A. G. 1901: Bidrag till Nordöstra Grönlands geologi. Geol. Fören. Förh. 23, Stockholm 1901.
- NORDENSKJÖLD, O. 1907: On the Geology and Physical Geography of East Greenland. M.o.G. Bd. 28, Nr. 5.
- ORVIN, A. K. 1930: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ostgrönlands. Norges Svalbard- og Ishavs-Undersøkelser, Skrifter Nr. 30, Oslo.
- RITTMANN, A. 1940: Studien an Eruptivgesteinen aus Ostgrönland. M.o.G. Bd. 115, Nr. 1.
- ROSENKRANTZ, A. 1929: Preliminary Account of the Geology of the Scoresby Sound District. In L. KOCH, 1929, p. 135 u. f. M.o.G. Bd. 73, II, Nr. 1.  
— 1934: The Lower Jurassic Rocks of East Greenland. Part I. M.o.G. Bd. 110, Nr. 1.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G. 1934: Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. Appendix: Notes on the Geology of the Passage Hills. M.o.G. Bd. 96, Nr. 2.
- STAUBER, H. 1942: Die Triasablagerungen von Ostgrönland. M.o.G. Bd. 132, Nr. 1.  
— 1947: Geological Map of East Greenland (Parts of Geographical Society Ø and Traill Ø). Tafel 3 in: L. KOCH, 1950. M.o.G. Bd. 143, Nr. 1.
- TEICHERT, C. 1933: Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M.o.G. Bd. 95, Nr. 1.

- VISCHER, A. 1939: Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josefs Fjord während der Zweijahrsexpedition 1936—1938. Mitt. Naturf. Gesellsch. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 9.
- 1940: Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73 und 75° N. Br. M.o.G. Bd. 114, Nr. 4.
- 1943: Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° N. Br. M.o.G. Bd. 133, Nr. 1.
- 1949: Geological Map of East Greenland, 73°15'—74° N. Lat. and 20°—23° W. Long., in collaboration with W. MAYNC, E. NIELSEN and SÄVE-SÖDERBERGH. — Tafel 5 in L. KOCH, 1950. M.o.G. Bd. 143, Nr. 1.
- WEGMANN, C. E. 1935: Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). M.o.G. Bd. 103, Nr. 3.
- 1939: Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. Naturf. Gesellsch. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 4.
- WENK, E. and HALLER, J. 1953: Geological Explorations in the Petermann Region, Western Part of Fränkels Land, East Greenland. M.o.G. Bd. 111, Nr. 3.
- WITZIG, E. 1951: Einige jung-paläozoische Pflanzen aus Ostgrönland. M.o.G. Bd. 114, Nr. 11.
- 1954: Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mesters Vig-Region (Scoresby Land, Nordostgrönland). M.o.G. Bd. 72, 2. Afd. Nr. 5.

## Tafel I.

Querprofile durch das devonische Faltungsgebiet von Ole Rømers- und Hudson Land.

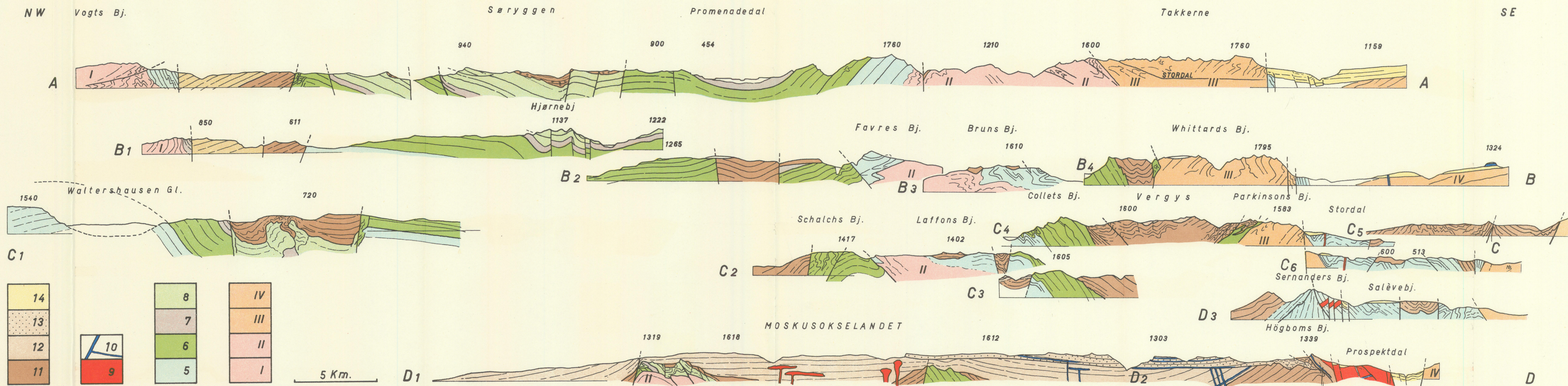
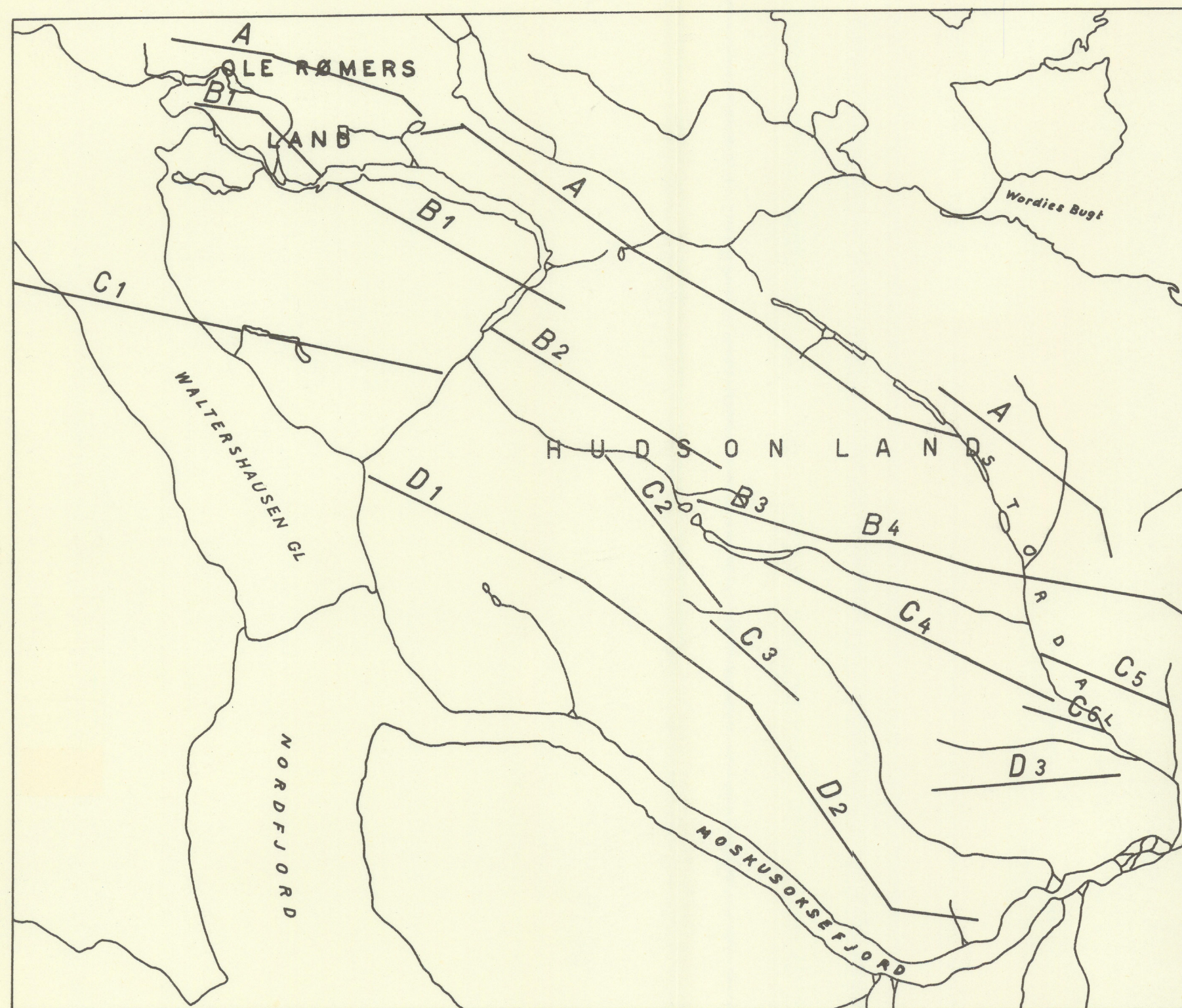
- Legende: I Östlicher Rand des »zentralen metamorphen Komplexes« (Kaledonisches Kristallin der Vogts Bjerg-Zone).
- II–IV Kristallinrücken, die während der Devonzeit aus dem kaledonischen Unterbau aufstiegen. Sie bestehen aus Migmatiten, Graniten und mehr oder weniger stark metamorpher, tieferer Eleonore Bay Formation.
- II Zone des Moskusoksefjord Inliers; III. Whittards Bjerg-Zone;
- IV Anker- und Nordhoeks Bjerg-Zone.
- 5 Wenig oder nicht metamorphe Serien des mittlern Teils der präkambrischen Eleonore Bay Formation (Eremitdal- und Quarzitserie).
- 6 Oberer Teil der Eleonore Bay Formation (Bunte Serie und Kalk-Dolomitserie).
- 7 Tillitformation
- 8 Kambro-Ordovicium
- 9 Devonische Granite, Rhyolithe und vulkanische Tuffe.
- 10 Basaltische Gänge und Ergüsse. Westlich des grossen Bruchs sind sie intradevonisch, östlich davon, im Gebiet der Passagehøje (Profil B4), fröhertär.
- 11 Untere Devonserien (Mitteldevon)
- 12 Kap Kolthoffserien (Mittel- und Oberdevon)
- 13 Kap Graahserien (Oberdevon)
- 14 Oberkarbon.

Die Profile basieren auf den vom Verfasser in den Jahren 1936 und 1938 gemachten Routenaufnahmen, sie wurden bereits an der Grönlandtagung der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen im Frühjahr 1939 demonstriert und sollten die 1940 erschienene »Übersichtskarte der tektonischen Strukturelemente des Hudson- und Ole Rømer Landes« ergänzen. Doch konnten sie in der Folge weder durch Flugbeobachtungen noch durch gute Flugbilder vervollständigt werden. Lediglich im nordwestlichen Teil des Sørøyggen (Profil A) wurde im Sommer 1956 die frühere Kartierung durch eine kurze Feldarbeit und durch Flugbilder, die E. Hofer für J.W. Cowie und P. J. Adams aufgenommen hatte, ergänzt.

Im Innern der Ole Rømers Land-Mulde sind die kambro-ordovicischen Schichten, zum Teil auch diejenigen der Tillitformation, zusammengepresst worden; es treten dadurch an verschiedenen Stellen Sekundärfalten und Abscherungen im Schichtenverband auf. So z. B. im Hjørnebjerg (Profil B1), der zudem von N—S verlaufenden Verwerfungen, die mit horizontalen Verschiebungen kombiniert sind, durchschnitten wird. Doch konnten die Lagerungsverhältnisse nur aus grösserer Entfernung betrachtet werden. An der Südflanke des Berges scheinen die Schichten ziemlich einfach zu lagern, auf der Nordseite dagegen sind komplizierte Kontaktverhältnisse vorhanden. Es dürfte sich um ähnliche Komplikationen wie an Kap Weber handeln (FRÄNKEL 1953). In den kambro-ordovicischen Formationen im nordwestlichen Teil des Sørøyggen durchschneidet eine flache Abscherung den aufgerichteten Schichtenverband, der obere Teil ist etwas gegen Westen vorgeschoben worden. Und im östlichsten Teil des Randes, unter P. 840 am NW-Ende von Vibekes Sø, ist in den Kap Weberkalken eine einfache, kleine Doppelfalte zu sehen.

Die breite Ole Rømers Land-Synklinale sinkt gegen NE ein, das axiale Fallen wird aber grossenteils durch antithetisch angeordnete Diagonal- oder Querbrüche wieder kompensiert.





QUERPROFILE DURCH DAS DEVONISCHE FALTUNGSGBIET VON  
OLE RÖMERS- UND HUDSON LAND,  
1:150 000  
von H. Büttler.

Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1957