Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen

Band: 22 (1947-1948)

Artikel: Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrönland

Autor: Bütler, Heinrich

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-584894

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 24.08.2025

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

3.

DIE WESTGRENZE DES DEVONS AM KEJSER FRANZ JOSEPH FJORD IN OSTGRÖNLAND

PROFILKONSTRUKTIONEN DURCH DAS STRINDBERG LAND UND DEN WESTLICHEN TEIL DER YMER INSEL

von

HEINRICH BÜTLER

(mit einer geologischen Übersichtskarte, einer Profiltafel, 11 Figuren und 9 Tafeln im Text)

Der Erinnerung an meinen ehemaligen Lehrer
an der Kantonsschule Schaffhausen
Dr. phil. Ernst Kelhofer
gewidmet.

INHALT

Seite

Vorwort 77

I. Allgemeine Übersicht 80

II. Die kaledonische Faltenzone längs der Devonwestgrenze . . 87

A. Stratigraphische Gliederung 88

B. Der Faltenbau der kaledonischen Fjordzone 91

III. Das Devon auf der westlichen Ymer Insel und dem Strindberg Land 98

A. Allgemeines 98

B. Stratigraphische Übersicht 99

C. Die Devonwestgrenze 101

D. Die Unterlage der devonischen Ablagerungen 102

Beschreibung einiger Lokalitäten 103

E. Die devonischen Ablagerungen 108

1. Die Basiskonglomerate 109

a) Die Basisbrekzie 110

b) Die Beckenrandkonglomerate bei Solstrand . . . 112

2. Die Devonsandsteine 112

a) Die Südküste der Strindberg Halbinsel 114

b) Das Gunnar Andersson Land 117

c) Der südliche Teil der Ymer Insel 118

F. Faltungen und Aufschiebungen im westlichen Teil des Devongebietes 121

1. Die Mulde von Nordfjord 122

2. Die Zoologen Tal Synklinale 122

3. Die Aufschiebung am Angelin- und am Röda Berg . . 124

IV. Beziehungen zwischen kaledonischem Gebirgsbau und devonischer Spätmolasse 127

V. Die Brüche 135

VI. Summary 143

VII. Bibliographie 148

Im Jûlut Tal auf der südlichen Ymer Insel, auf der Fahrt ins Arbeitsgebiet.

Aufnahme vom 12. März 1934.

VORWORT

Im Verlaufe der von Dr. LAUGE KOCH nach Ostgrönland geführten dänischen Expeditionen habe ich die Lagerungsverhältnisse eines Teiles der spätkaledonischen Devonmolasse untersucht. Die Expeditionsstation auf der Ella Insel als Stützpunkt benützend, bearbeitete ich während eines Überwinterungsaufenthaltes, vom Sommer 1933 bis zum Herbst 1934, das Gebiet zwischen Kong Oskar- und Moskusoksen Fjord. Dann dehnte ich in den Sommerkampagnen der Jahre 1936 und 1938 die Feldbeobachtungen nordwärts in das Hudson- und Ole Römer Land aus.

Über den größeren Teil des Arbeitsgebietes habe ich vor einiger Zeit für Herrn Dr. LAUGE KOCH eine geologische Karte entworfen und dann begonnen eine Profilserie durch das Devongebiet zu konstruieren. Leider erlaubt mir die zur Verfügung stehende Zeit nicht, die Arbeit ohne längere Unterbrüche fortzusetzen, und es ist ungewiß, wann die begonnenen Profile fertigerstellt werden können. Nun haben aber in Ostgrönland die durch den Krieg unterbrochenen geologischen Untersuchungen wieder eingesetzt, und es ist wünschenswert, daß die mit den neuen Feldarbeiten beginnenden Leute über die Ergebnisse und die Aufnahmen in den Nachbargebieten unterrichtet sind. Ich nehme aus diesem Grund aus der begonnenen Arbeit einen Teil vorweg, zeichne einige Schnitte durch das westliche Grenzgebiet des Devons, nördlich und südlich des Franz Joseph Fjordes, und versuche einige Züge des geologischen Bildes dieses Devonrandes darzustellen.

In den Profilkonstruktionen überschreite ich gegen Westen die Grenze meines Untersuchungsgebietes. Ich war gelegentlich im Verlaufe der Feldarbeiten genötigt, in das kaledonische Nachbargebiet einzudringen, um die Beziehungen zwischen kaledonischem Gebirgsgrund und auflagerndem Devon abzuklären, vor allem, um die Herkunft der Gerölle in den Devonkonglomeraten aufzufinden. Dann führten mich Motorbootfahrten und Schlittenreisen, allerdings nur in rascher Vorüberfahrt zu den Arbeitsplätzen, durch den Antarctic Sund und den mittleren

Kejser Franz Joseph Fjord. Jedem Geologen, der diese Gebiete sieht, bleiben die übersichtlichen, farbenprächtigen Fjordprofile in der kaledonischen Faltenzone in lebhafter Erinnerung.

Die bisher veröffentlichten Profile in der an das Devon anschließenden, kaledonischen Zone folgen meist dem Verlaufe der Küstenlinien und stehen deshalb, je nach den Fjordrichtungen, in wechselnder Orientierung zu den Faltenstrukturen. Ich versuche nun eine Reihe gleichgerichteter Querprofile darzustellen, indem ich, neben eigenen Skizzen und zahlreichen Photographien, auch die früher publizierten Arbeiten, vor allem diejenigen von TEICHERT, zu Hilfe nehme.

Meine Feldbeobachtungen an der Devonwestgrenze stammen zum größten Teil aus den Jahren 1933 und 1934. Auf zwei Motorbootfahrten betrachtete ich die Fjordprofile am Antarctic Sund und am Kejser Franz Joseph Fjord. Auf der einen Reise, sie führte rings um die Ymer Insel herum und dauerte vom 5. bis zum 8. September 1933, legte ich einige Proviantdepots für die Schlittenreisen des kommenden Frühjahres aus, um an den mir wichtig erscheinenden Stellen stationieren zu können. Auf der andern, die sofort nach der Eisschmelze in den Fjorden, vom 14. bis zum 23. Juli 1934 unternommen wurde, revidierte ich einige Uferstellen, die im Frühjahr vom Schnee verdeckt gewesen waren und holte die zurückgelassenen Gesteinsproben ein. Im Verlaufe dieser Exkursion habe ich die südliche Strindberg Halbinsel vom Geolog Fjord bis an die Mündung des Lakseelves überquert. Vom 18. bis zum 22. September kampierte ich auf der Südseite der Ymer Insel und untersuchte das Gebiet zwischen dem Rödaberg und dem Munotberg, im Osten und im Westen der Bucht von Karl Jakobsen. Im Jûluts Tal und am Südostfuß des Angelin Berges weilte ich vom 14. bis zum 16. März 1934. Die meisten Beobachtungen im devonischen Grenzgebiet sammelte ich jedoch auf einer Schlittenreise, die vom 22. März bis zum 21. April 1934 dauerte. Ich folgte von der Südseite der Ymer Insel aus etappenweise dem großen Tal, das von der Karl Jakobsen Bucht nach dem Dusén Fjord führt, stationierte einige Tage im innern Teile dieses Fjordes und erreichte den Kejser Franz Joseph Fjord durch das niedrige Zoologen Tal. Von der Westgrenze des Devons auf Gunnar Andersson Land fuhr ich, an Kap Weber vorbei, in den äußeren Geolog Fjord und dann

über Kap Ovibos nach der kleinen Nebenstation Nordfjord, am Ausgang des Broget Tales. Nach einem kurzen Besuch im Moskusoksen Fjord reiste ich durch das Zoologen Tal wieder in den Dusén Fjord und über Kap Graah, Kap Humboldt und den Sofia Sund nach der Ella Insel zurück.

Der größere Teil meiner Feldbeobachtungen über das hier beschriebene Gebiet wurde also auf Schlittenreisen gesammelt, in einer Zeit, als viel Schnee in den windgeschützten Tälern lag und die Zirkulationsmöglichkeiten in der Bergregion für einen Einzelgänger eng begrenzt waren. So sind zusammenhängende Beobachtungsreihen meist auf die Reisewege beschränkt geblieben und verteilen sich in einem weitmaschigen Netz über das dargestellte Gebiet. Zudem standen mir zur Zeit, da ich die Reisen ausführte, noch keine topographischen Karten zur Verfügung. Die Kartenblätter des geodätischen Instituts in Kopenhagen, im Maßstab 1 : 250 000 ausgeführt, erschienen erst später, und die Beobachtungen mußten nachträglich, auf Grund der Aufzeichnungen und Kartenskizzen, in die fertigen Drucke übertragen werden. Aus all diesen Gründen sind die folgenden Darstellungen und Profilkonstruktionen sicher ergänzungsbedürftig und verbesserungsfähig. Trotzdem hoffe ich, daß sie, auch im kaledonischen Gebiet, die Hauptzüge richtig darstellen und eine brauchbare Ausgangs- und Diskussionsbasis bei neuen Untersuchungen bilden können.

Dr. LAUGE KOCH, der Organisator und Leiter der dänischen Expeditionen in das ostgrönländische Fjordgebiet, stellte mir für die Felduntersuchungen die nötigen Hilfsmittel zur Verfügung, und immer konnte ich aus seiner großen Erfahrung und Kenntnis der geologischen Verhältnisse Grönlands Nutzen ziehen. Die Diskussionen mit den Bearbeitern benachbarter Gebiete haben mir reiche Anregung geboten; ich denke hiebei vor allem an die Herren Prof. H. C. BACKLUND aus Upsala, Prof. E. WEGMANN aus Neuchâtel und Prof. G. SÄVE-SÖDERBERGH aus Upsala. Bei der Darstellung und Anordnung der Profile gewährte mir Prof. H. CLOOS aus Bonn seinen Rat. Ich danke ihnen allen herzlich für die Förderung, die meine Arbeit durch sie erfahren hat.

Auf den Motorbootfahrten führte A. DE LEMOS, Telegraphist auf der Station Ella Insel, unser Boot mit Geschick und Ausdauer

durch die oft stürmischen Fjorde, und auf den Schlittenreisen begleiteten mich die beiden Grönländer JÖRGEN PETERSEN und JÖRGEN BARNABAS als freundliche und fröhliche Helfer. Auch ihnen schulde ich vielen Dank.

Schaffhausen, den 20. März 1948.

Heinrich Bütler.

I. ALLGEMEINE ÜBERSICHT

In einem steilwandigen, ungefähr 200 Kilometer langen Tal, das bei 73 Grad n. Br. ins Meer ausmündet, durchquert der Kejser Franz Joseph Fjord das bergige Hochland an der Ostküste Grönlands. In den westlichen, innern Fjordverzweigungen zeichnen sich auf den Talwänden Schnitte durch die Kristallinzonen der kaledonischen Gebirgskette ab, währenddem im mittleren Teil des Fjordes, von der Westspitze der Ymer Insel bis zum Kap Weber, Profile durch die gefalteten kaledonischen Sedimentserien zu sehen sind. Das Kristallin, von KOCH als Velamassiv bezeichnet (18), gehört zum kaledonischen Unterbau (44), die Sedimentserien dagegen sind Teile des Oberbaues in dem von WEGMANN als „Fjordzone" bezeichneten Gebirgsteil. Gegen Osten, von Kap Weber bis zu den Vinter Inseln, durchschneidet der Fjord die mächtigen oberdevonischen Sandsteinablagerungen, die in einem ins kaledonische Gebirge eingesenkten Längstroge liegen. An der Außenküste, am Übergang des Fjordes in die Foster Bucht, bilden einige Staffeln der Schollentreppe des Kontinentalrandes, zum Teil mit jüngeren Sedimenten und Basalten überdeckt, den Abschluß der Fjordprofile.

Über die verschiedenen geologischen Bauelemente dieses Gebietes sind in den Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen mehrere Publikationen erschienen. Es sei vor allem auf den Bericht über die Grönlandtagung der Gesellschaft vom

11./12. März 1939 (Bd. XVI, 1940) und die darin enthaltenen zusammenfassenden Darstellungen WEGMANN's (46, 47) verwiesen.

Zwischen dem Scoresby Sund und dem Germania Land, etwa vom 70. bis zum 77. Grad n. Br., trennt ein Bruch einen 80 bis 100 Kilometer breiten Küstenstreifen vom grönländischen Kontinentalblock ab. Schon im Jahre 1929 beschrieb KOCH (16) die Schrägstellung der abgesunkenen Schollen in den südlichen Teilen des Küstengebietes, im Liverpool- und im Jameson Land. VISCHER (42, 43) erkannte im abgebrochenen Küstenstreifen eine antithetische Schollentreppe und wies darauf hin, daß ihre Entwicklung von bestimmendem Einfluß auf die geologische und morphologische Gestaltung des Küstengebietes nördlich des Kejser Franz Joseph Fjordes gewesen war. STAUBER (38, 39) fand einen ähnlichen Stufenbau im mittleren Küstenstück, in den östlichen Teilen der Inseln Traill und Geographical Society.

Die längs der Außenküste zwischen Scoresby Sund und Germania Land abgesunkenen Schollen bestehen aus gefalteten kaledonischen Gesteinen. Zum großen Teil sind sie von spätpaläozoischen und mesozoischen Schichten überdeckt worden. Landeinwärts bildet der Hauptbruch die Grenze der Tafelsedimente gegen das hochliegende, kaledonische Gebirgsland und das Areal der roten Devonsandsteine. Diese große Bruchlinie wurde von VISCHER (43) in ihrem nördlichen Teil als postdevonische Hauptverwerfung, im Süden, im Scoresby Land, als Stauningalpen Verwerfung bezeichnet. Von Cope Land, auf der Westseite der Clavering Insel, bis zum Hall Bredning im Scoresby Sund Gebiet, also auf einer Strecke von nahezu 350 Kilometern, tritt der Bruch als Steilstufe im Landschaftsbild heraus; man kann ihn als Hochlandrandbruch bezeichnen. Richtungsänderungen, Abspaltungen und schmale Grabensenken weisen darauf hin, daß er aus mehreren, ursprünglich von einander getrennten Bruchflächen zusammenwuchs. Eingehendere Untersuchungen würden wahrscheinlich zeigen, daß die Anlage der einzelnen Abschnitte in verschiedenen Zeitpunkten erfolgte (vgl. Fig. 3).

Auf langen Strecken bildete die Bruchstufe die Uferlinie für spätpaläozoische und mesozoische Ablagerungen, die Höhenunterschiede der Schollen wurden dabei ausgeglichen. Wenn die

Verwerfung heute deutlich im Gelände heraustritt, so verdankt sie dies zum Teil der präglazialen Hebung des ostgrönländischen Fjordgebietes. Die küstennahen Sandsteinablagerungen wurden rascher weggeschafft, als die Gesteine des Kaledons im Westen. Doch haben noch junge Verschiebungen an der Heraushebung der Bruchstufe mitgeholfen. An einigen Stellen sind Basaltlagergänge, die man als spätkretazisch oder frühtertiär betrachten muß, durch Vertikalverschiebungen zerrissen worden. Dies läßt sich auf der östlichen Ymer Insel und am Südende von Kongeborgen beobachten. An andern Stellen haben Basalte die neu gelockerte Bruchzone als Aufstiegsbahn benützt.

Gegen Süden ist der Hochlandrandbruch bis zur Mündung des Schuchert Flusses bekannt. ALDINGER (1) nimmt auf Grund seiner Aufnahmen im westlichen Milne Land an, daß die Verwerfung südwärts in eine Flexur übergeht; auch KOCH folgt in der „Geologie von Grönland" dieser Ansicht. Die Flexur müßte die unter den Basalten liegenden, und gegen die Küste, zwischen Kap Brewster und Kangerdlugssuak ausstreichenden kaledonischen Strukturen in südlicher Richtung durchqueren.

Den geologischen Karten über die Gebiete zwischen der Clavering Insel und dem Liverpool Land ist zu entnehmen, daß die Schollen in den verschiedenen Abschnitten der Außenküste ungleich tief abgesunken sind. Nördlich des Kejser Franz Joseph Fjordes ragen die östlichen Ränder der gegen Westen geneigten Kippschollen hoch über Meeresspiegel auf. Auf den erhöhten Schollenkanten sind die Deckschichten abgetragen, und das tiefere Kaledon ist bloßgelegt. Ein ähnliches Bild bietet das Liverpool Land. Nur sind dort und im Jamesonland die Schollen großflächiger als im Norden; das Gebiet ist weniger stark zerteilt. Im Küstenabschnitt zwischen der Gauß Halbinsel und dem Liverpool Land sanken dagegen die Schollen so tief ab, daß das kaledonische Kristallin überall unter dem Meeresspiegel liegt. Die äußeren Teile der Insel Traill und Geographical Society bestehen nach SCHAUB (36, 37) und STAUBER (38, 39) oberflächlich aus mesozoischen Sedimenten und tertiären Eruptiva. Stellenweise muß hier eher eine synthetische, als eine antithetische Schollentreppe vorhanden sein. Die ungleiche Abtiefung der Schollen längs der Außenküste findet in Querstörungen, Brüchen oder Flexuren, ihren Ausgleich.

Auf einem geologischen Profil, parallel zur Außenküste vom Liverpool Land bis nach den Giesecke Bergen auf der Gauß Halbinsel gezogen, liegen die Inseln Traill und Geographical Society in einer kräftigen Einmuldung. In der „Geologie von Grönland“ hat KOCH (18, Fig. 10), auf Grund der mit seinen Mitarbeitern geführten Besprechungen, eine Karte der kaledonischen Wölbungszonen gezeichnet. Wenn auch die Karte seither in verschiedenen Teilen eine tektonische Umdeutung erfuhr, gestattet sie doch, das Senkungsgebiet zwischen Liverpool Land, Gauß Halbinsel und Velamassiv abzugrenzen. In dieser Einmuldung, in der mehrere große Täler zusammenlaufen und heute das Meer in tiefen Fjorden weit ins Land hineinreicht, wurden zu verschiedenen Zeiten Sedimente abgelagert. KOCH hat die Senke als Königsbucht bezeichnet (18, p. 78) und angenommen, daß sich in ihr vor allem die variskischen Bewegungen lokalisiert hätten (18, Fig. 11). Jedoch sind die tektonischen Vorgänge, die sich hier abspielten, in den letzten Jahren genauer datiert worden, und der Königsbucht kommt nicht mehr ganz die von KOCH formulierte Bedeutung zu.

Die Einmuldung der Schichten zwischen Kong Oscar und Kejser Franz Joseph Fjord setzt sich landeinwärts über den großen Hochlandrandbruch hinweg fort. Es liegen dort mächtige Serien devonischer Sandsteine und westlich davon gefaltete kaledonische Sedimente, die, nach WEGMANN, in der Gegend der Ella Insel ihre tiefste Axialdepression besitzen. Offenbar ist die Anlage der Einmuldung älter, als diejenige der Schollentreppe an der Außenküste. So sind im Innern des alten Senkungsgebietes verschiedenartige und ungleichaltrige Strukturlinien zu erkennen. Die einen gehören zum kaledonischen Faltenbau, andere zu den devonischen Verschiebungen, dann schneiden Verwerfungen, die nahezu parallel zu den Faltenstrukturen verlaufen, durch das Gebiet, und endlich bestimmen Querstörungen die Ausgänge einiger Fjorde zum Meer.

In den Profilskizzen (Fig. 1) wurde versucht, die Höhenlage der verschiedenen Formationen innerhalb der Königsbucht zu bestimmen, als Ergänzung zu den Querprofilen durch das westliche devonische Grenzgebiet. Das erste Profil folgt ungefähr dem 22. Grad westl. Länge und durchschneidet die äußersten Küstenteile, von Kap Brewster bis ins Hudson Land. Im Liverpool

Land stehen stark granitisierte, kristalline Gesteine des kaledonischen Unterbaues an, gegen Norden, auf Canning Land, folgt ein Stück des Oberbaues, vertreten durch Sedimente der untern und mittleren Eleonore Bay Formation. Jenseits des Davy Sundes, bei Kap Simpson, liegen nach SCHAUB und STAUBER Jura- und Kreideschichten, die von den jüngeren, vulkanischen Gesteinen des Kap Simpson Komplexes durchdrungen sind. Über den Davy Sund, von Kap Brown bis Kap Simpson, auf einer Strecke von ungefähr 40 Kilometern, verschwinden in der Tiefe die Eleonore Bay Formation, das Mitteldevon, das Karbon, das Perm und die Trias, im ganzen Gesteinsschichten von über 10 000 Metern Mächtigkeit. Angesichts der Bruchschollennatur dieser Küstengebiete ist anzunehmen, daß das starke Absinken der Schichten an Verwerfungen erfolgt, die quer oder schräg zur Außenküste stehen. Leider lassen sich die in den breiten Fjord fallenden Störungen nicht direkt beobachten.

An der tiefsten Stelle der Einmuldung, nördlich des Vega Sundes, liegen Kreidesedimente an der Oberfläche. Karbonsandsteine stehen im östlichen Teil der Ymer Insel bei Kap Humboldt an, und es ist anzunehmen, daß sie auch an der entsprechenden Stelle im Profil unter dem Franz Joseph Fjord vorhanden sind. Nach MAYNC (21, 22) und VISCHER (42) fehlt das kontinentale Karbon bei Kap Franklin. Dort erscheint an der Küste Devon und darunter, in den Giesecke Bergen, kaledonisches Kristallin. Beide werden überschnitten von einer zuerst gegen Norden ansteigenden Transgressionsfläche, über der Perm-, Trias- und Kreidesedimente liegen. Man befindet sich hier im Bereiche der antithetischen Schollentreppe VISCHER's, in der Nähe des gehobenen, östlichen Randes einer Scholle.

Kehren wir nach Süden zurück! Am Scoresby Sund verschwindet das kaledonische Kristallin unter Meeresspiegel. Verwerfungen an der Rosenvinge Bucht versenkten Teile der mesozoischen Bedeckung auf Meeresniveau, und man muß annehmen, daß die Gesteine des Liverpool- und Jameson Landes an Brüchen, die quer zur Außenküste stehen, gegen Süden abgesunken sind. Auf der Südseite des Scoresby Sundes bestehen die Berge des Küstengebietes aus jungen Deckenbasalten.

Ein zweiter Schnitt, etwa 60 bis 70 Kilometer weiter im Westen gezogen, durchschneidet die Jameson Land Mulde der

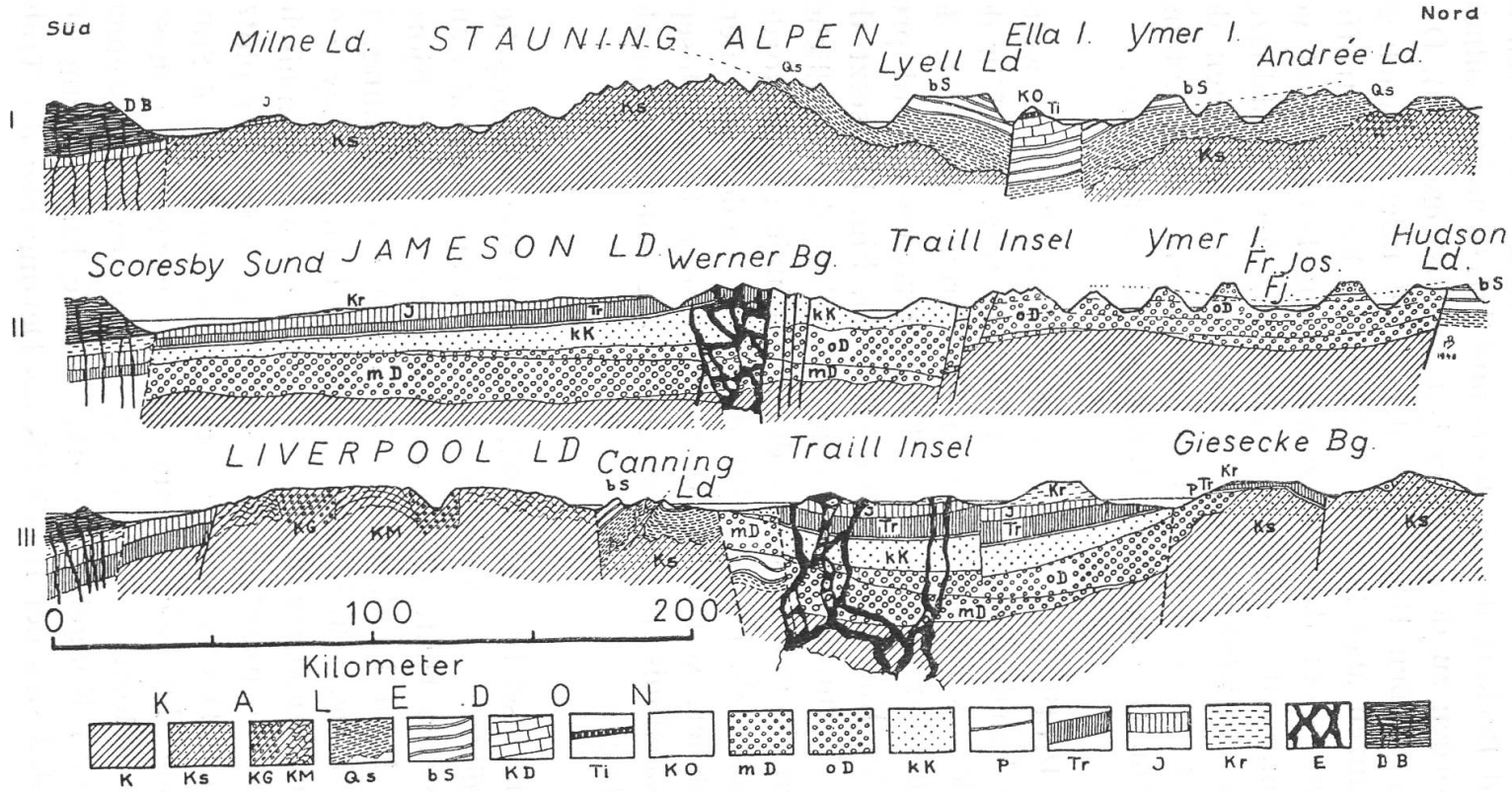


Fig. 1. Schematische Profile in Süd-Nordrichtung durch die Königsbucht, fünffach überhöht.

Legende: K kaledonische Gesteine, darin ausgeschieden: Ks kal. Kristallin i. allg., KG kal. Granite, KM kal. Migmatite, Qs Quarzitschiefer der untern, bS bunte Serie der mittlern und KD Kalk-Dolomitserie der obern Eleonore Bay Formation. Ti subkambrische Tillite, KO Kambro-Ordovizium, mD Mitteldevon, oD Oberdevon, kK kontinentales Karbon, P Perm, Tr Trias, J Jura, Kr Kreide, E spätkretazisch-frühtertiäre Eruptive, DB frühtertiäre Deckenbasalte.

Länge nach, trifft gegen Norden den Hochlandrandbruch auf der Traill Insel und kreuzt die Königsbucht in ihrem mittleren Teil. Hinter dem hohen Liverpool Land liegt gegen Westen das Jameson Land Becken, dessen Jura- und Triasschichten allmählich gegen Norden zu den Werner Bergen ansteigen (39). Dann wird bis zum großen Bruch auf der Traill Insel schwach gewelltes, im ganzen aber horizontal liegendes Karbon getroffen. Gegen Norden bildet das Devon von Kongeborgen und von Svedenborg hinter der stärksten Einmuldung der Profilskizze I eine schwache Aufwölbung. Das Devon senkt sich gegen den Franz Joseph Fjord und steigt dann, durch die Gauß Halbinsel nur schwach, im Hudson Land steiler, gegen Norden auf.

Das dritte Profil liegt nochmals 30 bis 40 Kilometer weiter im Westen, im kaledonischen Grenzgebiet. Es folgt ungefähr der Antiklinale, die das Devon an seiner Westgrenze begleitet; der Antiklinalscheitel ist auf das geradlinig gezogene Profil projiziert. Nach der Karte von WEGMANN (44, Fig. 11) setzt die Eleonore Bay Formation über dem Kristallin der nördlichen Stauning Alpen ein und sinkt mit der Antiklinale gegen Norden bis zur Ella Insel ab. Dann steigt die Falte wieder an, zuerst steil, dann flacher, sodaß nördlich des Kejser Franz Joseph Fjordes die kaledonischen Sedimentserien größtenteils in die Luft ausstreichen.

Auf der Ella Insel ist der Antiklinalscheitel von kambrischen Schichten umhüllt; im Faltenkern erscheinen am Narhval Sund die subkambrischen Tillite (29). Zum gegenüberliegenden Fjordufer auf dem Lyell Land, wo in 5 Kilometer Entfernung, in gleicher Meereshöhe, Schichten der mittleren Eleonora Bay Formation den Antiklinalkern bilden, besteht eine stratigraphische Niveaudifferenz von ungefähr 3000 Metern. Dies und der plötzliche Abbruch des Devons sprechen dafür, daß im Narhval Sund eine Verwerfung durchziehen muß. In der Fortsetzung dieses Bruches gegen Südosten zeichnet sich in den Devonsandsteinen der Felswand von Kongeborgen eine scharfe Einknickung ab. Sie deutet an, daß sich der Bruch bis ins Devongebiet der Traill Insel fortsetzt. Wahrscheinlich wird die gegen Süden geneigte Scholle der Ella Insel auch im Norden, irgendwo im Kempe Fjord, von einer Verwerfung begrenzt.

Auch ohne den Einbruch an der Narhval Sund Verwerfung würde der axiale Tiefpunkt der kaledonischen Antiklinale bei der Ella Insel liegen. Die Bruchbildung hat die Depression nur verstärkt. An dieser Stelle sind sowohl die jüngsten kaledonischen Schichten, als auch eine mächtige Serie von Devonkonglomeraten erhalten geblieben.

Die Querprofile durch das devonische Grenzgebiet, die auf der Tafel XI dargestellt sind, zeigen Schnitte durch den nordwestlichen Rand der im vorigen skizzierten Muldenzone. Sie bilden das Gegenstück zu einer kürzlich erschienenen Darstellung der geologischen Verhältnisse des Canning Landes (11), einem Gebiet, das, dem Strindberg Land diametral gegenüber, auf der südöstlichen Seite der Königsbucht liegt. Das Canning Land bildet eine oft bewegte, tektonische Gelenkstelle, die einerseits das aufgestiegene Liverpool Land mit dem abgesunkenen Jameson Land Becken verbindet und andererseits die Abbiegungsstelle zur Königsbucht angibt. Etwas Ähnliches ist vom Strindberg Land und der westlichen Ymer Insel zu sagen. Sie stellen eine tektonische Übergangszone zwischen einem kaledonischen Hochgebiet im Westen und einer devonischen Senkungszone im Osten dar, die im Laufe der geologischen Entwicklung zu einer Mittelscholle zwischen dem Festlandblock und den Bruchschollen der Außenküste geworden ist.

II. DIE KALEDONISCHE FALTENZONE LÄNGS DER DEVONWESTGRENZE

Von Kap Petersén, im nördlichsten Scoresby Land, bis zum Vibecke Gletscher, im Ole Römer Land, ruht das Devon diskordant auf Schichten der kaledonischen Sedimentserien. Diese bilden der Devonwestgrenze entlang einen 30 bis 40 Kilometer breiten Längsstreifen in der kaledonischen Faltenzone (44, Fig. 11 u. Pl. 1). Von WEGMANN und KOCH wurde dieser Streifen gefalteter Sedimente als kaledonische Fjordzone bezeichnet.

A. STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG

Da ich keine eingehenderen stratigraphischen Untersuchungen in der kaledonischen Zone unternahm, beschränke ich mich darauf, eine kurze Zusammenstellung der Formationen zu geben, die auf den Profilen der Tafel XI vorkommen. Dabei übernehme ich im Wesentlichen die Bezeichnungen, die KOCH in der „Geologie von Grönland" verwendet hat.

Für den präkambrischen Anteil der Sedimentfolge, die im ostgrönländischen Fjordgebiet unter den subkambrischen Tilliten liegt, hat sich die Bezeichnung Eleonore Bay Formation eingebürgert. Diese Formation besteht im untern Teil aus einer mächtigen Folge von dunklen, tonig-sandigen Schiefern und Quarziten, im obern aus Kalken und Dolomiten. In der Übergangszone von der tonig-sandigen zur karbonatischen Ablagerung stellt man einen häufigen Wechsel verschieden gefärbter Quarzite, Schiefer und Dolomite fest. Er verleiht dieser Mittelstufe eine auffällige, bunte Streifung. BACKLUND (2) und TEICHERT (40) haben sie als bunte Serie bezeichnet und die Eleonore Bay Formation in die folgenden drei Serien aufgeteilt:

oben die Kalk-Dolomitserie,
in der Mitte die bunte Serie und
unten die Quarzitschieferserie.

Die Angaben über die Mächtigkeit gehen bei den verschiedenen Autoren stark auseinander. Für das in Frage stehende Gebiet gibt TEICHERT (40, Fig. 3, und 41, p. 120) die Gesamtdicke der Eleonore Bay Formation mit 4000 bis 5000 Metern an. Auf Grund der Profilkonstruktionen komme ich auf höhere Beträge; für die Kalk-Dolomitserie allein auf ungefähr 2000 Meter und für die bunte Serie annähernd auf denselben Wert. Die Quarzitschieferserie tritt auf den Profilen nur mit ihren oberen Teilen hervor, und es ist nicht möglich, hier ihre Dicke bis zur darunterliegenden Kristallingrenze zu bestimmen.

Die Fläche, auf der die Quarzitschiefer über dem alten präkambrischen Untergrund abgelagert wurden, konnte in Ostgrönland bis heute nicht gefunden werden. Überall, wo der Übergang der Sedimentserie zu den tieferen kristallinen Teilen des Gebirgsbaues aufgeschlossen ist, stellt man fest (2,

44, 9), daß eine Umwandlungsfront über das Dach des alten Sockels aufgestiegen ist und einen großen Teil der untern Eleonore Bay Formation zu kristallinen Gesteinen umgeformt hat. Vom ursprünglichen Boden der kaledonischen Geosynklinale ist deshalb nichts mehr zu erkennen. KOCH, BACKLUND und WEGMANN nehmen an, daß die Migmatisierung und Granitisierung, die die alten Strukturen verwischte und auflöste, zur Zeit der kaledonischen Bewegungen erfolgte, währenddem PARKINSON, WORDIE, WHITTARD und ODELL diese Umwandlung einer alten, präkambrischen, d. h. vorkaledonischen Metamorphose zuschreiben.

Da die Umwandlung sehr verschieden hoch in die untere Sedimentserie aufstieg und deshalb die Mächtigkeit der unverändert gebliebenen Schiefer zwischen einem und mehreren Kilometern schwankt, ist es unmöglich, die ursprüngliche Dicke der Quarzitschieferserie anzugeben. Auch für den obersten Teil der Eleonore Bay Formation muß mit Unterschieden in der Mächtigkeit gerechnet werden. In den subkambrischen Tilliten liegen Brekzienlagen, deren Trümmermaterial hauptsächlich aus der Kalk - Dolomitserie stammt.

Über den Kalkschiefern der obersten Eleonore Bay Formation folgt eine Serie von Sandsteinen, Brekzien und Schiefertonen, von denen sich ein Teil als fluvioglaziale Bildungen, ein anderer als verfestigte Gletscherablagerungen oder als warwige Schiefer erwiesen hat. POULSEN bezeichnete die Tillitbildungen als Kap Oswald Formation und die darüber liegende, vorwiegend warwige Serie als Tillit Canon Formation. Die erstere betrachtete er als präkambrisch, die zweite zählte er zum Kambrium (29). Aus den Profilkonstruktionen ergibt sich im westlichen Teil der Ymer Insel für beide Formationen, die ich unter der Bezeichnung Tillitserie zusammenfasse, eine Mächtigkeit von 700 bis 800 Metern. Da die Tillitserie unter den kambrischen Schichten liegt und keinerlei Fossilien geliefert hat, kann ihr Alter entweder als spätpräkambrisch oder frühkambrisch bezeichnet werden. v. BUBNOFF hat für die jüngsten Bildungen des Präkambriums in Grönland, soweit sie zum kaledonischen Zyklus gezählt werden, also für die Eleonore Bay Formation und die Tillite, die Bezeichnung Eokambrium gebraucht (5, p. 77).

Der paläozoische Anteil der kaledonischen Sedimentserie besteht zum größten Teil aus fossilführenden Kalk- und Dolomitschichten. POULSEN (29) unterschied in dieser kambro-ordovizischen Serie folgende Formationen:

Narhval Sund Formation	Dolomite und Kalksteine	unteres Ordovizium
Kap Weber Formation	dickbankige bis massige Kalke	
Cass Fjord Formation	mergelige Schiefer und Kalke	
Dolomit Point Formation	dolomitische Kalke	?
Hyolithus Creek Formation	dunkle Kalke	
Ella Island Formation	graue Kalke u. Sandkalke	unteres Kambrium
Bastion Formation	bunte Quarzite u. Schiefer	
Spiral Creek Formation	Quarzite	
Tillite Canon Formation	warwige Schiefertone und Kalkschiefer	

Diese Gliederung hat sich als gut brauchbar bei den Geländeaufnahmen erwiesen, die verschiedenen Formationen ließen sich im Felde leicht unterscheiden. An einigen Stellen liegt die Kap Weber Formation mit merklicher Diskordanz auf der Caß Fjord- oder der Dolomit Point Formation. Doch ist diese Lagerung teilweise durch das tektonisch verschiedenartige Verhalten der Formationen während der Faltung zustande gekommen. Die gesamte kambro-ordovizische Serie hat eine Mächtigkeit von über 2000 Metern.

Die voroberdevonische Abtragung schnitt verschieden tief in die kaledonischen Falten ein, und das Devon liegt bald der einen, bald der andern Stufe auf. Im Ole Römer-, Strindberg- und Gunnar Andersson Land ruht es auf ordovizischen Schichten, in der südlichen Ymer Insel dagegen auf dem mittleren und oberen Teil der Kalk-Dolomitserie. Längs seiner Westgrenze überschneidet das Devon Schichten von der mittleren Kalk-Dolomitserie bis zur Narhval Sund Formation, besitzt also innerhalb der kaledonischen Serie eine stratigraphische Auflagerungsamplitude von etwa 3500 Metern.

B. DER FALTENBAU DER KALEDONISCHEN FJORDZONE

Als Erster hat NATHORST (23) in der Fjordzone Falten abgebildet und KOCH (16) hat das kaledonische Alter des Faltenbaues einwandfrei bestimmt. In den Jahren 1931 und 1932 untersuchte TEICHERT den nördlichen Teil der Zone. Die meisten der von ihm veröffentlichten Profile (40) folgen den Fjordufern und sind deshalb ungleich zur Richtung der Faltenstrukturen orientiert. Auch sind die Höhen im Verhältnis zu den Längen stark vergrößert, sodaß die Zeichnungen die Faltungsintensität stellenweise übertrieben zum Ausdruck bringen. In einer Übersichtskarte und einem Strukturdiagramm stellte WEGMANN (44, Fig. 11 u. Pl. 1) den Faltenverlauf und dessen Einordnung in das kaledonische Gebiet übersichtlich dar. ODELL (25, 26) hat in einem Profil durch den inneren und mittleren Kejser Franz Joseph Fjord die Aufeinanderfolge der verschiedenen Strukturgebiete skizziert.

Nach der Ansicht WEGMANN's bildete das Kristallin, das vorwiegend aus Migmatiten besteht, während der kaledonischen Orogenese einen fließbaren Unterbau und bewegte sich, im Vergleich zum Oberbau, während der Faltung weitgehend selbständig. Den Oberbau repräsentieren die nicht metamorphisierten Sedimente der kaledonischen Geosynklinale, die zu einfachen, langgestreckten Falten von jurassischem Typus zusammengeschoben wurden. In Gebieten starken Zusammenschubes hat sich die Decke vom Unterbau gelöst, sodaß die Faltungsstockwerke durch Verschiebungsflächen, die Zonen verschiedenartiger Bewegung von einander trennen, geschieden sind. An diesen Trennungsflächen sind stellenweise Gesteinsserien mit einander in Berührung gekommen, die ursprünglich weit auseinander lagen, sodaß die heutigen Kontakte zwischen Kristallin und Sedimenten nicht überall den Grenzzonen der Metamorphose entsprechen. Dagegen blieb in Gebieten schwächerer Zusammenpressung, zum Beispiel da, wo das Kristallin den Kern von breiten Gewölben bildet, der Zusammenhang zwischen Ober- und Unterbau mehr oder weniger gut erhalten.

In dem durch die Profile dargestellten Gebiet bilden die Falten des Oberbaues die Landfläche. Der Unterbau tritt nicht

hervor. Um ihn zu sehen müßte man sich weiter nach Westen, ins Gebiet des Velamassivs oder weiter nach Norden begeben. Im Ole Römer Land wird durch den axialen Anstieg einer Antiklinale der Unterbau sichtbar, und man kann dort den Übergang vom obern zum untern Stockwerk stufenweise beobachten.

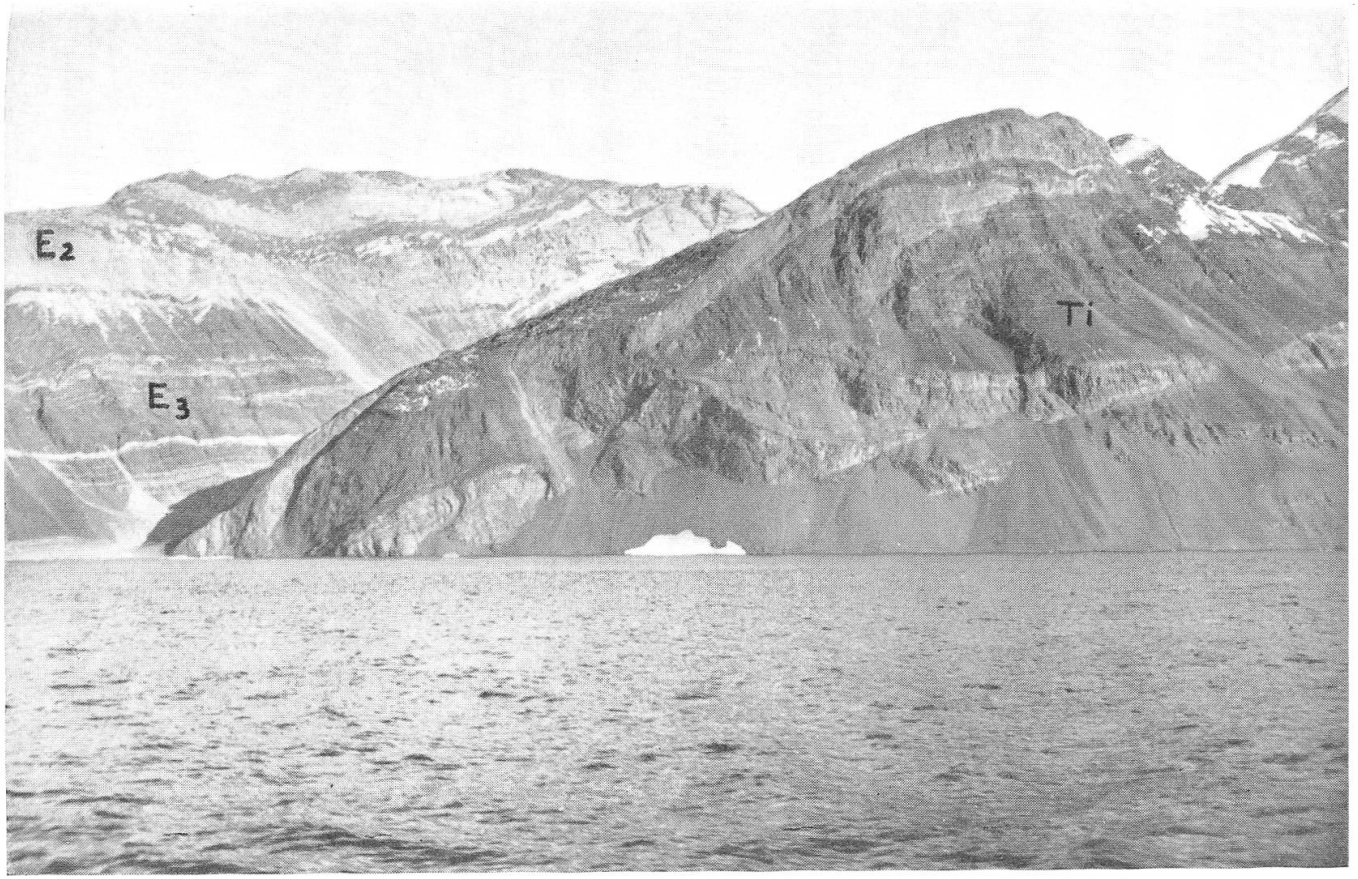
Zur Kartenskizze über die tektonischen Strukturen hat WEGMANN auch eine zutreffende Beschreibung des Verlaufs der einzelnen Faltenelemente in der Fjordzone zwischen Lyell Land und Andrée Land gegeben. Ich verweise deshalb auf seine Karte und seine Beschreibung (44, Fig. 11 u. p. 28). WEGMANN unterschied in der Fjordzone von Osten gegen Westen folgende vier Faltenelemente:

1. die Ostantiklinale,
2. die Zentralsynklinale,
3. die westliche Antiklinale und
4. die westliche Synklinale.

In der westlichen Ymer Insel sind die vier Falten auf einen Querschnitt von ungefähr 35 Kilometer Breite zusammengedrängt. Aus den Profilen geht hervor, daß hier die Faltenelemente 2, 3 und 4 im ganzen eine breite, durch Wellen gegliederte Großsynklinale darstellen. Vielleicht kündet sich damit ein Ausklingen gewisser Faltenelemente oder eine Faltenablösung gegen Nordwesten an. Im Strindberg Land treten im Osten der Ostantiklinale neue Faltenelemente mit abweichender Achsenrichtung hinzu.

Bei der Grenzziehung des Devons spielt die Ostantiklinale eine wichtige Rolle. Dieses Gewölbe beginnt am Segelselskapets Fjord, durchquert das Lyell Land gegen Norden, die Ella Insel und das östliche Süß Land, dann die Ymer Insel vom Margerie Tal bis zum Noah See und setzt sich unter dem Kejser Franz Joseph Fjord zur Eleonore Bucht im Andrée Land fort*. Der weitere Verlauf nordwärts durch das Landesinnere ist noch nicht bekannt. An der Ostflanke dieser Antiklinale liegt heute die Westgrenze des Devons, von den Stauning Alpen bis zum Geolog

* Das vielgenannte und oft abgebildete „Teufelsschloß" auf der Südwestseite der Eleonore Bucht bildet einen Teil der normalen Westabdachung dieser Antiklinale.



Kaledonische Falten auf der Ymer Insel am Kejser Franz Joseph Fjord, zwischen der Blömster Bucht und Kap Mohn.

Schräger Anschnitt der Synklinale auf der Westseite der Grenzantiklinale. Links, im Hintergrund, die Westflanke der Antiklinale, oben die Schichtenumbiegung, die in der Längsrichtung angeschnitten ist. Ti subkambrische Tillite, E_3 obere, E_2 mittlere Eleonore Bay Formation. Man vergleiche die Profile Nr. X und XI der Tafel XI.

Aufgenommen am 27. August 1934.

Fjord. Einzig auf der Ella Insel, an der Stelle der tiefsten Axialdepression der Antiklinale, reichen die Devonkonglomerate gegen Westen über den Antiklinalscheitel hinweg. Vom Devongebiet aus gesehen kann man deshalb die kaledonische Ostantiklinale als die Grenzantiklinale bezeichnen.

Auf der nördlichen Ymer Insel und vor allem im südlichen Andrée Land weitet sich die Grenzantiklinale zu einem breiten, flachen Gewölbe aus, sodaß die Ostflanke, von der Eleonore Bucht bis nach Kap Weber, etwa 20 Kilometer weit das Fjordufer einnimmt. In diesem Küstenabschnitt ist die ganze kaledonische Sedimentserie, von den Quarzitschiefern der untern Eleonore Bay Formation bis zu den ordovizischen Kap Weber Kalken, in einem zusammenhängenden, normalen Profile aufgeschlossen. Das Ausflachen der Falte gegen Norden hat TEICHERT (40, p. 108, Fig. 4) veranlaßt, anzunehmen, daß die kaledonischen Falten in dieser Richtung ausklingen, und daß die Faltenzone in ein nicht oder kaum gefaltetes Bruchschollenland übergehe. Auch ODELL (25) vertritt diese Auffassung. Von beiden Autoren werden die Lagerungsverhältnisse am Geolog Fjord ins Feld geführt, doch bilden beide, merkwürdigerweise, aus dessen mittleren Teil Aufnahmen ab, die auf eine erhebliche Faltungsintensität schließen lassen (40, Fig. 30 und 31) (25, Fig. 15 und 16). KOCH (16, Fig. 9, p. 42) kartierte im innern Geolog Fjord verschiedene Faltenelemente und auch WEGMANN gibt in seiner bereits erwähnten Karte einige Mulden und Sättel an, die vom Andrée Land nach Norden, schräg über den Geolog Fjord verlaufen. In der ausflachenden Ostflanke der Grenzantiklinale treten am Geolog Fjord Wellungen auf, von denen sich einige durch das ganze Strindberg Land fortsetzen und verstärkt an dessen Nordostseite, in der Steilwand am Waltershausen Gletscher, als breite, schräg angeschnittene Falten heraustreten. Wir finden ihre Fortsetzung jenseits des Gletschers, im Ole Römer- und im Bartholin Land. Auf der Seite des Strindberg Landes bilden am Eingang in den Geolog Fjord die Kalke der obern Eleonore Bay Formation eine ziemlich flache, durch Verwerfungen zerhackte Antiklinale (vergl. 40, Pl. 2, Fig. 1). Sie erscheint auch im Anschnitt des obern Broget Tales, im Innern des Strindberg Landes, östlich des Punktes 924 der Karte des geodätischen Institutes. Nur treten hier die Schichten der bunten

Serie hervor, ebenso am Waltershausen Gletscher, wo das Gewölbe zwischen den Punkten 1703 und 1831 in der Felswand schräg angeschnitten ist. Den östlichen Schenkel der Falte sehen wir im Ole Römer Land, westlich des Aase Sees. Die Faltenaxe steigt gegen Norden auf und im Gebiete der Gletscherrandseen, südlich des Vogt Berges, erscheint im Kern der Falte das Kristallin des Unterbaues. Die Falte soll als Broget Tal-Vogt Berg Antiklinale bezeichnet werden.

Im mittleren Teil des Geolog Fjordes, beim Elisabethen Berg und auf der nördlichen, gegenüber liegenden Seite des Fjordes, sind die Schichten zu einer breiten, flachen Mulde umgebogen. Die Lagen der bunten Serie sind darin zu verschiedenen sekundären Falten zusammengestaucht. An einigen Stellen treten kleine Überschiebungen, an andern dagegen Zerrungen auf. Von WEGMANN sind von andern Stellen der Fjordzone ähnliche Erscheinungen beschrieben worden (44, p. 33). Auch die Elisabethen Synklinale durchquert in nordnordöstlicher Richtung das Strindberg Land und tritt am Waltershausen Gletscher als breite Mulde in der Felswand bei Punkt 1540 heraus.

Zwischen Elisabeth- und Agardh Berg bilden die Quarzitschiefer eine weitere Antiklinale, die im Strindberg Land, beim Lövehovedet, über den dort gelegenen See durchzieht und sich an der Nordrundung am Waltershausen Gletscher als breiter Sattel abzeichnet. Wir bezeichnen die Falte als Agardh Berg Antiklinale.

Auf der Nordwestseite des Agardh Berges folgt wieder eine Muldenzone, in der die schieferigen Serien mehrfach gewellt sind und auffällige Faltenbilder zu beiden Seiten des untern Eremit Tales verursachen (51, Fig. 105). Vom innersten Teil des Geolog Fjordes setzt sich die Eremit Tal Synklinale ins Strindberg Land hinein fort.

In Fjordnähe wird am Nunatak Gletscher von verschiedenen Beobachtern Granit gemeldet. Er erscheint unter der Quarzitschieferserie, vermutlich im Kern oder an der Flanke einer aufsteigenden Antiklinalfalte. Ob es sich um die Fortsetzung der großen Antiklinale von der Eleonore Bucht durch das Andrée Land handelt oder ob sich ein neues Gewölbe heraushebt, kann ich nicht entscheiden.

Noch ein weiteres, wichtiges Faltenelement setzt auf der Strindberg Halbinsel, an der Ostseite der Broget Tal Antiklinale, ein. Zwischen dem Berge Blokken (1387 Meter), am südlichen Ende des Waltershausen Gletschers, und dem nördlich davon gelegenen Punkt 1768 Meter bilden die Kalke der obern Eleonore Bay Formation eine Mulde, deren Umbiegung ungefähr beim isolierten Berg mit der Höhe 1412 Meter liegt. Es ist möglich, daß hier noch Kambro-Silur vorkommt. Auf der nordöstlichen Seite des Gletschers erweitert sich die Synklinale zur breiten Ole Römer Land Mulde, deren Achse über den Hjörneberg, den Söryggen und die Albert Heim Berge ins Reservatet weist. Im Gegensatz zur angrenzenden Vogt Berg Antiklinale, die gegen Norden ansteigt, sinkt die Mulde gegen Nordosten ab. Über der Kalk - Dolomitserie erscheinen in dieser Richtung darum die Tillite, dann das Kambro - Silur und schließlich noch einige Überreste des Devonbasis - Konglomerates. Das axiale Absinken wird aber großenteils durch diagonale Querbrüche kompensiert, an denen jeweilen der nordöstliche Flügel gehoben erscheint; es besteht eine Art antithetische Schollentreppe im Längsverlauf der Mulde. Da sich die Vogt Berg Antiklinale in nordnordöstlicher Richtung fortsetzt, die Ole Römer Land Mulde aber gegen Nordosten streicht, nimmt die Synklinale gegen den Wordie Gletscher einen immer breiter werdenden Raum ein.

Kehren wir wieder gegen Südwesten in die Fjordzone zurück! Die große kaledonische Antiklinale an der Devonwestgrenze, die sich von der Ella Insel aus in nördlicher Richtung durch die Ymer Insel zieht, biegt gegen das Andrée Land in eine nordnordwestliche Richtung um. Den weiteren Verlauf in dieser Richtung kennen wir nicht. Die Agardh Berg- und die Broget Tal Antiklinalen nehmen im Strindberg Land eine nordnordöstliche Richtung an, die Ole Römer Land Mulde weist gegen Nordosten, sodaß sich gegenüber der Hauptfalte stark divergierende Richtungen abzeichnen. Die Unterschiede im strukturellen Aufbau des südlichen und des nördlichen Fjordgebietes haben TEICHERT und ODELL mit dem Ausklingen der kaledonischen Faltung gegen Norden erklären wollen. In Wirklichkeit findet im östlichen Andrée- und im Strindberg Land eine Kettenablösung, eine Art Faltenwechsel statt. Ob noch weitere Falten vom Hauptgewölbe abzweigen und ob sich auch auf der westlichen Seite desselben etwas ähnliches vollzieht, müßten genauere

Untersuchungen im Innern des Andrée Landes abklären. Sicher ist, daß sich die am Geolog Fjord aus der Ostflanke der großen Antiklinale abtrennenden Falten in nordnordöstlicher Richtung bis in das westliche Payer Land fortsetzen.

Die Westgrenze der gefalteten Fjordzone gegen das Kristallin des Velamassivs liegt in der Nähe von Kap Mohn, am westlichen Rand der Profildarstellung. Über die tektonischen Verhältnisse an dieser wichtigen Grenze stehen mir keine eigenen Beobachtungen zur Verfügung. Die beiden Grenzstellen am Kejser Franz Joseph Fjord, im Junction Tal und bei Nanortalik, sind von verschiedenen Beobachtern aufgenommen und verschieden interpretiert worden. Alle stimmen darin überein, daß die Eleonore Bay Formation vom Kristallin durch einen bewegten Kontakt geschieden sei. Von den meisten wird er als Überschiebungsplan (thrust-plan) bezeichnet. BACKLUND (2, 3) vertritt die Ansicht, daß es sich um bewegte Intrusionskontakte der kaledonischen Orogenese handle, währenddem PARKINSON und WHITTARD (28) von einer kalten Überschiebung auf listrischen Flächen sprechen. TEICHERT (40) bezeichnet die Grenzfläche als westlichen Überschiebungsrand der Sedimentzone auf dem Kristallin.

Die Beschreibungen und die wenigen Bilder, die über diese Grenzzone veröffentlicht wurden, erinnern in mancher Weise an die Lagerungsverhältnisse an den Kristallinmassiven im Hudson Land. Dort läßt sich einwandfrei feststellen, daß das Kristallin entweder in Form von großen Keilen oder breiten Rücken, mit wechselnd steiler Bahn, als „plis de fond" aus der Tiefe emporgestiegen ist. Die Sedimentdecke über den aufgestoßenen Kristallinmassen wurde zerrissen, einzelne Teile davon emporgehoben und später bis auf wenige Reste abgetragen. Auf den östlichen, rückwärtigen Flanken wurden die Decksedimente an den Bewegungsflächen schräg durchschnitten, währenddem an der Stirn, im Westen, Einwicklungen und Überschiebungen zu sehen sind. Dies im Hudson Land! Es wäre möglich, daß auch an der Westgrenze der Fjordzone ähnliche Vorgänge stattgefunden haben. Die Faltenprofile auf der Ymer Insel, vor allem der Schnitt durch die nach Westen überliegende Ostantiklinale, weisen darauf hin, daß eine der Bewegungen von Osten gegen Westen gerichtet war, also im gleichen Sinne wie die devonischen

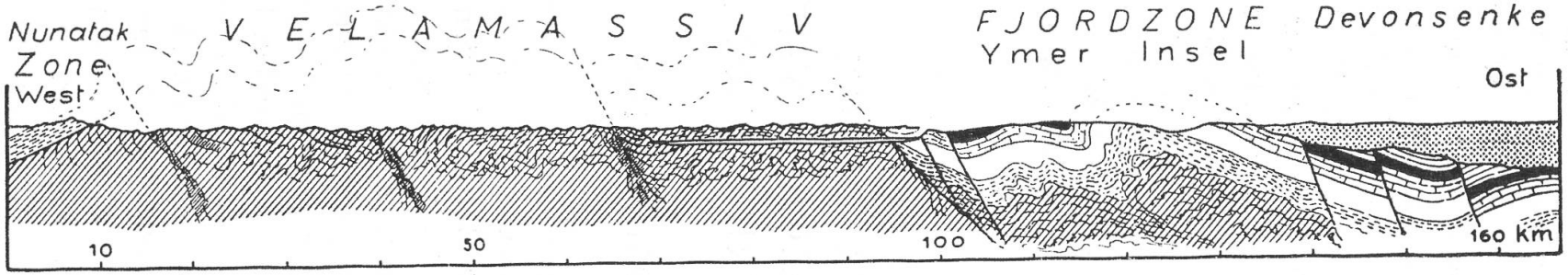


Fig. 2. Schematischer Querschnitt durch die kaledonische Faltungszone im Gebiet des Kejser Franz Joseph Fjordes, skizziert mit Benutzung der Karte und des Stereogramms von WEGMANN, sowie des Profiles von ODELL.

Legende: Schräg schraffiert = kal. Kristallin (metamorphe kaledonische Sedimente, Migmatite und Granite); schwarz = subkambrische Tillite; getüpfelt = Devon.

Aufschiebungen im Hudson Land. Die Bewegungsflächen beim Junction Tal und bei Nanortalik könnten Verschiebungsgrenzflächen auf der Rückseite eines im Westen aufgestiegenen Kristallinmassives sein. Der Aufstieg hätte in einer spätorogenen Phase, nach der Verfestigung des Unterbaues stattgefunden. In Gebieten kräftigen Zusammenschubes, und das scheint westlich der Ymer Insel der Fall gewesen zu sein, stünden die Bewegungsflächen weniger steil, als an Stellen, wo der Auftrieb nur mit einer schwachen horizontalen Komponente verbunden war. Die schematische Skizze (Fig. 2) soll veranschaulichen, wie man sich die räumlichen Beziehungen zwischen Velamassiv und kaledonischer Fjordzone im Gebiet der Ymer Insel vorstellen kann. Doch macht die Zeichnung in keiner Weise darauf Anspruch, die Falten und den Faltenstil in der kristallinen Zone anzugeben.

III. DAS DEVON AUF DER WESTLICHEN YMER INSEL UND DEM STRINDBERG LAND

A. ALLGEMEINES

In ähnlicher Weise, wie das Oldred Schottlands, ist das Devon Ostgrönlands in einer Innensenke des kaledonischen Gebirges entstanden. Gegen Norden sind Devonschichten bis zum Vibecke Gletscher gefunden worden, im Süden sind sie vom Canning Land und der Wegener Halbinsel bekannt, sodaß die Senke auf einer Länge von ungefähr 300 Kilometern nachgewiesen ist. In der Breite, in Westostrichtung gemessen, liegen heute die Grenzen höchstens 85 Kilometer weit auseinander. Doch geben diese Strecken nicht die wirklichen Ausmaße des ehemaligen Molassetroges an. Im nördlichen Teil wurde er durch Zusammenschübe in oberdevonischer Zeit und durch das Herausheben des kaledonischen Untergrundes aufgespalten, und sein Boden hob sich über das spätere Erosionsniveau empor. Das Nordende der Devonsenke wird deshalb in Ostgrönland kaum mehr zu bestimmen sein. Ebensowenig ist sein südliches Ende bekannt, und

auch im Osten ist der alte Rand nicht mehr zu sehen. Die postdevonische Hauptverwerfung schnitt den devonischen Ablagerungsraum nördlich des äußeren Kejser Franz Joseph Fjordes der Länge nach entzwei. Bei der Entstehung dieses Bruches war das Devon im nordöstlichen Teil der Senke zum größten Teil schon abgetragen, die übrig gebliebenen Reste wurden auf der abgebrochenen, antithetischen Schollentreppe von jüngeren Sedimenten überdeckt, treten aber noch an einigen Stellen fensterartig heraus. Am besten sind wir über den westlichen Rand des devonischen Ablagerungsraumes, wenigstens für den nördlichen Teil der Senke, orientiert (vgl. Fig. 3).

Der große Hochlandrandbruch, der nördlich des Kejser Franz Joseph Fjordes das Devongebiet im Osten abschneidet, zieht sich südlich dieses Fjordes gegen Südwesten schräg durch die Devonzone in das jenseits der Devonwestgrenze gelegene Kaledon hinein. Der südlich des Bruches gelegene Teil des Devontroges ist auf den abgesunkenen Schollen von jüngeren Sedimenten überdeckt, und man weiß nicht, wo die Grenzlinien des Devons zu ziehen sind. Nur in einem isolierten Gebiet, im Canning Land und auf der Wegener Halbinsel, tauchen am Nordende des gehobenen Liverpool Landes, zusammen mit Eleonore Bay Formation, devonische Schichten unter den Decksedimenten auf. Wahrscheinlich ist auch ein Teil der Konglomerate am Hurry Fjord, am Westhang des Liverpool Landes, in der von NORDENSKJÖLD (24) beschriebenen Hurry Inlet Formation devonisch.

B. STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT

Die vulkanische Kap Fletcher Serie (11) bildet im Canning Land die Basis der devonischen Ablagerungen, ihre untersten Schichten liegen diskordant auf der Eleonore Bay Formation. Die stark erodierten devonischen Vulkanbauten wurden von einer 3000 Meter mächtigen Sandsteinfolge überdeckt, deren Alter SÄVE-SÖDERBERGH (35) als oberes Mitteldevon bestimmte. Die vulkanische Serie muß deshalb als unteres Mitteldevon oder oberes Unterdevon betrachtet werden. Auf der westlichen Wegener Halbinsel liegt diskordant auf dem gefalteten oberen Mitteldevon eine höhere Oldredserie, von der SÄVE-SÖDERBERGH mit Vorbehalt ein oberdevonisches Alter annahm.

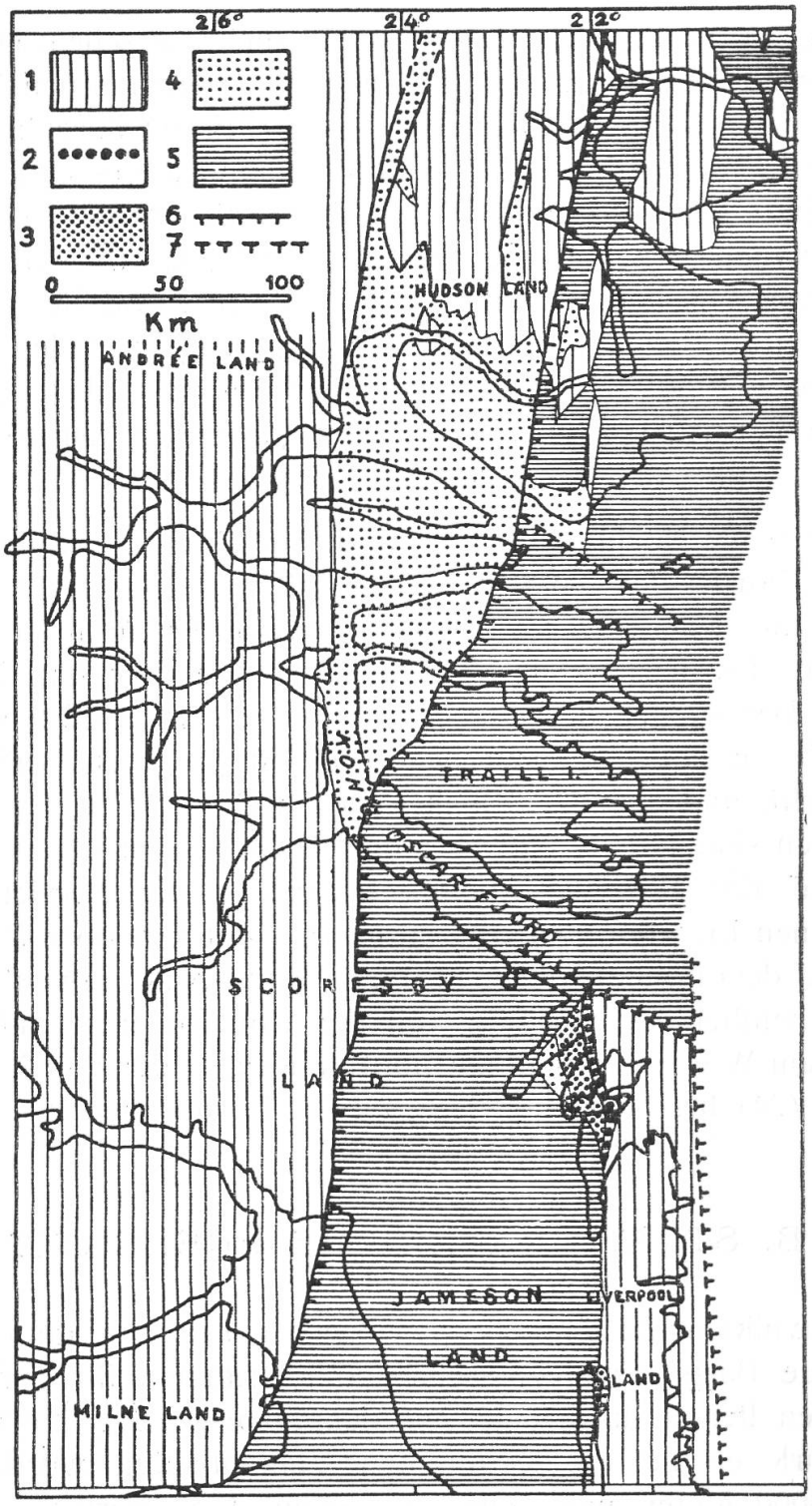


Fig. 3. Verbreitung der Devonablagerungen in Ostgrönland und Verlauf des Hochlandrandbruches.

Legende: 1 kaledonische Gesteine, 2 vulkanische Kap Fletcher Serie, 3 oberes Mitteldevon, 4 Oberdevon, 5 postdevonische Ablagerungen, 6 postdevonische Hauptverwerfung (Hochlandrandbruch), 7 vermutete Verwerfungen an der Außenküste.

Die Küstenumrisse sind, mit gütiger Erlaubnis, den Karten des geodätischen Institutes in Kopenhagen entnommen worden.

Im Nordgebiet sind dagegen bis jetzt nur oberdevonische Fischreste gefunden worden, sodaß nördlich der Syltoppene, vom Hochlandrandbruch an, alle Devonserien als oberdevonisch gelten müssen. Gegen Westen liegen die Schichten diskordant dem Kaledon auf. Beckeneinwärts senkt sich die Auflagerungsfläche gegen Osten unter Meeresspiegel, und das Oberdevon erreicht einige tausend Meter Mächtigkeit. Die obersten Serien lieferten Fossilien, die nach SÄVE-SÖDERBERGH (32, 33, 34) zum allerjüngsten Oberdevon gehören. Die untersten Schichten sind im Mittelteil der Senke nicht sichtbar, und es wäre möglich, daß dort mitteldevonische Serien den Muldenboden bedecken. Im Norden kommen in der Zone des gefalteten Devons an einigen Stellen Schichten an die Oberfläche, die denen von Canning Land sehr ähnlich sehen. Bis jetzt haben sie aber keine Fossilien geliefert und ihr mitteldevonisches Alter kann deshalb nicht bewiesen werden.

Über die Merkmale, die das ostgrönländische Devon als orogenes Sediment charakterisieren, und über die spätkaledonischen Faltungen und Zusammenschübe im Hudson Land ist an anderer Stelle referiert worden (6, 7, 9, 10). Hier sollen die besonderen Verhältnisse an der Westgrenze des Devons auf der Ymer Insel und dem Strindberg Land kurz dargestellt werden.

C. DIE DEVONWESTGRENZE

Am Vibecke Gletscher bildet ein schmaler, tiefer, mit Devon gefüllter Graben den westlichen Rand des Devonareals. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß bei Untersuchungen im nordwestlichen Bartholin Land noch weitere versenkte Reste der ehemaligen Devonbedeckung gefunden werden. Der westliche Grabenrand zieht sich als scharfe, zusammenhängende Bruchlinie gegen Südsüdwesten durch das Ole Römer Land und die Strindberg Halbinsel bis an den Geolog Fjord bei Solstrand. Auf einer Strecke von 80 Kilometern gibt also eine Verwerfung den westlichen Rand der heutigen Devonverbreitung an. Gegen den Geolog Fjord nimmt die Sprunghöhe der Verwerfung ab, und westlich des Bruches erscheinen bei Solstrand Devonkonglomerate, die in ungestörter Lagerung auf kambro-silurischen Kalken liegen. Von dieser Stelle an ist gegen Süden

quer durch die Ymer Insel die Auflagerung des Devons auf dem kaledonischen Untergrund zu sehen. Zwar ist das Randgebiet durch eine Reihe schräg zur Grenzlinie streichender Verwerfungen zerhackt, doch trifft man auf den einzelnen Schollen ungestörte Kontaktverhältnisse an, und die Grenzstrecke auf der Ymer Insel bietet die besten Aufschlüsse zur Untersuchung der subdevonischen Topographie.

Südlich der Ymer Insel verdeckt der Kong Oscar Fjord das devonische Grenzgebiet, und nur an vereinzelten Stellen, auf der Ella Insel, bei Kap Dufva, auf den Inseln an der Südostecke des Lyell Landes und bei Kap Petersén erscheinen auf der Westseite des Fjordes Devonkonglomerate. Sie geben an, daß in diesem Grenzabschnitt der heutige Rand der Devonablagerungen ungefähr dem Westufer des Kong Oscar Fjordes entspricht. Noch weiter im Süden, jenseits des Hochlandrandbruches, ist auf den abgesunkenen Schollen die Grenze des Devons unbestimmbar. An der Bruchfläche stößt auf der Westseite des Kong Oscar Fjordes flach liegendes Karbon an das Kaledon; das Devon ist tief versenkt. Seine Westgrenze muß sich irgendwo zwischen dem Devon der Wegener Halbinsel und der Stauning Alpen Verwerfung durch das Jameson Land ziehen.

D. DIE UNTERLAGE DER DEVONISCHEN ABLAGERUNGEN

KULLING (20) hat im südlichen Teil der Ymer Insel die subdevonische Topographie und ihre Überdeckung mit Devonkonglomeraten untersucht. Er kam zur Überzeugung, daß westlich des Angelinberges, am Munotberg, durch die Erosion eine subdevonische Landschaft freigelegt wurde, und daß der Steilhang auf der Ostseite des Berges nicht den ursprünglichen Devonwestrand darstelle, wie es KOCH (16, Fig. 22) angenommen hatte, sondern eine Erosionsgrenze sei.

Die jetzige Westgrenze des Devons zieht sich von den Syltoppene bis zum Kejser Franz Joseph Fjord der Ostflanke der kaledonischen Grenzantiklinale entlang. Der Faltenschenkel fällt mit wechselnder Neigung zur Devonsenke ab und bildet

Die Westgrenze des Devonareals im Gunnar Andersson Land, auf der Nordseite des Dusén Fjordes.
Links die kaledonische Grenzantiklinale (Tillite und kambro-silurische Kalke), rechts die darüber liegenden Devonsandsteine. Zu äußerst links, im Vordergrund, der Berg mit der Höhe 890 Meter, dahinter, unten, der Dusén Fjord.

Aufnahmerichtung gegen Norden. Aufgenommen am 28. März 1934.

einen Steilrand, an den die flachliegenden Devonkonglomerate angelagert sind. An einigen Stellen reichen sie heute noch über tausend Meter hoch an die Falte hinauf, früher griffen sie von der Oberkante des Steilrandes aus, auf einer gegen Westen ansteigenden Landfläche, über den Scheitel der Antiklinale hinweg.

Die Anlagerung des Devons an die Antiklinale erfolgte auf einem ziemlich geradlinigen, in meridionaler Richtung verlaufenden Streifen, währenddem die Faltenachse verschiedene Krümmungen aufweist. So kamen die Devonkonglomerate mit verschiedenen Schichtgliedern der kaledonischen Sedimentserie in Berührung. An den Syltoppene transgrediert das Devon auf die Kalk - Dolomitserie der Eleonore Bay Formation, nördlich Kap Lagerberg, auf der Hammar Insel, auf die Tillite, bei Kap Dufva wieder auf die obere Eleonore Bay Formation und auf der Ella Insel auf die Schichten des Kambro - Silurs. Hier, in der größten Axialdepression der kaledonischen Antiklinale, liegt das Devon auf Narhval Sund Formation, dem nach unseren heutigen Kenntnissen jüngsten Glied der ostgrönländischen kaledonischen Serien. Auf der südlichen Ymer Insel bildet wiederum die Kalk-Dolomitserie die Unterlage, währenddem es vom Dusén Fjord an gegen Norden verschiedene Glieder der kambro-silurischen Schichtenfolge sind. Wahrscheinlich kamen die Devonkonglomerate über dem Antiklinalscheitel auf der Ymer Insel auch mit der bunten Serie in Berührung.

Gegen das Innere der Devonsenke kann man den Untergrund nur auf kurzen Strecken und nur an vereinzelten Stellen sehen. So z. B. auf der Ackerblom Insel und auf Gunnar Andersson Land. Man stellt fest, daß sich dem Fuße des Steilhanges eine Niederung anschloß, deren Oberfläche heute gegen Osten rasch unter Meeresniveau absinkt.

Beschreibung einiger Lokalitäten (vgl. Fig. 4).

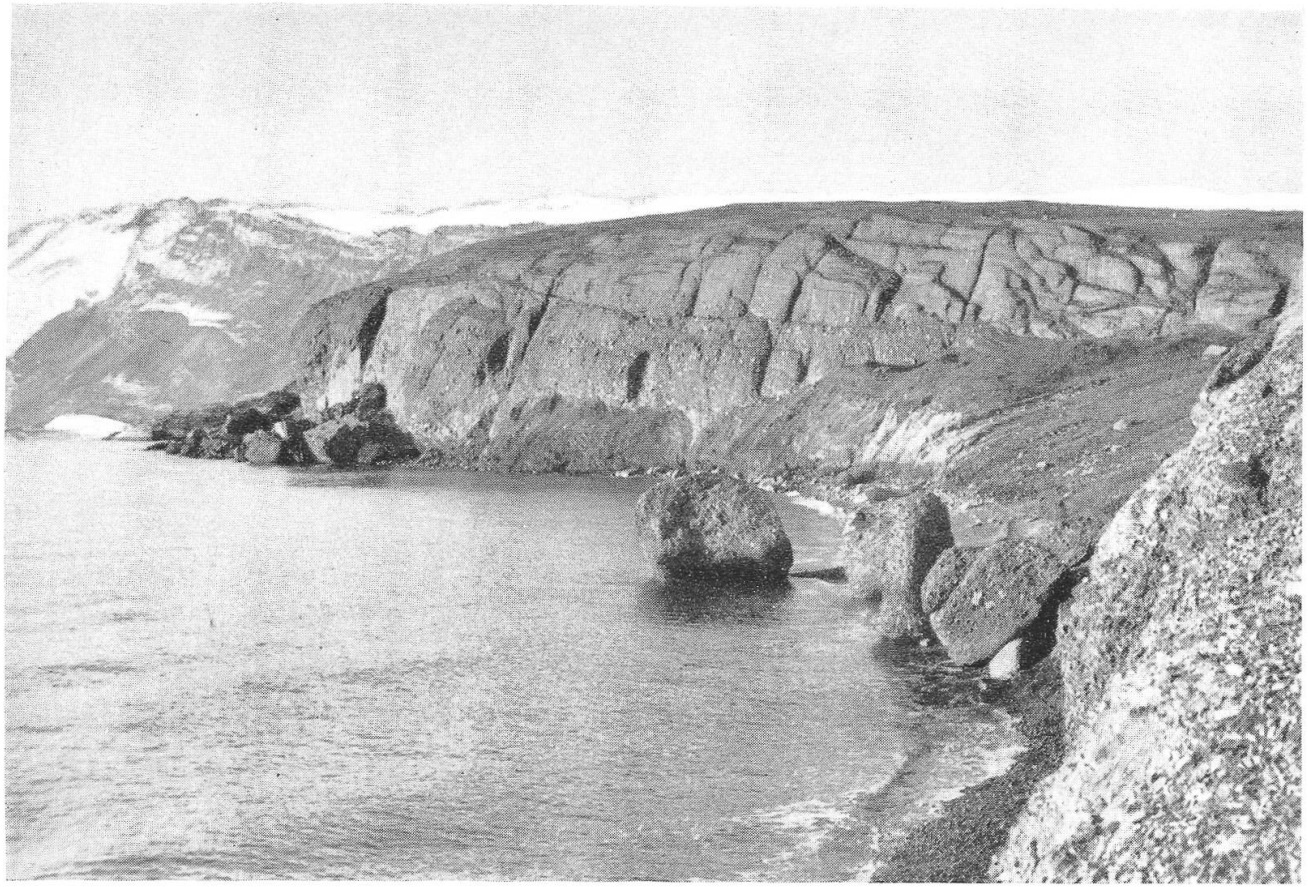
Die Devonbasiskonglomerate an der kleinen Bucht von Karl Jakobsen, auf der Südseite der Ymer Insel, wurden bereits von KOCH abgebildet und beschrieben (16, Fig. 27, p. 81). Die rotbraun anwitternden Konglomerate stehen in einem doppelkuppigen Rundhöcker an und sind an ihrer Südwestseite in

einem 10 bis 20 Meter hohen Küstenkliff aufgeschlossen. Sie liegen auf einer schwach gegen Osten absinkenden Transgressionsfläche. Unter dieser kommen weiße, grüne und rötliche Quarzite zum Vorschein, die mit 35 Grad gegen Süden einfallen. Die Quarzite sind von schmalen Brekzienzonen durchschnitten, vordevonischen Spalten, die mit eckigen Quarzitbruchstücken aufgefüllt und einer roten, kieseligen Matrix verkittet sind. Welchem Niveau der kaledonischen Serie die Quarzitschichten angehören, konnte angesichts des kleinen, isolierten Vorkommens nicht sicher bestimmt werden. Den grobbankigen Devonkonglomeraten sind einige sandig-tonige Schieferlinsen eingelagert, die parallel zur Transgressionsfläche mit ungefähr 10 Grad gegen Osten einfallen.

Nördlich der Bucht von Karl Jakobsen, am Ostabhang des Munotberges, zieht sich auf halber Berghöhe ein kleines Isoklinaltal dem Hang entlang. Es ist mit Devonkonglomeraten ausgefüllt, die in einem schrägen Anschnitt von weitem sichtbar sind. Die Sohle des Tälchens liegt ungefähr 400 Meter über derjenigen des Haupttales, und die schwach geneigten Konglomeratlagen, die sich auffällig von den steiler abfallenden Schichten der Eleonore Bay Formation abheben, reichen am östlichen Talrand bis auf die Höhe von 600 Metern. Eine enge Schlucht, die gegen Osten die ausgefüllte Devonrinne und den Kalkriegel durchschneidet, zeigt die Anlagerung der Devonkonglomerate an eine fast senkrechte Wand des devonischen Bergtälchens. Am Ausgange der Schlucht stößt man am Rande des Haupttales auf Devonkonglomerate, die gegen Osten unter die Sandsteine des Angelin Berg Massives einfallen.

Folgt man von der Karl Jakobsen Bucht aus gegen Norden dem großen Tal bis zur Stelle, wo der oberste Bach von Nordwesten her ins Haupttal fließt, so stößt man am Fuße des Berghanges auf grobe, bankige Devonbrekzien, die mit 10 bis 15 Grad gegen Ostnordosten abfallen. Am Berghang selber stehen bankige, graue Kalke, wechsellagernd mit dunklen Kieselkalken und quarzitischen Schichten, alle stark nach Osten absinkend, an. Der Kontakt des Devons mit diesen Kalken der Eleonore Bay Formation ist durch eine Ruschelzone gestört.

Steigt man gegen Nordwesten ins Tal hinauf, so gelangt man bald an eine Talgabelung. Der nordöstliche Einschnitt folgt



Die Devonbasiskonglomerate an der Karl Jakobsen Bucht auf der Ymer Insel.
Im Hintergrund der Munotberg; in der Mitte, unter den Konglomeraten, am Strand, schräg stehende Quarzitschichten der Unterlage. Blickrichtung Nordwesten, aufgenommen am 20. September 1933.

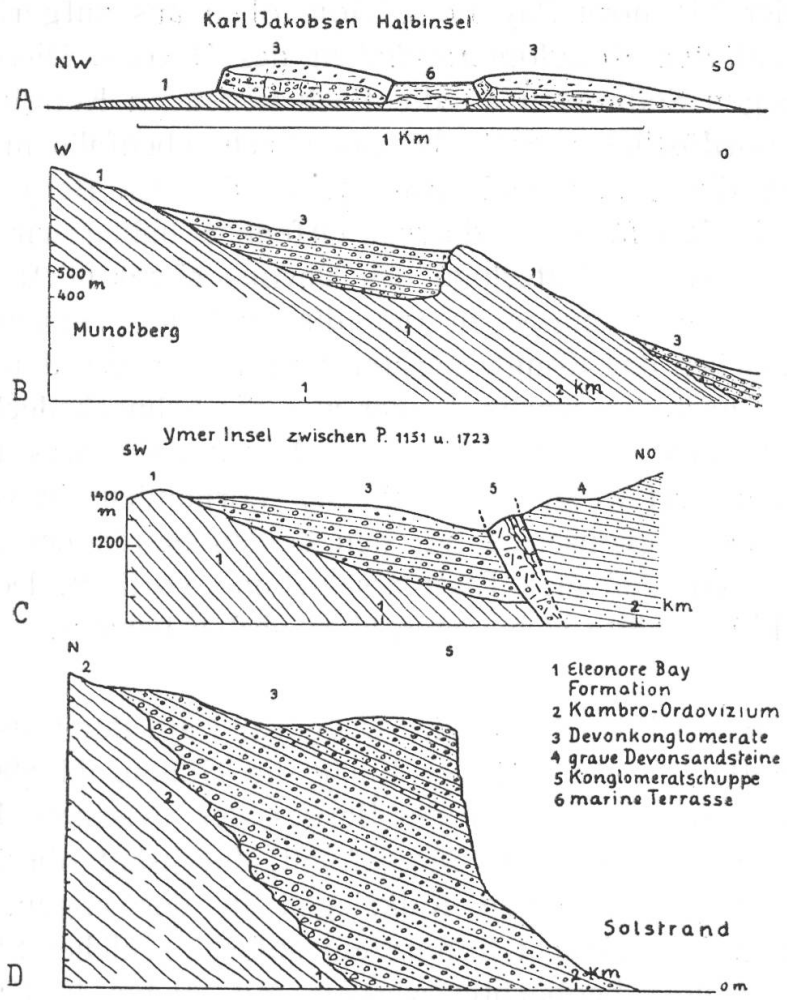


Fig. 4. Skizzen und Schnitte vom Westrande des Devons auf der Ymer Insel und auf Strindberg Land.

A an der Bucht von Karl Jakobsen, B vom Ostabhang des Munotberges, C aus dem Innern der südlichen Ymer Insel, D von Solstrand auf Strindberg Land.

ungefähr der Bruchlinie an der Devongrenze, währenddem der südwestliche ganz in den Kalken liegt. Nach oben nähern sich die beiden Rinnen wieder und über dem Kalksporn, der zwischen ihnen liegt, stößt man auf ungefähr 1000 Meter Meereshöhe auf flachliegende Devonkonglomerate. Sie stehen hangaufwärts bis unter die Gletscherkuppe an, die den 1400 Meter hohen Berg bedeckt. Die Konglomerate füllen eine Nische in der Flanke der kaledonischen Antiklinale aus. Im Nordosten der Gletscherkuppe, an der Stelle, wo von einem Einschnitt im Berggrat der Aufstieg gegen den Berg 1723 Meter beginnt, tritt eine steile, 30 bis 50 Meter hohe Felsrippe am Berghang hervor (vgl. Tafel 7). In ihrem untern Teil besteht sie aus einem Bruchwerk von

Kalken der Eleonore Bay Formation, oben aus aufgerichteten, aber zerrütteten Konglomeratbänken des Devons. Diese Rippe grenzt gegen Südwesten an die flach liegenden Konglomerate, auf der nordöstlichen Seite befinden sich, ebenfalls in flacher Lagerung, die grauen Devonsandsteine, die den Berg mit der Höhenzahl 1723 Meter aufbauen. Offenbar haben wir es hier mit einer von der Unterlage des Devons abgeschürften Kalk- und Konglomeratschuppe zu tun, die an einer Verschiebungsfläche zwischen den Konglomeraten und den grauen Sandsteinen nach oben gestoßen wurde. Leider war die Schneebedeckung so stark, daß nicht untersucht werden konnte, um was für eine Verschiebungsart es sich handelt. Das Vorhandensein von zwei verschiedenen Devonserien auf den beiden Seiten der Schuppe läßt vermuten, daß eine Blattverschiebung vorliegt. Der nordöstliche Flügel hätte sich gegen Nordwesten bewegt.

Am Dusénfjord liegt der Devonrand auf der Ostseite des isolierten Berges, der auf der Karte die Höhenzahl 890 Meter trägt. Der Bach am Ostfuße des Berges, der zwischen alten, gehobenen Deltaterrassen ins Meer fließt, durchsägt oberhalb der Mündungsniederung einen Kalkriegel. In der engen, 15 bis 20 Meter tiefen Schlucht konnte ein aufschlußreiches Stück des Devonwestrandes beobachtet werden. Mit 30 bis 40 Grad Neigung sinken die Bänke der Kap Weber Kalke gegen Osten ein. Sie brechen ostwärts an einer steilen Erosionswand ab; die Schichtenköpfe bilden daran senkrechte Stufen. An diesen Steilrand grenzt von Osten her in ungestörter Lagerung eine kompakte Masse von Devonkonglomeraten. Sie ist als Riesenbrekzie ausgebildet, mit Blöcken von 2 bis 3 Metern Durchmesser. Alle entstammen dem anstehenden Kambro - Silur. Offensichtlich handelt es sich um einen alten Steilrand und eine an dessen Fuß gebildete Blockanhäufung. Weiter hangaufwärts, in einem höhern Niveau der Konglomerate, messen die größten Gerölle nur noch 30 Zentimeter im Durchmesser. Die meisten Trümmer sind dort gerundet und kommen zur Hauptsache aus der in etwas größerer Entfernung anstehenden Eleonore Bay Formation.

Die Lagerungsverhältnisse der Devonbasiskonglomerate an der Nordküste des Gunnar Andersson Landes sind bereits in einer früheren Arbeit beschrieben und abgebildet

worden (6, Fig. 2 u. 5), sodaß hier auf eine eingehende Darstellung verzichtet werden kann. Am Fjordufer ist auf einer Strecke von etwa 1,5 Kilometern die Kap Weber- und die Caß Fjord Formation in einem Querprofil durchschnitten. Nur wenig über dem Ufer, im ganzen fast horizontal verlaufend und dann allmählich gegen Osten absinkend, ist der Schnitt durch die devonische Transgressionsfläche sichtbar. Eine massige Brekzie füllt an der Devonbasis die Vertiefungen der ravinierten Unterlage aus, darüber liegen bankige Konglomerate und auf diesen graue Sandsteine. Gegen Westen, an der Steilstufe, steigt die Auflagerungsfläche der Brekzie rasch in die Höhe und überschneidet die Dolomit Point und die Hyolithus Creek Formation. Einige größere Rinnen in der subdevonischen Landschaft, in diesen beiden Formationen eingekerbt, wurden durch die Devonkonglomerate ausgefüllt.

Die nördlichste Stelle an der Westgrenze des Devons, an der die Auflagerung der Basiskonglomerate betrachtet werden kann, befindet sich bei Solstrand, am Eingang in den Geolog Fjord. Grobbankige, rotbraun anwitternde Devonkonglomerate bilden eine über 900 Meter hohe Steilwand. Die Bänke sinken mit 20 Grad gegen Süden ein und sind am Geolog Fjord gegen Westen durch eine steilstehende Verwerfung abgegrenzt. Hier stoßen sie an Kalke der oberen Eleonore Bay Formation. TEICHERT hat diese Stelle beschrieben und abgebildet (40, Fig. 25). Auch gegen Osten, bei „Porten", begrenzt eine Verwerfung die Konglomeratmasse. Auf dieser Seite liegt sie neben jüngeren Devonschichten; feinen Konglomeraten und grauen Sandsteinen. Folgt man von Porten aus dem Tälchen, das sich gegen Westen an den Osthang des Berges 1146 Meter hinaufzieht, so sieht man unter den Konglomeraten, auf ungefähr 750 Meter Höhe, hellgraue, bankige Kalksteine, die dem obern Teil der kambro-silurischen Serie angehören müssen. Sie fallen mit 35 bis 40 Grad gegen Süden ein.

Die Sprunghöhe der postdevonischen Verwerfung am Eingang in den Geolog Fjord mißt etwa 2000 Meter. Um diesen Betrag müßten wir die Devonkonglomerate heben, um sie in ihren ursprünglichen Schichtenverband zu bringen. Die Transgressionsfläche des Devons lag also hoch über der heutigen Landfläche des Strindberg Landes und wir müssen annehmen,

daß sich die äußerste Grenzlinie der Devontransgression weit im Westen des Strindberg Landes befand.

An einigen Stellen sind an der Verwerfung, die sich von Porten gegen Nordnordosten an den Waltershausen Gletscher zieht, Devonkonglomerate auf kambro-silurischen Schichten zu sehen. Am Lakseelv liegen im Verwerfungsplan Kalke der Hyolithus Creek Formation neben Devonkonglomeraten, doch ist in der Bruchzone der Schichtenverband so stark gestört, daß die Einstufung der Transgressionsfläche nicht sicher erfolgen kann. Immerhin scheint festzustehen, daß im südöstlichen Teil des Strindberg Landes, gleich wie auf Gunnar Andersson Land, das Devon diskordant auf kambro-ordovizischen Schichten lag.

Fassen wir die Beobachtungen an den verschiedenen Lokalitäten zusammen, so erkennt man folgende Hauptzüge:

Die Ostflanke der kaledonischen Grenzantiklinale bildete von den Syltoppene bis an den Kejser Franz Joseph Fjord einen Steilrand, an den devonische Konglomerate angelagert wurden. Wie weit diese den bereits stark erodierten Antiklinalscheitel noch überstiegen und nach Westen reichten, ist nicht mehr zu erkennen. Die heutige Landfläche liegt unter dem Niveau, auf dem das Devon gegen Westen über die Fjordzone transgredierte.

Nördlich des Kejser Franz Joseph Fjordes ist die heutige Westgrenze des Devons durch den Rand eines tiefen Grabens gegeben. Der Absenkung ist es zu verdanken, daß in diesem Gebiet, trotz des Ansteigens des Felsgrundes gegen Norden, ein Teil der devonischen Sandsteine erhalten blieb. Der Westrand des einstigen devonischen Ablagerungsgebietes muß weit im Westen der Bruchlinie gesucht werden.

E. DIE DEVONISCHEN ABLAGERUNGEN

Ein Teil des Verwitterungsschuttes, der aus den devonischen Hochgebieten des ostgrönländischen Kaledons stammt, wurde in einem Troge im Innern des Gebirges aufgefangen. Die angehäuften Sedimente, im ganzen einige tausend Meter mächtig, bestehen aus Konglomeraten, roten und grauen Arkosesandsteinen; auch feinsandige, tonige Schiefer sind anzutreffen.

1. Die Basiskonglomerate.

Entlang der Devonwestgrenze liegen auf den Schichten der Eleonore Bay Formation und des Kambro - Silurs grobe devonische Brekzien und Konglomerate. Der Übergang von diesen grobklastischen Ablagerungen zu Sandsteinen und Arkosen, der sowohl in vertikaler wie auch in horizontaler Richtung vorhanden ist, kann nur an wenigen Stellen gesehen werden. Am Kong Oscar Fjord stehen die Konglomerate auf der westlichen Fjordseite an, die Sandsteine dagegen liegen am östlichen Ufer. Immerhin zeigen die Aufschlüsse auf der Ackerblom Insel, daß über der Basisbrekzie Konglomerate und Sandsteine mit einander verzahnt sind (6, Fig. 6). Auf der südlichen Ymer Insel sind die Konglomerate, die am Munotberg auf dem Kaledon liegen, von den Sandsteinen im Osten durch ein breites Tal getrennt, dessen Sohle von Quartärablagerungen und jungem Schutt bedeckt ist. Dagegen kann auf beiden Ufern des Dusén Fjordes und an der Nordküste von Gunnar Andersson Land die Überlagerung der Konglomerate durch die Sandsteinserien beobachtet werden. Bei Solstrand, am Eingang zum Geolog Fjord, sind Sandsteine und Konglomerate durch eine Verwerfung aneinander verschoben, sodaß dort keine normalen Kontaktverhältnisse vorhanden sind.

KULLING (20) hat darauf hingewiesen, daß an der Westgrenze des Devons ein großer Teil der devonischen Konglomerate und Sandsteine abgetragen ist. Es ist nicht mehr möglich, zu bestimmen, wo die Nagelfluhmassen am stärksten entwickelt waren. Unter den heutigen Vorkommen fallen vor allem die Ella Insel und Solstrand durch die mächtigen, roten Konglomeratmassen auf. Am Narhval Sund bilden sie eine fast senkrechte, tausend Meter hohe Felswand (6, Fig. 3 u. 7). Ähnlich ist das Bild bei Solstrand. Aber auch im Innern der südlichen Ymer Insel steigen an einer Stelle die Konglomerate 1400 Meter hoch an die Grenzantiklinale hinauf.

In den bisherigen Beschreibungen des Devongebietes wurden alle Nagelfluhmassen an der Devonwestgrenze als Basiskonglomerate des Devons bezeichnet, trotzdem darin, in stratigraphischer wie fazieller Hinsicht, zwei verschiedene Bildungen vertreten sind. Eigentlich sollte unterschieden werden zwischen den Basiskonglomeraten, bestehend aus einer meist sehr

groben, basalen Brekzienlage, mit aufliegenden, konglomeratischen Bänken und den Devonrandkonglomeraten, entstanden aus ufernahen Aufschüttungen von Flüssen. Die Basiskonglomerate fallen vom Devonwestrand aus gegen Osten unter die Devonsandsteine ein und bilden deren Unterlage. Es waren die ersten Ablagerungen des transgredierenden Devons. Da dieses vom Innern der Senke progressiv gegen Westen, dem Rande zu übergreift, sind die Basisschichten nicht auf der ganzen Breite des Troges genau gleich alt. In der Mitte müssen sie älter sein, als am höher gelegenen Rand. Das Innere des devonischen Beckengrundes liegt heute unter Meeresspiegel, sodaß für Untersuchungen im Basiskonglomerat nur ein schmaler Streifen längs der heutigen Devonwestgrenze, und auch hier nur an wenigen Stellen, zugänglich ist (vgl. Fig. 5).

Die Devonkonglomerate von der Ella Insel und von Solstrand, die an den kaledonischen Steilrand angelagert wurden, sind verkittete Grobschuttmassen, die in der Nähe eines Schüttungszentrums, am Westrande der Senke entstanden sind. Sie stellen die randlichen Äquivalente der untern mächtigen Sandsteinserien dar, die das Innere des Beckens einnehmen. Die große Masse der Devonkonglomerate ist deshalb als Beckenrandbildung, als Randfazies der Sandsteinserien aufzufassen.

a) Die Basisbrekzien.

Die unterste Devonlage besteht in der Regel aus einer typischen Transgressionsbrekzie. Die Gesteinsbrocken stammen von der Unterlage oder aus der nächsten Nachbarschaft. Alle Korngrößen sind nebeneinander vertreten. Der Raum zwischen den groben Trümmern ist mit kleinstückigem Schutt und eingeschwemmtem Sand ausgefüllt, das ganze durch Karbonate zu einem festen, harten Gestein verkittet. Meist ist die Brekzienlage ungeschichtet und gleicht die Unebenheiten des Untergrundes aus. Gelegentlich sind schieferige Sandlinsen eingelagert, die der Brekzie eine Art Bankung verleihen. Da längs der Westgrenze des Devons Kalke und Dolomite, gelegentlich auch Schiefer und Quarzite anstehen, dominieren in der Basisbrekzie Trümmer dieser Gesteine. Vor allem sind graue Kalke häufig. Die Brekzie besitzt in diesem Falle die gleiche Verwitterungsfarbe wie die Kalkschichten des Kaledons, und die beiden sind aus der Entfernung kaum von einander zu unterscheiden.

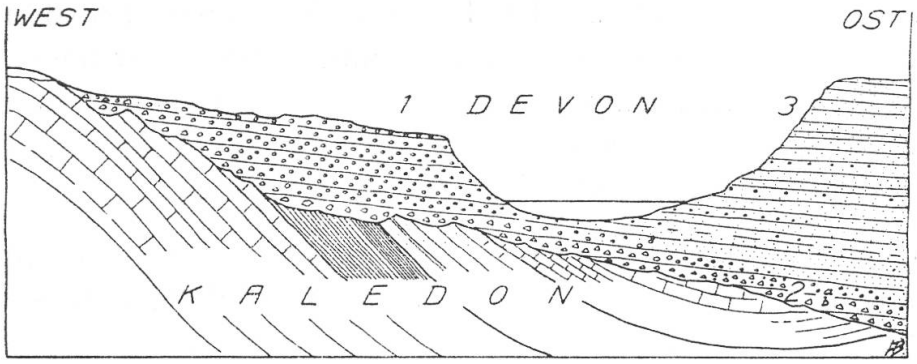


Fig. 5. Die Ablagerungen am Westrande der Devonsenke.
1 Beckenrandkonglomerate, 2 Basiskonglomerat (unten Brekzien, darüber Konglomerate), 3 Devonsandsteine.

Über der Basisbrekzie liegen, mit wechselnder Mächtigkeit, grobbankige Konglomerate, deren Gesteinstrümmer teils eckig, teils plattig, teils gut gerundet sind. In der Regel sind verschiedenfarbige Quarzite, Sandsteine, Schiefer, graue und schwarze Kalke, gelbe Dolomite u. a. vertreten und zeigen an, daß das Material aus einem großen Bereich der kaledonischen Sedimentserie stammt. Die Sandsteingerölle zeigen oft eine rötliche Verwitterungsrinde und die Quarzkörner, die einen Teil der Füllmasse ausmachen, sind durch Eisenoxyde oberflächlich rot gefärbt, oft auch das karbonatische Bindemittel. Die Konglomerate fallen schon aus der Ferne durch ihre braunrote Verwitterungsfarbe und die grobbankige Gliederung auf. Sie gleichen in diesen Merkmalen den Beckenrandkonglomeraten. Es dominieren faustgroße Gerölle, die in kleinstückigen Schutt und Sand eingebettet sind, vereinzelte Blöcke messen jedoch über einen Meter im Durchmesser.

Gerölle aus körnigen kristallinen Gesteinen fehlen ganz, nur die rotbraunen Sandsteinlinsen, die zwischen den Geröllbänken liegen, zeigen durch ihren Gehalt an Feldspäten und Glimmer an, daß im Einzugsgebiet der Flüsse kristalline Gesteine anstehend waren.

Im Norden des Gunnar Andersson Landes ist das Basiskonglomerat gegen hundert Meter dick, auf der Südseite des Dusén Fjordes mißt es annähernd das Doppelte. Auf der kleinen Halbinsel von Karl Jakobsen ist nur der untere Teil der Konglomerate sichtbar, sodaß von dort keine Angaben über die

Mächtigkeit gemacht werden können. Am Dusén Fjord liegen über den Basiskonglomeraten rote und graue Sandsteine, zwischen die konglomeratische Bänke eingeschaltet sind. Die Gerölle darin sind dieselben wie in den Basisschichten, doch sind sie besser gerundet und von kleinerem Durchmesser.

Gegen Westen verbinden sich die Basiskonglomerate mit den Beckenrandkonglomeraten, und es ist unmöglich, eine scharfe Abgrenzung zwischen den beiden vorzunehmen.

b) Die Beckenrandkonglomerate bei Solstrand.

Die untersten am Meer anstehenden Konglomerate bei Solstrand enthalten vorwiegend graue, sowohl eckige, wie gerundete Kalktrümmer. Gegen oben treten verschiedenfarbige Kalk- und Dolomitgerölle hinzu, und in den obersten Lagen dominiert ein buntfarbiges Geröllmaterial, in dem Quarzite und Quarzsandsteine häufig sind. Die meisten Gerölle haben Faust- bis Kopfgröße, doch kommen darin auch große Blöcke häufig vor. Gelegentlich ist ein Wechsel von feinkörnigen mit grobblockigen Lagen zu konstatieren. Als Füllmaterial der Zwischenräume der großen Gerölle ist kleinstückiger, meist eckiger Schutt des gleichen Materials und eisenschüssiger Sand vorhanden. Ein Kalkbindemittel verkittet das Ganze zu einem harten, gebankten, in einer steilen Felswand anstehenden Gestein.

In den Devonkonglomeraten von Solstrand fehlen Kristallingerölle, doch zeigen auch hier die Mineralien in den Sandsteinlagen an, daß kristalline Liefergebiete existieren mußten. Sie lagen wohl so weit entfernt, daß die aus ihnen stammenden Gerölle auf dem Transport zerrieben wurden oder zerfielen.

Gegen den Anlagerungsrand am Kaledon gehen die Konglomerate in Brekzien über; diese weisen die Merkmale der Devonbasisbrekzie auf. Vor allem treten darin große, eckige Blöcke aus der Unterlage der nächsten Umgebung auf.

2. Die Devonsandsteine.

Es wurde in einer früheren Arbeit versucht (7), im Gebiet des Moskusokse Fjordes eine zyklische Großgliederung der mächtigen Devonablagerungen vorzunehmen, d. h. innerhalb der

Devonkonglomerat von Solstrand auf der Strindberg Halbinsel.

Aufgenommen am 5. April 1934.

devonischen Molassebildungen eine Anzahl orogener Serien zu unterscheiden. Innerhalb der Oldredschichten sind in der nördlichen Gauß Halbinsel und im Hudson Land starke Diskordanzen vorhanden, und Konglomerat- und Brekzienlagen zeigen den Beginn neuer Sedimentationszyklen an. Man ist in der Lage, für einen Teil der Gerölle die örtliche Herkunft zu bestimmen und anzugeben, von welcher Stelle aus die Einschwemmung des Schuttes in die devonische Senke stattgefunden hat.

Die beiden obersten Serien, als Kap Graah- und Mont Celsius Serien bezeichnet, haben innerhalb des Devonareals ein verhältnismäßig kleines Verbreitungsgebiet. Wahrscheinlich nicht nur deshalb, weil sie als die obersten Lagen zuerst abgetragen wurden, sondern auch darum, weil ihre Aufschüttung nur aus einer bestimmten Richtung, von Norden und Nordosten her erfolgt ist. Die Schüttungszentren lagen in einem eng begrenzten Gebiet, von dem aus die Ausbreitung des Schuttes gegen die tiefen Teile des Beckens erfolgte. So kann man die Konglomerate an der Basis der Kap Graah Serie vom innern Teil des Moskusoksen Fjordes gegen Süden bis zum Kap Graah auf der Ymer Insel verfolgen. Gegen Westen und weiter gegen Süden hören sie auf, und auch die Diskordanzen, die am Moskusoksen Fjord auffällig hervortreten, sind auf der Ymer Insel gering geworden.

Anders verhalten sich die tieferen Serien, die Basis-, die Kap Bull- und die Kap Kolthoff Serie. Für diese muß man annehmen, daß längs des westlichen Devonrandes an kleineren und größeren Talausgängen flache Schuttfächer bestanden, die den ganzen Beckensaum überdeckten und im Innern des Troges zusammenflossen. Es herrschte eine lineare Anordnung der Schüttungszentren vor. Von markanten Diskordanzen innerhalb der Devonserien ist hier nichts zu sehen.

Im Innern des Beckens, im Gebiet der westlichen Gauß Halbinsel und des südwestlichen Hudson Landes, entstand schon früh eine Aufwölbung des kaledonischen Untergrundes, die als langgestreckter Rücken aus der Aufschüttungsebene emporstieg und das Devonbecken in einen westlichen und einen östlichen Teil trennte. An diesem Bergrücken entwickelten sich lokale Schuttfächer und Schutthalden. Durch die sich wiederholenden Hebungen wurden die neu gebildeten Schichten jeweils aufgerichtet

und in den höheren Teilen abgetragen. Die jüngeren Konglomerate legten sich diskordant über die älteren Schichten. In einiger Entfernung vom Höhenzug keilen die Konglomerate aus, die Diskordanzen verschwinden und die Sandsteinlagen verzahnen sich unmerklich mit denen des Beckeninnern. Der obere Teil der Kap Kolthoff Serie hat den Höhenzug zum größten Teil wieder überdeckt, sodaß er unter dem Schutt der Ebene verschwand.

Durch solche Hebungen im kaledonischen Untergrund haben sich örtlich bedingte Konglomerate und Diskordanzen entwickelt. Es ist aber nicht möglich, dieselben für eine Gliederung der Ablagerungen im ganzen Devongebiet zu verwenden. Von mehreren Autoren wurde versucht, die Sandsteine in graue und rote Serien aufzuteilen. Doch stellte man bald fest, daß eine solche Gliederung zu falschen Parallelisierungen führt. Die Färbung der Schichten ist teilweise bedingt durch das Gesteinsmaterial, das im Einzugsgebiet der verschiedenen Flußläufe anstand und von den Entfernungen des Ablagerungsgebietes von den Schüttungszentren. Infolgedessen ändern gleichaltrige Serien in horizontaler Richtung ihre Färbung

Aus den vorhin erwähnten Gründen lassen sich am westlichen Rande der devonischen Senke keine orogen bedingten Sedimentationszyklen abgrenzen, aber auch die Einteilung der Sandsteine nach ihrer Farbe läßt uns im Stich, sodaß nach einer andern Möglichkeit der Gliederung zu suchen ist. Die untere Grenze der Ablagerungen ist durch das Basiskonglomerat gegeben, oben bestimmen stellenweise die harten, über ihr ganzes Verbreitungsgebiet rot gefärbten Kap Graah Sandsteine ein oberes stratigraphisches Niveau (vgl. Fig. 6).

a) Die Südküste der Strindberg Halbinsel zwischen Solstrand und Kap Ovibos.

An die Konglomeratmasse von Solstrand schließt sich ostwärts eine einförmige, durchschnittlich mit etwa 30 Grad gegen Osten einfallende graue Sandsteinserie an. Von den Konglomeraten ist sie durch die Verwerfung bei Porten getrennt und gegenüber diesen abgesenkt. Die untersten sichtbaren Schichten dieser Serie stehen unmittelbar östlich des Bruches an. Sie werden gebildet von einer etwa 100 Meter mächtigen Wechsellagerung roter und grauer Sandsteinschichten mit eingefügten

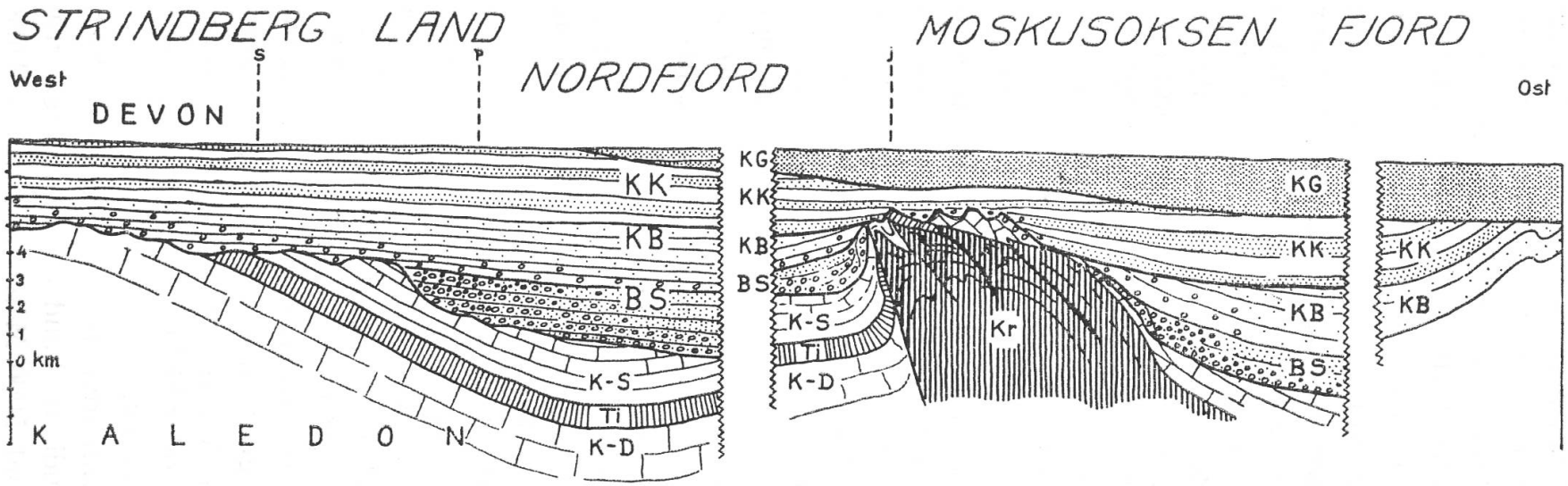


Fig. 6. Die Übereinanderlagerung der Devonserien, links im westlichen Randgebiet, rechts im westlichen und mittleren Teil des Moskusoksen Fjordes.

Für die Konstruktion wurden die Verwerfungen eliminiert, von den devonischen Faltungen wurden nur die älteren (die Hudson Land_Phasen I, II und III) schematisch angedeutet.

Legende: Kr Kristallin, K-D Kalk-Dolomitserie der obern Eleonore Bay Formation, Ti subkambrische Tillite, K-S Kambro-Silur, BS Basisserie des Devons, KB Kap Bull Serie, KK Kap Kolthoff Serie, KG Kap Graah Serie.
Gestrichelte vertikale Linien, oben: S ungefähre Lage der Verwerfung nördlich von Solstrand, P Verwerfung bei Porten, j Flexur am Moskusoksen Fjord Inlier.

Bänken von Kalknagelfluh, deren Gerölle etwa Faustgröße besitzen und verschiedenen Teilen der Eleonore Bay Formation entstammen. Die Unebenheiten auf der Oberfläche der Konglomeratbänke sind durch rote, tonige Schieferlagen ausgeglichen.

Dann folgt gegen Osten eine rotbraun gestreifte, graugrünliche Sandsteinserie von ungefähr 300 Metern Dicke und darüber eine einförmige, graugrün bis hellgrau anwitternde Gesteinsfolge, die sich ohne Unterbrechung bis zum Kap Ovibos verfolgen läßt. Sie muß über 5 Kilometer mächtig sein. In den kreuzschichtigen Sandsteinen findet man vereinzelte Gerölle, die einige Zentimeter Durchmesser besitzen. Bald sind es Quarzite, bald Kalke, gelegentlich auch flache Schieferstückchen. Bei Kap Ovibos schaltet sich eine Lage von dunkleren, graugrünen Schiefern und ein rotes Sandsteinband ein.

Bei Porten ist die Sandsteinfolge gegen tausend Meter, d. h. um mehr als die ganze Höhe der neben ihr liegenden Konglomerate abgesunken, die Sandsteine gehören also, stratigraphisch gesehen, zu einem über der Nagelfluh von Solstrand gelegenen Niveau des Devons. Die Wechsellagerung roter und grauer Schichten, mit Konglomeratlagen an der Basis der Serie, entspricht wahrscheinlich dem Dach der Solstrandkonglomerate. Unter dieser abgesunkenen Sandsteinfolge muß also noch eine weitere Serie vorhanden sein: das beckeneinwärts gelegene Äquivalent der Beckenrandkonglomerate.

Gegen die Mitte dieses Küstenprofiles, bei Kirkeruden, wo eine kleine Schlucht aus dem schuttbedeckten Hang herauskommt, treten in der gleichmäßig nach Osten einfallenden Sandsteinmasse Lagerungsstörungen auf. Schieferige Lagen sind zu unregelmäßigen Kleinfalten verbogen, bankige dagegen zerbrochen und verschoben. Zwei basische Gänge, die bereits von KOCH (16, Pl. 3) kartiert worden sind, setzen mit Unterbrechungen durch die Zerrüttungszone nach oben durch. Auf dem flachen Hochplateau verursachen sie einen nach Norden streichenden Hügelzug und geben den Verlauf der Störungszone an. Es konnte nicht entschieden werden, ob es sich an dieser Bruchstelle um eine Senkung oder Hebung des östlichen Teiles gegenüber dem westlichen handelt.

Über einer nicht sichtbaren, tieferen Basisserie liegt also an der Südküste von Strindberg Land eine mächtige graue Sandsteinfolge. Die auf rund 5000 Meter berechnete Dicke ist, je

nachdem, ob die Störung bei Kirkeruden als Abschiebung oder als Aufschiebung interpretiert wird, zu groß oder zu klein. Ich neige eher dazu eine Aufschiebung des östlichen Teiles und damit eine geringere Dicke der grauen Sandsteine anzunehmen.

Auf der Ostseite des Nordfjordes, längs der Küste der Gauß Halbinsel südlich von Kap Kolthoff, steigen die Devonschichten gegen Osten an. Zuerst trifft man, wenn man von Westen her kommt, eine grobkörnige, graue Serie mit vielen Geröllschnüren an, und darunter, am Eingang in den Moskusoksen Fjord, einen durch Feldspäte und tonige Lagen rötlich gefärbten Sandstein. Diese Schichten sind als „Kap Kolthoff Serie" bezeichnet worden (7). Sie müssen dem obern Teil der grauen Sandsteine bei Kap Ovibos entsprechen und verbinden sich mit diesen durch die breite Mulde, in der heute der Nordfjord liegt. Auf der gegen Osten aufsteigenden Kap Kolthoff Serie liegen in der Gauß Halbinsel, in der Höhe des Flett Plateaus, mit auffälliger Winkeldiskordanz die Schichten der Kap Graah Sandsteine. Die Einmuldung der Kap Kolthoff Serie ist also vor der Ablagerung der roten Kap Graah Serie erfolgt.

Die Schichtenfolge auf der Südseite der Strindberg Halbinsel muß, verglichen mit dem Moskusoksen Fjord Gebiet, etwa folgendermaßen eingestuft werden: Unten die Basisserie, vertreten durch die Solstrand-Konglomerate und einer im Osten unter Meeresniveau liegenden Sandsteinserie, darüber die grauen Sandsteine von Porten bis nach Kap Ovibos, die der Kap Bull- und im obern Teil der Kap Kolthoff Serie entsprechen dürften.

b) Das Gunnar Andersson Land.

An der Nordküste von Gunnar Andersson Land liegt in der Nähe der Devonwestgrenze, über den Basiskonglomeraten, eine ziemlich einförmige, graue Sandsteinfolge. Am Franz Joseph Fjord ist sie 2500 bis 3000 Meter, am Dusén Fjord 3500 bis 4000 Meter mächtig. Darüber folgen im mittleren und östlichen Teil des Landes die roten Sandsteine der Kap Graah Serie. Sie zeichnen eine breite Mulde aus, die gegen Süden ansteigt und deren Sohle ungefähr im Zoologen Tal liegt.

Da der Zusammenhang der Devonschichten durch den Kejser Franz Joseph Fjord auf einer Breite von 15 Kilometern unterbrochen ist, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, wie man die

grauen Sandsteine zu beiden Seiten des Fjordes mit einander parallelisieren soll. Die graue Serie ist im Norden des Gunnar Andersson Landes weniger mächtig als im Strindberg Land. Wahrscheinlich schneiden die schwach diskordanten Kap Graah Sandsteine gegen Westen tief in die liegende Schichtenfolge ein; deshalb fehlt im Norden des Gunnar Andersson Landes, westlich des Zoologen Tales, der obere Teil der grauen Serie.

Im Westen des Gunnar Andersson Landes liegen die grauen Sandsteine direkt den Basiskonglomeraten auf. Diese ruhen, wie diejenigen von Solstrand, auf Kambro - Silur, befinden sich also an beiden Orten in einer ähnlichen Lage in bezug auf das Kaledon; wir dürfen sie deshalb als ungefähr gleichaltrig betrachten. Auf Gunnar Andersson Land fehlt aber die Verwerfung von „Porten", sodaß die graue Serie in ihrem untern Teil der Basisserie und im obern etwa der Kap Bull Serie entsprechen müßte. Die Kap Kolthoff Serie würde fehlen, wenigstens da, wo die Mächtigkeit der grauen Serie, wie an der Nordküste des Landes, verhältnismäßig gering erscheint.

c) Der südliche Teil der Ymer Insel.

Auf dem Südufer des Dusén Fjordes trifft man ähnliche Lagerungsverhältnisse an, wie auf Gunnar Andersson Land. Östlich des Berges mit der Höhenzahl 890 Meter liegen auf den Basiskonglomeraten graue Devonsandsteine, die das Bergmassiv mit den Gipfeln 1723 Meter und 1320 Meter aufbauen (vgl. 6, Fig. 1). Die Schichten fallen mit 10 bis 15 Grad gegen Osten ein. Auch im großen Tal und im ersten Bergmassiv, die östlich dieses Bergzuges liegen, stehen graue Sandsteine an. Im ersten Berg östlich des großen Tales biegen sie sich zu einer schmalen Antiklinale auf, die sich gegen Osten in eine breite Mulde, die südöstliche Fortsetzung der Zoologen Tal Synklinale ausflacht. In der Mitte der Mulde, zu oberst auf drei steilen, isolierten Berggräten, sind Reste der gegen Süden aufsteigenden roten Kap Graah Sandsteine zu sehen. Da die Lagerungsstörungen im Gebiete des großen Tales nicht verfolgt werden konnten, ist es unmöglich, eine zuverlässige Bestimmung der Dicke der grauen Sandsteine vorzunehmen.

Auf dem Berggrat bei Punkt 1320, westlich des großen Durchgangstales, erscheint über den grauen Sandsteinen eine

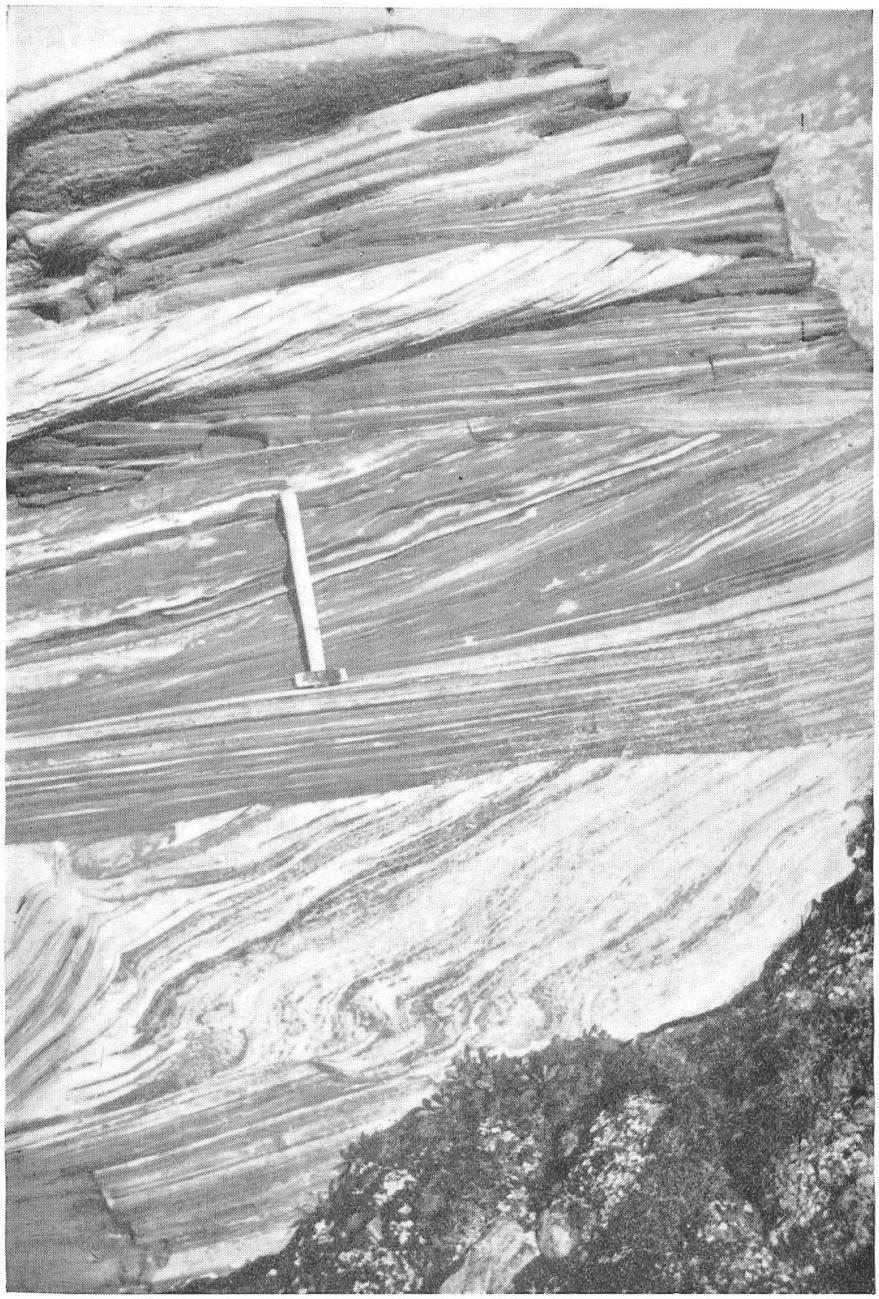
50 bis 100 Meter dicke Lage von roten Schichten. Man ist versucht anzunehmen, daß es sich um einen Rest der roten Kap Graah Serie handle. Doch liegt das Vorkommen, angesichts des starken, südlichen Ansteigens der Zoologen Tal Mulde, zu tief, und die roten Sandsteine bei Punkt 1320 müssen zum obern Teil der grauen Serie gerechnet werden.

Die Farbe der untern Devonsandsteine ändert sich, wenn wir uns vom Dusén Fjord aus dem südlichen Teil der Ymer Insel zuwenden. Das ganze Vorgebirge westlich des Angelin Berges, das im Norden mit einer Höhe von ungefähr 1400 Meter beginnt und gegen Süden auf 945 Meter absinkt, besteht im obern Teil nun vorwiegend aus roten Sandsteinen. Dieselbe Gesteinsfolge finden wir im Höhenzug westlich des Röda Berges, am Sofia Sund, wo sie durch ihre verschieden getönten Farben auffällt. Wir treffen sie an der Küste, von der Botaniker Bucht bis zum Röda Berg, und im canonartigen Einschnitt des Baches, im untern Teil von Julûts Tal an. Es sind kreuzschichtige Sandsteine, deren Färbung vom intensiven Braunrot zum blassen Rosa, zu Weiß oder Grau wechselt. Gegen Westen können diese Schichten bis in die Nähe der Basiskonglomerate verfolgt werden, sodaß angenommen werden muß, daß sie auf den Konglomeraten der Karl Jakobsen Halbinsel liegen und die laterale Fazies der Devonrandkonglomerate vom Ostabhang des Munot Berges darstellen.

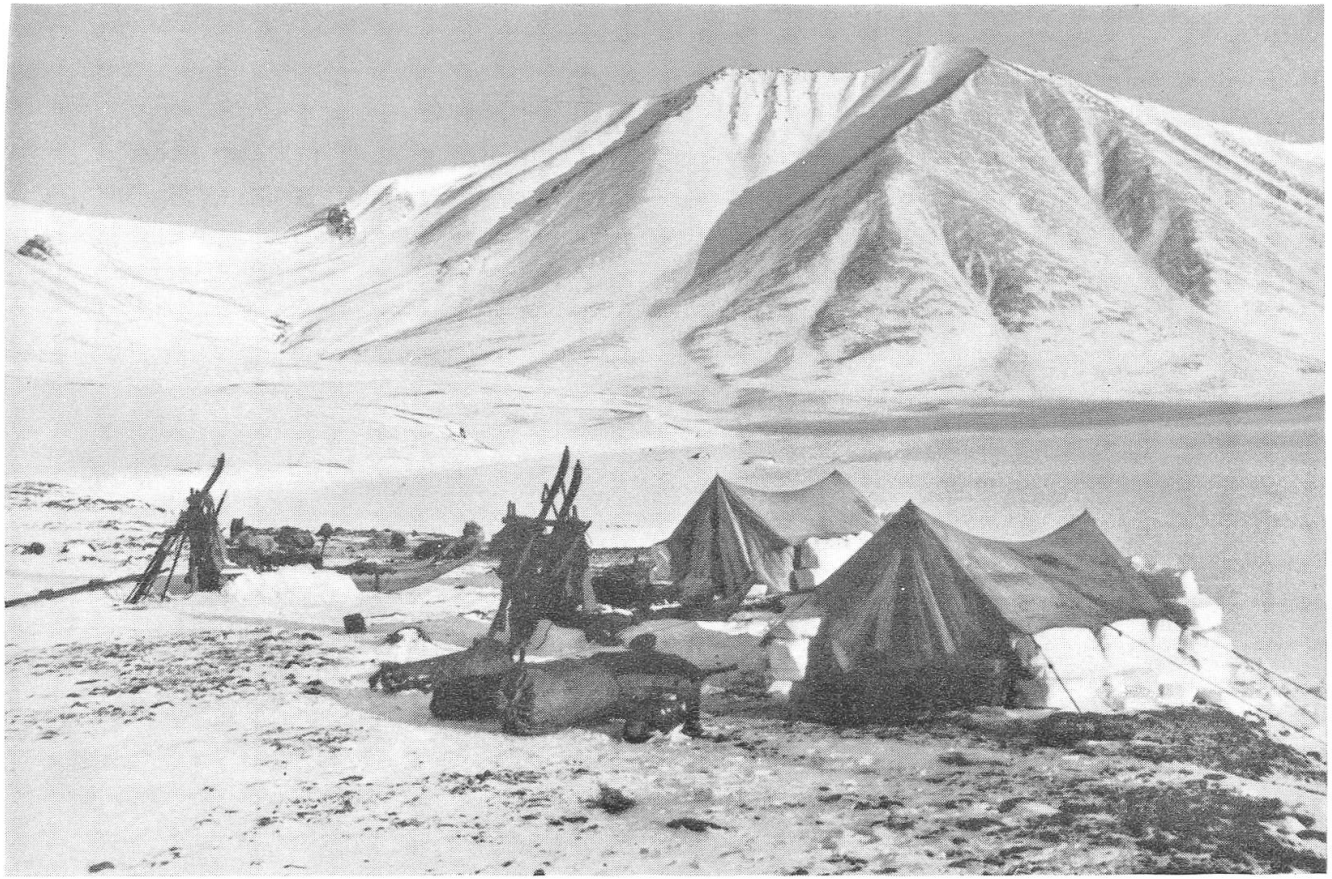
In der Röda Berg Antiklinale umhüllen die roten Schichten einen Faltenkern (vgl. 6, Fig. 13), der aus grauen Sandsteinen einer tieferen Serie besteht, die sich gegen Osten, in der Basis der aufgeschobenen Sandsteinmasse der Röda-Angelin Bergzone wiederholt. Ostwärts schließt sich an die steil aufgeschobene Serie eine flache Mulde an, in der man noch einige Glieder der roten Serie vom Westen des Röda Berges erkennen kann. Doch verlieren sie hier die rote Färbung und gehen in graue Sandsteine über.

Es ist schwierig, den Zusammenhang der roten Devonserie der südlichen Ymer Insel mit den Sandsteinen am Dusén Fjord herzustellen. Am Ausgang des großen Tales, nordwestlich des Angelin Berges, sind nur graue Sandsteine anzutreffen. In den Bergen südlich des Tales treten unvermittelt vorwiegend rote Schichten zutage. Es war leider nicht möglich, die Ursache dieses

plötzlichen Wechsels abzuklären. Zunächst liegt die Vermutung nahe, daß die roten Sandsteine im Westen der Angelin Berg Aufschiebung als Kap Graah Serie, mit etwas veränderter Fazies, anzusprechen wären. Doch gehen die roten Sandsteine vom westlichen Teil des Röda Berges gegen Osten in solche von grauer Farbe über und lassen sich am Sofia Sund bis zur Verwerfung auf der Westseite des Celsius Berges verfolgen. In der Gegend des Siksak Berges liegen sie aber zweifellos unter den Kap Graah Sandsteinen, sodaß sie älter als diese sein müssen. Doch bleibt es unsicher, wie man sie nun mit den grauen Schichten am Dusén Fjord verbinden soll. Wären die roten Sandsteine gleichaltrig wie die grauen des Bergmassives 1723 Meter, so vollzöge sich der Wechsel in der Färbung einer mächtigen Schichtserie, in seitlicher Richtung, auf einer sehr kurzen Strecke, gewissermaßen auf einer scharfen Grenzlinie. Dies scheint kaum möglich zu sein. Man kann versuchen, aus der Höhe der Anlagerung der Devonschichten an die verschiedenen Formationen der kaledonischen Grenzantiklinale Anhaltspunkte für eine Erklärung zu bekommen. Die grauen Devonschichten liegen am Dusén Fjord mit ihren Konglomeraten auf Kambro - Silur, die roten, südlich davon, auf der obern Eleonore Bay Formation, beide ungefähr auf gleicher Meereshöhe an der Ostflanke der Antiklinale. Versuchen wir die Lagerung der Devonserien an dieser Falte zu rekonstruieren! Der devonische Anlagerungsrand fällt hier flacher ab, als die kaledonischen Schichten, sodaß die auf Kambro-Silur ruhende Devonserie tiefer lag, als diejenige auf der obersten Eleonore Bay Formation. Man kann deshalb annehmen, daß die grauen Devonsandsteine am Dusén Fjord ursprünglich tiefer lagen, als die roten vom Röda Berg. In diesem Falle müßte man voraussetzen, daß an der Stelle, wo sich nach dem heutigen Kartenbild der Wechsel der Devonauflagerung von der Eleonore Bay Formation zum Kambro - Silur vollzieht, eine Blattverschiebung vorliegt. Tatsächlich ist an jener Stelle ein Bruch vorhanden. Mit dieser Interpretation ließe sich auch die Kalk- und Konglomeratschuppe am westlichen Ende des Bergzuges 1723 Meter erklären. Die graue Serie am Dusén Fjord wäre, samt ihrer kambro-silurischen Unterlage, gegenüber der roten im Süden, gegen Westen vorgeschoben und zugleich gehoben worden. Wenn wir vorher die grauen Sandsteine von Gunnar Andersson Land mit der Basis- und der Kap Bull Serie des



Schrägschichtung in den rot gebänderten Devonsandsteinen am Sofia Sund, an der Nordwestecke der Geographical Society Insel.
Aufnahme vom 22. August 1933.



Am Westrand des Devonareals auf der südlichen Ymer Insel.

Der Berg im Hintergrund, mit der Höhe 1723 Meter, besteht aus grauen Devonsandsteinen. Am Paß, links im Hintergrund, tritt auf der rechten Seite die Schuppe aus aufgerichteten Devonkonglomeraten aus dem Schnee heraus; ganz links Kalke der oberen Eleonore Bay Formation. Man vergleiche das Profil XI auf der Tafel XI und die Skizze C in Fig. 4. Aufnahme vom 25. März 1934; Blickrichtung Nordwest.

Strindberg Landes verglichen, so würde nun die rote Serie, westlich des Angelin-Röda Berges, mit der Kap Kolthoff Serie zu identifizieren sein. Dies würde gut mit den stratigraphischen Verhältnissen im östlichen Teil der Ymer Insel übereinstimmen. Die roten Schichten auf dem Grat bei Punkt 1320 Meter am Dusén Fjord wären dann die unteren Lagen der im Süden auf geringerer Höhe liegenden Kap Kolthoff Serie.

Doch sei nochmals betont, daß die Parallelisierung der untern Serien, über die Fjorde hinweg, auf schwachen Füßen steht und zum großen Teil nur aus den tektonischen Verhältnissen, die in den Detail noch nicht genügend abgeklärt sind, abgeleitet wurde. Um die Frage sicher zu entscheiden, müßte vor allem das Gebiet zwischen Angelin Berg, Dusén Fjord, Berg 890 und 1723 Meter genau untersucht werden. Am innern Dusén Fjord bestehen verschiedenartige Schichtenverschiebungen: Aufschiebungen, Querverschiebungen und Vertikalbrüche. Die meisten heben sich nur im kaledonischen Gebiet, mit seinem mannigfachen Schichtenwechsel, deutlich heraus; im schuttbedeckten, grauen Sandsteinareal des Devons bleibt vieles verborgen. Es müßte genau untersucht werden, welche von diesen Verschiebungen vor, während und nach der devonischen Sedimentation zustande gekommen sind. Erst dann könnte man sagen, welche Devonsedimente ursprünglich zu einer bestimmten Senkenrandlinie gehörten. Was heute an der Devonwestgrenze auf gleicher Meereshöhe liegt, ist innerhalb der Devonablagerungen sehr ungleichaltrig.

F. FALTUNGEN UND AUFSCHIEBUNGEN IM WESTLICHEN TEIL DES DEVONGEBIETES

Im Gebiete des Moskusoksen Fjordes sind durch gefaltete und diskordant darüber liegende Devonserien intradevonische Faltungsvorgänge fixiert worden. Deshalb konnte dort zu jeder orogenen Serie eine zugehörige Faltungsphase bestimmt werden. Die Zusammenschübe begannen im westlichen Teil des Devontroges und verlagerten sich, mit der zunehmenden Versteifung der beansprucht gewesenen Beckenteile, immer weiter nach Osten. Es resultierte daraus eine Verengung des Nordteiles der devonischen Senke und ihre Zergliederung in eine Reihe von Bergrücken und schmalen Zwischenmulden.

Auf den Inseln Traill-, Geographical Society und Ymer scheinen sich diese Hudson Land Phasen kaum bemerkbar gemacht zu haben. Die Serien liegen alle mehr oder weniger konkordant aufeinander und erst am Ende der Devonzeit trat eine Zusammenpressung des Beckens ein.

1. Die Mulde von Nordfjord.

Die grauen Sandsteine der Strindberg Halbinsel fallen alle gegen Osten ein, in der Nähe der Verwerfung ziemlich steil, gegen Osten flachen sie allmählich aus. Auf der andern Seite des Nordfjordes, an der Küste unter dem Lagfjaeld, dem Torbern Bergmann Berg und dem Rödtop, steigen die Schichten dagegen gegen Osten auf, sodaß sich in den Sandsteinen eine breite Mulde unter dem Nordfjord abzeichnet. Gegen Westen ist sie im Strindberg Land durch eine große Verwerfung am Devonrand begrenzt, und auch auf der Ostseite endet sie an einem Bruch, der der Westseite des Inliers entlang gegen Norden zieht (vgl. 10, Abb. 3, p. 128). So stellt die Nordfjord Mulde einen etwa 20 Kilometer breiten Graben dar, in den die Devonschichten muldenartig eingesenkt sind. Am östlichen Grabenrand liegen auf den abgebogenen Schichten der Kap Kolthoff Serie, in flacher Lagerung oder sogar etwas gegen Westen ansteigend, mit starker Winkeldiskordanz die roten Kap Graah Sandsteine des Flett Plateaus und des Rödtop. Die Grabenbildung ist also älter als die oberdevonischen Kap Graah Sandsteine.

2. Die Zoologen Tal Synklinale.

In der Fortsetzung der Nordfjord Mulde befindet sich südlich des Franz Joseph Fjordes, auf Gunnar Andersson Land, die breite Synklinale des Zoologen Tales. Ich nahm früher an, daß diese Synklinale die Verlängerung der Nordfjord Mulde sei (6, Fig. 10). Doch sprechen verschiedene Gründe gegen diese Annahme. Wäre sie die Fortsetzung des Nordfjordgrabens, dann müßten, mindestens an ihrem östlichen Rand, entsprechend den Verhältnissen auf der Gauß Halbinsel, die roten Kap Graah Sandsteine in starker Diskordanz auf den untern Serien liegen. Dies ist nicht der Fall. Eine kleine Winkeldiskordanz scheint vorhanden zu sein, doch sind sowohl die grauen, wie die obern

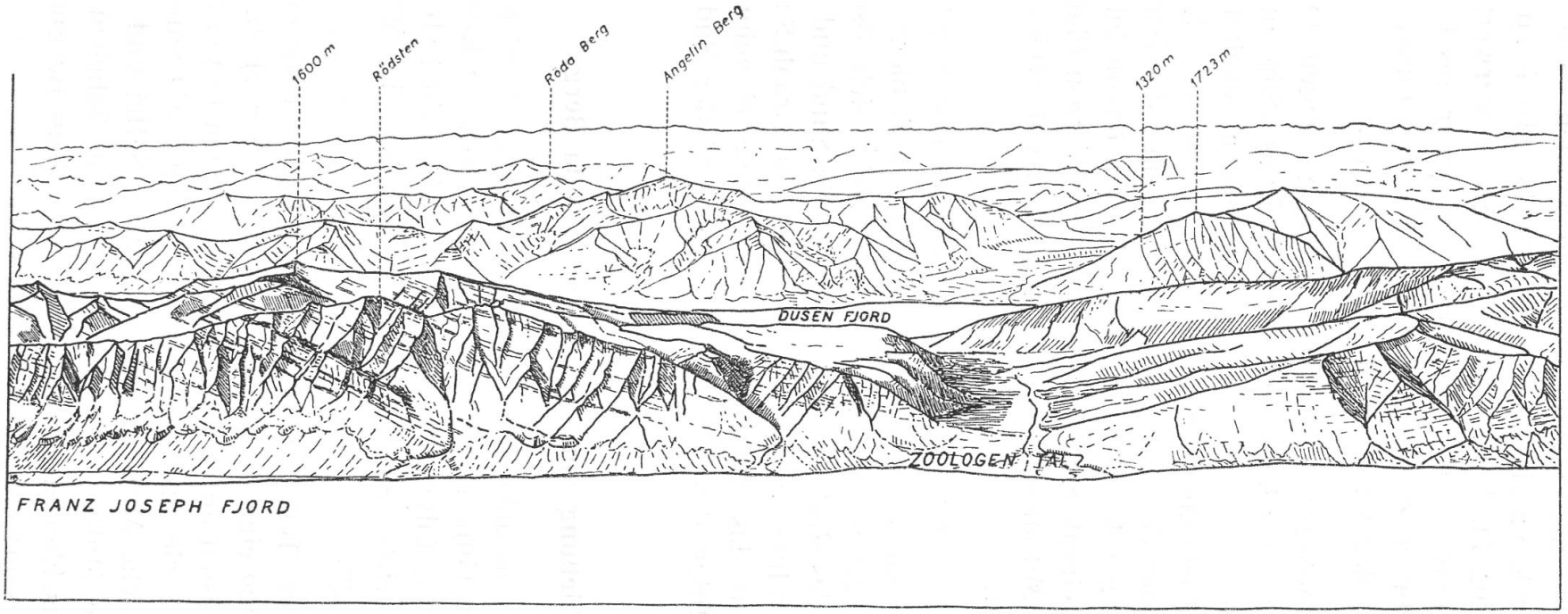


Fig. 7. Die Zoologen Tal Synklinale im Gunnar Andersson Land, von Norden gesehen.

Links im Vordergrund graue Devonsandsteine, darüber folgen bei Punkt 1600 und im Rödsten die roten, harten Sandsteine der Kap Graah Serie. Gezeichnet nach einer Flugaufnahme des geodätischen Institutes in Kopenhagen.

roten Sandsteine miteinander verbogen worden. Die Zoologen Tal Synklinale ist jünger als die Kap Graah Serie (vgl. Fig. 7). Ferner klingt die große Verwerfung der Strindberg Halbinsel vor Erreichung der Ymer Insel aus. Der breite Grabenbruch endigt auf der Höhe der Einmündung des Nordfjordes in den Kejser Franz Joseph Fjord.

Auf die Zoologen Tal Synklinale folgt gegen Osten ein breites Gewölbe, das beim Ausgang des Tales „Slippen" an der Nordküste von Gunnar Andersson Land seinen Scheitel hat. Die nördliche Fortsetzung der Antiklinale zeichnet sich in den Schichten auf der Gauß Halbinsel am Ausgange des Paralleltales zum Kejser Franz Joseph Fjord ab. Westlich davon bilden dort die roten Kap Graah Sandsteine unter dem Watson Plateau eine flache Mulde. Mit dieser muß die Zoologen Tal Synklinale verbunden werden.

Die Zoologen Tal Synklinale steigt von der Nordseite des Gunnar Andersson Landes an gegen Süden auf, biegt über den Dusén Fjord gegen Südsüdosten um, zieht sich östlich des Angelin- und des Röda Berges an den Sofia Sund und läßt sich bis in die Traill Insel verfolgen. Die roten Kap Graah Sandsteine, die im Norden das Zentrum der Synklinale einnehmen, verschwinden infolge des axialen Anstieges auf der Südseite des Dusén Fjordes.

3. Die Aufschiebung am Angelin- und Röda Berg.

Aus einer schmalen Zone, die von der Traill Insel bis an die Nordküste von Gunnar Andersson Land reicht, hat KOCH schon vor langer Zeit gefaltete Devonsandsteine abgebildet (16, Fig. 38, p. 129). Er schrieb aber die Schichtenstörungen den Wirkungen eines Bruches zu.

Im mittleren Teil des Röda Berges bilden rote und graue Devonsandsteine eine Antiklinale, deren Ostschenkel abgeschoren und gegen Westen aufgeschoben wurde. Gegen Osten flacht die aufgestoßene Serie aus, und es läßt sich dem Sofia Sund entlang zuerst eine flache Mulde, dann ein breiter Sattel und nochmals eine schwache Mulde erkennen. Die sich im östlichen Teil der Ymer Insel anschließende Antiklinale des Celsius Bergmassivs ist an einer Längsverwerfung abgesunken.

Die gleichen Faltenelemente findet man auf dem Gunnar Andersson Land und auf der Gauß Halbinsel, jedoch fehlt dort die Aufschiebung am Westrand der Faltenzone. Die Wirkung des Zusammenschubes nimmt von der Ymer Insel an gegen Norden ab.

Vom Röda Berg aus zieht sich die aufgeschobene Schichtserie gegen Norden zum Angelin Berg hin, dessen höchsten Teil sie bildet. Im westlichen Vorland sind die roten Sandsteine, die wir mit der Kap Kolthoff Serie verglichen haben, schwach gefaltet. Gegen den Dusén Fjord nimmt die Aufschiebungsweite ab, dort erscheint in den grauen Sandsteinen eine schmale Antiklinale, die einen großen Teil des Zusammenschubes absorbierte. Auf der Nordseite des Dusén Fjordes sind nur noch die breiten, regelmäßigen Falten vom Zoologen Tal und von Slippen zu sehen.

Die Auswirkung des Zusammenschubes der Devonschichten macht sich im Norden, auf der Gauß Halbinsel und dem Gunnar Andersson Land, in einigen breiten, flachen Falten bemerkbar; am Südufer des Dusén Fjordes tritt eine steilstehende Antiklinalfalte hinzu, und noch weiter im Süden finden wir die steile Faltenaufschiebung. Auf der Geographical Society Insel sind im Gebirge von Svedenborg die Devonschichten auf tieferen Lagen abgeschoren und zu mehreren, dachziegelartig aufeinander liegenden Falten zusammengestaucht. Die stärkste Westwärtsbewegung trat im nördlichen Teil von Kongeborgen auf der Traill Insel ein. Dort wurde die abgeschorene Schichtendecke auf einer flachen Bahn über eine liegende Antiklinalfalte geschoben. Diese Stelle liegt unmittelbar östlich der tiefsten Axialdepression der kaledonischen Grenzantiklinale.

Sehr auffällig ist in dieser devonischen Faltungszone die Asymmetrie der Küstenprofile an den in ostwestlicher Richtung verlaufenden Fjorden: Dusén Fjord, Sofia- und Vega Sund. Die Faltungs- und Aufschiebungsfront ist jeweils auf den beiden Seiten verschieden ausgebildet. Es sind Verschiebungen vorhanden die quer zur Faltenrichtung stehen und deren Spur auf den Fjordböden liegt, d. h. diese Fjorde haben sich auf alten Querverschiebungen entwickelt. Auch der Kong Oscar Fjord folgt einer tektonischen Leitlinie innerhalb des Devongebietes. Er liegt vor der Stirn der Auf- und Überschiebung von Svedenborg und Kongeborgen. Im Süden tritt er an derjenigen Stelle

auf die abgesunkene Scholle über, wo der Hochlandrandbruch die devonische Aufschiebungsfront kreuzt. Da die Anlage des Bruches nur kurze Zeit nach der devonischen Faltung erfolgt ist, muß an dieser Stelle schon zur Unterkarbonzeit ein größeres, durch die tektonischen Strukturen vorgebildetes Tal die Verwerfungsstufe und die anschließende karbonische Senke von Norden her erreicht haben. Damit findet die große Mächtigkeit der Ablagerungen des kontinentalen Unter- und Oberkarbons an dieser Stelle eine Erklärung (vgl. 11, p. 61/62).

Die Datierung der Faltung und Aufschiebung der Devonsandsteine kann in dem hier besprochenen Gebiet ziemlich genau vorgenommen werden. Auf der Gauß Halbinsel und im Celsius Berg sind in den breitwelligen Faltenbau noch die obersten Oberdevonserien des Gebietes, die orogene Mont Celsius Serie (7), die ungefähr der paläontologisch definierten Remigolepisserie von SÄVE-SÖDERBERGH (34) entspricht, einbezogen worden. Die Sandsteine des kontinentalen Unterkarbons, die von Osten her an den Hochlandrandbruch stoßen, sind nicht an dieser Faltung beteiligt. Sie fand am Ende der Devonzeit oder ganz am Anfang der Karbonzeit statt. Es war der letzte stärkere Zusammenschub in den spätkaledonischen Molassesedimenten und betraf, in dieser als Ymer Insel Phase bezeichneten Bewegung, vor allem den mittleren Abschnitt des devonischen Troges. Dieser Teil war vorher, während den Hudson Land Phasen, ruhig geblieben. Auch diese Faltung war, wie die älteren Bewegungen im Hudson Land, von Osten gegen Westen gerichtet.

In den devonischen Faltenstrukturen des Hudson Landes sind die kaledonischen Gesteine des Untergrundes mitbeteiligt. Man stellt dort fest, daß die Devonschichten durch Kräfte bewegt wurden, die sich vor allem in einem tieferen Stockwerk des Felsgrundes auswirkten. Man darf wohl annehmen, daß auch im südlichen Teil der devonischen Senke das Kaledon am devonischen Faltenbau beteilt ist. Leider liegt im Innern der „Königsbucht“ das Devon zu tief, als daß die Einschnitte bis ins Kaledon reichen könnten, und der östliche Teil des Devongebietes wurde durch die postdevonische Hauptverwerfung versenkt, sodaß nicht mehr festgestellt werden kann, wo der Zusammenschub im Osten begann und wo die Rücken oder Keile aus kaledonischem

Material in die Devondecke eingedrungen sind. Ein Teil dieser Decke hat sich beim Zusammenschub auf tonig schieferigen Lagen vom Liegenden gelöst und wurde gegen Westen bewegt. Dort, wo durch die Nähe der kaledonischen Grenzantiklinale der Widerstand größer wurde, ist in einer schmalen Brandungszone, die vom Dusén Fjord bis ans Südende von Kongeborgen reicht, die vorgestoßene Serie auf eine Brandungsfalte aufgeglitten.

IV. BEZIEHUNGEN ZWISCHEN KALEDONISCHEM GEBIRGSBAU UND DEVONISCHER SPÄTMOLASSE

Über das Alter der kaledonischen Faltung in Ostgrönland ist man noch ungenau orientiert. Die jüngsten gefalteten Schichten, die man heute kennt, gehören zur ordovizischen Narhval Sund Formation. POULSEN (31, p. 72) parallelisiert sie mit dem amerikanischen Chazyan und dem englischen Llandeilo, sie würde also dem mittleren Untersilur entsprechen. WEGMANN (44) nahm an, daß die kaledonische Hauptfaltung in Ostgrönland zur takonischen Phase gehört.

Am Westrande der devonischen Senke transgredierten oberdevonische Konglomerate über das Untersilur. Doch wissen wir nicht, was für Gesteine sich im tiefsten Teil der devonischen Mulde befinden. Es wäre möglich, daß noch jüngere kaledonische Schichten als die Narhval Sund Formation vorhanden sind und daß die Überdeckung, wie im Canning Land, bereits im Mitteldevon begonnen hat. WEGMANN wies auf einige Besonderheiten des kaledonischen Faltengebietes in Ostgrönland hin, u. a. darauf, daß Flyschbildungen in Ostgrönland fehlen. Ebenso kennen wir hier keine Frühmolasse; doch müßte diese in einer Vorsenke, also außerhalb des eigentlichen Gebirgskörpers, zu suchen sein. Der ziemlich gute Erhaltungszustand der Falten in der Fjordzone weist jedoch darauf hin, daß die Abtragung während des Obersilurs und des Unterdevons in diesem Sektor des kaledonischen Gebirges nicht sehr tief gegangen ist.

Das Schuttmaterial, das als kaledonische Spätmolasse in die Devonsenke eingeschwemmt wurde, ist auf seinem Transportweg kaum entmischt worden: Gerölle, Sande, Tone und Karbonate wurden zusammen am Beckenrande abgelagert. Die Herkunft der groben Trümmer in den Konglomeraten kann schon in der Felduntersuchung bestimmt werden. In der tiefsten Serie stammen die Gesteinsbrocken und die Gerölle samt und sonders aus dem kaledonischen Oberbau. Erst in den Konglomeratlagen höherer Horizonte finden sich Gerölle von grobkörnigen kristallinen Gesteinen. Doch enthalten schon die untersten Sandsteine reichlich Feldspäte, Glimmer und andere, aus kristallinen Gebieten stammende Mineralien, sodaß man für die Sande zweifellos Liefergebiete annehmen muß, in denen kristalline Gesteine anstanden. Doch lagen diese in so großer Entfernung von der Senke, daß die Kristallingerölle auf dem Transportweg zerrieben wurden oder zerfielen. Dagegen erreichten die aus der Nähe stammenden Trümmer des Sedimentmantels fast unverändert den Ablagerungsraum. Man muß also, mindestens für die ersten Zeiten der devonischen Ablagerung, ein am Rande der Senke gelegenes sedimentäres und ein entfernteres kristallines Liefergebiet annehmen. Dieses letztere kann aber, angesichts der heute nur kurzen Entfernung des Velamassives von der Devongrenze, nicht einfach mit diesem identifiziert werden.

Für einige der devonischen Serien kann im Gebiete des Hudson Landes der Zusammenhang zwischen Dislokation im Kaledon und Ablagerung neuer Konglomerat- und Sandsteinmassen in der devonischen Senke beobachtet werden. Es liegt nahe, für die Entstehung der mächtigen Sandsteinserien längsseits des Westrandes der devonischen Senke analoge Zusammenhänge anzunehmen. Die Konglomerate sind hier eher stärker entwickelt, als im südlichen Hudson Land. Dagegen fehlen die großen, auffälligen Diskordanzen innerhalb der Devonserien. Wohl sieht man an einigen Stellen, wie z. B. auf der Ella Insel und am Munot Berg auf der südlichen Ymer Insel, daß die untern Konglomerat- und Schieferlagen eine stärkere Neigung gegen Osten besitzen, als die höheren Schichten. Man muß annehmen, daß während der Ablagerung der Konglomerate ein Absinken des Beckeninnern vor sich ging, wodurch am Rande Divergenzen im Schichtenfallen zwischen tieferen und höheren Lagen zustande kamen. Doch eigentliche zyklische Diskordanzen,

entstanden durch Faltung, Abtragung und neue Sedimentation sind nicht zu sehen. Offenbar spielten sich die großen Dislokationen, die zur Entstehung der Konglomerate und Sandsteine führten, außerhalb des devonischen Sedimentationsraumes ab.

Der devonischen Ablagerung ging in Ostgrönland eine Differenzierung des Kaledongebietes in Hebungs- und Senkungszonen voraus. Es entwickelte sich ein hochgelegenes Liefergebiet für Verwitterungsschutt und eine Senke, die als Sammeltrog funktionierte. Geht man von den Verhältnissen im Süden, im Canning Land aus, so muß man annehmen, daß diese Differenzierung im Mitteldevon, vielleicht schon im obern Unterdevon, etwa gleichzeitig mit der Entstehung der vulkanischen Kap Fletcher Serie einsetzte. Die zwischen dem Narhval Sund und dem Strindberg Land anstehenden Devonkonglomerate weisen darauf hin, daß ein Hochgebiet im Westen des Devontroges zu suchen ist. Es müssen dort sehr kräftige Hebungen stattgefunden haben, damit es zur Ablagerung der mächtigen untern Devonserien kommen konnte.

So nehmen wir an, daß im Gebiet der innersten Teile des Kejser Franz Joseph Fjordes in devonischer Zeit starke Dislokationen, wahrscheinlich in Form von Aufwölbungen und Aufschiebungen, stattgefunden haben. BACKLUND und WEGMANN haben in den innern Kristallingebieten Mylonitzonen beobachtet, die auf „postkristalline“ Bewegungen zurückzuführen sind. Es könnten zum Teil Grenzzonen devonischer Bewegungen sein. Wahrscheinlich erfolgte zuerst eine Heraushebung in den westlichen Teilen des Velamassivs. Aus diesem, weit von der devonischen Niederung entfernten Gebiet, dürfte der Hauptteil des Sandsteinmaterials der untersten Devonserien stammen. Die weiter ostwärts gelegenen kambro-silurischen Kalke, und vor allem die Eleonore Bay Formation, lieferten das grobe Material für die Nagelfluh- und Brekzienmassen. Die Distanz vom Ostrand des heutigen Kristallingebietes bis zu den Konglomeraten beträgt rund 30 Kilometer. Angesichts des groß dimensionierten Trümmermaterials kann auf eine starke Förderkraft des Wassers und auf einen zeitweiligen raschen Transport geschlossen werden. Der Weg von 30 Kilometern wäre wohl zu kurz, um einen vollständigen Zerfall der kristallinen Gerölle herbeizuführen. Auch muß man annehmen, daß, angesichts der im ganzen noch gut erhaltenen Faltenstrukturen in der kaledonischen Fjordzone,

nur ein Teil des Kalkschuttes in den Devonkonglomeraten aus dieser Zone stammen kann. Der östliche Teil des Velamassivs war wohl zu Beginn der devonischen Abtragung noch von einem Sedimentmantel bedeckt, und erst durch die devonischen Hebungen und die kräftig einsetzende Abtragung ist dort der kristalline Unterbau allmählich zum Vorschein gekommen.

Leider sind an der westlichen Devongrenze nur diejenigen Randkonglomerate erhalten geblieben, die dem Steilrand längs der Ostflanke der kaledonischen Antiklinale angelagert wurden. Von den obern Serien, die weiter nach Westen reichten, sind die Konglomerate verschwunden und nur die beckeneinwärts gelegenen Sandsteinmassen blieben übrig. Sie dokumentieren die große Mächtigkeit der Molassebildungen, lassen aber weder Diskordanzen, noch mächtige Geröllagen erkennen. Eine klare Gliederung in verschiedene orogene Serien, die uns Aufschluß über die Hebungsphasen im Hochgebiet gäben, ist hier nicht möglich. Eine angenäherte Parallelisierung mit den Serien vom Moskusokse Fjord ist, nach dem jetzigen Stand der Untersuchung, nur auf Grund des tektonischen Baubildes möglich.

So käme man zum Ergebnis, daß die spätorogenen Bewegungen im ostgrönländischen Kaledon sich zuerst im Westen des Velamassives bemerkbar machten, die ersten etwas früher, die späteren zur gleichen Zeit wie diejenigen am Inlier des Moskusoksen Fjordes. Ihnen ist die Entstehung der untern Devonserien im westlichen Beckengebiet zuzuschreiben, während die obern Sandsteinfolgen, die Kap Graah- und die Mont Celsius Serien, auf Bewegungen zurückgehen, die sich im Nordosten, in der Devonsenke selber oder unmittelbar an ihrem Rand abspielten. Überblickt man die Gesamtheit der oberdevonischen Dislokationen, so zeigt es sich, daß sich die Zonen, in denen sich die Faltungs- und Aufschiebungsbewegungen auswirkten, immer weiter nach Osten verlegten. Was sich in dieser Zeit am Ostrande der Devonsenke abgespielt hat, entzieht sich jedoch vollständig unserer Kenntnis.

Die kaledonische Fjordzone war in der Devonzeit ein Zwischenglied zwischen dem westlichen Hochland und der Molassesenke. Sie gehörte bei Beginn der Ablagerung zum Liefergebiet der Devonkonglomerate. An ihrem Ostrand stiegen jedoch die Molassesedimente immer höher hinauf, und schließlich wurde sie mit dem Devonrand in die Senkbewegungen einbezogen und

teilweise selber zum devonischen Ablagerungsraum. Dadurch wurde ein Teil der kaledonischen Fjordzone für einige Zeit der Abtragung entrückt und erst nach der Entstehung der Staffelbrüche und der Heraushebung der Bruchstufen von der Devonüberdeckung befreit.

Wir besitzen nur wenige Anhaltspunkte, um uns ein Bild über die kaledonischen Strukturen im Innern der devonischen Senke zu machen. Die Mächtigkeit der abgesunkenen Sandsteine auf der Strindberg Halbinsel läßt den Schluß zu, daß die Westgrenze des Devons ursprünglich weit im Westen, jenseits des Geologen Fjordes lag. Also gehörte das Gebiet des südlichen Strindberg Landes schon früh zum devonischen Beckengrund. Einige Stellen, wo Basiskonglomerate erhalten sind, zeigen, daß die Basisschichten dem Kambro - Silur auflagen. Die großen Verwerfungen auf der Strindberg Halbinsel sind jünger als die Devonbasis und müssen deshalb für die Rekonstruktion der subdevonischen Topographie eliminiert werden. Die Auflagerungsfläche des Devons lag über der heutigen Landfläche, eine mächtige Gesteinslage ist später abgetragen worden. Doch geben uns die durch das südliche Strindberg Land verlaufenden flachen Falten ein Strukturbild des subdevonischen Beckenbodens.

Auch die breite Ole Römer Land Mulde war einst devonischer Beckenboden. An einigen Stellen sind Devonkonglomerate und, auf abgesunkenen Stellen, auch Sandsteinschichten erhalten geblieben. Der schmale, mit grauen Devonsandsteinen gefüllte Grabenbruch am Vibecke Gletscher weist darauf hin, daß die Grenze des Devons viel weiter im Westen lag. Zu einer eigentlichen Synklinale ist das Ole Römer Land erst durch devonische Dislokationen geworden, als das auftauchende Inliermassiv die Schichten an seinem Nordwestrande zu einem Muldenschenkel aufrichtete. Vor dieser Hebung war das Ole Römer Land in seinem südöstlichen Teil ein flaches, wenig gegliedertes Gebiet gewesen. Auch hier liegen die Devonkonglomerate auf Kambro - Silur, das in diesem Raume auf großen Flächen die subdevonische Landschaft bildete.

Am Moskusoksen Fjord, in einem Gebiet das schätzungsweise 50 bis 60 Kilometer vom westlichen Rande des Devons entfernt lag, treten an einigen Stellen Reste des Devonbasis-Konglomerates zutage. Sie wurden durch das Kristallin des

Inliers emporgehoben, sind aber dabei aus dem ursprünglichen Schichtenverband versetzt worden. Man stellt fest, daß die Basiskonglomerate ausschließlich Kalktrümmer enthalten, und daß sie zusammen mit kambro-silurischen Kalken verschoben sind. Die Kalke bildeten hier die Unterlage der Konglomerate. Auch im Innern des Hudson Landes trifft man Bänke von Kalknagelfluh, vor allem auf den beiden Seiten des Inlier Rückens. Das eine Vorkommen befindet sich auf der Ostseite der Hochwacht und des Collet Berges, im obern Anker Tal, das andere am Westabhang des Schalch Berges, im Visper Tal. An beiden Orten liegen die Basiskonglomerate der obern Eleonore Bay Formation auf.

Aus all diesen Beobachtungen kann man den Schluß ziehen, daß im nordwestlichen und nördlichen Teil des Devontroges die kambro-silurischen Schichten auf weiten Flächen, d. h. in breiten Mulden den Untergrund des Devons bildeten, auf flachen Gewölben standen die Kalke der obern Eleonore Bay Formation an. Die schwach gewellte, fast ausgeebnete Niederung wurde durch den aus den Hochgebieten kommenden Schutt überdeckt. TEICHERT (40, p. 60) wies bereits auf die geringe Diskordanz zwischen den Kalken des Kambro - Silurs und dem Devonbasiskonglomerat in diesen Nordgebieten hin.

Man könnte noch untersuchen, ob die letzten spätkaledonischen Zusammenschübe, deren Schauplatz das Devonbecken selber war, sich auch in den Strukturen der Fjordzone bemerkbar machten. In Frage kommen in erster Linie die Bewegungen, die sich im westlichen Teile der Devonsenke auswirkten, d. h. die Dislokationen am Moskusoksen Fjord Inlier und die Aufschiebungen und Faltungen der Angelin-Röda Berg Zone.

Die Bewegungen im Kristallinrücken des Moskusoksen Fjord Inliers, die als die Hudson Land Phasen I und II bezeichnet wurden (7), fanden während der Ablagerung der Basis-, der Kap Bull- und vielleicht noch des untern Teiles der Kap Kolthoff Serie statt. Der aufgestiegene Gneisrücken läßt sich heute vom Moskusoksen Fjord bis zum Store Tal ins nordwestliche Hudson Land verfolgen. Am Durchgang vom Dyben Tal ins Visper Tal, im mittleren Abschnitt dieses Rückens, sind die Gneise gegen Westen auf die Kalke der obern Eleonore Bay Formation aufgeschoben. Die Aufschiebungsfront zieht sich vom Favre Berg

über den Schalch Berg in südwestlicher Richtung gegen den Moskusoksen Fjord hin, ist aber im Moskusoksen Land vom obern Teil der Kap Kolthoff Serie zugedeckt und am Fjord selber durch eine Verwerfung abgesenkt worden. Auf der Gauß Halbinsel verschwindet der Kristallinrücken unter den Sandsteinen des Flettplateaus und sinkt rasch ab, sodaß von ihm am Franz Joseph Fjord nichts mehr zu sehen ist. Im Strindberg Land, am untern Teil des Waltershausen Gletschers, unmittelbar nordwestlich des Berges „Blokken", nimmt die Ole Römer Land Mulde ihren Anfang. Sie zieht sich vor der Inlieraufwölbung, und zu dieser ungefähr parallel verlaufend, vom Waltershausen Gletscher bis zum Wordie Gletscher hin. Der Südostschenkel der Mulde steigt in den Tag (Dach) Bergen an die Inlierwölbung hinauf. Die stärkste Muldenkrümmung befindet sich auf einem Querschnitt in der Gegend des Krummen Langsees, in dem Abschnitt, in dem die Aufschiebung am Inlier die größte Schubweite besitzt. Die Devonkonglomerate, die man an verschiedenen Stellen der Mulde findet, zeigen, daß die Verbiegungen teilweise jünger als die Konglomerate sind. Man muß darum annehmen, daß die Ole Römer Land Mulde in ihrer jetzigen Form während der Aufwölbung des Moskusoksen Fjord Inliers entstanden ist.

Die Faltung, die wir zur Ymer Insel Phase rechnen, war auf einen südlicheren Teil des Devonbeckens lokalisiert. Dort hatten noch keine Zusammenschübe Anlaß zur Bildung von Versteifungszonen gegeben. So machte sich die letzte der spätkaledonischen Faltungsbewegungen über die ganze Breite der heute sichtbaren Devonsenke bemerkbar. In der Nähe des westlichen Devonrandes wurde auch das Kaledon der Unterlage in die Verschiebungen einbezogen, auch wirkten sie sich in der angrenzenden kaledonischen Fjordzone auf verschiedene Weise aus. Es wurde bereits auf die Asymmetrie der Falten in den Devonschichten zu beiden Seiten des Dusén Fjordes hingewiesen. In der Längsrichtung des Fjordes muß eine quer zu den Falten stehende Störung, wahrscheinlich eine Blattverschiebung, vorhanden sein. Der nördlich davon gelegene, durch die Faltung weniger stark verkürzte Schollenteil, schob sich etwas gegen Westen vor. Im Noah Tal, zwischen der Blömster Bucht und dem Dusén Fjord, setzen zahlreiche Ostwest streichende Störungen durch die Eleonore Bay Formation. Im Kartenbild treten sie als kleinere und größere Verwerfungen hervor (13, Pl. 43).

Bei einem Teil derselben handelt es sich zweifellos um Blattverschiebungen, an denen die nördlichen Teile gegenüber den südlichen gegen Westen verrutscht sind.

Die große kaledonische Antiklinale, die zwischen Gunnar Andersson Land und Teufelsschloß ein breites, beidseitig fast gleichmäßig abfallendes Gewölbe bildet, zeigt südlich der Blömster Bucht einen unsymmetrischen Bau. Sie liegt stark gegen Westen über, richtet sich aber weiter im Süden wieder auf und in der Ella Insel, am Narhval Sund, ist ihr Scheitel wieder annähernd symmetrisch abgedacht. Vergleichen wir diesen Wechsel des Faltenquerschnittes mit der im Osten gelegenen devonischen Faltenzone, so stellen wir folgendes fest: Auf Gunnar Andersson Land, wo die kaledonische Antiklinale infolge ihres axialen Anstieges ziemlich hoch lag und wo der Zusammenschub von Osten her gering war, legte sich das Devon in breite Wellen und wurde, mitsamt dem unterliegenden Kaledon, etwas gegen Westen vorgeschoben. Südlich des Dusén Fjordes war der seitliche Druck stärker und der Zusammenschub in der devonischen Senke nahm zu. Ein Teil davon übertrug sich auf die kaledonische Grenzantiklinale und brachte deren Überkippung zustande. Noch weiter im Süden nahm die Faltenzone innerhalb des Devonareals die ganze Verkürzung auf, eine tiefere Devonserie schob sich schräg aufwärts gegen Westen über gefaltete Sandsteine vor. Östlich der tiefsten Axialdepression der kaledonischen Grenzantiklinale erreichte die Überschiebung ihre größte Weite, die Grenzantiklinale selber wurde aber nur wenig von der Verschiebung betroffen. Der Widerstand, den das kaledonische Vorland dem spätdevonischen Zusammenschub bot, beeinflußte weitgehend die Entwicklung der Strukturen am Westrand der devonischen Senke. Im Norden, wo die kaledonische Antiklinale stark gehoben erscheint und sich in ihrer ganzen Breite dem östlichen Druck entgegenstemmte, wurde nur die Ostflanke der Falte etwas eingedrückt. Es entwickelten sich kleinere Blattverschiebungen und Einbrüche am östlichen Faltenrand. In einem mittleren Abschnitt, mit tiefer liegendem Faltenscheitel, wurde die Antiklinale reaktiviert, sie legte sich gegen Westen über. Endlich im Süden, im Abschnitt ihrer Axialdepression, bot sie den oberflächlichen Verschiebungen nur geringen Widerstand.

V. DIE BRÜCHE

Die großen Brüche, die in der Nähe des Devonwestrandes vorhanden sind, treten nicht als Stufen in der Landschaft hervor, sodaß das topographische Bild keine Auskunft über ihren Verlauf gibt. Im Felde sind die Verwerfungen in der kaledonischen Grenzzone leicht festzustellen, da durch die unterschiedlich gefärbten Gesteine Unterbrüche im normalen Schichtenverlauf sofort auffallen, im Gebiet der stark mit Schutt bedeckten und oft gleichfarbigen Devonsandsteine können dagegen Brüche leicht übersehen werden. Ein großer Teil der Aufnahmen wurde in einer Zeit ausgeführt, als noch keine genaueren Karten für die Details der Feldaufnahmen vorhanden waren und zudem konnten häufig die Beobachtungen nur an den Ufern der Fjorde oder, wie im Ole Römer- und hohen Hudson Land, nur entlang den gangbaren Bergtälern gemacht werden. Dadurch blieb an einigen Stellen die Verbindung der Bruchlinien zwischen den abgeschrittenen Profilen unsicher. Es wäre zu wünschen, daß durch gute und für die geologischen Strukturen richtig placierte Flugaufnahmen die Lücken geschlossen werden könnten.

Die große Verwerfung, die heute die Westgrenze des Devons von der Strindberg Halbinsel bis ins Ole Römer Land bildet, konnte vom Kejser Franz Joseph Fjord bis ans Nordende des im Sommer 1938 bereisten Gebietes, bis zum Vibecke Gletscher, verfolgt werden. In ihrem südlichen Teil hat bereits TEICHERT (40) die Linie, nebst einigen andern Brüchen des Strindberg Landes, beschrieben und abgebildet. Im Süden tritt die Verwerfung erstmals auf der Ostseite der Konglomerate von Solstrand, bei „Porten", in Erscheinung, setzt sich in nordnordöstlicher Richtung über das untere Broget Tal an den Waltershausen Gletscher fort und zieht sich im Ole Römer Land dem Ostfuße des Vogt Berges entlang (vgl. Fig. 8). Ihr nördliches Ende ist nicht bekannt. Das im Osten dieser Linie abgesunkene Devon füllt den breiten Graben von Nordfjord aus und setzt sich in den beiden von diesem ausgehenden Teilgräben gegen Norden fort. Der eine derselben, der östliche, breitere, zieht sich in nordöstlicher Richtung bis in die Berge nördlich des Visper Tales hin, der andere reicht als schmale und tiefe Grabensenke durch das Ole Römer Land nach Norden an den Vibecke Gletscher. Zwischen den

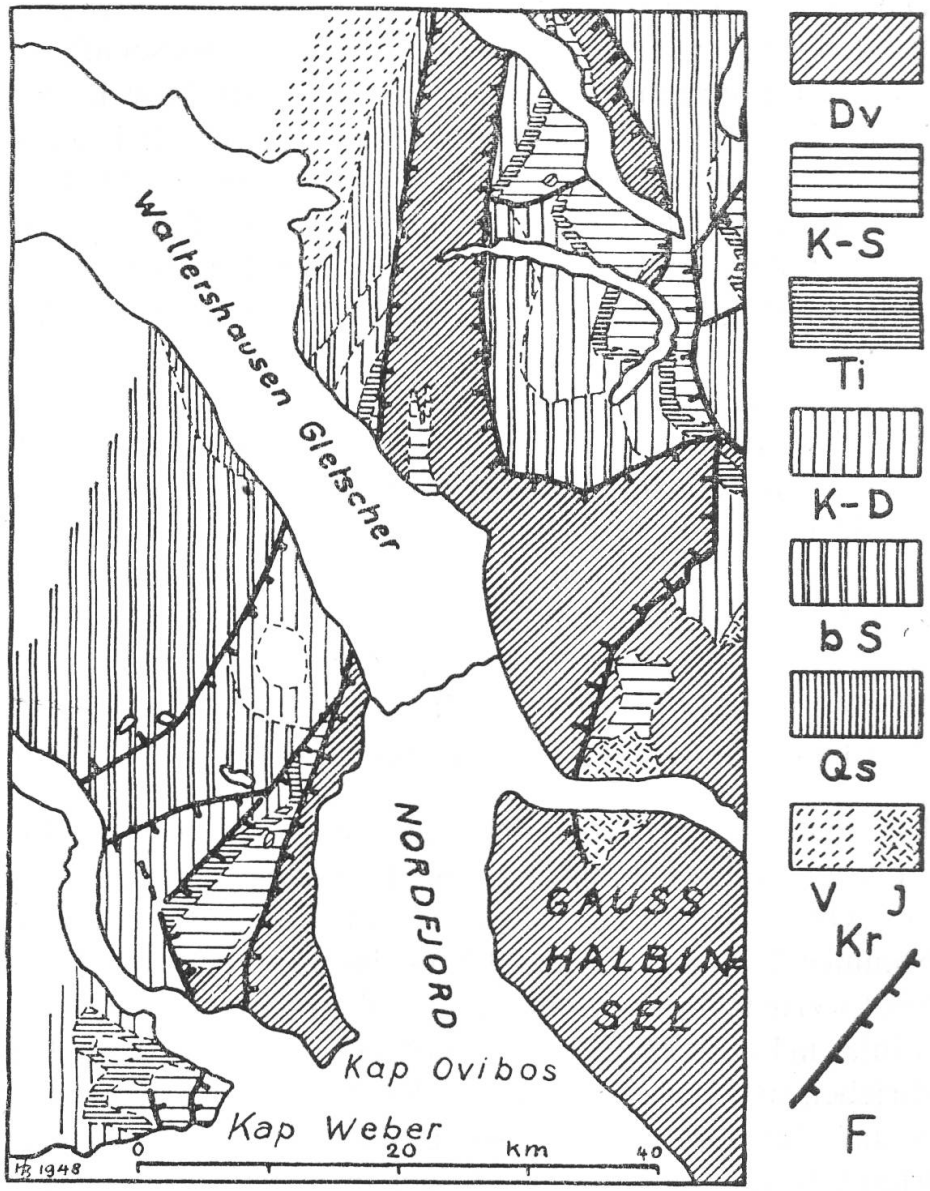


Fig. 8. Die Brüche im Nordfjord Gebiet.

Legende: Kr kaledonisches Kristallin (V in der Vogt Berg Antiklinale, J am Inlier des Moskusoksen Fjordes), Qs Quarzitschiefer der untern, bS bunte Serie der mittlern und K-D Kalk-Dolomitserie der obern Eleonore Bay Formation, Ti subkambrische Tillite, K-S Kambro-Silur, Dv Devon, F Verwerfungen.

Die Küstenumrisse wurden, mit gütiger Erlaubnis, den Karten des geodätischen Institutes in Kopenhagen entnommen.

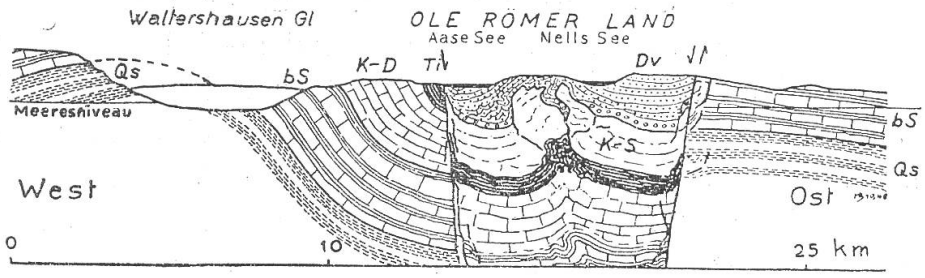


Fig. 9. Querschnitt durch den südlichen Teil des Ole Römer Land Grabens.
Legende: Qs Quarzitschiefer der untern, bS bunte Serie der mittlern, K-D Kalk-Dolomitserie der obern Eleonore Bay Formation, Ti subkambrische Tillite, K-S Kambro-Silur, Dv Devon.

beiden Teilgräben liegt im südlichen Ole Römer Land eine stark gegen Nordosten gekippte Scholle.

Der Ole Römer Land Graben ist ungefähr 6 Kilometer breit und mit grauen Devonsandsteinen aufgefüllt; es sind die gleichen Sandsteine wie im Strindberg Land. Nördlich des Waltershausen Gletschers, bei „Posten", ragt aus dem grauen Devon des Grabens, und ungefähr parallel zu diesem, ein auf 8 Kilometer Länge sichtbarer steiler Rücken aus kambro-silurischen Kalken heraus. Er ist von verfaltetem Devon umwickelt. Offensichtlich handelt es sich um eine Kalkmasse, die aus der Unterlage des Devons stammt und in die Sandsteine hinauf gepreßt wurde (vgl. Fig. 9). Ob dies während der Zusammenpressung der Ole Römer Land Mulde oder bei der Kippung der Blöcke, bei der Grabenbildung erfolgt ist, kann nicht sicher entschieden werden.

Im Ole Römer Land ist das Devon zu beiden Seiten des Grabens abgetragen und die Ränder sind ausgeebnet, sodaß man nicht bestimmen kann, wie mächtig die versenkte Devonserie ist. Die Kalkschuppe zeigt aber an, daß das Devon im Graben dem Kambro-Silur aufliegt, und daraus kann auf eine Absenkung von mehreren Kilometern geschlossen werden. Zur gleichen Zeit, als das Devon in einem Graben versank, hat sich die östliche Randscholle, von der oben die Rede war, im Gebiet des südlichen Ole Römer Landes gewaltig gehoben. Verglichen mit den kaledonischen Serien auf der westlichen Grabenseite ist die bunte Serie im Gebiete des Ingvar Knudsen Berges und des Johan Davidsens Tal um mindestens 4000 Meter gestiegen. Die Scholle

sinkt stark gegen den Vibecke See ab, auf dessen nördlicher Seite, auf dem am tiefsten liegenden Schollenteil, Devonkonglomerate und Devonsandsteine anstehen. Gegen Nordosten stößt dieses Devon seinerseits an einen gehobenen Schollenrand und kommt dabei mit dem untern oder mittleren Teil der bunten Serie der Eleonore Bay Formation in Kontakt. Da das Devon kambro-silurischen Schichten aufliegt, läßt sich an dieser Stelle eine Vertikalverschiebung der beiden Schollenränder von ungefähr 4500 bis 5000 Meter berechnen (vgl. Fig. 8).

Im Strindberg Land nimmt die Sprunghöhe der Verwerfung am westlichen Grabenrand vom Walterhausen Gletscher bis zum Franz Joseph Fjord stark ab, und auf der Südseite dieses Fjordes ist auf der Ymer Insel der Bruch erloschen. Das rasche Ausklingen dieser Hauptverwerfung gegen Süden ist begleitet von einer Reihe schräg durch die Strindberg Halbinsel abzweigender Randbrüche. Sie zerlegen die westliche Randscholle in mehrere große Stücke, die ihrerseits wieder durch kleinere Verwerfungen in ein Schollenmosaik zerspalten sind. TEICHERT hat diese Brüche teilweise beschrieben und versucht, sie auf einer Karte, allerdings in sehr kleinem Maßstabe, darzustellen (40, Pl. 1). Um die Aufspaltung der großen Grabenrandverwerfung in das Bruchfeld des Strindberg Landes richtig deuten zu können, müßten anhand der heute vorliegenden topographischen Karten genaue geologische Kartierungen vorgenommen werden. Nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen lassen sich im südöstlichen Teil des Strindberg Landes 5 größere Brüche feststellen:

1. Die Grabenrandverwerfung entlang der Devonwestgrenze vom Waltershausen Gletscher bis nach Porten.

2. Die Verwerfung, die auf der Nordseite des untern Broget Tales das Kambro - Silur gegen die bunte Serie absetzt und in ihrer südlichen Fortsetzung als Flexur die Tillite gegen Südosten abbiegt (vgl. Fig. 10).

3. Die Bruchlinie zwischen der bunten Serie und der Kalk-Dolomitserie, die sich vom untern Broget Tal in westsüdwestlicher Richtung an den Geolog Fjord zieht.

4. Der Bruch unmittelbar westlich von Solstrand, der die Devonkonglomerate und das Kambro - Silur von der obern

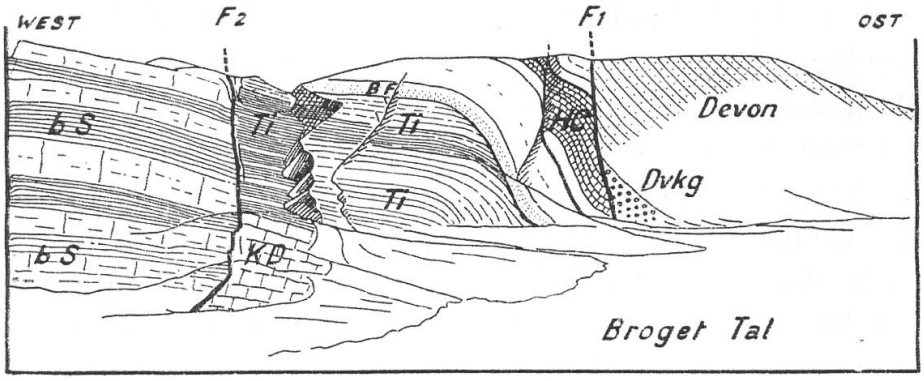


Fig. 10. Die Verwerfungen am Devonwestrand auf der Strindberg Halbinsel, auf der nördlichen Seite des Broget Tales. Perspektivische Skizze.

Legende: bS bunte Serie der mittlern, KD Kalk-Dolomitserie der obern Eleonore Bay Formation, Ti Tillite und Tillit Canon Formation, BF Bastion Formation (Kambrium), HC Hyolithus Creek Formation, Dvkg Devonbasiskonglomerate, F_1 Hauptverwerfung am Devonwestrand, F_2 Abspaltungsbruch.

Eleonore Bay Formation trennt. Er bildet die südwestliche Abgrenzung der dreieckigen, an den Grabenrand stoßenden und gegen diesen abgebogenen Scholle. Der Bruch ist von ODELL (25, p. 32/33) als eine Aufschiebung (thrustfault) des Devons beschrieben worden. Doch beruht diese Interpretation auf einer Täuschung, die sich aus dem perspektivischen Bild einer schräg zur Verwerfungsrichtung stehenden Betrachtung erklären läßt. TEICHERT (40, Fig. 25) hat den Bruch in richtiger Weise als eine saigere Verwerfung dargestellt.

5. Ein Bruch, der am Waltershausen Gletscher nördlich des Höhenpunktes 681 beginnt, sich zuerst in südsüdwestlicher, dann in südwestlicher Richtung gegen den Geolog Fjord durchsetzt. Im Norden begrenzt er die Kalk - Dolomitserie auf der Südostseite gegen die bunte Serie im Nordwesten, gegen Südwesten dagegen ändert sich nach den Angaben TEICHERT's der Verschiebungssinn, sodaß der südöstliche Flügel gehoben erscheint.

Es ist möglich, den vertikalen Verschiebungsbetrag an den Brüchen im Strindberg Land ziemlich genau zu berechnen. Da aber die einzelnen Schollen ungleichartig gekippt erscheinen, wechseln die Höhenunterschiede von Stelle zu Stelle. Im Norden ist beim Berge Blokken das Devon des Nordfjord Grabens

gegenüber der Kalk - Dolomitserie um mindestens 4000 Meter abgesunken. Am Bruch 5 der vorhergehenden Aufzählung ist am Waltershausen Gletscher die Kalk - Dolomitserie gegenüber der bunten Serie um etwa 1500 Meter vertieft, sodaß sich am Waltershausen Gletscher eine gesamte Absenkung des östlichen Areals um rund 5500 Meter ergibt. Beim Broget Tal, wo sich der Hauptbruch bereits in zwei Teile aufgespalten hat, ist im östlichen Bruch, wo das Devon gegen das Kambro-Silur verworfen ist, der Unterschied etwa 1500 Meter groß, beim Abzweigungsbruch, dem Nr. 2 der Aufzählung, stößt Kambro-Silur an bunte Serie (vgl. Fig. 10), was einer Versetzung von rund 3000 Metern entspricht. Bei Solstrand macht der östliche Bruch bei Porten etwa 800 bis 1000 Meter aus, während beim westlichen, wo Kambro - Silur und Devon gegen die Kalk - Dolomitserie versetzt sind, eine Sprunghöhe von 1500 bis 2000 Meter berechnet werden kann.

Das Alter der Verwerfungen läßt sich auf der Strindberg Halbinsel nicht bestimmen, man kann nur sagen, daß sie jünger als die Devonschichten des Gebietes sind. Auf dem Strindberg Hochplateau tritt keiner der Brüche als längere Geländestufe in Erscheinung. Dasselbe gilt vom Grabenbruch, der schräg durch die Strukturen des Ole Römer Landes schneidet. Die Grabenränder sind vollständig ausgeebnet. Dies steht in auffälligem Gegensatz zu dem 60 Kilometer weiter im Osten verlaufenden Hochlandrandbruch, der im Gelände als Bruchstufe scharf heraustritt. Man darf daraus den Schluß ziehen, daß an den Bruchlinien am Westrande des Devongebietes in jüngerer Zeit keine Bewegungen stattgefunden haben.

Auf den flexurartigen Bruch an der Westseite des Inliers am Moskusoksen Fjord wurde verschiedentlich hingewiesen (9, Fig. 8, und 10, Abb. 3). Auf der Nordseite des Fjordes sind die Sandsteine der Kap Kolthoff Serie östlich des Torbern Bergmann Berges abgesunken. Die Bruchzone schneidet durch das Kristallin des Inliers, Kalke und Devonkonglomerate sind vom Dache des Gneisrückens abgesunken und als Reste eines Verbindungsschenkels hängen geblieben. Zu diesen abgeschleppten Massen gehört auch der Kalkfelsen auf Fjordniveau, in dem von PARKINSON und WHITTARD ordovizische Fossilien gefunden

worden sind. Auch auf der Südseite des Fjordes ist das Gneisgewölbe gegen Westen durch die Flexur begrenzt. Die Konglomerate und die Sandsteine der Kap Kolthoff Serie sind schräg gestellt, währenddem darüber, in der Höhe, die roten Sandsteine der Kap Graah Serie mit großer Winkeldiskordanz flach auf den abgebogenen Schichten liegen. Hier kann einwandfrei bestimmt werden, daß die Verwerfung gegen das Ende der Ablagerungszeit der Kap Kolthoff Serie und vor Beginn der Sedimentation der Kap Graah Serie entstanden ist. Die Bruchbildung muß kurze Zeit vor den Faltungsbewegungen der Hudson Land Phase III zustande gekommen sein und etwas nach der Eruptionszeit der Vulkane am westlichen Moskusoksen Fjord. Wir nehmen an, daß auch der Bruch auf der andern Seite des Nordfjord Grabens, im Strindberg Land, zur gleichen Zeit entstand und fassen die Gräben im Nordfjord Gebiet als oberdevonische Bruchbildungen auf.

Im südlichen Teil besitzt der Nordfjord Graben eine Breite von ungefähr 20 Kilometern, gegen Norden gabelt er sich. Im Kartenbild gleicht er stark den Einbrüchen in den Großgrabengebieten, deren Entstehung und Einordnung in regionale Wölbungszonen von CLOOS (14) beschrieben worden sind. Ob sich auch der kleinere Nordfjord Graben einer regionalen Aufwölbung einfügen läßt, kann noch nicht sicher entschieden werden. Der Graben entstand im Vorlande eines Gneisrückens, der zwischen Moskusoksen Fjord und Store Tal sichtbar ist und als Inlier bezeichnet wurde, zu einer Zeit, als die Aufwölbung dieser Grundfalte und die Zusammenpressung der Ole Römer Land Mulde beendigt war und sich die neue, mächtige Kap Kolthoff Serie abgelagert hatte.

Auf der Ymer Insel treten am Dusén- und Kejser Franz Joseph Fjord im Kaledon an der Devonwestgrenze einige größere Verwerfungen auf. Schon TEICHERT hat an der Nordküste von Gunnar Andersson Land verschiedene Brüche kartiert (40, Pl. 1). Folgt man von Kap Petersen aus dem Fjord gegen Osten, so bilden die Schichten der gegen Osten einfallenden bunten Serie das Ufer. Darüber folgen die untern Kalke der obern Eleonore Bay Formation, die aber bald, ungefähr 8 Kilometer von Kap Petersen entfernt, an einer steilstehenden Verwerfung abgebrochen sind und an kambro-silurische Schichten stoßen. Diese

stehen nun gegen Osten in einer steilen Felswand an. Darunter kommen am Meer an einer Stelle Tillite zum Vorschein, darüber liegen, gegen Osten einfallend, die gut geschichteten untern Formationen der kambro-ordovizischen Serie und darauf die massigen Kap Weber Kalke. Diese ruhen scheinbar diskordant auf ihrer Unterlage. Bei näherem Zusehen stellt man aber fest, daß die abgesunkene kambro-silurische Scholle durch eine Reihe kleiner, schräg zur Küste ausstreichender und antithetisch angeordneter Brüche zerhackt ist. Vom Meer aus sieht man die verschiedenen Teilschollen kulissenartig hintereinander gestaffelt, ohne daß die Brüche deutlich sichtbar werden. Es wird dadurch eine Diskordanz der obern, massigen Kalke vorgetäuscht. Es müßte noch untersucht werden, ob nicht auf diesen Kalken Devonkonglomerate vorhanden sind (vgl. Pl. IX).

An der Hauptverwerfung stößt die Untergrenze der Kap Weber Formation an den untern Teil der Kalk - Dolomitserie der Eleonore Bay Formation, der östliche Flügel liegt infolgedessen um rund 2500 Meter tiefer, als der westliche. Die Verwerfung zieht sich mit abnehmender Sprunghöhe in südöstlicher Richtung durch das Gunnar Andersson Land und erscheint, mit einem Verschiebungsbetrag, der nur noch einige hundert Meter ausmacht, am Dusén Fjord.

Drei oder vier Kilometer östlich dieses Bruches stößt man am Franz Joseph Fjord, dort wo die Felswand etwas vom Meere zurücktritt, wiederum auf Schichten der obern Eleonore Bay Formation, dann auf Tillite und gegen die Devongrenze auf Kambro - Silur. Alle Formationen fallen gegen Osten ein. Die Lage dieser Schichten entspricht ungefähr der Fortsetzung der flachen Ostflanke der kaledonischen Antiklinale westlich des vorhin beschriebenen großen Bruches. Eine Verwerfung, die in nordwestlicher Richtung schräg zur Küste ausstreicht, trennt die mehr landeinwärts gelegenen kambro-silurischen Schichten der Felswand von der älteren Formationsfolge am Fjordufer. Das Kambro - Silur der hohen Wand ist grabenartig zwischen den beiden Verwerfungen versenkt. Gegen Südosten scheint sich der kleine Graben zu verbreitern und an Tiefe abzunehmen. Leider konnte nicht abgeklärt werden, wie weit sich die Grabensenke landwärts ausdehnt und ob sie vor oder nach der Ablagerung der Devonschichten entstanden ist.

In der allgemeinen Übersicht ist am Anfang dieser Schrift auf die Bedeutung des Hochlandrandbruches hingewiesen worden. Auf der Karte erscheint das Devon gegen Osten im wesentlichen durch diesen Bruch begrenzt zu sein. Die Entstehung der Bruchlinie geht auf das Unterkarbon zurück. Am Fuße der Bruchstufe haben sich in einer langgezogenen Senke kontinentale Karbonablagerungen angesammelt. Im Devonareal zwischen der südlichen Gauß Halbinsel und dem mittleren Kong Oscar Fjord hat am Ende der Devonzeit die Faltung der Ymer Insel Phase stattgefunden, die von einem Gebiet ausging, das östlich dieser großen Verwerfungslinie lag. Die Bruchbildung trat also, wenigstens im Raume zwischen der Gauß Halbinsel und dem südlichen Teil von Kongeborgen, unmittelbar nach einem Zusammenschube ein. Durch die Absenkung sind die ursprünglichen Zusammenhänge unterbrochen worden, und es kann vorläufig nichts über die strukturellen Beziehungen zwischen oberdevonischem Faltungsgebiet und karbonischem Einbruch und Absenkung ausgesagt werden.

VI. SUMMARY

1. The preceding work is a study of the geological conditions at the western margin of the Old Red Sandstone Area on Ymer Island and Strindberg Land. The region is situated between the King Oscar and Franz Joseph Fjords in the north-western part of the geological depression called by KOCH Royal Bay.

2. Part of the coast, 80 to 100 kilometers wide, has sunk in relation to the interior of the continent. VISCHER has given the name Post-Devonian Main Fault to the great fault which borders this part of the coast on the west. The fault-escarpment can be easily seen for 350 kilometers and so is called the Highland Boundary Fault. The fault-line bears south-south-west from Cope Land to Franz Joseph Fjord and its course is parallel to an older fracture 60 kilometers further

inland. As it leaves the Royal Bay Depression it bears south-west and cuts obliquely through the Devonian rock area to the Caledonian zone in the west. At the south-western edge of the Royal Bay it again bears south and keeps this course as far as Hall Bredning.

3. The coastal stretch has not sunk in all parts to the same level, so it must be supposed that there are faults running obliquely to the main fault. The geological conditions would suggest the existence of such transverse faults in the outer parts of the King Oscar and Franz Joseph Fjords. These faults border the Royal Bay near the coast to the north and south.

4. Attempts have been made to decide the altitude of the various formations in the interior of the Royal Bay from three geological sections arranged from north to south.

5. West of the Devonian region lies the Caledonian Fjord zone in which the Caledonian sediments have been compressed to form folds of a Jurassic type. From Segelselskapets Fjord to the Franz Joseph Fjord the western edge of the Devonian rock area follows the eastern slope of an anticline called the Eastern Anticline by WEGMANN and which is also called the Boundary Anticline in this work. To the north this fold flattens out to a certain degree and continues north-north-west to the interior of Andrée Land. On the eastern side of the arch a ramification of folds takes place and the following new tectonic elements are present in Strindberg Land from the south to the north:

   the Ole Römer Land syncline,
   the Broget Dal-Vogt Bjaerg anticline,
   the Elisabeth Bjaerg syncline,
   the Agardh Bjaerg anticline, and
   the Eremit Dal syncline.

   These branch-folds strike in directions diverging from the main anticline. The axes strike north-north-east and north-east through Strindberg Land.

6. The Devonian rock has been deposited in a longitudinal trough in the interior of the Caledonian fold zone. The most southerly outcrops are in Canning Land and the most northerly so far observed near the Vibecke Glacier. Therefore the Devonian Depression was more than 300 kilometers long. In the interior of the trough, Old Red Sandstone and Conglomerates several thousand meters in depth have been deposited. The Highland Boundary Fault divide the Devonian area obliquely in a high-lying northern part in which Devonian rock forms the surface of the land, and in a sunken southern part where the Devonian Sandstone is covered by younger sediments.

7. On Canning Land in the southern part of the Devonian Depression, the volcanic Kap Fletcher series forms the basis of the Devonian layers. The geological conditions would suggest that this formation dates from early Middle or late Lower Devonian times. Above the volcanic series there is a thick layer of Old Red Sandstone of upper Middle Devonian age. In the northern region, to the north of the Highland Boundary Fault, the existence has been proved only of Upper Devonian rock. Therefore the rising and sinking of parts of the Caledonian Mountain Chain must be supposed to have begun in late Lower or early Middle Devonian times. A thick Old Red Layer was deposited first in the southern part of the trough, while the northern part was filled up mainly during Upper Devonian times.

8. The western boundary of the Devonian area can be determined to some extent only in the high-lying part of the Old Red Sandstone. From the Syltoppene to the north coast of Ymer Island, the eastern limb of the Caledonian boundary anticline forms, in a steep rock wall, the western edge of the Devonian formation; at least this is so where the lowest Devonian series is concerned, while the upper series here and there stretch beyond the crest-line to the west. North of the Franz Joseph Fjord a large fault borders the Devonian formation on the west. In the North Fjord Graben and its northerly continuation, the Devonian formation has sunk several thousand meters in relation to the Caledonian rock

in the west. The Devonian Sandstone has thus been conserved, in spite of the fact that the structures rise to the north. The western edge of the Devonian rock once stretched beyond the western boundary fault of the Graben, probably as far as the great boundary anticline in Andrée Land.

9. In the Devonian conglomerates, which appear in the western area, there are two different formations:

   the basal conglomerate and
   the conglomerate of the basin boundary.

   The first inclines from the edge of the Devonian area to the east under the Devonian Sandstone. It comprises the oldest deposits in the Devonian trough; because the deposits transgressed from the interior of the basin to the outer edge the basal beds are older in some parts of the trough than in others.

   The conglomerates of the basin boundary, on the other hand, are accumulations deposited near the centre of alluvial fans. They are replaced in the interior of the basin by sandstone.

10. In the conglomerates of the lower series no crystalline rock is present. On the other hand, in the interbedded sandstone, there is a good deal of feldspar and mica. It must be assumed that in the west of the Devonian trough the non-metamorphic sediments of the Caledonian superstructure alone appeared and that the crystalline zone is to be found further to the west.

11. From the structure of the area attempts have been made to connect the orogenic unconforming series of Upper Devonian Sandstone in the Moskusokse Fjord with the large conforming sandstone series of Strindberg Land and the western part of Ymer Island. The Upper Devonian layers — „basal beds“ — which to-day lie on the same level on the western boundary of the Devonian rock are older in some parts than in others.

12. Structural and tectonic units of various kinds appear within the Devonian area described in this work. The following have been identified:

    (a) the North Fjord Graben and its two northern branches. These have been proved to date from the Upper Devonian age. The two uppermost Devonian series on the Gauss Peninsula are younger than the faults.

    (b) Several broad synclines and anticlines can be traced from the Gauss Peninsula to Traill Island; the youngest Devonian beds of the Mount Celsius series are also folded in them. This late Caledonian folding activity, the „Ymer Island phase", took place in late Upper Devonian or early Carboniferous times.

    (c) The upthrust of a Devonian Sandstone mass towards the western margin of the Devonian area is connected with this folding activity. The clean-cut-thrust can be traced southwards from the Angelin Mountain as far as the end of Kongeborgen at the Highland Boundary Fault.

    (d) There are several tear-faults in the Devonian fold zone. They coincide with the narrow fjords which run west-east, so that the cross-sections of the opposite shores of these fjords are asymmetric.

13. The deposition of large conglomerate and sandstone masses in the Devonian trough is obviously a consequence of strong dislocations in the Caledonian mountain ranges. It is probably a question of warpings and thrusts of parts of the mountain foundation in the western region of the fjords. BACKLUND, WEGMANN and others here observed post-crystalline zones of mylonite. The absence of crystalline rock in the lower Devonian series would suggest that the elevation began in the west and passed only at a later time to the eastern regions. During the folding in the Hudson Land phases, the zones affected by the dislocations are situated more in the east, in the interior of the Devonian Basin.

14. The folding in the Devonian rock area during the Ymer Island phase had its effect upon the adjacent Caledonian structures. The Boundary Anticline was affected in the Ymer Island region, whereas in the south, in the depression of the anticline axis, the dislocation touched only the Devonian Sandstone.

15. The fault in the west of the North Fjord Graben is hardly noticeable in the landscape. It follows that, contrary to evidence in the Highland Boundary Fault, no dislocations have affected this Upper Devonian Fault in more recent times.

16. The North Fjord Graben terminates in the south in the Franz Joseph Fjord. As the large fault on the west side of the Graben, disappears in the south, so a ramification of faults appears. These branch into Strindberg Land and divide it into a mosaic of blocks.

Translated by Mrs. B. H. C. Jaggers.

VII. BIBLIOGRAPHIE

M. o. G.: Meddelelser om Grønland
Mitt. Naturf. Ges. Schaffh.: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen

1. ALDINGER, H. Geologische Beobachtungen im obern Jura des Scoresbysundes (Ostgrönland). — M. o. G., Bd. 99, Nr. 1, København 1935.

2. BACKLUND, H. G. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. — In: L. KOCH, Preliminary report on the Danish Expedition to the East Greenland in 1929. — M. o. G., Bd. 74, Nr. 11, p. 209-295, København 1930.

3. BACKLUND, H. G. Das Alter des „Metamorphen Komplexes" von Franz Josef Fjord in Ostgrönland. — M. o. G., Bd. 87, Nr. 4, København 1932.

4. BIERTHER, W. Vorläufige Mitteilung über die Geologie des östlichen Scoresbylandes in Nordostgrönland. — M. o. G., Bd. 114, Nr. 6, København 1941.

5. BUBNOFF, S. von. Einführung in die Erdgeschichte. I. Teil. — Berlin 1941.

6. BÜTLER, H. Some new investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. — M. o. G., Bd. 103, Nr. 2, København 1935.

7. BÜTLER, H. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., XII. Heft, Nr. 3, p. 17-33, Schaffhausen 1935.

8. BÜTLER, H. Erläuterungen zu einigen Bildern der Ellainsel in Ostgrönland. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., XIII. Heft, Nr. 2, p. 9-14, Schaffhausen 1937.

9. BÜTLER, H. Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrönland. — M. o. G., Bd. 114, Nr. 3, København 1940.

10. BÜTLER, H. Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrönland. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, Nr. 5, p. 105-131, Schaffhausen 1940.

11. BÜTLER, H. Notes on the Geological Map of Canning Land (East Greenland). — M. o. G., Bd. 133, Nr. 2, København 1948.

12. BÜTLER, H. Geological Map of East Greenland (Parts of Ole Römer Land, Hudson Land, Gauß Peninsula, Strindberg Land and Ymer Island). — Geodaetisk Institut, København 1948.

13. CLEAVES, A. B. and FOX, E. F. Geology of the west end of Ymer Island, East Greenland. — Bull. Geol. Soc. of America, vol. 46, p. 463-488, New York 1935.

14. CLOOS, H. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. — Geol. Rundschau, Bd. XXX, Zwischenheft 4 A, p. 401-527, Stuttgart 1939.

15. CLOOS, H. Zur Tektonik der Ostküste von Grönland. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, Nr. 14, p. 179-181, Schaffhausen 1940.

16. KOCH, L. The Geology of East Greenland. — M. o. G., Bd. 73, Nr. 1, København 1929.

17. KOCH, L. Stratigraphy of Greenland. — M. o. G., Bd. 73, Nr. 2, København 1929.

18. KOCH, L. Geologie von Grönland. — Berlin 1935.

19. KOCH, L. Über den Bau von Grönland. — Geol. Rundschau, Bd. XXVII, Heft I, p. 9-30, Stuttgart 1936.

20. KULLING, O. Stratigraphic studies of the Geology of Northeast Greenland. — In: L. KOCH, Preliminary report on the Danish Expedition to East Greenland in 1929. M. o. G., Bd. 74, Nr. 13, p. 317-346, København 1930.

21. MAYNC, W. Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73-75° N. Lat. — M. o. G., Bd. 114, Nr. 5, København 1939.

22. MAYNC, W. Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73° und 75° Lat. N. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, Nr. 10, p. 161-163, Schaffhausen 1940.

23. NATHORST, A. G. Bidrag til nordöstra Grönlands Geologi. — Geol. For. Stockh. Förh., Bd. 23, H. 4, p. 275-306, Stockholm 1901.

24. NORDENSKJÖLD, O. On the Geology and Physical Geography of East-Greenland. — M. o. G., Bd. 28, p. 153-284, København 1907.

25. ODELL, N. E. The Structure of the Kejser Franz Josephs Fjord region, North-East Greenland. — M. o. G., Bd. 119, Nr. 6, København 1939.

26. ODELL, N. E. The Petrography of the Franz Josef Fjord Region, North-East Greenland, in relation to its Structure: A study in Regional Metamorphism. — Transactions of the Roy. Soc. of Edinburgh, vol. LXI, part. I, No. 8, p. 221-246, Edinburgh 1944.

27. ORVIN, A. K. Beiträge zur Kenntnis des Oberdevons Ost-Grönlands. — Norges Svalbard- og Ishavs-Undersøkelser, Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 30, p. 1-20, Oslo 1930.

28. PARKINSON, M. M. L. and WHITTARD, W. F. The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. — Quart. Journ. Geol. Soc., vol. LXXXVII, p. 650-674, London 1931.

29. POULSEN, CHR. Contributions to the Stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East Greenland. — In: L. KOCH, Preliminary report on the Danish Expedition to East Greenland in 1929. — M. o. G., Bd. 74, Nr. 12, p. 297-316, København 1930.

30. POULSEN, CHR. The lower Cambrian faunas of East Greenland. — M. o. G., Bd. 87, Nr. 6, København 1932.

31. POULSEN, CHR. On the lower Ordovician faunas of East Greenland. — M. o. G., Bd. 119, Nr. 3, København 1937.

32. SÄVE-SÖDERBERGH, G. Notes on the Devonian Stratigraphy of East Greenland. — M. o. G., Bd. 94, Nr. 4, København 1932.

33. SÄVE-SÖDERBERGH, G. Further contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. — M. o. G., Bd. 96, Nr. 1, København 1933.

34. SÄVE-SÖDERBERGH, G. Further contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. — M. o. G., Bd. 96, Nr. 2, København 1934.

35. SÄVE-SÖDERBERGH, G. On the Palaeozoic Stratigraphy of Canning Land, Wegener Peninsula and Depot Island (East Greenland). — M. o. G., Bd. 96, Nr. 5, København 1937.

36. SCHAUB, H. P. Zur Vulkanotektonik der Inseln Traill und Geographical Society. — M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, IV, p. 30-44, København 1938.

37. SCHAUB, H. P. Zur Geologie der Traill Insel (Nordost-Grönland). — Eclog. Geol. Helv., vol. 35, Nr. 1, p. 1-54, Basel 1942.

38. STAUBER, H. Stratigraphisch-geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. — M. o. G., Bd. 114, Nr. 7, København 1940.

39. STAUBER, H. Die Triasablagerungen von Ostgrönland. — M. o. G., Bd. 132, Nr. 1, København 1942.

40. TEICHERT, K. Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. — M. o. G., Bd. 95, Nr. 1, København 1933.

41. TEICHERT, K. Geology of Greenland. — In: Geology of North America, p. 100-175, Berlin 1935.

42. VISCHER, A. Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord, während der Zweijahresexpedition 1936-1938. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, Nr. 9, p. 152-160, Schaffhausen 1940.

43. VISCHER, A. Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. — M. o. G., Bd. 133, Nr. 1, København 1943.

44. WEGMANN, C. E. Preliminary report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland). — M. o. G., Bd. 103, Nr. 3, København 1935.

45. WEGMANN, C. E. Zum Baubilde von Grönland. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., XIII. Heft, Nr. 3, p. 15-23, Schaffhausen 1937.

46. WEGMANN, C. E. Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, Nr. 1, p. 29-46, Schaffhausen 1940.

47. WEGMANN, C. E. Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. — Mitt. Naturf. Ges. Schaffh., Bd. XVI, Nr. 4, p. 82-104, Schaffhausen 1940.

48. WEGMANN, C. E. Zur Feststellung von Landverschiebungen in der Arktis. — Geol. Rundschau, Bd. XXXIV, Heft 2/6, p. 236-242, Stuttgart 1943.

49. WEGMANN, C. E. Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. — In: To PENTI ESKOLA, bull. comm. géol. de Finlande, No. 140, p. 223-238, Helsinki 1947.

50. WORDIE, J. M. Cambridge East Greenland Expedition 1929: Ascent of Petermann Peak. — Geogr. Journ., vol. 75, p. 481-504, London 1930. Appendix II, Geology (Preliminary report) by WHITTARD, W. F.

Für die Profilkonstruktionen benützte Karten und Hinweise:

51. BOYD, LOUISE A. The fjord region of East Greenland. Franz Josef Fjord and vicinity, Key to Echo Sounding Profiles 1 : 1 500 000. — Amer. Geogr. Soc. Special Publ., No. 18, pl. XII and XIII, New York 1935.

Karten des GEODÄTISCHEN INSTITUTES, København.

52a Östgrönland mellem 70° og 77° n. Br., 1 : 1 000 000.

52b Kong Oscars Fjord, 72 ö. 2, 1 : 250 000.

52c Ymers Ö, 73 ö. 2, 1 : 250 000.

52d Ole Römers Land, 74 ö. 3, 1 : 250 000.

53. KOCH, L. Index to survey of North Greenland. — M. o. G., Bd. 130, Nr. 2, København 1942.

54. SPAERCK, R. Chart shoving the Bathymetrical Survey in East Greenland during the summer of 1932. — In: Contributions to the Animal Ecology of the Franz Joseph Fjord and adjacent East Greenland Waters. — M. o. G., Bd. 100, Nr. 1, pl. 1, København 1933.

(Manuskript am 12. April 1948 eingegangen.)

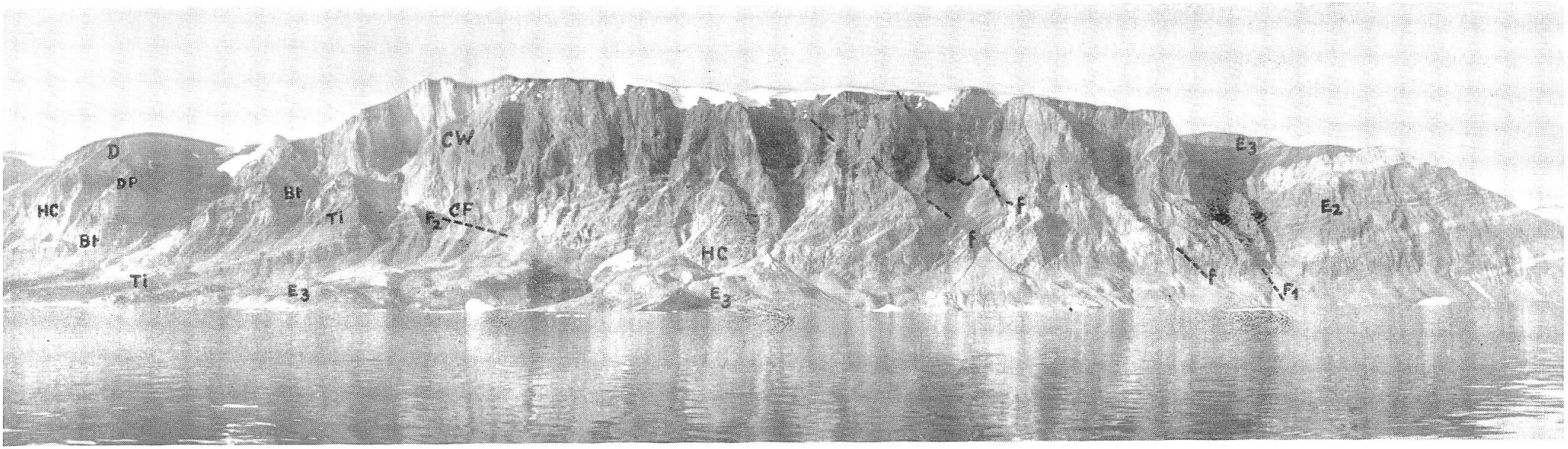
Das Randgebiet der kaledonischen Fjordzone gegen das Devonareal, auf der Südseite des Dusén Fjordes.

Rechts und in der Bildmitte stehen Schichten der mittleren und oberen Eleonore Bay Formation an. Der Berg links, 890 Meter hoch, besteht unten aus subkambrischen Tilliten, darüber liegen die kambro-silurischen Kalke und zuoberst ein Rest von Devonbasiskonglomerat. Die Tillite stoßen gegen Westen, an einer Verwerfung, an die präkambrischen Kalke der Eleonore Bay Formation. Sie sind gegenüber diesen abgesunken.

Legende: E_2 mittlere, E_3 obere Eleonore Bay Formation, Ti Tillite, Bt Bastion Formation, HC Hyolithus Creek Formation, DP Dolomit Point Formation, CF Caß Fjord Formation, CW Kap Weber Formation, D Devonbasiskonglomerat, F Verwerfung.

Man vergleiche zu diesem Bild das Profil VIII auf der Tafel XI.

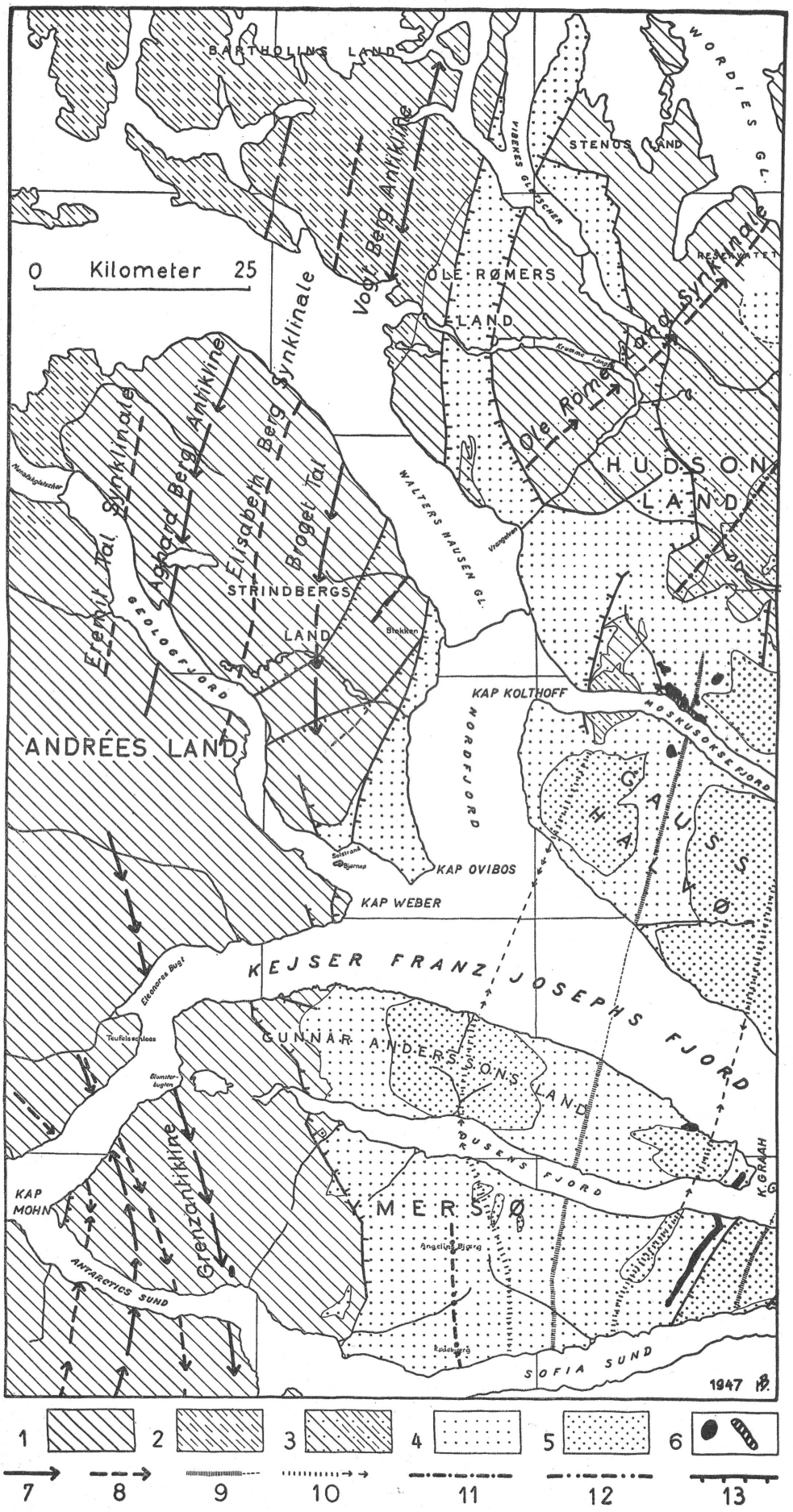
Aufnahme vom 30. März 1934.



Das Randgebiet der kaledonischen Fjordzone gegen das Devonareal, an der Nordküste von Gunnar Andersson Land am Kejser Franz Joseph Fjord.

Rechts im Bilde sieht man die gegen Osten einfallenden Schichten der mittleren und oberen Eleonore Bay Formation. Die steilen Felsen in der Mitte bestehen aus den kambro-silurischen Kalken einer eingesunkenen Grabenscholle. Gegen links, längs der Küste, folgt eine normale Schichtenfolge von oberer Eleonore Bay Formation, Tilliten, kambro-silurischen Kalken und Devon.

Legende: E_2 mittlere, E_3 obere Eleonore Bay Formation, Ti subkambrische Tillite, Bt Bastion Formation, HC Hyolithus Creek Formation, DP Dolomit Point Formation, CF Caß Fjord Formation, CW Kap Weber Formation, D Devon, F_1 westlicher, F_2 östlicher Randbruch des Grabens, f kleinere antithetische Brüche in der Grabenscholle. Aufnahme vom 27. August 1936.



1 Gesteine der kaledonischen Sedimentserie, 2 kaledonisches Kristallin, 3 durch oberdevonische Faltungen bewegtes Kaledon (Sedimente und Kristallin), 4 die untern oberdevonischen Serien (Basis-, Kap Bull- und Kap Kolthoff-Serie), 5 die obern oberdevonischen Serien (Kap Graah- und Mont Celsius-Serie), 6 devonische Eruptive, vorwiegend saure Gesteine (Schlotgänge, Deckenporphyre, schraffiert: Tuffe), 7 Antiklinalen der kaledonischen Fjordzone, 8 Synklinalen der kaledonischen Fjordzone, 9 Antiklinalen in den Devonsandsteinen, 10 Synklinalen in den obern Devonserien, 11 Aufschiebungsfront des Kristallins in der Inlier-Visper Tal Zone. 12 Angelin- und Röde Berg Aufschiebung, 13 die größeren Verwerfungen im westlichen Grenzgebiet des Devons.

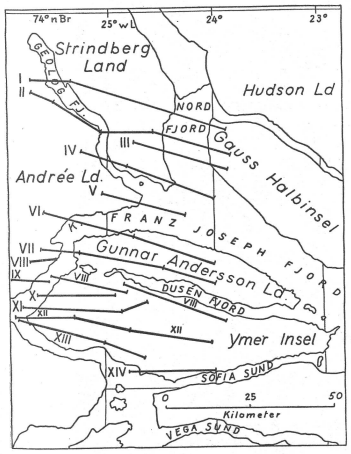
Geologisch-tektonische Übersichtskarte vom Grenzgebiet des Devons auf der Ymer Insel, dem Strindberg- und dem Ole Römer Land, im Maßstabe von 1 : 500000, nach eigenen Aufnahmen entworfen von H. BÜTLER, unter Benutzung der Kartenskizzen von C. TEICHERT und C. E. WEGMANN.

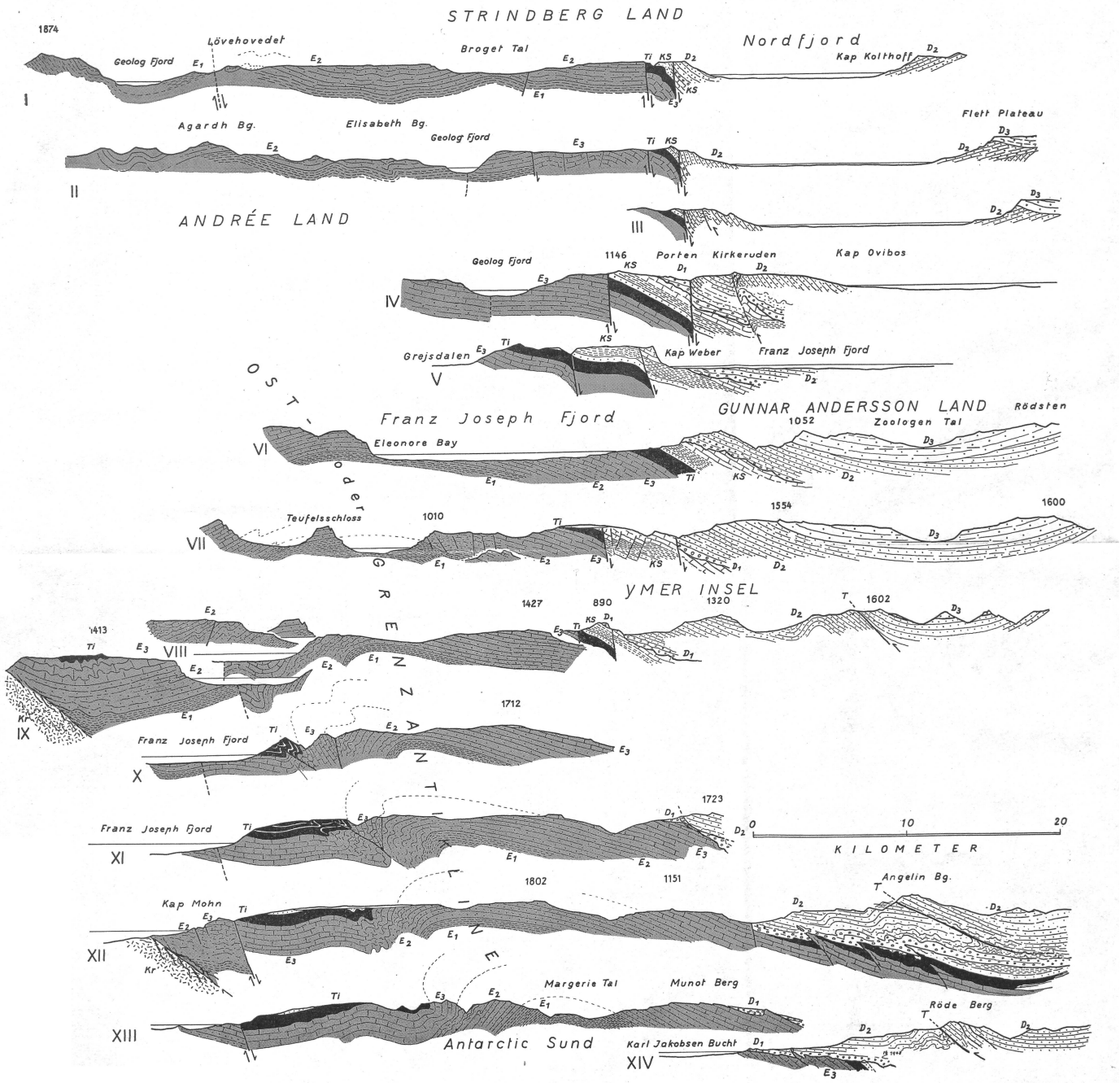
Die Küstenumrisse wurden, mit gütiger Erlaubnis, den Karten des geodätischen Institutes in Kopenhagen entnommen.

Erläuterungen zu Tafel XI

Querprofile durch das südliche Strindberg Land und den westlichen Teil der Ymer Insel, Maßstab 1 : 200 000.

Legende:
- D_3 Sandsteine der oberdevonischen Kap Graah Serie
- D_2 Devonsandsteine der untern Serien (Oberdevon)
- D_1 Devonkonglomerate
- Kr kaledonisches Kristallin
- KS Kambro-Silur
- Ti subkambrische Tillite und Tillit Canon Formation
- E_3 Kalk-Dolomitserie } spätpräkambrische
- E_2 bunte Serie } Eleonore Bay Formation
- E_1 Quarzitschieferserie } Eleonore Bay Formation
- T Aufschiebung



Anordnung und Numerierung der auf der Tafel XI dargestellten Profile.

Die Umrisse wurden den Karten des geodätischen Institutes in Kopenhagen entnommen.