

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 114 · Nr. 7

GEOLOGISK EKSPEDITION TIL ØSTGRØNLAND 1936—38

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

STRATIGRAPHISCH-
GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN DER
OSTGRÖNLÄNDISCHEN SENKUNGSZONE
DES NÖRDLICHEN JAMESONLANDES

VON

HANS STAUBER

GEOLOGISCHES INSTITUT E. T. H. ZÜRICH

VORLÄUFIGER BERICHT

MIT 2 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1940

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. Vorwort und Einleitung	5
II. Stratigraphie	7
A. Karbon	9
(gross punktiert auf der Kartenskizze)	
B. Perm	9
(schwarz auf der Kartenskizze)	
C. Trias	11
a. Marine Eotrias	12
(senkrecht fein schraffiert auf der Kartenskizze)	
b. Brackisch-marine Trias. (Klitdal-Formation)	13
(senkrecht schraffiert auf der Kartenskizze)	
c. Kap Biot Formation	14
(schiefe feine Kreuzschraffur auf der Kartenskizze).	
d. Eine Sediment-Massengleitung grössten Ausmasses	15
D. Rhät-Lias	18
(fein punktiert auf der Kartenskizze)	
E. Mariner Lias	20
(horizontal fein schraffiert auf der Kartenskizze)	
F. Dogger	21
(horizontal weit schraffiert auf der Kartenskizze)	
G. Oberjura und Kreide	22
(weisse Striche in Schwarz und weite Kreuzschraffur auf der Karten- skizze)	
H. Diluviale und neuzeitliche Ablagerungen	22
III. Die Basalte	24
1. Die Lagergänge oder Sills	24
2. Die Steilgänge	26
IV. Tektonik	28
V. Berichtigungen zur Stratigraphie der nördlichen Inseln Traill und Geo- graphical Society O	30
VI. Literaturverzeichnis	34

I. Vorwort und Einleitung.

Die Hauptaufgabe der Dänischen Zweijahrsexpedition nach Ostgrönland von 1936—1938, unter der Leitung von Dr. LAUGE KOCH, war die Untersuchung der postdevonischen Zone von Nordost-Grönland. Die beiden südlichen, des in vier Hauptabschnitte geteilten Untersuchungsgebietes, sind erstens, durch den äusseren Kejser Franz Joseph Fjord und den Kong Oskar Fjord, das südlichste zweite Gebiet von letzterem und dem Scoresbysundfjorde begrenzt. Der nördliche Teil, die beiden Inseln Geographical Society und Traill umfassend, wurde vom Verfasser als Expeditionsmitglied, im ersten Arbeitsjahre, von der Station Ella Ø aus, (1936—1937) stratigraphisch untersucht: Hierüber liegt ein kurzer Feldbericht vor (STAUBER 1938). Die mir im zweiten Jahre gestellte Aufgabe, nach den Instruktionen der Expedition, ist kurz folgende: Systematische Verfolgung der auf den nördlichen Inseln angetroffenen Schichtserien im Südgebiete, ihre stratigraphisch-geologische Untersuchung mit Anschluss an die schon untersuchten Teile (ROSENKRANTZ, HARRIS, NOE NYGAARD, ALDINGER usw.). Daneben sind besonders auch Fossileinsammlungen zu machen, ferner soll am Schlusse eine geologische Übersichtskarte erstellt werden können.

Für die Durchführung des Arbeitsplanes war im Sommer 1937, der Bau einer neuen Forschungsstation »Gurreholm«, am Südende des Fleming Inlet geplant, mit Verwendung von Isländer Pferden für die Sommerreisen. Infolge der aussergewöhnlichen Eisverhältnisse dieses Sommers, gelang es dem Expeditionsschiffe leider nicht, nördlicher als in den Scoresbysundfjord zu segeln. So war man gezwungen, die neue Station im SW. Jamesonlande, beim Mündungsgebiete des Schuchert-Rivers zu erstellen. Die Lage der Station, 50—100 km vom Hauptarbeitsgebiete entfernt, brachte Zeitverluste und stellte vermehrte Anforderungen für Schlitten- und Pferdereisen bei Depotauslegungen und Sammlungstransporten. Ferner war der Verfasser gezwungen, bis zur Schlittenzeit auf der Ella Insel zu verbleiben, womit mir auch die Sommer-Herbstarbeit von 1937 verloren ging. Das Arbeitsgebiet wurde in der lückenlosen Arbeitszeit vom März bis Anfang August 1938 bearbeitet.

Die Schlittenreisen mussten mit Beginn Junimonat abgebrochen werden. Nach Mitte Juni war es sodann möglich, die Reisen mit den vier überwinterten Pferden fortzusetzen. Im Juni—Julimonat wurde mit zwei derselben eine Durchquerung des zentralen Jamesonlandes vom Schuchert-river bis zum Klitdalen, Hurry Inlet und zurück ausgeführt, um die stratigraphische Verbindung mit dem östlichen Gebiete zu erhalten.

Zu grossem Danke bin ich dem Expeditionsleiter, Herrn Dr. LAUGE KOCH verpflichtet, indem mir durch seine Initiative, die gut ausgestattete Station mit Gehilfen, Pferde- und Hundematerial zur Verfügung standen. Ihm, als auch den Herren Dr. E. WEGMANN und Dr. H. BÜTLER, bin ich ferner für Ratschläge und Mithilfe bei der Aufstellung des Arbeitsplanes, Dank schuldig, welcher Plan aber leider, durch die oben geschilderten Umstände, vom Verfasser neu aufgestellt werden musste. Dem Stationspersonale, vor allem IB POULSEN, (Telegraphist) meinen Assistenten H. HÜBSCHER, Magister EIGIL NIELSEN und meinem Schlittenführer, möchte ich für die treue Mithilfe und Kameradschaft, ebenfalls meinen herzlichen Dank aussprechen.

Ich möchte auch an dieser Stelle einige Verdankungen für das erste Arbeitsjahr und für den ersten Jahresbericht nachholen. Meinen Gehilfen, sowie meinem Arbeitskollegen H. P. SCHAUB, möchte ich für die stete Mithilfe, gute Kameradschaft und die Zusammenarbeit noch herzlich danken. Herrn Dr. WEGMANN und meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. A. JEANNET bin ich speziell zu grossem Danke verpflichtet für die druckfertige Umarbeitung des ersten Arbeitsrapportes.

Vorliegender Bericht soll nur als kurzgefasste vorläufige Mitteilung über die Untersuchungsergebnisse des Südgebietes aufgefasst werden. Sämtliches Fossilmaterial ist hier nur nach vorläufiger Feldbestimmung angeführt und verschiedene stratigraphisch-geologische Ausführungen sind vor einer gründlichen Bearbeitung des Fund- und Beobachtungsmateriales mit Vorbehalt aufzunehmen.

Das Arbeitsgebiet lässt sich kurz folgendermassen umgrenzen: Im Osten durch die N—S laufende Linie Carlsbergfjord—Hurry Inlet, (Kaledonikum des Liverpoollandes); im Norden durch den Davy-Sund, Kong Oskar Fjord und das Grænsedalen bis ans westliche Kaledonikum. Die Westbegrenzung bildet das letztere Gebirge in der Linie Skeldal—Schuchert-river. Im Süden wurde das Gebiet ca. mit dem 71. Grade n. Br. abgeschlossen. Auf der Wegenerhalbinsel und auf Canningland sind zu Vergleichszwecken für das Perm und die Trias, nur kurze Besuche gemacht worden, da diese Gebietsteile Kollege K. KLEIBER zugeteilt wurden. Die ans westliche Kaledonikum anschliessende Ecke nördlich des Grænsedalen und des 72. Breitengrades wurde im selben Jahre von Kollege W. BIERTHER bearbeitet. Mit ihm und seinem Assistenten M. ANDERSSON, wie auch mit Kollegen K. KLEIBER, wurde

in enger freundschaftlicher Beziehung stets ein reger Gedankenaustausch über die geologischen Zusammenhänge und Probleme geführt.

Für das gesamte Arbeitsgebiet zwischen dem 71. und 72. Breitengrade, ist noch keine, für genauere geologische Aufnahmen genügende Kartenunterlage vorhanden. Südlich des 71. und nördlich des 72. Breitengrades sind hingegen vom Geodætischen Institute Kopenhagen zwei Blätter im Maasstabe von 1:250 000 kürzlich erschienen. Das dazwischenliegende Blatt im gleichen Maastabe, als Grundlage für die detaillierte geologische Karte, wird in absehbarer Zeit folgen. Für diesen vorläufigen Bericht, möge ein Übersichtskärtchen genügen. Dieses umfasst im Überblick auch die Inseln Traill und Geographical Society, auf welches Gebiet am Schlusse noch kurz eingegangen wird, da sich, nach der nunmehrigen Kenntnis der Schichtserien im Südgebiete, einige stratigraphische Berichtigungen ergeben haben.

Auf die geologische Literatur des Gebietes kann hier nicht näher eingegangen werden. Ich möchte hier aber in erster Linie auf die gute Zusammenfassung von LAUGE KOCH (KOCH 1935) hinweisen. Neben den Ausführungen über den damaligen Stand der Erkenntnis über die Geologie des Gebietes, verweise ich auch auf die verschiedenen Kartenskizzen in der angeführten Arbeit. Als neuere Spezialarbeiten über das Untersuchungsgebiet sind hauptsächlich folgende zu erwähnen: ALDINGER 1935, BÜTLER 1937, FREBOLD und NOE NYGAARD 1938, HARRIS 1937, NOE NYGAARD 1934, ROSENKRANTZ 1934, SCHAUB 1938, SPATH 1932, STAUBER 1938.

II. Stratigraphie.

Die ostgrönländische Senkungszone, welche von Norden die ganze Ostgrönlandküste hinab zieht und südlich des Scoresbysundfjordes unter die mächtigen Deckenbasalte einsinkt, zeigt im Gebiete des Jamesonlandes, zwischen den zwei kristallinen kaledonischen Wölbungszonen Mifa (östlich) und Vela (westlich) (L. KOCH 1935) eine trogförmige Ausbildung. Diese Jamesonlandsenke ist die südliche Fortsetzung einer grossen und tiefen, nach Osten zu offenen Bucht, welche von LAUGE KOCH als Königsbucht (L. KOCH, 1935) benannt wurde. Die zwischen den Wölbungszonen KOCH's liegenden Devonablagerungen der Senke wurden hauptsächlich von H. BÜTLER (BÜTLER 1935) untersucht. Anschliessend war es von Interesse, die jüngeren Bildungen erst im Zentrum der Königsbucht (Inseln Traill und Geographical Society) und dann die südliche Fortsetzung auf Jamesonland zu untersuchen. Für den Überblick der Senkungszone, sei ein für allemal auf die beigelegte Kartenskizze verwiesen. Die in diesem Troge vorgefundenen und im speziellen untersuchten Schichtserien umfassen die Formationen von Karbon bis

A. Karbon.

(grosspunktiert auf der Kartenskizze).

Dieses wurde hauptsächlich westlich des Schuchertivers vorgefunden. Es liegt hier scheinbar direkt auf der kristallinen Unterlage, da letztere ganz in der Nähe zutage tritt. Seine Verbreitung beginnt am Rande der Verwerfung nördlich des Südkaps und zieht zwischen dem Schuchertiver und der westlichen Störungslinie an das Kristallin, nach Norden bis an den Zürchergletscher. In nördlicher Fortsetzung liegen ebenfalls auf kaledonischer Unterlage noch Karbonsedimente in der Ecke, bis die Verwerfung in den Schuchertiver einbiegt. Das aufgeschlossene Schichtprofil beträgt 3—400 m. Die tiefsten vorgefundenen Aufschlüsse liegen beim Delta des Gurreholmtales (GT). Es treten hier zwischen grauen und rötlichen Sandsteinen Tonschieferlagen auf, in welchen H. HÜBSCHER guterhaltene kleine Fischabdrücke fand. Höher im Profile folgen graugrünliche plattige Sandsteine ohne Schieferlagen. Weiter oben werden die Sandsteine gröber und es schalten sich einige dünnere Geröllhorizonte ein. In dieser oberen Serie waren einige schlechterhaltene Pflanzenreste zu finden. An der NE-seite des Schuchertivers treten am Gurreholmberge unter dem Perm dieselben plattigen Sandsteine zutage, wie ich sie auf der Westseite des Flusses antraf. Das am Berge nach Norden ansteigende tiefere Profil konnte leider im Nordgebiete nicht aufgenommen werden. In diesen Sandsteinen waren undeutliche Muschelreste zu finden. Es kann noch nicht entschieden werden, ob wir in diesen Karbon-ablagerungen Äquivalente des im nördlichen Gebiete bekannten kontinentalen Mittelkarbons oder der höheren brakisch-marinen(?) Serien auf der Traill Insel vor uns haben (STAUBER 1938).

B. Perm.

(schwarz auf der Kartenskizze).

Dieses wurde in neuen Vorkommen ebenfalls beidseits des Schuchertivers festgestellt. Es zeigt sich auch hier, wie im Nathorstfjordgebiete, sehr wechselnd ausgebildet und transgrediert hier ebenfalls auf ein postkarbonisches Relief. Es bildet den oberen Aufbau der Berggruppe des Karstrückens (K) (Profil 6). Westlich des Schuchertivers beginnt das Perm an der Landzunge im Mündungsgebiete des Flusses und erstreckt sich bis an den Zürchergletscher. Es steigt bis auf ca. 1000 m Höhe am Karstrücken an und bis nahe an die westliche Verwerfung. Das kompletteste Profil beginnt hier an der Basis mit ca. 30 m mächtigen basalen Konglomeratschichten. Letztere bestehen aus einem roten, ausgesprochen kristallinen Verwitterungsschutte. Das Material ist z. T. etwas geschich-

tet und die verwitternden Kristallingerölle erreichen bis Metergrösse und es gleicht auffällig unserem alpinen, permischen Verruccano-Konglomerat. Darüber folgen feinere und gröbere Sandsteine von 5—10 m Mächtigkeit, in welchen auffälligerweise einige eingeschwemmte Produkten gefunden wurden. Dann folgen lokal noch Gipse und gröbere Sandsteine von 0—30 m. In auffällig gestörter, brecciöser und gequetschter Unterlage folgt darüber ein massiger dolomitischer Kalk. Dieser besitzt im Südgebiete eine Mächtigkeit von 20—30 m, im Norden hingegen bis zu 120 m. Die harten schroffen Kalkwände heben sich in der Landschaft sehr augenfällig heraus, wie bei dem Permkalke im Nathorstfjordgebiete. Auf ca. 15 km bildet der Kalk die westliche Uferflanke des untersten Schuchertrivers (bis zur Landzungenrippe im Mündungsgebiete), und steigt dann westlich am Berge an, indem er diesen rundlich schildförmig deckt. Im ganzen Gebiete des Kalkes zeigen sich auffällige und typische Karstphänomene. Höhere Serien, über diesem dolomitischen Kalke wurden nicht gefunden. Nördlich des Zürchergletschers ist er nicht mehr zu sehen. Im südlichen Gebiete wurden im oberen Teile des Kalkes lokale Fossilbänke gefunden. Die Fossilien liegen massenhaft in linsenartigen Anreicherungen beisammen und bestehen aus Produkten, Spiriferen, Korallen, Bryozoen, Schwämmen etc., ähnlich, wie ich sie im oberen Teile des Kalkdolomites auf der Wegenerhalbinsel gesehen und auf der Traill Insel gefunden habe. Die grosse Mächtigkeit der kalkdolomitischen Ausbildung im nördlichen Teil des Karstrückens lässt vermuten, dass wir es hier noch mit Elementen des Martinienkalkes zu tun haben. Der Kalk mit den Produkten würde dem Brachiopodenkalke entsprechen, welcher hier entweder über den Gipsen oder auch direkt über den Basalkonglomeraten liegt. Posidonomyenschiefer wurden nirgends gefunden. Die transgredierenden Permablagerungen, als Basalkonglomerat, Gipse und dem mächtigen, dolomitischen Riffkalke, müssen sich hier, westlich des Schuchertrivers bis an die kristalline Rumpffläche, in einer grossen, ruhigen Meerbucht gebildet haben.

Auf der Ostseite des Schuchertrivers, am Gurreholmberge (Prof. 5) zeigt sich das Perm in anderer Ausbildung. Es beginnt ebenfalls mit einem roten Kristallin-Konglomerate von 15—20 m Mächtigkeit und mit bis metergrossen Geröllblöcken darin. Darüber folgt eine wechselnde Serie von Gipsen, feinen Sandsteinen und gipsreichen Kalkmergelbänken von insgesamt ca. 130 m Mächtigkeit. Im unteren Teile ist eine dünne stark verquetschte und brecciöse Kalkbank und ein ca. 1 m dickes Basaltsill vorhanden. In der mittleren Serie liegen mehrere Kalkmergelagen und nach oben wird die Serie mergelig-schieferig. Der mächtige dolomitische Kalk fehlt aber hier an diesem Ostprofile. Fossilien wurden hier leider vergeblich gesucht.

Derartig rasche Profilwechsel im Perm sind auch im Ostbecken-

rande auf der Wegenerhalbinsel und auf Canningland zu beobachten. Auf der S-Wegenerhalbinsel, östlich des hinteren Fleming Inlets beginnt das Perm z. B. mit ca. 200 m mächtigen, sehr groben Basalkonglomeraten, auf welche eine gestörte brecciöse Kalkdolomitbank von 4 m Dicke folgt und sodann kommen ca. 50 m mächtige Posidonomyenschiefer. Darüber liegen ca. 60 m geröllreiche grobe Sandsteine mit eingeschwemmten Permffossilien der Eotrias. Nur wenige km weiter nördlich besteht das Permprofil am Ravnefjæld aus ca. 120 m mächtigen dolomitischen Kalken mit Produktenbänken im oberen Teile. Höher folgen kalkig schieferige Horizonte und weitere Kalkbänke mit Permffossilien von ca. 140 m Mächtigkeit. Auch hier verschwindet der Kalk auf kurze Distanz fast vollständig. Weiter soll gegenwärtig auf die Stratigraphie nicht eingegangen werden.

C. Trias.

Sie hat speziell im nördlichen Jamesonlande eine sehr grosse Verbreitung. Im westlichen Gebiete reicht sie bis an den Schuchert River (Gurreholmberge) und in das hochansteigende Eruptivgebiet des hinteren Grænsedals hinauf. Auf der Ostseite des Troges tritt sie auf der ganzen Linie, beinahe von Kap Stewart bis zum Canning Land zutage und lagert hier auf grosse Erstreckung dem kaledonischen Kristallin auf. Vom Carlsbergfjorde zum hinteren Fleming Inlet und durch das Ørsteddal nach Westen, ist die Trias auch quer durch die Senkungszone aufgeschlossen. Die Triasstratigraphie ist im allgemeinen noch unbefriedigend abgeklärt. Sie wurde nach früheren Autoren folgendermassen eingeteilt:

Koch	Rosenkrantz	Noe Nygaard
Kap Biot Formation	= Rote Mergel	} Kont. Trias Eotrias
Mt. Nordenskjöld Form.	= { Gipse Arkosen }	
		= Klitdal Form

Es zeigte sich aber bei den neuen Aufnahmen im nördlichen Jamesonlande, dass wir unter den Gipsen und Arkosen der Klitdal-Formation noch eine tiefere ähnliche Faciesfolge der Trias, mit Fischen- und Ophiceratenfunden haben, so dass ich die Trias vorläufig in folgenden Stufen beschreibe:

Kap Biot Formation = Rote Mergel = brackisch-marin
 Trias = Klitdal-Formation = Arkose und Gipse = brackisch-marin
 Eotrias = Arkose und Mergelschiefer = marin.

Aus weiter unten angeführten Gründen, bezeichne ich die drei Klitdal-Formationsstufen (Arkose, Gipse und auch Rote Mergel) als brackisch-marine Ablagerungen.

a. Marine Eotrias.

(senkrecht fein schraffiert auf der Kartenskizze).

Das vollständigste Eotrias- und Triasprofil des Gebietes überhaupt, konnte am Gurreholmberge aufgenommen werden (Profil 5). Die Trias beginnt hier diskordant über den Permmergelschiefern, als ein ca. 25 m mächtiger, grober, massiger, rötlicher Geröllarkosensandstein. Dieser enthält bis faustgrosse Quarzitgerölle, sowie eingeschwemmte Gipsknollen. Darüber folgen feinere Sandsteine, auch schieferig-mergelige und grünliche Mergelschiefer von total ca. 200 m Mächtigkeit. Im untersten Teile, wenig über den Arkosen kommen dünne Kalklagen, Kalklinsen und -geoden vor, in welchen Eotriasfische und -Invertebraten gefunden wurden. Letztere sind hauptsächlich aus Ophiceraten, *Pseudomonotis* usw. sowie sehr zahlreichen Serpulen (*Spirorbis* sp.) zusammengesetzt. In den oberen dunklen Mergelschiefern liegt ein Basaltsill von 5—6 m Dicke.

Im östlichen und zentralen Gebiete tritt die marine Eotrias hauptsächlich auf der Wegenerhalbinsel auf, wo sie nach NOE-NYGAARD und der gütigen Mitteilung von K. KLEIBER, in ähnlicher Schichtfolge auftritt und bekanntlich auch marine Fossilien führt. Im Taleingang der nördlichen Seitentäler des untersten Pingeldals (Pi), fand ich den oberen Teil der marinen Eotrias noch anstehend vor (Profil 4). Es waren in plattigen grauen Sandsteinen kleine Ophiceraten und in den darüberliegenden Mergelschiefern *Pseudomonotien* zu finden. Diese Schichten werden gestört diskordant von einem grauen Geröllsandstein überlagert, welcher aus den aufgearbeiteten liegenden Schichten Fossilien enthält. Neben eingeschwemmten Ophiceraten, *Pseudomonotien*, Gastropoden etc. war in dem Sandsteine auch eine Fischgeode zu finden. Den groben Arkosesandstein möchte ich schon in die brackisch-marine Eotrias stellen, also zur Arkosestufe der Klitdalformation, welche letztere hier deutlich die marine Eotrias überlagert. Die Eotrias NOE-NYGAARDS ist also hier dieser überlagernden Arkose- und Gipsstufe gleichzusetzen, in welcher er aber an Kap Seaford auch marine Ophiceratenfaunen fand. Dessgleichen folgt auch westlich am Gurreholmberge über der marinen Eotrias eine neue Serie in fast gleicher Ausbildung wie in Profil 4. Ich beschreibe daher diese höhere Eotriasserie (der Arkose und Gipsstufe der Klitdalformation entsprechend) als brackisch-marine Trias. Diese liegt ihrerseits unter der sogenannten kontinentalen Trias NOE NYGAARD'S.

b. Brackisch-marine Trias (Klitdal-Formation).

(senkrecht schraffiert auf der Kartenskizze).

Die Serie lagert, sowohl im West- als Ostgebiete diskordant über der marinen Eotrias. Am Gurreholmberge (Profil 5) beginnt die untere Stufe als rötliche grobe Arkosen von 50—60 m Mächtigkeit, welche nach oben zu feiner werden und in eine Serie von Gipsen und feinen Sandsteinen übergehen. Diese Gipsstufe mit vorwiegend rötlichen Gipsen ist ca. 80 m mächtig und wird im oberen Teile von einem Basaltsill getrennt. Dann folgen 10—20 m unruhig gelagerte Kalkmergel und wenig Sandsteine unter einem ca. 30 m mächtigen Basaltsill. Darüber liegen lokal noch ca. 20 m schieferige Sandsteine, in welchen im oberen Teile Anodontophoramuscheln und eine andere feine Muschelart zu finden waren.

Nördlich des Ørsteddales treten die unteren Klitdalstufen hauptsächlich im westlichen Gebiete zutage und zeigen besonders im Neuhausendale eine mächtige Ausbildung. Die Gipsstufe ist stark sandig und geht unten bald in feine Sandsteine und in die Arkose über. Beide Stufen sind zusammen in ca. 3—400 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Die über den Gipsen folgende mergelige und auch gipshaltige Kalkmergelserie unter der Kap Biotformation, ist ca. 40 m mächtig und ergab im oberen Teile ebenfalls Anodontophorafunde. Im Profile 2, nördlich des Ørsteddales liegt unter der Kap Biotformation ein stark gestörtes und mächtiges Basaltsill, welches nach Westen, im Neuhausendale in die tieferen Gipshorizonte zu liegen kommt. Auch im SW-gebiete des Grænse-dales (Profil 1) erreicht die Gipsstufe und der obere Teil der rötlichen Arkosestufe eine Mächtigkeit von 2—300 m.

Im zentralen Beckengebiete zeigen sich in der Ecke bei Kap Biot und am Kap Seaford ziemlich komplizierte stratigraphisch-geologische Verhältnisse, über welche hier nur andeutungsweise einiges mitgeteilt werden kann. Es zeigte sich, dass in diesem tiefsten Beckengebiete Schichtrepetitionen der Trias vorkommen, welche auf einen Gleitschichtenbau hinweisen. Darüber soll weiter unten noch kurz eingegangen werden.

Die Ostrandausbildung der Triasserie zeigt sich an den Bergen nördlich des Pingeldales und von hier längs dem Carlsbergfjorde durch das Klitdal nach dem Hurry Inlet. Sie besitzt hier eine ähnliche facielle Ausbildung, wie im Westrandgebiete des Trogas. Bei Profil 4 beginnt sie mit einer ca. 120 m mächtigen Arkosestufe über der marinen Eotrias. Die oben mehr rötlichen, weiter unten auch geröllführenden Sandsteine, gehen in die sandige Gipsstufe über von ca. 200 m Mächtigkeit. Darüber folgen ebenfalls etwas Kalkmergel und Sandschiefer unter der mächtigen Kap Biotformation.

Am Mt. Nordenskiöld im Nathorstfjorde wurden über den geröllführenden, groben, rötlichen Arkosesandsteinen, einige Gipshorizonte und Sandsteinbänke festgestellt, in welchen letzteren rote Carneolbänke und Carneollinsen vorkommen. Im oberen Teile der Kalkmergel wurden kleine Mäuschelchen, sowie fragliche Estherienschälchen gefunden. Bei der Sommer-Durchreise im Klittdalen, fand ich ebenfalls, am Fusse des Dusén Berges, zwischen Kalkmergeln und einem gestörten Basaltsill, in Sandschiefern Anodontophoras und andere kleine Mäuschelchen, welche neben den ersteren Formen auch im ganzen Gebiete gefunden wurden. Andernorts waren in der Kalkmergelserie auch kleine Oolithlagen festzustellen.

c. Kap Biot Formation.

(schiefe feine Kreuzschraffur auf der Kartenskizze).

Diese oberste Triassstufe ist ebenfalls weit verbreitet im nördlichen Jamesonlande. Die meist kompakte, harte und als Steilstufe sich heraushebende Schichtfolge von bunten, braunen und rotbraunen Mergelschiefern, Sandschiefern und Sandsteinen, (ich bezeichnete sie auch als »bunte Serie«), wurde in ihrer Verbreitung, Lagerung und Ausbildung eingehender untersucht. Beginnend im südwestlichen Gebiete zeigt sich im Palltale (Profil 7) ein kleines Profil der mergeligen Schiefer-sandsteine. Die nächsten nördlichen Vorkommen folgen dann erst an den nördlichen und östlichen Gurreholmbergen, wo die Serie lokal fast unvermittelt in ca. 250 m Mächtigkeit auftritt (Profil 5). Sie fällt hier mit ca. 15—20° Gefälle, nach SE in das hintere Ørsteddal und in das Jamesonlandbecken hinein. Im Südgebiete des Berges fehlt sie, und die Trias schliesst hier mit einem Sill und dem Anodontophorahorizonte ab. Vom Ørsteddal aus, ist die Serie bis zum Grænsedal und westlich ansteigende bis in das westliche Eruptivgebiet zu verfolgen. Im südlichen Grænsedal (Profil 1) ist die Stufe 20—30 m mächtig und nimmt aber von hier nach Süd und Ost an Mächtigkeit zu (Profil 2) und beträgt im westlichen Ørsteddal ca. 300 m, bei Kap Biot ca. 200 m. Vom Ørsteddal ziehen die Schichten nach dem Fleming Inlet, dann beidseits des Pingeldals weiter nach Osten bis zum Carlsbergfjorde, und in schmäler Zone an der Ostseite des Jamesonlandes entlang nach Süden. Im Nordgebiete hat die Serie eine sehr gleichmässige Ausbildung, besonders in den Randgebieten, wo die Schichten, gegenüber der mehr mergeligen und gipsführenden, feineren Zentralbeckenfacies, viel sandiger ausgebildet sind. Überall sind in den sandig-mergeligen Schiefern viele Horizonte mit charakteristischen Rippelmarken, Trockenrissen, Puddingsteinlagen usw. anzutreffen. Der obere Teil der bunten Serie ist meist feinsandig ausgebildet und führt einige zyklisch auftretende,

grünliche, dünne Geröllsandsteinlagen. Dürftige Fossilfunde, als kümmerliche Fischreste, waren nur im Grænsedalen zu machen.

Nach meiner jetzigen Kenntnis der Ausbildung und Verbreitung der Kap Biot Formation im ganzen Beckengebiet, ist mir ihre gleichmässige Materialausbildung sehr augenfällig. Überall kommen im Liegenden die Kalkmergelbänke vor, mit brackischen Muschelfunden (*Anodontophora* etc.) Bis über die halbe Schichtmächtigkeit der Formation hinauf, sind Mergelschiefer und mergelige Sandsteine weit vorwiegend. Dann beginnt nach oben ein langsamer Übergang in mehr feine delta-schichtige Sandsteine. Im tieferen Beckengebiet waren im oberen Teile der Kap Biot Formation Kochsalzpseudomorphosen zu finden. Die ganze Facies mit den vielen Rippelmark-Bildungen, Trockenrissen usw. lässt auf einen sehr flachen Schelfmeerabsatz schliessen. Ich betrachte daher die Kap Biot Formation, im Gegensatz zu NOE NYGAARD, welcher sie als Kontinentale Trias beschreibt, als einen Absatz unter brackisch-marinen Verhältnissen.

d. Eine Sediment-Massengleitung grössten Ausmasses.

Sehr auffällige und interessante Beobachtungen wurden überall an der Basis der Serie gemacht. In mergeligen-schieferigen Schichten über den Kalkmergeln, sind durch das ganze Gebiet durchziehende, mehrere, nahe übereinanderliegende Stauungs-Verfaltungs- und Quetschlagen, Gleithorizonte und Puddingsteinschichten, von ca. 1—50 cm Dicke zu beobachten. Es sind auch feine Gleitharnische vorhanden, welche die liegenden komplizierten Verfaltungen abscheren. Alles dies sind typische Erscheinungen, wie sie von lokalen subaquatischen Gleitungen von Schichtmassen schon allgemein bekannt sind. Im vorliegenden Falle hingegen können wir die über das ganze Gebiet verbreiteten, und auf über 50 km verfolgbaren durchgehenden Störungen, nicht als unwesentliche lokale Erscheinung betrachten. Die Lagerungsverhältnisse der Kap Biotserie zeigten dann auch, dass diese Schichtfolge vermutlich als Ganzes, tatsächlich gegliitten ist und nicht mehr an ihrem ursprünglichen Platze liegt. Diese Massenbewegung der Schichten, welche sich vom hochgehobenen westlichen Eruptivgebiet ausgelöst und in das Becken bewegt haben muss, hatte im unteren Gebiete zur Folge, dass die Schichtserie abgesichert und über die tieferen gleichalterigen Schichten aufgegliitten ist. Es lässt sich deutlich nachweisen, dass im Kap Biot- und Kap Seafordgebiete (östlich der Linie; etwas südlich Fleming Inlet nach der Küste östlich von Antartichavn), ein ausgeprägter Gleitschichtenbau vorhanden ist, wobei sich die Kap Biotformation und z. T. tiefere und höhere Schichtglieder, in etwas anderer Facies und Mächtigkeit repetieren. Die Gleitschichtenstirn ist leicht gefaltet und

gestaucht und hat auch die Unterlage aufgeschürft. Ferner ist zu beobachten, dass alte Basaltsteilgänge sowohl in der abgeglittenen Schicht, als im Autochthonen, an der Gleitfläche abgeschert sind. Die Breite des Aufgleitens beträgt nach den gegenwärtigen Feststellungen ca. 10 km, und erfolgte auf einer sichtbaren Längserstreckung von wenigstens 40 km. Längs der Abscherungslinie fällt die Gleitdecke nach Westen, flexurartig in die Tiefe und taucht erst ca. 10 km weiter westlich, an einer anderen Störung wieder empor. Von dieser (mittleres Ørsteddal zum Grænsedal) weiter westwärts, liegt sodann die Kap Biotformation meist auf einem mächtigen gestörten Basaltsill, welches sich bis in die Nähe des Eruptivgebietes verfolgen lässt. Auch an der Abscherungslinie waren in den Gleitflächenhorizonten meist ein grösserer, oder mehrere kleine Basaltlagergänge zu beobachten, welche sich z. T. noch einige km weit in das überglittene östliche Gebiet fortsetzen und dann auslaufen. Längs der Abscherung sinken auch diese Basalte mit den Gleitschichten in die Tiefe.

Welche Kraft aber gab, den zur Kreide-Tertiärwende im Westgebiete gehobenen Schichtmassen, den Anlass zum Abgleiten? Durch zahlreiche Beobachtungen und verschiedenste Überlegungen und nachdem ich hauptsächlich schon an Ort und Stelle systematisch den Gründen der stratigraphischen Unstimmigkeiten und eigenartigen Störungen eingehend nachging, komme ich zum Schlusse, dass hier die um dieselbe Zeit erfolgten mächtigen Basalt-Intrusionen in die Sedimente die Hauptrolle spielten. Schon primär waren es wahrscheinlich die Basalte, welche das westliche, kristalline Beckenrandgebiet stark empor hoben, bis sie an der randlichen alten Störungszone an das Kristallin und Devon, an den schwächsten Stellen mehr und mehr emporzudringen vermochten. Unter grossen Drucken pressten sich die Basalte zwischen die zunächst liegenden Devon- und Karbonsedimente, wo sie aber bald auslaufen, da sie besser in den höherliegenden Perm- und Triasschichten vorgepresst werden konnten. In der Trias und im Rhäte vermochten die unter einem bestimmten Drucke zum Auf- und Vorpressen stehenden dünnflüssigen Basalte am besten die überlagernden Sedimente zu heben und konnten von den samt den Schichten emporgehobenen Störungsbereichen auf grosse Distanzen und Flächen z. T. abwärts zwischen diese Sedimente intrudieren. Bei diesen ausgedehnten, frischen Basaltintrusionen quer und hauptsächlich zwischen die Sedimentschichtflächen hinein, vom gleichzeitig gehobenen Westrandgebiete her, mussten die Sedimentdecken auf diesen labilen Horizonten der bis 100 m dicken Lagergänge, wo die Basalte noch lange flüssig und plastisch blieben, ihren Halt verlieren und wie auf einer Ölschicht in das Sedimentbecken abgeglitten sein.

Etwa derart kann die vorliegende mächtige Sedimentmassen-

Gleitung (Art Volltroggleitung) natürlich erklärt werden, nach dem Studium der Basaltvorkommen, hauptsächlich der Flachintrusionen im ganzen Gebiete, welche auffällige Beziehungen und Störungen zeigen zu den umfangreichen und bis einige 100 m mächtigen Gleitschichten, welche z. B. fast überall auf den gleichen, in charakteristischer Art gelagerten Sills aufliegen, in deren Fortsetzung oder Nähe gleichzeitig die Sedimentgleithorizonte anzutreffen waren. Das Gefälle der Gleitbahn war ziemlich gross. Im Westrandgebiete liegen die restlichen Basalt- und Sedimentmassen der Gleitung heute in über 1500 m Höhe, im Beckengebiete in 20—30 km Entfernung, fallen die Basaltsills und Schichten fast auf Meereshöhe hinab.

Die verschiedenerorts über 500 m mächtige Schichtdecke glitt teilweise und hauptsächlich anfangs auf den noch flüssigen Basalten und gleichzeitig andernorts auf den liegenden Sedimentschichten. Als Gleitflächen und Schmiermittel funktionierten bei letzteren die weichsten Sedimentlagen. Diese sind hauptsächlich Mergel-, Schiefer- und Gips-horizonte, in welchen, neben den Gleitharnischen, die fast im ganzen Gebiete flächenhaft durchgehenden und charakteristischen Stauchungen und Störungen hervorgerufen wurden. Die gleitende Massenbewegung ist vermutlich zu Ende der Kreidezeit, oder im Tertiär von dem westlichen gehobenen Gebiete nach Osten in das Becken hinunter erfolgt. Dieser Vorgang kann mit der Bewegung und Geschwindigkeit eines Gletschers erfolgt sein und mit dem Abgleiten eines Schnee Brettes verglichen werden (die frischen Basaltintrusionen sind vergleichbar mit einer Öl- oder Wasserschicht zwischen Glas-Holz- oder Steinplatten), denn alle solchen Gleit- und Massenbewegungen sind den gleichen Gesetzmässigkeiten unterworfen. Die mittlere Böschung braucht bei dem mergeligen Materiale und den Basalten nur gering gewesen zu sein, denn der grossen bewegten Masse steht eine umso geringere relative Reibung umgekehrt proportional gegenüber. Der Verfasser vermutet ferner, dass die auffälligen Unstimmigkeiten in der ostgrönländischen Trias mit Schichtserienrepetitionen und Wiederholungen von Fossil-horizonten usw. auch noch in den weit nördlicheren Gebieten, ebenfalls als Folgen der ausgedehnten Schichtgleitungen erklärt werden können. Im Südgebiete ist die eigenartige marine Eotrias-Serie (Arkose-Sandsteine-Mergel-Schiefer) möglicherweise das zeitliche Äquivalent der dar-überliegenden ähnlichen Klitdal-Serie in Küstenfacies (Arkose-Sandsteine-Gipse-Rote Mergel), welche letztere im nördlichen Jamesonlande aus dem Randgebiete in das tiefe Meerbecken auf die »Eotrias« abglitt. Es liegen unter der Klitdal-Serie, ähnliche, wie oben geschilderte Gleit-Beobachtungen vor oder die Serie liegt ebenfalls auf einem Basaltsill. Im Klitdale selber, liegt ihre Arkose direkt auf dem Kaledonikum ohne ein tieferes Äquivalent der marinen Eotriasschichten. Die Klitdal-

Formation für sich zeigt sonst eine auffällige Serien- und Material-Übereinstimmung mit unserer Trias (Buntsandstein-Arkose, Muschelkalk-Kalkmergel, Keuper-rote Mergel-Bunte Serie).

Eine eingehende Darstellung und Behandlung des Gleitschichtenbaues, welche Katastrophe sich auch noch auf die nördlichen Inseln erstreckt hat, folgt in einer speziellen geologisch-tektonischen Arbeit über das gesamte Untersuchungsgebiet.

D. Rhät-Lias.

(Feinpunktiert auf der Kartenskizze).

Das Rhät zeigt sich im ganzen Jamesonlandgebiete in viel grösserer Verbreitung und Mächtigkeit, als bisher angenommen wurde. In den Profilen und auf der Karte ist es als Rhät-Lias angeführt, da nach HARRIS (1937, 4) der obere pflanzenführende Teil schon in den unteren Lias gestellt wird. Derselbe unterteilt das Rhät, welches er im Ostgebiete mit 175 m Mächtigkeit angibt, in eine untere Wüstensandsteinstufe von 85 m, und in eine obere pflanzenführende Serie von 90 m.

Die Schichten lassen sich fast lückenlos am Ostrande, von Kap Stewart an nach Norden bis zum Carlsbergfjorde, und quer durch das nördliche Jamesonland bis Antartichavn, an der Westseite, von Gurreholm an bis zu den Gurreholmbergen und ins Grænsedalen, verfolgen. Die Rhätsandsteine liegen fast im ganzen Gebiete mit einer deutlichen Diskordanz auf den braunroten Mergelsandsteinen und Schiefen der Kap Biot Formation. Ob es sich hier um eine tektonische, oder stratigraphische Diskordanz handelt, kann noch nicht entschieden werden. Die Ablagerungen bestehen zur Hauptsache aus feineren plattigen bis sehr groben Sandsteinen mit Geröllagen. Daneben kommen auch kohlige Schiefer und Tonschieferlagen, Toneisensteinbänke vor, ferner glaukonitische Kalksandsteine und dünne Kohlelagen. Die groben gelblichen und weissen, massiven Sandsteine besitzen fast kein Bindemittel und zerfallen leicht zu pulverigem Quarzsandgrus. Im ganzen Gebiete wird das Rhät von meist 3 durchgehenden dicken Basaltlagergängen durchzogen.

Das Profil im SW-Grænsedal (Profil 1) beginnt mit 20 m grünlich plattigen Sandsteinen, worauf grobe helle Bänke mit Geröllagen folgen, dann ca. 150 m feinere helle, sowie rostigbraune und kohlige schieferige Sandsteine. Die Fortsetzung des Profiles bilden ca. 50 m grobe helle Sandsteine, mit einer glaukonitreichen kalkigen Bank, und zuletzt folgt eine 250 m mächtige Serie von hellen Sandsteinschichten. Im oberen Teile der letzteren Folge treten schwarze Tonschieferzwischenlagen und eine dünne Kohlenlage auf, ferner sind hier zwei helle Lagergänge anzutreffen. Die wenigen Pflanzenreste waren sehr schlecht erhalten. Auf

dem östlichen Gurreholmberge (Profil 5 oben), waren ebenfalls im ca. 800 m Höhe, noch rund 200 m Rhätsandsteine anzutreffen. Beidseits des Ørsteddals zeigen sich die Rhätschichten in sehr grosser Mächtigkeit. Am nördlichen Berge, am Eingange ins Pingeldal (Profil 4) wurde ebenfalls über der Kap Biotformation noch ca. 60 m Rhät gefunden. Am Schuchertriver, südliches Palldals (P), zeigt sich ein gutes Rhätprofil (Profil 7), welches detailliert aufgenommen wurde.

Hier lässt sich deutlich eine untere ca. 200 m mächtige, grobe Sandsteinserie, von einer oberen pflanzenführenden und mehr schieferigen Serie von ca. 100 m Mächtigkeit, unterscheiden. Von der oberen Partie (wahrscheinlich schon dem unteren Lias zugehörend) liegen neben Pflanzen — auch Tierfunde vor. Die ersteren Funde, in den Schiefer- und toneisenhaltigen Kalksandsteinlagen, gehören ausschliesslich zu *Neocalamites*-formen. Im oberen Teile treten ca. 50 m Tonschiefer, kohlige Schiefersandsteine und Disodyl mit zwischengelagerten 10—50 cm dicken Toneisensandsteinbänken auf. In den Schiefen waren bonebedartige und linsenförmige Ansammlungen von Fischresten, Koprolithen, Pflanzenteilen usw. zu finden. In den Eisen-sandsteinbänken fanden sich mehr oder weniger komplet erhaltene Fischskelette von über 80 cm Länge. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. E. STENSIÖ, welcher dieses Fischmaterial bearbeiten wird, handelt es sich hier vermutlich um *Gyrolepis*-Formen. In einer oberen Toneisenkalkbank waren ferner pholadomyen-ähnliche-, und andere Muscheln, sowie Gastropoden zu finden. Höher oben gehen die Tonschiefer in mergelige Sandschiefer über, in welchen vereinzelte Toneisengeoden mit Fisch- und Muschelfunden vorkommen. Darüber folgen mehr feinere und plattige Kalksandsteine und Sandschiefer, vermutlich des marinen Lias, da in diesen, Ansammlungen von kleinen Pseudomonotien, Austern, Belemniten und anderen Muscheln vorkommen. (Jamesoni-Horizont?)

Weitere, aber sehr schlechte Fischreste in kleinen Bonebedlinsen wurden an verschiedenen Orten auch im nördlichen Gebiete im Rhäte gemacht. An den SE-Gurreholmbergen fand ich in den schwarzen Tonschiefern feine Farnreste vom Typus *Todites*. Im allgemeinen scheint das Rhät im nördlichen Gebiete mit diesen kohligem Tonschiefern, zwischen welchen helle grobe Sandsteinbänke liegen, abzuschliessen und es setzt die flache Transgression des marinen Lias ein, mit seinen plattigen Sandsteinen und wellig mergeligen Sandschiefern mit Pecten und anderen Muschelfunden.

Die Rhätzweiteilung nach HARRIS zeigt sich also ähnlich auch im westlichen Randgebiete (Profile 1, 5, 7) aber in grösserer Mächtigkeit beider Stufen. Im zentralen Senkungsgebiete, ca. vom Pingeldal nach dem Ørsteddal erreicht das Rhät eine bedeutende Mächtigkeit von

bis 500 m. Hier haben wir im unteren Teile, über der Kap Biotformation noch eine ca. 200 m mächtige Serie von Sandsteinen, Sandschiefern und kalkigen Schichten, in welch letzteren schlechte Fischreste gefunden wurden. Es ist wahrscheinlich, dass wir es hier mit der tieferen brackisch-marinen Beckenfacies der unteren Rhätserie zu tun haben. Aber auch im oberen Rhäte beginnt scheinbar mit dem Auftreten der Tonschiefer mit Fischresten etc. (wie im Palltale) (Profil 7) eine marine Ausbildung des Rhät (wahrscheinlich schon unterer Lias).

E. Mariner-Lias.

(horizontal fein schraffiert auf der Kartenskizze).

Der Lias beginnt nach ROSENKRANTZ, HARRIS und ALDINGER, als sogenannter Pecten-Kalkstein im Südost-Jamesonlande in sehr flacher Transgression, mit dem *Jamesoni*-Horizont. Im Westrande des Troges, konnte ich im Palldal, wie schon erwähnt wurde (Profil 7), über dem Rhäte ein Profil aufnehmen, welches in seiner Ausbildung und Fossilführung weitgehend dem Liasprofile am Nathorstberge gleicht, welches ich zu Vergleichszwecken auch besichtigen konnte. Ferner stimmen die Angaben von HARRIS, ROSENKRANTZ (ROSENKRANTZ 1934) und besonders von ALDINGER (ALDINGER 1935) gut überein. Noch mit Vorbehalt lasse ich den mittleren(?) Lias im Westen mit dem Auftreten der kalkig-mergeligen Sandsteine mit den Pseudomonotien und anderen marinen Fossilfunden beginnen. Ausser den Pecten, anderen Muscheln, Austern, Gastropoden und Belemniten, wurden leider keine Ammonitenfunde gemacht. Die plattig-schieferigen Sandsteine und mergeligen Sandschiefer zeigen häufig Rippelmarkbildungen, verschiedene »Wurm«-gänge und Kriechspuren, sowie andere problematische »Lebensspuren«. Der Lias, mit seiner vorwiegend sandig, schieferig-mergeligen Materialausbildung, liefert im ganzen Gebiete wenige und schlechte Profile.

In der oberen Ryderelvschlucht, im oberen Klitdal und am Fusse des Uimafkjælds (ROSENKRANTZ 1934), tritt der Lias in ähnlicher Ausbildung zutage. Hier fand ich zwischen Schiefern und in einer Kalksandsteinbank eingebettet, sowie im nächsten Schuttmateriale, viele Teile eines grossen guterhaltenen, vermutlichen Plesiosaurusskelettes. Das schätzungsweise bis 4 m lange Skelett, welches mit allen Stücken wahrscheinlich komplet zusammengesetzt werden könnte, wurde, ausser einigen guten Stücken, aus reisetechischen Gründen nicht geborgen. Dieser komplette Skelettfund lässt aber hoffen, dass hier im Nordgebiete des Lias, noch reichere derartig gute komplette Funde von Sauriern, etc. zu machen wären. Schon ROSENKRANTZ hat südlich in der Nathorstberg-egend im Lias einige Saurierwirbelfunde gemacht. Wenig über dem ersteren Fundhorizonte, konnten in grossen Pyritkonkretionen reiche

Ansammlungen von 1—30 cm grossen Liasammoniten und anderen Fossilien gesammelt werden. Ferner waren hier bis über 2 m lange und 40 cm dicke z. T. verkieselte Treibholzstämme zu finden. Solche Holzfunde sind im Westgebiete nur klein und selten. Im Profile südlich des Pingeldals (Profil 4) wurde über den Sandsteinen eine Lage dicht-zusammengedrückter Muscheln gefunden, welche vermutlich dem Lias angehören. Auch im Gebiete zwischen Kap Biot und Antartichavn, sowie südlich des Ørsteddals, wurden über dem Rhäte vermutliche Lias-Muschelfunde gemacht. Doch ist die auf der Karte gegebene nördliche Verbreitung des Lias noch ziemlich unsicher.

F. Dogger.

(weit horizontal schraffiert auf der Kartenskizze).

Der mittlere Jura hat in den Hauptzügen folgende Verbreitung: Im ganzen Ostrandgebiete wurde er hauptsächlich von ROSENKRANTZ (ROSENKRANTZ 1934) verfolgt bis in die Gegend des Carlsbergfjordes. Darnach zieht der Dogger von der Jamesonlandsüdspitze längs dem Hurry Inlet, Klitdal bis zum Carlsbergfjorde hinauf nach Norden. Über seine Verbreitung von dieser Linie nach Westen in das Innere des Landes, ist man sich aber noch im Unklaren. Bei der Durchquerung des zentralen Jamesonlandes, etwa in der Linie vom oberen Klitdal nach dem Schuchertriver im Sommer 1938, liess sich der Dogger vom Ostrande bis in die Nähe des Schuchertrivers verfolgen. Er ist hier ausschliesslich im ganzen zentralen und höchsten Jamesonlandgebiete in grosser Mächtigkeit verbreitet. Nördlich des höchsten Jamesonlandgebietes kommt der Dogger nur noch an den einzelnen höchsten Bergen vor. Darauf ist er erst wieder in der Gegend nördlich des mittleren Ørsteddals anzutreffen und zieht dann mit einem kleinen Unterbruche in die Gegend von Antartichavn. Die Mächtigkeit des Doggers im zentralen Gebiete beträgt schätzungsweise ca. 400 m, da die untere Grenze noch unsicher ist. Das Profil beginnt unten mit groben hellen Sandsteinen, welche nach oben in mehr mergelige wellige Sandsteinserien übergehen. Darüber folgen nochmals helle gelbe Sandsteine. Hauptsächlich in der mittleren mehr mergeligen Partie treten verschiedene rostigbraune, harte Sandsteinbänke auf, in welchen auch meist die Fossilhorizonte liegen. In solchen Bänken, sowie in den mergeligen Sandsteinen, wurden im ganzen zentralen Gebiete, Ammoniten, Belemniten, Muscheln usw. gefunden. Die Fossilhorizonte liegen z. T. auch in dünnen Geröllagen. In diesen sind besonders sehr zahlreiche Belemniten in der verschiedensten Grösse dicht beisammen vorkommend und bilden auf weite Erstreckung ausgeprägte Belemnitenschlachtfelder. In einem anderen Horizonte kommen neben den oben erwähnten

Fossilien, vereinzelt, sehr grosse Belemnitenphragmocone, sowie einige Krebsreste vor. In einer Belemnitengeröllbank wurde auch ein Selachierzahn, und in einem mergeligen Sandsteinhorizonte ein Asteroide, aus der Gruppe *Phanerozonia* gefunden. Nach den Feldbestimmungen, sind folgende weitere Funde anzuführen:

Keppleriten (Seymouriten), Cadoceraten und Kosmoceraten
Arcticoceraten
Arctocephaliten
Cranoccephaliten.

Ferner waren Pectenformen, Pleuromyen und Goniomyen zu finden. Daneben kommen Bänke mit *Pinna sub lanceolata* (EICHWALD) vor. Die vielen Belemniten sind durchwegs Cylindroteuthen. Mancherorts fand sich eine dichtgedrängte kleine Ammonitenbrut beisamen. Ferner waren kleinere verkieselte Stammstücke zu finden.

Es ergibt sich also, dass wir in diesen Funden, Fossilien aus den Bathonien-Callovien-Stufen vor uns haben, welche im östlichen Gebiete von SPATH (SPATH 1932) schon nachgewiesen wurden. Letzteres Material wurde durch ROSENKRANTZ im östlichen Gebiete des Fossilberges, am Oberlaufe des Depot Elv gesammelt.

Die Doggerschichten liegen in diesem zentralen Senkungsbecken als letzte Sedimente, ungestört und in fast horizontaler Lagerung. Seine Schichten schliessen oben als eine ausgeprägte Plateaufläche ab. Letztere stellt wahrscheinlich das alte im oberen Jura ausgefüllte und peneplainisierte Beckengebiet dar, welches heute in über 1000 m Höhe herausgehoben wurde.

G. Oberjura und Kreide.

(weisse Striche in Schwarz und weite Kreuzschraffur auf der Kartenskizze).

Die mir im Vorjahre, auf den Inseln Traill- und Geographical Society näher bekannt gewordenen Oberjura- und Kreideablagerungen wurden im nördlichen und zentralen Jamesonlande nicht angetroffen. Hier wurde die Dogger-Peneplain im Oberjura langsam herausgehoben, und so schliessen die jüngeren Sedimente erst im südlichen Jamesonlande an (ALDINGER 1935). Die nächsten nördlichen Oberjura-Kreidevorkommen liegen erst auf den nördlichen Inseln.

H. Diluviale und neuzeitliche Ablagerungen.

Diluviale Bildungen sind im ganzen Gebiete hauptsächlich als Moränenbedeckung verbreitet. Neben den grösseren Moränenzügen längs der Süd- und Südost-Jamesonlandküste am Hall-Inlete, sind auch sonst

grosse Gebiete von Zentral- und SW-Jamesonland von Blockmoränenmaterial in 1—2 m Dicke bedeckt. Die Moränenbedeckung reicht im Zentralgebiete bis zu den höchsten Erhebungen des Plateaus in über 1100 m Höhe, hinauf. Von der Gegend des heutigen zentralen, kuppelförmigen Gletscherüberrestes aus (1350 m), sind nach Süden und Südwesten verschiedene Längsmoränenzüge festzustellen, welche 10—15 km weit sich ins Flachland hinunterziehen. Das ziemlich grossblockige Moränenmaterial besteht hauptsächlich aus hellen Gneissen. Gletscherschliffe waren besonders beidseits des Schuchertrivers festzustellen in N-S-Richtung und parallel zum Tale (auf der Westseite sind sie im Permkalke, an der Ostseite an Sandstein- und Basaltfelskanten zu sehen). Kräftige Schliffe waren ebenfalls in N-S-Richtung an den höchsten zentralen Jamesonlandgipfeln, ferner im Gebiete vom Hurry Inlet und Klitdal zu beobachten. In der Moräne auf einem 1100 m hohen zentralen Gipfel wurden Permbrachiopoden gefunden. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, dass scheinbar im Quartär das ganze ostgrönländische Küstengebiet von einem Mächtigen Gletscherstrom bedeckt war, der sich hier nach Süden bewegte.

Erwähnenswert und interessant sind auch Beobachtungen und Messungen über die neuzeitlichen Terrassenbildungen, welche im ganzen Gebiete aufgenommen und gemessen wurden. An den verschiedenen Mündungsgebieten der Haupttäler waren im allgemeinen 3 verschiedenen alte Terrassenniveaus zu unterscheiden, welche besonders im Mündungsgebiete des Schuchertrivers deutlich erhalten sind. An der Ostseite des Flusses waren in ca. 50 km Abstand vom Mündungsgebiete noch subrecente Muschelfunde zu machen und in ca. 30 km Entfernung wurden Terrassenbildungen in ca. 90 m Meereshöhe festgestellt, in welchen ebenfalls Muscheln, vorwiegend *Mya*-Formen, sowie violett-farbige Pectenbruchstücke, gefunden wurden. Die gute Muschelerhaltung ist auffällig, besonders auch der Pecten-Conchyolinfarbe. Nach letzterer lassen sich vielleicht Schlüsse über das Alter der Ablagerung ziehen. So ist anzunehmen, dass der Schuchertriver einst ein über 70 km tiefer Fjordarm war, dergleichen das Ørsteddal, die tiefen Täler südlich des Fleming Inlet (Pingeldal) das Grænsedal und Carlsberg Dal (C. T.).

Die aus den westlich gelegenen hohen Gneissbergen des Scoresbylandes nach dem Schuchertriver fliessenden Gletscherströme zeigen in schönen Sommern ein auffällig starkes Abschmelzen. Durch die Erwärmung der flächenhaft viel grösseren hohen Felswände bis über 2000 m Höhe, gegenüber dem kleineren Gletscherareal, bewirkt das Zurückgehen der Gletscher. Etwa 100 m über dem heutigen Gletscherstande, zeigen sich an den Bergflanken, deutliche, frische und ältere Gletscher-randzonen, ohne jegliche Vegetations-Neubesiedlung.

III. Die Basalte.

Diese sind im ganzen Gebiete, des mit Sedimenten angefüllten Senkungstrog anzutreffen und treten sowohl als Steilgänge, wie als Flach- oder Lagergänge auf. Ich beschränke mich hier auf die petrographische Anführung von nur zwei, im Felde deutlich unterscheidbaren Basalttypen, nämlich des verbreiteten, dichten (ophitischen) Basaltes und eines porphyrischen Basaltgesteins mit tafeligen Feldspateinsprenglingen.

1. Die Lagergänge oder Sills

haben eine sehr grosse Verbreitung, und treten hauptsächlich im nördlichen Jamesonlande zutage. Sie liegen auf grosse Erstreckung meist konkordant zwischen bestimmten Schichtgliedern. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Decimetern und über 100 m. Die tiefsten Sills waren an der Basis des Perms zu beobachten. Auf der SW-Wegenerhalbinsel, liegt in den mächtigen Permbasalkonglomeraten ein gestörtes Sill eines harten dichten Basaltes von ca. 10 m Dicke, welches nach Norden zu ansteigt und auskeilt. Ein dünnes Basaltsill von 0,2—1 m Mächtigkeit liegt im unteren Perm am südlichen Gurreholmberge (Profil 5). Zwischen den Triassedimenten liegen mehrere Sills von verschiedener Mächtigkeit. Bestimmte durch das ganze Gebiet ziehende Gänge, zeigen auffällige Störungen als starke Imprägnation und Einpressung beidseits in die Sedimente. So liegt die Kap Biotformation, hauptsächlich im Westgebiete, auf einem z. T. sehr mächtigen solchen Lagergange, welcher nach Osten zu in 2—3 dünnere Gänge ausläuft. Dieses Sill wurde am Gurreholmberge, im Grænsedal und Ørsteddal, am Fleming Inlet und im Klitdal bis zum Nathorstberge angetroffen. In diesem Ganghorizonte wurden im ganzen Gebiete gleichzeitig in den Kalkmergeln die oben erwähnten Stauchungen, Verfaltungen und Gleithorizonte beobachtet. Auch im obersten Teile der marinen Eotrias liegt ein Lagergang.

Im Rhäte haben wir die mächtigsten und zahlreichsten Basaltsills. Das unterste, bis über 100 m dicke Lager, ist ca. 100 m über der Rhätbasis in Sandsteinen liegend. Es fällt mit den Rhätschichten im Westgebiete von den hohen Gurreholmbergen steil ins hintere Ørsteddal hinab, und zieht dann quer durch das Becken nach dem Rhätgebiete südlich des Fleming Inlet und in das Pingeldal hinüber. Zwischen letzterem und dem Carlsbergfjorde schliesst es, in geringerer Mächtigkeit, an diesen Bergen plateauartig das Rhät ab. Nördlich des Ørsteddals reicht das Sill aber nicht bis zum Grænsedal hinüber. Am südlichen

Ostbeckenrande ist dieser Basalt in der Ugleelvgegend (Nathorstberg) wieder sichtbar. Aber auch im Westrandgebiete tritt das Basaltlager fast lückenlos vom Ørsteddal bis nach Gurreholm hinunter, aus dem Sedimentbecken aufsteigend, zutage. Es scheint, dass also auch südlich das gleiche Sill vom Ost- und Westbeckenrande auch im Zentralbecken in Zusammenhänge stehen. Im höheren Rhäte liegen noch meist 2—3 weitere Sills von ca. 2—60 m Dicke, eines dunkelgrünlichen (verwittert gelblichen) porphyrischen Basaltes mit bis 6 cm grossen Feldspat tafeln. Diese Gänge wurden vom Palldal über die Gurreholmberge bis Antartichavn, dann durch das Ørsteddal bis zum Pingeldal beobachtet. Im Grænsedalprofile (Profil 1) kommen oben auch 2 helle Lagergänge vor.

Im Lias sind mir im nördlichen Gebiete keine Basaltsills bekannt geworden. Hingegen liegen im Lias des Süd-Jamesonlandes (nach ROSENKRANTZ) am Hurry Inlet, eine grössere Anzahl solcher Gänge. Im Dogger waren nur lokal kleinere Sills im Zentralgebiete zu beobachten, welche aber nur in der Nähe der Quergänge auftreten.

Anschliessend seien auch noch kurz die Basaltlagergänge in den Sedimenten auf den nördlichen Inseln Traill, und Geographical Society, zum Vergleiche angeführt. In den basalen Permschichten der Südtraill Insel, und im oberen Teile der marinen Eotrias auf beiden Inseln, liegen je ein Sill. Auch auf den Anodontophorahorizont folgt auffälligerweise auf beiden Inseln ein mächtiges Basaltlager, welches z. B. an den Svinhufvudbergen die Triassedimente abschliesst. Auch im unteren Rhäte kommt auf den nördlichen Inseln ein mächtiges Basaltsill vor, währenddem in den oberen Serien im Drömbugtgebiete helle Flachgänge auftreten, wie sie auch im Grænsedalen angeführt wurden (Profil 1). Die nächst höheren, zahlreichen und mächtigen Basaltsills, zeigen sich erst in den Kreidesedimenten in durchgehender Verbreitung. Aber auch im nördlichen Senkungsgebiete der Ostküste sind schon früh vom Perm bis in die Kreide hinauf, mächtige Sills und Plateaubasalte bekannt geworden. Die Intrusionen und Ergüsse erfolgten vermutlich an den N-S laufenden Verwerfungszonen am Rande des mobilen Grundgebirgssockels und an der Devonrandverwerfung und an deren N-S-Störungen, als Spaltenergüsse und drangen unter beträchtlichem Drucke in die Sedimentschichtfugen ein. Die Intrusionen erstrecken sich auf Flächen von vielen Tausend km². Es sind, sowohl bei den Sills, als bei den Steilgängen, im allg. nur schwache Kontaktwirkungen zu beobachten, welche sich meist als dünne Fritzone und als Verhärtung des Sedimentes zeigen. Relativ stärkere Kontakterscheinungen zeigen sich im Sill unter der Kap Biotformation, sowie in den porphyrischen Feldspatbasaltgängen im oberen Rhät. Diejenigen Basaltsills, besonders dasjenige unter der Kap Biot-Formation, auf welchen die Gleitschichten

sich bewegten, zeigen in den inneren Horizontlagen, wo die Basaltmasse noch am längsten flüssig blieb, Störungs-Bewegungs- und Quetschlagen, teilweise mit auch anderer Kristallisation.

2. Die Steilgänge

durchziehen in auffälliger Art das ganze Jamesonlandgebiet. Die längsten Gänge sind ausschliesslich Ost-West laufende, und gehen quer durch das ganze Jamesonlandbecken, beidseits bis an das Kristallin. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. L. KOCH, beobachtete er auch im südlichen Jamesonlande vom Flugzeuge aus einige Steilgänge, welche in Ost-West-Richtung quer über das Land laufen. Auch ALDINGER (ALDINGER 1935) und ROSENKRANTZ (ROSENKRANTZ 1934) beschreiben solche Gänge im Südgebiete. Nur ganz untergeordnet und selten treten Steilgänge in Nord-Süd-Richtung auf. Diese verbinden meist nur zwei in kurzem Abstände parallel verlaufende E-W-Quergänge. Die Steilgänge sind ca. 1—8 m, dick und bestehen meist aus einem schwarzgrünlichen dichten Basalte. Von dem Eruptivgebiete in der NW-Ecke des Gebietes laufen eine ganze Schar divergierender Steilgänge nach der Süd- bis Ostrichtung durch die Sedimente, in einem Umkreise von bis 20 km. Beachtenswert ist die Beobachtung, dass in der Richtung vom Storfjorde auf Liverpoolland nach dem Sydkap und den Holger Danskes Briller, bis an das Kristallin, ein System von mehreren, fast parallel gehenden, grossen und kleineren Steilgängen, in ca. 100 m bis zu einigen km Abstände, quer über das Jamesonland laufen. Die bis über 6 m breiten und einzeln über 80 km langen Basaltgänge, scheinen aus einem tiefen Spaltensystem emporgedrungen zu sein. In dieser Linie vom tiefen Storfjorde, quer durch Liverpoolland und Jamesonland, nach dem bis 1500 m tiefen Nordwest-Fjorde, haben wir vermutlich eine Hauptstörungslinie vor uns, eine grosse Bruchspaltenzone, welche vielleicht im Zusammenhange mit den N-S laufenden Störungen, bei den allgemeinen Hebungen des grönländischen Festlandblockes an dessen Randgebiete entstanden. In dem tieferen randlichen Sedimenttroge vermochten gegenüber den Kristallingebieten in den Spalten Basalte aufzudringen.

Ein weiterer E-W-Gang läuft über die Gletscherkuppe (1350 m) im Zentralgebiete. Andere solche Gänge zeigen sich beim Palldale, sowie (nach H. HÜBSCHER) einer auf dem Karstrücken. Ein bis 8 m dicker Quergang, zieht auch in E-W-Richtung durch das untere Pingedal. Bei den mehr lokalen Gängen ist anzunehmen, dass sie im Zusammenhange mit den Sill-Intrusionen stehen, indem der Basalt auch in steile Sedimentspalten eindringt, wie dies z. B. deutlich im Lias westlich des Hurry Inlet zu sehen ist (ROSENKRANTZ 1934).

Im ganzen Jamesonlande liegen mir keine Beobachtungen vor, welche auf Basaltoberflächenergüsse hinweisen. Es fanden scheinbar durchwegs Intrusionen in grossem Umfange statt. Auf den nördlichen Inseln hingegen treten in der Kreide auch lokale Oberflächenergüsse auf. Betreff der wichtigen Frage über das Alter der Basaltintrusionen, sprechen viele Beobachtungen für ein tertiäres (Postcretacisches) Alters aller vorkommenden Basalte seit dem Karbon oder Devon. Nördlich der höheren Trogswelle im nördlichen Jamesonlande treten also im tiefen Senkungsgebiete des Vega-Sundes, auch die ersten tertiären Basaltoberflächenergüsse und die vielen Basaltsills im ganzen Beckengebiet der Kreide auf.

Dessgleichen schliessen im südlichen abfallenden Senkungstroge, die sehr mächtigen oberflächlichen Basaltergüsse an. Auf breiter Front sinken sämtliche Jamesonlandsedimente in den Scoresbysundfjord ab und werden dann von den Deckenbasalten überlagert.

Im höhergelegenen Trog-Schwellengebiet, hingegen, erfolgten in grossem Umfange ausschliessliche Basalt-Intrusionen in die Sedimente. Die Basalte intrudierten vermutlich alle von dem westlichen Eruptivgebiete aus, oder von einer randlichen Verwerfungsspalte desselben, da alle Sills nach jener Richtung an Mächtigkeit zunehmen und auch ansteigen. An dieser Grenze zum Kaledonikum versuchten an den randlichen Verwerfungen, Magmen aufzustossen und von dem relativ hochliegenden Herde aus, begannen unter grossen Drucken verschiedene Lagergang-Intrusionen abwärts zwischen die Sedimente in das Becken hinein. Die dünnflüssigen und langsam erstarrenden Basaltmagmen vermochten daher sehr weit in die Sedimente vorzudringen, und veranlassten auch die mächtige Gleitbewegung.

Allgemein erhält das ganze Landschaftsbild durch die Basalte meist auch morphologisch ein charakteristisches Gepräge. Dies ist besonders in den Kreidesenkungsgebieten augenfällig, indem die Landschaft sehr unruhige, wellige und unregelmässige Oberflächenformen erhält. Die durchziehenden Basaltsills bilden z. B. im Vega Sunde, Mountnorris Fjord und Kong Oskar Fjord, charakteristische scharf vorspringende Kaps und zahlreiche, meist langgestreckte Inselreihen. An den Berghängen im allgemeinen und besonders in den Oberjura-Kreideschieferegebieten treten die Sills als lange Felswände, Steilstufen oder Rippen stark hervor. Auch die Quergänge heben sich in der Landschaft als schwarze vorspringende Rippen und Gräte heraus. Einige Verwerfungen, besonders die zwei grossen östlich von Kap Palander und auf der westlichen Geographical Society Insel zwischen der Kreide und der Trias, scheinen auch Basaltfördergänge zu sein, da die Verwerfungskluft von mächtigen Basalten ausgefüllt ist. Es scheint, wie auch H. P. SCHAUB (SCHAUB 1938) vermutet, dass die Basaltvorkommen unabhängig von den lokalen Herden

der sauren Magmen (Kap Simpson und Kap Parry Komplex) sind. In einem ca. 100 Meter mächtigen Basaltsill auf der westlichen Geographical Society Insel, waren einige 5—20 Meter dicke Sandsteinsedimentschollen vollständig im Basalte schwimmend zu beobachten. Neben säuligen Absonderungsformen, waren besonders auf den nördlichen Inseln auch vielerorts Basalte mit Wollsack-Verwitterung anzutreffen. Nach der im gesamten Untersuchungsgebiete durchgeführten systematischen Verfolgung der Basaltlagergänge und Quergänge, nach dem Studium ihrer Lagerungsverhältnisse, ihrer Verteilung in den Sedimenten, der Petrographie usw., lässt sich, nach deren Zusammenstellung in einer späteren speziellen Arbeit einen guten Überblick gewinnen, und es werden sich viele interessante Fragen abklären lassen. Es können sich weitere interessante Beziehungen ergeben aus der Tektonik und den Basaltverhältnissen unseres Gebietes zu den mächtigen Basaltdeckenergüssen südlich des Scoresbysund-Fjordes. Diese südlichen, gewaltigen, vielleicht fast gleichzeitigen Basaltförderungen von ca. rund 4—5000 km³ Fördermasse, deuten auf eine Art vollständige Aufspaltung und Durchreissung der Gebirgskruste quer durch Grönland. (Von der Scoresbysund- zur Disko-Insel-Gegend.) Gegenüber der nächst nördlichen Schwächezone und Spaltenlinie vom Storfjorde nach dem Nordwestfjorde erfolgte südlich vielleicht eine vollständige Trennung und sogar ein Abwandern des südlichen Grönlandblockes auf den Basalten nach Süden. Die Basalte sind sicher eng verknüpft mit vielen tektonischen Vorgängen seit der Kreidezeit.

IV. Tektonik.

Im grossen Überblicke zeigt sich am Ostrande des grönländischen Festlandsockels eine Senkungszone, in welcher paläozoische- und mesozoische Sedimente abgelagert wurden. Dieses hauptsächlich postdevonische Senkungsgebiet, ist im Westen von einer Störungslinie längs dem hochliegenden Kaledon und Devon begrenzt. Im Jamesonlande wird die Senkungszone, gegenüber dem nördlichen Gebiete, auch im Osten vom Kaledonikum abgeschlossen. An den Randgebieten zum Kristallin sind die Sedimente meist gestört, gegenüber dem zentralen Beckengebiete der Sedimentmulde. Am Westrande der Senkungszone, steigt die kaledonische Unterlage ziemlich unvermittelt, als bis zu 2000 m hohe Gebirgsfront aus dem tieferen Gebiete des Hall Inlets und Schuchert-rivers empor, längs der erwähnten Verwerfungslinie. Nach Norden zieht die Störungslinie vom Schuchert River über den Pass in das Skeldal (ST) hinein, dann an den Syltoppene vorbei und hat vermutlich auf den nördlichen Inseln Traill und Geographical Society, am Ost-

rande des Devons, ihre Fortsetzung. Sie wurde hier hauptsächlich von H. BÜTLER in ihrem Verlaufe festgelegt (BÜTLER 1935). Östlich des hochliegenden Devons, wurden in dem Senkungstroge die postdevonischen Sedimente abgelagert. Sie stellen die letzte Auffüllungsphase in den Senken zwischen den Kristallinzonen der kaledonischen Geosynklinale dar. Einen guten Überblick über die geologische Geschichte und die Ablagerungen in den Postkaledonischen Senken hat LAUGE KOCH gegeben (L. KOCH 1935). Die tiefste und grösste dieser Senken in Ostgrönland, die Königsbucht, reicht nach Norden und Westen bis an die KOCH'schen Wölbungszonen Miko und Vela und zieht zwischen den Mifa und Vela-zonen weiter nach Süden. In den Ablagerungen der Senke sind uns die verschiedenen geologischen Ereignisse in den einzelnen kristallinen Randgebieten überliefert worden. Die Hebungs- und Senkungstendenzen derselben wirkten sich besonders im Beckenrandgebiete aus, als charakteristische Störungen, im Wechsel des Sedimentmaterials und seiner Faciesausbildung. Von den kristallinen Hebungsgebieten des Scoresbylandes und Liverpoollandes, sowie von Canningland und der Wegener Halbinsel, fallen die Sedimente allgemein in das Becken hinein. Das flache weite Sedimentbecken im Süden wird im Nordjamesonlande, im Gebiete des Ørsteddals ziemlich schmal und zeigt an der Wegenerhalbinsel und auf Canningland ein steiles Emporheben der triadischen und prätriadischen Sedimente. Auch am Westrande steigen diese Schichten bis zu den Höhen des Eruptivgebietes an. Zwischen dem mittleren Ørsteddal und dem Grønsedal ziehen zwei N-S laufende Verwerfungen, welche das östliche Gebiet um je ca. 100 m absenken lassen. Längs des unteren Schucherttrivers kann nur vermutungsweise eine unbedeutende Verwerfung angenommen werden. Im hinteren Flusstale kommt hingegen die grosse westliche Randverwerfung von Südwesten in das Tal hinein.

Eine Art grabenförmiges Senkungsgebiet ist im zentralen nördlichen Beckenteile zu beobachten. Am Ostrande des ca. 10 km breiten Grabens, fallen die Triassedimente bis zu 60° flexurartig steil in die Tiefe, um dann erst ca. 10 km weiter westlich, an der oben erwähnten östlichen der beiden Verwerfungen, wieder zu erscheinen. Die grabenförmige Rinne läuft von der Antartichavn-Gegend zum äusseren Ørsteddal und von hier in das Gebiet südlich des Fleming Inlets, wo sich die Zone nach dem Pingeldal zu verbreitert. Diese zentrale Senke scheint sich nördlich auf der mittleren Traill Ø, im Kreidegebiete zwischen den Svinhufvud Bjærge (SB) und dem Forchhammer Bjærg (F.), bis über den Vega Sund fortzusetzen, wo sich das ganze Becken wieder verbreitert und verflacht.

Etwa in der Linie vom westlichen Eruptivgebiete nach der Wegenerhalbinsel, zeigt sich eine Art Querschwelle im Senkungsgebiete, wo sich

der Trog auch verengt und in einer Knickung gegen Nordwesten abbiegt. Beidseits, nach N. und S. sinken die Trogaxen etwas in die Tiefe, und das Becken verbreitert sich. Es scheint in diesem Schwellengebiet tiefe Schwächezonen zu geben, über welchen die Eruptivgebiete westlich des Grænsedalen und des Kap Simpson-Komplexes (vgl. H. P. SCHAUB 1938) und vielleicht die Kap Fletcher Eruptive auf Canningland liegen. Die beiden ersten liegen in jüngeren mesozoischen Sedimenten und besitzen Kreide-Tertiär-Alter, die letzteren sind nach BÜTLER (BÜTLER 1937) mitteldevonische Eruptive. Das auffällige kaledonische Hebungsgebiet des Liverpoollandes, scheint sich, noch weiter nach Norden, in der Richtung Kap Simpson fortzusetzen. Durch ihre Hebungen im Mesozoikum, wurden im Gebiete des Canninglandes und der Wegenerhalbinsel, sowie vielleicht der SE-Traillecke, die mächtigen paläozoischen und mesozoischen Sedimente herausgehoben. Durch diese starke Emporhebung, mussten Spannungen und Störungen entstehen, welche sich als Verwerfungen und Grabeneinbrüche usw. auswirkten.

Im Gebiete der Trogswelle war die Sedimentation hauptsächlich mit den Trias- und Rhätablagerungen abgeschlossen, und nur in der genannten, wenige Kilometer breiten Grabenzone, liegen teilweise noch Lias- und Doggersedimente. Oberjura- und Kreideablagerungen schliessen erst auf der Traill Insel und südlich ebenfalls im tieferen Beckengebiet des südlichen Jamesonlandes, an. Auf der Geographical Society Insel folgen in dem hier tiefen Beckengebiet vermutlich noch höhere Kreideserien (Senon?). Es ist sehr unwahrscheinlich, dass diese Oberjura-Kreidevorkommen im Jamesonlandbecken einst in Verbindung standen, da von diesen Bildungen noch keine Reste in dem über 100 km breiten Zwischenstücke gefunden wurden. Es ist aber wahrscheinlich, dass sie weiter östlich, im offenen Meere in Verbindung standen.

V. Berichtigungen zur Stratigraphie der nördlichen Inseln, Traill Ø und Geographical Society Ø.

Nach der nunmehrigen Kenntnis der Schichtserien im Jamesonlande ergaben sich beim Vergleiche mit den nächst anschliessenden und im Vorjahre untersuchten Ablagerungen auf den nördlichen Inseln, wertvolle neue Feststellungen, über die Zuweisung von Schichtstufen, welche, zufolge Fehlen oder mangelhafter Erhaltung von Fossilien, bis jetzt nur unsicher stratigraphisch eingeordnet werden konnten. (Vergleiche die diesbezüglichen ersten Berichte von: H. P. SCHAUB 1938 und H. STAUBER 1938.) Die wichtigste Berichtigung betrifft hauptsächlich das SE-Gebiet der Traill Insel, in welchem die jungen Eruptive (Kreide-Tertiär) liegen (Kap Simpson Komplex, H. P. SCHAUB). Die

mächtige grobe Sandsteinserie, z. B. am Forchhammer Bjærg (Profil IV) unter den Cardioceraten-führenden Oberjura-Schieferablagerungen, erweist sich viel jünger, als diese im Profile IV provisorisch zugeteilt wurde. Die am Forchhammer Bjærg in der Sandsteinserie erwähnten Ammonitenfunde, erwiesen sich bei einer Nachprüfung als schlecht-erhaltene Macrocephalitenformen des Doggers. Ferner zeigt sich die ganze, am Forchhammer Bjærg und Steenstrup Bjærg aufgeschlossene Schichtserie unter dem Oberjura, sehr ähnlich ausgebildet und in ca. gleicher Mächtigkeit, wie die Serien des Rhät, Lias und Doggers im nördlichen Jamesonlande. Die unteren groben geröllführenden Sandsteine am Steenstrup Bjærg und im unteren Teile des Forchhammer Bjærg, in welchen Pflanzen und kohlige Einschwemmungen vorkommen sind ins Rhät zu stellen. In diesem Rhät liegen 1—2 grosse Basaltlagergänge, wobei auch im oberen Teile ein Feldspatbasalt folgt. Darüber kommt am Forchhammer Bjærg die mächtige Sandsteinserie, in deren unteren Teile die kalkige Bank, mit den vermutlichen Macrocephalitenfunden liegt. Ob hier auch noch der Lias vertreten ist, kann nicht entschieden werden. Die zahlreichen hellen Eruptivlagergänge, durchziehen hauptsächlich die Doggerschichten. Am Südfusse des Steenstrup Bjærg treten unter den Rhätsandsteinen, an einem kleinen Aufschlusse, noch die bunten Mergel der Kap Biotformation zutage. Die ganze Serie steigt nach Westen zu an, zeigt sich nach meinen stratigraphischen Befunden auf Oberjura- und Doggerschichten überschoben. Die Sedimente im Eruptivgebiete der SE Traill Insel, im Kap Simpson Komplexe (vergl. H. P. SCHAUB 1938) erweisen sich also als mesozoische Ablagerungen, von der obersten Trias bis in die Kreide hinauf. Die zahlreichen hellen Lagergänge liegen hauptsächlich zwischen den Juraschichten, die Basalte im Rhäte und in der Kreide.

An dem Svinhufvud-Bjærg (Profile I—III) entsprechen ferner die oberen Perm-Tonschiefer, den Posidonomyenschiefern, und die unteren marinen Eotriasschiefer den Pseudomonotisschiefern. Die obere Eotriasserie (Profil II) mit Anodontophorafunden ist nicht als marin, sondern als brackisch-marin zu bezeichnen.

Die beinahe sterile mächtige Schichtserie in der NE-Traillecke, östlich Kap Palander, lässt sich ebenfalls genauer datieren. Über den sehr mächtigen geröllreichen Karbon-Perm-Sandsteinen, folgt die Trias in ähnlicher Stufenausbildung, wie z. B. im Kap Biotgebiete. Die Arkosestufe ist als rote geschichtete Sandschiefer und helle Sandsteine ausgebildet, über welchen die gut ausgebildete Gipsstufe folgt. Darüber treten ebenfalls Schiefer und Kalkmergelbänke auf, in welchen die feinen, auch im Südgebiete gefundenen Muschelchen zu finden sind. Über letzteren folgt ein Basaltsill und dann, wie im Jamesonlande, die Kap Biot Formation und die Rhätsandsteine, in welchen Neocalamiten-

stammstücke gefunden wurden. Ob die folgenden Sandsteine, bis unter die Oberjura-Tonschiefer, schon dem Lias und Dogger angehören, kann noch nicht entschieden werden.

Nördlich und südlich des Vegasundes, zeigen sich über den Triasschichten zuerst grobe und dann feinere plattige Sandsteine, welche ich nach ihrer Ausbildung in den Rhät und Dogger stellen möchte. NOE-NYGAARD (H. FREBOLD und NOE-NYGAARD 1938) führt aus dem Maanedal auf der NW-Traill Insel, Doggerfossilien an, welche sehr wahrscheinlich aus dieser oberen Sandsteinserie von den westlichen hohen Bergen stammen. Dessgleichen erweisen sich die Sandsteine am Kistenstocke auf der Geographical-Society Insel als Rhät (event. noch Dogger). Die helle Sandsteinserie unter den Oberjuraschiefern, die an der Ostbergflanke des Mt. Laplace zutage tritt und welche Schichten mit der tektonischen Staffel nach Westen einfallen, glaube ich ebenfalls in den Rhät-Dogger weisen zu müssen.

Im Überblicke der postdevonischen Ablagerungen im ganzen Untersuchungsgebiete der Senkungszone, ergeben sich noch folgende Feststellungen: In der Oberjura- und Kreidezeit wurden in den Senken, nördlich und südlich der Schwellenzone, also auf den Inseln Traill und Geographical Society, und im Südjamesonlande, ausschliesslich feine mergelige Sedimente abgelagert. Zu diesen Zeiten musste das umliegende Festland recht flach gewesen sein, und es konnte nur eine geringe Erosion geherrscht haben. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der oben erwähnten Peneplainisierung am Ende des Doggers. Diese grosse allgemeine Einebnung hat sich besonders gut im Schwellengebiet des zentralen Jamesonlandbeckens erhalten. Dieses Kulminationsgebiet wurde zuerst aufgefüllt und eingeebnet und die weitere Sedimentation wurde darauf südlich und nördlich in das Kreidemeer fortgesetzt. Erst in der oberen Kreidezeit, hat scheinbar wieder eine stärkere Erosion eingesetzt, da im Kreidegebiete nördlich des Vega Sundes in den oberen Schichten Geröllhorizonte auftreten. Die westliche Begrenzung der Kreideablagerungen bildet die Verwerfungszone, welche durch den westlichen Vega-Sund läuft und scheinbar an den östlichen Svinhufvud-Bergen als eine Aufschiebung nach Westen sich fortsetzt. Nach Aucellenfunden und der Faciesausbildung etc. zu beurteilen, hat das Valanginien auf den beiden Inseln die grösste Verbreitung. Auf der Geographical Society Insel ist sehr wahrscheinlich auch das Aptien ziemlich verbreitet, da *Lytoceraten*- und *Sanmartinoceraten*funde vorliegen. Vermutlich sind die obersten Sedimente mit den Geröllhorizonten, den *Pterien*funden, und mit sehr grossen *Inoceramen*, schon in das Senon zu stellen. Das Eruptivgebiet der östlichen Traill Insel mit Unterkreideablagerungen wurde erst in der Oberkreide und im Tertiär durch die aufdrängenden Eruptive emporgehoben und randlich z. T. auf die anderen Schichten aufgeschoben.

Auf der Geographical Society Ø haben wir östlich der Devonrandverwerfung drei weitere ca. parallel laufende Verwerfungen, welche den östlichen Teil staffelförmig absinken lassen und wobei die Staffeln- samt den Basaltsills meist nach Westen zu einfallen. Es scheint hier ein ähnliches Bauschema vorzuliegen, wie es A. VISCHER (A. VISCHER 1938) im nördlichen Gebiete feststellte. Südlich des Vega-Sundes verliert sich diese Schollentreppe und das morphologisch-geologische Landschaftsbild ist durch andere Störungen bedingt. Im Jamesonlande, besonders im Südgebiete scheint ebenfalls ein Staffelbau vorzuliegen, als die grossen Jamesonland- und Liverpoolland-Staffeln, an Stelle der bisherigen kaledonischen Wölbungszone.

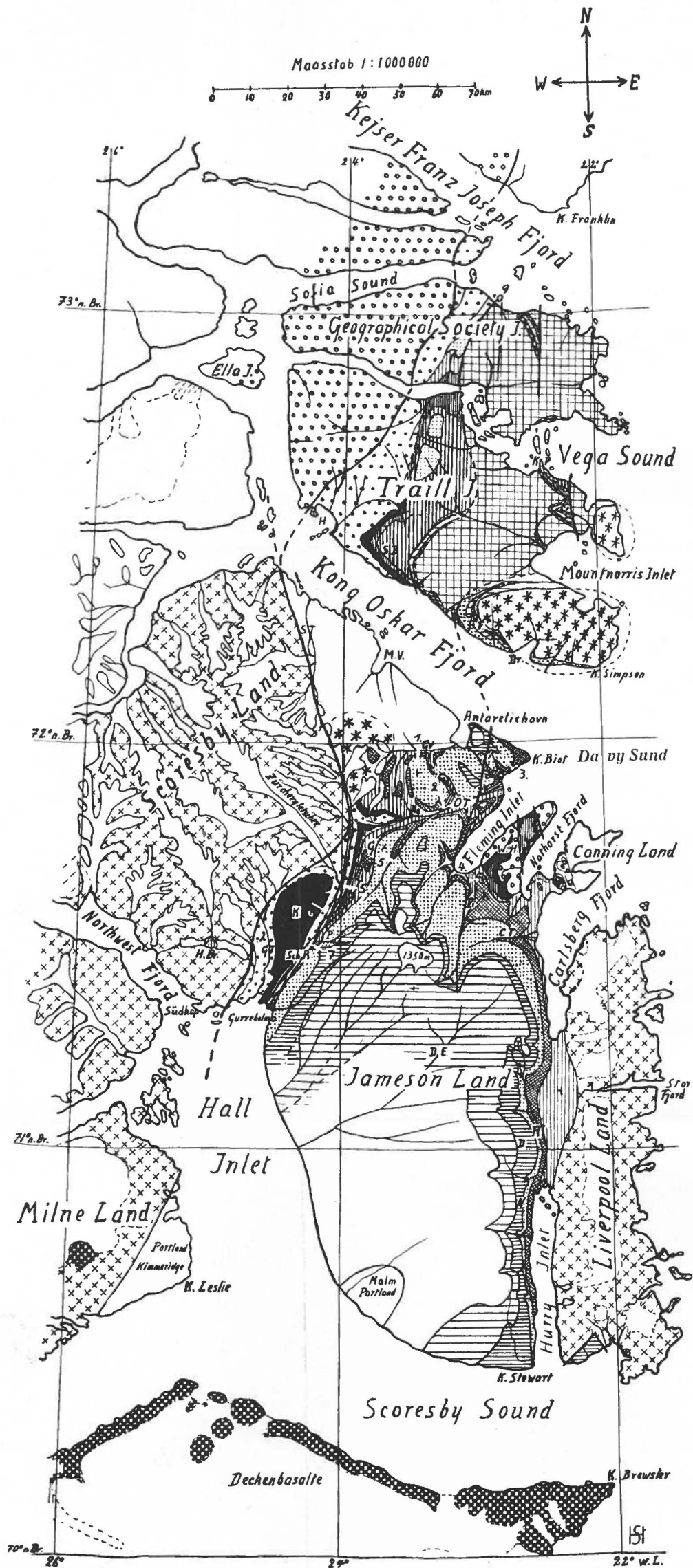
Damit wären nach Abschluss der ganzen Felduntersuchungen, auch auf den nördlichen Inseln einige stratigraphisch-geologische Ergänzungen, für einen groben Gesamtüberblick des ganzen postdevonischen Troges gegeben.

Eine sehr wertvolle Ergänzung zum Geologischen Überblick der Senkungszone sind die eingehenderen Untersuchungen von W. BIERHER, im westlichen Eruptivgebiete und in der Gegend vom Grensdale bis zum Kaledonikum, sowie die neuen Aufnahmen am Ostbeckenrande durch K. KLEIBER. Über die nördliche Fortsetzung der Senkungszone orientieren uns ebenfalls in vorläufigen Berichten, A. VISCHER und W. MAYNC (A. VISCHER 1938. W. MAYNC 1938).

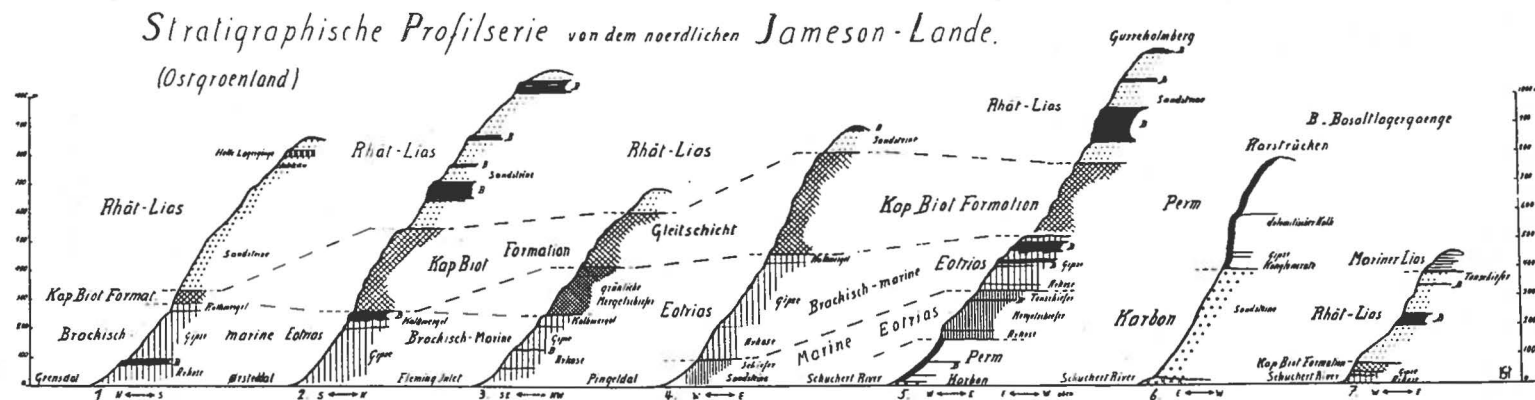
LITERATUR-VERZEICHNIS

1. ALDINGER, HERM. 1935. Geologische Beobachtungen im oberen Jura des Scoresbysundes (Ostgrönland). Medd. om Grönland, Bd. 99, No. 1, 1935. 128 S., 35 Fig., 3 Karten.
 2. BÜTLER, H. 1935. Some new investigations of the Devonian stratigraphy and tectonics of East Greenland. Medd. om Grönland, Bd. 103, No. 2, 1935. 35 S., 17 Fig.
 3. — 1937. Die geologische Position des Canninglandes in Ostgrönland (Vorläufige Mitteilung). Mittl. der Natf. Ges. Schaffhausen, XIII, 1937. No. 1, 7 S., 1 Fig.
 4. FREBOLD, H., & NOE NYGAARD, A. 1938. Marines Jungpalaeozoikum und Mesozoikum von der Traill Insel (Ostgrönland). Medd. om Grönland, Bd. 119, No. 2, 1938. 37 S., 7 Fig., 1 Taf.
 5. HARRIS, T. M. 1937. The fossil flora of Scoresbysound, East Greenland. Part V. Stratigraphie. Medd. om Grönland, Bd. 112, No. 2, 1937. 114 S., 5 Fig., 1 Pl., 3 Taf.
 6. KOCH, LAUGE. 1929 A. The Geology of East Greenland. Medd. om Grönland, Bd. 73, 1929. 204 S., 53 Fig., 6 Pl.
 7. — 1929 B. Stratigraphy of Greenland. Medd. om Grönland, Bd. 73, 1929. 116 S., 8 Fig.
 8. — 1935. Geologie von Grönland. Berlin 1935. 159 S., 12 Fig.
 9. — 1936. Über den Bau Grönlands. Geologische Rundschau, Bd. 27, 1936. 22 S., 9 Fig., 1 Taf.
 10. MAYNC, WOLF. 1938. Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br. 19°—21° W. Gr.). Medd. om Grönland, Bd. 114, No. 1, 1938. 6 S.
 11. NOE NYGAARD, A. 1934. Stratigraphical Outlines of the Area round Fleming Inlet. Medd. om Grönland, Bd. 103, No. 1, 1934.
 12. ROSENKRANTZ, A. 1934. The lower jurassic rocks of East Greenland. Medd. om Grönland, Bd. 110, No. 1, 1938. 122 S., 57 Fig., 13 Pl.
 13. SCHAUB, H. P. 1938. Zur Vulkanotektonik der Inseln Traill und Geographical Society (Nordostgrönland). Medd. om Grönland, Bd. 114, No. 1, 1938. 15 S., 6 Fig.
 14. SPATH, L. F. 1932. The invertebrate faunas of the Bathonian-Callovian deposits of Jameson Land (East Greenland). Medd. om Grönland, Bd. 87, No. 7, 1932. 158 S., 14 Fig., 26 Pl.
 15. STAUBER, H. 1938. Stratigraphische Untersuchungen postdevonischer Sedimente auf den Inseln Traill und Geographical Society. Medd. om Grönland, Bd. 114, No. 1, 1938. 8 S., 2 Taf.
 16. VISCHER, A. 1938. Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br. 19°—21° W. Gr.) Medd. om Grönland, Bd. 114, No. 1, 1938. 5 S., 1 Fig.
-

- | | |
|--------|--|
| | Kreide |
| | Oberjura |
| | Dogger |
| | Mariner Lias |
| | Rhät-Lias |
| | Kap Biot Formation |
| | Eotrias brack.-marin * |
| | Marine Eotrias |
| | Perm |
| | Karbon |
| | Devon |
| | Deckenbasalte |
| | Eruptivgebiet |
| | Kaledonikum |
| 3 | Beigelegte Profile |
| | Schichtfallen |
| | Verwerfung |
| 1350 m | Zentrale höchste Jameson-land-Gletscherkuppe |
| WH | Wegener Halvø |
| ST | Skeldal |
| SchR | Schuchert River |
| SB | Svinhufvud Bjerge |
| R | Ryder Elv |
| Pi | Pingeldal |
| P | Palldal |
| ØT | Ørsteddal |
| Ne | Neuhausendal |
| N | Nathorst Bjerg |
| MV | Mästers Vik |
| KP | Kap Palander |
| K | Karstrücken |
| HBr | Holger Danskes Briller |
| H | Holmsvik |
| GT | Gurreholm-Dal |
| Gr | Grænsedal |
| G | Gurreholm-Bjerge |
| F | Forchhammer Bjerg |
| Dr | Drømbugt |
| DE | Depot Elv |
| D | Dusén Bjerg |
| CT | Carlsberg Dal |



* Brackisch-marine Trias (siehe Text.)
(nicht Eotrias).



Færdig fra Trykkeriet den 21. Maj 1940.