MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
BD. 133 · NR. 1

GEOLOGISK EKSPEDITION TIL ØSTGRØNLAND 1936—38
UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DIE POSTDEVONISCHE TEKTONIK VON OSTGRÖNLAND ZWISCHEN 74° UND 75° N. BR.

KUHN Ø, WOLLASTON FORLAND, CLAVERING Ø UND ANGRENZENDE GEBIETE

VON

ANDREAS VISCHER

MIT 23 FIGUREN IM TEXT UND 6 TAFELN

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1943

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

I. Einleitung 7

II. Stratigraphische Übersicht 12

Kaledonikum 12
Devon 13
Karbon 13
Perm 14
Eotrias 14
Jura 15
Callovien-Argovien (Gelbe Serie) 15
Séquanien-Kimmeridgien (Schwarze Serie) 16
? Portlandien 16
Kreide 16
Valanginien 17
Jüngere Unterkreide 17
Tertiär 18
Die Basalte 19
Quartär 19

III. Regionale Beschreibung 24

A. Die Kuhn Ø 24
1. Der östliche Teil der Kuhn Ø 24
Das Plateau von Kap Maurer 24
Das Küstenkliff 25
Die Kuhn-Verwerfung 30
2. Zentrale und westliche Teile der Kuhn Ø 32
Das Panorama der Kuhn Ø-Südseite 32
Die Insel-Südseite und das Kingofjæld 34
Das Payers Dal und der Bernbjærg 37
Die Ostküste des Fligelys Fjord 40
Der Baselbjærg 41

B. Th. Thomsens Land 44
Zusammenfassung für Kuhn Ø und Th. Thomsens Land 48

C. Wollaston Forland 50
1. Das westliche Wollaston Forland 51
Das Panorama der Nordküste 52
a. Die abtauchende Kuhn — Scholle 53
b. Die Kuppel-Scholle und deren Staffelbrüche 56

Seite

Die Westabdachung der Kuppel-Scholle gegen den Young Sund 58
Der Ostrand der Kuppel-Scholle mit der Kuppel-Verwerfung 63
Die Tektonbjærg-Verwerfung 64
Die östliche Teilscholle des Tektonbjærg 65
Die nördliche Fortsetzung der Kuppel-Verwerfung 68
Die Pass-Teilscholle 68
Die Pass-Verwerfung 69
Die Canyon-Verwerfung 70

c. Die Fligelys Fjord — Young Sund — Senke 71
Die Entwicklung der Kreide im östlichen Teil der Senke..... 71
Das Profil an der Lindemans Bugt..... 71
Sillerendal und Canyondalene 73
Cardiocerasbjærg..... 74

Die diskordante Überlagerung des Jura durch die Kreide 76
Praecretacische und postcretacische Tektonik 76
Die Kreide des Stratumbjærg 79

Der westliche Teil der Fligelys Fjord-Young Sund-Senke..... 81
Lindemans Bugt..... 82
Lindemansdalen..... 83
Die SW-Hänge des Palnatokes-, Aucella- und Cardiocerasbjærg 85

d. Palaeogeographie des Valanginien..... 87

e. Die Basalte des westlichen Wollaston Forlandes 91

2. Das östliche Wollaston Forland..... 94
Die »schwarze Hügelregion« östlich Storsletten (Gegend zwischen Albrechts Bugt und Pasdalen)..... 96
Der Permpas..... 99
Die Gegend südlich Sumpdalen 102
Brorsons Halvø (Kap Berlin)..... 104
Hühnerbjærg, Falske Bugt und Falkebjærg 108
Hühnerbjærg-Ostflanke und Plateau von Kap Wynn..... 112
Dronning Augustadalen, Haredal und Kap Borlase Warren..... 113
Die Basalte des östlichen Wollaston Forlandes 117
Die Dykes..... 117
Die Sills..... 119
Die Deckenbasalte..... 121
Prae- und postbasaltische Tektonik 122

D. Die Pendulum Øer (Sabine Ø und Lille Pendulum)..... 126

E. Die Clavering Ø 130

1. Der östliche Teil der Clavering Ø..... 130

a. Die Verwerfungszone 130
Die Nordostecke der Clavering Ø (Dolomitdalen und Djævlekløften) 131
Forposten 134
Nucleus-Berge und Brinkley Bjærg. Spätpermische Bruchbildung und fragliche posttriadische Reaktivierung..... 135

b. Das abgesenkte Kreide- und Basaltgebiet der östlichen Clavering Ø..... 138

Seite

2. Zentrale und westliche Teile der Clavering Ø. (Die Clavering-Scholle) ... 141
Permo-karbonische und karbonische Bruchbildungen. Hudson Land und Hold with Hope ... 144

F. Payers Land, A. P. Olsens Land, Th. Thomsens Land und C. H. Ostenfelds Land ... 147

a. Die östlichen Verwerfungen ... 147

b. Die »Postdevonische Hauptverwerfung« zwischen Godthaabs Golf und Ardencaples Fjord ... 150

IV. Die postdevonische Entwicklung Ostgrönlands zwischen 74° und 75° n. Br. in zeitlicher Folge ... 153

Devon bis Perm ... 155
a. Der praekarbonische Sockel ... 155
b. Erste grosse Bruchbildung im Karbon ... 155
c. Namurien ... 156
d. Permo-karbonische Bewegung und Landfläche vor dem Oberperm ... 156
e. Transgression im Obern Perm (Zechstein) ... 156

Perm bis Trias ... 156
a. Praetriadische Bewegung ... 156
b. Eotrias ... 157

Trias bis Kimmeridgien ... 157
a. Landfläche vor dem Callovien ... 157
b. Juratransgression ... 157

Kimmeridgien bis Portlandien ... 158
a. Spätjurassische Bruchbildung ... 158
b. Portlandien ... 158

Portlandien bis Mittleres Valanginien ... 158

Jüngere Unterkreide ... 159

Obere Kreide bis frühes Tertiär ... 160
a. Tektonische Bewegung nach dem Albien ... 160
b. Abtragung und Bildung einer Landfläche während der Obern Kreide. Erste Basalteffusionen ... 161
c. Paleozaen — Eozaen ... 161

Das praebasaltische Relief und die Basaltformation ... 162
a. Hebung und Reliefbildung vor den grossen Basaltergüssen ... 162
b. Die grossen Basalteruptionen ... 163

Postbasaltische Bewegungen ... 164
a. Erneuerung der Bruchschollenbewegung ... 165
b. Hebung des Kontinentes; weiträumige Küstenflexuren ... 165
c. Postbasaltisches Längsgefälle ... 165

Morphologische Entwicklung bis zur Gegenwart ... 166
a. Praeglaziale Durchtalung ... 166
b. Vergletscherung ... 168
c. Senkung; Entstehung der Fjorde ... 168
d. Postdiluviale Entwicklung ... 168

Seite

V. Der postdevonische Bau der weitern Küstengebiete von Ostgrönland ... 170
1. Die Küstengebiete zwischen Ardencaples Fjord (75° n. Br.) und Scoresby Sund (70° n. Br.) ... 170
a. Die »Postdevonische Hauptverwerfung« ... 170
b. Der Gebietsstreifen östlich der Hauptverwerfung ... 172
c. Die Zone westlich der Hauptverwerfung ... 175
d. Folgerungen ... 177
2. Die nordostgrönländische Küste zwischen Ardencaples Fjord (75° n. Br.) und der Nordost-Rundung (82° n. Br.) ... 178
3. Postdevonische Tektonik, Erosion und Küstenbildung ... 180
4. Frühere Auffassungen über eine tektonische Hauptlinie ... 180
5. Die Küste Ostgrönlands zwischen Scoresby Sund (70° n. Br.) und Angmagssalik (66° n. Br.) ... 182

VI. Die Ursachen der postdevonischen Bruchtektonik ... 184

VII. Zusammenfassung ... 188

VIII. Literaturverzeichnis ... 190

I. EINLEITUNG

Das Hauptziel der von Dr. Lauge Koch geleiteten zweijährigen dänischen Expedition 1936 bis 1938 war die geologische Kartierung der vorwiegend devonischen und postdevonischen Küstenzone Ostgrönlands zwischen Scoresby Sund (70° n. Br.) und Hochstetters Bugt (75° n. Br.). Als Unterlage dienten die von Geodætisk Institut, København, während der Dreijahrsexpedition 1931—1934 photogrammetrisch erstellten Karten 1:250 000. Wertvolle Vorarbeiten zu diesem grosszügigen Plan bildeten die Ergebnisse der frühern Expeditionen Lauge Koch's in den Jahren 1926 bis 1934.

Die geologische Kartierung sollte mit intensiven Studien der Stratigraphie und der Tektonik und mit Aufsammlungen paläontologischen Materials verbunden werden. Die Bearbeitung der ganzen Küstenstrecke war unter verschiedene Arbeitsgruppen und zeitlich auf die zwei Expeditionsjahre verteilt.

Die nördliche Gruppe für das erste Jahr bestand aus Magister Eigil Nielsen, Dr. Wolf Maync und dem Verfasser. Unter diesen war die Arbeit folgendermassen verteilt: E. Nielsen setzte seine schon früher an der Küste von Kap Stosch (Hold with Hope) durchgeführten Aufsammlungen und stratigraphischen Arbeiten fort (vergl. Nielsen 1935, 1936). Er führte gleichzeitig eine geologische Neukartierung dieses Gebietes auf Grund der neuen Topographie durch und dehnte die früher begonnenen Aufnahmen an der Kap Stosch-Küste nach E und gegen das Landesinnere nach S aus.

W. Maync und ich hatten die Aufgabe, im ersten Expeditionsjahre die äussern Küstengebiete zwischen 74 und 75° n. Br., umfassend die Kuhn Ø, das Wollaston Forland und den östlichen Teil der Clavering Ø zu bearbeiten, indem sich W. Maync dem Studium der Stratigraphie und dem Aufsammeln der Fossilien zu widmen hatte, während mir die geologische Kartierung und damit verbunden das Studium der Tektonik zufiel. Besondere Aufmerksamkeit sollte den Kontaktverhältnissen zwischen den ungefähr N-S streichenden, hohen Kristallingebieten und den Sedimentzonen zugewendet werden. Die Frage war

zu lösen, ob diese Kontakte aus alten Küstenlinien hervorgegangen seien oder ob sie Verwerfungen entsprechen oder ob beide Fälle vorliegen. Ausserdem bestand die Frage nach dem Alter der Kontakte.

Die Art der Arbeitsteilung brachte es mit sich, dass wir uns meist getrennt auf Exkursionen begaben und auch längere Reisen getrennt ausführten. Die gegenseitigen Entdeckungen und die sich stellenden Probleme wurden aber immer wieder gemeinsam diskutiert und die Beobachtungen und Funde, die in das Arbeitsgebiet des andern fielen, ausgetauscht. Es ist selbstverständlich, dass sich unsere Aufgaben aufs Engste berührten und dass wir gegenseitig aufeinander angewiesen waren. Für die gute Zusammenarbeit möchte ich WOLF MAYNC den wärmsten Dank aussprechen.

Die schlechten Eisverhältnisse im Sommer 1937 verhinderten unsere Abholung mit dem Expeditionsschiff und damit die Rückkehr nach Europa. Wir setzten daher die Untersuchungen über das zweite Expeditionsjahr 1937—1938 fort.

Zunächst wurde die Kartierung des Gebietes zwischen 74 und 75° ausgedehnt und ergänzt, indem ich im Herbst 1937 den westlichen Teil der Clavering Ø kartierte. Im März 1938 unternahm W. MAYNC eine Schlittenreise, um die noch nicht besuchten Pendulum Øer zu untersuchen und zu kartieren, während ich das Innere von A. P. Olsens Land und das Sveistrups Dal bereiste, um wichtige tektonische Linien landeinwärts zu verfolgen.

Im Frühling und Sommer 1938 wurden sodann die Gebiete zwischen Gael Hamkes Bugt (74°) und Kejser Franz Josephs Fjord (73°) bearbeitet. Sie umfassen: Hold with Hope, ohne den von E. NIELSEN bearbeiteten nördlichen Teil mit Kap Stosch; sodann den östlichen Teil der Gauss Halvø. An den Passage Høje im östlichen Hudson Land und am Loch Fyne wurden von mir nur kurze Revisionen durchgeführt.

Ein Flug am Ende der Expedition über den westlichen Teil des Arbeitsgebietes diente zur Verfolgung wichtiger tektonischer Linien, zur allgemeinen Übersicht und zu photographischen Aufnahmen.

Als Ergebnis des ersten Expeditionsjahres erschienen von W. MAYNC und mir kurze Rapporte, die im Herbst 1937 auf radiotelegraphischem Wege von Grönland nach Kopenhagen übermittelt worden waren. (MAYNC 1938, VISCHER 1938). Eine kurze Übersicht über das ganze Untersuchungsgebiet zwischen 73 und 75° n. Br. mit einer Kartenskizze habe ich 1939 gegeben (VISCHER 1939). Ein vorläufiger Expeditionsrapport, in dem die postdevonische Tektonik mehr schematisch behandelt wird, erschien erst 1940.

In der vorliegenden Arbeit behandeln wir den nördlichen Teil des gesamten Arbeitsgebietes zwischen 73 und 75° n. Br. Es handelt sich um die Gebiete zwischen 74 und 75° n. Br. und 18 bis $22^1/_2$° w. L., die

auf den neuen Kartenblättern Grönland 1:250 000: 74 Ö. 1 Wollaston Forland und 74 Ö. 2 Clavering Ø enthalten sind. Das südliche Gebiet auf Kartenblatt 73 Ö. 1 Hold with Hope soll später beschrieben werden.

Die geologische Kartierung bildet den wichtigsten Bestandteil unserer Arbeit. Da uns während der Expedition erst Auswertungsoriginale im Masstabe 1:333 333 der neuen Karte zur Verfügung standen, geschah die Kartierung im Felde auf Vergrösserungen in 1:100 000. Diese Feldkartierungen wurden dann auf die neuen Blätter 1:250 000 umgezeichnet. Leider ist es nicht möglich der vorliegenden Arbeit eine geologische Karte in Vielfarbendruck und auf der topographischen Unterlage beizugeben. Statt dessen begnügen wir uns mit zwei Kartenskizzen im Masstabe 1:333 333, einer rein topographischen und einer geologischen. Tafel 1 gibt die topographische Übersicht; sie enthält nur die Küstenlinien, Flussnetze und Gletscher, die wichtigsten Höhenquoten und die im Texte verwendeten Lokalnamen. Ausserdem enthält sie auch die Tracen der in den Tafeln 3 und 4 dargestellten Profile. Tafel 2 bringt sodann die vereinfachte Geologische Karte im Masstabe 1:333 333 in Dreifarbendruck. Um diese Skizze nicht zu überlasten, wurden nur die wichtigsten Ortsnamen angeschrieben. Diese beiden Tafeln sollen die Grundlage für die regionale Beschreibung bilden. Wenn es die Umstände gestatten, soll später die eigentliche geologische Karte auf der topographischen Unterlage herausgegeben werden, zusammen mit weitern geologischen Kartenblättern von Ostgrönland.

Die geologische Karte soll enthalten, was der Masstab 1:250 000 resp. 1:333 333 darzustellen erlaubt. Es ist aber zu bemerken, dass die geologische Kartierung nicht über das ganze Gebiet gleichwertig durchgeführt werden konnte. In einzelnen Abschnitten war eine detaillierte Aufnahme möglich, in andern musste sie mehr summarisch geschehen. Bei der Arbeitseinteilung wurde jedoch darauf geachtet, dass für Gebiete mit wechselvoller Tektonik und Stratigraphie mehr Zeit zur Verfügung stand. Im Ganzen war unsere Arbeitszeit eher knapp bemessen. Eine weitere Rolle spielten die Witterungs-, Schnee- und Geländeverhältnisse. Ich bin mir bewusst, dass unserer Karte durch künftige Detailuntersuchungen noch Verbesserungen und Berichtigungen beigefügt werden können. Besonders liesse sich bei grösserm Kartenmasstabe manche Einzelheit besser darstellen. Unsere heutige Karte ist als eine erste Übersichtskarte aufzufassen.

Der Atlas enthält des weitern Tafel 3 mit Übersichtsprofilen in 1:333 333 durch das ganze Kartengebiet und Tafel 4 mit Detailprofilen in 1:100 000 durch einen Teil des Gebietes, nämlich durch Kuhn Ø, Wollaston Forland und den östlichen Teil der Clavering Ø. Die Profile wurden nach der Karte 1:250 000 mit Zuhilfenahme von Skizzen und Photographien und unter Berücksichtigung der gemessenen

Fallwinkel konstruiert. Auf Tafel 5 werden sodann einige Panoramen und Ansichten dargestellt.

Im Verlaufe der regionalen Beschreibung und der Darstellung der Lagerungsverhältnisse im Einzelnen ergeben sich wichtige Schlüsse über den Ablauf der tektonischen Ereignisse in zeitlicher Folge. Diese sind im Kapitel IV zusammengefasst und in Tafel 6 graphisch und schematisch dargestellt.

Anschliessend überblicken wir die Küstenzone Ostgrönlands über weitere Strecken, über unser Untersuchungsgebiet hinaus, und gelangen zu einigen allgemeinen Schlussfolgerungen über die postdevonische Tektonik.

Die Ausarbeitung der Resultate erlitt infolge des Kriegsausbruches und zeitweiser Mobilisierung des Verfassers Verzögerungen. Aus diesem Grunde musste auch das Kapitel »Clavering Ø« vorläufig gekürtzt gefasst werden.

In der vorliegenden Arbeit werden wir gelegentlich gezwungen, Ansichten zu vertreten, die von denen früherer Beobachter abweichen. Im Besonderen gilt dies in Bezug auf die zahlreichen Publikationen von H. FREBOLD. Seinen stratigraphischen und paläontologischen Angaben kommt zweifellos grosse Bedeutung zu und sie waren auch für uns sehr wertvoll. Allein es war unseres Erachtens verfrüht, aus dem 1931 vorliegenden Beobachtungsmaterial die tektonische Entwicklung in postdevonischer Zeit rekonstruieren zu wollen (FREBOLD 1932a). Um die tektonische Entwicklung eines Gebietes über eine längere geologische Zeitspanne rekonstruieren zu können, sind vor allem eine möglichst detaillierte Kartierung über grössere Gebiete und die darauf fussende Profilkonstruktion notwendig. Auf solche gestützt, haben wir nun den Versuch aufs Neue unternommen und sind dabei zu durchaus abweichenden Resultaten gelangt. Wir glauben daher hier darauf verzichten zu können, FREBOLD's Angaben Punkt für Punkt zu widerlegen. Wir wissen aber, dass auch uns Irrtümer unterlaufen sein können und dass künftige Detailuntersuchungen diese und jene Feststellung noch vertiefen werden.

Auch an dieser Stelle möchte ich all denen danken, die auf irgendeine Weise an dem Entstehen der vorliegenden Arbeit beteiligt sind.

Vor allem gilt mein Dank Herrn Dr. LAUGE KOCH, dem Leiter der Expedition, für die Überweisung der interessanten Aufgabe, sein Vertrauen, seine Hilfe und seine Ratschläge mancher Art. Ebenso dankbar bin ich Herrn Prof. Dr. C. E. WEGMANN, dem ich die Teilnahme an der Expedition verdanke. Wie ich mich gegenüber meinem Kollegen Dr. WOLF MAYNC verpflichtet fühle, habe ich schon erwähnt. Herr Magister EIGIL NIELSEN begleitete uns auf der ersten Schlittenreise des Jahres

1937 und stand uns mit seiner, auf frühern Expeditionen erworbenen Erfahrung im Reisen hilfreich zur Seite. Telegraphist N. O. Jensen und Assistent Harder Jensen von der Station Eskimonæs waren während der zwei Jahre ausgezeichnete Kameraden und ich verdanke Ihnen manche praktische Hilfe, besonders auf den Bootsreisen. Von grösstem Nutzen waren uns die immer hilfsbereiten Grönländer Gustav Anas Massanden, Jakob Senimuinak, und Karl Andersen. Sie waren nicht nur ausgezeichnete Hundekutscher und Jäger, sondern standen uns auch bei mancher anderer Arbeit hilfreich zur Seite als allzeit fröhliche Reisegefährten.

Auf unsern Reisen hielten wir mehrmals Station auf der dänischen Fangstation Sandodden. Für die überaus grosse Gastfreundschaft sei dem Fangstmand Aage Hansen herzlich gedankt. Auch bei dem norwegischen Fangstmand Gerhard Antonsen am Revet (Payers Land) war ich bei Bearbeitung der westlichen Clavering Ø einige Tage zu Gast, wofür ich ihm meinen Dank sage. Mein Dank gilt auch den Offizieren und Mannschaften der Expeditionsschiffe »S. S. Gustav Holm« und »S. S. Godthaab«.

Manche Anregung in wissenschaftlichen Fragen verdanke ich Aussprachen und Diskussionen auf der Heimreise und nach der Expedition mit den Herren Dr. L. Koch, Dr. H. Bütler, Dr. Hans Stauber, Dr. Wilhelm Bierther, Dr. A. Rittmann, Prof. Dr. C. E. Wegmann und Prof. Dr. H. Cloos. Mein verehrter Lehrer Herr Prof. Dr. A. Buxtorf stand mir bei der Ausarbeitung beratend zur Seite, wofür ich ihm meinen herzlichsten Dank ausspreche. Endlich gebürt auch mein Dank Herrn cand. geol. Peter Bitterli in Basel, der mir die Reinzeichnung der Tafeln, mit Ausnahme von Tafel 5, mit grosser Sorgfalt ausführte.

II. STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT

Wie in der Einleitung erwähnt wurde, geschah die Bearbeitung des Gebietes in Zusammenarbeit mit Dr. Wolf Maync, der das Studium der Stratigraphie übernommen hatte. Die vorliegende geologisch-tektonische Beschreibung sollte deshalb nur unter gleichzeitiger Benützung der Publikationen dieses Autors gelesen werden. (Maync 1938, 1939, 1940, 1942).

Im Folgenden geben wir nur eine kurze Zusammenfassung der Stratigraphie, die wir, was die Formationen von Perm bis zum Tertiär betrifft, zum grössten Teil W. Maync's Arbeiten entnehmen. Detailliertere Angaben erfolgen gelegentlich im Verlaufe der Beschreibung der Lagerungsverhältnisse. Bei der Darstellung der tektonischen Verhältnisse sehe ich mich hie und da veranlasst, auch auf die Stratigraphie näher einzugehen, ohne damit meinem Kollegen Maync etwas vorweg nehmen zu wollen.

Kaledonikum.

Im ganzen Untersuchungsgebiet zwischen 74 und 75° n. Br. bildet die Rumpffläche des kaledonischen Gebirges die Unterlage der postdevonischen Decksedimente. Das Kaledonikum setzt sich zusammen aus mehr oder weniger metamorphen Sedimenten des Jungpraekambrium (Eleonorebay-Formation), aus Gneisen und Graniten, die während und nach der kaledonischen Faltung durch Metamorphose und Migmatisation aus dem Jungpraekambrium hervorgegangen sind. Granit- und Aplitgänge durchsetzen sodann das bereits gefaltete Gebirge. Die Faltenstrukturen sind z.T. noch gut sichtbar. (Betreffend Kaledonikum vergl. Koch 1929, Poulsen 1930, Backlund 1932, Teichert 1933, Wegmann 1935, Koch 1935).

Eine genauere Untersuchung des Kaledonikums lag ausserhalb unseres Arbeitsbereiches[1]). Für die postdevonische Tektonik spielt das kaledonische Rumpfgebirge die Rolle des starren Sockels, der den

[1]) Eine spezielle, petrographische Bearbeitung der Clavering Ø und des Payers Landes wurde von A. Mittelholzer im Jahre 1938—1939 durchgeführt (Mittelholzer 1941).

Bruchbildungen unterworfen war; diese lassen sich aber nur anhand der überlagernden postdevonischen Decksedimete näher analysieren. Im Folgenden nennen wir den kaledonischen Grundgebirgssockel kurz »Kristallin« oder »Kaledonikum«.

Devon.

Devon fehlt vermutlich dem in vorliegender Arbeit behandelten Gebiet vollständig. Es setzt aber gleich südlich unseres Kartengebietes ein und gehört ebenfalls dem Sockel an, der nach oben durch eine alte Einebnungsfläche abgeschnitten wird.

Karbon.

Karbon ist auf dem westlichen Teil der Clavering Ø als mächtige kontinentale Serie entwickelt. Eine erste stratigraphische Untersuchung geschah durch KULLING (1929). Die dabei gefundenen Pflanzen wurden als Namurien bestimmt (HALLE 1931). D. MALMQVIST (1932) nahm eine sedimentpetrographische Untersuchung vor. Im Herbst 1937 kartierte der Verfasser das Gebiet und nahm weitere stratigraphische Profile auf. Da sich W. MAYNC nicht mit dem Karbon beschäftigte, gehen wir hier etwas ausführlicher auf die Karbonstratigraphie ein.

In Anlehnung an MALMQVIST's Unterteilung lassen sich von unten nach oben folgende Serien unterscheiden:

a. Bunte Basisserie:
Wechsellagerung roter, grüner und weisser Arkosen mit dunkelbraunen, tonigen Schichten; nur geringe Konglomerate.

b. Grüne Arkoseserie:
Wechsellagerung vorwiegend grünlicher, weisser und rötlicher Arkosen.

c. Untere rote Arkoseserie:
Allgemein rotgefärbte, z. T. diagonal geschichtete Arkosen.

d. Pflanzenführende Serie:
Vierfache Wiederholung stratigraphisch ähnlicher Cyclen: Von unten nach oben Glimmersandsteine, Schiefertone mit sandigen und kalkigen Konkretionen und zahlreichen Pflanzenfossilien, nach denen das Alter der Serie als Namurien bestimmt wurde (HALLE 1931). Darüber diagonal geschichtete rote Arkosen, zu oberst gelbe Sandsteinbänke. Mächtigkeit ca. 300 m.

e. Obere rote Arkoseserie:

Allgemein rotgefärbte Arkosesandsteine und bunte Konglomerate mit einzelnen dünnen, weissen Kalklagen (Süsswasserkalke?). Einzelne gelbgefärbte Konglomerate und Sande. Diagonalschichtung.

Die gesamte Mächtigkeit aller karbonischen Serien ist auf ca. 2000 m zu schätzen.

Perm.

Die früher für oberkarbonisch-unterpermisch gehaltenen marinen Sedimente sind nach H. ALDINGER (1935a) und W. MAYNC (1939, 1940) mit der Kungur-Kazanstufe Russlands (Oberperm) und dem germanischen Zechstein zu parallelisieren. Sicheres Oberes Perm in Zechsteinfacies war früher nur in den sog. »Weissen Blöcken« innerhalb der Eotrias bei Kap Stosch bekannt (FREBOLD 1931). Man nahm an, dass die Blöcke von einem ehemaligen Verbreitungsgebiet von Oberperm im Westen eingeschwemmt worden waren. W. MAYNC gelang nun die bedeutende Entdeckung, dass anstehendes Perm am Forposten auf der östlichen Clavering Ø genau die Facies und Fossilführung der »Weissen Blöcke« aufweist.

Das Perm des Untersuchungsgebietes setzt sich hauptsächlich aus litoral-neritischen Sedimenten zusammen, deren Facies sowohl vertikal wie auch in horizontaler Erstreckung ziemlich wechselt. Kalkdolomite mit eingeschalteten Gipsen, Posidonomya-Schichten, Martiniakalk, Brachiopodenkalk und die sandige sog. »Rote Serie« liegen z. T. übereinander und gehen z. T. seitlich ineinander über. Es sei z. B. erwähnt, dass die Mächtigkeit des Kalkdolomites auf SE-Clavering Ø nur wenige Meter beträgt, aber auf der NE-Clavering Ø auf ca. 150 m anwächst, indem er die Posidonomya-Schichten faciell verdrängt.

An der Kap Stosch-Küste liegt an der Basis des Permkalkes ein Konglomerat, dessen Alter bisher nicht bestimmt werden konnte. Man vermutete Devon oder Karbon. W. MAYNC konnte nun zwischen Konglomerat und Permkalk Übergänge und Wechsellagerungen feststellen. Ausserdem schneidet dieses selbe Konglomerat auf der südlich liegenden Gauss Halvö Karbon und Devon diskordant ab. Daraus ergibt sich, dass dieses Konglomerat permisch sein muss.

Die Verbreitung des Perms ist auf den südlichen Teil des Untersuchungsgebietes beschränkt. Das Gebiet im Norden lag wahrscheinlich zur Permzeit über dem Meeresniveau. MAYNC nennt diese Landmasse »Eskimonia«.

Eotrias.

Im Kartengebiet 74—75° n. Br. findet die Eotrias ihre grösste Verbreitung und Entwicklung im nördlichen Teil von Hold with Hope,

resp. der Umgebung von Kap Stosch, wo sie von EIGIL NIELSEN detailliert stratigraphisch bearbeitet und ganz besonders auf ihre Fischfauna untersucht wurde (NIELSEN 1935, 1936). Wie schon erwähnt, ist die geologische Kartierung dieses Abschnittes von E. NIELSEN übernommen worden.

Im Kap Stoschgebiet ist die Eotrias hauptsächlich sandig oder als sandige, geschieferte Mergel ausgebildet und enthält eine Anzahl Konglomerathorizonte, die z. T. von einer Küste im W (Hudson Land) z. T. von einer solchen im NE (Clavering Ø) eingeschwemmt sind.

Im übrigen Untersuchungsgebiet kommt die Eotrias nur auf dem SE-Teil der Clavering Ø vor, wo sie in sandiger und konglomeratischer Facies entwickelt ist. Im obersten Teil der Serie, auf dem sog. Söderbergh-Plateau fand der Verfasser eine Breccie von Permböcken, welche an die Formation der »Weissen Blöcke« bei Kap Stosch erinnert und welche darauf hinweist, dass in der Nähe eine Küste bestanden haben muss.

Im Übrigen ist, was die Triasstratigraphie an diesen Lokalitäten betrifft, den frühern Befunden nichts Neues beizufügen (vergl. KULLING 1930, ROSENKRANTZ 1930, KOCH 1931, NIELSEN 1935).

Jura.

Callovien-Argovien (Gelbe Serie).

Auf Kuhn Ø, Wollaston Forland und auch auf der Nordostecke der Clavering Ø transgrediert der Jura als mächtige konkordante Serie über eine ältere Landfläche. Den untern Teil der Serie, der vorwiegend aus gelbgefärbten Sandsteinen mit einzelnen Konglomeratlagen besteht, nannten wir »Gelbe Serie«, abgekürzt G. S.

Die Fauna an der Basis der G. S. deutet auf Callovien. MAYNC (1940, S. 22) nennt:

Arctocephalites sp.
Goniomya sp.
Chemnitzia sp.
Amberleya sp. etc.

Die höhere G. S. enthält die Formen des Oxfordien und Argovien:

Macrodon (*Parallelodon*) *keyserlingi* D'ORB.
Pseudomonotis braamburiensis SOW.
Pecten sp.
Tancredia sp.
Cyprina sp.
Ostrea sp.
Perna sp.
Terebratula sp.
Pachyteuthis panderi D'ORB. etc.

Séquanien-Kimmeridgien (Schwarze Serie).

Der obere Teil der konkordanten Juraserie im Wollaston Forland und auf der Kuhn Ø besteht aus grauschwarzen, pyrit- und glimmerreichen Schiefertonen mit eingelagerten Kalk- und Sandbänken, die meist gelb verwittern. Da diese Serie wegen der grau-schwarzen Schiefertone vorwiegend dunkel bis schwarz erscheint, nannten wir sie die »Schwarze Serie«, abgekürzt Sch. S. Sie unterscheidet sich von der liegenden Gelben Serie im Gelände sowohl durch ihre Farbe, als auch durch sanftere Abwitterungsformen.

Die Fauna, die das Alter der Sch. S. als Séquanien-Kimmeridgien bestimmen lässt, ist nach W. MAYNC folgende:

Amoeboceras (*Cardioceras*) *alternans* v. BUCH
Amoeboceras kitchini SALFELD
Amoeboceras nathorsti LUNDGR.
Hoplocardioceras decipiens SPATH
Rasenia sp.
Aucella bronni LAH.
Aucella kirghisensis SOKOLOV
Aucella sinzovi PAVL. u. a.
Pachyteuthis panderi D'ORB. etc.

Lokal kommen Bonebed-Horizonte vor mit zusammengeschwemmten Ammoniten, Saurierwirbeln und Holzstämmen.

? Portlandien.

In frühern Arbeiten wurde von mehreren Lokalitäten unseres Untersuchungsgebietes »Portlandien« angeführt. MAYNC hat indessen — vor allem gestützt auf Funde von Amoeboceraten (Cardioceraten) — gezeigt, dass diese Vorkommen noch dem Kimmeridgien, also unserer »Schwarzen Serie« zuzurechnen sind. Weitere Gründe zu dieser Datierung werden Seite 28 angeführt.

Portlandien ist hingegen mit grosser Wahrscheinlichkeit an einer einzigen, neu aufgefundenen Lokalität bei der sog. »Haakons Hytta« am Fligelys Fjord vorhanden. Es unterscheidet sich von den liegenden Schiefertonen der Schwarzen Serie durch grobklastische Ausbildung. Nähere Einzelheiten folgen bei Beschreibung der Lokalität (S. 40—41). Wir bezeichneten diese Bildungen mit ?Portlandien.

Kreide.

Die Kreide transgrediert über ein Relief, das sich aus verschiedenen Formationen der Unterlage zusammensetzt. Gegenüber dem Jura zeigt

sie starke Winkeldiskordanz. In den tiefsten Senken des Reliefs liegen die ältesten Stufen der Kreide, während die jüngern direkt über die höheren Partien der präcretacischen Landschaft greifen.

Valanginien.

Im Valanginien lassen sich drei verschiedene Faciestypen unterscheiden, auf die ich im Verlaufe unserer Beschreibung näher eingehen werde (Zusammenfassung S. 87).

An der Basis einer mächtigen Serie fanden wir Ammoniten, die nach einer Mitteilung von Dr. L. F. Spath (London) auf ?Infravalanginien weisen.

Im Übrigen transgrediert hingegen meist Mittleres Valanginien über die Unterlage.

Fauna des Mittleren Valanginien nach W. Maync:

Aucella keyserlingi Lah.
Aucella piriformis Pavl.
Aucella concentrica Fischer u. a.
Polyptychites sp. *Lyticoceras* sp.
Berriasella sp. u. a.
Tithonia nov. spec.

Belemniten, Gastropoden, Crinoiden.

Jüngere Unterkreide.

Über dem Valanginien oder direkt auf verschiedenen ältern Formationen liegt eine mächtige, vorwiegend tonig-schiefrige Sedimentserie mit eingelagerten Kalk- und Sandbänken. Als besonderes Merkmal enthalten die Schiefertone Tutenmergel und zahlreiche Toneisensteinkonkretionen.

Die Schichten sind oft über weite Strecken fast frei von Fossilien, während an andern Stellen solche nicht selten sind. W. Maync zählt folgende Fauna auf:

Ammoniten (*Deshayesites*, *Sanmartinoceras*, ?*Crioceras*, ?*Acanthodiscus*, *Lytoceratidae* etc.)
Belemniten
Brachiopoden
Inoceramus ewaldi Schlüter
Inoceramus anglicus Woods,
u. a. Lamellibranchiaten.

Diese Fauna spricht für Aptien—Albien.

An sämtlichen Lokalitäten, wo diese Schiefertonserie das Mittlere Valanginien überlagert, ist keine scharfe Grenze zwischen dem Valanginien und dem Aptien zu beobachten; es scheint vielmehr ein Übergang stattzufinden. Diese Übergangsschichten sind oft erfüllt mit wenig bezeichnenden Belemniten, aber leider gelang es uns nicht, andere, als Leitformen brauchbare Fossilien zu finden. Da zwischen sicherem Mittlerem Valanginien und sicherem Aptien kein Unterbruch der Sedimentation feststellbar ist, ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, dass in den basalen Teilen der Schieferserie auch Hauterivien und Barrémien enthalten sind[1]). W. MAYNC (1939, 1940) verwendet daher für den ganzen Schichtkomplex, der sicheres Aptien-Albien, möglicherweise aber auch Hauterivien-Barrémien enthält, den Namen »Jüngeres Neocom«. In vorliegender Arbeit werde ich jedoch die umfassendere Bezeichnung »Jüngere Unterkreide«, abgekürzt »U. K.« verwenden.

Tertiär.

Vorkommen von pflanzenführendem Tertiär waren bisher von der Sabine Ø durch die »Zweite Deutsche Nordpolarfahrt« (HEER 1874) bekannt. Auch auf Wollaston Forland vermutete J. PAYER Tertiär. Spätere Funde von Sabine Ø wurden von F. J. MATHIESEN (1933) beschrieben.

In den verschiedensten Teilen unseres Untersuchungsgebietes (westliche Clavering Ø, inneres und äusseres Wollaston Forland) stellten wir im Liegenden der Basaltdecke und diskordant über Älterem geringmächtige Ablagerungen von Quarzitkonglomeraten, Sanden und Mergeln fest, die teils fossilfrei, teils pflanzenführend sind und den Vorkommen von Paleozaen-Eozaen auf Sabine Ø entsprechen müssen. Einzelne Vorkommen finden sich als isolierte Einschlüsse im Basalt, wobei nicht sicher festzustellen ist, ob diese Lagerung primär (interbasaltisch) ist, oder ob es sich um, von der Unterlage losgerissene, in den Laven schwimmende Schollen handelt (vergl. Fig. 16).

Die meisten dieser Vorkommen sind wohl terrestrische Ablagerungen auf einer praebasaltischen Landfläche.

An der Nordseite von Lille Pendulum gelang es nun W. MAYNC, auch ein Tertiärvorkommen mit marinen Fossilien aufzufinden

---

[1]) Auf Grund eines von der Zweiten Deutschen Nordpolarfahrt 1869—1870 auf der Kuhn Ø gemachten Fundes von *Simbirskites payeri* TOULA ist A. ROSENKRANTZ (1934, S. 25, 26) — trotz gegensätzlicher Ansicht FREBOLD's, der die Richtigkeit der Bestimmung bezweifelt — der Überzeugung, dass auf der Kuhn Ø Hauterivien vorkomme. ROSENKRANTZ rechnet auch mit der Möglichkeit weiterer Verbreitung von Hauterivien und Barrémien im Gebiet des ostgrönländischen Küstenstreifens.

(Korallen, *Nucula* sp., ?*Cyrena* sp., *Aporrhais* sp. etc.). Diese Lokalität wie auch eine vom Verfasser auf West-Clavering Ø gefundene, zeichnet sich ausserdem durch Führung von Basaltbruchstücken aus; dies weist darauf hin, dass diese Ablagerungen jünger als die allerersten Laven, aber älter als die grossen Haupteruptionen sind, deren mächtige Decken über den Vorkommen liegen.

Die Basalte.

Die Basalte treten im Untersuchungsgebiet auf als: Dykes, Sills und Decken; Eruptionszentren sind unbekannt.

Die bis 700 m mächtigen Decken liegen z.T. auf der wenige Meter mächtigen Tertiärschicht (Paleozaen-Eozaen), sind also tertiären Alters. Da aber die Tertiärschicht, wie erwähnt, an zwei Lokalitäten Basaltbruchstücke enthält, müssen schon vorher, vermutlich am Ende der Kreidezeit, erste schwache Basaltergüsse stattgefunden haben.

Bis wann die Eruptionen gedauert haben, lässt sich auch heute noch nicht sagen, da auch wir weder Anzeichen von jüngern Sedimenten, noch von jungem Vulkanismus fanden[1]).

Meiner Aufgabe gemäss beschränkte ich mich auf die Kartierung der Basaltvorkommen und die Untersuchung ihrer Lagerungsverhältnisse, um daraus auf mögliche tektonische Vorgänge vor, während und nach den Basalteruptionen schliessen zu können. Eine vulkanologisch-petrographische Bearbeitung der Basalte lag nicht in unserm Aufgabenbereich. Im Verlaufe der Beschreibung der Vorkommen werde ich trotzdem einige Angaben in dieser Richtung machen können. Die petrographischen Daten stammen von Privatdozent Dr. A. Rittmann (Basel), der die Dünnschliffe der gesammelten Proben vorläufig durchgesehen hat. Was die vulkanologischen Probleme betrifft, so verdanke ich Diskussionen mit Herrn Dr. Rittmann manche Aufklärung.

Quartär.

Die Quartärbildungen wurden nicht näher untersucht. Deren Studium und Kartierung würde zusammen mit dem Studium der morphologischen Entwicklung des Landes eine sehr interessante Aufgabe bilden, die sich aber neben unsern Aufnahmen nicht durchführen liess.

Auf der geologischen Karte sind deshalb sämtliche Quartärbildungen in Weiss zusammengefasst. Eine Ausnahme bilden gut erhaltene,

[1]) In Koch 1935, S. 119 werden kleine postglaziale »Lavakrater« im Tobiasdal in Hold with Hope erwähnt. Diese Meldung beruht auf einer irrtümlichen Beobachtung einiger Reisender. Es handelt sich um Quartärbildungen, die im nächsten Abschnitt behandelt werden.

ältere Moränenwälle, die in roten Punktreihen dargestellt wurden und »vulkanartige« Ringwälle als rote Ringe. Bei der Kartierung wurden meist nur grössere, von Quartär bedeckte Gebiete ausgeschieden. Oft ist Anstehendes verzeichnet, wo in Wirklichkeit starke Schuttbedeckung herrscht, die Beschaffenheit der Unterlage aber durch einzelne Aufschlüsse erwiesen ist (z. B. in den Schiefertonen des Jura und der jüngern Unterkreide). Andererseits waren wir an gewissen Stellen, wo im Frühling starke Schneebedeckung herrschte, im Sommer aber vielleicht Anstehendes erscheint, gezwungen »Quartär« anzugeben (z. B. im schneereichen Frühling 1937 auf der westlichen Kuhn Ø und im Sillerendal im nördlichen Teil des westlichen Wollaston Forland). Es sei hier beiläufig bemerkt, dass im Allgemeinen auch im Winter infolge der Stürme gute Aufschlussverhältnisse herrschen.

Da auf der Karte sämtliches Quartär in einer Farbe zusammengefasst ist, seien an dieser Stelle einige Ausführungen über die in Betracht kommenden Erscheinungen gegeben.

Glazialbildungen: Erratisches Material liegt sozusagen überall zerstreut, vom Strande bis auf die höchsten Plateaux und Gipfel. Es stammt von der diluvialen Vergletscherung, die das ganze Land bedeckte und über die Küste hinausgereicht haben muss. Moränenwälle der Rückzugsstadien dieser Vergletscherung sind nicht nachzuweisen.

Hingegen sind Moränenwälle erhalten, die einem jüngern, postdiluvialen Vorstoss und seinen Rückzugsstadien angehören. Auf der Karte sind solche als rote Punktreihen verzeichnet:

1. Nördlich des Young Sund und im Store Södal in A. P. Olsens Land. Sie gehörten einem Talgletscher an, der aus dem Store Sødal dem Young Sund zufloss.
2. Am Nordhang der Djævle Kløften.
3. An der ganzen Südküste der Clavering Ø, von den Hängen der Hallebjærge im W bis zum Brinkley Bjærg im E. Hier sind mehrere Seitenmoränen übereinander erhalten, die dem Wordies Gletscher angehörten, als dieser bis in die Gael Hamkes Bugt hinausreichte.

I. P. KOCH und ALFRED WEGENER (1930) beobachteten bei 77° n. Br. entsprechende postdiluviale Stadien und sie vermuten sogar, dass sie einem Vorstoss in historischer Zeit angehören. Eine Erscheinung, die WEGENER im Norden beobachtet hat, trifft — wie auch H. POSER (1932, S. 16) ausgeführt hat — auch in unserm Abschnitt zu, dass nämlich nur dieses postdiluviale Gletscherstadium gut erhaltene Gletscherschliffe hinterlassen hat. Die höhern, einst vom diluvialen Eise überfluteten Hänge, haben durch die jüngere Verwitterung ein viel rauheres Aussehen erhalten.

Jüngere Subrezente Karmoränen treten an heute firnfreien Karen hie und da auf (z. B. Kuhn Ø, Dronning Augusta Dal etc.). Diese und die rezenten Moränen wurden auf der geologischen Karte nicht ausgeschieden.

Alluvionen: Die bekannten Bildungen wie Anschwemmungen feinen und groben Materials als Tone, Sande und Schotter in Talböden und am Strande als Deltas würden insofern besonderes Interesse bieten, als auch hier verschiedenaltrige Stadien zu unterscheiden sind anhand der in verschiedenen Höhen liegenden alten Terrassen.

Die untersten Terrassen führen noch subrezente Muscheln und lassen eine gewisse Gliederung zu (Noe-Nygaard 1932, Vogt 1933 u. a.). Nach Backlund (1931) und Poser (1932) kommen bis 400 m hohe Strandterrassen vor, teils auch als anstehende Felsterrassen. Die gehobenen Deltaterrassen lassen sich oft auch weit in die Täler hinein als alte Talböden verfolgen.

Die gehobenen Terrassen weisen auf ein junges Emporsteigen des Landes. Inwiefern dieses Emporsteigen mit dem Abschmelzen des diluvialen Eises zusammenhängt, ist noch nicht abgeklärt. Wir verweisen auf die über diese Fragen sehr umfangreiche Literatur (z. B. Ramsey 1930, Vogt 1933 u. a. m.). In der nähern Umgebung des Untersuchungsgebietes haben sich Backlund (1931), Poser (1932) und Noe-Nygaard (1932) mit den Problemen der gehobenen Terrassen beschäftigt.

Schuttbildungen als Gehängeschutt sind naturgemäss sehr verbreitet. Besonders neigt der in Säulen und Blöcke zerfallende Basalt dazu, und da der Basalt meist als Plateaux auf den Höhen liegt, überdeckt sein Schutt oft weithin die Abhänge.

Es lassen sich auch verschiedenaltrige Schuttbildungen unterscheiden. Z. B. an den Hängen der Kap Stoschküste und an den Südhängen der Hallebjærge (westliche Clavering Ø) liegt an gewissen Stellen eine mächtige Schuttdecke auf. Die Gehänge werden durch junge, tief eingefressene Schluchten zerschnitten, sodass die Schuttdecke an manchen Stellen nur noch auf schmalen Rücken zwischen den Schluchten erhalten ist. Es handelt sich also um eine Ablagerung, die älter als die jüngste Landhebung und die dadurch bedingte Erosion ist.

Solifluktion: Zur Zeit der Schneeschmelze im Juni und Juli tritt — da der Boden nur oberflächlich auftaut — an den schwach geneigten Hängen die Fliesserdebildung auf. Sie tritt meist in Quartärbildungen wie Gehängeschutt und Moräne auf, aber oft wird auch das »Anstehende« (besonders lose Sedimente) von ihr ergriffen. Spezielle Studien über Fliesserdebildung hat Poser (1932) ausgeführt.

Wenn auf der Karte die verschiedenen Bildungen auch nicht unterschieden sind, so lässt sich oft schon aus der Topographie ableiten, um welche Art von Ablagerungen es sich handelt.

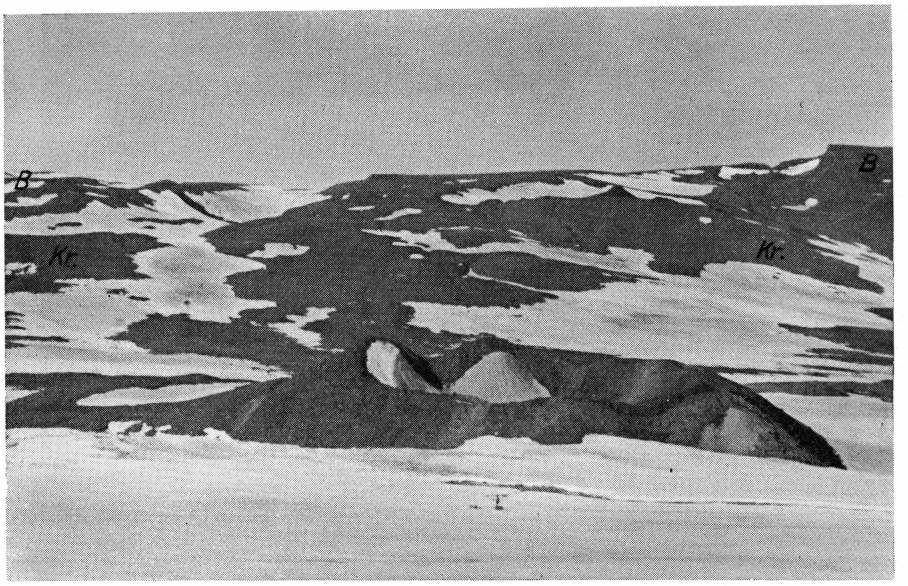
»Vulkanartige« Ringwälle: Es sei hier noch eine merkwürdige Erscheinung erwähnt, die ich in verschiedenartigen Quartärbildungen und an verschiedenen Lokalitäten des Gebietes zwischen 73 und 75° n. Br. beobachtete. Es handelt sich um fast kreisrunde Ringwälle von ca. 50 m Durchmesser mit kraterartiger Vertiefung im Zentrum, also von vulkanartiger Gestalt. (Auf der Karte als rote Ringe verzeichnet).Diese Gebilde finden sich durchwegs in den Sohlen grosser Täler und in einem Fall auf einer grossen Schotterebene.

Im Dronning Augusta Dalen (äusseres Wollaston Forland) erhebt sich ca. 5 km oberhalb der Talmündung inmitten des Talbodens ein solcher vulkanartiger Hügel. Er setzt sich zusammen aus Schiefertonen der Unterkreide und Basaltblöcken, also aus erratischem Material. Die Innenseite des Ringwalles befindet sich noch heute in Bewegung, wie die gegen das innere abbröckelnden Blöcke zeigen.

Am Südrande unseres Kartengebietes, in der grossen von Flussdeltas gebildeten Schotterebene westlich der Mündung des Loch Fyne und am Fusse der Nörlund Alper finden sich mindestens zwei dieser rätselhaften Ringwälle. Ich untersuchte einen derselben, der im Bereich des Navnløs Elv liegt. Es ist ein flacher, ca. 10 m hoher Ringwall von ca. 50 m Durchmesser, der aus Flusschottern besteht. In der Kraterebene liegt ein zweiter, scharf abgetrennter Kreis von Geröllen. Das Zentrum ist von erratischen Blöcken überstreut.

Wir führen in diesem Zusammenhang auch die ausserhalb der jetzt gegebenen geologischen Karte beobachteten Vorkommen solcher Ringwälle an: Im Tobiasdal in Hold with Hope liegt eine ganze Reihe kleiner Hügel, von denen einzelne »Krater« enthalten. Als »postglaziale Lavakrater« wurden sie auch von einigen Durchreisenden gemeldet und haben als solche Eingang in die Literatur gefunden (KOCH 1935, S. 119). Ich fand jedoch, dass der Unterbau dieser Hügel aus feinen, geschichteten Tonen besteht, die auf Meeresboden abgelagert wurden als das Tobiasdal noch als Fjord unter Wasser lag. Die Tone enthalten Gerölle von Basalt und Kristallin. Auf den Hügeln selber liegen erratische Blöcke zerstreut, z. T. geschrammte Geschiebe von Kristallin und Basalt.

Einzelne der Hügel enthalten kreisrunde »Krater« von 30—50 m Durchmesser, die, wie die frischen Abrissränder zeigen, als heute noch einsinkende Einsturztrichter zu deuten sind. Am schönsten ist der unterste »Krater« des Tobiasdal, auf der südlichen Talseite (ca. 2 km südlich des zweiten A von »Tobias Dal« auf der Karte). Ein äusserer, ca. 50 m Durchmesser aufweisender Ringwall, aus feinen Tonen beste-



Juni 1937.

Fig. 1. Quartärbildung im Dronning Augustadalen (östliches Wollaston Forland). »Vulkanartiger« Ringwall von ca. 50 m Durchmesser, bestehend aus erratischen Basaltblöcken und Schutt von Kreidesedimenten. Im Hintergrund der Murbjærg. B = Deckenbasalt, Kr. = Jüngere Unterkreide.

hend, weist gegen innen steile, gegen aussen sanfte Böschung auf und ist an der Aussenseite von erratischen Blöcken überstreut. Im Innern des Kraters liegt ein zweiter, ganz aus Tonen bestehender kegelförmiger »Vulkan«, der radial von kräftigen, frischen Rissen durchsetzt ist.

Endlich beobachtete ich einen äusserst regelmässig aufgebauten Kegel mit »Krater« in der Sohle des zweiten Tales nördlich Kap Franklin, in den Giesecke Bjærgene. Dieser Kegel, der nicht näher untersucht werden konnte, setzt sich vermutlich aus Flussschottern zusammen.

Wir sind nicht in der Lage die Entstehung dieser vulkanartigen Gebilde zu erklären. Sie setzen sich, wie gezeigt, aus verschiedenen quartären Ablagerungen wie Moräne, Flusschotter und jungen Meerestonen zusammen. Eine vulkanische Entstehung ist deshalb ausgeschlossen. Es müsste sich schon um Sprengtrichter durch Ausstossen von Gasen handeln.

In der Umgebung der Station Eskimonæs finden sich in gehobenen Strandterrassen einige kreisrunde Seen, deren Entstehung H. Poser (1932, S. 9) durch Schmelzen von Toteis zu erklären versucht. Die Krater der oben beschriebenen vulkanartigen Hügel sind sichtbar im Einsturz begriffen. Wären sie reine Einsturztrichter, sei es durch Schmelzen von Toteis oder durch andere Ursache, so bliebe doch die Entstehung der Ringwälle unerklärt.

III. REGIONALE BESCHREIBUNG

A. Die Kuhn Ø.

Die Kuhn Ø zerfällt landschaftlich in drei der Längsrichtung der Insel folgende, also N—S verlaufende Zonen. In der Landschaft tritt die Mittel-Zone am meisten hervor; sie ist ein Hochgebiet mit alpinen Formen und besteht aus Kristallin. Im Süden ist diese Zone verhältnismässig schmal. Am SE-Fuss des durch junge Erosion gebildeten Südabsturzes liegt Kap Hamburg. Im nördlichen Drittel nimmt die Zone die ganze Breite der Insel ein. Gegen Osten wird diese Zone durch einen gerade verlaufenden, jähen Absturz begrenzt und davor liegt die Ost-Zone, ein niedriges, zum grössten Teil von Quartär bedecktes Plateau, dessen Unterbau aus Sedimenten gebildet wird. Der heute über dem Wasser liegende Teil dieser Zone hat die Form eines nach Süden zugespitzten Dreiecks. Die östliche stumpfe Spitze des Dreiecks heisst Kap Maurer. Die West-Zone besteht gleichfalls aus jungen Sedimenten; auch sie reicht nicht bis zum Nordende der Insel, sondern nimmt am Fligelys Fjord nur etwa $^2/_3$ der ganzen Insellänge ein. Dieser Zone sind auch einige Sedimentvorkommen an der Westküste des Fligelys Fjord zuzurechnen; diese werden gegen W wiederum von Kristallin begrenzt, das einer nächsten Zone, dem kristallinen Hochgebiet des Th. Thomsens Land angehört. Wir werden diese Vorkommen unter dem Titel »Th. Thomsens Land« behandeln. Die kristalline Mittelzone der Kuhn Ø und die westliche Sedimentzone mit dem Fligelys Fjord gehören nach unsern Untersuchungen ein und derselben tektonischen Einheit an, die östliche Sedimentzone dagegen einer andern. Daraus ergibt sich eine Zweiteilung in:

1. Östlicher Teil der Kuhn Ø,
2. Zentrale und westliche Teile der Kuhn Ø.

1. Der östliche Teil der Kuhn Ø.

Das Plateau von Kap Maurer.

Das dem wuchtigen Steilabsturz der Mittelzone vorgelagerte dreieckförmige Plateau ist von recht monotonem Charakter. Seine Küste ist nördlich Kap Maurer ganz flach und zeigt keine Aufschlüsse. Vom

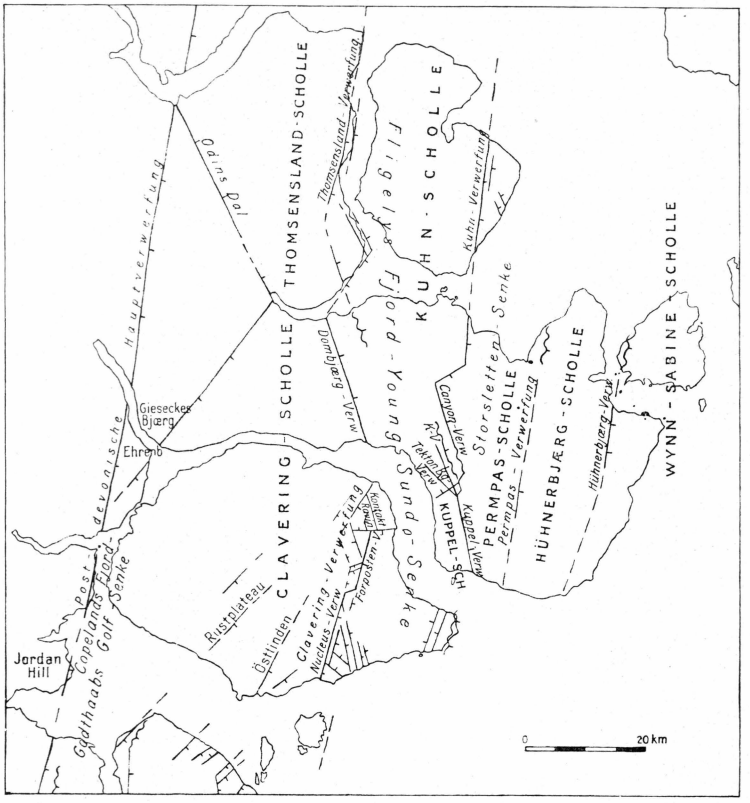


Fig. 2. Tektonische Skizze des Untersuchungsgebietes. ——— — — — Verwerfungen, ~~~~ Flexuren. Die Zähne weisen nach den abgesenkten Schollen. Benennung der Verwerfungen, Bruchschollen und Bruchsenken.

Kap Maurer bis gegen Kap Hamburg besteht die Küste aus einem 50—100 m hohen Kliff, das die einzigen guten Aufschlüsse im östlichen Teil der Kuhn Ø aufweist. Die Oberfläche des ganzen Plateaus wird von mächtigen Quartärbildungen bedeckt. Sie wurde von mir speziell abgesucht, da Aufschlüsse, besonders an der Grenze gegen die Kristallinzone von Wichtigkeit gewesen wären. Leider fand sich nur ein einziger, unbedeutender Aufschluss von Unterkreide-Schiefertonen im nördlichen Teil in 154 m Höhe am Fusse des Ruthner (1066 m), angelehnt an einen Basaltdyke. Der Basaltdyke für sich tritt noch an einigen andern Stellen aus der Schuttdecke hervor. Eine vom Küstenkliff aus tiefer in das Plateau einschneidende Schlucht werden wir weiter unten zusammen mit dem Kliff behandeln.

Das Küstenkliff.

Dieses Kliff verläuft fast geradlinig und ist orographisch sehr wenig gegliedert. Nur im südlichsten Teil mündet ein breites flaches Tal, das

die Flüsse von drei tief in die Kristallinzone eingeschnittenen Tälern sammelt. Dieses einzig wichtige Tal der Insel-Ostseite nannten wir »Romeydalen«; es trennt einen kleineren Sedimentkomplex im Süden vom Küstenkliff ab, der von besonderer Wichtigkeit ist, da er sich an den Steilabsturz des Kristallins anlehnt. Am nördlichen Küstenkliff unterbrechen einige Basaltgänge die gleichförmige Böschung. Als Orientierungspunkte zur Beschreibung dienen am besten die beiden am Strande liegenden Hütten der Pelzjäger, die norwegische Hütte in unmittelbarer Nähe von Kap Maurer und die 6 km südlicher liegende dänische Hütte, wo die einzige in das Kliff tiefer eingeschnittene Schlucht mündet.

Die in der Literatur über die Ostseite der Kuhn Ø enthaltenen Daten über gewisse stratigraphische Horizonte stammen sämtlich von diesem Küstenkliff (TOULA und LENZ 1874, L. KOCH 1929, 1935, BØGVAD-ROSENKRANTZ 1934, FREBOLD 1935). Es handelt sich durchwegs um vereinzelte Fossilfunde und Profilaufnahmen. Über die Lagerung der Schichten existieren nur spärliche Angaben, die aber schon zu weitgehenden Schlüssen verwendet wurden (FREBOLD 1933 S. 59 ff.).

Es sei nun geschildert, was wir bei einer Begehung des Kliffs von N nach S feststellen konnten.

Der nördlichste Aufschluss befindet sich an einer Schlucht ca. 1 km nördlich der norwegischen Hütte. Es muss das die »Ravine« sein, wo BØGVAD seine Funde von Ammoniten des Aptien gemacht hat. BØGVAD (1934) beschreibt die Gesteine sehr eingehend als schwarzgraue Tonschiefer mit eingelagerten Kalksteinbänkchen und Toneisensteinkonkretionen. In 70 m Höhe mass ich ein Streichen von N 30° W und ein Fallen von 30° gegen WSW. Da die Schiefertone etwas unregelmässig einfallen, besagt eine einzelne Messung noch nicht viel. Alle Messungen am Kliff ergaben aber ein allgemeines Fallen gegen WSW. Gewöhnlich ist der Fallwinkel weniger gross und beträgt ca. 15°.

Südlich dieser Ravine, hinter der Norwegerhütte, und weiter der Küste nach gegen S, finden sich weitere, meist stark von Schutt überstreute Aufschlüsse. Die besten Aufschlüsse zeigen sich jeweils an den meist vom Winde reingefegten Südflanken der kleinen Einschnitte. Über die Nordflanken hängen überall die von den Nordstürmen angehäuften, mächtigen Schneewächten. In dieser Gegend ist fossiles Holz, teils mit Bohrmuschellöchern, besonders im unteren Teil der Hänge häufig. Ausserdem fanden sich Bruchstücke von Ammoniten, Muscheln und Belemniten. Zwei Basaltlagergänge sind den Schichten konform eingeschaltet. Der obere fällt mit den Schichten ab und bildet ca. 3 km südlich der Norwegerhütte den am meisten hervortretenden Punkt an der Küste zwischen den beiden Hütten. Eine Messung an dieser Stelle in 100 m Höhe ergab N 20° W, 14° Fallen gegen WSW. Wegen des WSW-Fallens gelangen wir, gegen S schreitend, am Küstenanschnitt

in immer höhere Schichten. Die Gesteine bleiben sich aber gleich; wir haben es immer mit den dunkeln, Konkretionen führenden Schiefertonen zu tun.

Wenig nördlich der dänischen Hütte tritt dann ein plötzlicher Gesteinswechsel ein. An Stelle der schwarzen Schiefertone ist das Küstenkliff aus einem gelb verwitterten Gestein aufgebaut. Es handelt sich um einen etwas sandigen Kalk, grau im Bruche und gelb verwitternd. Der Kalk enthält, besonders in seiner obern Partie, zahlreiche Fossilien, vor allem Aucellen (*Aucella keyserlingi* LAH., *Auc. piriformis* PAVL.), die auf mittleres Valanginien deuten. Die steile Böschung des Kalkes reicht bis ca. 100 m ü. M., hier bildet er eine kleine Stufe. An dieser Stelle finden sich als oberer Abschluss des Valanginien (abgekürzt Val.) rot gefärbte, sandige Bänke, und darauf folgen normal die schwarzen Schiefertone der höhern Unterkreide, die ein Plateau bei ca. 200 m ü. M. bilden.

Am Küstenkliff ist der Kontakt zwischen Schiefertonen und Valanginien-Kalk nicht aufgeschlossen. Da wir aber von N nach S gehend in immer jüngere Schichten kommen sollten und nun plötzlich Val. vor uns haben, müssen wir zwischen den beiden Schichtfolgen eine Verwerfung annehmen, besonders auch nach dem, was sich in der Schlucht hinter der dänischen Hütte feststellen lässt.

Direkt hinter der Hütte in ca. 50 m Höhe, fanden wir nämlich einen kleinen Aufschluss des Liegenden des Val. Kalkes; es sind schwarze Schiefertone, die dann weiter im S und in der Schlucht anstehen. Daraus kann die Mächtigkeit des Val. auf der östlichen Kuhn Ø auf ca. 50 m bestimmt werden.

Wir treten nun in die Schlucht hinter der dänischen Hütte ein, die den besten Aufschluss der ganzen östlichen Kuhn Ø bietet. Die nördliche Böschung des Schluchteinganges haben wir soeben beschrieben: sie zeigt schwarze Schiefertone bis zu einer Höhe von 50 m, darüber hellen Kalk des mittleren Val., nach oben — bei 100 m — mit roten Sandbänken abschliessend; darüber schwarze Schiefertone mit Konkretionen. Südlich des Schluchteinganges sind nun die schwarzen Tone des Liegenden des Val. besser aufgeschlossen; sie lieferten einen bestimmbaren Ammoniten, dessen Bedeutung sofort zu besprechen sein wird.

Im Hintergrunde der Schlucht, wo sie sich teilt, liegt zwischen den beiden Ästen ein von der Küste aus nicht sichtbarer Rücken, der einen ausgezeichneten Anriss dieser Schiefertone zeigt. In den Schiefertonen, die äusserlich denjenigen der U. K. gleichen, liegen dünne Kalkbänke, die mit ihrer rostig-roten Anwitterungsfarbe für diese Schichten über weite Gebiete typisch sind. Kalkkonkretionen, wie sie für die U. K. Schiefertone bezeichnend sind, fehlen. Dieser Aufschluss lieferte einige Fossilien, darunter Ammoniten. Anfänglich glaubten wir Portlandien vor uns zu haben, da solches nach L. KOCH (1929), ROSEN-



April 1937.

Fig. 3. Östliche Kuhn Ø. Die Schlucht im Sedimentplateau bei der dänischen Fanghütte. Die dunkeln Schiefertone des Séquanien-Kimmeridgien (J), überlagert durch die hellen Sandkalke des Mittleren Valanginien (Val). Westliches Schichtfallen. Im Hintergrund das kristalline Hochgebiet (K) der zentralen Kuhn Ø. Der höchste Gipfel, die »Schwarze Wand« P. 1136 besteht aus Jura (J) und Basalt (B). Am Fusse der hohen Bergkette verläuft die »Kuhn-Verwerfung«.

KRANTZ (1934) und FREBOLD (1932a, 1933) an der Ostküste der Kuhn Ø vorkommen soll. W. MAYNC (1940, S. 24) führt jedoch folgende Tatsachen an, die dafür sprechen, dass diese Schichten dem Séquanien-Kimmeridgien zuzuweisen sind.

a. Funde von ?*Amoebites* sp.
Rasenia sp.
Aucella aff. *bronni* LAH.
Pachyteuthis panderi D'ORB.
etc.
in den obersten Schichten des »Portlandien«.

b. Lithologische Übereinstimmung von »Portlandien« und »Amoeboceras-Schichten«.

c. Regional weite Verbreitung von sicherem Séquanien-Kimmeridgien in angrenzenden Gebieten (Albrecht-Lindemans Bugt—westliche Kuhn Ø) und im ganzen übrigen Untersuchungsgebiet.

d. Gleiche stratigraphische Verhältnisse im südlich angrenzenden Wollaston Forland: Séquanien-Kimmeridgien mit *Amoeboceras* sp., *Aucella bronni* Lah. etc., überlagert von fossilreichen Kalken und rotsandigen Bildungen des Valanginien und von transgressivem Jungneocom (Aptien-Albien).

Die von der Kuhn Ø erwähnte *Aucella mosquensis* v. Buch ist möglicherweise in den Formenkreis der *Auc. bronni* Lah. zu stellen.

Die schwarzen Schiefertone des Séquanien-Kimmeridgien nehmen in unserm Untersuchungsgebiet weite Flächen ein und sind in der Landschaft so typisch, dass wir sie kurz die »Schwarze Serie« (abgekürzt Sch. S.) des Jura nennen. Am Rücken zwischen der Schluchtgabelung werden diese Juraschichten, gleich wie an der Küste, in ca. 200 m von gelbem Val. Kalk überlagert. Eine Messung in den Juraschichten zeigte ein Streichen von N 40° W und ein Fallen von 14° gegen SW, also ähnlich wie in der U. K. des Küstenkliffs. Die Grenze Jura-Val. liegt jedoch hier 150 m tiefer als dort, was mit dem SW-Fallen in Widerspruch steht. Damit ist eine Störung, Bruch oder Flexur, zwischen Schluchthintergrund und Küstenkliff erwiesen. Die oben vermutete Störung zwischen Val. und Aptien am Küstenkliff muss einem parallelen Begleitbruch entsprechen. Beide staffeln die Schichten nach Osten ab.

Wir wenden uns nun wieder der Küste zu und verfolgen sie gegen S. Von der Störung bei der Hütte bis zum Romyedalen verlaufen die Schichten ungestört; nach S wandernd gelangen wir wegen des WSW-Fallens in immer jüngere Schichten, hier vom obern Jura in die untere Kreide.

Drei herausgewitterte steile Basaltgänge unterbrechen die einförmige Böschung zwischen der dänischen Hütte und der Mündung des Romeydalen. An die Basaltgänge angelehnt finden sich jeweilen die besten Sedimentaufschlüsse des sonst stark schuttbedeckten Abhanges.

Beim ersten Basaltgang, ca. 1 km südlich der Hütte, liegt die Mündung einer etwas tiefer in die »Schwarze Serie« eingeschnittenen Schlucht. Der Basaltgang lässt sich übrigens — an einigen Stellen mauerartig herausgewittert — über das Plateau in NW-Richtung bis an die grosse Schlucht hinter der dänischen Hütte verfolgen.

Beim zweiten Basaltgang, ca. 3 km südlich der Hütte, stehen immer noch die schwarzen Schiefertone des Jura mit den typischen gelben Bänken an und lieferten hier auch Ammoniten. Zwei Messungen in 46 und 50 m Höhe zeigten die allgemeine Schichtorientierung:

N 4° W	28° WSW
N 15° W	24° WSW

Bei 100 m liegen schuttartig zerstreut Gestein und Fossilien des Valanginien. Es muss in der Nähe anstehen, als das Hangende der »Schwarzen Serie«.

Beim dritten Basaltgang, $4^1/_2$ km südlich der Hütte und unmittelbar nördlich der Mündung des Romeydalen findet sich ein guter Aufschluss eines, bisher noch nicht angetroffenen Gesteins. Es sind schwarze Schiefertone mit gelben und rötlichen, plattigen Sanden, ziemlich fossilreich. Nach den Aucellen und der faciellen Ausbildung zu urteilen, müssen wir hier das Äquivalent der obersten sandigen, ebenfalls rot gefärbten Schichten des mittleren Valanginien vor uns haben, entsprechend dem Vorkommen bei der dänischen Hütte, nur sind hier die Schichten mächtiger ausgebildet.

Südlich des Romeydalen lehnt sich an den Absturz der zentralen Kristallinzone ein kleines Plateau. Im S desselben ist die Kristallinzone durch junge Erosion angegriffen und bildet eine direkt aus dem Meer aufsteigende, fast 1000 m hohe, wilde Bergwand. Die 50 m hohe Aussenkante des kleinen Plateau besteht aus schwarzen Schiefertonen mit gelblich-rötlichen Sandbänken, ohne Fossilien. Gegen das Kristallin hin steigt das Plateau an bis etwa auf 100 m. Seine Oberfläche ist gänzlich mit Schutt bedeckt, aber sowohl sein südlicher wie sein nördlicher Anschnitt zeigen uns sein Baumaterial: schwarze Schiefertone. Im nördlichen Anschnitt sind oben Sandsteinbänke und unten, am Flussbett, sehr harte Kalkbänke eingelagert. Fossilien fanden wir keine, aber der ganze Habitus der Schichten entspricht der »Schwarzen Serie«. Wichtig ist die deutliche Schichtlage am nördlichen Anschnitt, in direkter Nachbarschaft des Kristallin:

Streichen N 10—20° W
Fallen 20° ENE, also gleiches Streichen, wie bisher überall festgestellt, aber Fallen in umgekehrter Richtung, gegen E.

Die Kuhn-Verwerfung.

Es erhebt sich nun die Frage: was bedeutet die durch den Steilabsturz markierte Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten; ist dieser Absturz schon vor der Ablagerung der Sedimente da gewesen oder ist er später entstanden, mit andern Worten: handelt es sich um eine alte Küstenlinie oder um eine Verwerfung, jünger als die Sedimente?

Von der alten Böschung sind zwischen den einzelnen jungen Tälern und Karen meist dreieck- oder trapezförmige Reststücke übrig geblieben. Wäre die Fläche schon vor Ablagerung der Sedimente vorhanden gewesen und hätte eine Steilküste gebildet, so müssten die Sedimente als Küstenbildung wohl grobes terrigenes Material beigemengt enthalten.

Das ist nun aber nicht der Fall. Im Gegenteil: die Schwarze Serie (Séq.-Kim.) am Fuss der Steilböschung und die jüngere U. K. mit ihren Tonen weisen auf Ablagerung in grösserer Entfernung von einer Küste. Nur die sandigen Bildungen im obern Teil des mittl. Val. könnten von einer nähern Küste herrühren.

Die vorherrschend küstenferne Ausbildung der Sedimente spricht dafür, dass zwischen Sedimenten und Kristallin eine bedeutende Verwerfung vorhanden sein muss. Diese Deutung wird gestützt durch die Lagerung der Sedimente. Ihr normales Einfallen ist, wie sich am Küstenkliff gezeigt hat, gegen WSW orientiert. Nur am kleinen Plateau südlich Romeydalen, in nächster Nähe des Kristallin, fallen sie umgekehrt gegen ENE, was sich leicht als Schleppung an der Verwerfung deuten lässt. Die erwähnten Brüche bei der dänischen Hütte wären dann als kleinere Staffelbrüche zu bewerten, die vermutlich nicht parallel zur grossen Verwerfung verlaufen, sondern sich in spitzem Winkel in SSE Richtung von dieser abspalten.

Für die grosse NNE gerichtete, die Sedimente vom Kristallin trennende Verwerfung sei der Name »Kuhn-Verwerfung« und für die westliche, gehobene Scholle der Name »Kuhn-Scholle« vorgeschlagen (vergl. Fig. 2). Der Absturz der Kristallinzone gegen das Sedimentplateau entspricht ungefähr der Verwerfungsfläche, die aber — seitdem sie über die Sedimente und den Meeresspiegel gehoben worden ist — starker Erosion ausgesetzt war. Der imposante, fast 1000 m hohe Felsabsturz südlich der letzten Sedimentvorkommen bis Kap Hamburg ist aber nicht mehr durch die alte Verwerfungsfläche bedingt, sondern durch junge Erosionen entstanden.

Im nördlichen Teil des Kap Maurer Plateau haben wir in der Morphologie Anzeichen, dass die Kuhnverwerfung doppelt gestaffelt verläuft. Wie schon oben erwähnt, liegt in 154 m Höhe, am Fusse des Ruthner (1066 m), der einzige Aufschluss von U. K. im Innern des Plateaus. Der Basaltdyke, der diesen Aufschluss in NW-Richtung quert, tritt weiter NW nochmals auf bis er in 200 m Höhe, wo eine steile Böschung beginnt, plötzlich aussetzt. Dieser Böschungswinkel muss durch eine erste Verwerfung bedingt sein. Bei nicht ganz 300 m liegt eine schuttbedeckte Terrasse, dann erst folgt der eigentliche Steilhang aus Kristallin, der der Hauptverwerfung angepasst ist. Wir vermuten in der Terrasse, die auch weiter südlich ausgeprägt ist, eine schmale Zwischenscholle zwischen der grossen gehobenen Scholle der zentralen Kuhn Ø und der abgesenkten des Kap Maurer-Plateau. Das Kap Maurer-Plateau wird durch den Bruch bei der dänischen Hütte in 2 Teilschollen zerlegt, deren kristalline Sockel wir im S, in Wollaston Forland kennen lernen und dann nach diesen benennen werden.

2. Zentrale und westliche Teile der Kuhn Ø.

Auf der neuen Karte 1:250 000 finden wir für die Gewässer westlich und südwestlich der Kuhn Ø die Namen Fligelys Fjord und Lindemans Fjord. Das vereinigte Becken der beiden Fjorde zwischen der Kuhn Ø und dem westlichen Wollaston Forland führte auf älteren Karten den Namen »Lindeman Bay«. Nach der neuen Karte scheint auch für diesen Fjord-Teil der Name »Fligelys Fjord« zu gelten, was eher zu bedauern ist, da wir es hier mit einem abgesonderten Becken zu tun haben. Wir halten es daher für praktisch, den Namen »Lindemans Bugt« anzuwenden für das Becken innerhalb des schmalen Einlasses zwischen Kap Hamburg und Kap Schumacher bis zu den eigentlichen Eingängen der Fjorde. Der Eingang des Lindemans Fjord läge zwischen der Hohen Kugel (1337 m) und dem Delta des Lindemansdalen, der des Fligelys Fjord, der eigentlich ein Sund ist, zwischen dem Bernbjærget (P. 620) auf der Kuhn Ø und dem Plateau mit P. 508 auf Th. Thomsens Land.

Im Frühling, zur Zeit der Schlittenreisen, ist ein erster Blick von der Lindemans Bugt auf den südlichen Teil der Kuhn Ø für den Geologen wenig ermutigend. Die gegen die Lindemans Bugt abfallenden Hänge sind, da die Nordstürme vorherrschen, auf der Leeseite gelegen und von tiefem Schnee bedeckt. Wandern wir jedoch einige Km in das Payersdal hinein und blicken dann nach Süden, so sehen wir, dass auch in dieser Jahreszeit die Verhältnisse für den Geologen nicht so hoffnungslos sind, wie sie von S aus erscheinen. Die gegen N ausgesetzten Bergkanten, Talhänge und Schluchtwände sind immer freigeblasen. Die besten Verhältnisse finden sich also an den obern Partien der Berge Kingofjældet (P. 1034, P. 1033), Bernbjærget (P. 620) und Baselbjærget (P. 750).

Das Panorama der Kuhn Ø-Südseite.

(Vergl. Profiltafeln 3 u. 4 und Tafel 5. Panorama 1).

Trotz der starken Schneebedeckung ist eine Betrachtung der Südseite der Kuhn Ø von S, etwa vom Hohgant (P. 658) bei Kap Schumacher äusserst instruktiv. Gerade wegen der Schneebedeckung erscheint die Landschaft modellartig, wie aus Gips gegossen, und bei günstiger Beleuchtung zeichnen sich die geologischen Strukturen wie im Relief ab. Rechts, im Osten, sehen wir das flache Kap Maurer-Plateau, als abgesunkene Scholle liegen. Dann kommt der Steilaufschwung der der »Kuhn-Verwerfung« entspricht. Er ist in seinem südlichsten Teil zwischen Kap Maurer-Plateau und Kap Hamburg durch junge Erosion angefressen. Der Aufschwung endet in einer 932 m hohen kristallinen Schul-

ter östlich des Gipfels 1033 m des Kingofjældet. Prachtvoll ist nun zu sehen, dass diese Schulter ein Teil einer ausgedehnten, ganz gleichmässig gegen W geneigten Fläche ist, auf welcher mächtige Sedimente ruhen. Etwa bei der Mündung des Payersdal erreicht die Fläche das Fjordniveau. In den auf der Fläche lagernden Sedimenten heben sich ausgeprägte Schichtstufen ab und zeigen, dass die Schichten genau wie ihre untere Grenzfläche gegen W einfallen. Dieselben Sedimente bilden auch an der westlichen Flanke des Payersdal eine Steilstufe, darüber folgen sanfte Hänge, die offenbar einem weichen, vielleicht tonigschieferigen Gestein entsprechen. Sie bauen den Bernbjærg (P. 620) auf. Auch an ihnen ist das gleiche Westfallen erkennbar. Sie fallen gleichmässig zum Fligelys Fjord ab. Wir schicken hier voraus, dass es sich bei den auf dem Kristallin ruhenden, härteren Sedimenten um Sandsteine und Konglomerate des Callovien-Argovien handelt, die wir die »Gelbe Serie« abgekürzt G. S. nennen werden. Die darüber liegenden Schiefertone wurden als Séquanien-Kimeridgien bestimmt. Sie entsprechen den Schiefertonen auf der östlichen Kuhn Ø, die wir »Schwarze Serie« nannten.

Jenseits des Fligelys-Fjord sehen wir in weiter Ferne Th. Thomsens Land, ein kristallines Hochland, das mit steilem Abhang gegen den Fligelys Fjord abfällt. Dieser Gefällsbruch entspricht, wie später gezeigt werden soll, wieder einer grossen Verwerfung, die die Sedimentserie der westlichen Kuhn Ø im W begrenzt. Wir nennen sie die »Thomsensland-Verwerfung«. Die konkordante Sedimentserie senkt sich vom Kingofjæld gleichförmig westwärts bis zu dieser Verwerfung.

Eine weitere wichtige Beobachtung, die sich schon aus der Ferne von unserm Beobachtungspunkt auf dem Hohgant machen lässt, betrifft die Lagerung der Gipfelbasalte. Die obersten Gipfel des Kingofjældet bestehen aus einigen Basaltlagern, die den geneigten Sedimenten mit deutlicher Diskordanz aufliegen. Dadurch erhalten wir einen Hinweis, dass die Kippung und damit die Bruchbildung zumindest vor der Eruption der Basalte eingetreten sein muss.

Auf dem Panorama ist ausser der geneigten Unterlage der Sedimente eine Einebnungsfläche zu sehen, die zu Verwechslungen führen könnte und die wir darum auch hier schon erwähnen. Über dem Südabsturz der Insel mit dem Kap Hamburg (rechts) dehnt sich eine ausgedehnte, leicht wellige Terrasse auf etwa 600 m aus. Sie ist fast eben oder sinkt ganz leicht gegen E ab. Hier haben wir es mit einer altquartären, vielleicht schon tertiären Erosionsform zu tun. Die Terrasse muss der Sohle eines alten Talsystems angehören, einem Vorläufer des später viel tiefer eingeschnittenen Systems der heutigen Fjorde.

Die nächste Aufgabe ist nun, diese Fernbeobachtungen durch Untersuchungen an Ort und Stelle nachzuprüfen. An der Südspitze der

Kuhn Ø beginnend, begehen wir die Südhänge der Insel, das Kingofjæld, das Payersdal, Bernbjærget, beide Küsten des Fligelys Fjord, den Baselbjærg (P. 758) und das Sedimentgebiet nördlich des letztern.

Die Insel-Südseite und das Kingofjæld.

Die ca. 5 km westlich Kap Hamburg liegende Südspitze der Insel, eine vom Eise abgerundete Felsnase, ist das westlichste Kristallinvorkommen an der Südküste. Zu erwähnen ist ein schmaler, wenige Meter breiter, ungefähr senkrecht stehender Basaltdyke, der ca. 2 km östlich der Felsnase von der Küste ausgehend in NW-Richtung das Kristallin durchschlägt.

Die gegen S geneigten Hänge zwischen der Felsnase und dem im NW liegenden Delta des Payersdal zeigen denkbar schlechte Aufschlussverhältnisse. Aus dem tiefen Schnee ragen nur spärliche Bänke eines gelben Sandsteins. Auch im Sommer sind die Verhältnisse nicht günstiger; die untern Hänge sind stark von Schutt bedeckt. Immerhin ist die Bankung der westfallenden Schichten schon unter Schutt und Schnee angedeutet. Erst auf dem Rücken zwischen diesen Hängen und einer in das Delta des Payersdal mündenden Schlucht treffen wir gute Aufschlüsse, besonders aber in der tief eingefressenen Schlucht selbst. Wir haben grobe, gelbe Sandsteine mit einzelnen Konglomerathorizonten mit polygenen Geröllen vor uns. Versteinerungen (Lamellibranchier) sind häufig. In der Schlucht trafen wir besonders reiche Muschelbänke. Was diese Fauna anbetrifft, verweise ich auf W. MAYNC's Arbeiten. Das Alter der gelben Sandsteinserie ist »Callovien-Argovien«. In der Schlucht liessen sich einige Schichtmessungen ausführen.

Streichen	N 15° E	Fallen 15° W
	N	15° W
	N 5° E	18° W

Auf dem Rücken bei 400 m N 2° W, 24° W.

Hier, bei 400 m erscheint auch der Basaltdyke wieder, den wir an der Südküste im Kristallin beobachteten. Der Dyke lässt sich über viele Km landeinwärts verfolgen. Von diesem Standpunkte aus gewahren wir ihn wieder jenseits des Payersdal, am Bernbjærg, mauerartig aus den Schiefertonen herausgewittert. Mit dem Kompass anvisiert, ergab sich als Richtung des Dykes N 47° W. Der Dyke durchschlägt also, unbekümmert um das Baumaterial, eine grosse Strecke in sozusagen linealgerader Linie.

Um das Kingofjæld zu besteigen, folgen wir zu Beginn am besten der gegen Osten aufsteigenden Schulter, die der Auflagerungsfläche der Sedimente auf dem Kristallin entspricht. Leider ist die Auflagerung nirgends direkt zu sehen, sie liegt unter Schutt und Schnee begraben.

Bei 340 m gelangen wir an eine Schlucht, die bei der Felsnase der Südküste mündet. Hier tritt der erwähnte Basaltdyke vom Kristallin in die Gelbe Serie ein. Wir überschreiten die Schlucht in deren Hintergrund und gelangen so auf eine dem Kingofjæld vorgelagerte weite Fläche. Hier sind bei 660 m die tiefsten Bänke der »Gelben Serie« aufgeschlossen, grobe Sandsteine mit Muschelresten. Messung: N 10° W, 21° WSW. Von diesem Punkte dehnt sich die früher erwähnte Erosionsterrasse flach wellig gegen Osten hin aus, während die praejurassische Erosionsfläche als Schulter gegen Osten weiter ansteigt bis P. 932, der über dem Absturz zur Ostküste liegt.

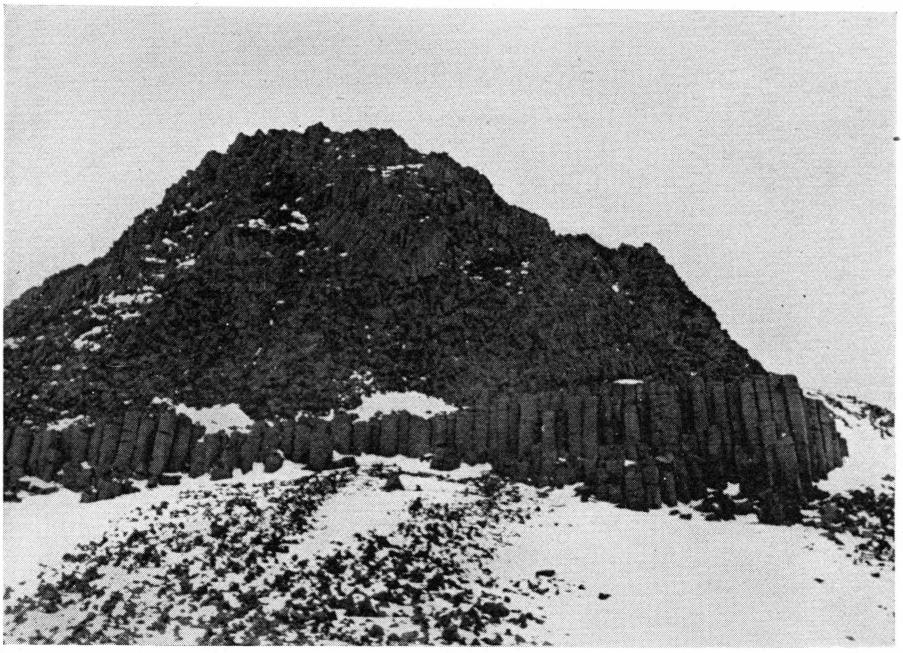
Wir wenden uns nun gegen Nordwest und ersteigen einen schmalen Rücken, der dem Fuss des Basaltaufbaus von P. 1034 in SW-Richtung vorgelagert ist. Die Oberfläche des Rückens besteht aus Schichtplatten des gelben Sandsteins, doch war dieser ehemals direkt von Basalt überdeckt. Die Spuren der Basaltbedeckung sind deutlich erkennbar, die Platten sind rot gefrittet und an einigen Stellen liegen sogar noch minime Basaltreste. Die Schichtorientierung ist hier gut erhalten:

Streichen N 10° W Fallen 11° WSW.

Der Plateaubasalt hat also einst diese geneigten Schichten überdeckt.

Dem Rücken nach aufsteigend, gelangen wir endlich bei 830 m an die Steilwand des Basaltes selbst. Unter dem Westabsturz des Gipfels 1034 m ist die Unterlage des Basaltes aufgeschlossen. Den gelben Sandsteinen schalten sich hier Schiefertone ein. Westlich des Payersdal stellte sich heraus, dass diese Schichten den Übergang zu der höhern, mächtigen Tonserie bilden. Es ist also kein Zufall, dass hier der Basalt den geneigten Schichten konkordant auflagert, während er sie wenig weiter östlich horizontal überdeckt. Die vorbasaltische Erosion hat im E die Schichtköpfe der Gelben Serie eingeebnet; im W entfernte sie die leicht erodierbaren Tone der Schwarzen Serie und legte die Oberfläche der G. S. wenigstens stellenweise frei (vergl. Tafel 4 und 5). Die dadurch entstandenen Unebenheiten wurden von den ersten Basaltlaven ausgefüllt, die spätern überdecken in flacher Lagerung das ausgefüllte Relief. Die unterste Steilstufe an der W-Ecke des Gipfelplateaus entspricht dem untern schiefen Lager. Es fällt durch besonders schöne Absonderungssäulen auf. Die höhern Basalte zerfallen unregelmässig in Blöcke, erst gegen die Plateauoberfläche bilden sich ohne scharfe Abgrenzung wieder mehr senkrechte Säulen. Diese Struktur weist auf zwei verschiedene Ströme, einen untern, der auf der schiefen Unterlage liegt, und einen höhern, der sich über den untern und die noch nicht überflutete Sedimentfläche ergoss.

Herr Dr. A. Rittmann (Basel), dem die gesammelten Eruptivgesteine zur Untersuchung übergeben wurden, hatte die Freundlichkeit,



April 1937.

Fig. 4. Westgipfel P. 1034 des Kingofjæld von Westen. Deckenbasalt bestehend aus mehreren Strömen mit verschiedenen Abkühlungsformen.

mir schon einige Angaben über die mikroskopischen Untersuchungsergebnisse zu machen. Demnach handelt es sich hier um Olivin-Pygeonit-Basalt, feinkörnig, nahe der Oberfläche erstarrt, also um Oberflächenströme. Im obern Strom ist der Olivin völlig umgewandelt. Die untere Partie des obern Stromes ist etwas femischer als die obere, was auf Differentiation innerhalb des Stromes zurückzuführen ist. Der untere Strom unterscheidet sich vom obern nur durch grössere Frische (Olivin ist erhalten) und etwas salischeres Magma.

Vom Gipfelplateau nach N blickend, erkennen wir schon aus der Ferne, dass an der »Schwarzen Wand« (P. 1136) dieselben Lagerungsverhältnisse wiederkehren wie am Kingofjæld, eher noch deutlicher ausgeprägt. Im Osten des Gipfels bildet das Kristallin eine vorspringende Terrasse. Von dieser ausgehend tritt die Auflagerungsfläche der Jurasedimente um den Berg herum deutlich hervor. Von der Terrasse senkt sie sich leicht westfallend gegen den Pass zwischen Kingofjæld und Schwarze Wand. Die Hänge über dem Kristallinsockel sind zum grössten Teil schutt- und schneebedeckt, aber einzelne Sandsteinbänke treten leuchtend gelb an die Oberfläche. Eine Basaltkappe mit säuliger Struktur bildet den Gipfel der Schwarzen Wand. Unter der Kappe folgen horizontal gelagerte Basaltbänke, mit sanfterem Abwitterungsprofil. Die



April 1937.

Fig. 5. Die »Schwarze Wand« P. 1136 von Süden, vom Gipfel des Kingofjældes gesehen. Von der Schulter rechts senkt sich die Oberfläche des kristallinen Sockels (K) gegen Westen (links). Die kristalline Abtragungsfläche wird von Callovien-Sandsteinen (J) überlagert. Der Gipfel besteht aus mehreren Basaltlagern (B), wovon das unterste einer unebenen Erosionsfläche angepasst ist, während das oberste Lager flach liegt.

unterste Basaltlage bildet wieder eine Steilstufe; am Osthang des Berges zeigt sie gleiche westliche Neigung wie die Sedimente, im W liegt sie flach, ist also wiederum der unebenen praebasaltischen Erosionsfläche angepasst.

Nördlich der Schwarzen Wand fällt noch ein Berg mit einer Basaltkappe auf, P. 1059. Dieser Basalt liegt direkt auf Kristallin. Hier hat also die praebasaltische Erosion die ganze Sedimentfolge entfernt. Die geneigte praejurassische Grenzfläche zwischen Kristallin und Sedimenten läge weiter im W, ist aber hier durch jüngere Erosion zerstört. Weiter im N der Insel ist sie jedoch stellenweise noch erhalten und erscheint als regelmässig nach W geneigte, von Sedimenten entblösste Fläche, allerdings mehrmals unterbrochen durch junge Täler.

Das Payers Dal und der Bernbjærg.

Wir begeben uns nun in das Payers Dal, das mit weitem Delta an der Südwestküste der Kuhn Ø mündet. Die Osthänge des untersten Talstückes bestehen aus den gegen das Tal abfallenden Sandsteinen

der Gelben Serie. Weiter oben zeigt sich an der östlichen Talflanke die kristalline Unterlage. Die westliche Talflanke besteht unten aus einer Steilstufe des gelben Sandsteins; darüber folgen sanfte Hänge. Die Steilstufe tritt am Ausgang des Tales nur wenig hervor, wird aber talaufwärts immer höher und zuhinterst im Tal erscheint noch das Kristallin der Unterlage. In diesem Abschnitt ist an der Talflanke die ganze Gelbe Serie in einer Mächtigkeit von ca. 350 m erhalten.

An dieser Flanke wurde von W. MAYNC ein stratigraphisches Profil von den obersten Schichten der G. S. und von mir durch die gesamte Sch. S. aufgenommen. Obwohl die Bearbeitung der Stratigraphischen Verhältnisse ausserhalb meiner engern Aufgabe lag, möchte ich hier diese Profilaufnahme in Kürze wiedergeben, zum bessern Verständnis der immer wiederkehrenden Begriffe »Gelbe Serie« und »Schwarze Serie«. Dabei möchte ich auch hier auf die bereits 1939, 1940 erschienenen und kommenden Arbeiten von W. MAYNC verweisen.

Beim Talausgang, wo die Steilstufe wie erwähnt noch verhältnismässig niedrig ist, mündet von NW eine kleine Seitenschlucht, in welcher der Übergang von der Gelben- zur Schwarzen Serie gut verfolgt werden kann. In dieser Schlucht liegt bei 100 m der erste Aufschluss mit Austern und andern Muscheln. Es folgen klotzig gebankte gelbe Sandsteine bis 145 m, einer engen Stelle mit einem Überhang, bestehend aus grauen und gelben Sandsteinen mit knauerartigen Gebilden. Darüber liegen bei 155 m braunrote Sandsteinbänke voller Schalen. Diese Bänke bilden den oberen Abschluss der Gelben Serie und sind wegen ihrer Farbe auf weite Distanz erkennbar. Sie kommen auch am Kingofjæld vor. Der darüber liegende feinkörnige Sandstein mit tonigen Lagen vermittelt den Übergang zur Schwarzen Schiefertonserie. Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB) sind häufig. Bei 165 m ist diesen grauen Sandsteinen die erste, 1 m mächtige Kalkbank eingelagert. Der Sandstein wird immer toniger und enthält mehr Kalkbänke. Schlecht erhaltene Amoeboceraten (Cardioceraten) treten auf. Bei 200 m erscheint nochmals eine dicke Sandsteinbank, aber darüber folgen nur noch schwarze Schiefertone mit Kalkbänken. Eine Bank bei 225 m voller Amoeboceraten und Pflanzenreste zeigt, dass wir die Schichten des Séquanien-Kimeridgien erreicht haben, die wir kurz die »Schwarze Serie« nannten.

Bei 250 m tritt noch eine 2 m mächtige Kalkbank mit Pflanzen und vielen kleinen Muscheln (Aucellen) auf, dann sind die schwachgeneigten Hänge am Oberende der Schlucht aufschlusslos.

Weiter im Innern des Payers Dal bildet die Oberfläche der G. S. mit den grauen Übergangsschichten weite Flächen. Die Sch. S. ist hier, an den Hängen des Bernbjærg höher hinauf aufgeschlossen und vermittelt die Fortsetzung des stratigraphischen Profils. Ich verfolgte das Profil an der nächstnördlichen, ins Payers Dal mündenden Schlucht.

Hier steht bei 300 m über der Gelben Serie der lose, graue, etwas tonige Sandstein an. Wie im erstgenannten Profil wird der Sandstein nach oben rasch toniger und Kalkbänke nehmen immer mehr überhand. Schon bei 340 m fand ich eine Kalkbank mit Aucellen und Amoeboceraten mit noch erhaltener Perlmutterschale. Bis 460 m ist nun die Schwarze Schiefertonserie aufgeschlossen. Es genügt zu sagen, dass immer wieder dünne Kalkbänke, hie und da auch etwas sandige Lagen, eingeschaltet sind. Aucellen und Ammoniten sind ziemlich häufig, aber nur in den Kalkbänken und nicht in den Tonen.

Messung in 365 m: N 27° W, 11° WSW.

Durch dieses Tälchen aufsteigend gelangen wir schliesslich in den Sattel zwischen Bernbjærg (P. 620) und einem ihm südlich vorgelagerten Hügel von nicht ganz 500 m Höhe. Dieser Hügel hat seine Existenz wohl hauptsächlich dem Basaltdyke zu verkanken, der ihn in NW-Richtung durchzieht und sein Skelett bildet. Es ist derselbe Gang, den wir an der Südküste kennen lernten und den wir vom Fusse des Kingofjæld gegen unsern jetzigen Standort mit N 47° W anvisierten. Der Gang tritt zuletzt im NW des Bernbjærg aus den verschneiten Hängen hervor. Er lässt sich also über 15 km in fast schnurgerader Richtung durch den SW-Teil der Kuhn Ø verfolgen. Dem westlichen Teil des Hügels sitzt etwas Plateaubasalt auf.

Nach den Angaben von A. Rittmann handelt es sich bei dem Dyke ebenfalls um Olivin-Pygeonit-Basalt, wie übrigens auch bei einem Sill der östlichen Kuhn Ø. Die Struktur ist bei beiden hypoabyssal, bei den Sills ± ophitisch, beim Dyke ± doleritisch. Der Olivin ist beim Dyke völlig in Iddingsit umgewandelt, da die Autopneumatolyse bezw. Autohydrothermalmetamorphose im Dyke stärker war als im flachliegenden Sill. Auch der geringe Strukturunterschied ist nur auf die verschiedene Lagerung und Abkühlung zurückzuführen. Die Magmen der Sills, des Dykes, wie der Decken am Kingofjæld sind identisch.

SW-Kamm und Gipfel des Bernbjærg (620 m) bestehen aus fossilführenden Schiefertonen mit Sandbänken, die wohl den höchsten Schichten der »Schwarzen Serie« angehören. Diese Schichten fallen WSW gegen die Küste des Fligelys Fjord und bilden die Unterlage mehrerer Basaltrelikte. Zwei derselben bilden westlich des Gipfels 620 m markante, schief aufsitzende Kappen. Dünne Basaltlager reichen sogar bis an den Gipfel, und die Schichtplatten des SW-Kammes samt deren Fossilien verraten durch Frittung die ehemalige Basaltüberdeckung.

Wir haben somit vom Payers Dal bis zum Gipfel des Bernbjærg ansteigend, die ganze, vorhandene Mächtigkeit der beiden Juraserien überschritten, ca. 350 m Callovien-Argovien und ca. 400 m Séquanien-

Kimmeridgien. Die beiden Serien liegen konkordant. Durch die Messungen hat sich ergeben, dass die Schichten allgemein gleich orientiert sind wie am Kap Maurer-Plateau. Die Messungen am Rücken und in der Schlucht östlich Payersdal zeigten NS-Streichen, alle übrigen aber das typische NNW-SSE-Streichen und WSW-Fallen. Die Fallwinkel, mit dem Klinometer gemessen, variieren wegen kleiner Unregelmässigkeiten der Lagerung zwischen 11 und 29°. Bei der Profilkonstruktion nach der Karte ergab sich nur etwa 8°, was den in der Streichrichtung aufgenommenen Verhältnissen auf Photographien entspricht.

Der Gipfel des Bernbjærg und dessen Hänge gegen den Fligelys Fjord werden von den obersten Schichten des Séquanien-Kimmeridgien gebildet. An der Ostküste der Kuhn Ø war die Grenze Jura-Valanginien feststellbar. Daraus resultiert für die Kuhn-Verwerfung eine Sprunghöhe von ca. 2000 m (siehe Profile).

Die Ostküste des Fligelys Fjord.

Über die Westhänge des Bernbjærg, mit ihren Basaltrelikten absteigend, gelangen wir an die Küste des Fligelys-Fjord. Die untersten, sanften Hänge sind ganz von Moor und Heide überwachsen. Der Strand ist im S ganz flach, gegen den Fligelys-Fjord hinein entsteht stellenweise ein niedriges Küstenkliff. Die südlichsten Anschnitte könnten dem Vorbeireisenden zunächst Schiefertone der Schwarzen Serie vortäuschen. Es sind feingeschichtete, gegen WSW abfallende Tone und Sande. Bei näherem Zusehen zeigen sich darin aber massenhaft rezente Muscheln (*Mya arenaria* etc.). Es handelt sich also um subrezente, in jüngster Zeit über Meeresspiegel gehobene Strandbildungen. Dass sie die Schwarze Serie vortäuschen, ist nicht zufällig, denn sie bestehen aus deren verschwemmtem Material und liegen deren Schichten auf, deshalb auch die gleiche Schichtorientierung.

Erst bei einer norwegischen Fanghütte, genannt »Haakons Hytta« erscheint am Ufer des Fligelys Fjord ein Felskliff, bestehend aus grauem Sandstein mit Knauern und Konglomeratbänken. Dieselben Sandsteine und Konglomerate stehen auch am kleinen Landzipfel und in einigen Bachbetten nördlich der Hütte an. W. MAYNC fand darin Aucellen und Ammoniten, die nach Dr. L. F. Spath (London), dem obersten Jura, möglicherweise dem Portlandien angehören (MAYNC, 1939). Leider kann nicht festgestellt werden, ob diese Bildungen konkordant zu der liegenden Schwarzen Serie gelagert sind oder transgressiv. Die plötzliche klastische Ausbildung könnte aber das letztere vermuten lassen.

Die Aufschlüsse bei der »Haakons Hytta“ sind wahrscheinlich die einzigen dieser Stufe in unserm ganzen Untersuchungsgebiet. Es ist

aber kein Zufall, dass sie sich gerade an dieser Stelle finden. Wir sind hier bereits sehr nahe der »Thomsensland-Verwerfung«, welche die Kuhn-Scholle im Westen begrenzt. Da die Oberfläche der Kuhn-Scholle Neigung gegen W besitzt, ist die Zone längs der Verwerfung die am tiefsten abgesenkte. Wir nennen fortan solche tiefst eingesunkene Zonen »Bruchsenken« oder kurz »Senken«, zum Unterschied von »Graben« oder »Mulden« (Synklinalen). Die vorliegende Senke können wir mit »Fligelysfjord-Senke« bezeichnen (vergl. Fig. 2).

Auf die Bedeutung des Auftretens von Schichten, die heute an die Bruchsenken gebunden sind, aber an den Schollenkanten fehlen, werden wir später, bei der Besprechung des westlichen Wollaston Forlandes zurückkommen.

Wir reisen nun der Küste des Fligelys-Fjord entlang weiter nach N. Bis zu der langen Landzunge, etwa im südlichen Drittel des Fligelys-Fjord, ist der Strand flach und aufschlusslos. Von da an besteht er, wie auch die meisten hier austretenden Bachbetten, aus Anrissen in den Schiefertonen der Schwarzen Serie. Oft sind sie von den quartären Tonen überzogen. Westlich des Baselbjærg erreicht ein Basaltdyke die Küste. Dieser Dyke ist von erhöhtem Standort, etwa vom Basel- oder Bernbjærg aus, wie der früher erwähnte Dyke, über viele km im Gelände zu sehen. Er verläuft in NW-Richtung dem ersten Dyke nicht ganz parallel.

In der Nähe des Dykes führte ich in der Schwarzen Serie am Küstenkliff einige Schichtmessungen aus:

Streichen	N 10° W	Fallen	8° WSW
—	N 37°W	—	4° WSW
—	N 25° W	—	9° WSW

Die erste dieser Messungen entspricht genau den durch Konstruktion nach der Karte erhaltenen Winkeln.

Bis zu der Mündung eines grossen Tals besteht das Küstenkliff abwechselnd aus Schwarzer Serie mit *Amoeboceras* oder der täuschend ähnlich aussehenden Quartärbildung mit rezenten Muscheln. In einer nahe der Küste gelegenen Bachrinne NW Baselbjærg fand Maync eine besonders gute Ammoniten-Fundstelle.

Das ebenerwähnte grosse Tal entspringt an einem Pass, der zur Bastians Bugt an der Ostküste der Kuhn Ø hinüberführt. Da wir das auf der Karte namenlose Tal noch mehrmals erwähnen müssen, nennen wir es fortan »Bastians Dal«.

Der Baselbjærg. (P. 760).

Der Baselbjærg (P. 760) weist ganz analoge Lagerungsverhältnisse auf wie der Bernbjærg (vergl. Profile). Östlich des Berges liegen zwei

breite Sättel. Der östliche entspricht der Grenze Kristallin-Gelbe Serie. An der Basis der Gelben Serie ist die praejurassische Erosionsfläche nicht mehr erhalten. Ein breites, muldenförmiges Tal, wohl älterer Entstehung, führt vom Sattel gegen S. Erst hoch oben am Berg P. 1027, in der zentralen Kristallinzone, ist eine schwach W-geneigte Hochfläche erkennbar, die der alten praejurassischen Abtragungsfläche angehört. Sie zeigt sich stückweise auch an den weiter nördlichen Bergen bis sie an der NW-Ecke der Insel in den nördlichen Teil des Fligelys-Fjord hinausstreicht.

Diese alte, praejurassische, geneigte Abtragungfläche wird durch eine jüngere Hochfläche abgeschnitten, die aber auf der Kuhn Ø nur noch durch die ausgesprochene Gipfelflur von 800—1000 m Höhe angedeutet ist.

Zwischen den beiden oben genannten Sätteln treten die Schichtköpfe der Gelben Serie deutlich hervor. Der westliche Sattel, am Ostfuss des Gipfels, entspricht der Grenze zwischen Gelber und Schwarzer Serie. Die Gipfelpartie und die Ostflanke des Baselbjærges sind aus der Schwarzen Serie aufgebaut. Wie am Bernbjærg ist die oberste, gegen den Fligelysfjord abfallende Schichtplatte von Basalt bedeckt, aber zum Unterschied zum Bernbjærg greift der Basalt, von W kommend, über den Gipfel hinweg und steigt auf der Ostseite wieder ab. Es macht den Anschein, als ob schon vor der Basaltüberflutung hier ein Berg von ähnlicher Gestalt vorhanden gewesen sei.

Die Verhältnisse am Gipfel geben Aufschluss über das praebasaltische Relief. Am Gipfelplateau treten 2 Erhöhungen hervor; die westliche besteht aus Basalt, die östliche aus Sediment: Schiefertone mit sandigen Kalkbänken. Überall auf dem Gipfelplateau liegen einzelne Basaltrelikte als sonderbare Blockhaufen. Der Ostrücken des Berges besteht auf beiden Flanken aus Basalt. Erst an den tiefern Teilen, sowohl der Süd- wie der Nord-Flanke, erscheinen die Sedimente wieder. Auch auf dem Rücken selbst kommen die Sedimente hie und da zum Vorschein. Der Basalt legt sich also wie ein Dach in E-W-Richtung über einen ursprünglichen Sedimentrücken. Der Giebel dieses Daches ist an mehreren Stellen durchlöchert. Das grösste dieser Löcher befindet sich am Ostgipfel. Der Berg ist also allseitig von Basalt umhüllt, was dessen praebasaltische Existenz anzeigt. Die postbasaltische Erosion hat zur Hauptsache das alte Relief wieder freigelegt.

Wie schon erwähnt, bildet die Gelbe Serie zwischen den beiden Sätteln auffallende Schichtköpfe. Gegen N, d. h. gegen das Bastians Dal, fallen markante Kämme aus Gelbem Sandstein und Konglomerat bestehend, ab. Hier konnten an einer Stelle bei 300 m auch die dem Kristallin unmittelbar aufliegenden Schichten beobachtet werden, was bisher nirgends möglich war. Es ist ein einige Meter mächtiges Kon-

glomerat mit bis faustgrossen Kristallingeröllen. Bei 370 m zeigten die Sandsteinschichten N 25° W und 17° WSW.

Weiter absteigend gelangen wir in das Bastians Dal. Es durchbricht Kristallin und Gelbe Serie, folgt dann eine Strecke weit der Grenze zwischen Gelber und Schwarzer Serie und erreicht schliesslich zwischen ausgedehnten Quartärterrassen die Küste. Die Juraaufschlüsse im Bastians Dal dürften vermutlich die nördlichsten Juravorkommen auf der Kuhn Ø sein.

Östlich des Bastians Dal liegen nochmals ausgedehnte Schichtplatten der Gelben Serie. Sie reichen bis 390 m Höhe, wo sie einen Kamm bilden, der in einer Steilwand die kristalline Unterlage überragt.

Messungen: N 7° W, 12° WSW
N 15° W, 14° WSW.

Ein minimes Basaltrelikt auf den nördlichen Teil des Kammes ist nicht ohne Bedeutung für die Rekonstruktion des praebasaltischen Reliefs.

Südwestlich des Unterlaufs des Bastians Dal dehnt sich eine sanfte Hügellandschaft aus. An einzelnen Anrissen und in den Bachbetten zwischen den Hügeln finden sich Aufschlüsse der Schwarzen Serie, ziemlich reich an Ammoniten.

Es bleiben nun noch die Westhänge des Baselbjærg näher zu prüfen. Vom Gipfel herabkommend reicht die Basaltdecke an diesen Hängen bis ca. 400 m. Die unterste Böschung bis zur Küste ist nur schwach geneigt und im allgemeinen recht eintönig. Nur ein Schichtkopf, einen langen N-S gerichteten Kamm bildend, fällt im Gelände von Weitem auf. Am Fuss des Kammes stehen in ca. 150 m Höhe an einem Bachgraben die Schiefertone der Schwarzen Serie mit eingeschalteten sandigen Lagen an. Der 240 m hohe Kamm selbst bietet eine Überraschung. Er besteht aus einem 10 m mächtigen polygenen Konglomerat mit Geröllen bis zu Kopfgrösse. Im Bindemittel und in sandigen Zwischenlagen finden sich massenhaft grosse Belemniten. Schon beim ersten Anblick hatten wir den Verdacht, dass es sich hier um transgredierendes Valanginien handeln dürfte, analog dem von H. Frebold (1932c S. 10 ff.) erwähnten Vorkommen in Wollaston Forland am Young Sund, das gleichfalls auf Schiefertonen des Jura liegt.

Das Konglomerat findet sich auch noch an andern Stellen des Westhanges des Baselbjærg. So bildet es in der südlichen Fortsetzung des Kammes einen 290 m ü. M. liegenden Felskopf, an dessen S-Fuss eine tief in die Schwarze Serie eingefressene Schlucht verläuft. Schräg durch diese Schlucht setzt der schon früher erwähnte schmale Basaltdyke. Eine grössere Konglomeratplatte ruht auch den unter diesen Vorkommen liegenden Hängen auf. Die Platte wird durchschlagen von dem vorhin erwähnten Basaltgang. Einzelne Konglomeratvorkommen finden sich

noch weiter südlich zwischen den sich verzweigenden Bachläufen der SW-Flanke des Baselbjærg.

Die Konglomeratlagen sind ähnlich wie die Juraschichten gegen WSW geneigt. Eine Diskordanz ist an den einzelnen Aufschlüssen nicht erkennbar, dürfte aber wahrscheinlich vorhanden sein.

Südlich des Unterlaufs des grossen Tales, das Basel- und Bernbjærg trennt, zeichnet sich das Konglomerat auch noch in der flachen Schneelandschaft ab. Es bildet ein niedriges, einer Quartärterrasse gleichendes Plateau, dessen Rand ca. 3 km direkt östlich der grossen Landzunge am Fligelys-Fjord gelegen ist. Von dem Plateau nach S absteigend, gelangen wir in die Bachrunsen bei Haakons Hytta, wo die oben (S. 40) erwähnten Sande und Konglomerate von wahrscheinlichem Portlandien-Alter anstehen. Wir müssen somit annehmen, dass das Valanginien-Konglomerat hier über Portlandien und wenig östlicher (Zone am Fusse des Baselbjærg) über Kimmeridgien transgrediert.

B. Th. Thomsens Land.

(Westküste des Fligelys Fjord.)

Mit dem Nanem Th. Thomsens Land wird der Landabschnitt bezeichnet, der im N vom Grandjeans Fjord mit dem Heinkelsgletscher, im S vom Sveistrups Dal mit dem Tvegegletscher, im W vom Rand des Inlandeises und im Osten vom Fligelys-Fjord begrenzt wird. Es ist ein Hochland, dessen alte Hochfläche in der Nähe des Inlandeises fast geschlossen erhalten ist, während sie gegen E immer mehr zerlegt wird durch Täler jüngerer, aber verschiedenaltriger Erosionsphasen. Es bleibt aber eine ausgesprochene Gipfelflur wie auf Kuhn Ø übrig.

Mit dem Innern des Landes hatten wir uns nicht näher zu beschäftigen. Wir wissen, dass es ganz aus Kaledonischem Gebirge besteht. Es entzieht sich aber unserer Kenntnis, wie weit die alten Sedimente (Jungpraecambrium etc.) metamorph sind. Im Sveistrups Dal konnte ich nur »Kristallin« konstatieren. Am Grandjeans Fjord scheint nach Flugbildern weniger metamorphe Eleonorebay-Formation vorzukommen. Für unsere Untersuchungen kommt dem Kaledonischen Gebirge nur die Rolle des peneplainisierten, starren Sockels zu, der den jüngern tektonischen Vorgängen unterworfen war.

Zur Festlegung der Hauptzüge der jüngern Bruchtektonik bereiste ich im März 1938 das Sveistrups-Dal und überflog das Gebiet im August 1938. Die dabei gemachten Beobachtungen sollen später bei der Besprechung grösserer Zusammenhänge besprochen werden.

Im Anschluss an die Behandlung der Kuhn Ø interessiert uns vor allem die Küste am Fligelys Fjord. Schon mehrere Male erwähnten wir,

dass entlang der Küste eine Verwerfung, die »Thomsens Land-Verwerfung« verlaufen müsse.

Von drei Stellen der Küste kennen wir heute Sedimentvorkommen, die nahe der Verwerfung liegen:

1. Ca. 6 km nördlich der Mündung des Blaabærdalen.
2. Das Küstenkliff südlich der Mündung des Blaabærdalen.
3. Am steilen Osthang des Plateaus mit P. 508, am südlichen Teil des Fligelys-Fjord; wir nennen dieses Plateau »Dreieck-Plateau«.

Die beiden ersten Lokalitäten waren schon früher bekannt durch Untersuchungen von H. G. Backlund und C. Teichert, die von H. Frebold (1933) wiedergegeben sind.

Leider gelang es mir selber nicht, die erste, von Backlund gemeldete Stelle nach der Beschreibung in Frebold wieder zu finden. Von der Mündung des Blaabærdalen verläuft die steile Kristallinböschung am Fuss einer ca. 300 m hohen Felsterrasse in sehr gerader Richtung nach N. Davor befindet sich eine etwas über 100 m hohe Terrasse, die stark von Moräne bedeckt ist. Stellenweise ist sogar ein richtiger Moränenkamm erhalten, die Seitenmoräne eines einst im Fligelys Fjord fliessenden Gletschers. Etwa 5 km nördlich der Blaabærhytte kommen aus der Moränenbedeckung die anstehenden Gneise der Terrasse zum Vorschein. Hier vermutete ich Backlund's Lokalität und nahm an, dass die von ihm gefundenen Sedimente unter Schnee begraben seien.

Einige Tage später fand jedoch Magister Eigil Nielsen, der uns auf dieser Reise begleitete, wenig nördlicher ein auf einer E-geneigten Kristallinfläche ruhendes Konglomerat mit Belemniten, das nach der Beschreibung mit Backlund's Vorkommen übereinstimmen könnte. Es gleicht sehr dem von uns gefundenen »Valanginien-Konglomerat« auf der gegenüberliegenden Fjordseite. Nach eher schlecht erhaltenen, von Backlund gefundenen Fossilien, vor allem Steinkernen und Abdrücken, die wohl nur unsicher als *Macrodon keyserlingi* d'Orb. bestimmt wurden, stellt Frebold die Schicht in den Jura (Callovien-Séquanien). Wir wollen es dahingestellt sein lassen, ob Jura oder Kreide vorliegt. Für die Tektonik hat dieser einzelne Aufschluss keine grosse Bedeutung. Die schon von Backlund erwähnte starke Ost-Neigung dieser Schichten, verglichen mit der West-Neigung der Sedimente auf Kuhn Ø, veranlasste Frebold zur Postulierung seiner »Fligely Mulde« (1933, S. 61 ff.). Diese Mulde müsste aber weit unsymmetrischer gebaut sein, als sie Frebold in Fig. 12, S. 62 darstellt, fallen doch die Sedimente auf der Ostseite des Fjordes über weite Strecken ganz regelmässig und schwach gegen W ein, während nur dieses winzige Vorkommen an der Westküste das starke Ostfallen zeigt. Wir sehen in diesem Ostfallen wiederum

Schleppung an einer Verwerfung, wie dies auf der östlichen Kuhn Ø der Fall ist.

Die steile, gerade verlaufende Böschung unter der Terrasse 300 m würde der Thomsensland-Verwerfung entsprechen. Dass es sich um eine Verwerfung handelt, tritt auf einer Serie von Flugbildern der westlichen Fligelysfjord-Küste, aufgenommen durch das Geodætisk Institut, København, deutlich hervor. Auch südlich des Blaabærdalen, gegen den Fuss der Kalotten (1033 m) hin, wo in flachem Gelände der Verlauf nicht mehr morphologisch erkennbar ist, fällt auf den Fliegerbildern eine deutliche Verwerfungskluft auf.

Die unter der Böschung liegende, das Sedimentvorkommen tragende, ca. 100 m hohe Kristallinterrasse erscheint gegenüber den Sedimenten der Kuhn Ø gehoben, sodass wir am Ufer des Fjordes noch einen Bruch voraussetzen müssen. Die 100 m hohe Terrasse entspricht also einer Staffel zwischen der grossen Thomsensland-Verwerfung und einem kleinen Parallelbruch. An beiden Brüchen zeigen die Sedimente Schleppungserscheinungen.

Wir haben schon mehrmals eine, über dieser Lokalität bei ca. 300 m gelegene Felsterrasse erwähnt. Sie zieht sich von der Mündung des Blaabærdalen über 14 km nach N und ist im Landschaftsbilde des Fligelys Fjord einer der auffallendsten Züge. Es stellt sich nun die Frage, ist diese Stufe tektonischer oder erosiver Entstehung; stellt sie gleichfalls eine Staffel zwischen zwei Brüchen dar, oder entspricht sie einem bestimmten Erosionsniveau. (C. TEICHERT erwähnt 1933, S. 33 »eine 500 m hohe Abrasionsfläche am Fligely Sund«, wobei wir nicht bestimmt wissen, ob diese Terrasse gemeint ist).

Wir neigen der Ansicht zu, dass es sich hier um eine reine Erosionsterrasse handelt. Wir schliessen dies aus dem langen gleichförmigen Verlauf und dem Auftreten ähnlich hoher Niveaux an andern Stellen[1]).

Das zweite Sedimentvorkommen dieser Küste besteht aus einem ca. 2 km langem, mehrfach unterbrochenen Küstenkliff, das von C. TEICHERT entdeckt wurde. Die von TEICHERT gesammelten Fossilien wurden von H. FREBOLD (1933) beschrieben und dem Séquanien-Kimmeridgien zugestellt. Es handelt sich um Schiefertone mit Sandbänken, von denen einzelne voller Fossilschalen sind. Die Aufschlüsse wurden von FREBOLD nach TEICHERT's Angaben genau beschrieben. W. MAYNC hat hier

[1]) U. a. gehört dazu eine Terrasse am Fuss der Hohen Kugel am Lindemans Fjord, sowie die Böden einiger Täler im Innern von Th. Thomsens Land und A. P. Olsens Land, die heute als Hängetäler über den jüngern, tiefer liegenden Fjorden und Tälern münden. Solche alte Täler liegen heute teilweise nur noch als Reststücke vor. Sie sind z. T. ganz ausser Funktion gesetzt oder werden durch junge, epigenetische Schluchten entwässert, z. B. Odins Dal, Blaabærdalen in Th. Thomsens Land, Slettedalen in A. P. Olsens Land u. a. m.

nochmals sorgfältig gesammelt und gefunden, dass die Schichten nach Fauna und Facies den Übergangsschichten von Gelber- zu Schwarzer Serie, also von Argovien zu Séquanien entsprechen, wie wir sie auf der Kuhn Ø, besonders im Payers Dal gefunden hatten.

Die Schichten zeigen im südlichsten Teil des Kliffs das normale WSW-Fallen wie auf der Kuhn Ø: N 12° W, 14° WSW. Weiter nördlich sind sie hingegen wellig verbogen, wodurch sich ganz verschiedene Fallrichtungen ergeben; es dürfte dies auf die Nachbarschaft der grossen Verwerfung zurückzuführen sein. Im Vergleich zu den Aufschlüssen auf der andern Fjordseite liegen diese Juravorkommen zu hoch. Dort sind es die obersten Lagen der Schwarzen, hier die obersten der Gelben Serie. Auch hier müssen wir, wie beim Sedimentvorkommen nördlich der Blaabærhytte, eine schmale Zwischenscholle an der Hauptverwerfung annehmen.

Ein drittes, bisher nicht bekanntes Sedimentvorkommen der W-Küste des Fligelys-Fjord fand ich beim Abstieg über die steilen E-Hänge des »Dreieck-Plateaus« (P. 508) gegen die am Fusse des Plateaus liegende, äusserste Landspitze, wo sich eine kleine Fanghütte befindet. Dort, wo zwischen jungen Runsen die steile Fläche erhalten blieb, ist ihr an mehreren Stellen eine Breccie aufgeklebt, die ich anfänglich für eine altquartäre, verfestigte Gehängeschuttbreccie hielt. Erst nachdem wir im Wollaston Forland ganz gleiche Bildungen, aber *Aucella piriformis* Pavl. führend, gesehen hatten, kam ich zum Schlusse, es seien auch diese Breccien vom Dreieck-Plateau als Valanginien anzusprechen. Was die merkwürdige Lagerung am Steilhang bedeutet, wollen wir erst bei der Besprechung von Wollaston Forland erörtern; dort liegen nicht nur kleine Relikte vor, sondern Vorkommen im Zusammenhang mit normalen Sedimentserien (S. 83—84).

Auch beim Dreieck-Plateau stellt sich die Frage, ob es tektonisch bedingt oder durch erosive Vorgänge entstanden sei. Teichert dürfte die letztere Ansicht vertreten haben, denn die von ihm erwähnte 500 m hohe Abrasionsfläche könnte, was die Höhe anbetrifft, dem Dreieck-Plateau entsprechen (1933, S. 33). Demgegenüber möchte ich das Plateau für eine eigentliche kleine Verwerfungsscholle halten und zwar aus folgenden Gründen:

1. Die Oberfläche des Plateaus ist nicht horizontal, sondern von der Aussenkante bei P. 508 an gegen WSW geneigt. Die WSW geneigte Fläche ist nach meiner Ansicht die von Sedimenten entblösste kristalline Oberfläche einer Scholle. Leider fand ich wegen starker Schutt- und Schneebedeckung keine Sedimentrelikte. Es würde mich aber nicht überraschen, wenn einst bei günstigerer Jahreszeit — unsere Begehung fand im April statt — solche gefunden würden.

2. Die nördlich der Blaabærhytte festgestellte Verwerfung zieht sich — nach den Flugbildern — an den Fuss der Kalotten (1003 m), also genau in der Richtung der westlichen Begrenzung des Plateaus.

3. Auf der Südseite des Plateaus befindet sich ein Tal — wir nennen es Südtal —, dessen Westflanke ein geradlinig verlaufender, morphologischer Steilabfall ist, der ganz demjenigen bei Blaabærhytte gleicht und in dessen Fortsetzung liegt.

Die »Thomsensland-Verwerfung« (vergl. Fig. 2 und Tafel 2) verläuft also nach unserer Ansicht von der Küste des Lindemans Fjord längs dem Westhang des Südtales, weiterhin über den Sattel zwischen dem Dreieck-Plateau und P. 1101 zum Fuss der Kalotten (P. 1003). Hier vollzieht sich eine Richtungsänderung von NNW zu NNE. Die Verwerfung verläuft dann an der Blaabærhytte vorbei, von wo sie nach N auf einer über 14 km langen Strecke die Steilstufe unter der Terrasse 300 m bildet. Weiter nördlich muss sie der Küste des nördlichen Fligelys Fjord folgen bis Kap Negri. Jenseits der vereinigten Grandjeans- und Ardencaples Fjorde verläuft der Absturz der Barth Bjærge in derselben Richtung. (Kartenblätter: Grönland 1:250 000 75 Ö. 1 Hochstetters Forland und 75 Ö. 2 Kong Wilhelms Land).

LAUGE KOCH zeichnet bereits 1929 (S. 133) eine grosse Verwerfung, seine »Permo-Carboniferous? fault line« entlang der Ostküste des Fligelys Fjord und entlang den Barth Bjærgen und vermutet ihre Fortsetzung noch auf der Store Kolderwey Ø und bei Danmarks Havn.

Der Absturz des Dreieck-Plateau gegen den Fligelys Fjord ist durch einen weitern Bruch bedingt, der sich von der Thomsensland-Verwerfung bei deren Knickung ablöst und der einen Teil von der Sprungwirkung übernimmt. Die neu einsetzende Zwischenscholle des Dreieck-Plateau besitzt aber keine Fortsetzung nach S; sie bricht jäh gegen die Lindemans Bugt ab. Dieser Abbruch muss einer Verwerfung entsprechen, die die Zwischenscholle schief abschneidet. Auch die Thomsensland-Verwerfung besitzt im S auf Wollaston Forland keine direkte Fortsetzung. Die grosse »Dombjærg-Verwerfung«, welche die gesamte Sprungwirkung der Dreiecksplateau-Verwerfung und der Thomsensland-Verwerfung übernimmt, erscheint um ca. 4 km gegen W verschoben. Der schiefe Querbruch muss auch diese Verschiebung vermitteln.

Zusammenfassung für Kuhn Ø und Th. Thomsens Land.

Mit Kuhn Ø und Th. Thomsens Land haben wir den nördlichsten Abschnitt unseres Untersuchungsgebieres behandelt und damit ein erstes Querprofil durch die postdevonische Zone gewonnen.

Betrachten wir das Profil von E nach W, so sehen wir, kurz zusammenfassend, folgendes (vergl. Profile und Tafel 5):

Eine abgesenkte Bruchscholle, von der heute nur das Plateau von Kap Maurer über den Meeresspiegel ragt. Dieses Plateau wird durch den Bruch bei der dänischen Fanghütte unterteilt. Die Sedimente fallen allgemein leicht gegen WSW und sind an der grossen Kuhn-Verwerfung in die Höhe geschleppt. Durch diese Verwerfung erscheint die Kuhn-Scholle gegenüber dem Kap Maurer-Plateau um ca. 2000 m gehoben. Der kristalline Sockel der Scholle tritt im zentralen Teil der Insel zu Tage; dem Sockel liegt auf einer alten, gegen WSW geneigten Erosionsfläche Jura auf.

Durch die an der Westküste des Fligelys Fjord verlaufende Thomsensland-Verwerfung wird die Kuhn-Scholle abgeschnitten und die Thomsensland-Scholle herausgehoben. Der Verwerfungsbetrag kann nicht bestimmt werden, da der Thomsensland-Scholle Sedimente fehlen. Er dürfte aber eher noch grösser sein als derjenige der Kuhn-Verwerfung.

Am südlichen Teil des Fligelys Fjord schaltet sich zwischen Thomsensland- und Kuhn-Scholle die Zwischenscholle des Dreieck-Plateau ein, die sich nach S zunächst verbreitert, aber am Eingang des Lindemansfjord durch einen schiefen Bruch abgeschnitten wird.

Auf dem tiefsten Teil der Kuhn-Scholle, den wir »Senke« nannten, und dem heute der Fligelys Fjord folgt, sind Sedimente erhalten, die auf den höhern Schollenteilen entweder nie abgelagert wurden oder wegen der exponierten Lage wieder abgetragen worden sind (?Portlandien und Valanginien).

Auf Kuhn Ø ist nur eine Schiefstellung vor der Eruption der Basalte nachweisbar. Eine der Zusammensetzung und Neigung der Juraschichten angepasste Erosionsfläche bildet die Unterlage der Deckenbasalte. So muss zwischen Gelber und Schwarzer Serie ein bedeutendes Tal verlaufen sein. Die Erosionsfläche greift bis auf den kristallinen Sockel. Durch die postbasaltisch-quartäre Erosion wurde das alte Relief zum grössten Teil wieder freigelegt.

Als Ganzes haben wir das Bild einer Schollentreppe vor uns. Alle Verwerfungen senken den Ostflügel ab. Der Abstieg der Treppe wird aber fast kompensiert durch die Westneigung der Schollenoberflächen. Sie ist deshalb als »Antithetische Schollentreppe« zu bezeichnen (vergl. H. Cloos, 1936, S. 267).

Mit dieser Deutung stellen wir uns bereits in Gegensatz zu den Auffassungen früherer Autoren. L. Koch (1929, S. 134) vermutete in der zentralen Kristallinzone der Kuhn Ø einen Horst. Nach Aufnahmen von Backlund und Teichert sieht H. Frebold (1933, S. 64) darin den »denudierten Kern eines Sattels« (Antiklinale), und im Fligelys

Fjord die anschliessende »grabenförmige Mulde«. Die zentrale Partie bezeichnet er auch als »Kuhn-Insel-Horst«; dieser Horst wäre aus einer Blockgebirgsbildung hervorgegangen oder dem »Versuch einer Faltung, der an der Konsolidierung des Untergrundes gescheitert ist«. Diese Auffassung wird durch eine wenig befriedigende Zeichnung von C. TEICHERT illustriert (FREBOLD, 1933, S. 54), deren Hauptfehler eine angeblich horizontale Lagerung der Sedimente östlich des Payersdal ist. 1935 fasst LAUGE KOCH diese Kristallinzonen als »Kaledonische Wölbungszonen« auf, die bis ins Tertiär Hebungstendenz besessen hätten.

Im Gegensatz zu diesen Auffassungen lassen sich keine Störungen beidseitig der zentralen Kristallinzone nachweisen. Vielmehr ist zwischen der Kuhn-Verwerfung und der Thomsensland-Verwerfung ein nach W geneigtes, in sich ungestörtes Schichtpaket zu erkennen, ruhend auf einer kristallinen Abtragungsfläche; also eine von zwei Verwerfungen begrenzte Bruchscholle, die gegen W gekippt wurde. Es ist wahrscheinlich, dass die Kippung im Zusammenhang mit dem Aufreissen der Verwerfungen stattgefunden hat, als kompensierende Bewegung.

C. Wollaston Forland.

Die auf Kuhn Ø und Thomsens Land festgestellte tektonische Schollentreppe kehrt auch im Landschaftsbilde von Wollaston Forland wieder und ist für dessen geographische Unterteilung massgebend. Als Westbegrenzung des Forlandes betrachten wir das Lindemansdalen[1]), das einer Verwerfung grossen Ausmasses folgt. Die Verwerfung trennt das kristalline Hochland, A. P. Olsens Land im W, vom abgesenkten,

[1]) Als ein Tal werden in der Fjordregion Ostgrönlands oft Senken bezeichnet, die meist im mittleren Teil eine Wasserscheide aufweisen, an der zwei entgegengesetzt gerichtete Flussläufe ihren Ursprung nehmen. Da die Wasserscheide oft kaum hervortritt und das Gefälle der Flüsse sehr schwach ist, rechtfertigt es sich, eine solche Senke mit nur einem Talnamen zu bezeichnen. Ursprünglich waren diese Täler gleichfalls nur von einem Fluss in der einen oder andern Richtung durchflossen; durch das später entstandene, tiefer liegende Talsystem der Fjorde sind diese alten Täler ausser Funktion gesetzt worden. Die heutigen kleinen Bäche, die diese alten Talstücke entwässern, stehen in keinem Verhältnis zur Grösse der Täler; niemals hätten sie vermocht, solche Furchen zu schaffen. Dort nun, wo ein altes Tal in zur ursprünglichen Flussrichtung entgegengesetzter Richtung entwässert wird, muss sich der junge Fluss durch rückschreitende Erosion in die alte Talsohle einschneiden und es entstehen auf diese Weise oft kleine Erosionsschluchten (z. B. im nördlichen Teil des Lindemansdalen und im nördlichen Teil des Slettedalen). Um bei der Beschreibung zu unterscheiden, in welchem Teil solcher Täler wir uns befinden, sprechen wir im folgenden von: Nord-Lindemansdal und Süd-Lindemansdal etc.

mit mächtigen Sedimenten bedeckten Wollaston Forland im E. Sie verläuft am Fuss des Zackenberg und Dombjærg; wir nennen sie: »Dombjærg-Verwerfung«.

Durch eine grosse Depression, genannt Storsletten, wird Wollaston Forland in zwei Hauptteile zerlegt, in

1. Das westliche oder innere Wollaston Forland,
2. Das östliche oder äussere Wollaston Forland.

Die Depression der Storsletten entspricht einer tektonischen »Senke«, wie wir diese Erscheinung am Fligelys Fjord nannten. Im Norden wird der W-Rand der »Storsletten-Senke« von der Fortsetzung der Kuhn-Verwerfung gebildet, die geradlinig nach S weiter läuft. Diese Verwerfung klingt aber gegen S aus und an ihre Stelle treten, gegen SSW zu, die Staffelbrüche der Kuppel; diese entspricht einer neu auftauchenden kristallinen Schollenkante. Das Tal der Storsletten findet in diesem Gebiet seinen Abschluss. Die mächtigen Basaltdecken des östlichen Forlandes reichen bis an die Kuppelverwerfung heran, sodass in diesem Teile des Wollaston Forlandes die geographische Unterteilung verschieden gewählt werden könnte. Wir benutzen aber weiter die am E-Rand der Kuppel verlaufende tektonische Grenze; sie bedingt ein kleines Tal, genannt Grænsedalen, das östlich von Kap Berghaus in den Einlass des Young Sund mündet.

1. Das westliche Wollaston Forland.

Im westlichen oder innern Forland treten zwei Kristallingebiete hervor, die den höhern, denudierten Teilen von Bruchschollen entsprechen. Der nördliche Kristallinbezirk erstreckt sich von Kap Schumacher südwärts und gipfelt im Hogant (P. 658); dieses Kristallin ist die S Fortsetzung der Kuhn-Scholle. Im S, am Young Sund, tritt der kaledonische Untergrund in einem durch glaziale Abschleifung kuppelförmigen Berg, genannt »Kuplen« von neuem aus der Sedimentumhüllung hervor. Wir nennen diese Scholle »Kuppel-Scholle«[1]).

Die beiden Schollen sind nicht scharf getrennt, denn im Zwischengebiet findet eine Art Ablösung durch Staffelbrüche und Flexuren statt, die von der einen Scholle zur andern überleiten. Trotzdem gehen wir

[1]) Anmerkung zur Orthographie:
Die Übersetzung des deutschen Wortes »Die Kuppel« (mit Artikel) lautet im Dänischen »Kuplen« (mit einfachem P). »Kuppel« ohne Artikel schreibt sich auch im Dänischen »Kuppel« (mit Doppel-P). Ebenso: Kuppelpass = Kuppelpas, Der Kuppelpass = Kuppelpasset.

bei der Beschreibung von den Kristallinkanten im N und S aus und werden dadurch beide Male in das zwischen beiden liegende Gebiet der verzweigten »Canyon Dalene« geführt. Da sich die beiden Schollen ablösen, ist der aus mächtigen Sedimenten gebildete westliche Gebietsstreifen keiner der beiden Schollen allein zuzuteilen. Er liegt in der Fortsetzung der »Fligelysfjord-Senke«, die sich im S im Young Sund fortsetzt. Wir bezeichnen sie als »Fligelysfjord-Youngsund-Senke«.

Für das Innere Wollaston Forland ergibt sich so eine tektonische Dreiteilung:

a. Die abtauchende Kuhn-Scholle,
b. Die Kuppelscholle und deren Staffelbrüche,
c. Die Fligelysfjord-Youngsund-Senke.

Das Panorama der Nordküste.

(Vergl. Tafel 5, Panorama 2).

Bevor wir an Hand dieser Einteilung das Gebiet im Einzelnen beschreiben, betrachten wir orientierungshalber die Nordküste aus der Ferne und wählen die Aussicht, die sich dem Beschauer von den Südhängen der Kuhn Ø oder vom Dreieckplateau aus bietet. Die Küste liegt in der Fortsetzung der bisher behandelten Zonen auf Kuhn Ø und Th. Thomsens Land und vermittelt ein Querprofil durch die Gebiete a und c der vorhin gegebenen Einteilung.

Schon H. G. BACKLUND und C. TEICHERT machten an dieser Küste Beobachtungen aus der Ferne. Diese wurden von H. FREBOLD (1933, S. 57—66, Fig. 7—9) wiedergegeben und theoretisch zu weitgehenden Schlüssen ausgewertet, denen wir aber nicht zu folgen vermögen.

Bei Kap Schumacher sehen wir zunächst einen Kristallinkomplex, der gegen E steil abfällt und dessen Oberfläche mit ca. 8° gegen W geneigt ist. Der Steilabfall im E entspricht der Verlängerung der Kuhn-Verwerfung. Der westfallenden Oberfläche des kristallinen Sockels ruht eine gelbliche Sedimentserie auf, die bei der Mündung eines grossen Tales (wir nannten es »Sillerendal«) das Meeresniveau erreicht. Bis hieher liegen analoge Verhältnisse vor wie auf Kuhn Ø. Gelbe Serie (Callovien-Argovien) liegt auf Kristallin und ist gegen W geneigt. Wir dürfen weiter schliessen, dass das weite Sillerendal im Bereich der weichen Schwarzen Serie (Séquanien-Kimmeridgien) liegt.

Jenseits (westlich) des Sillerendal erhebt sich eine basaltgekrönte Berggruppe, in der die frühern Beobachter die flachliegende, oder sogar schwach ostfallende Fortsetzung der im E auf Kristallin ruhenden, geneigten Sedimentserie zu sehen glaubten. FREBOLD konstruierte daraus eine »Mulde«, die Fortsetzung seiner »Fligely Fjord-Mulde«. Dem

gegenüber ist zu betonen, dass das Untertauchen der auf dem Kristallin ruhenden Jurasserie unter die genannte Berggruppe deutlich erkennbar ist. Zudem sind die Erosionsformen dieser Berge vollständig andere; die basale Gelbe Serie ist ausgesprochen bankig ausgebildet, während die höhern Schichten unter der Basaltdecke eher rauhe, kantige Gebirgsformen, mit trichterförmigen Runsen zeigen. Die Schichtung tritt mehr terrassenförmig heraus. Bei scharfer Beobachtung stellen wir auch fest, dass die höhern Schichten zunächst immer noch gegen W fallen, wenn auch schwächer als diejenigen des Jura. Erst weiter westlich kommt — wie man vom Dreieckplateau aus erkennen kann — lokal Ostfallen vor, was teils durch Schleppung an Verwerfungen, teils durch primäre schiefe Ablagerung bedingt sein mag. Mit Recht hat Backlund entlang den hohen Kristallinbergen des Westens eine Verwerfung vorausgesetzt, die dann auch von Frebold übernommen wurde (Dombjærg-Verwerfung).

Eine Fortsetzung der am Fligelys Fjord festgestellten Zwischenscholle des Dreiecks-Plateaus ist an dieser Küste nicht sichtbar. Wie wir schon erwähnten, muss dieses Plateau gegen S an einem schiefen Querbruch enden.

a. Die abtauchende Kuhn – Scholle.

Die östliche Begrenzung dieser Scholle ist gegeben durch die Kuhn-Verwerfung, deren Vorhandensein — abgesehen vom morphologischen Steilabfall — durch ein kleines Vorkommen von Séquanien-Kimmeridgien am Ostfuss des Berges erwiesen ist. Die Verhältnisse sind also ganz analog dem südlichsten Teil des Kap Maurer-Plateaus auf der Kuhn Ø.

Von der Bucht westlich Kap Schumacher steigt eine Kristallin-Schulter mit grosser Regelmässigkeit gegen SE an bis zur NE-Ecke des Hohgant. Ebenso regelmässig bildet über der Kristallinschulter die Gelbe Serie eine ca. 3 km lange, gerade Kante. Im westlichen Teil der Kante hat Maync an einer Schlucht ein stratigraphisches Detailprofil der Gelben Serie aufgenommen und Fossilien gesammelt (*Macrodon keyserlingi* d'Orb etc.). Die G. S. bedeckt nicht nur die untere Hälfte der Gneissplatte, wie in Frebold (1933) angegben, sondern sie bildet den Gipfel P. 658 und reicht bis an den steilen Ostabsturz. Wir nannten den Gipfel wegen gewisser Ähnlichkeiten mit einem Berge der schweizerischen Alpenrandkette »Hohgant«; (dort liegt eine ebenfalls gelbe, aber dem Eocaen angehörende Sandsteinserie allerdings nicht einer Kristallinfläche, sondern einer geneigten Urgonkalkplatte auf).

Die von der Lindemans Bugt als Auflagerungsfläche der Sedimente aufsteigende Schulter setzt sich auch im Osten über dem durch die ehemalige Verwerfungsfläche bedingten Steilabsturz fort. Gegen S sinkt

sie langsam ab, und endet am Nordhang des nördlichen Canyondal[1]). Der ganze Kamm im S des Hohgantgipfels entspricht also den Schichtköpfen der G. S. und ebenso bestehen auch die von Schluchten durchfurchten Westhänge gegen das Sillerendal hinab aus denselben Schichten. In einer dieser Schluchten westlich des Gipfels (P. 658) wird sogar der kristalline Untergrund in einem kleinen Erosionsfenster sichtbar.

An dieses ausgedehnteste Vorkommen der G. S. in unserm Untersuchungsgebiet schliesst sich im W eine Zone schwarzer Schiefertone an. Das Sillerendal verläuft auf der Grenze der beiden Serien. Aufschlüsse in der Sch. S. sind eher selten. Die meisten finden sich an den westlichen Seitenflüssen des Tales wie auch am Küstenkliff westlich der Talmündung. Amoeboceraten, Aucellen und Belemniten sind hie und da zu finden. Die direkte Auflagerung der Sch. S. auf die G. S. ist nur an einem ca. 390 m hohen Hügel östlich des »Sauruspasset« aufgeschlossen. Der steile Ostabsturz dieses Hügels besteht noch aus der G. S., während auf der Oberfläche des Hügels die typischen Übergangsschichten von den Sanden zu den Tonschiefern mit den eingelagerten Sand- und Kalkbänken vorkommen. In diesen Schichten fand MAYNC auch einen Bonebed-Horizont mit Saurierwirbeln, weshalb wir den Übergang »Sauruspasset« nannten. Im Gebiet der Sauruspasshöhe sind die Schiefer am besten aufgeschlossen; sie führen massenhaft Belemniten, wie auch andere Fossilien und fossiles Holz.

Wie früher erwähnt, bestimmten wir auf der Kuhn Ø das durchschnittliche Schichtstreichen zu N 10° W. An der Nordküste des westlichen Wollaston Forland ist kaum eine Abweichung von dieser Streichrichtung festzustellen. Gegen S ändert sie sich aber mehr und mehr, wie folgende Messungen zeigen:

Am Küstenkliff westlich der Mündung des Sillerendal in den Amoeboceras-Schichten

N 10° W	17° WSW
N 15° W	16° WSW

Am Flussbett selbst, wenig oberhalb der Mündung, in 40 m Höhe, stehen die obersten Schichten der G. S., mit den für diese Übergangsschichten typischen herausgewitterten Knauern an. Man misst hier:

N 20° W	9° WSW
N 35° W	14° WSW

[1]) Vom Sauruspass im SW des Hohgant, vom Aucellapas, Kuhnpas und Cardioceraspas führen canyonartige, tief ein geschnittene Täler zur Storsletten hinab, wo sie sich vereinigen. Sie weisen noch zahlreiche weitere canyonartige Verzweigungen auf. Wir fassen das ganze Talnetz unter dem Namen »Canyondalene« zusammen. Den gesammelten Fluss in der Storsletten nennen wir »Canyonflod«. Unter dem nördlichen Canyondal ist das vereinigte Tal von Sauruspas und Aucellapas zu verstehen.

Am Gipfel des Hohgant (P. 658):

N 25° W 15° WSW

Etwa 2 km südlicher, am höchsten Punkt des Kammes:

N 25° W 15° WSW

An einem 500 m hohen Rücken, 2 km östlich P. 304:

N 30° W 10° WSW

In der Nähe des Sauruspas in den Amoeboceras-Schiefertonen, unmittelbar über G. S.: N 55° W 22° SW

Schliesslich an der SE-Ecke des Sandsteingebietes, in 500 m Höhe:

N 76° W 13° SSW.

(Es ist zu bemerken, dass die Fallwinkel durch die Messung der Schichtplatten fast allgemein zu gross ausfallen. Auf Photos und nach Konstruktion ergeben sich Winkel von ca. 8°).

Die Streichrichtung, die auf der Kuhn Ø fast genau N-S war, dreht sich allmählich gegen NW-SE zu und wird schliesslich fast W-E.

Auffallend ist der Kontrast der beiden Talseiten des nördlichen Canyondalen: An der N-Seite bildet die G. S. respektable Felswände. Dazu in grossem Gegensatz steht die weite und sanfte Hügellandschaft südlich dieses Tales. Diese Verschiedenheit legt den Gedanken nahe, dass der Tallauf durch eine WSW-ENE gerichtete Störung (Flexur oder Querbruch) bedingt sein könnte, längs welcher die Schichten im Süden eine Absenkung erfahren haben. Das allmählige südliche Einfallen der Schichten, das sich von der Lindemansbugt an geltend macht und das wir als ein axiales Abtauchen der Kuhn-Scholle bezeichnen, würde im nördlichen Canyondal eine lokale Verstärkung durch Bruch oder Flexur erfahren.

Wie oben erwähnt, dehnt sich südlich des nördlichen Canyondalen eine weite Hügellandschaft aus. Sie wird zum grössten Teil von schwarzen Schiefertonen gebildet; wir nennen sie deshalb die »Westliche schwarze Hügelregion«. Eine entsprechende »Östliche schwarze Hügelregion« dehnt sich östlich der Alluvialebene der Storsletten, im äussern Forland aus. Die westliche Hügelregion besteht im nördlichen Teil aus den Schiefertonen des Séquanien-Kimmeridgien, in denen an gewissen Stellen *Amoeboceras* in Massen vorkommt.

Weiter gegen S zu, etwa 1—2 km nördlich von 74°30′ Breite werden diese eintönigen Schiefer überlagert von einem lebhaft gefärbten Schicht-

komplex von ca. 50 m Mächtigkeit, der sich in mehreren Bogen um den Fuss der Hügelketten zieht. Es handelt sich um gelbverwitterte Kalke, die oben von intensiv rot gefärbten Sandkalken bedeckt sind. Sie enthalten *Aucella piriformis* PAVL. und Belemniten, gehören also dem Mittleren Valanginien an in einer Ausbildung, ähnlich derjenigen bei Kap Maurer. Der spätern Beschreibung vorausgreifend, sei bemerkt, dass diese selben Schichten besonders typisch und fossilreich im der »Östlichen schwarzen Hügelregion«, im Gebiet der Albrechts-Bugt wiederkehren. Wir sprechen deshalb im Folgenden von der »Albrechtsbugt-Facies« des Valanginien.

Südlich des Valanginienbandes setzt sich die schwarze Hügellandschaft weiter fort, ebenso öde wie im Norden, aber es handelt sich nun um das Hangende des Valanginien d. h. um die Schiefertone der Unterkreide. Da Fossilien sehr selten sind, lassen sich diese Tone von denjenigen des Jura meist nur dadurch unterscheiden, dass die Einlagerungen gelber Kalksandbänke fehlen. Als positives Kennzeichen finden sich die typischen Toneisensteinkonkretionen.

Was die Lagerung betrifft, so fallen die Schichten des Kalkvalanginien immer noch, wenn auch nicht messbar, leicht gegen S, während die U. K. Schiefertone weiter südlich ganz söhlig liegen. Hier lässt sich die wichtige Tatsache feststellen, dass die Kreideschichten der Hügelregion westlich Storsletten in ihrer Höhenlage übereinstimmen mit den entsprechenden Schichten östlich der Storsletten. Daraus folgt, dass die Kuhn-Verwerfung im südlichen Storslettengebiet nicht mehr vorhanden sein kann.

Stellen wir uns nun die Frage, wo das Aussetzen der Kuhn-Verwerfung anzunehmen ist, so dürfte nur eine Möglichkeit in Betracht fallen, dass nämlich an der Nordflanke des nördlichen Canyondalen die Wirkung der Kuhn-Verwerfung übernommen wird von der oben vermuteten Querstörung.

b. Die Kuppel-Scholle und deren Staffelbrüche.

Eine neue N-S gerichtete Kristallinzone erscheint am Young Sund; sie entspricht der Kante einer neu auftauchenden Bruchscholle. Die Kante reichte nie in beträchtliche Höhe, sodass sie leicht durch das diluviale Eis abgerundet werden konnte, wodurch eine Rundhöckerlandschaft entstand. Die höchste Erhebung trägt darum den Namen »Kuplen« (ohne Höhenquote, ca. 600 m, südlich P. 506 gelegen). Kap Berghaus, ebenfalls ein kristalliner Rundhöcker, bildet das Südende dieser Zone.

Zunächst gilt es nun Klarheit zu schaffen in der geographischen Namengebung (vergl. Tafel 1 und Tafel 5, Pan. 3). Nördlich Kap

Berghaus dehnt sich eine niedrige Rundhöckerlandschaft aus, an deren Westküste, am Young Sund, die dänische Fangstation Sandodden liegt. Ein breites, heute ausser Funktion gesetztes altes Talstück mit kleinen Seen trennt diese niedrige Rundhöckerlandschaft von einer höhern, mit der eigentlichen Kuppel. Es führt den Namen »Lille Sødal«. Der höchsten Kuppel ist im N ein kleinerer Rundhöcker mit Quote 506 vorgelagert. Dieser fällt gegen NW steil ab zu einem Einschnitt, der die ganze Bergkette durchbricht. Für diesen Einschnitt, der eine gute Reiseroute für Hundeschlitten bildet, war bei den Fängern bereits der Name »Kuppelpasset« üblich. Vom Kuppelpas gegen SW, zum Young Sund, zieht sich das von Frebold benannte »Isdal«, während ein unbenanntes Tal sich nach N zur Storsletten richtet. Im NW des Isdal liegen zwei geologisch wichtige Berge. Gegen den Young Sund zu erhebt sich ein Berg mit kristallinem Gipfel, den wir wegen seiner Bruchtektonik »Tektonbjærg« nannten. (Er führt auf der Karte keine Höhenquote, ist aber auf der Originalzeichnung mit P. 366 bezeichnet). NE von diesem liegt der 657 m hohe »Stratumbjærg«, so genannt wegen seiner interessanten stratigraphischen Verhältnisse.

Das NW vom Stratumbjærg zum Young Sund laufende Tal wurde schon 1929 von L. Koch als »Cardiocerasdal« bezeichnet und der Pass, der von ihm zur Storsletten führt, »Cardioceraspasset«. Die zwischen Isdal und Cardiocerasdal zum Young Sund fliessenden kleinen Wasserläufe hat Frebold in seiner Arbeit 1932 nach geologischen Charakteristika benannt. Auf der neuen Karte Grönland 1:250 000: 74 Ö. 1 sind drei dieser Namen verwendet, aber leider z. T. verwechselt. Wir möchten uns an Frebold's Namengebung halten, da wir dieselben Lokalitäten geologisch untersuchten.

Auf das oben genannte Isdal folgt gegen NNW das »Permdal«, das nur eine wenig eingeschnittene Bachrinne am Fusse des Tektonbjærg darstellt und auf der Karte nicht angegeben ist. Es folgt darauf ein in tiefer Schlucht eingeschnittenes Tal NW des Tektonbjærg, das Frebold »Brachiopoddal« nannte, das aber auf der Karte irrtümlicherweise mit »Permdal« bezeichnet ist. Es folgen nach N zu Frebold's »Sandstendal« und »Skiferdal«, die beide auf der Karte fehlen. Das Skiferdal ist ein kleiner Bach, der am SW-Rücken des Stratumbjærg seinen Ursprung nimmt. Auf der Karte ist leider ein Irrtum unterlaufen: das längst benannte grosse Cardiocerasdal ist als »Skiferdal« bezeichnet worden.

Auf das Cardiocerasdal folgt der »Cardiocerasbjærg« (P. 858) und diesem der »Kuhnpasset«. Das Basaltplateau P. 950 NW des Kuhnpasses führt auf der Karte den Namen »Aucellabjærg«. Einen etwas weiter NW liegenden Pass hat L. Koch, als er bei Anlass seiner

Rückreise von Danmarks Havn im Jahre 1927 in diese Gegend kam, »Aucellapasset« genannt. Auf der neuen Karte ist dieser Name meiner Ansicht nach an falscher Stelle eingetragen, nämlich auf dem ca. 900 m hohen Plateau des Aucellabjærg. Als »Aucellapas« betrachte ich eine nördlich davon liegende ca. 600 m hohe ausgesprochene Passlücke. Nördlich dieses Passes dehnt sich ein weites Basaltplateau aus mit P. 1056. Dieses erhielt neuerdings den Namen »Palnatokes Bjærg«. (Auf Tafel 1 setzen wir die Namen an die uns richtig erscheinenden Stellen).

Zur Beschreibung der Kuppelscholle gehen wir folgendermassen vor: Wir beginnen im S, betrachten uns dann die Westabdachung der Hauptscholle gegen den Young Sund. Anschliessend beschreiben wir die durch die Hauptverwerfung gebildete Ostbegrenzung von S bis zu einem Punkt, wo sich die Verwerfung in mehrere Teilbrüche aufspaltet und betrachten dann die dadurch entstandenen Teilschollen, von W gegen E gehend.

Bevor wir uns der Kuppelscholle selber zuwenden, sei eine kurze Bemerkung über die kleine »Sandö« im Einlass des Young Sundes vorangestellt, die gleichfalls der Kuppel Scholle zuzurechnen ist. Wie der Name sagt, besteht die Insel gänzlich aus Sandbänken, die sich nur wenige Meter über den Meeresspiegel erheben. Für den Unterbau der Insel bestehen zwei Möglichkeiten. Er kann — ähnlich den Schären an andern Fjordeingängen — aus einem kristallinen Rundhöcker bestehen, der die Fortsetzung von Kap Berghaus wäre. Die zweite Möglichkeit ist die, dass die Sandbänke der Sandö einer alten Endmoräne des Tiroler Fjord-Pasterzegletschers aufliegen.

Die Westabdachung der Kuppel-Scholle gegen den Young Sund.

(Vergl. Tafel 5, Panorama 3).

Die kristalline Rundhöckerlandschaft, die sich von Kap Berghaus bis zum Lille Sødal ausdehnt, stellt den stark abgetragenen Sockel des südlichen Teils der Kuppel-Scholle dar. Diese starke Erniedrigung, die in altquartärer, vielleicht auch schon früherer Zeit stattgefunden haben muss, lässt sich wohl durch die Lage am Ausgang eines grossen Talsystems erklären (Young Sund-Tyrolerfjord-Pasterzegletscher).

Das Lille Sødal entspricht einem alten, heute ausser Funktion gesetzten Talweg. Auf der Nordseite des Tales wird das Kristallin von einem NW gerichteten Basaltdyke durchsetzt, der aber nur auf kurze Strecke verfolgt werden kann.

Die Kuppel selbst ist durch das diluviale Eis stark abgeschliffen und auch an der Westflanke der Kuppel, zwischen dem Lille Sødal und dem Isdal, hat das Kristallin starke Abtragung erfahren. Besonders

auffällig ist eine Erosionsterrasse, die sich auf 200 m zwischen Lille Sødal und Isdal ausdehnt und eine Kette kleiner Seen trägt. Erst am Fusse des Berges, ganz in Strandnähe, sind einige Sedimentrelikte erhalten. Etwa halbwegs zwischen Lille Sødal und Isdal sind nebeneinander etwas Kristallin, Perm, und gelber Jurasandstein aufgeschlossen. Ein weiteres Permrelikt findet sich in 70 m Höhe an einem kleinen Bachbett gleich südlich Isdal. Das Isdal selber erscheint wenig oberhalb seiner Mündung als eine im Permdolomit eingeschnittene Schlucht. Der Dolomit ist an seiner Basis plattig ausgebildet und lässt eine Messung zu:

N 3° W 16° W.

Während am Westhang der Kuppel die Oberfläche des kristallinen Sockels, d. h. die heute geneigt erscheinende praepermische Abtragungsfläche ganz der Erosion anheim gefallen ist, ist sie am Tektonbjærg noch einigermassen erhalten. Vom Isdal leiten drei kleine Dolomitvorkommen in 50, 60 und 70 m Höhe zu den durch Frebold (1932a und 1932d) bekannt gewordenen Permvorkommen zwischen Permdal und Brachiopoddal (Permdal der Karte). Hier sind die Verhältnisse weitaus am günstigsten und bilden auch für uns den Ausgangspunkt für die Beschreibung der weiter nördlich liegenden Aufschlüsse.

Zwischen Permdal und Brachiopoddal zieht sich am Fusse des Tektonbjærg eine Dolomitbarre hin, deren Oberkante ca. 100 m hoch liegt. Gegen das Brachiopoddal hin weist sie auffallende Höhlen auf. Der direkte Kontakt zum Kristallin ist nicht sichtbar, und in dem massigen Dolomit ist kein Schichtfallen messbar. Am linken Hang des Brachiopoddal sind aber in 75 m Höhe die untersten plattigen Lagen des Dolomits aufgeschlossen; sie zeigen das normale Westfallen und entsprechen in ihrer Lage der weiter oben am Hang entblössten Kristallinoberfläche. (Fig. 6).

Das Perm beginnt hier mit einem dünnplattigen Dolomit von 0,5 m Mächtigkeit. Die Platten sind etwas wellig verbogen, so dass die beiden Messungen verschieden ausfielen, aber doch die allgemeine Orientierung zeigen:

N 10° E 23° W.
N 10° W 20° W.

Darüber liegt eine 1 m mächtige Bank brecciöszelligen Dolomits, dem aufgearbeitete zerbrochene Plattenstücke der liegenden Bank eingebettet sind. Erst jetzt folgt mit scharfer Abgrenzung die Hauptmasse des Dolomits, grob, brecciös und zellig, ungebankt, ca. 10 m mächtig und fossilleer. Die an andern Stellen über dem Dolomit liegenden Productuskalkbänke sind abgetragen.

Vor der Dolomitbarre liegt nun zwischen Permdal und Brachiopoddal eine sanfte Senke, die gegen die Küste zu in ca. 50 m Höhe durch



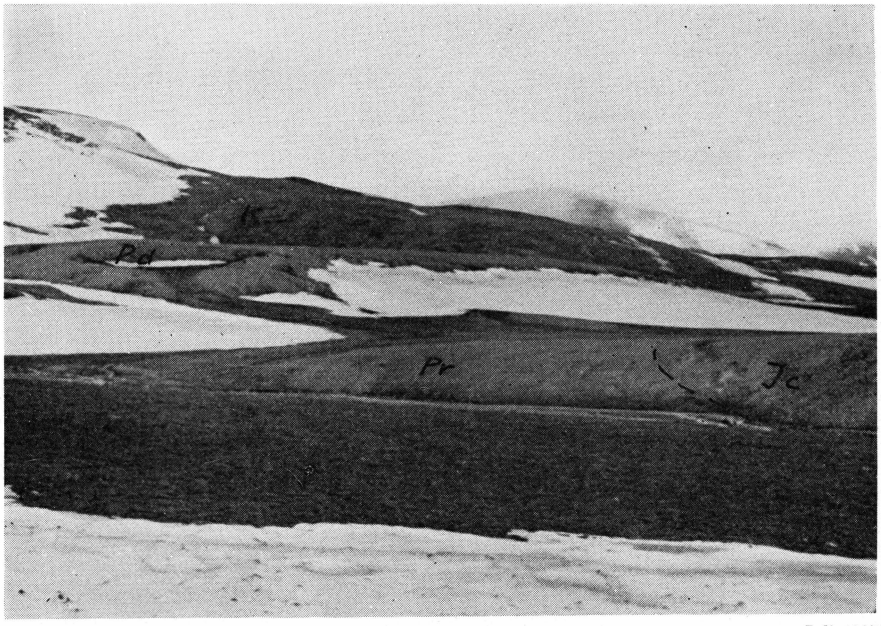
Juli 1937.

Fig. 6. Die Basis des Permdolomites am Brachiopoddal.

schwach hervortretende gelbe Sandsteinbänke begrenzt wird. In der Senke finden sich intensiv rot gefärbte Sande; es ist dies die von H. FREBOLD entdeckte »Rote Serie«. In ihrem untern, graugelb bis hellrot gefärbten Teil fand FREBOLD eine Permfauna, während er für den obern fossilleeren, stark rot gefärbten Teil die Frage offen lässt, ob er schon der Eotrias entspreche. In den gelben Sandsteinbänken erkannte FREBOLD Callovien, also unsere »Gelbe Serie«. Die nähere Prüfung der stratigraphischen Verhältnisse war die Aufgabe meines Arbeitsgefährten W. MAYNC (1939, 1940, 1942); mir fiel die Prüfung der tektonischen Verhältnisse zu.

Dieser Stelle kommt hinsichtlich Tektonik insofern besondere Bedeutung zu, als FREBOLD (1932a) wiederholt und mit besonderem Nachdruck angibt, dass an dieser Stelle zwischen Perm und Jura eine Verwerfung vorhanden sei und dass auch an keiner andern Stelle die Auflagerung von Jura auf Perm zu beobachten sei. Er glaubt daher, dass zwischen Perm und Callovien vielleicht doch noch andere Schichten (besonders Trias und Unter-Jura) vorhanden sein könnten, aber an einem Bruch in die Tiefe versenkt seien.

Durch die Annahme einer grossen Verwerfung an der Westseite der Kuppel, etwa parallel der Küste des Young Sund, gelangt FREBOLD zu einer Auffassung der postdevonischen Tektonik, die er als »Blockgebirgsbildung germanotypen Charakters« bezeichnet. Die Kuppel wird



Juli 1937.

Fig. 7. Die Überlagerung des Perm durch den Jura an der Südseite des Brachiopoddal. K = Kristallin am Tektonbjærg, Pd = Permdolomit (die Dolomitbarre zwischen Brachiopoddal und Permdal), Pr = »Rote Serie« des Perm, Jc = Jura (Callovien). An letzterem ist die Schichtung gegen Westen (rechts) zu erkennen.

dadurch zu einer Art »Horst« und der Young Sund zu einer »Grabenförmigen Mulde«, die später die Fjordbildung bestimmt habe. Als Ursache dieser Gebirgsbildung wird seitlicher Druck angenommen.

Unsere Untersuchung ergab, dass kein Grund vorliegt, zwischen der »Roten Serie« des Perm und den gelben Sandbänken des Jura eine Verwerfung anzunehmen. Eine Überlagerung ist zwar am Aufschluss nicht direkt sichtbar, aber am Anschnitt des Brachiopoddal ist an der Schichtung sowohl der Roten wie der Gelben Serie zu sehen, dass die letztere über die erstere zu liegen kommt (Fig. 7). Die gelbe Sandsteinbank zeigte N-S-Streichen und 16° Westfallen. Auch die Figuren 5 und 6 in Frebold 1932d könnten ebensogut eine Überlagerung des Perm durch den Jura darstellen.

Die Gelbe Serie, die auf Kuhn Ø und auch im nördlichen Teil des westlichen Wollaston Forlandes auf Kristallin transgrediert, liegt hier direkt dem Perm auf. Das Fehlen des Perm im N scheint primär bedingt zu sein. Dort dehnte sich im jüngern Palaeozoikum eine ausgedehnte Landfläche aus; W. Mayne nennt sie »Eskimonia« (1940). Im ältern Mesozoikum muss sich diese Landfläche noch weiter gegen S ausgedehnt haben, was aus dem Fehlen der Schichten bis zum Callovien hervorgeht.

Was endlich die Mächtigkeit der Roten Serie betrifft, die H. FREBOLD mit 100 m angibt, so ist sie jedenfalls sehr viel geringer. Die Rote Serie ist nämlich auf einem ca. 100 m breiten Streifen aufgeschlossen; da sie aber nur ca. 20° einfällt, kann ihre Mächtigkeit höchstens 30 m betragen.

Nach diesen Besprechungen der Beziehungen zwischen Perm und Jura südlich Brachiopoddal wenden wir uns diesem Tal selbst und dem nördlich liegenden Gebiete zu. Das Brachiopoddal schneidet sich in tiefer Schlucht in den kristallinen Sockel des Tektonbjærg ein. In ca. 100 m Höhe überquert ein Basaltdyke die Schlucht in der Richtung N 50° W. Mit leichter Knickung zieht er sich SE-wärts gegen den Gipfel des Tektonbjærg, wo er aussetzt. Gegen NW verschwindet er unter Schutt, erscheint aber am Bache nördlich Sandstendal nochmals in einem Permaufschluss. Die selbe SE-NW Richtung zeigten auch die beiden grossen Dykes der westlichen Kuhn Ø, worauf hier besonders hingewiesen sei.

NW Brachiopoddal taucht die kristalline Unterlage infolge des Westfallens unter die Sedimente. Sie erscheint hie und da noch in kleinen Flächen zwischen den Permrelikten, die wir sogleich beschreiben werden.

Vom Unterlauf des Brachiopoddal folgen wir nun den weitern Sedimentvorkommen gegen N zu. Die Relikte des Perm erscheinen als einzelne Dolomitklötze oder Barren oder als in Blöcke zerfallender Productuskalk. So findet sich am rechten Ufer des Brachiopoddal, gegenüber der schönen Dolomitbarre mit den Höhlen, nur ein winziger Dolomitklotz. Am günstigsten sind die Verhältnisse noch im Sandstendal, wo der Dolomit in Zusammenhang mit Productuskalk vorkommt. Ein grösserer Aufschluss derselben Serie liegt bei 80 m, dann bei einem kleinen Kristallinhügel in 100 m. Von 110—140 m bildet das Perm flächenhafte Aufschlüsse. Der Dolomit enthält z. T. Gips, der zu Höhlenbildung neigt. Hier kam an einer Stelle auch etwas fossilleere »Rote Serie« zu Tage. Ausserdem sind hier zwischen den fossilreichen Productusbänken sandige Lagen in der Facies der Roten Serie eingeschaltet. Diese Verhältnisse führten W. MAYNC zur Ansicht, dass die »Rote Serie« nicht vom Productuskalk getrennt werden darf, besonders da sie auch dieselbe Fauna enthält. Sie stellt das Äquivalent des Productuskalkes in sandiger Facies dar.

Nördlich Sandstendal finden wir am Eingang eines nichtbenannten Bachbettes bei 80 m Höhe eine leicht gipshaltige Dolomitbarre, die durch rosa gefärbte Streifen auffällt. Etwas höher (in 110 m) liegt neben einem kleinen Kristallinvorkommen ein Dolomitaufschluss mit dem schon oben erwähnten Basaltdyke. Etwas nördlich davon ist ausnahmsweise der Dolomit messbar mit N 15° W Streichen und 35° W Fallen.

Im nunmehr folgenden Skiferdal befindet sich in 80 m Höhe beidseitig wieder Dolomit mit roter Bänderung; die Kristallinfläche, der er

aufliegt, steigt ostwärts bis 120 m an. Dieses Kristallinvorkommen ist das nördlichste des Tektonbjærg. Noch liegen zwei kleine Relikte von Perm zwischen Skifer- und Cardiocerasdal und ein allerletztes am rechten Ufer dieses Tales in 70 m.

Der Zug Gelber Jurasandsteine, der die Permaufschlüsse westlich begrenzt, verbreitet sich etwas zwischen Brachiopoddal und Sandstendal, dann verschwindet er fast ganz unter Schutt und tritt erst am Cardiocerasdal wieder hervor. Hier enthält er in rötlichen Sandsteinbänken bei 60—80 m auch Fossilien und die Schichten sind messbar:

Streichen N-S, Fallen 17° W.

Auf der ganzen Strecke zwischen Brachiopoddal und Cardiocerasdal ist nirgends die Überlagerung des Perms durch die Gelbe Serie direkt wahrnehmbar, aber beide Formationen besitzen ähnliche Neigung und die Neigung des Perms weist unter die jurassischen Sandsteinbänke. Wollte man zwischen dem Permzug und dem Jurazug eine Verwerfung ziehen, so ergäbe sich eine eigenartige Zickzacklinie.

Der Ostrand der Kuppel-Scholle mit der Kuppel-Verwerfung.

Wir untersuchen nun die Ostbegrenzung der Kuppel-Scholle von S ausgehend; sie wird gebildet durch ein Tal, das schon früher »Grænsedalen« genannt wurde. Im W dieses Tales liegen die kristallinen Rundhöcker der Kuppel-Scholle, im E dehnt sich das grosse und mächtige Basaltgebiet des östlichen Wollaston Forlands aus. Zwischen den beiden verläuft die Kuppel-Verwerfung. Im Unterlauf des Grænsedalen dehnt sich eine breite Schotterebene aus; die Verwerfung lässt sich darum nur als vermutete Linie ziehen. Der Oberlauf des Grænsedalen hingegen ist sehr schmal; Kristallin im W und Basalt im E grenzen, nur getrennt durch einen schmalen Talboden, aneinander. Ausserdem erscheinen hier auch Sedimente: auf der östlichen Talseite Unterkreide-Schiefertone als Liegendes des Basaltes und am Westhang bei 250 m Talhöhe ein Paket Perm, das einstige Hangende des Kristallins. Hier liegt das Perm aber nicht der Oberfläche der Kuppel-Scholle auf, sondern es entspricht einer schmalen Bruchlamelle zwischen zwei Gleitflächen der Verwerfung. Es sind hier vorhanden 15 m brecciöser fossilleerer Dolomit, darüber einige Meter Productuskalkbänke, die erfüllt sind mit Spiriferiden und Productiden. Den Kalkbänken schalten sich sandige Lagen ein, sie sind das Äquivalent der »Roten Serie« am Young Sund. Das Permpaket fällt ziemlich steil gegen NW ein, was aber bei der Lage zwischen zwei Gleitflächen von keiner Bedeutung ist. Kreide und Basalt an der Ostseite des Tales weisen ein beträchtliches Fallen gegen E auf; dies ist durch Schleppung an der Verwerfung zu erklären.

Das Grænsedal entspringt an einem ca. 500 m hohen Sattel zwischen der Kuppel (600 m) und dem Basaltplateau mit P. 703, das gegen Osten geneigt ist. Im Sattel selbst stehen die U. K.-Schiefertone, als Unterlage des Basaltes an. Am Kristallinkontakt liegt wieder ein ca. 10 m mächtiges Paket Permdolomit; die Verhältnisse sind also hier noch genau dieselben wie an der zuerst erwähnten Lokalität im Grænsedalen.

War die Verwerfung bisher ein einfacher NNW gerichteter Bruch, so beginnt sie sich nun aufzuspalten in ein ganzes Bündel von kleineren Brüchen, die aber nach wenigen km wieder ausklingen und deren Wirkung dann von einer neu einsetzenden Verwerfung übernommen wird (vergl. hierzu Fig. 2).

In der direkten Fortsetzung der einheitlichen, grossen Kuppel-Verwerfung verläuft östlich von P. 506 der Kuppel ein Bruch — wir wollen ihn auch weiterhin Kuppel-Verwerfung nennen —, aber seine Sprunghöhe ist viel geringer. Dadurch bleibt östlich des Bruches noch ein bedeutender kristalliner Schollenanteil stehen, den wir nach der Passhöhe des Kuppelpas als »Pass-Teilscholle« bezeichnen und später genau beschreiben wollen.

Wir verfolgen nun zunächst die abgeschwächte Kuppel-Verwerfung weiter nach N zu. Vom Sattel zwischen der Kuppel und dem Basaltplateau P. 703 erwähnten wir soeben eine Lamelle aus Permdolomit. Eine ähnliche Dolomitlamelle liegt dem Bruch östlich P. 506 an. Sie erscheint vom Isdal aus als ein, der kristallinen Steilwand bei 300 m angeklebter, gelber Dolomitblock. Eine Schlucht hat sich zwischen der Kuppel- und der Pass-Teilscholle dem Bruch entlang eingegraben. Vom Isdal aus ist am NW-Hang der Kuppel die Verwerfungskluft im Kristallin, an die sich der Dolomitklotz anlehnt, sichtbar; ausserdem fällt uns noch eine Kluft weiter westlich auf. Beide Kluftflächen fallen steil gegen ENE ein. Untersuchen wir nun die Nordhänge des Isdal, so finden wir, dass sich die Kuppel-Verwerfung erneut geteilt hat, und dass die beiden Klüfte auf der Talsüdseite der beginnenden Verzweigung entsprechen. Wir nennen den westlich abzweigenden Bruch »Tektonbjærg-Verwerfung«, während wir für den in der alten Richtung verlaufenden den Namen »Kuppel-Verwerfung« beibehalten.

Die Tektonbjærg-Verwerfung.

(Vergl. Fig. 2 und Tafel 5, Pan. 3).

Durch die Tektonbjærg-Verwerfung entstehen zwei Teilschollen, die wir als »Westliche- und Östliche Teilscholle des Tektonbjærg« bezeichnen. Die den Fuss der Westabdachung der westlichen Teilscholle bildenden Perm- und Jurarelikte sind schon oben (S. 59) besprochen worden.

Wir verfolgen die Tektonbjærg-Verwerfung über den Rücken des Tektonbjærg und dann hinab zum Brachiopoddal. Vom Rücken zur Schlucht dieses Tales folgt der Verwerfung eine breite, meist schneegefüllte Kehle. In dieser liegen drei Permpakete, ein flachliegendes bei 240 m und zwei am Hauptbruch stark abgeschleppte bei 210 und 180 m. NE der Verwerfung steht die G. S. mit normalem westlichem Einfallen an. Die Permpakete sind als schmale, zwischen zwei Gleitflächen des Bruches in die Tiefe gerissene Schleppungslamellen aufzufassen.

Auch auf der Nordseite des Brachiopoddal finden sich ähnliche Dolomitpakete.

Vom Brachiopoddal bis zum Cardiocerasdal begrenzt die Tektonbjærg-Verwerfung in gerader Linie die oben (S. 62) geschilderten Abhänge gegen den Young Sund, wo die kristalline Fläche der Teilscholle unter Perm und Jura verschwindet.

Die dem Kristallin aufliegenden Permvorkommen hängen mehr oder weniger mit den abgeschleppten Paketen an der Verwerfung zusammen. Das Perm ist also, mit einigen Unterbrüchen, beidseits des nach NNW verschwindenden Kristallins des Tektonbjærg zu verfolgen. Dies veranlasste H. Frebold, die Möglichkeit von Inseln in einem seichten Permmeer anzudeuten, besonders auch, da das Perm in Riffacies auftritt (1932a). Ich glaube eher, dass das Perm sich einst über das ganze Gebiet ausgebreitet hat, und dass die heutige Permverbreitung durch die tektonischen Verhältnisse bedingt ist.

Nördlich Cardiocerasdal setzt starke Quartärbedeckung ein, sodass die Tektonbjærg-Verwerfung nicht mehr fassbar ist; wahrscheinlich klingt sie gegen N aus.

Die östliche Teilscholle des Tektonbjærg.

Die tiefsten Schichten der östlichen Teilscholle sind am Nordhang des Isdal sichtbar. Während an der westl. Teilscholle das Kristallin den 366 m hohen Gipfel des Tektonbjærg bildet, wird es auf der östlichen schon in ca. 200 m von 25 m mächtigem Permdolomit und Productuskalk überlagert. Die untersten plattigen Lagen des Dolomits und der Productuskalk zeigen gegen die Tektonbjærg-Verwerfung hin das normale WSW-Fallen; an der Kuppel-Verwerfung ist das Perm gegen E abgeschleppt.

Über dem Perm folgt nach NW die Gelbe Serie. Wenn die Auflagerung auch nicht direkt sichtbar ist, so ist doch an dieser Stelle die Transgression des Callovien auf Perm die einzige Möglichkeit. Die G. S. baut sodann den NE-Rücken des Tektonbjærg auf und besitzt auf der Teilscholle nach N zu ein weites Verbreitungsgebiet.

Es sei hier die wichtige Tatsache erwähnt, dass am SW-Rücken des Stratumbjærg die G. S. von Unterer Kreide transgressiv überdeckt

wird. Die Lagerungsverhältnisse dieser Kreide sollen aber erst später bei der Behandlung des westlich anschliessenden Gebietsstreifens der Fligelys Fjord — Young Sund — Senke näher besprochen werden, da dort die Kreide ihr grösstes Verbreitungsgebiet besitzt.

Nördlich Cardiocerasdal ruht konkordant auf der Gelben Serie die Schwarze Serie des Jura. Das Cardiocerasdal vermittelt einen günstigen Schnitt durch diese Jurafolge und gestattet die Feststellung folgender stratigraphischer Verhältnisse: Während im nördlicheren Gebiet (Lindemans Bugt) die G. S. wenig gegliedert ist, zeigt sie hier mehrfache Wiederholung ähnlicher Schichtfolgen. Im mittleren Teil der G. S. sind die Sande recht grob ausgebildet und erscheinen gegen oben grau gefärbt. Mit scharfer Grenze werden sie von Schiefertonen überlagert, die eine neue Schichtfolge einleiten. Diese Tone bilden im Gelände eine Art Leithorizont, durch den wegen der feineren Schichtung tektonische Details sichtbar werden. Wir nennen sie das »Mittlere Tonband«.

Diese Schiefertone gehen nach oben in rotbraune Sande über, denen wieder eine mächtige Serie gelber Sandsteine folgt, der obere Teil der G. S. Wie bei der Folge unter dem »mittleren Tonband« werden diese nach oben grau und werden mit scharfer Grenze von Schiefertonen überlagert. Die obere Grenze der G. S. bildet an der NW-Talseite eine markante Kante, ähnlich der Kante an der westlichen Talseite des Payersdalen auf Kuhn Ø.

An dieser Grenze setzen unvermittelt die Amoeboceras-führenden Schiefertone ein. Auch in diesen ist eine gewisse zyklische Gliederung vorhanden, nur überwiegen hier die Tone und die Sandsteine treten zurück. Mehrere Sandsteinbänke entsprechen mehreren kleinen Cyklen. Schliesslich hören die Sandsteinbänke auf und Schiefertone bilden die Hauptmasse der Schwarzen Serie. H. FREBOLD hat in seinen Darstellungen als Obergrenze des »Callovien« die obersten Sandsteinbänke genommen, die er »Mauersandsteine« nennt. Da diese Bänke aber innerhalb der Amoebocerasschiefer liegen, gehören sie zum Séquanien-Kimmeridgien. Als Obergrenze des Callovien-Argovien betrachten wir die lithologische Grenze zwischen der G. S. und der Sch. S., die auch durch das plötzliche Erscheinen der Amoeboceraten gekennzeichnet ist.

Nun wenden wir uns den Lagerungsverhältnissen des Jura auf der östlichen Teilscholle des Tektonbjærg zu. Gemäss der Neigung der Kuppelscholle zeigt die mächtige Serie allgemein ein westliches Fallen. So messen wir in der G. S. im obern Teil Sandstendal.

bei 285 m	N 33° W	13° WSW
300 m	N 10°E	19° W
325 m	N 20° E	15° W
340 m	N 3° W	18° W

An der rechten Talflanke des Cardiocerasdal mass ich in der Sch. S.

bei 350 m	N 8° E	17° W
370 m	N 13° E	18° W

In der Nähe der Cardioceras-Passhöhe

bei 400 m	N 20° E	12° WNW

Die Erscheinung, dass gegen N zu die Fallrichtung von WSW zu W, sogar zu WNW umschwenkt, mag auf das Abtauchen der Teilscholle zurückzuführen sein.

Das Westfallen wird besonders durch das »Mittlere Tonband« deutlich sichtbar. Vom Talboden des Cardiocerasdal steigt es am SW-Rücken des Stratumbjærges an bis es von der transgredierenden Kreide abgeschnitten wird. Auf der andern (SE)-Seite des Rückens erscheint unter der Kreide das Tonband in analoger Weise wieder; es zieht sich bis zum Brachiopoddal und Tektonbjærg und wird dann durch die Kuppel-Verwerfung abgeschnitten. Ein nördliches Nebental des Brachiopoddal hat sich in diese Schiefertone eingegraben.

Dem »mittleren Tonband« ist es auch in erster Linie zu verdanken, dass man auf eine der Tektonbjærg-Verwerfung östlich parallel verlaufende Störung aufmerksam gemacht wird. Im untern Teil des Cardiocerasdal treten an dessen SE-Flanke, etwas von der Verwerfung entfernt, diese Schiefertone wieder zu Tage, zeigen aber, entgegen dem allgemeinen Westfallen, ein Einfallen nach N oder NE.

Messungen zwischen 80—120 m an der Talflanke:

N 60° W	20° NE
N 76° W	10° N
N 110° W	10° N

Vom Unterlauf des Cardiocerasdal ist das nordostwärts einfallende Tonband parallel zur Tektonbjærg-Verwerfung nach S zu verfolgen bis zum Sandstendal, wenn auch mehrmals unterbrochen durch die starke Schuttbedeckung. Östlich Sandstendal liegt ein Hügel mit einem Steinmann bei 220 m. Die dem Tektonbjærg zugewandte Flanke des Hügels besteht aus groben, wegen der Nachbarschaft der Verwerfung zerrütteten Sandsteinbänken der G. S. (Frebold's Mauersandsteine). Auf der Höhe des Hügels fallen sie normal gegen W, aber hier stossen sie gegen E mit scharfer Grenze an die Schiefertone, und diese fallen entgegengesetzt nach NE. Über den Hügel zieht also ein kleiner, zur Tektonbjærg-Verwerfung paralleler Bruch, an dem die Schiefertone in die Höhe geschleppt sind.

Im Skiferdal tritt bei 200 m gleich unter der transgredierenden Kreide ein normal gegen W einfallendes stratigraphisch höheres Schiefertonband auf, nach dem FREBOLD dem Bachlauf den Namen gegeben hat. Diese Schiefertone treten hier nur in kleinen Erosionslöchern zwischen den gelben Sanden zu Tage. Die sie bedeckenden Sandsteinbänke gehören wohl bereits der Basis der Sch. S. an.

Die nördliche Fortsetzung der Kuppel-Verwerfung.

(Fig. 2 und Tafel 5, Pan. 3).

Wir begeben uns zum Isdal zurück, um die Ostbegrenzung dieser Teilscholle, d. h. die Fortsetzung der eigentlichen Kuppel-Verwerfung zu betrachten. Sie lässt sich in der alten NNW-Richtung gut verfolgen. An der Nordseite des Isdal senkt sie das im W bei ca. 240 m liegende Perm auf 140 m ab. Am Rücken des Tektonbjærg trennt sie scharf G. S. im W von U. K. im E. Die Sandsteine der G. S. überragen am Bruch in einer eigentlichen Mauer die weichen Schiefer. Die gleiche Grenze verläuft in gerader Linie an den Hängen des Stratumbjærg bis zu dessen SW-Rücken, an dem der Bruch Kreide gegen Kreide verwirft, was an der Flanke des Cardiocerasdal schön zu sehen ist. An dieser Flanke ist auch die Verwerfungsfläche innerhalb des Jura besonders gut aufgeschlossen und sogar messbar:

Streichen N 33° W Fallen 54° ENE

Selbst der Rutschharnisch ist sichtbar. Die Riefung ist etwas abweichend von der Fallrichtung und weist mehr gegen E. An der NW-Flanke des Cardiocerasdal verliert sich der Bruch gänzlich.

Die Pass-Teilscholle.

Wie wir schon gemeldet haben, ist die Sprunghöhe der Kuppel-Verwerfung bereits am Kuppelpass sehr gering. Die Folge ist, dass südlich der Passhöhe ein bedeutender kristalliner Schollenanteil stehen geblieben ist, den wir »Pass-Teilscholle« nannten. Gleich nördlich der Passhöhe findet sich gleichfalls noch ein kleiner Kristallinkomplex, der auf der Nordseite in 200 m Höhe von Perm überlagert wird. Gegen W, gegen die Kuppel-Verwerfung hin, liegen im Talboden des Isdal weitere kleine Permrelikte auf 160 und 140 m. Sie zeigen, dass auch hier das normale Westfallen herrscht. Von der Passhöhe fällt hingegen ein Dolomitvorkommen gegen E ab, was durch Schleppung an der nächst östlichen Verwerfung bedingt ist. Hier trat sogar bei meinem Besuch am 10. Juli 1937 etwas »Rote Serie« des Perms in der Fliesserde aus dem schmelzenden Schnee zu Tage.

Die Permaufschlüsse an der Passhöhe und am Isdal, sowie auch die der bereits behandelten westlichen Teilscholle des Tektonbjærg liegen im Vergleich zum Kristallin südlich Isdal zu tief. Ein axiales Fallen der Kuppelscholle gegen NNW ist tatsächlich vorhanden — analog dem südlichen Axialfallen der Kuhn-Scholle; aber dieses Axialfallen wird hier wahrscheinlich durch einen Querbruch verstärkt, der ungefähr der SE-Flanke des Isdal folgt. Das Isdal hat wohl seine Entstehung diesem Bruch zu verdanken.

Die über dem Perm liegenden gelben Jura- und Unterkreide-Serien der Pass-Teilscholle sind dem Perm entsprechend gelagert.

Wir begeben uns in den nördlichen Teil der Teilscholle. An der NW-Flanke des Cardiocerasdal hatten wir das Ausklingen der Kuppel-Verwerfung festgestellt. Gleichsam als Ersatz dieser Verwerfung entsteht wenig östlich ein Bruch innerhalb der Pass-Teilscholle. Er verwirft bei der Höhe des Cardioceraspas G. S. im W gegen Sch. S. in E; die letztere ist erfüllt mit Ammoniten, wonach der Pass von L. Koch den Namen Cardioceraspasset erhalten hat. Aber schon südlich, wie auch nördlich des Passes klingt dieser Bruch wieder aus. Wir werden später sehen, dass — im Gegensatz hiezu — die nur ca. 1,5 km weiter im E verlaufende »Canyon-Verwerfung« in eben dieser Gegend ihre grösste Sprunghöhe aufweist. Wir haben also eine gestaffelte Anordnung paralleler Brüche und Übergabe der Sprungwirkung vom einen zum andern.

Die Pass-Verwerfung.

Es bleibt nun noch die Ostbegrenzung dieser letzten Teilscholle, die wir »Pass-Teilscholle« nannten, zu beschreiben. Zu diesem Zwecke begeben wir uns zurück auf den Sattel zwischen dem höchsten Punkt der Kuppel (ca. 600 m) und dem Basaltplateau P. 703. Wenig nördlich des Sattels zweigt von der NNW gerichteten Kuppel-Verwerfung ein kräftiger Bruch in NNE-Richtung ab. Dem Bruch folgt ein dem Grænsedal ähnliches Tälchen. Dessen Westhang besteht aus dem Kristallin der Pass-Teilscholle; die östliche Talflanke wird wie im Grænsedalen von ostfallender Unterkreide und Basalt gebildet. Der Bruch hält jedoch die neue Richtung nicht lange ein. Schon beim Ausgang des Tälchens biegt er in die Richtung NNW ab und verläuft auf kurze Strecke parallel der Kuppel-Verwerfung. Zwischen dem Tälchen und der Kuppelpasshöhe finden sich Dolomitaufschlüsse, die die Schleppung an dieser Bruchstrecke anzeigen. Von der Passhöhe zieht er aber wieder in NNE-Richtung zu einem Engpass nördlich Kuppelpas hin (westl. P. 450). Dort grenzt Gelbe Juraserie im W an basaltbedeckte Unterkreide im E. Jenseits des Engpasses muss der Bruch rasch ausklingen. Als Ersatz beginnt hier in NNW-Richtung eine neue Störung, die »Canyon-Verwerfung«.

Die Canyon-Verwerfung.

Diese Störung macht sich zunächst nur als Flexur geltend. Die Schichten der G. S. weisen nördlich des Engpasses statt des üblichen Westfallens eine beträchtliche Neigung gegen NE auf, was nur durch eine sanfte, aber eine breite Zone umfassende Flexur zu erklären ist. Am Engpass konnte ich in fossilführenden Bänken eine ganze Anzahl Messungen vornehmen, die dieses NE-Fallen zeigen:

N 10° W	20° E
N 35° W	17° NE
N 55° W	20° NE
N 60° W	20° NNE
N 80° W	24° N

Die G. S. wird in N von mächtigen U. K. Schiefertonen überlagert. Diese legen sich gegen die Storsletten hin vollständig söhlig. Sie bilden hier den südlichen Teil des früher als »Westliche schwarze Hügelregion« bezeichneten Teilgebietes.

Am Ostrücken des Stratumbjærg bildet sich nun aus der Flexur eine Verwerfung heraus, deren Sprunghöhe nach N zu rasch zunimmt. Sie ist als geradlinig N 20° W verlaufende Böschung im Gelände auf weite Entfernung prachtvoll zu sehen. Am Fuss der Böschung liegt die niedrige aus U. K. und Sch. S. bestehende Hügellandschaft. Die Böschung selbst besteht aus der G. S.

Am Osthang des Cardiocerasbjærg besitzt die Verwerfung, gemessen an den Juraschichten auf beiden Verwerfungsflügeln, eine Sprunghöhe von 800—1000 m, was wohl dem Maximum entsprechen dürfte.

Die Verwerfung durchquert hier das Gebiet der verzweigten Canyondalene, wir nennen sie daher »Canyon-Verwerfung«.

Am nördlichen, vom Aucellapas herkommenden Canyondal scheint die Verwerfung auszusetzen, denn die G. S., die den westlichen Flügel bildet, steht mit den entsprechenden Schichten der gegen S abtauchenden Kuhn-Scholle in ungestörtem Zusammenhang. Bei der Besprechung der Kuhn-Scholle (S. 55) wurde dargelegt, dass an der Nordflanke des nördlichen Canyondal ein schiefer Querbruch verlaufen müsse. Das Aussetzen der Canyon-Verwerfung ist also nur scheinbar: sie muss sich, nach NE abgelenkt, am Südabsturz der Kuhn-Scholle fortsetzen und gibt dann ihre Wirkung an die gegen N einsetzende, früher besprochene Kuhn-Verwerfung ab.

Bei der Behandlung der westlich anschliessenden Fligelys Fjord — Young Sund — Senke werden wir auf die Bedeutung der Canyon-Verwerfung für die Kreideserien zurück kommen.

c. Die Fligelys Fjord — Young Sund — Senke.

Bei der Beschreibung der abtauchenden Kuhn-Scholle sind wir westwärts nur bis zum Sillerendal gegangen und ebenso machten wir, von der Kuppelscholle nordwärts gehend, Halt am Cardiocerasdal. Im dazwischen liegenden Gebiet der schwarzen Hügel gingen wir nach W bis an die Canyon-Verwerfung. Der breite, westlich anschliessende Gebietsstreifen bis zur Dombjærg-Verwerfung steht in ungestörtem Zusammenhang mit beiden Schollen. Im Bereiche dieses tiefst abgesenkten Schollenteils, dieser »Senke«, gelangten mächtige Schichtserien zur Ablagerung und zwar vollständiger ausgebildet als an den Schollenkanten.

Spuren direkter tektonischer Bewegungen sind in diesem Gebiet meist nicht sichtbar. Aber aus der Art der Lagerung und Ausbildung der Schichten, aus den Übergängen von der einen zur andern Facies und aus gewissen Umlagerungen lassen sich die tektonischen Ereignisse, die sich vor und nach der Ablagerung der Serien abgespielt haben müssen, rekonstruieren. Das Studium der Schichtfolge und deren seitlichen Veränderungen ist also hier von besonderer Bedeutung und es ist nötig, auch näher auf die stratigraphischen und lithologischen Zusammenhänge einzugehen. Stratigraphie und Tektonik sind hier so eng verknüpft, dass sie sich nicht trennen lassen. Die stratigraphisch-paläontologischen Verhältnisse, deren genaue Untersuchung meinem Gefährten W. Maync zugewiesen war, müssen also näher berücksichtigt werden, ohne dass ich dabei meinem Kollegen, dem ich manchen Hinweis und auch die Altersbestimmung der Schichten verdanke, etwas vorweg nehmen möchte.

Wir begeben uns zunächst nach N an die Küste der Lindemans Bugt, um dort ein möglichst vollständiges Profil kennen zu lernen, das wir als Ausgangspunkt für die weitern Untersuchungen benützen.

Die Entwicklung der Kreide im östlichen Teil der Fligelys Fjord — Young Sund — Senke.

(Vergl. Tafel 4 und Tafel 5. Panorama 2).

Das Profil an der Lindemans Bugt.

Der Berg P. 688 erinnerte uns wegen seiner pyramidenförmigen Gestalt und wegen seiner klastischen Sedimente an den »Niesen« im Berneroberland (Schweiz). Wir haben darum dessen Namen für diesen Berg vorgeschlagen. Die Nordflanke des »Niesen« vermittelt wohl das vollständigste Profil im klastischen Valanginien der ganzen Gegend. An der Küste steht noch der liegende Jura an, während am Gipfel Schichten

in einer Ausbildung vorkommen, die an andern Lokalitäten das Einsetzen der Unterkreide-Schiefertone anzeigen.

In der Nordflanke des Niesen haben sich mehrere Runsen tief eingeschnitten. Höher oben führen rundliche Rücken zum Gipfel des Berges. Ich wählte am 1. Mai 1937 die östlichste der Runsen (die NE des Gipfels in die Lindemans Bugt mündet) zum Aufstiege.

Nahe der Küste stehen in 30—40 m Höhe loser Sandstein und graue, sandige Tonschiefer an. Sie enthalten *Amoeboceras*, gehören also der Schiefertonserie des Séquanien-Kimmeridgien an und zeigen auch deren normale Schichtorientierung: N 35° W, 6° WSW. Nach einem aufschlusslosen Hang tritt man in die eigentliche steile Schlucht ein. In 150 m Höhe bildet ein grobgerölliges Konglomerat eine Steilstufe, wir nennen es »Konglomerat I«. Es setzt sich aus gerundeten und eckigen Komponenten zusammen und enthält Kristallinblöcke von mehreren Kubikmetern Inhalt. Das Liegende wie das Hangende wird von Sanden und feineren Konglomeraten gebildet; sie liegen horizontal, woraus sich auch hier eine schwache Diskordanz zum darunterliegenden Jura ergibt. In 230 m Höhe enthalten braune Tone eine reiche Fossilbank. Neben Aucellen treten Ammoniten auf. Dr. L. F. SPATH (London), der die Fossilien von W. MAYNC zur Bestimmung erhielt, teilte mit, dass die Schicht mit dem »?Infravalanginien« von Jameson Land (ALDINGER 1935b) parallelisiert werden kann (MAYNC 1940). Es wäre dies das erste Mal, dass diese Stufe im nördlichen Teil von Ostgrönland nachgewiesen wurde.

Bei 290 m stehen noch immer braune Tone an, übereinstimmend mit denen, welche die Fossilbank enthielten. Wir sind damit am obern Ende der Schlucht angelangt. Hier vollzieht sich nun auch ein Gesteinswechsel. Plattige Sandsteine mit zahlreichen Aucellen bilden ein kleines Vorplateau; es liegt am Rand der Schlucht bei 320 m Höhe, und steigt nordwestwärts allmählig bis zum Plateaurand bei 350 m an. Dieser Anstieg ist auf ein leichtes Südfallen der Schichten (N 80° W, 5° S) zurückzuführen, das im Gegensatz steht zum allgemeinen Westfallen. Ich halte das Südfallen für lokal durch Deltaschichtung bedingt und zwar dürfte die Schichtserie des Niesen einem von N eingeschwemmten Delta angehören. Darauf weist auch die Korngrössenverteilung, die Korngrösse nimmt ab sowohl gegen W als auch gegen E. Das Südfallen der Schichten am Niesen erscheint von der Lindemans Bugt aus gesehen mehr als ein Ostfallen, doch hängt dies mit dem schiefen Anschnitt des NE-Randes der Kreideserie zusammen. Der Sandstein des vorhin erwähnten Plateaus wird von einem groben Konglomerat mit Belemnitenresten überlagert, wir bezeichnen es als »Konglomerat II«. Die beiden Konglomerate (I und II) bilden in der Nordflanke des Niesen charakteristische Steilstufen und Erker.

Vom Plateau steigen wir nun über einen Rücken dem Gipfel zu. Über dem Konglomerat II wechseln graue, feine und grobe Sandsteine, die viele Aucellen der *keyserlingi-piriformis*-Gruppe enthalten, was auf Mittleres Valanginien weist. Es ist anzunehmen, dass das Konglomerat II, vielleicht schon der darunterliegende Muschelsandstein, das Mittlere Valanginien einleiten. (Wegen der grossen Ähnlichkeit mit diesem Konglomerat nahmen wir für das Relikt in der Westflanke des Baselbjærg (P. 760) auf Kuhn Ø, dasselbe Alter an. Es enthält gleichfalls Belemniten im Bindemittel).

Von 600 m an schalten sich in die Sandsteine auch Mergel ein, gegen den Gipfel 688 m sogar einzelne Kalkbänke. Die Sandsteine zeigen oft eine bizarre kugelige Auswitterung. Die Mergel und Kalke, die auch Aucellen enthalten, verraten bereits den Einfluss ruhigerer Sedimentation. Sie bilden den Übergang zur schon früher erwähnten kalkigen »Albrechtsbugt-Facies«. Die den Gipfel des Niesen bildenden Schichten ähneln schon sehr den anderwärts auftretenden, belemnitenreichen Übergangsschichten vom Valanginien zu den Schiefertonen der jüngern Unterkreide.

Zum Unterschied zur geringmächtigen kalkigen Albrechtsbugt-Facies nennen wir die aus Deltabildungen hervorgegangene vorwiegend sandig-konglomeratische Ausbildung »Lindemansbugt-Facies«.

Wir wenden uns nun der Ostflanke des Niesen zu, um von hier ausgehend, entlang dem Sillerendal, den Osthängen der grossen Basaltplateaux: Palnatokes Bjærg, Aucellabjærg, Cardiocerasbjærg bis in die Gegend des Cardioceraspas, die horizontalen Veränderungen und schliesslich das Auskeilen der mächtigen Valanginien-Serie zu verfolgen.

Sillerendal und Canyondalene.

Am Ostabhang des Niesen, im nördlichsten Nebental des Sillerendal, fällt von weither eine Steilwand auf, die aus Konglomeraten besteht und deren Basis bei 320 m liegt. Mein Erstaunen war nicht gering, zwischen den grossen, gerundeten Geröllen, auch eckige, z. T. viele Kubikmeter grosse Kristallinblöcke eingebettet zu finden. Die direkt über dem Konglomerat folgenden Sandsteine sind reich an Aucellen, die mittleres Valanginien anzeigen. Das grobe Konglomerat an der Basis dieser Schichten bei 320 m entspricht also dem Konglomerat II, das bei 350 m an der Nordflanke des Niesen ansteht. Dieser Zusammenhang ergibt sich auch deutlich aus Fliegerphotographien der Nordküste des Wollaston Forlandes (vergl. auch Tafel 5, 2).

Unter diesem Konglomerat II konnte ich bei 220 m einen losen Sandstein mit Tonlagen, Kohle und einer feinen Geröllage feststellen.

Diese Schichten entsprechen also den als ?Infravalanginien bestimmten Schichten am Nordhang des Niesen. Dort waren sie ca. 140 m mächtig, hier aber zeigen sie nur noch geringe Mächtigkeit und Konglomerat I fehlt vollständig. Wir werden weiter unten auf dieses Aussetzen des ?Infravalanginien zurückkommen.

Weiter im Süden überlagert das mittlere Valanginien direkt den Jura. Es zieht sich um zahlreiche, kleine, terrassenartige Plateaux und Rücken. Erstaunlich ist, wie das Basiskonglomerat — vermutlich immer Konglomerat II — über eine 17 km lange Strecke, bis zum Ostfuss des Cardiocerasbjærg, nahezu dieselbe Höhe von etwas über 300 m einhält. Diese Erscheinung ist dadurch bedingt, dass die Konglomeratkante ungefähr der Streichrichtung N 30° W folgt und zudem das Lager nur schwach gegen WSW einfällt. Nach Profilkonstruktion und Photos ergab sich eine Neigung von ca. 4° gegen W, während die Juraschichten ca. 8° gegen W einfallen.

Am Sillerendal setzen nun auch höhere Konglomerathorizonte ein; so im zweiten Nebental (vom Norden ausgehend) eines bei 400 m Höhe. Am nächst südlichen Rücken direkt östlich P. 869 sind es drei Konglomeratstufen, die ausgesprochene Terrassen bilden (Fig. 8). Die oberste liegt bei etwa 480 m und bildet weiter im S ausgedehnte Plateaux. In den zwischenliegenden Sanden sind Aucellen häufig.

Am Sauruspas sind es wieder zwei Stufen. Durch ein Herabgreifen der Basaltdecke bis auf 600 und 500 m fehlt hier die höhere Schichtserie.

Es ist nun nicht möglich die einzelnen Konglomerathorizonte auf grössere Distanz zu verfolgen. Sie nehmen bald an Mächtigkeit und Korngrösse zu, bald ab und keilen sogar ganz aus. Ein Deltafächer löst also den andern ab. An einigen Stellen trifft man grosse Blöcke aller Sorten von Gneis und Granit, an andern fehlen sie. Auf das Problem der Herkunft und der Transportart der Kristallinblöcke werden wir später zu sprechen kommen.

Als wir uns im Gebiet der Canyondalene aufhielten (10./11.5.37), verhinderte dichter Nebel und Schneefall weitere Profilaufnahmen. Auf der Reise durch das Tal zum Kuhnpas konnten wir nur die Beobachtung machen, dass die Konglomerate in diesem Gebiet immer noch mächtig entwickelt sind.

Cardiocerasbjærg.

Im Gebiet des gegen S folgenden Cardiocerasbjærgs treten nun wichtige facielle Veränderungen ein, die wir bei günstigen Verhältnissen im Hochsommer studieren konnten:

An einem auf $74^1/_2°$ n. Br. liegenden Rücken in der Ostflanke des Cardiocerasbjærgs notierte ich folgendes Profil: Über einem aus G. S.

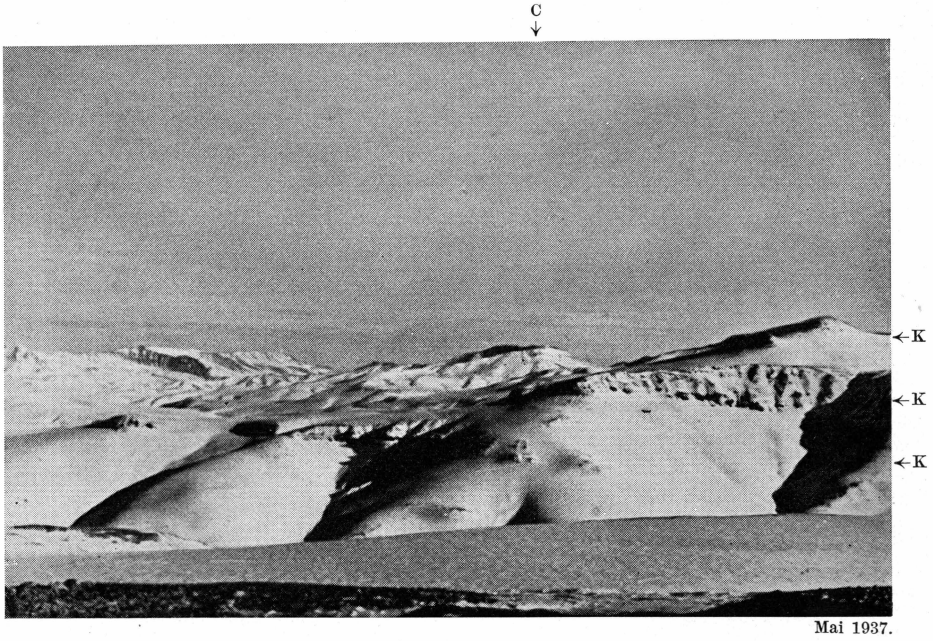


Fig. 8. Die Konglomeratlager (K) des Valanginien an der Westseite des Sillerendal, leicht gegen Westen einfallend. Blick gegen Süden. In der Mitte des Hintergrundes der Cardiocerasbjærg (C). Dort ist deutlich zu erkennen, wie ein älteres Basaltlager die Kreideschichten schief überlagert, während die jüngern Decken horizontal liegen. (Vergl. auch Tafel 5, Panorama 2).

des Jura bestehenden Steilhang bildet das Valanginien-Basiskonglomerat ein kleines Plateau bei 310 m. Auch hier enthält es noch einzelne grosse Kristallinblöcke, darunter einen hausgrossen Gneisblock. Über dem Basalkonglomerat folgen ca. 70 m mächtige Sande und feinere Konglomerate mit Aucellen. Bei 380 m schaltet sich eine 1 m mächtige gelbe Kalkbank mit Aucellen ein. Bei 400 m findet dann nach oben ein rascher Übergang in die Schiefertone der jüngern Unterkreide statt, gekennzeichnet durch die typischen Toneisensteinkonkretionen. Die Übergangsschichten führen hier, wie an andern Stellen, viele Belemniten und kleine, schlecht erhaltene Muscheln. Schon von 420 m an sind aber die jüngern Schichten von Basaltschutt verdeckt. Der Basalt liegt ihnen bei ca. 500 m auf.

Anlässlich der Beschreibung der ca. 2 km östlicher liegenden »Schwarzen Hügelregion« (S. 55) wurde dargelegt, dass das 50 m mächtige kalkige Valanginien einen auffallenden Horizont über der mächtigen Sch. S. des Jura bildet. Die oben erwähnte, 1 m mächtige Aucellenführende Kalkbank am Cardiocerasbjærg-Osthang stimmt nun faciell genau überein mit den viel mächtigeren Kalken der schwarzen Hügelregion, die wir als Albrechtsbugt-Facies bezeichneten. Es spricht dies

für einen raschen Facieswechsel zwischen der konglomeratisch-sandigen Lindemansbugt-Facies im NW und der kalkigen Albrechtsbugt-Facies im E.

Gehen wir nun an die über dem Cardiocerasdal liegende Südecke des Cardiocerasbjærg, so finden wir das Valanginien schon in der reinen Kalkfacies der Albrechts Bugt. Oberhalb eines auffallenden Basaltreliktes (Höhe 486 m) zeigt sich am Abhang über Sch. S. ein transgredierender ca. 20 m mächtiger hellroter Kalk mit massenhaften Aucellen. Darüber folgen wieder die belemnitenreichen Übergangsschichten zur jüngern Unterkreide. Wenig westlich dieser Lokalität, am Südhang des Cardiocerasbjærg ist das Valanginien bereits wieder mehr konglomeratisch ausgebildet. Wir können also am Cardiocerasbjærg den Übergang von konglomeratischer zu kalkiger Ausbildung feststellen und zwar vollzieht er sich auf einer ca. NNE-SSW verlaufenden Linie.

Die diskordante Überlagerung des Jura durch die Kreide.

Praecretacische und postcretacische Tektonik.

Wir haben nun die Schichtfolge und die horizontalen Veränderungen der Kreide zwischen Lindemans Bugt und Young Sund in ihren Hauptzügen kennen gelernt und dabei schon angedeutet, dass die Unterlage der Kreide bald aus der Schwarzen-, bald aus der Gelben Serie des Jura bestehe und dass nach der Profilkonstruktion die Kreide ca. 4°, der Jura ca. 8° gegen WSW einfalle. Diese Feststellungen sprechen für eine leichte Diskordanz zwischen Jura und Kreide. Im Folgenden möchten wir diese anhand der wechselnden Unterlage der Kreide näher prüfen. (Vergl. Profile Tafel 4).

Wieder folgen wir der Basis des Mittleren Valanginien von N nach S, diesmal unsere Aufmerksamkeit der Unterlage widmend. Am Sillerendal sind es gegen WSW fallende Schiefertone der Sch. S. Es fällt uns aber auf, dass sie hier, verglichen mit der weiten Ausbreitung auf der Kuhn Ø eine relativ schmale Zone einnehmen. Östlich der Saurus-Passhöhe bilden, wie oben S. 54 geschildert, die untersten Schichten der Sch. S. einen Hügel. Nur wenig westlich der Passhöhe liegt aber schon das Valanginien-Konglomerat auf 350 m. Für die Schiefertone bleibt nur noch eine geringe Mächtigkeit übrig. Gegen S setzen sie sich an der Westflanke des vom Passe gegen S laufenden Tales nur noch als schmales Band fort, in dessen Liegendem die Gelbe Serie erscheint. Der Austritt der Schiefertone an der westlichen Talflanke wird immer schmaler, spitzt ganz aus und es ist die G. S., die schliesslich die Unterlage des Valanginien bildet.

Von hier an sind die zahlreichen, sich verzweigenden Täler nur in G. S. und Valanginien-Konglomerate eingeschnitten und bilden ein

Labyrinth wilder, canyonartiger Schluchten. Wir fassten dieses ganze Talnetz deshalb unter dem Namen »Canyondalene« zusammen.

In ganz analoger Weise, wie die Sch. S. am Sauruspas verschwindet, erscheint sie im S an der Ostflanke des Cardiocerasbjærg wieder. Damit ist eine Winkeldiskordanz zwischen dem Jura und dem Valanginien nachgewiesen. An diese Tatsache lassen sich weitere wichtige Beobachtungen anschliessen:

Südlich des Sauruspasset setzt die Canyon-Verwerfung ein, die nicht nur den Jura, sondern auch das Valanginien verwirft. Westlich dieser Verwerfung ruht, wie wir oben erwähnt haben, das Valanginien-Konglomerat in ca. 350 m Höhe direkt auf der Gelben Serie (Callovien-Argovien). Östlich der Verwerfung erstreckt sich die »Schwarze Hügelregion«, aber hier transgrediert das auf Niveau 100 m versenkte Kalkvalanginien über die Schwarze Serie (Séquanien-Kimmeridgien). Daraus lässt sich der weitere Schluss ableiten, dass schon vor der Ablagerung des Valanginien Gelbe- und Schwarze Serie nebeneinander lagen, getrennt durch einen praecretacischen Bruch. Die Bruchstufe muss aber sehr bald eingeebnet worden sein, sodass das Valanginien über die Einebnungsfläche transgredieren konnte. In der Folge ist aber längs der Verwerfung erneut Verschiebung eingetreten, denn das Valanginien erscheint ebenfalls verstellt. Bestimmt man die Sprunghöhen der alten und neuen Verstellung, so ergibt sich, dass das Valanginien der Ostflanke des Cardiocerasbjærg unter Berücksichtigung der Westneigung, um 3—400 m, die Schichten des Jura dagegen um 800—1000 m verworfen worden sind (vergl. Tafel 4, Profil 6 und Tafel 6, Profile IV—VII).

In zeitlicher Reihenfolge lassen sich somit aus diesen Lagerungsverhältnissen folgende Vorgänge rekonstruieren:

1. In praecretacischer Zeit entstand ein Bruch von 4—600 m Sprunghöhe und die Bruchschollen wurden ca. 4° gegen W geneigt.

2. Die darauf einsetzende Denudation hat die Bruchstufe eingeebnet. An der westlichen, gehobenen Scholle wurde die ältere G. S. freigelegt, während auf der gesunkenen Ostscholle die jüngere Sch. S. erhalten blieb.

3. Durch eine allgemeine Senkung zu Beginn der Kreidezeit geriet das Gebiet unter den Meeresspiegel. Durch Flüsse aus dem N wurden Sande und Gerölle eingeschwemmt (Lindemansbugt-Facies); im E der Verwerfung fand ruhige Ablagerung von sandigen Kalken statt (Albrechtsbugt-Facies). Einzelne Kalkbänke sind bereits den klastischen Bildungen im W eingeschaltet.

4. Später wurde der alte Bruch reaktiviert und das Valanginien verworfen. Die neue Sprunghöhe beträgt 3—400 m und die Schollen wurden erneut um ca. 4° gegen W verstellt. Die Schichten des Jura zeigen demnach eine summierte Neigung von ca. 8°.

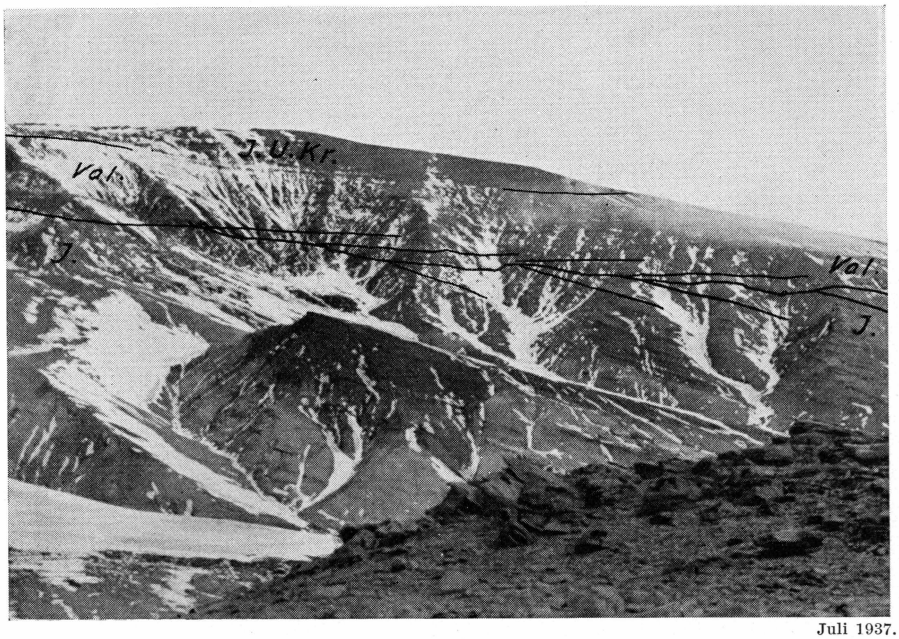
Die auf der Kuhn Ø beschriebenen Verhältnisse erlaubten nur den Schluss, dass eine Bruchbildung mit gleichzeitiger Westneigung der Bruchschollen vor der Eruption der Basalte stattgefunden haben müsse. In der Gegend der Canyondalene aber ergeben sich nun Anhaltspunkte, dass solche Bewegungen schon viel früher und in mehreren Phasen stattgefunden haben.

Der Nachweis einer tektonischen Bewegung vor der Kreidezeit gibt uns nun auch die Erklärung für das am Niesen festgestellte Aussetzen der ältern Kreideschichten, des ?Infravalanginien.

Nach einer Bruchbildung und gleichzeitigen Kippung der Bruchschollen gegen W gelangten die gehobenen östlichen Schollenteile, die »Schollenkanten«, über den Meeresspiegel und wurden der Erosion ausgesetzt. Die am tiefsten gelegenen westlichen Schollenteile, die sog. »Senken« blieben entweder immer unter Wasser versenkt, oder das Meer konnte bei einer kommenden Transgression hier zuerst eindringen. In den Senken wurde also die Sedimentation entweder nie oder nur auf kurze Zeit unterbrochen. Die hier entstandenen Sedimente sind, da die gehobenen Schollenteile einer starken Abtragung zum Opfer fielen, grobklastische Bildungen, auch in dem Fall, wo die Sedimentation nie unterbrochen wurde.

In diesem Zusammenhang erinnern wir uns an das Konglomerat bei »Haakons Hytta«, an der Ostküste des Fligelys Fjord, das von L. F. SPATH als wahrscheinliches Portlandien bestimmt wurde. Es ist kein Zufall, dass dieses Vorkommen an der tiefsten Stelle einer Bruchsenke liegt. Dieses ?Portlandien überlagert als z. T. grobklastische Bildung Kimmeridgien, das als Schieferton eher einer tiefmeerischen Bildung entspricht. Es liegt nahe anzunehmen, dass das Portlandien nach einer tektonischen Bewegung, der eine Abtragung folgte, abgelagert wurde. Der Zeitpunkt von Bruchbildung und Verstellung der Bruchschollen zu Westneigung könnte daher zwischen Kimmeridgien und Portlandien gelegt werden.

Die weitergehende Senkung gestattete dem ?Infravalanginien einen breitern Streifen der Senke auszufüllen. Schliesslich transgrediert das mittlere Valanginien über bereits denudierte höhere Schollenteile. Wie wir oben erwähnten, schneidet es in der Gegend der Canyondalene Sch. S. und G. S. ab; wir werden es an anderer Stelle sogar auf Kristallin übergreifen sehen. Die jüngere Unterkreide überdeckt dann immer weitere Gebiete.



Juli 1937.

Fig. 9. Die Diskordanz zwischen Jura und Kreide am SW-Rücken des Stratumbjærg resp. an der SE-Flanke des Cardiocerasdal. J = Jura, durch eine Abtragungsfläche diskordant abgeschnitten. Val. = Transgredierendes Valanginien. Rechts Küstenfacies, Konglomerate mit Blöcken von Kristallin und Jura. Die untersten Konglomeratlagen keilen gegen links auf der Abtragungsfläche aus. Die höhern Lagen gehen gegen links in die kalkig-sandige Facies über. J. U. Kr. = Schiefertone der Jüngern Unterkreide.

Die Kreide des Stratumbjærg.

Bei der Behandlung der Kuppel-Scholle (S. 65) liessen wir die nähere Beschreibung der Lagerungsverhältnisse der Kreide am Stratumbjærg beiseite, da diese sich nach den oben geschilderten Feststellungen leichter verstehen lassen. Wir setzen nun die Kenntnis der praecretacischen Bruchbildung, Denundation und Reliefbildung voraus.

Der Stratumbjærg sendet gegen SW einen Rücken aus, der in steilen Hängen gegen das Cardiocerasdal abfällt. Am SW-Fuss des Rückens entspringt, dem Cardiocerasdal südlich parallel laufend, Frebold's »Skiferdal«. In 200 m Höhe transgrediert in diesem Tal ein Konglomerat von Kristallingeröllen über die Schiefertone des Jura. Es ist die von H. Frebold (1932c, S. 10 ff.) beschriebene und abgebildete Lokalität von Valanginien-Konglomerat.

Von hier ausgehend ist dieses Basiskonglomerat in das Cardiocerasdal hinein, an den Hängen des Stratumbjærg, leicht ansteigend, zu verfolgen. Die Winkeldiskordanz zwischen der liegenden G. S. des Jura und dem Konglomerat ist hier sehr deutlich erkennbar. Während das



Juli 1937.

Fig. 10. Valanginien-Konglomerat mit Blöcken von Kristallin und Jura an der SE-Flanke des Cardioceras Dal.

Konglomerat nur schwach gegen W einfällt, weist der Jura verhältnismässig starkes Westfallen auf (N 8° E, 12° W)[1]).

Besonders schön überblickt man diese Winkeldiskordanz auch von der NW-Talseite und dem Cardiocerasbjærg aus und von hier erkennt man überdies, dass die tiefsten Konglomeratschichten allmählich aufhören, und dass dann die höhern Lagen auf die Unterlage übergreifen, ein Verhalten, das wie wir oben ausführten, durch das Übergreifen immer jüngerer Schichten auf eine geneigte Unterlage bedingt ist (Fig. 9).

Das Konglomerat wird stellenweise durch verfestigte Lager unregelmässig übereinandergeworfener Blöcke vertreten. Die Blöcke haben nicht mehr die Riesenausmasse wie die einzelnen Blöcke im N, sondern sind maximal etwa Kubikmeter gross. Besonders interessant ist nun aber, dass hier nicht nur Kristallinblöcke, sondern auch solche der jurassischen Unterlage vorkommen, quaderförmige Blöcke aus der Gelben Serie mit deren Fossilien (*Macrodon* etc.). Die Herkunft dieser Blockhaufen ist hier nicht problematisch. Wir befinden uns in nächster Nähe der früher (S. 64) beschriebenen Tektonbjærg-Verwerfung und der Nordspitze der westlichen Teilscholle des Tektonbjærg, die aus mit

[1]) Diese Winkeldiskordanz hat schon ROSENKRANTZ 1929 beobachtet. Seine Feststellung konnte sich aber FREBOLD nicht zunutze machen, da sie erst gleichzeitig mit FREBOLD's erster Arbeit (1932a) publiziert wurde (ROSENKRANTZ 1932).

Perm und G. S. bedecktem Kristallin besteht (siehe S. 62). Der Bruch muss eine Steilküste gebildet haben, von der die Blöcke direkt auf den seichten und mit zugeführten Flussgeröllen bedeckten Meeresgrund fielen. Die Konglomerate müssen südlicher Herkunft sein, denn sie sind von den nördlichen am Cardiocerasbjærg getrennt durch eine Zone rein kalkiger Ausbildung des Valanginien.

Wir kehren zurück ans Skiferdal und besteigen von hier aus den SW-Rücken des Stratumbjærg. Über dem Val.-Basiskonglomerat bei 200 m (Frebold's Lokalität) folgen nur noch aucellenführende Sande, die bei ca. 400 m in die fossilarmen, konkretionenreichen U. K.-Schiefertone übergehen. Der Rücken selbst besteht ganz aus diesen.

Steigen wir vom Stratumbjærg (P. 657) auf einem gegen N sich ziehenden Rücken ab, dann treffen wir bei 490 m das Val. nur noch als 10 m mächtigen dunkelroten Sandkalk. Demnach hat sich an der NW-Flanke des Stratumbjærgs auf kurze Distanz eine starke Abnahme der Mächtigkeit und der Übergang von konglomeratisch-sandiger zu kalkiger Facies vollzogen.

Ausserdem liegt hier das Val. auf Sch. S., während wir es am Cardiocerasdal auf G. S. getroffen hatten. Die S. 68/69 beschriebenen Staffelbrüche der Kuppel sind also, wie die Canyon-Verwerfung, praecretacisch angelegt. Die Kreide wurde später ebenfalls verworfen.

An der Nordflanke des Stratumbjærg spitzt dann auch das geringmächtige, kalkige Val. gegen E aus, sodass im E des Berges und am Kuppelpas jüngere U. K. auf Jura transgrediert.

Dieses Auskeilen des Kalkes muss primär, d. h. durch die Sedimentationsverhältnisse am Rande eines in Senkung befindlichen Beckens bedingt sein. Je weiter die Senkung fortschreitet, umso jüngere Ablagerungen transgredieren über den Beckenrand.

Wir befinden uns am Stratumbjærg, also an einer Küste des Valanginienmeeres (vergl. Fig. 11, S. 89). Das Nordende der abtauchenden westlichen Teilscholle des Tektonbjærg muss eine kapartige Landspitze mit steiler Küste an der Verwerfung gebildet haben. Von dieser Steilküste stürzten Blöcke von Kristallin und Jura ab. Die Küste verlief nur auf kurze Strecke entlang der Verwerfung gegen SE und bog dann in NE-Richtung ab, was durch das NW-Abtauchen der östlichen Teilschollen der Kuppel bedingt ist. Die Küste war dort flach und bestand aus Jurasedimenten; sie lieferte kein grobklastisches Material sondern nur feine Sande. Diese erscheinen heute als die obern roten Sandsteinschichten des Valanginien in Albrechtsbugt-Facies.

Der westliche Teil des Fligelys Fjord—Young Sund—Senke.

Nachdem wir die Ausbildung des Valanginien an der Ostseite der grossen Basaltplateaux, vom Niesen bis zum Stratumbjærg, verfolgt

haben, untersuchen wir die Plateaux auf der Westseite, ausgehend von der Lindemans Bugt im N und südwärts gehend durch das Lindemansdalen bis zu den Hängen am Young Sund. Es sei hiebei wieder auf das S. 71 geschilderte stratigraphische Profil am Niesen verwiesen.

Lindemans Bugt.

Vom Niesen nimmt gegen SW zu in den sandigen und konglomatischen Bänken des Val. die Korngrösse deutlich ab und das normale leichte Westfallen setzt wieder ein. Von einem kleinen Tälchen westlich des Hügels P. 436 ausgehend, stieg ich bis zum Deckenbasalt des Berges P. 869 auf. Im Tälchen übersteigen wir bei 90 m die Oberkante einer ersten Konglomeratstufe = Konglomerat I (? Infravalanginien) und bei 120 m gelangen wir an den Fuss des Konglomerates II (mittl. Val.). In den Bergflanken steht dieses obere Konglomerat in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem Konglomerat II in 350 m am Niesen. Hier im SW sind die Gerölle aber nur noch faustgross. Über Bank II folgen meist feinkörnige Sande. Einzelne Bänke sind erfüllt mit Aucellen. Über 400 m werden die Sande gröber und glimmerreich; in einer Sandbank ergaben die Messungen

bei 435 m	N 6 E	11 W
480 m	N 4 W	15 W.

Eine markante Sandsteinbank bei 680 m tritt gegen S überall am Fuss der Basaltplateaux hervor. Bei 700 m liegt die Basis des Deckenbasalts und zwar bleibt dessen Höhe auf der Seite des Lindemansdalen konstant.

Westlich des P. 869 liegt am Fuss des Berges ein weiter Talkessel. Diesen Kessel umgehend gelangte ich auf einen nächstwestlichen Bergrücken (er liegt genau östlich P. 484). Hier treten zwei neue, höhere Konglomeratstufen auf und, was besonders bemerkenswert ist, am Fusse der obern Stufe bei 465 m auch Kalkbänke. Allgemein herrscht hier noch das Westfallen:

N 15 W 6 W.

Im westlich anschliessenden Gebietsstreifen, in der Gegend des Lindemansdalen, aber fallen die Messungen ganz verschieden aus, was auf die Nachbarschaft der grossen »Dombjærg-Verwerfung« zurückzuführen ist. Hier greifen eben die von einer ehemaligen, aus der Verwerfungsstufe entstandenen Steilküste herabgestürzten Schuttkegel und Deltas ineinander und dazu kommen noch Schichtverbiegungen durch spätere tektonische Vorgänge. Ganz bezonders auffällig ist schon von Weitem, von der Lindemansbugt aus gesehen, das starke Ostfallen,

d. h. das Wiederansteigen der Schichten an einem Hügel gleich östlich der Mündung des Lindemansdalen. Es ist derselbe Konglomerathorizont II, der am Niesen bei 350 m ansteht, den wir vorhin auf 120 m trafen und der nun wegen dieses entgegengesetzten Fallens vom Fuss des Hügels bei 60 m wieder bis auf 300 m am Gipfel steigt. Ich mass hier

N 56 W 14 NE.

Bei Betrachtung der Karte fällt auf, dass die Dombjærg-Verwerfung am Lindemansdalen und die Thomsensland-Verwerfung an der Hohen Kugel nicht auf derselben Geraden liegen, sondern dass die Thomsensland-Verwerfung gegenüber der Dombjærg-Verwerfung nach E verschoben scheint. Wie schon früher (S. 48) bemerkt, müssen wir als Verbindung einen schiefen Querbruch annehmen, der dem SE-Abfall des Dreieckplateaus entlang verläuft. Der Hügel, dessen Schichten das eben beschriebene starke Ostfallen zeigen, liegt in der Südfortsetzung der aussetzenden Thomsensland-Verwerfung. Die ostfallenden Schichten könnten das Ausklingen dieser Verwerfung andeuten. Die Schiefstellung kann bei einer postcretacischen Reaktivierung der Verwerfung entstanden sein.

Lindemansdalen.

Gehen wir weiter ostwärts, so zeigt sich im Nord-Lindemansdalen allgemein ein schwaches Südfallen der Sedimente. Die Korngrösse der Konglomerate nimmt zu und es treten wieder grosse Blöcke auf. Wir befinden uns hier offenbar in einem von NW mündenden Deltafächer. Das Südfallen kann sowohl durch Schleppung am Querbruch als auch durch die Deltaschichtung bedingt sein.

In unmittelbarer Nachbarschaft erhebt sich im W der wuchtige Kristallinwall des Dombjærg. Dass dieser schon zur Zeit der Unterkreide als Steilküste vorhanden gewesen sein muss, ergibt sich aus Beobachtungen während einer Reise durch das Lindemansdalen, die wir im Folgenden wiedergeben.

Nachdem wir das weite, rezente Delta des Lindemansflusses überschritten haben, gelangen wir in eine Schlucht, die in ältere Quartärterrassen eingeschnitten ist. Am auffälligsten ist eine ca. 30 m hohe Terrasse und ausserdem eine gewaltige 170 m hohe alte Strandterrasse. Da, wo die Talsohle ca. 50 m ü. M. liegt, erscheint an den Schluchtwänden das Anstehende: rechtsufrig sind es flachliegende feine Konglomerate und Sande, linksufrig ist es eine geschichtete Breccie auffallenderweise mit 40° Ostfallen. Da Fossilien fehlen, könnte man hier noch an eine quartäre, verfestigte Gehängeschuttbreccie denken. Die umgebenden Quartärsedimente sind aber ganz lose und liegen flach. Da wir weiter

südlich ähnliche Breccien mit Aucellen des Valanginien zu erwähnen haben werden, nehme ich an, es entspreche auch dieses erste Vorkommen einem fossilen Gehängeschutt, gebildet am Fuss einer Steilküste. Es sei daran erinnert, dass ähnliche Bildungen auch den Steilhängen des Dreieckplateaus gegen den Fligelys Fjord angeklebt erscheinen (s. S. 47).

Weiter aufwärts ist meist nur die Ostseite der Schlucht von Anstehendem gebildet. Bei 110 m trafen wir in Sanden und Konglomeraten eine Schalenbreccie von Aucellen. Hier beginnt nun das deutliche Südfallen, das auf eine Flussmündung von N schliessen lässt:

N 94 W, 18 S, bei 135 m N 65 W 19 S.

Etwas höher sind in den Konglomeraten grosse Gneisblöcke eingebettet. Aehnliche Sedimente, stellenweise mit Aucellen erfüllt, bilden die Ostseite der Schlucht bis zur südwärts sich ausbreitenden grossen Passebene des Lindemansdalen. Am Rücken östlich der Schlucht mass ich in 370 m immer noch Südfallen:

N 94 W 16 S.

Leider sind auf der Westseite der Schlucht die Sedimente in der unmittelbaren Nachbarschaft der Dombjærg-Verwerfung fast allgemein durch mächtige Schutthalden überdeckt. Nur in einem kurzen Abschnitt zieht sich am Fusse von P. 1000 ein kleiner Sedimentrücken parallel dem Kristallinkontakt entlang. Hier ist nun sogar, was äusserst selten der Fall ist, die grosse Verwerfung selbst sichtbar in einer Mylonitzone, die N 20 W streicht, ein Einfallen ist nicht bestimmbar. Neben der Mylonitzone zieht sich ein Band von Dolomitmarmor (Eleonorebay-Formation = Praecambrium) dahin. Der Sedimentrücken ist 240—270 m hoch und besteht aus Sandsteinen, feinen Konglomeraten und Breccien, die hier auch Aucellen führen. Es handelt sich also wohl um Schutt am Fusse einer Steilwand, der bis ins Meer hinunter gefallen ist, denn es sind ihm marine Fossilien eingelagert.

Nach Überquerung der von einer weiten Ebene gebildeten Passhöhe gelangen wir in das Süd-Lindemansdalen. Dieses zeigt in seinem untern Teil, oberhalb der Vereinigung mit dem Store Södal, auf beiden Seiten einer engen, in den alten Talboden eingeschnittenen Schlucht wieder Aufschlüsse des Anstehenden. Es sind riesige Gneisblöcke, die in ein sandiges Bindemittel eingebettet sind.

Dieses eigenartige Sediment bildet auch den höhern Teil der östlichen Talflanke des Süd-Lindemansdalen über der jungen eingeschnittenen Schlucht. Hier liegen in dichter Packung hausgrosse Kristallinblöcke beieinander. Trotzdem ist eine ausgesprochene Schichtung vorhanden, und sogar Fossilien (Aucellen, Belemniten), wenn auch sehr

selten, fehlen nicht. Die Schichtung ist besonders von S gut wahrnehmbar und zeigt ein starkes Fallen gegen Osten. Messungen in den Schichten zwischen den Blöcken waren schwierig auszuführen. Nur bei 350 m konnte ich N 60 W, 15 NE, messen, wobei aber die Streichrichtung wenig bezeichnend ist. Das allgemeine Fallen ist eher gegen E als gegen NE gerichtet. (Vergl. Tafel 4, Profil 5 und Tafel 5, Panorama 3).

Wir müssen annehmen, dass die eigenartige Blockformation fossile Bergstürze darstellt, von einer Steilküste in ein Meeresbecken. Die Schichtung der Blocklagen und das Vorkommen mariner Fossilien weisen darauf hin, dass sich zahlreiche solcher Felsstürze ereigneten und dass sich in den zwischenliegenden Ruheperioden Sande abgelagert haben, die die Sturzblöcke einsedimentierten.

Die ostfallende Blockserie reicht an der Ostflanke des Süd-Lindemansdalen bis 520 m Höhe, wo sie eine kleine Schulter bildet. Darüber folgen vorwiegend kalkige Sedimente, die gegen E an Mächtigkeit zunehmen. Unmittelbar unter dem Deckenbasalt des Palnatokesbjærg, bei 700 m, tritt dann wieder ein sandiges Sediment auf, dem kleinere eckige und gerundete Blöcke, ausschlieslich von einem hellen Gneis, eingelagert sind. Wie unten zu besprechen sein wird, lässt sich diese Schicht ostwärts weiter verfolgen und besitzt guten Leitwert.

Die SW-Hänge des Palnatokes-, Aucella- und Cardiocerasbjærg.

Wir verfolgen nun die Süd- und SW-Hänge von Palnatokesbjærg, Aucellabjærg und Cardiocerasbjærg. Die oben erwähnte, gegen E abfallende Blockserie verschwindet bald unter schwach geneigten, von Quartär bedeckten Hängen. Die nächsten Aufschlüsse gegen E zu zeigen eine mächtige Folge rot verwitterter, im Bruch dunkler Kalke, die stellenweise zahlreiche kleine Aucellen enthalten und deshalb Valanginien darstellen, aber in einer bisher noch nicht angetroffenen Ausbildung. Am Aucelladal (Tal zwischen Palnatokesbjærg und Aucellabjærg, das zum Aucellapas führt) kommen an der Basis dieser Serie in Höhe 200 m noch Konglomerate vor. Die eintönigen dunklen, tonigen Kalke reichen hinauf bis 500 m ü. M., darüber folgen die schon von früher bekannten Schiefertone mit Toneisensteinkonkretionen und Kalklagen, die wir als Unterkreide-Schiefertone bezeichneten. Auch hier sind sie sozusagen fossilleer. Nur ein einziger kleiner Gastropod fand sich in der Gegend des Aucelladal. Im Hangenden dieser Schiefer, unmittelbar an der Basis des Deckenbasaltes, liegt auch hier derselbe helle Sandstein, wie am Lindemansdalen, nur finden sich hier statt eckiger Blöcke nur kopfgrosse Gerölle desselben weissen Gneises eingelagert.

Im nächsten Tale, an den W-Abhängen des Aucellabjærg, liegen die Verhältnisse ganz ähnlich. Bei 500 m geht die kalkige Aucellenserie

in die Schiefertonserie der jüngern Unterkreide über und unter dem Basalt bei 600 m liegen wieder die hellen Schichten. Noch enthalten sie kleine Gerölle, aber nur wenig weiter östlich bestehen sie nur noch aus Sand.

An den Hängen von Aucella- und Cardiocerasbjærg gegen den Young Sund sind die Aufschlussverhältnisse äusserst trostlos. Die tiefern, flachern Hänge sind von mächtigem Altquartär und jungem Flussschotter bedeckt und z. T. von Heide überwachsen, während die höchsten Halden von Basaltschutt überdeckt sind.

Erst der Einschnitt des Kuhnpas vermittelt wieder gute Profile. Von der Passhöhe (380 m) stieg ich gegen die SE-Ecke des Aucellabjærg auf. Auch hier reichen die dunkeln rotverwitterten, kleine Aucellen führenden Valanginien-Kalke bis ca. 500 m Höhe. Hier werden sie mit scharfem Gesteinswechsel überlagert von sandigen Schiefern, die nach oben rasch wieder kalkig werden. Es schalten sich Lagen mit grossen, oft bizarr geformten Konkretionen ein. Bei ca. 600 m stehen einige Bänke an von einem Fossilreichtum, wie wir ihn in unsern ganzen Untersuchungsgebiet in den Schichten der jüngern Unterkreide nirgends sonst gesehen haben. Belemniten, Ammoniten, kleine Muscheln liegen in dichter Packung beieinander. Ein kleiner Gastropod stimmt mit dem im Aucelladal gefundenen überein. Eine Bank enthält eine Breccie grosser Muschelschalen. Die Fauna wurde von Dr. SPATH als zum Aptien gehörend bestimmt.

Bei 640 m erscheint auch in diesem Profil wieder die helle sandige Schicht, die wir vom Lindemansdalen ununterbrochen bis zum Kuhnpas als Liegendes der Basaltdecke feststellen konnten und deren Korngrösse ständig abnahm, von Gneisblöcken im W zu kopf- und faustgrossen Geröllen und schliesslich zu feinen Sanden im E. Hier am Kuhnpas schalten sich sogar Tone ein. Fossilien, die über das Alter dieser Schicht etwas aussagen könnten, wurden nicht gefunden. Die Sandsteinschicht liegt hier anscheinend konkordant auf der gleichfalls flachliegenden Unterkreide; jedenfalls ist am einzelnen Aufschluss eine Diskordanz nicht nachweisbar. Da die Schicht konstant der Basis des Deckenbasaltes folgt, müssen wir annehmen, dass sie vor der Eruption der Basalte auf einer praebasaltischen Denudationsfläche abgelagert wurde. Es ist äusserst wahrscheinlich, dass hier das Aequivalent vorliegt von Schichten, die wir später vom äussern Wollaston Forland zu beschreiben haben werden, die ebenfalls an der Basis der Deckenbasalte liegen und tertiäre Pflanzenreste enthalten.

Rückblickend stellen wir fest, dass das Valanginien zwischen dem südlichen Lindemansdalen und dem Kuhnpas in einer früher nicht angetroffenen, mächtigen kalkig-tonigen Facies auftritt. Diese Ausbildung spricht für Sedimentation in relativ tiefem Wasser, in

diesem Fall in der am tiefsten abgesenkten Bruchsenke. Die Mächtigkeit beträgt am Aucelladal (Aucellapas) ca. 300 m. Am besten ist die Serie am Kuhnpas aufgeschlossen; wir nennen daher diese Ausbildung »Kuhnpas-Facies«.

Überschreiten wir den Kuhnpas nach NE, so finden wir schon am Beginn des vom Pass nach NE gerichteten Tales das Valanginien wieder in der konglomeratischen »Lindemansbugt-Facies«. Es muss also ein rascher Facieswechsel — wohl nach Art einer Verzahnung — von tonig-kalkiger zu sandig-konglomeratischer Facies stattfinden. Die Zufuhr sandigen Materials reichte nur bis ins Randgebiet eines tiefern Sedimentationsbeckens, aber nicht bis ins Becken selber, wo sich tonig-kalkige Sedimente bildeten.

Vom Kuhnpas wenden wir uns nun den NW-Hängen des Cardiocerasbjærg zu, wo wir ähnliche Verhältnisse treffen, wie am zuletzt beschriebenen Profil an der NW-Seite der Passes. Von der Passhöhe (380 m) reicht kalkiges Valanginien in Kuhnpas-Facies bis 500 m. Es geht nach oben über in die Schiefertone der Unterkreide mit den Toneisensteinkonkretionen. Die höheren Schichten sind von Basaltschutt verhüllt.

Die SW-Hänge des Cardiocerasbjærg sind stark von Schutt überdeckt. Es zeigt sich, dass dem untern Teil der Valanginien Serie wieder mehr Sand- und Konglomeratlagen eingelagert sind und dass die ganze Serie gegen E rasch an Mächtigkeit abnimmt.

So gelangen wir schliesslich an die Südecke des Cardiocerasbjærg, die wir bereits bei Besprechung der östlicheren Zone (S. 76), von Norden kommend, erreicht haben. Wir hatten dort das Val. als 20 m mächtigen hellroten Kalk mit Aucellen getroffen. Der Cardiocerasbjærg weist somit alle drei Faciestypen des Valanginien und deren Übergänge auf: Am Osthang findet von N nach S der Übergang von der mächtigen konglomeratischen Lindemansbugt-Facies zur geringmächtigen kalkigen Albrechtsbugt-Facies statt. An der NW-Flanke gegen den Kuhnpas geht die mächtige konglomeratische Lindemansbugt-Facies von N nach S in die mächtige kalkige Kuhnpas-Facies über, und an den Abhängen gegen den Young Sund nimmt diese gegen E an Mächtigkeit ab und leitet zur Albrechtsbugt-Facies über.

d. Palaeogeographie des Valanginien.

Wir haben folgende Ausbildungsarten des Valanginien unterschieden:

1. Die »Kuhnpas-Facies«, kalkig-tonige Serie, Sedimente tiefern Wassers, aufgeschlossene Mächtigkeit 300 m.

2. Die »Albrechtsbugt-Facies«, geringmächtig kalkig-sandige, gelb und rot gefärbte Sedimente seichten Wassers.

3. Die »Lindemansbugt-Facies«. Sande und Konglomerate wechselnder Mächtigkeit von 0 m bis mehreren 100 m (sichtbare Mächtigkeit mindestens 700 m). Die Konglomerate entsprechen Flussdeltas auf vielleicht zeitweise trockenem Grunde oder in seichtem Meer. Sie führen grosse Blöcke von Kristallin, deren Herkunft noch zu erörtern ist.

Die drei Facies sind durch Übergänge verbunden. Als eine vierte Facies könnte man Küstenbildungen, wie fossile Gehängeschuttbreccien und die durch Felsstürze entstandenen Blockformationen anführen.

Nach dem Auftreten der verschiedenen Facies und unter Berücksichtigung der S. 77 beschriebenen praecretacischen Bruchbildungen lässt sich die Verteilung von Land und Wasser zur Zeit des Valanginien im Wollaston Forland und auf der Kuhn-Ø einigermassen rekonstruieren (siehe nebenstehende Fig. 11).

Die Verwerfungen im Westen der Fligelys Fjord — Young Sund — Senke müssen eine Steilküste gebildet haben, von der Schutt und selbst grosse Blöcke abstürzten. Die Hochgebiete der Kuhn- und Kuppel-Schollen ragten als bedeutende Höhen über den Meeresspiegel. Auch sie besassen wahrscheinlich gegen E Steilküsten, welche primär durch die Verwerfungen bedingt waren.

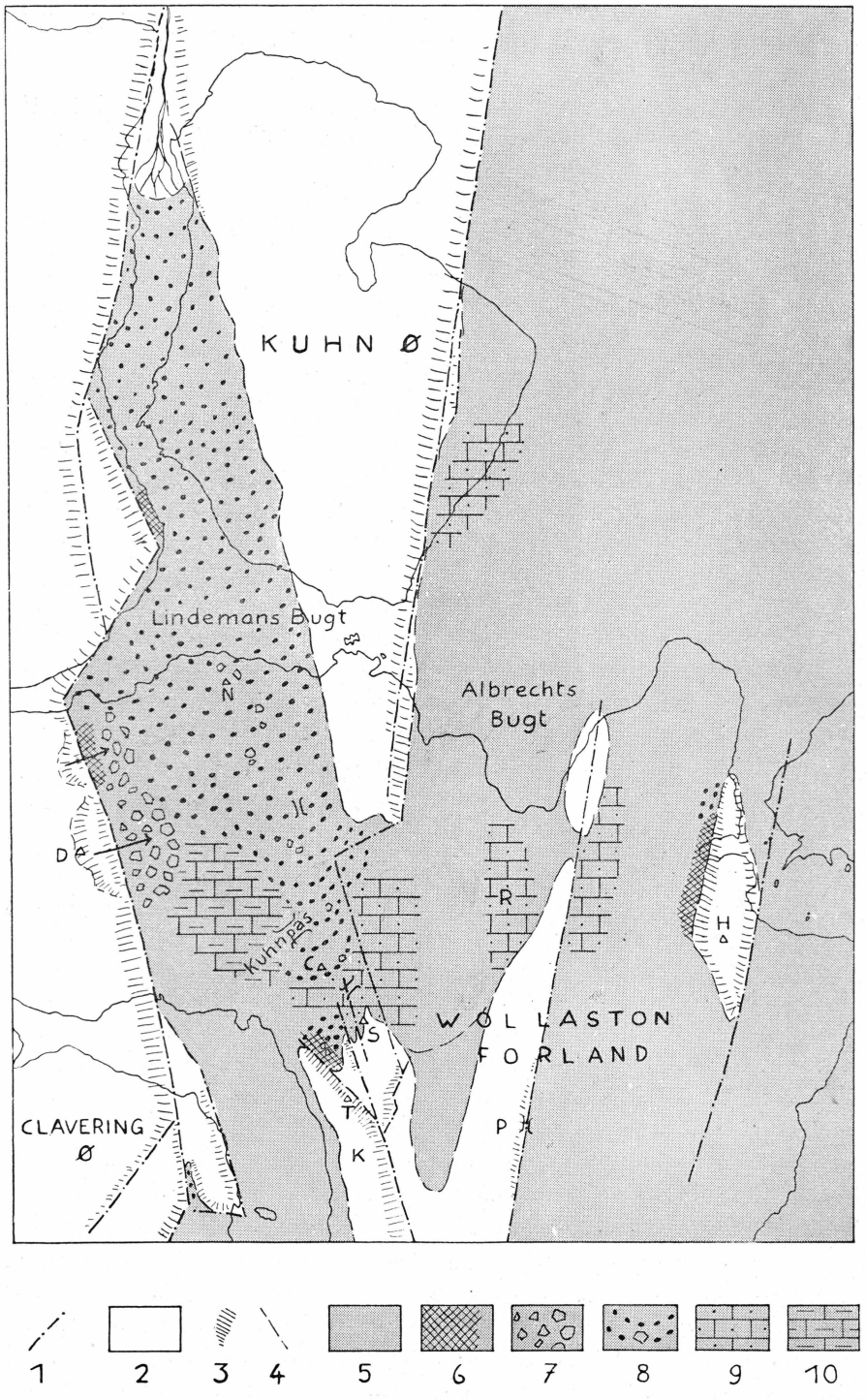
Die Fligelys Fjord—Young Sund—Senke war eine langgestreckte fjordartige Bucht. Von N her, aus der nördlichen Fortsetzung der Senke, muss in diese Bucht ein Fluss gemündet haben, der gewaltige Geröllmassen und Sande in die Bucht eingeschwemmt hat (Lindemansbugt-Facies). Durch Sedimentausfüllung müssen zeitweise grössere Teile der Bucht trocken gelegen haben, so dass

---

Fig. 11. Palaeogeographische Karte des Valanginien.
(Vergl. auch Tafel 6).

N = Niesen, D = Dombjærg, C = Cardiocerasbjærg, S = Stratumbjærg, T = Tektonbjærg, K = Kuppel, R = Rödryggen, P = Permpas, H = Hühnerbjærg.

1. Praecretacische Verwerfungen. 2. Vermutliche Ausdehnung der Landgebiete im Valanginien; höhere Bruchschollengebiete. 3. Böschungen und Steilküsten, meist durch Verwerfungen, z. T. auch durch Erosion entstanden. 4. Flachere Küsten. 5. Vermutliche Ausdehnung des Valanginien-Meeres. 6. Beobachtete Küstenbreccien. 7. Bergstürze von Steilküsten. 8. »Lindmansbugt-Facies«, Sande und Konglomerate mit vereinzelten grossen Blöcken, Deltabildungen von Flussmündungen. 9. »Albrechtsbugt-Facies«, Flachsee. Beobachtete Ausdehnung der kalkig-sandigen, fossilreichen Ausbildung. 10. »Kuhnpas-Facies«, tiefere Bucht. Beobachtete Ausdehnung der kalkig-tonigen Ausbildung.


KUHN Ø
Lindemans Bugt
Albrechts Bugt
N
D
Kuhnpas
C
R
H
WOLLASTON FORLAND
WS
T
K
P
CLAVERING Ø
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

einzelne Deltas weit nach S vorgeschoben werden konnten. (Einzelne Deltas reichen bis zum Cardiocerasbjærg, während andere nördlicher auskeilen).

Wir haben öfters das Vorkommen vereinzelter grosser Kristallinblöcke inmitten der Konglomerate in der Zone Sillerendal—Cardiocerasbjærg erwähnt. Die Herkunft und Transportart dieser Blöcke stellt ein besonderes, schwer zu lösendes Problem dar. In unmittelbarer Nähe lässt sich keine Steilküste rekonstruieren. Die Küste der Dombjærg-Verwerfung liegt von dieser Zone mindestens 12 km entfernt. Die von Sedimenten entblössten Teile der Kuhn- und Kuppelschollen liegen ebenso weit ab. Es ist nicht denkbar, dass abstürzende Blöcke auf dem seichten Meeresgrunde oder auch auf trockenem Schotterboden so weit gerollt oder geglitten sind. Auch die Flüsse, in deren Schotter die Blöcke eingelagert sind, hätten niemals vermocht, diese mitzuschleppen. Wir können deshalb nur vage Vermutungen anstellen über Transport durch Gletscher, die vom kristallinen Hochland des Westens (A. P. Olsens Land und Th. Thomsensland) oder von der Kuhn Ø in das Tal und die Bucht der Fligelys Fjord—Young Sund—Senke hinabflossen und ihr Moränenmaterial den Flusschottern beimengten.

Transport durch Drift auf Eisbergen oder Eisschollen scheint uns weniger wahrscheinlich, da dadurch auch Blöcke in andere Facies-Gebiete des Valanginien hätten gelangen müssen. Solche fehlen aber dort vollständig.

In der Gegend des heutigen Süd-Lindemansdalen — Kuhnpas, dem tiefsten Teil der Senke muss die Bucht grössere Tiefe besessen haben, in die die Flussgerölle nicht mehr gelangen konnten. Hier wurden mächtige Kalke und Tone abgelagert (Kuhnpas-Facies). Die Zone der Kuhnpas-Facies trennt die südlichsten Deltas von den Küstenbildungen an der Zackenberg-Verwerfung. Auch daraus ist zu ersehen, dass die Deltas nicht von Flüssen aus dem W, von der Dombjærg-Verwerfung her, eingeschwemmt wurden, sondern von N, aus einem Tal, das in der nördlichen Fortsetzung der Fligelys Fjord — Senke lag.

Wahrscheinlich setzte sich die tiefe Rinne durch den heutigen Young Sund nach S fort. Die betreffenden Sedimente fehlen jedoch infolge junger Ausräumung.

Östlich der Kuhn — Scholle muss sich ein weites Becken erstreckt haben, das gegen die heutige Storsletten eine flache Bucht aussandte. In dem Becken und der Bucht wurden geringmächtige kalkig-sandige Sedimente abgelagert (Albrechtsbugt-Facies). Zwischen der Kuhn — Scholle im N und der Kuppel-Scholle im S, in der Gegend der heutigen westlichen Schwarzen Hügelregion und der Canyon Dalene, bestand eine Verbindung der Storslettenbucht zur Bucht oder dem Fjord der Fligelys Fjord—Young Sund—Senke. In dieser Gegend findet

auch der Übergang von der konglomeratischen Lindemansbugt-Facies zur kalkigen Albrechtsbugt-Facies statt.

In Fig. 11 sind auch die mutmasslichen Verhältnisse im östlichen Wollaston Forland wiedergegeben, die erst später behandelt werden sollen.

e. Die Basalte des westlichen Wollaston Forlandes.

(Vergl. Tafel 5, Panoramen 2 und 3).

Die Basalte im innern Wollaston Forland treten in wenigen, gut abgegrenzten Arealen auf. Die Basalte gehören fast ausschliesslich Oberflächendecken an und bilden heute, als Relikte der einstigen, alles überflutenden Decke, Gipfelplateaux und kleinere Gipfelkappen. Flache Sills finden sich überhaupt keine und an Dykes konnten wir nur zwei schmale, auf kurze Distanz verfolgbare Gänge im Kristallin der Kuppel melden. Als geschlossene Decken sind die Basalte erhalten über der Fligelys Fjord — Young Sund—Senke. Dort bilden sie die weiten zusammenhängenden Plateaux mit den Gipfelpunkten P. 869 im N, P. 1056 = Palnatokesbjærg und P. 950 = Aucellabjærg. Der Cardiocerasbjærg besteht für sich aus einem bedeutend kleineren Plateau, und das kleine Plateau des Stratumbjærg ist eigentlich nur als Gipfelkappe zu bezeichnen. Im S besitzt der Stratumbjærg ausserdem ein von dieser Gipfelkappe getrenntes kleines Relikt. Diesen Basalten ist auch das dem Kristallin des Olsenlandes am Dombjærg aufliegende Plateau zuzurechnen.

Im Übrigen sind von den exponierten Schollenkanten der Kuhn Ø und Kuppel, jedenfalls von deren kristallinem und jurassischem Anteil, die Plateaubasalte gänzlich abgetragen.

Eine petrographische und vulkanologische Beschreibung der Basalte liegt nicht in unserm Aufgabenbereich. Wir untersuchten nur die Beziehungen der einzelnen Lager zueinander und zu ihrer Unterlage, um ein Bild eventueller tektonischer Vorgänge und Erosionswirkungen vor, während und nach den Basalteruptionen zu erhalten.

Im N bei P. 869 beginnend, stellten wir auf der Lindemansdalseite eine konstante Auflagerung der Basaltlager auf den Sedimenten bei 700 m fest. Diese Höhe wird auch über den Hängen am Young Sund eingehalten und ebenso noch am Kuhnpas. Aber schon an den genannten Hängen zum Young Sund treten auch einzelne Basaltrelikte in geringerer Höhe auf, anscheinend den Hängen aufliegend. Zum Teil dürfte es sich um abgesackte Partien der höhern Decke handeln. Auch an der Ostseite des grossen Palnatokesplateau gegen das Sillerendal und den Sauruspas hin bilden die Lager über 700 m Decken, die die Hauptmasse des Berges aufbauen. Hier sind nun aber auch noch tiefere Basaltlager vorhanden, die z. T. beträchtlich geneigt sind. So senkt sich ein Basaltlager von N gegen den Talboden eines westlichen Nebentals des Sillerendal und steigt

jenseits gegen S wieder in die Höhe. Das spricht dafür, dass dieses Tal schon vor der Eruption der Basalte vorhanden war, aber dann durch die ersten Lavaströme aufgefüllt worden ist. Die spätern Laven konnten sich dann über das ausgefüllte Tal und die Plateaux zu beiden Seiten flach ausbreiten.

Auch die Osthänge des Palnatokes- und Aucellabjærg scheinen schon vorbasaltisch angelegt gewesen zu sein. So fällt z. B. vom Palnatokesbjærg gegen den Sauruspas hin ein Lager ab, das westlich der Passhöhe einen markanten, schwarzen Basalthöcker bildet. Er lagert dem Valanginien bei ca. 500 m auf.

Ganz ausgesprochen sind dann solche Lagerungsverhältnisse am Cardiocerasbjærg; wir überblicken sie am besten vom Kuhnpas aus. Über der SSE—NNW gerichteten Längsachse oder dem Giebel des Cardiocerasbjærg liegen die obersten flachen Basaltlager bei 700 m auf flachliegenden U. K.-Schiefertonen. Vom Giebel fällt gegen E ein Lager ab, das reliktartig dem schmalen NE-Rücken des Berges aufliegt. Es reicht hinab bis auf 500 m, ruht hier auf Valanginien und liegt somit schief über den Kreideschichten. (Siehe Fig. 8). Ein ähnliches Lager senkt sich gegen SW, gegen den Young Sund hin; es erreicht an der Südspitze des Berges ebenfalls das hier kalkig ausgebildete Valanginien und bildet ein eigenartiges, dem Cardiocerasbjærg vorgelagertes, 486 m hohes Relikt.

Wir müssen annehmen, dass schon vorbasaltisch an Stelle des Cardiocerasbjærg ein Bergrücken lag, dessen Giebel sich in der Längsrichtung des heutigen Berges erstreckte. Die Westhänge des alten Rückens würden gegen ein praebasaltisch angelegtes Young Sund — Tal abfallen.

Am Südfuss des Cardiocerasbjærg und nordwestlich des Cardiocerasdal liegen einige absonderliche, haufenartige Basalthügel (in FREBOLD 1932a Tafel 1 & 2 dargestellt). An Ort und Stelle ist nichts anderes als in Blöcke zerfallener Basalt zu sehen, von dem nicht zu entscheiden ist, ob er ansteht oder gesackt ist, oder ob es sich um Moränenhügel handelt.

Von der am Stratumbjærg, SE Cardiocerasdal, bei 550 m aufliegenden kleinen Basaltkappe ist weiter nichts zu melden.

Das W der grossen Verwerfung liegende Gipfelplateau des Dombjærg haben wir nicht besucht; aber es fallen dort von weitem zwei verschiedene Basaltlager auf: ein unteres, das der gegen die Dombjærg-Verwerfung leicht geneigten Kristallinfläche angepasst ist, und ein oberes, flachgelagertes, das im E auf dem untern aufruht und gegen W dem Kristallin der höchsten Kuppe aufliegt (Tafel 4, Profil 5).

Versuchen wir nun zusammenfassend uns ein Bild über die Vorgänge zu machen: In vorbasaltischer Zeit muss eine ziemlich ebene Landfläche bestanden haben. Auf diese wurden durch Flüsse vom westlichen Kristallin (A. P. Olsens Land) her Sande und Gerölle

abgelagert, die heute die markante helle Sandschicht bilden, die wir unter der Basaltfläche in 700 m vom Lindemansdalen zum Kuhnpas verfolgen konnten. Wie früher (S. 86) bemerkt, kann diese Schicht tertiären Alters sein und dementsprechend wäre die Landfläche in der jüngern Kreide- oder frühen Tertiärzeit entstanden.

Infolge einer, vielleicht mit tektonischen Bewegungen verknüpften, Hebung konnte dann noch vor der Eruption der Basalte die Erosion einsetzen und das weiter oben beschriebene praebasaltische Relief schaffen. Die Tertiärschicht blieb nur auf den Plateaux zwischen den Tälern erhalten.

Nunmehr fand die gewaltige Basaltüberflutung statt. Ausbruchsstellen sind in dieser Gegend keine zu sehen; wir müssen annehmen, dass die dünnflüssigen Laven von E her geflutet kamen. Sie füllten wahrscheinlich mit grosser Schnelligkeit zuerst die Täler aus und breiteten sich dann als ausgedehnte Decken über das ganze Gebiet des äussern Küstenstreifens aus. Gegen W scheint längs der Dombjærg-Verwerfung ein Wall bestanden zu haben, an dem die tiefern Laven ihr Ufer fanden. Nur die höchsten fluteten noch über den Rand des kristallinen Hochlandes. Die beiden Lager am Dombjærg zeigen dieses Übergreifen auf die wellige Hochfläche, die heute noch weitgehend erhalten ist. Wir erwähnten schon bei Th. Thomsens Land, dass diese Hochfläche, je näher dem Inlandeise gelegen, desto besser erhalten ist und gegen die Aussenküste hin immer mehr zu einer Gipfelflur unterteilt wird. Wir haben damit einen Hinweis auf das Alter dieser Fläche. Sie muss gleichaltrig sein wie die Unterlage der Basalte im Sedimengebiet, also vom Ende der Kreide- bis zur frühen Tertiärzeit ausgebildet worden sein.

An eine tektonische Bewegung zwischen den Eruptionen der Basalte, wie sie H. G. Backlund (1932b) postuliert hat, können wir nicht glauben. Die scheinbare Diskordanz zwischen den tiefern, geneigten Lagen und den flachen Gipfelplateaux könnte zwar an eine solche denken lassen. Wir fanden indessen keinerlei Anzeichen tektonischer Störungen und namentlich auch zwischen den Basaltdecken keine Abtragungsprodukte, die auf vorangegangene Störungen hinweisen würden.

Auch für eine tektonische Bewegung nach der Basaltzeit liegt hier im innern Forland kein Anzeichen vor: Die Gipfelplateaux liegen vollständig flach und ungestört. In der Hinsicht besteht, wie unten zu zeigen sein wird, ein deutlicher Unterschied gegenüber dem äusern Forland.

Es mag zunächst wenig glaubhaft scheinen, dass in jüngster geologischer Zeit das praebasaltische Relief in grossen Teilgebieten wieder freigelegt wurde, besonders wenn wir uns vergegenwärtigen, dass gerade in den Tälern die harten Basalte in grösster Mächtigkeit lagen. Wir wissen aber, dass der Basalt in Säulen und Blöcke zerfällt und gerade

darum verhältnismässig leicht wieder weggeräumt werden kann, besonders durch die Gletscher. Die Basaltdecken blieben dort am besten erhalten, wo sie möglichst weit von den früher vorgezeichneten Tälern entfernt waren. Hier hingegen sind sie für die liegenden Sedimente ein wirksamer Schutz gegenüber der im Kleinen angreifenden Erosion der Niederschläge und sonstigen Witterungseinflüsse.

2. Das östliche Wollaston Forland.

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Gebieten wirkt sich im äussern (östlichen) Forland der Schollenbau in der Morphologie viel weniger deutlich aus; auf den tief abgesenkten Schollen sind sowohl das Mesozoikum als auch die Basaltdecke in viel grösserer Mächtigkeit erhalten und verhüllen z. T. die alte Struktur. Nur an zwei Stellen sticht der kristalline Untergrund an die Oberfläche: einerseits im Zentrum des äussern Forlandes, am Permpasset, anderseits im E, an der Falskebugt; Hier bildet es den Hühnerbjærg und Falkebjærg, die einer stark denudierten kristallinen Schollenkante entsprechen (»Hühnerbjærg-Scholle«).

Östlich davor liegen, durch Verwerfung getrennt, das Plateau von Kap Wynn und die Pendulum Øer (Sabine Ø und Lille Pendulum).

Grosse durchgehende Täler lassen eine gewisse **geographische Unterteilung** zu. Wie schon früher hervorgehoben, bildet die grosse Depression der »Storsletten« die Trennung des östlichen vom westlichen Forland. In die Storsletten münden von S mehrere Täler. Das westlichste derselben folgt der tektonischen Grenze an der Ostseite der Kuppelscholle; es entspringt am Sattel zwischen Kuppel und P. 703; von diesem Sattel gelangt man südwärts ins Grænsedalen. Das nächst östliche Tal folgt einer scheinbaren »Synklinale« in Basalt zwischen P. 703 und der Kette der »Løgtoppene«. Ein drittes Tal mündet weiter nordwärts von E her in die Storsletten, es ist bei weitem das grösste. Wir nennen dieses Tal »Pasdalen«, denn seine beiden Quellflüsse führen zu wichtigen Pässen. Folgen wir dem Tal flussaufwärts, so zeigt es bald östlich der Schotterebene der Storsletten eine Gabelung in zwei Quellflüsse. Der nördliche Zufluss kommt von einem Pass, über den wir in das lange und gerade »Dronning Augustadalen« gelangen, das in die »Flakkebugt« (Flache Bay, KOLDEWAY 1874) mündet. Dieser Pass, ungefähr im Zentrum des äussern Forlandes gelegen, bildet eine Art Knotenpunkt der Wege nach allen Landesteilen, wir nannten ihn deshalb »Centrumspasset«. Steigt man dem südlichen Zufluss des Pasdalen entlang aufwärts, so erreicht man einen Pass, den wir wegen eines isolierten Permvorkommens »Permpasset« nannten.

Östlich Permpas liegt zwischen Naalene (»Die Nadeln« P. 1142) und Saddelbjærg (P. 1147) ein Gletscher, der sich bei der Passhöhe in zwei Zungen teilt. Der nördlichen Zunge entspringt der Bach, welcher dem Pasdalen zufliesst, der südlichen ein Fluss, der durch das nach S führende »Blæsedalen« der Karte (Grönland 1:250 000) abläuft. (Unter den Fangleuten wird dieses Tal meist »Løgdalen« genannt und die Kette von Basaltgipfeln westlich des Tales die »Løgtoppene«). Der nördlichste dieser Gipfel, P. 992, wurde neu mit »Hammeren« bezeichnet. Für die ganze Bergkette wollen wir den Namen »Løgtoppene« verwenden.

Im N des Wollaston Forlandes wird durch eine breite Depression die Halbinsel mit dem Kap Berlin abgetrennt. Die Depression, die als Ebene von der Albrechts Bugt zur Falskebugt (Falsche Bay, Koldeway 1874) führt, ist aus einem ehemaligen WE-gerichteten Erosionstal hervorgegangen. Eindrucksvoll ist die östliche Fortsetzung der Depression in der scharfen, von der Falske Bugt eingenommenen Bresche, welche Hühnerbjærg und Falkebjærg trennt. Die Depression dürfte früher eine Meeresstrasse gebildet haben und wurde erst in jüngster geologischer Zeit durch Alluvionen ausgefüllt. Diese bilden eine Ebene, in der eine Wasserscheide kaum wahrnehmbar ist. Zur Zeit der Schneeschmelze und im Hochsommer bildet sie ein ausgedehntes Sumpfgebiet; wir nannten sie daher »Sumpdalen«.

Die nördlich der Depression liegende Halbinsel mit Kap Berlin gleicht in Aufbau und Aussehen ganz den Pendulum Øern; sie wurde in neuester Zeit mit dem Namen »Brorsons Halvø« belegt.

Bei der geologischen Beschreibung wollen wir uns weder streng an eine geologische, noch an die geographische Einteilung halten. Wir folgen dem geologisch günstigsten Profil von W nach E, halten Ausblick nach N und S und ergänzen unsere Beobachtungen durch Seitenexkursionen. Die Profillinie, von der wir ausgehen, erstreckt sich von der Storsletten über Murbjærg und Hühnerbjærg zum Kap Wynn. Sie liegt auf dem Landabschnitt zwischen Sumpdalen im Norden und Centrumspas—Dronning Augustadalen im Süden (Tafel 3, Profil E und Tafel 6, Profil X).

Im ganzen äussern Forland herrschen dunkle bis schwarze, tonige Jura- und Kreide-Sedimente vor. Sie werden bedeckt von der ebenfalls meist schwarzen Basaltdecke. Die Landschaft macht darum einen monotonen, fast bedrückenden Eindruck. Nur dort, wo in den mächtigen Basalten wie an den »Naalene« (»Die Nadeln«) oder am »Hammeren« bizarre Verwitterungsformen entstehen, oder wo der kristalline Untergrund hervortritt, zeigt das Gelände lebhaftere, farbigere Töne.

Die „schwarze Hügelregion" östlich Storsletten.

(Gegend zwischen Albrechts Bugt und Pasdalen).

Östlich der Storsletten bilden die von Basalten abgedeckten Sedimente eine durchfurchte Hügellandschaft, ähnlich der »Schwarzen Hügelregion« westlich Storsletten (Vergl. S. 55). Wir sprechen daher hier von der »Östlichen Schwarzen Hügelregion«. Sie erstreckt sich in NS-Richtung von der Albrechts Bugt bis zum Pasdalen und besitzt gegen die Storsletten hin eine auffallend gerade verlaufende Westgrenze. In der Alluvialebene der Storsletten selbst tritt das Anstehende nur vereinzelt in kleinen Hügeln zu Tage. Gegen E dehnen sich die Schwarzen Hügel bis in die Mitte des Sumpdalen aus.

Zum grössten Teil besteht diese Region aus der »Schwarzen Serie« des Jura (Séquanien-Kimmeridgien), die hier die weiteste Ausdehnung in unserm Untersuchungsgebiet besitzt. Amoeboceraten, Aucellen und fossile Holzreste sind an gewissen Stellen häufig. Auffällig sind die vielen, den schwarzen Schiefertonen eingelagerten, gelb anwitternden kalkigen und sandigen Bänke. Sandige Bänke erscheinen hier häufiger als im westlichen Forland. Sie deuten darauf hin, dass eine Küste in nicht allzu grosser Ferne gelegen haben musste.

Das Schichtfallen ist im allgemeinen gegen W bis WSW gerichtet. Wir besitzen Messungen aus dem südlichen Abschnitt:

Am Tälchen, das westlich P. 771 in die Storsletten mündet

bei 70 m N 0° 15° W

In 230 m am Berghang nördlich des Pasdalen:

N 10 E 19 W.

An der Südseite des Pasdalen, am N-Fuss des Hammeren:

N 25 W 4 WSW
N 35 W 16 WSW

Höher bei der Biegung des Tales zum Permpas:

N 30 W 16 WSW
N 10 W 16 WSW
N 16 W 16 WSW

Der westlichste Zug der Schwarzen Hügel, längs dem nördlichen Teil der Storsletten, unterscheidet sich in der grauschwarzen Landschaft dadurch, dass die obern Partien leuchtend gelb und rot gefärbt sind. Wir nannten diesen Hügelzug »Rødryggen«.

Steigen wir von der Albrechts Bugt südwärts auf den Rødryggen, so treffen wir erst nach mehreren km bei einer Höhe von 110 m auf die die schwarzen Schiefertone bedeckenden bunt gefärbten Schichten. Sie beginnen mit 20 m mächtigen, gelben Kalksandsteinen, die viele Belemniten, *Aucella piriformis* Lah. und einige Ammoniten (*Polyptychites* sp.) enthalten. Darüber liegen 10 m mächtige Sandsteine. Es handelt sich also um das Mittlere Valanginien in einer ähnlichen Ausbildung wie wir es an der Ostküste der Kuhn Ø und in der »Schwarzen Hügelregion« westlich Storsletten angetroffen haben. Hier in der Umgebung der Albrechts Bugt ist die kalkig-sandige Ausbildung besonders typisch und fossilreich. Wir sprachen daher schon früher von der »Albrechtsbugt-Facies« des Valanginien.

Das bunt gefärbte Val. fällt ähnlich dem Jura gegen W, nur etwas schwächer. Es bildet weite Flächen, die auf grosse Distanz auffallen. Aus diesem Grunde muss L. Koch vom Flugzeug aus hier die »Rote Serie« des Perm vermutet haben. (1935, S. 73).

Auf dem roten Valanginien-Sandstein liegen ohne scharfe Grenze schwarze Schiefertone mit blaurot angelaufenen Toneisensteinkonkretionen und zahlreichen kleinen Belemniten. Ca. 10 m über dem Sandstein hören die Belemniten auf und es folgen die Schiefertone der Unterkreide mit den bekannten Merkmalen wie Tutenmergel und roten Konkretionen, aber ohne Fossilien. Hier ist also der Übergang von sicherem Mittl. Valanginien in die fossilleere Schiefertonserie der jüngern Unterkreide besonders deutlich. Von dieser Serie sind aber am Rødryggen nur wenige Meter mächtige, kappenartige Relikte erhalten.

Über das Alter der fossilleeren Serie sei hier beiläufig folgendes bemerkt: In benachbarten Profilen, zwischen Sumpdalen und Dronning Augustadalen, erreicht die über dem Valanginien liegende Schichtfolge eine Mächtigkeit von ca. 450 m und führt in den höhern Partien Fossilien des Aptien. Da zwischen sicherem Mittlerem Valanginien und sicherem Aptien kein Unterbruch der Sedimentation zu konstatieren ist, müssen wir annehmen, dass die fossilleeren Zwischenschichten möglicherweise dem Hauterivien und Barrémien entsprechen.

Das dem Jura aufliegende Valanginien des Rødryggen zerfällt in ein nördliches und südliches Teilgebiet. Das nördliche, an welchem wir das stratigraphische Profil verfolgten, erstreckt sich auf ca. 5 km Länge. Das südliche bildet die Kappe eines Hügels, der von einem, über viele km verfolgbaren Basaltdyke durchschnitten wird. Dieser Hügel bietet nun insofern besonderes Interesse, als sich hier das Aussetzen der Valanginienschichten und das direkte Übergreifen der U.K.-Schiefertone auf den Jura einwandfrei feststellen lässt (vergl. Tafel 4, Profil 6): An der West- und Nordseite der Kappe ist das Val. noch in derselben Mächtigkeit und durch dieselben Schichten vertreten wie am

nördlichen Profile des Rødryggen. An der Nordseite nahm ich hier folgendes Profil auf:

Bis 240 m »Schwarze Serie« des Jura
240—250 m gelbe Sande
250—255 m heller Sandkalk, fossilreich
255—260 m dunkle Schiefertone, seitlich hervorgehend aus den roten Sanden
260—275 m helle Sande und Kalke ohne Fossilien, darüber dunkle Schiefertone mit blauroten Toneisensteinkonkretionen und Belemniten; nach oben findet Übergang in die fossillosen Schiefertone der U.K. statt.

Diese Schiefertone bilden auf dem Hügel ein Plateau, das bis 300 m Höhe hinaufreicht.

Verfolgt man auf der Ostseite des Hügels die Jura-Valanginiengrenze von N nach S, so lassen die zwar nicht lückenlosen Aufschlüsse trotzdem ein allmähliges Aussetzen der untern fossilführenden Schichten des kalkig-sandigen Valanginien erkennen. Nahe dem Basaltdyke ist nur noch ihr oberer Teil vorhanden, direkt auf Jura transgredierend. Es sind dies — zwischen Höhe 240 und 260 m — die obern, fossilleeren Sandkalke. Auf der Nordseite liegen die gleichen Schichten zwischen 260 und 275 m; beiderorts sind sie überlagert von den Schiefertonen mit Toneisensteinen. Schliesslich ruhen am Südende des Hügels die Unterkreide-Schiefertone bei 240 m direkt auf Jura.

Verfolgen wir nun die Transgression der Kreide weiter nach S, so zeigt sich an dem durch ein Tal vom Rødryggen getrennten Bergabhang westlich P. 771 das Übergreifen der U.K. auf den Jura nochmals sehr eindrucksvoll auf Höhe 210 m. Den Schiefertonen des Jura sind hier, wie wir schon ausführten, zahlreiche gelbe Kalksandbänke eingelagert. Hier sehen wir, wie die Schiefertone der Kreide dem Schichtkopf einer solchen Bank »angelagert« sind. Die Diskordanz könnte kaum schöner aufgeschlossen sein. Der Schichtkopf hat also schon vor Ablagerung der Kreide in ähnlicher Form existiert. Im Ganzen gewinnen wir das Bild des Übergreifens immer jüngerer Kreideschichten auf eine unebene und geneigte Fläche, oder m. a. W. der Eindeckung eines alten beträchtlichen Reliefs durch junge Sedimente. Zur Zeit des seichten Valanginienmeeres muss in dieser Gegend eine Küste aus Jurasedimenten bestanden haben. Durch Senkung während der jüngern U.K.-Zeit wurde das Relief immer mehr begraben.

Bei der Behandlung des westlichen Wollaston Forland konnten wir schon an der Nordflanke des Stratumbjærg (S. 81) ein ähnliches Ausspitzen des Valanginien feststellen. (Vergl. Fig. 11). Der Verlauf der Küste zwischen diesen beiden Punkten ist nicht feststellbar; es ist

anzunehmen, dass sich vom Becken der Storsletten gegen S eine Bucht oder Meeresstrasse in die Bruchsenke östlich der Kuppel-Scholle erstreckte, wie dies auf Fig. 11 als gestrichelte Linie angegeben worden ist.

Wir verfolgen nun die Kreide-Auflagerung weiter nach S. An den Hängen westlich des Basaltgipfels P. 795 ist die Auflagerung nicht sicher fassbar, da sich die Schiefertone des Séquanien-Kimmeridgien und der Unterkreide sehr ähnlich sehen und beide nicht immer fossilführend sind. Unterscheidungsmerkmale sind immerhin die gelben Kalksandbänke des Jura und die roten Konkretionen der Kreide. An diesen Hängen überdeckt aber oft der Kreideschutt mit den Konkretionen den Jura, was die Kartierung erschwert. Glücklicherweise fehlen aber Amoeboceraten nicht ganz, sodass die Grenze in ungefähr 200 m Höhe vom Rødryggen den Hängen nach bis zum Pasdalen gezogen werden kann.

An der Südseite des Pasdalen liegen ähnliche Verhältnisse vor. Hier gelangte W. Maync an demselben Tag, an dem ich die Exkursion in die Gegend des südlichen Rødryggens unternahm, unabhängig von mir zu derselben Auffassung, dass nämlich die Kreide auf ein Relief übergreife. Er beobachtete bei der Biegungsstelle des Pasdalen gegen den Permpas, am NE-Fuss des Hammeren, dieselbe »Anlagerung« der Kreideschiefertone an die Schichtköpfe des Jura.

Bei der Besteigung des Hammeren fand W. Maync auch hier erst bei 550 m, d. h. im obern Teil der U.K., schon nahe der Basaltdecke, Fossilien, nämlich Inoceramen und Ammoniten des Aptien.

Eine weitere wichtige Beobachtung ist nun die, dass die Schichten der Kreide allgemein schwächer gegen W geneigt sind als die des Jura. Das weist darauf hin, dass die Kreide auf bereits leicht gekippten Jura transgredierte und dann später selbst eine weitere Kippung erfuhr. Durch Messungen ist dies schlecht nachzuweisen, da besonders die Kreideschiefertone meist keine guten Schichtflächen bieten. Immerhin lässt sich anführen, dass am Fuss des Hammeren im Jura ca. N 10°W / 16°W gemessen wurde, in der Kreide hingegen N 20°W / 10°WSW.

Der Permpas.

(Vergl. Profiltafeln 3 u. 4).

Permpas und Blæsedalen sind eine in die viele 100 m mächtige Basaltdecke tief eingeschnittene Furche. Zu unserer grössten Überraschung fand sich nahe der Passhöhe ein eng begrenztes Vorkommen von Kristallin und Perm.

Die eigentliche Passlücke liegt zwischen der halbkreisförmigen Wallmoräne des von Osten kommenden Gletschers und dem polierten Gneishügel im W. Gegen S, gegen das Blæsedalen hin, verschwindet der Gneis sehr rasch unter Schutt, aber gegen N bildet er grössere Flächen.

Auf der Höhe des Hügels, bei 410 m, wird der Gneis vom Perm überdeckt. Dieses beginnt mit einem 10 m mächtigen Kalkdolomit. Die untersten 2 m sind auch hier, wie am Young Sund, plattig; im übrigen ist der Dolomit brecciös knollig ausgebildet. Darüber liegen einige Bänke von Productuskalk, die Schichtmessungen zuliessen:

N 15°E / 16°WNW
N 15°E / 26°WNW.

Höher gegen W zu folgt ein kleiner Sattel in feinkörnigen Sanden, die von einem Konglomerat mit Quarzitgeröllen überlagert werden. Dieser sandigen Serie widmete MAYNC seine besondere Aufmerksamkeit, als vermutlichem Aequivalent von FREBOLD's »Roter Serie« am Young Sund. Er fand auch in diesen feinen Sanden noch Productiden und Spiriferiden und sogar eine dem Sande eingelagerte Bank von Productuskalk. Das darüber liegende Konglomerat erwies sich als fossilleer und es ist unsicher, ob es nicht bereits der Eotrias angehört.

Mit diesem Konglomerat endet der Aufschluss; höher am Hang liegt Basaltschutt, aber nur wenig nördlicher zeigt sich ein anderer Aufschluss derselben feinen Sande, die hier direkt von den U.K.-Schiefertonen überlagert werden. Eine Messung in den Sanden ergab

N 10°W / 16°W.

Wir hatten bisher das Übergreifen der Kreide auf eine denudierte Fläche, aus Jura bestehend, kennen gelernt. Im westlichen Wollaston Forland setzte sie sich zusammen aus den geneigten Schichten der Gelben Serie und der Schwarzen Serie. Am Rødryggen und südlich bis zum Hammeren lag die Kreide ebenfalls auf geneigter Sch. Serie. Hier am Permpas greift sie nun unvermittelt auf Perm. Wir müssen annehmen, dass schon vor der Ablagerung der Kreide dieser, mit Perm bedeckte Kristallinhügel die umgebende, aus jurassischen Sedimenten bestehende Landschaft überragt hat; der Hügel liegt vermutlich an der Kante einer Bruchscholle, die gegen E von einer hier nicht fassbaren Verwerfung begrenzt sein muss. Wir werden später weiter im N eine Störung kennen lernen, die wohl der Verwerfung dieser »Permpas-Scholle«, wie wir sie nennen wollen, entspricht. Das Auskeilen des Valanginien am Rødryggen deutet ebenfalls auf einen praecretacischen Rücken, der durch die Permpas-Scholle bedingt sein muss.

Auffällig ist, dass wir im östlichen Wollaston Forland nirgends das Transgredieren der Kreide über Gelbe Juraserie feststellen konnten, dass letztere überhaupt im ganzen östlichen Wollaston Forland nicht auftritt. Wie später (s. 132) zu zeigen sein wird, finden sich auf Clavering Ø Anzeichen einer praejurassischen Bruchbildung. Wir gelangen daher zur Ansicht, dass die Gelbe Serie auf einer geneigten Unterlage



Juni 1937.

Fig. 12. Der Permpas von Norden. Auf der Passhöhe ein Moränenkamm (M). Rechts, westlich davon Hügel aus kaledonischem Kristallin (K), überlagert durch eine Bank von Permdolomit und Productuskalk (P). Die höhere Bank besteht aus Konglomeraten unbekannten Alters (X). Darüber Jüngere Unterkreide (Kr) und Basalt (B). Deutliches Einfallen der Sedimente gegen Westen. (Vergl. W. Maync 1942, Tafel 4).

gegen E auskeilt, dass sie also im östlichen Wollaston Forland zum grössten Teil primär fehlt, d. h. nicht abgelagert wurde (Vergl. Tafel 4 Profil 9 und Tafel 6 Schema der tektonischen Entwicklung).

Die sandige, stellenweise sogar leicht konglomeratische Ausbildung der G. S. im westlichen Forland setzt ohnehin nicht allzu grosse Küstenferne voraus. Die G. S. (Callovien-Argovien) wurde vermutlich in den flachen Becken der Fligelys Fjord — Young Sund — Senke und der Storsletten-Senke abgelagert. Das Hochgebiet der Permpas-Scholle überragte dieses Becken. Bei der fortschreitenden Senkung während des Séquanien-Kimmeridgien transgredierte dann das Meer auch über die im Callovien bis Argovien nicht eingedeckten Gebiete. Die dabei abgelagerte Schwarze Serie zeigt mit ihren Schiefertonen grössere Küstenferne an. Im östlichen Wollaston Forland sind ihr aber häufiger Sandbänke eingelagert als im westlichen Forland, was darauf hinweist, dass in nicht allzu grosser Ferne immer noch Landgebiete existierten. Diese Möglichkeiten sind im Schema der tektonischen Entwicklung, Tafel 6 angedeutet.

In dem vom Permpas nach S zur Herschellküste abfliessenden »Blæsedalen« konnten wir keinerlei Sedimentaufschlüsse entdecken.

Die Basis der mächtigen Deckenbasalte senkt sich nach S allmählig und erreicht bei der Talmündung das Niveau der Küste. Eventuell unter der Basaltbasis, an den Hängen des tiefeingeschnittenen Tales vorhandene Sedimente sind von mächtigem Basaltschutt verdeckt. Das Verhalten der Deckenbasalte soll später (S. 121) näher betrachtet werden.

Die Gegend südlich Sumpdalen.

Wir kehren nun nach N zum Rødryggen zurück, um unserm W—E-Profil weiter nachzugehen. Die »Schwarze Hügelregion« erstreckt sich ostwärts bis etwa in die Mitte des Sumpdalen. Sie wird durchfurcht von labyrinthartig sich verzweigenden Tälchen und Rinnen. Als wir uns dort aufhielten, war die Schneeschmelze in vollem Gange. Die Bäche glichen schwarzen Brühen und das Wasser hatte einen Geruch nach Schwefel, was auf den Pyritgehalt der Schwarzen Serie zurückzuführen ist. Die Fliesserdebildung war hier an den Schiefertonhängen besonders stark und erschwerte das Vorwärtskommen.

Die Schwarze Serie des Jura mit *Amoeboceras* hat hier eine weite Ausdehnung. Am ca. 200 m hohen Rücken östlich des Rødryggen fallen gelbe Gesteinsbänke auf, die man für Valanginien halten könnte. Sie erwiesen sich aber als die den Juraschiefern eingelagerten gelbverwitterten Kalksandbänke. Das Schichtfallen ist regelmässig nach W gerichtet. Am Rücken bei ca. 200 m: N 6°E / 16°W.

Im östlichen Gebiet der Schwarzen Hügel sitzen dem Jura an zwei ca. 200 m hohen Erhebungen wenig mächtige Kappen von Valanginien in der Albrechts Bugt-Facies auf, gelbe Kalksande mit Aucellen und Belemniten und leuchtend rote Sande. Der langgestreckte östliche Hügel besitzt noch eine Kappe der untersten Schichten der fossilleeren Schiefertonserie der jüngern Unterkreide.

An einem ca. 4 km südlicher liegenden Berg ohne Quote (ca. 660 m hoch) zwischen den Basaltplateaux P. 761 und P. 853 = Murbjærg, in der Kette zwischen Sumpdalen und Dronning Augustadalen, ist die höhere Schichtserie sehr gut aufgeschlossen. Dem Berg fehlt der Gipfelbasalt, es fehlt ihm darum auch der alles verdeckende Basaltschutt. Trotzdem reicht er, der Höhe nach zu urteilen, bis an die ehemalige Basaltunterfläche und bietet deshalb eines der vollständigsten Profile. Er besitzt eine Gipfelkappe von Sedimenten, die bei Mitternachtssonne von N gesehen, goldgelb leuchten. Wir gaben ihm daher den Namen »Gyldenspids«.

Im Aufstieg sind von 200 m an die zunächst fossilleeren U.K.-Schiefertone mit den roten Toneisensteinkonkretionen aufgeschlossen. Höher erscheinen zahlreiche Inoceramen und Cyrenen, die auf Aptien deuten. Im obersten Teil liess sich eine Anzahl Schichtmessungen ausführen:

Bei 500 m	N 35°W / 20°WSW
550 m	N 35°W / 20°WSW
620 m	N 35°W / 24°WSW
650 m	N 15°W / 26°WSW

Bisher haben wir kein so starkes Einfallen der Kreideschichten angetroffen. Im innern Forland hatten wir längs der Canyonverwerfung 4° gegen WSW gemessen. In der Gegend zwischen Lindemansdalen und Kuhnpas lag die Kreide, wie auch die Basaltdecke, vollständig flach. Im äussern Forland zeigt die Kreide beträchtliche und die Basaltdecke schwache Verbiegungen. Dies spricht für eine Verstärkung der postcretacischen, wie der postbasaltischen Tektonik gegen E, gegen die Aussenküste hin.

Der 660 m hohe Gipfel des Gyldenspids besteht aus 10 m weissgelbem, lockerem Sandstein, beginnend mit einer Breccie von aufgearbeiteten Schiefertonen der Unterlage und Quarzitgeröllen. Der Sandstein enthält viele gut erhaltene Pflanzenreste, wie Nadelhölzer, Laubblätter und Bärlappgewächse. Vermutlich handelt es sich hier um ein Vorkommen tertiärer Sedimente, entsprechend denen von Sabine Ø, die heute als Paleozän-Eozän gelten (Mathiesen 1932). Leider ist die von Maync zusammengebrachte und am Sumpdalen deponierte Sammlung im folgenden Winter verloren gegangen (vergl. Maync 1940).

Tektonische Störungen sind in der Region der Schwarzen Hügel und am Sumpdalen nicht direkt wahrnehmbar, aber es ergeben sich solche konstruktiv aus den Lagerungsverhältnissen. Die beiden zuletzt genannten Valanginien — Vorkommen auf den Schwarzen Hügeln südlich Sumpdalen passen nämlich in ihrer Höhenlage nicht zu denjenigen am Rødryggen, sie erscheinen diesen gegenüber abgesenkt. Im Zwischengebiet ist aber in den W-fallenden Juratonen kein Bruch fassbar.

Ferner reicht der Jura an der Südseite des Sumpdalen gegen E nicht über die Talmitte; weiter östlich treten vielmehr die Kreideschichten bis an die Ebene herab. Sie müssen deshalb gegenüber dem Jura der westlichen Talhälfte abgesenkt sein. Wir vermuten darum eine Störungszone mit mehreren Staffelbrüchen, welche in Beziehung stehen dürften zu der Störung, die am Permpas den kristallinen Sockel zu Tage treten lässt. Es ist sehr wohl denkbar, dass eine Verwerfung, die sich im kristallinen Untergrund als deutliche Stufe auswirkt, in einer darüberliegenden mächtigen Serie von plastischen Schiefertonen schlecht sichtbar ist. Nördlich Sumpdalen, an der SW-Ecke der Brorsons Halvö, zeigt sich in der Kreide-Juraserie eine deutlich erkennbare Flexur, die wohl der selben Störungszone der »Permpas-Verwerfung« angehört. Wir wollen deshalb diese Verhältnisse näher verfolgen.

Brorsons Halvø (Kap Berlin).

Von der Albrechts Bugt gegen das SW-Plateau der Halbinsel ansteigend zeigt sich folgendes Profil:

Bis 200 m schwarze Schiefertone des Jura mit eingelagerten kalkig-sandigen, gelb verwitterten Bänken. Die Tone enthalten viel fossiles Holz, Amoeboceraten und Aucellen. Bei 200 m Höhe bilden diese Schichten der Schwarzen Serie eine Terrasse.

Darüber folgen U.K. Schiefertone mit roten Kalklagen, Konkretionen und Tutenmergeln. Auch sie führen Holz.

Über 400 m beginnt ein weissgelber, grober Sandstein.

Darüber liegt der Basalt, der ein ca. 500 m hohes Plateau bildet.

Ein ganz ähnliches Profil ergab sich nördlich des Plateaus an einem Rücken, der durch einen Basaltdyke gekennzeichnet ist:

Bis ca. 200m Juraschiefertone mit *Amoeboceras.*

Darüber Kreideschiefertone mit roten Konkretionen, harten roten Bänken und Tutenmergeln.

Schon bei 270 m liegt hier der helle, grobe Sandstein, dem gegen oben einige Tonlager eingeschaltet sind. Er enthält viel Quarz und Glauconit.

Aufschlussreich sind nun die in den beiden Profilen ausgeführten Schichtmessungen. Da eine ganze Anzahl Messungen übereinstimmen, sind sie als recht zuverlässig anzusehen.

Am südlichen Profil:

Im Jura bei 150 m	N 15° W	/ 11° ENE
	N 40° W	/ 16° ENE
	N 20° W	/ 15° ENE
bei 190 m	N 40° W	/ 20° ENE
In der Kreide bei 200 m	N 10° E	/ 25° ESE
etwas höher	N 10° E	/ 25° ESE
	N 10° E	/ 21° ESE

Am nördlichen Profil:

Jura	N 15° W	/ 6° ENE
	N 15° W	/ 14° ENE
Kreide	N 10° E	/ 4° E

Die Messungen sind sowohl für die Tektonik wie für die Stratigraphie von Wichtigkeit. Sie zeigen uns zunächst ein allgemeines Einfallen gegen Osten, das im Gegensatz steht zu dem normalerweise herr-

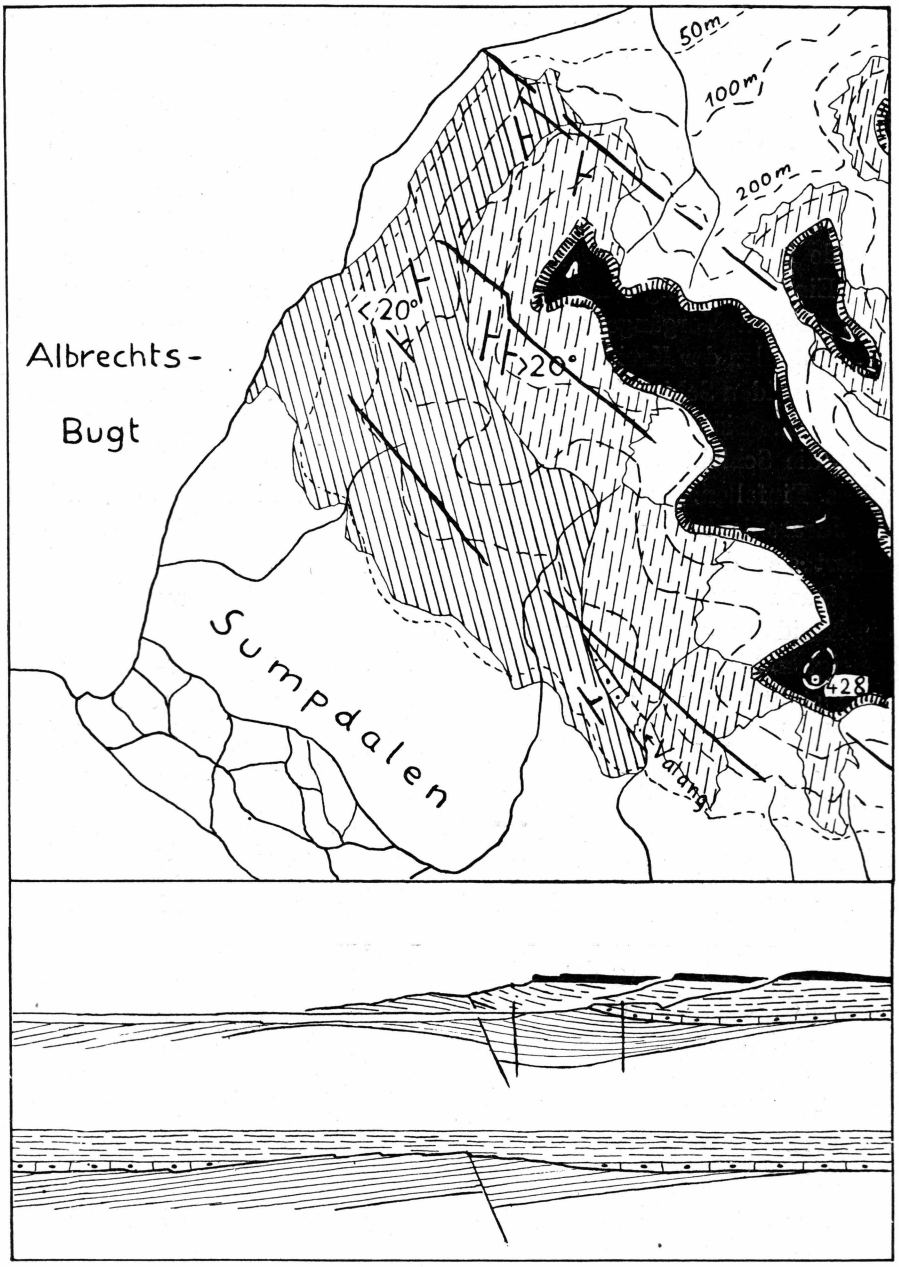


Fig. 13. Geologische Kartenskizze des SW-Teils der Brorsons Halvö. Schraffiert = Jura (Schwarze Serie). Schraffur in der Hauptstreichrichtung; Fallen weniger als 20°. Mit Querstrichen und punktiert = Valanginien. Gestrichelt = Jüngere Unterkreide. Striche in der Hauptstreichrichtung; Fallen mehr als 20°. Schwarze Fläche = Basaltsill. Schwarze Linien = Basaltdykes. Oberes Profil: Heutige Verhältnisse; praecretacischer Bruch und postcretacische Flexur. Unteres Profil: Rekonstruktion der Lagerungsverhältnisse nach Ablagerung der Kreide über ein praecretacisches Relief mit praecretacischem Bruch.

schenden Westfallen. Dazu kommt ein ausgesprochener Unterschied der Schichtorientierung von Jura und Kreide zum Ausdruck. Die Mehrzahl der Messungen im Jura ergab ein Streichen N 15° W, und sämtliche Streichrichtungen in der Kreide N 10° E. Die Fallwinkel fielen etwas ungleich aus, aber im allgemeinen sind die Schichten des Jura weniger als 20°, die der Kreide mehr als 20° geneigt. Dieser Befund mag zunächst auffallend erscheinen, da wir gewohnt sind, dass die Kreide in flacher Lagerung über geneigten Jura transgrediert.

Eine Erklärung erhalten wir, wenn wir versuchen, den Verlauf der tektonischen Vorgänge rückwärts zu rekonstruieren (vergl. Fig. 13). Das Einfallen der Kreide muss eine jüngere Verstellung anzeigen. Drehen wir die beiden Schichtkomplexe an einer Axe parallel zur Streichrichtung der Kreide bis die Kreide in horizontale Lage kommt, so werden dabei auch die Schichten des Jura gedreht und zeigen schliesslich ein westliches Einfallen. Da die Streichrichtungen verschieden waren, werden die Juraschichten nicht um ihre Axe gedreht, ihre Streichrichtung verändert sich darum von NNW zu NNE.

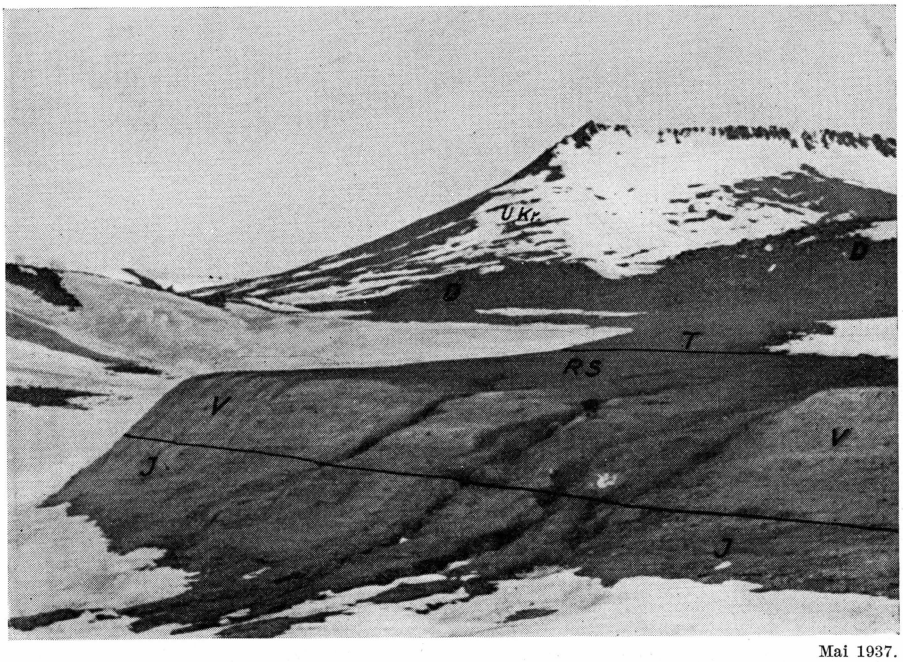
Das nun vorliegende Strukturbild zeigt uns, dass auch hier einst die Kreide flach über eine Erosionsfläche, die aus schwach gegen WNW geneigten Juraschiefertonen bestand, transgredierte. Die W-Neigung des Jura steht mit der spätjurassischen Bruchbildung in Zusammenhang. Durch eine postcretacische, NNE gerichtete Störung, die sich in der Tiefe wohl als Bruch vollzog, entstand in den überlagernden plastischen Sedimenten nur eine kräftige Flexur. Die Kreideschichten wurden zu einem Einfallen von 20° gegen ESE verstellt; die schwach gegen WNW geneigten Juraschichten wurden gegen E gekippt, und da die Flexur nicht ganz der ehemaligen NNE-Streichrichtung des Jura folgte, wurde diese gedreht zu NNW.

Die Entstehung der Flexur ist vermutlich praebasaltisch und am Ende der Kreidezeit anzunehmen.

Der früher von mir gegebenen kurzen Übersicht (VISCHER 1939) ist eine Kartenskizze beigegen, in der statt der Flexur ein Bruch in NNW-Richtung angegeben ist. Diese Darstellung sei hier berichtigt und festgestellt, dass die Flexur NNE läuft und wohl die direkte Fortsetzung der Permpas-Verwerfung darstellt.

Dort, wo die Flexur gegen S am Sumpdalen ausstreicht, befinden sich Aufschlüsse, die mehr von stratigraphischer Wichtigkeit sind. Sie befinden sich westlich P. 428 des Basaltplateaus, zwischen den beiden grössten Bächen, die von der Südseite der Brorsons Halvø zum Sumpdalen abfliessen. Der westliche fliesst der Albrechts Bugt, der östliche der Falske Bugt zu.

Hier stehen über der Ebene die schwarzen Schiefertone des Jura mit gelben Sandbänken an. Sie fallen gegen ENE wie an den beiden



Mai 1937.

Fig. 14. Südseite der Brorsons Halvö. Im Vordergrund der fossilreiche Aufschluss: J = belemnitenreiche Schiefertone des Jura (Kimmeridgien), V = fossilreicher gelber Kalksand des Mittleren Valanginien in »Albrechts Bugt-Facies«, RS = rote Sande mit Belemniten, darüber T = Schichten mit zahlreichen Toneisensteinkonkretionen, Übergangsschichten zur jüngern Unterkreide. Im Mittelgrund Basaltdyke (D). Im Hintergrund jüngere Unterkreide (UKr.) und das Basaltplateau (B) der Brorsons Halvö.

vorhin beschriebenen Profilen. In ca. 60 m Höhe, unter einem Basaltdyke, fallen lebhaft gefärbte Schichten auf. Es ist das Valanginien in der Albrechts Bugt-Facies, das sich hier als sehr fossilreich erweist. Im Detail gilt folgendes: Die obersten blau-schwarzen Schiefertone des Jura mit dünnen, gelben Sandbänken führen häufig grosse, excentrische Belemniten. Mit scharfer Grenze werden sie von Kalkkonkretionen führenden gelben Kalksanden überlagert, welche grössten Fossilreichtum zeigen (*Aucella piriformis* Lah., *Aucella keyserlingi* Pavl., *Polyptychites* sp. und Belemniten). Auch hier kommen noch grosse excentrische Belemniten vor, die wahrscheinlich aus der Unterlage aufgearbeitet sind. Über den gelben Kalksanden folgen die roten Sande, kleine Belemniten enthaltend. Es folgt, wie an andern Lokalitäten, die Zone schwarz-blauer Tone mit kleinen Belemniten und Konkretionen mit blau-roter Anlauffarbe. Ein steiler Basaltdyke unterbricht hier die Serie. Höher stehen die fossilleeren Schiefertone mit Tutenmergeln an.

Da hier das Valanginien wenige Meter Mächtigkeit aufweist, aber wie oben gezeigt wurde, an der Westseite des SW-Plateaus der Brorsons Halvø fehlt, müssen wir annehmen, dass es hier in ähnlicher Art auskeilt, wie am Rødryggen (S. 97/98). Die Permpas-Scholle muss zur Zeit des Valanginien einen über dem Meeresspiegel liegenden Rücken gebildet haben, wie das Auskeilen der Schichten am Rødryggen zeigt. An der SE-Ecke der heutigen Brorsons Halvø muss sich ein ähnlicher Rücken erhoben haben, der entweder die direkte Fortsetzung des im S liegenden Rückens bildete oder diesem als Insel vorgelagert war (siehe Fig. 11).

Wir durchstreifen noch rasch das übrige Gebiet der Brorsons Halvø, lassen aber den Falkebjærg im Osten vorläufig unberücksichtigt. Der geologische Bau dieses Gebietes ist sehr einfach. Unter dem wenig mächtigen Basaltplateau stehen nur die Schiefertone der U.K. an. Schon wenig östlich der eben beschriebenen Flexur weisen sie das normale schwache Einfallen gegen W auf, das durch das ganze Gebiet anhält. Gemessen wurde es auf der Westseite des nördlichen Plateaus in 300 m Höhe und an der Ostseite des südlichen bei 200 m.

Im Norden	N 5° W	/ 16° W
	N 5° W	/ 14° W
Im Süden	N 40° W	/ 4° SW

Die Sedimente setzen sich in der bekannten Ausbildung zusammen aus Schiefertonen mit Tutenmergeln und Konkretionen und eingelagerten Bänken von hellem Sandstein und Kalken. Die Hauptmasse ist fossilleer. Nur die obersten Schichten über 200 m beim Kap Berlin lieferten Inoceramen und einen Ammoniten, die dem Aptien-Albien angehören.

Die Basalte der Brorsons Halvø werden wir später behandeln.

Hühnerbjærg, Falske Bugt und Falkebjærg.

Wir kehren zurück an die Südseite des Sumpdalen. Wir sahen dort, dass die aus Jura bestehenden Schwarzen Hügel etwa in der Mitte des Tales aufhören. Die südöstlich anschliessenden Gehänge sind sehr arm an Aufschlüssen. Aber doch findet sich schon bald in einem Bachbett wenig über der Ebene ein Aufschluss von U.K.-Schiefertonen. Bis zur Unterfläche des Basaltes, bei ca. 700 m, bestehen die Hänge gänzlich aus dieser Serie.

Recht unvermittelt taucht nun gegen E zu ein Rücken aus kaledonischem Kristallin auf, der gegen W eine steile Flanke zeigt und durch die Falske Bugt unterteilt ist in Hühnerbjærg im S (P. 630 und P. 310) und Falkebjærg im N (P. 307).

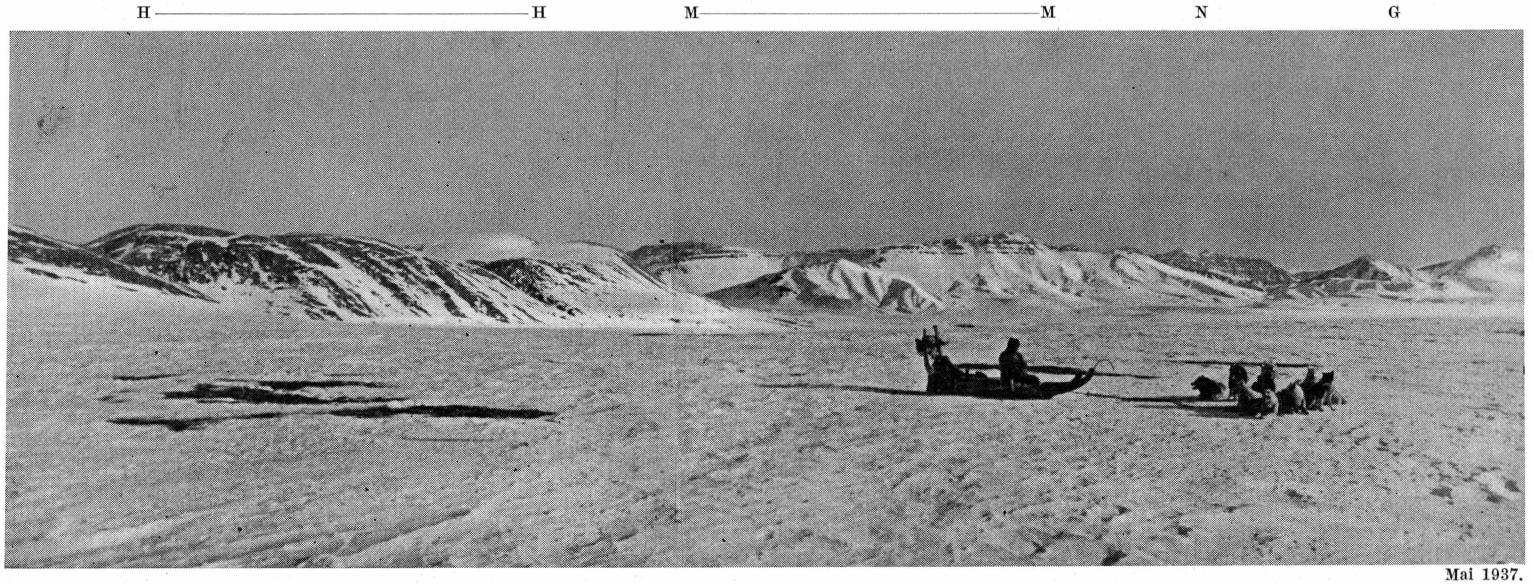


Fig. 15. Bei Falske Bugt; Blick gegen Süden. H—H der kristalline Rücken des Hühnerbjærg mit Valanginien-Küstenbildungen an seinen Flanken. M—M Murbjærg; jüngere Unterkreide in steilem Kontakt mit dem Kristallin des Hühnerbjærg; darüber Plateaubasalt, der auf Unterkreide und Kristallin lagert. Der Plateaubasalt und die kristalline Hochfläche des Hühnerbjærg erscheinen durch die weiträumige Küstenflexur gegen links (Osten) abgebogen. G = Gyldenspids; jüngere Unterkreide mit tertiärer Gipfelkappe. Im fernsten Hintergrund die Naalene (N), mächtige Basaltdecken.

Ähnlich wie etwa an der Kuhn- oder Kuppel-Scholle wäre zu erwarten, dass der W-Hang des Kristallins von einer alten, leicht W geneigten Abtragungsfläche gebildet wäre. Allein wir beobachten eine auffallend steile Böschung und dieser sind flachliegende U.K.-Schiefertone angelagert. In der Grenzzone Kreide-Kristallin aber finden sich auch einige kleine Relikte etwas älterer Sedimente, die uns über die Entstehung der Böschung Aufschluss geben. (Vergl. Taf. 3 und Taf. 6).

Im Detail gilt folgendes: Die günstigsten Aufschlüsse finden sich an einem, der Kristallinböschung vorgelagerten und von einem Basaltdyke durchsetzten Rücken 5 km südlich Falske Bugt, am NW-Fuss des Gipfels P. 630 des Hühnerbjærg. Am Rücken stehen die U.K.-Schiefertone in flacher Lagerung an. Über einem ca. 200 m hohen Sattel liegt der mit etwa 30—40° gegen W abfallenden Kristallinböschung zwischen 220 und 250 m Höhe das Relikt einer durch kalkiges Bindemittel verfestigten Breccie auf. Sie setzt sich aus kleinen eckigen Kristallinkomponenten zu sammen und führt besonders im kalkigen Bindemittel zahlreiche Fossilien und zwar zeigt *Aucella piriformis* LAH. mittleres Valanginien an. Daneben sind aber Fossilien vertreten, die wir bisher im Val. nicht beobachtet haben. Besonders häufig ist eine *Rhynchonella* sp.; ausserdem sammelte W. MAYNC *Terebratula* sp., *Pecten* sp., Belemniten, Gastropoden, Korallen und Bryozoen. Ammoniten wurden keine gefunden. (Vergl. MAYNC 1940).

Die Breccie erinnerte uns an eine rezente Gehängeschuttbildung. Sie kann auch nichts anderes sein als Schutt, der von einem steilen Berghang herunterrollend, die Küste eines Meeresteils erreicht hat, in welchem eine reiche Fauna lebte und kalkige Sedimentation stattfand. Der Gehängeschutt unter der Uferlinie wurde durch Kalk verfestigt und die Gehäuse der Lebewesen von ihm eingeschlossen.

Als Ganzes stellt der Hühnerbjærg die kristalline Kante einer Bruchscholle dar, ähnlich den entsprechenden Kristallinzonen der Kuhn Ø und der Kuppel. An der Westabdachung der Scholle muss aber in vorcretacischer Zeit starke Abtragung gewirkt haben; sie entfernte den Jura, griff auch den kristallinen Sockel an und erzeugte an ihm einen Steilabfall. Dieser Steilhang wurde nach einer allgemeinen Senkung zur Küste des Valanginienmeeres. Durch weitere Senkung in der jüngern U.K. geriet dann der ganze Kristallinrücken unter Wasser und wurde gänzlich von Sedimenten eingedeckt.

Weiter nördlich befinden sich am Westfuss des Hühnerbjaerg noch zwei Basaltgänge, die vom Kristallin aus in die Ebene verfolgt werden können. An diesen Basaltrippen stehen jeweils U.K.-Schiefertone an, und beim nördlichen liegt ausserdem auch Schutt des brecciösen Valanginien, ein Anzeichen, dass ausser den gefundenen Relikten noch weitere vorhanden sein müssen.

Von der Südküste der »Falschen Bay« meldet die »Zweite deutsche Nordpolarfahrt« (Toula 1874 S. 477, 479) Funde von Rhynchonellen in einem lichten, kalkreichen Sandstein, die dem »Rhät« zugerechnet wurden. Wahrscheinlich handelt es sich um eine dieser Lokalitäten und die Alterbestimmung beruht auf einem Irrtum.

Auch nördlich der Falske Bugt, an der Westflanke des Falkebjærg, kommt das Valanginien vor. Am südlichen Teil der Westflanke ist zunächst nur ein kleines Relikt der Breccie vorhanden, die grosse Belemniten und Rhynchonellen enthält.

Am nördlichen Teil des Falkebjærg-Westhangs liegt das Valanginien dem Kristallin in grössern Flächen auf und zwar von ca. 50 m aufwärts bis 175 m. Hier ist es nicht mehr als Breccie, sondern als feines Konglomerat und gelber Sand ausgebildet. Es enthält Aucellen und Crinoiden. Wenig westlich, bereits im Boden des Tales zwischen Falkebjærg und den südlichen Plateaux der Brorsons Halvø, stehen die U.K.-Schiefertone an. An den Sandsteinplatten des Val. zeigten die Messungen

bei	60 m	N 15° E / 31° W
	160 m	N 5° E / 36° W
	175 m	N 6° E / 36° W

Etwas nördlicher, beim Nordende des Falkebjærg mass ich:

bei	90 m	N 30° E / 35° NW
		N 35° E / 54° NW
bei	125 m	N 56° E / 36° NW
		N 32° E / 57° NW.

Gegen N zeigt sich also ein Abweichen von der westlichen Fallrichtung zu einer nordwestlichen, was darauf hinweist, dass schon bei Ablagerung des Valanginien hier das Nordende eines kristallinen Rückens war. Ganz dasselbe muss vom Südende des Hühnerbjærg gelten. Die Auflagerungsfläche der Kreide ist zwar nicht sichtbar, aber die flachliegende, mächtige U.K. Serie reicht bis in die nächste Nachbarschaft des kristallinen Steilhanges. Der Hühnerbjærg wird allseitig umschlossen von der U.K.. Prachtvoll ist auf den Fliegerphotographien des Geodætisk Institut København das Abtauchen des kristallinen Rückens nach S unter Kreide und Basalt zu sehen. Dieses Abtauchen muss nicht nur durch die Tektonik, sondern auch durch die praecretacische Erosion bedingt sein. Am Dronning Augustadalen, in der S-Fortsetzung des Hühnerbjærg, erscheint kein Kristallin mehr. Der Kristallinrücken des Hühnerbjærg und Falkebjærg bildete also zur Zeit des Valanginien eine Insel, die während der jüngern U.K. durch Senkung ertrunken ist und gänzlich von Sedimenten eingedeckt wurde.

Hühnerbjærg-Ostflanke und Plateau von Kap Wynn.

Westlich des Hühnerbjærg liegt der Basalt zwischen 6—700 m der mächtigen U.K.-Schiefertonserie auf und bildet die über 800 m hohen Plateaux des Murbjærg. Gegen den Hühnerbjærg senkt sich die Decke leicht ab und überdeckt in 4—500 m Höhe den nach S abtauchenden Kristallinrücken. Östlich des Rückens verstärkt sich der Abstieg der Basaltdecke flexurartig. Die Decke legt sich dann über sedimentärem Gebiet wieder flacher und bildet schliesslich das weite, niedrige Plateau des Kap Wynn, zwischen Claveringsstrædet im N und Dronning Augustadalen im S. Am Gaasedal, dem ersten gewunden verlaufenden Tal östlich des Hühnerbjærg, ist die Auflagerungsfläche des Basaltes nur noch 100 m hoch und gegen Kap Wynn zu erreicht sie das Meeresniveau. Dasselbe geschieht an der Mündung des Dronning Augustadalen, sodass die gerade verlaufende Aussenküste zwischen Kap Wynn und Flakkebugt aus einem einzigen steilen Basaltkliff besteht.

Unter der Basaltdecke tritt zwischen Kap Wynn und dem Kristallinwall des Hühnerbjærg nur ein schmaler Streifen von U.K. zu Tage, die zudem stark von Sills und steilen Gängen durchdrungen ist. Der tiefste Sill steht an der Küste bei der Mündung des Gaasedal an, setzt sich dann in einer Reihe kleiner Schären über die Clavering-Stræde zur Sabine Ø fort. Landeinwärts treten am Gaasedal nur noch wenige Kreideaufschlüsse in Erosionslöchern zwischen der Basaltdecke auf; so z. B. oberhalb einer engen Schlucht, und dann wieder am Oberlauf dieses Tales, zwischen den Basaltplateaux des Murbjærg und Hühnerbjærg. Die Kreideschichten zeigen flache Lagerung, auf deren Bedeutung wir bei Besprechung der postbasaltischen Tektonik (S. 122) zurückkommen werden.

In der Umgebung des Gaasedalen notierte ich mehrere Vorkommen eines hellgelblichen Quarzsandes. Eines fand ich an der Basis eines kleinen Basaltreliktes im Oberlauf des Tales; andere fallen als leuchtend gelbe Flecken über der Basaltwand westlich der untern Talschlucht auf. Wie weiter unten (S. 114) zu zeigen sein wird, handelt es sich sehr wahrscheinlich um tertiäre Ablagerungen.

Der Kontakt zwischen den Kreideschichten und dem kristallinen Wall des Hühnerbjærg ist nicht aufgeschlossen, da er z. T. von den Moränen der Kargletscher des Hühnerbjærg bedeckt ist. Aus der Lagerung geht aber hervor, dass der Kontakt steil sein muss und dass er aus der Verwerfung der Hühnerbjærg Scholle hervorgegangen ist. Es ist klar, dass eine Verwerfungsfläche gar nicht mehr erhalten sein kann; sie wäre durch die praecretacische Erosion längst zerstört worden. Dementsprechend dürfen die Steilabstürze des Hühnerbjærg und Falkebjærg gegen die Claveringstræde ebenfalls nicht

direkt auf eine Verwerfungsstufe zurückgeführt werden. Sie liegen auch nicht in der Richtung des Kontaktes Kristallin-Kreide im S. Sie sind aber wohl durch die Erosion gebildet worden, die an der ehemaligen Verwerfungsstufe eingesetzt hat.

Deutliche Anzeichen für das Vorhandensein und die Richtung der Verwerfung finden sich dann aber am Kronebjærg auf der Sabine Ø, die wir deshalb — der spätern Beschreibung vorgreifend — schon in diesem Zusammenhang erwähnen möchten.

Die Sabine Ø entspricht in ihrer Situation dem Plateau von Kap Wynn. Am Kronebjærg, der auf der Verlängerung des am Hühnerbjærg festgestellten Kontaktes Kristallin-Kreide liegt, fallen die Kreideschichten ENE ein und zwar zeigten Messungen am Fuss des Kronebjærg:

N 25° W / 9° ENE
N 35° W / 14° ENE
N 25° W / 29° ENE

Wir haben also auch hier den Fall, dass die Verwerfung postcretacisch wieder auflebte, und dass die Schiefertone der U. K. geschleppt wurden. Weiter östlich legen sie sich wieder flach.

Mit dem Erreichen von Kap Wynn sind wir am Endpunkt des Querprofils durch das östliche Wollaston Forland angelangt. Die Fortsetzung unseres Profils würde auf die Pendulum Øer (Sabine Ø und Lille Pendulum) entfallen. Diese Inseln sollen aber später kurz für sich behandelt werden; wir wenden uns nun zunächst dem noch nicht beschriebenen Südostteil des Wollaston Forlandes zu.

Dronning Augustadalen, Haredal und Kap Borlase Warren.

Im Hintergrund des Dronning Augustadalen liegt die Basaltdecke an den beiden Plateaubergen P. 795 und P. 771 und am Murbjærg gleichförmig bei 600 bis 700 m Höhe den U.K.-Schichten auf. Vom Murbjærg senkt sich die Decke bis zur Mündung des Tales in die Flakkebugt ab. Innerhalb der Basaltdecke, nahe an deren Basis fallen mehrfach verdächtige gelbe Flecken auf. 4 km oberhalb der Talmündung ist der eigentlichen Basaltdecke eine markante Basaltbastion, genannt »Knolden« vorgelagert. Auch hier zeigt sich ein weithin auffallender leuchtend gelber Flecken, von dem ein gelbes Schuttband ausgeht. Wir besuchten diese Lokalität und stellten die Auflagerung von Basalt auf Kreide bei 200 m Höhe fest. Der gelbe Fleck, der bei 260 m liegt, erwies sich als kleines Vorkommen eines weissen Quarzsandsteins, das gänzlich von Basalt umschlossen ist (Fig. 16). In der Nachbarschaft des »Knolden« fand sich nun noch eine ganze Anzahl solcher Einschlüsse, die aber nicht ganz

regellos verteilt sind. Es ergab sich vielmehr, dass sie in zwei verschiedenen Stockwerken des Deckenbasaltes liegen. Pflanzenversteinerungen fanden sich in diesen, wie in den Vorkommen am Gaasedal keine, aber ihre Zusammensetzung aus Quarzsanden weist darauf hin, dass sie verwandt sind mit dem pflanzenführenden Tertiär des Gyldenspids, das wir früher (S. 103) beschrieben haben.

Die Entstehung dieser isolierten Sedimentvorkommen ist nicht ganz geklärt. Eine Möglichkeit, der mein Mitarbeiter W. MAYNC hauptsächlich zuneigt, ist die, dass die Sande, in kurzen Ruheperioden zwischen den einzelnen Basaltergüssen durch Wasserläufe in Vertiefungen der rauhen Basaltoberfläche abgelagert wurden. Anderseits könnte es sich auch nur um vom Untergrund losgerissene Schollen handeln, die in der Lava schwimmen. Das Vorkommen vom Gyldenspids und andere zeigen, dass mancherorts Tertiärablagerungen vor der Basaltüberflutung bestanden.

Im Talboden des Dronning Augustadalen, ca. 5 km oberhalb der Mündung in die Flakkebugt, beobachteten wir eine merkwürdige morphologische Bildung, einen Ringwall von ca. 50 m Durchmesser, bestehend aus erratischem Material. Wir haben diesen und andere »vulkanartige« Quartärbildungen in der stratigraphischen Übersicht, S. 22 geschildert und gehen hier nicht mehr näher darauf ein.

Südlich des Unterlaufes des Dronning Augustadalen ist die Basaltdecke auf einer ca. 4—5 km langen Strecke abgetragen, sodass ein flacher Pass zum Haredal, das zwischen Flakkebugt und Kap Borlase Warren mündet, entsteht. Im Augustadal und Haredal, wie auch am Pass, besitzt die eintönige Schiefertonserie der U.K. nochmals grössere Verbreitung. Sie ist aber denkbar schlecht aufgeschlossen teils wegen starker Fliesserdebildung, teils wegen Massen von Basaltschutt und wegen Karmoränen, die besonders an der Südflanke des Augustadalen in schönen halbkreisförmigen Wällen entwickelt sind. Am Pass zeigte sich vollständig flache Lagerung.

Im Verlaufe der Zweiten deutschen Nordpolarfahrt 1869 bis 1870 fand JULIUS PAYER (O. LENZ 1874 S. 486) am Sattelberg SW Dronning Augustadalen einen grobkörnigen, gelblich-weiss gefärbten Sandstein, in welchem sich, von Letten begleitet, ein halb Zoll mächtige Schichten von Braunkohle fanden. Am Osthang des Sattelberg fand PAYER ausserdem verkieselte Baumstämme. Die Formation liess sich bis zur Flachen Bay (Flakke Bugt) verfolgen und man vermutete, dass sie den pflanzenführenden Schichten auf Sabine Ø entsprechen, die als Jungtertiär bestimmt wurden. In der von F. HOCHSTETTER (1874) entworfenen geologischen Karte wurde daher im SE-Teil des Wollaston Forlandes ausser Basalt nur Tertiär verzeichnet.



Juni 1937.

Fig. 16. Isoliertes Vorkommen von tertiärem Quarzsandstein als Einschluss im Deckenbasalt des »Knolden« nördlich Dronning Augustadalen.

Im Jahre 1899 besuchte A. G. NATHORST gelegentlich einer Jagd nach Moschusochsen das Dronning Augustadal. Er schreibt (1900, S. 135 und 1901 S. 281, 282) dass er keine Fossilien finden konnte, aber nach der Gesteinsbeschaffenheit: Sandsteinschiefer, Sandstein, Ton und Toneisenstein, Tutenmergel, halte er die Schichten eher für Jura als für Tertiär. NATHORST's Charakterisierung der Schichten passt ausgezeichnet auf unsere U.K. Schiefertone. Auch wir konnten in diesen keine Fossilien finden, aber die facielle Ausbildung ist äusserst typisch für die Unterkreide.

Wir glauben hingegen, dass an einigen Stellen direkt unter der Basaltdecke doch wenige Meter mächtiges Tertiär vorkommt, wenn auch nicht überall durch Fossilien belegbar. Diese Annahme stützt sich auf folgende Beobachtungen: Zwischen den Mündungen von Augustadal und Haredal liegt an der Küste der von den grossen Plateaux abgetrennte Clark Bjærg (P. 400). Vom obern Haredal gegen den Clark Bjærg ansteigend, fand ich bis 260 m U.K. Schiefertone. Diese werden deutlich überlagert von einem Konglomerat mit bis faustgrossen Quarzitgeröllen, genau wie am Gyldenspids. Das Konglomerat reicht bis 275 m, darüber folgen helle Quarzsande bis zur Basaltunterlage bei 300 m.

An der Nordseite des Clark Bjærg, an der Flakkebugt fand MAYNC entsprechende Vorkommen, die sich aber ebenfalls als fossilleer erwiesen.

Die Ausbildung dieser Vorkommen stimmt z. T. mit dem von PAYER gefundenen und von LENZ (1874, S. 286) beschriebenen Vorkommen vermuteten Tertiärs überein. Südlich des Dronning Augustadalen scheint nach J. PAYER's Angaben und nach unsern Beobachtungen eine zusammenhängende wenig Meter mächtige Tertiärlage unter der Basaltdecke einzusetzen.

Westlich Haredalen weist die Basaltdecke nicht nur ein Abfallen gegen E sondern auch gegen S auf. Im basalen Teil der steilen Basaltwand am P. 696, die den Kessel des Haredal im S abschliesst, fallen wieder einige leuchtend gelbe Flecken mit gelben Schuttströmen auf, ähnlich den Vorkommen am »Knolden«.

Vom Ausgang des Haredal senkt sich die Basaltdecke gegen S zu und erreicht bei Kap Borlase Warren die Küste. Es bleibt also nur noch ein schmaler von Sedimenten eingenommener Küstenstreifen übrig. Von der Mündung des Haredal bis ca. 5 km nach S zu stehen an der Küste noch die Schiefertone der Kreide an. Darüber nehmen helle, lose Sandsteine, die dem Tertiär zuzustellen sind, grössere Flächen ein. Sie enthalten einige verkohlte Holzreste und W. MAYNC gelang es bei seiner Reise im Winter 1938 auch bestimmbare Pflanzenreste zu finden. Ein Konglomerat mit Quarzitgeröllen unterlagert hier direkt den Basalt. Die südlichsten Aufschlüsse tertiärer Sedimente fand ich 2 km nördlich Kap Borlase Warren.

Die Vermutung der Zweiten deutschen Nordpolarfahrt, dass an dieser Küste Tertiär vorkomme, ist also berechtigt. Nur beruht die Verallgemeinerung, die auf der Karte HOCHSTETTER's zum Ausdruck kommt, wonach grosse Teile von Wollaston Forland und selbst des Hochstetter Forlandes ganz aus Tertiär bestehen, auf einem Irrtum.

Im Hintergrund des Kap Borlase Warren, also an der SE-Ecke des Wollaston Forlandes, ist die Basaltdecke nischenartig abgetragen. Aus der Nische verläuft ein grösseres Tal der Küste SW Kap Borlase Warren zu und das Flussdelta bildet das sog. »Kap Herschell«. In diesem Tal wäre event. das Ausstreichen der Basaltunterlage zu erwarten. Die flachen Hänge des Tales sind aber, soweit ich sehen konnte, von unendlichen Schuttfeldern bedeckt. Häufige Blöcke von Kristallin und permischem Productuskalk an der Herschellküste können Erratika aus dem Innern des Young Sund sein, sie könnten aber auch die Vermutung aufkommen lassen, dass diese Gesteine in der nähern Umgebung anstehen. Es wäre durchaus denkbar, dass an der Ostseite des Herschell Bjærg, in der südlichen Fortsetzung der Hühnerbjærg-Scholle eine kristalline Schollenkante mit Perm auftaucht, etwa ähnlich dem Vorkommen am Permpas. Diese Möglichkeit wurde auf dem Übersichtsprofil G, Tafel 3 angedeutet.

Die Hänge des langen, schmalen Blæsedalen sind, wie schon früher bemerkt, ebenfalls gänzlich von Basaltschutt bedeckt.

Die Basalte des östlichen Wollaston Forlandes.

Im östlichen oder äussern Wollaston Forland kommt der Basalt in den drei Formen: Dykes, Sills und Decken vor.

Die Dykes.

Im Gegensatz zum Innern Wollaston Forland sind hier Dykes eine häufige und auffallende Erscheinung. Sie zeigen meist nur wenige Meter Mächtigkeit und fallen vor allem auf wegen ihrer seltsamen, mauerartigen Auswitterung aus dem umgebenden Gestein. Oft sind sie über lange Strecken, in gerader Linie zu verfolgen und halten unbekümmert um das Gestein, das sie durchschlagen, eine bestimmte Richtung ein. Ausserdem zeigt sich, dass die meisten Dykes unter sich parallel verlaufen. Die Mehrzahl verläuft N 40° W und nur einzelne Dykes weichen um wenige Grade von dieser Richtung ab.

Eine einzige Ausnahme bildet ein kleiner Basaltgang in der Nordflanke des Gyldenspids. Er durchsetzt die Schichten regellos als dünner, sich verzweigender Gang. Der eine Ast bildet einen kleinen Nebengipfel westlich des aus Tertiär bestehenden Hauptgipfels des Gyldenspids.

Die Aufzählung der im Aeussern Wollaston Forland sichtbaren Gänge kann kurz gefasst werden, da ihr Auftreten aus der Karte ersichtlich ist.

Einer der am längsten verfolgbaren Dykes zieht sich von der Storsletten in SE-Richtung über den südlichen Hügel des Rødryggen. Er setzt dann in den Schiefertonen der jüngern Unterkreide einige Male aus, erscheint aber wieder um kleine Beträge parallel verschoben. So verfolgen wir ihn über den Sattel zwischen den Basaltplateaux P. 795 und P. 771 hinüber ins Dronning Augustadalen und über dieses hinweg, bis er unter mächtigen Karmoränen verschwindet. In der Gegend des Haredalen treten dann aber wieder mehrere Dykes auf, von denen einer genau in der Verlängerung des oben verfolgten Ganges liegt; daraus darf geschlossen werden, dass ein und derselbe Dyke auf einer Strecke von 28 km verfolgt werden kann.

Mehrere parallele Dykes treten in der Gegend westlich des Hühnerbjærg auf. Besonders auffällig sind sie in den mächtigen U.K. Schiefertonen. An zwei Stellen an der Westflanke des Hühnerbjærg ist zu sehen, wie die Gänge aus dem Kristallin in diese Tone übertreten. Am südlichen der beiden liegt das oben S. 110 beschriebene Vorkommen von Valanginien in brecciöser Küstenfacies. Diese Gänge sind auch an der

Ostflanke des Hühnerbjærg gut sichtbar; sie durchbrechen hier das Kristallin.

Die Brorsons Halvø im N ist durch eine ganze Schar paralleler Dykes gekennzeichnet. Einer verläuft durch das Nordende des kristallinen Falkebjærg, einer durch den Jura im SW, alle andern durch Unterkreide. Ihre Lage ist aus der Karte zu ersehen.

Alle diese Dykes verlaufen wie gesagt ca. N 40° W und diese Richtung gilt auch für den früher beschriebenen grossen Dyke der SW-Kuhn Ø, ferner für die Gänge auf der östlichen Kuhn Ø und auch für die beiden vereinzelten Gänge der Kuppelscholle. Vorgreifend sei hier bemerkt, dass auch auf der Clavering Ø im Kristallin vereinzelte Gänge mit NW-Richtung auftreten und dasselbe gilt für das südlich 74° N. Br. liegende Land Hold with Hope. Diese Dykes mit nordwestlicher Richtung sind also eine typische Erscheinung des ganzen Küstengebietes zwischen $73^1/_2°$ und 75° n. Br., am häufigsten aber sind sie im äussern, östlichen Küstenstreifen.

Die Richtung der Dykes stimmt mit der verschiedenen Verwerfungen nicht überein. Auch konnten wir nirgends beobachten, dass an den Verwerfungsklüften Basalte direkt aus der Tiefe emporgedrungen sind. Die Richtung der Dykes muss an die Struktur des Untergrundes gebunden sein, an ein bestimmtes Kluftsystem der tiefern Kruste. Es könnte sich eventuell um, von den Verwerfungen spitzwinklig ausgehende Zerrklüfte handeln.

Wir haben schon früher (S. 103) die Meinung vertreten, dass die jüngere Reaktivierung der Bruchtektonik gegen E, gegen die heutige Aussenküste zu, stärker war. Diese Annahme stünde in Übereinstimmung mit dem im E häufigeren Auftreten der Basaltgänge.

In unserm ganzen Untersuchungsgebiet sind keine Eruptionszentren der gewaltigen Basaltmassen sichtbar. Es könnte aber — worauf mich Dr. A. RITTMANN hinwies — der Schwarm dünner Dykes zur Förderung der unter grossem Druck ausgepressten Lavenmassen genügt haben.

In frühern Arbeiten über Ostgrönland ist oft die Ansicht vertreten, dass die Basaltergüsse an die grossen Verwerfungslinien gebunden seien. Wie wir oben erwähnten, hat aber in dem von uns untersuchten Gebiet die Förderung niemals an den Bruchflächen selbst stattgefunden, sondern höchstens am begleitenden Klüften, die als Folge einer Wiederbelebung der Verwerfungen entstanden wären. Grössere Spaltenergüsse fanden wahrscheinlich ausserhalb der heutigen Küste statt.

Die Sills.

Die Vorkommen von Basaltlagergängen in Wollaston Forland liegen alle im äussern Teil des Forlandes und zwar in folgenden Gebieten: Brorsons Halvø im N, Plateau von Kap Wynn im E und dem Landesteil südlich der Linie Kuppelpas—Centrumpas—Dronning Augustadal. Besonders häufig sind sie östlich des kristallinen Rückens des Hühnerbjærg, während sie westlich davon ganz fehlen. Dies spricht dafür, dass die Sills von E her in die Kreideschichten eingedrungen sind und am Rücken des Hühnerbjærg ein Hindernis gefunden haben (Vergl. Tafeln 3 und 6).

Wir beginnen im N an der Brorsons Halvø. Das Basaltplateau, das — unterteilt in zwei Teilplateaux — die ganze Halbinsel bedeckt, ist im Felde nicht ohne weiteres als Sill zu erkennen. Aus verschiedenen Gründen glaubt man zunächst Deckenbasalt vor sich zu haben. In erster Linie wird man zu dieser Ansicht geführt durch die hohe, deckenartige Lagerung. Das Lager liegt zum Teil auch diskordant auf den Schichten der U.K. Das südliche Teilplateau fällt z. B. entgegen dem allgemeinen Schichtfallen schwach gegen E ein, während das nördliche mit den Schichten gegen W geneigt ist. Über Kap Berlin konnte sogar das Einfallen der Basaltoberfläche gemessen werden mit:

N 0°	12° W
N 25° W	18° W.

An drei Stellen erstieg ich die Oberfläche des Plateaus: bei Kap Berlin und am westlichen und östlichen Rande des Südplateau. An keiner Stelle konnte ich den Basalt überlagernde Sedimente feststellen und dieser Umstand schien für eine Oberflächendecke zu sprechen.

Der Gedanke, es könnte ein Basaltsill vorliegen, war indessen doch nicht ganz von der Hand zu weisen. Südlich Sumpdalen liegen z. B. die eigentlichen Deckenbasalte wesentlich höher (ca. 700 m) und sind auch viel mächtiger. Es wäre schwierig sich vorzustellen, dass auf Brorsons Halvø die Erosion nur eine gleichmässig dicke Decke stehen gelassen hätte, die zudem tiefer liegen würde als entsprechende Decken im S. Eher wäre denkbar, dass höhere Sedimentlagen, welche ehemals einen Sill bedeckten, abgetragen worden seien.

Die mikroskopische Untersuchung von Dr. A. Rittmann hat nun einwandfrei gezeigt, dass es sich bei dem Basaltplateau der Brorsons Halvø um einen Sill handelt. Das ca. 100 m mächtige Lager an der Ostecke des Südplateaus zeigt schöne Absonderungssäulen. Eine Probe aus diesen erwies sich, wie die meisten Basalte des Gebietes, als Olivin-Pigeonit-Basalt, grobkörnig, vollkristallin, hypoabyssal erstarrt, also als Sill. An der Oberfläche des Plateaus nahm ich eine Probe die äus-

serlich wie dichter Basalt aussieht. Der Dünnschliff zeigte aber unter dem Mikroskop ein kontaktmetamorphes Sediment und zwar handelt es sich um feinen tonigen Sandstein, der vom Sill erhitzt und bei der Abkühlung in die säulige Schrumpfung einbezogen wurde.

Die mikroskopische Untersuchung zeigte also, was im Felde nicht festgestellt werden konnte, dass auf der Basaltoberfläche Sedimentrelikte vorhanden sind. Danach ist die Sillnatur des Lagers sicher gestellt.

Im nördlichen Teil der Brorsons Halvø treten im Liegenden des mächtigen obersten Sills noch weitere Lagergänge auf, die aber geringere Mächtigkeit zeigen. Ihre Sillnatur ist ohne weiteres zu erkennen, da sie mitten in den Kreidesedimenten stecken. Einer dieser Sills zeigt im E des Plateaus noch ansehnliche Mächtigkeit, tritt aber auf der Westseite wesentlich dünner wieder zu Tage und lässt deshalb auf östliche Herkunft schliessen. Zwei kleinere übereinander liegende Sills zeigen sich in den U.K.-Schiefertonen in der Nähe des Kap Berlin. Im Ganzen zeigt sich also gegen N eine Zunahme der Lagergänge, was wir mit dem Abtauchen des kristallinen Rückens Hühnerbjærg gegen N erklären.

Über die Sills des Kap Wynn-Plateau, die am Gaasedal aufgeschlossen sind, ist nichts Besonderes zu bemerken, als dass ihre Zahl verhältnismässig gross ist. In dem nur ca. 100 m hohen Abhang unter dem Deckenbasalt treten hier in den Sedimenten zwei bis drei Sills auf.

Nach dem südlichen Abtauchen des Kristallinrückens des Hühnerbjærg, das teilweise durch praecretacische Erosion bedingt ist, dringen im südlich anschliessenden Gebiet die Sills wieder ungehindert nach W vor. Am Unterlauf des Dronning Augustadalen treten an dessen Nordflanke, unter dem Deckenbasalt des »Knolden«, zwei mächtige Sills auf. Sie sind weit in das Talinnere zu verfolgen, werden aber immer dünner und enden schliesslich am Fusse des Murbjærgs. Auch dieses Aussetzen weist daraufhin, dass die Sills von E eingedrungen sind.

Im Gebiet südlich des Dronning Augustadalen reichen indessen die Sills wesentlich weiter gegen W, im besonderen gilt dies für die Basaltlager in der Kreide am Nord- und Westhang des Hammeren P. 992.

Endlich ist noch auf das Vorhandensein von Sills hinzuweisen, die zunächst schwer als solche zu erkennen sind, da sie direkt unter dem Deckenbasalt liegen oder sogar in diesen eingedrungen sind.

So reicht bei Kap Borlase Warren an der SE-Küste des Wollaston Forlandes die Basis des Deckenbasaltes bis an die Küste hinab. Eine Probe von Olivin-Pigeonit-Basalt zeigt grobkörnige-doleritische, also hypoabyssale Struktur und es scheint also der betreffende Basalt eher einem Sill anzugehören. Herr Dr. A. RITTMANN teilte mir mit, dass er in den mächtigen Decken des Knud Rasmussens Land südlich Scoresby Sund zahlreiche solche Sills beobachtet hat und dass sich ähnliche Fälle auf Island finden.

Die Deckenbasalte.

Auch eine nähere Untersuchung der Deckenbasalte lag nicht in unserm Aufgabenbereich. Wir beschränkten uns auf die Kartierung der Basalte und die Feststellung der Hauptzüge der Lagerungsverhältnisse, soweit diese etwas über tektonische Vorgänge vor und nach den Basalteruptionen aussagen können.

Ein grosser Teil des östlichen Wollaston Forland wird von mächtigen Decken eingenommen. An der Nordseite des Dronning Augustadalen sind Reste der Decke erhalten in den beiden kleinen Plateaux P. 795 und P. 771, nördlich Centrumspas, am Murbjærg, Hühnerbjærg und im niedrigen Plateau zwischen Flakkebugt und Clavering Strædet.

Auf der Südseite des Augustadalen und bis an die Herschellküste im S sind die Decken am mächtigsten und zusammenhängendsten erhalten. Beim Centrumspas und Permpas liegt diese Decke der jüngern Unterkreide bei 500 m auf und reicht an den Gipfeln der Naalene und des Saddelbjærg bis 1142 und 1147 m. Im S baut sie den ganzen Herschellbjærg von der Küste bis zum 683 m hohen Gipfel auf. Die vorhandene Mächtigkeit beträgt also nahezu 700 m.

Vom Centrumspas erstieg ich die Naalene (1142 m) über deren Nordkante, welche die für die Decken typische Ausbildung zeigte. Die ganze, fast 700 m hohe Nordwand des imposanten Gebirgsstocks besteht aus unzähligen Stockwerken von Laven. Diese sind oft blasig und schlackig ausgebildet und zerbröckeln leicht; sie zeigen merkwürdige Verfärbungen von schwarz, blau, grün, gelb bis rot. Die Blasen sind oft von Zeolithen ausgefüllt. Hie und da sind kompakte Basaltlager eingeschaltet; aus solchen bestehen z. B. die Gipfel der Naalene (die Nadeln).

Von diesem Profil konnten keine Proben mitgenommen werden. Solche liegen aber von andern Gebieten (Pendulum Øer, Jackson Ø und Hold with Hope) vor, wo die Ausbildung der Effusiva ganz ähnlich ist. Nach A. Rittmann handelt es sich hauptsächlich um Olivin-Augit Basalte, mächtige Ergüsse, die meist stark zersetzt sind. Die Feldspäte sind stark albitisiert und sanidinisiert, teils in Zeolithe umgewandelt. Der Augit ist diopsidisch. Der Olivin ist hauptsächlich in Iddingsit verwandelt. Die Umwandlung geschah durch Gase oder dadurch, dass die Effusiva z. T. submarin sind.

Für die genaue Bestimmung des Alters der Basalte finden sich auch im östlichen Wollaston Forland keine Anhaltspunkte. Die Decken liegen über grössere Strecken auf der geringmächtigen Schicht von wahrscheinlichem Paleozaen-Eozaen Alter. Für den Beginn der Haupteffusionen käme demnach ein Zeitpunkt nach dem Eozaen in Frage.

Die Sills und Dykes, deren Magmen dieselbe Zusammensetzung wie die der Ergüsse aufweisen, müssen gleichaltrig sein.

Interbasaltische Sedimentablagerungen sind im beschriebenen Gebiet unsicher. Die isolierten, im Basalt eingeschlossenen Sandsteinvorkommen halte ich eher für vom Untergrunde losgerissene, in die Lava eingeschlossene Schollen. Vom südlichen Hold with Hope meldet hingegen A. ORVIN (1931) ein fossiles Flussbett mit Holzresten zwischen den Basalten.

Auch tektonische Verstellungen oder Erosionsphasen zwischen den einzelnen Ergüssen liessen sich in unserm Gebiet nicht nachweisen, indem die zahlreichen Basaltstockwerke in mächtiger Folge konkordant liegen. Es scheint uns, dass sich die dünnflüssigen Effusiva in rascher Folge und mit grosser Geschwindigkeit ausbreiteten und dass keine längeren Unterbrüche eintraten.

Bis wann die Eruptionen angedauert haben, ist unbekannt, da — ausser quartären — jüngere, die Basalte überlagernde Sedimente fehlen.

Für Eruptiva, die älter als Paleozaen sind, fanden wir in Wollaston Forland keine Anhaltspunkte. Anderes wird uns ein Vorkommen auf Lille Pendulum lehren.

Die Lagerungsverhältnisse der Deckenbasalte, die Auskunft über die vor- und nachbasaltischen tektonischen Vorgänge geben, werden im folgenden Kapitel behandelt.

Prae- und postbasaltische Tektonik.

1. Praebasaltische Tektonik.

Die Beziehungen der Deckenbasalte zu ihrer Unterlage lassen auf die, den Basalteffusionen vorangegangenen, tektonischen Vorgänge schliessen. An der Basis des Deckenbasaltes findet sich an manchen Stellen geringmächtiges Tertiär (wahrscheinlich Paleozän-Eozän). Der Basalt liegt dieser Tertiärschicht konkordant auf. Hingegen liegt zwischen jüngerer Unterkreide und Basalt eine, wenn auch undeutliche Diskordanz. So fallen z. B. am Gyldenspids die Kreideschichten gegen WSW ein, während die benachbarten Basaltdecken horizontal liegen. Gegen die Aussenküste zu fallen umgekehrt die Basalte leicht gegen E ab und die Kreideschiefertone liegen flach (z. B. beidseitig des Hühnerbjærg und am Unterlauf des Dronning Augustadalen). Das Abfallen der Basaltdecken gegen Osten ist, wie unten zu zeigen sein wird, auf eine postbasaltische Bewegung zurückzuführen. Denken wir uns die Basalte in die Horizontale zurückversetzt, so ergibt sich für die Kreideschichten eine leichte Neigung gegen W. Wir schliessen daraus auf eine praebasaltische Erneuerung der Bruchschollenbildung, wobei die Schollen gegen W geneigt wurden, ähnlich wie bei den Vorgängen am

Ende der Jurazeit, nur in schwächern Ausmasse. Die Bewegung ist jünger als Albien und älter als die paleozäne Schicht; sie ist also in die Obere Kreide zu stellen.

Die tektonische Bewegung am Ende der Kreidezeit war mit einer Hebung verbunden, der eine kräftige Erosion und Einebnung folgte. Es bildete sich eine Abtragungsfläche, die sich gegen die heutige Aussenküste hin allmählich absenkte. Durch die Erosion wurde der kristalline Rücken des Hühnerbjærges wieder freigelegt und es ist anzunehmen, dass die kristallinen Schollenkanten der Kuhn Ø und der Kuppel in ähnlicher Weise als niedrige Erhebungen über die sedimentäre Einebnungsfläche ragten. Über den grossen Kristallingebieten westlich der Dombjærg-Verwerfung entstand die Abtragungsfläche, welche heute noch in Hochplateaux und gegen das Inland hin in der riesigen Hochfläche erhalten ist.

In der Folge wurden auf Teile der Fläche die wenig mächtige Schicht von wahrscheinlichem Paleozaen-Eozaenalter abgelagert. Es handelt sich um, von den Kristallingebieten eingeschwemmte Schotter und Sande, die sich als flache Deltas auf der Landfläche oder in seichten Süsswasserbecken ablagerten.

Im westlichen Wollaston Forland stellten wir (S. 92/93) eine zweite praebasaltische Erosionsphase fest, die sich in einer Talbildung auswirkte, welche auch die tertiäre Schicht betroffen hat. Im östlichen Wollaston Forland fluteten im Allgemeinen die Basalte über eine recht ebene Fläche. Nur an einer Stelle konnte ich Anzeichen einer entsprechenden zweiten Erosionsphase finden. In der Schlucht am Ausgange des Gaasedal südlich der Clavering Stræde beobachtete ich nämlich ein Herabgreifen der Basalte vom höhern Plateau bis auf den Grund der Schlucht.

Die praebasaltischen Vorgänge lassen sich also folgendermassen zusammenfassen:

a. Spätcretacische Erneuerung der Bruchschollenbildung (postalbien) verbunden mit einer allgemeinen Hebung.
b. Erosion und Einebnung am Ende der Kreidezeit.
c. Im Paleozaen und Eozaen Ablagerung geringmächtiger kontinentaler Sedimente auf die tieferliegenden Teile der entstandenen Landfläche.
d. Posteozaene-praebasaltische Durchtalung im westlichen Wollaston Forland.

2. Postbasaltische Tektonik.

Im westlichen Wollaston Forland trafen wir die höhern Basaltdecken in horizontaler Lage. Postbasaltische Verstellungen waren nicht nachweisbar.

Im östlichen Wollaston Forland zeigen sich jedoch ganz allgemein Verstellungen und Verbiegungen der Deckenbasalte, die für postbasaltische Bewegungen sprechen. So wurde schon früher S. 112 geschildert, dass die Decke des Murbjærg, wo sie dem Substratum bei 700 m aufliegt, nach E, gegen den Rücken des Hühnerbjærg zu, leicht abfällt; sie liegt diesem bei 500 m auf. Östlich des Hühnerbjærgrückens setzt ein flexurartiger Abstieg gegen E ein, der die Basaltdecke am Gaasedal bis auf 100 m Höhe absenkt. Vor hier an herrscht wieder sanftes Ostfallen bis zum Meeresspiegel bei Kap Wynn.

Im südlichen Teil des Wollaston Forlandes sind postbasaltische Verstellungen, die mit deutlichen Verbiegungen verknüpft sind, noch eindrücklicher. Hier findet ein mehrmaliger Auf- und Abstieg der mächtigen Decke statt, den wir an einen Querprofil Kuppel-Clarkbjærg näher verfolgen wollen (Tafel 3, Profil F).

An das Kristallin der Kuppel schliesst — durch die Kuppel-Verwerfung von dieser getrennt — das Basaltplateau P. 703 an, das eine beträchtliche Neigung gegen E aufweist. Nach E gehend legt sich die Decke bald wieder flach, steigt dann wieder leicht an und bildet die Kette der »Løgtoppene«. Durch diesen Wiederanstieg entsteht eine Art »Synklinale«, in der der Pass mit Quote 220 liegt. Jenseits (östlich) Blæsedalen und Permpas hält der Anstieg gegen E an bis zu der hohen Bergkette: Naalene—Saddelbjærg—Herschellbjærg. Hier findet dann eine weite, »antiklinalartige« Umbiegung zu einem langanhaltenden Abfall gegen E, gegen die Küste hin statt, entsprechend dem Abfall der Decke vom Murbjærg zum Kap Wynn-Plateau. Schwache Verbiegungen am P. 696 SW Haredalen und am Clarkbjærg sind wohl identisch mit dem flexurartigen Abstieg der Decke östlich Hühnerbjærg

Wir glauben diese Verstellungen der Basaltdecke in zwei verschiedenartige Bewegungen gliedern zu können. Das flexurartige Abfallen der Decke sowohl am Ostrand der Kuppel- wie der Hühnerbjærg-Scholle spricht für eine Wiederbelebung der Verwerfungen. Ebenso zeigt das gleichmässige Westfallen an der Kette der Løgtoppene eine erneute Kippung der Permpas-Scholle gegen Westen an. Wir hätten also eine postbasaltische Erneuerung der bisher festgestellten Art der Tektonik, nämlich der antithetischen Schollentreppe festzustellen.

Ganz im Widerspruch dazu steht aber das langanhaltende östliche Abfallen der Basaltdecken östlich der Linie Murbjærg—Saddelbjærg—Herschellbjærg. Wir deuten dieses Abfallen als grossräumige Flexur, die bei einer starken Heraushebung des grönländischen Kontinentes in postbasaltischer Zeit entstand. Die Mechanik dieser tektonischen Verstellung hat keine Ähnlichkeit mit der früheren Bruchschollenstruktur. Ganze Bruchschollen, die früher westliche Neigung aufwiesen, wurden in diese Flexur grossen Ausmasses miteinbezogen

und zeigen heute östliches Gefälle. So ist z. B. selbst an der kristallinen Hochfläche des Hühnerbjærg dieses leichte Einfallen gegen E festzustellen. (Vergl. Übersichtsprofil E und Fig. 15).

Ähnliche Absenkungen gegen die Aussenküste hin bestehen auch in den südlichern Küstenabschnitten Ostgrönlands, auf Hold with Hope, Geographical Society Ø und Traill Ø.

Mit dem Bestehen einer grossen Küstenflexur wird auch der Zusammenhang der grönländischen Basalte mit denjenigen von Jan Mayen und Island besser verständlich. Es wäre schwierig sich vorzustellen, dass die jüngste Küste Grönlands hauptsächlich durch Erosion entstanden wäre.

Vom Küstenabschnitt südlich des Scoresby Sund beschreibt L. R. Wager (1934, 35, 38) eine gewaltige Flexur, durch welche eine sehr mächtige Basaltdecke von 2000 m ü. M. unter den Meeresspiegel abgesenkt wird. Die Flexur verläuft zwischen Scoresby Sund (70° n. Br.) und Kangerdlukssuak (68° n. Br.) bogenförmig und zahlreiche jüngere Doleritdykes sind in die, durch die Spannung fächerförmig entstandenen Risse der Basaltdecke eingedrungen.

Eine zweite bogenförmige Flexur zwischen Kangerdlukssuak und Angmagssalik ($65^1/_2$° n. Br.) reiht sich an die erstere an. Hier ist jedoch die Basaltdecke vom Grundgebirge abgetragen, aber die fächerförmig angeordneten, zur Küste parallel verlaufenden Dykeschwärme sind ebenfalls vorhanden.

Wager nimmt an, dass die Flexuren durch ein spätes Einsinken der Danmarks Strasse zwischen Grönland und Island entstanden seien. Statt eines Einsinkens des Meeres kann man auch von einer starken Heraushebung des Kontinentes in postbasaltischer Zeit sprechen.

Die Flexur an der Ostküste des Wollaston Forlandes dürfte gleichartig und gleichaltrig wie die grosse Flexur südlich des Scoresby Sundes sein. Der Unterschied nördlich und südlich des Scoresby Sundes besteht darin, dass sich südlich zwei zusammenhängende, bogenförmige Flexuren aneinanderreihen, während sich im Norden die Heraushebung abschnittweise etwas verschieden und in geringerem Masse auswirkte.

Im östlichen Wollaston Forland ist neben den bisher geschilderten postbasaltischen Bewegungen noch eine dritte Art der Verstellung zu nennen, nämlich ein regelmässiges Abfallen der Basaltdecken gegen Süden. Der NS verlaufende Einschnitt des Blæsedalen zeigt dieses Abfallen besonders deutlich: Am Permpas liegt die Basis der Decke bei 500 m ü. M., senkt sich dann nach S und erreicht an der Talmündung das Meeresniveau. Dieses Südfallen steht im Gegensatz zu allen bisher festgestellten, hauptsächlich westlichen, seltener östlichen Fallrichtungen, welche durch den allgemeinen NS – Verlauf der tektonischen Störungen

bedingt sind. Das südliche Fallen ist von diesen vollständig unabhängig. Man könnte es als ein »Längsfallen« bezeichnen.

Dieses südliche Längsfallen setzt sich auf dem südlich 74° n. Br. liegenden Hold with Hope fort. Erst weit im Süden, am Kong Oscars Fjord—Davy Sund (72°) beginnt wieder ein Gegenanstieg nach Süden[1]).

Die Küstenzone Ostgrönlands weist also in ihrere Längserstreckung eine Depression auf, deren tiefste Stelle bei der Foster Bugt resp. der Mündung des Kejser Franz Josephs Fjord liegen dürfte. Wir meldeten früher (S. 61), dass auch im Mesozoikum hier ein Depression, die sog. »Königsbucht« LAUGE KOCH's (1935) bestand, in welcher Sedimentstufen abgelagert wurden, die im Norden, dem sog. Land »Eskimonia« von W. MAYNC (1939, 1940), fehlen. Auch für das seichte Permmeer stellten wir eine Küste im westlichen Wollaston Forland fest und selbst im Devon soll die Königsbucht schon bestanden haben. Das Südfallen der Basaltdecken zeigt, dass die Depression der Königsbucht eine erneute Absenkung in postbasaltischer Zeit erfahren hat. Die Bewegung scheint sich seit dem Paläozoikum in mehreren Phasen wiederholt zu haben. Sie ist jedoch vollständig unabhängig von den Absenkungen der Bruchschollen und auch der jüngsten Küstenflexur.

Zusammenfassend stellen wir im östlichen Wollaston Forland drei verschiedenartige postbasaltische Bewegungen fest:

a. Erneuerung der schon früher angelegten antithetischen Bruchschollenstruktur.

b. Weiträumige Flexur längs der heutigen Aussenküste.

c. Südliches Längsgefälle im Zusammenhang mit einer erneuten Einsenkung der Depression der »Königsbucht«.

Interbasaltische Bewegungen konnten nicht nachgewiesen werden.

D. Die Pendulum Øer.

Sabine Ø und Lille Pendulum.

Wir sind nicht in der Lage von diesen Inseln eine eingehende Beschreibung zu geben, da deren Bearbeitung bei der weiten Entfernung

[1]) Einige der kristallinen Kanten von Bruchschollen weisen ein rasches Abtauchen nach S oder N auf (z. B. Kuhn-Scholle nach S, Kuppel-Scholle nach N). Dieses Abtauchen ist jedoch nur scheinbar und hat mit dem Längsfallen nichts gemein. Es beruht darauf, dass die Streichrichtung der gegen W abfallenden Schollenoberflächen und die der Verwerfungen nicht übereinstimmen. Dadurch kommt ein schiefes, spitzwinkliges Abschneiden der Bruchschollen zustande, was ein axiales Abtauchen vortäuschen kann.

Andererseits kann das Abtauchen eines kristallinen Rückens durch ältere Erosion bedingt sein (z. B. Hühnerbjærg).

von unserm Standquartier (Eskimonæs auf Clavering Ø) nicht zu unserm eigentlichen Arbeitsgebiet gehörte. Trotzdem wurde der Vollständigkeit halber eine Kartierung ausgeführt, was in den Hauptzügen in relativ kurzer Zeit möglich war, da der Bau sehr einfach ist. Die Basaltdecke liegt hier sehr niedrig, reicht sogar zum grössten Teil bis an die Küste hinab, sodass nur wenige Sedimentstreifen zu Tage treten. Am wenigsten liessen sich bei der kurzen Rekognoszierung die Tertiärvorkommen erfassen, da solche oft als lokale und isolierte Einschlüsse im Basalt vorkommen; hiefür müsste man das ganze Gebiet sorgfältig absuchen.

Anlässlich unseres Aufenthaltes in der Falske Bugt erstiegen W. Maync und ich am 29. Mai 1937 gemeinsam den Kronebjærg. Am selben Tag machte ich einen Abstecher zum Harebjærg. Im folgenden Winter bereiste W. Maync die Süd- und Ostküste der Sabine Ø und die Lille Pendulum bis zum Bass Rock. Die Kartierung dieser Landstrecken ist ausschliesslich ihm zu verdanken. Der Vollständigkeit halber führe ich hier auch W. Maync's Angaben an.

Die Basaltdecke der Sabine Ø kulminiert im Keferstein (P. 699). Sie fällt gegen Osten ab und erreicht das Meeresniveau an der Ostküste, wo sie riesige 3—400 m hohe Steilwände über der Pendulum Stræde bildet.

Im Westen lässt die Decke des Keferstein einen grössern Gebietstreifen frei, wo die Schiefertone der Unterkreide zu Tage treten. Am Kronebjærg, der in diesem Streifen liegt, enthalten die Schichten Inoceramen und Ammoniten, die nach L. F. Spath dem Albien angehören (Maync 1940, S. 29). Auf die Tektonik des Kronebjærg gingen wir schon vorgreifend (S. 113) bei der Besprechung der Hühnerbjærg-Verwerfung ein. Am ganzen Kronebjærg fallen die Schichten gegen E. Gemessen am Fusse des Berges:

N 25° W	9° ENE
N 35° W	14° ENE
N 25° W	29° ENE

Wir führten dieses Ostfallen auf Schleppung an der Verwerfung der Hühnerbjærgscholle zurück.

Den Sedimenten des Kronebjærg liegt bei 450 m ein Basaltrelikt auf, das im Grundriss fast kreisrund und an der Oberfläche etwas gezackt ist. Der Berg hätte von der Zweiten Deutschen Nordpolarfahrt (Koldewey 1874) keinen bessern Namen erhalten können. Die Plateauoberfläche erscheint gezackt, weil drei senkrechte kleine Gänge den Plateaubasalt durchbrechen und diesen überragen. Der mittlere bildet den höchsten Punkt, 544 m.

In den Vertiefungen zwischen den Dykes liegen pflanzenführende Sedimente des Tertiärs. An der Basis fanden wir etwas Tutenmergel, die denjenigen der U. K. gleichen. Darüber liegen nur wenige Relikte

eines in Blöcke zerfallenden hellgelben Sandsteins, in denen wir nur schlechte Pflanzenreste fanden.

Die Lagerung ist nicht ganz eindeutig zu beurteilen. Es kann sich um primäre Ablagerung in den Vertiefungen der Basaltfläche handeln, also um eine interbasaltische Ablagerung. Wie am Dronning Augustadal besteht aber auch die Möglichkeit, dass die Tertiärschicht vor der Eruption der Basalte auf die denudierte Kreide abgelagert wurde. Einzelne Schollen wären dann durch die Laven losgerissen und in diese eingebettet worden. Darauf deuten auch die Tutenmergel an der Basis, die eher noch der Kreide angehören. Wirklich einwandfreie, primäre Lagerung hatten wir nur am Gyldenspids, Clark Bjærg und am Kap Borlase Warren getroffen, wo das Tertiär der Kreide direkt auflagert und unter die Basaltdecke zu liegen kommt.

Im Osten, gegen den Harebjærg, legen sich die Kreideschichten wieder flach. Die muldenartige Umbiegung zwischen den beiden Bergen wird von einem Basaltsill, der konkordant zu den Schichten eingedrungen ist, prachtvoll markiert. Im Norden der Insel erscheint der Sill wieder unter dem Plateau des Keferstein und bildet die Nordspitze der Insel, Kap Neumayr.

Ein zweiter Sill liegt in derselben Mulde, aber stratigraphisch höher. Wegen des axialen Südfallens bildet er an der Südküste eine merkwürdig halbmondförmige Klippe. Das westliche Horn, die »Lars Jakobsens Pynt«, setzt sich in einer kleinen Insel in der Claveringstrædet fort, das östliche in der Schärenreihe, die hinüber zum Sill am Gaasedal leitet.

Der muldenförmige Sill wird vom Plateaubasalt des Keferstein flach, resp. mit schwacher Ostneigung, abgeschnitten. Da der Sill der Umbiegung der Albienschichten folgt, ergibt sich, dass die Flexur am Kronebjærg postalbien, aber praebasaltisch ist, also spätcretacisch.

Weiter östlich erhebt sich nördlich der Claveringstræde der Harebjærg. Ich besuchte seinen Westhang und konnte von 260 m bis hinauf zur Basaltunterfläche bei 350 m sandig-tonige Schichten mit Inoceramen (Albien) feststellen. Im Übrigen fand ich die West- und Südhänge des Harebjærg stark von Basaltgängen durchsetzt und von Schutt bedeckt.

Die Zweite Deutsche Nordpolarfahrt fand an der Ostseite des Harebjærg Vorkommen von Sedimenten mit Pflanzen, die von OSWALD HEER (1874) bestimmt und dem »Miocaen« zugestellt wurden.

Neuere Funde von HARTZ, WORDIE und BØGVAD vom Harebjærg und vom weiter östlich liegenden Germania Bjærg weisen dagegen nach FR. J. MATHIESEN (1932) eher auf Paleocaen-Eocaen. Den von uns entdeckten Schichten an der Basis der Deckenbasalte sowohl im westlichen als auch im östlichen Wollaston Forland (Palnatokes Bjærg,

Gyldenspids, Clark Bjærg etc.), wie auch den Einschlüssen in Basalt (Knolden), kommt mit grösster Wahrscheinlich dasselbe Alter zu.

Die Gegend von Germania Havn und des Germania Bjærg wurde von W. Maync kurz untersucht. Die Basaltdecke erreicht an der Vardenæs die Küste und baut den Germania Bjærg auf. Am Fusse dieses Berges fand M. noch etwas Unterkreide und pflanzenführendes Tertiär. Der Germania Bjærg findet im Meer draussen eine südliche Fortsetzung in der kleinen Hvalros Ø, die ganz aus Eruptiven besteht.

An der Ostküste der Sabine Ø ist die mächtige Basaltdecke in der Umgebung der Hansa Bugt unterbrochen und es treten nach M. als Unterlage dieselben Sedimente (Kreide und Tertiär) wieder zu Tage.

Auf **Lille Pendulum** fällt, nach Fliegerphotographien zu urteilen, die Basaltdecke an der Westküste leicht gegen Osten, also gleich wie auf Sabine Ø; aber gegen die Ostküste steigt sie wieder etwas an. Schon Nathorst (1900, S. 92 und 1901, S. 281) fand an der Ostküste der Insel Sedimente, deren Alter er als tertiär vermutete. Nach Maync kommen auch auf Lille Pendulum im N und E an der Basaltbasis Kreide und im Norden bei Kap Hartlaub ausserdem Tertiär vor (Maync 1940, S. 31). Dieses letztere Tertiär zeichnet sich aber vor allen andern Vorkommen durch das Auftreten mariner Fossilien aus, wie auch eingelagerter kleiner Basaltbruchstücke. Das Sediment ist also jünger als die allerersten Lavenergüsse, aber älter als die Haupteruptionen. Da alle bisher erwähnten Tertiärfunde kontinentale Facies zeigen, dürften wir hier an der Ostküste des tertiären Kontinentes angelangt sein.

An den Pendulum Øern sind ausser der Flexur am Kronebjærg keine praebasaltischen tektonischen Störungen nachweisbar, da die Basaltdecke zu tief liegt und ältere Strukturen verhüllt.

Das Abfallen der Basaltdecke von Sabine Ø ostwärts bis zum Westrand von Lille Pendulum deutet auf ein postbasaltisches Absinken der Scholle »Kap Wynn—Sabine Ø« durch eine grosse Flexur wie im Kapitel über die Basalte des Aeussern Wollaston Forlandes dargelegt wurde. Der Wiederanstieg an der Ostküste von Lille Pendulum könnte durch erneute Bewegung einer in der Tiefe liegenden Bruchschollenkante bedingt sein.

Es ist anzunehmen, dass die Bruchschollenstruktur, die wir nun über einen ca. 50 km breiten Landstreifen des Küstengebietes verfolgt haben, auch ausserhalb der Küste Grönlands anhält bis zum eigentlichen Kontinentalabfall, der 120 bis 160 km östlich Bass Rock (vor Lille Pendulum) liegt. (Nach der Karte: Grönland 1:5.000.000 Geod. Inst. København 1937, liegt die 200 m Tiefenkurve ca. 120 km vor Bass Rock, die 1000 m Tiefenkurve bei 160 km).

E. Die Clavering Ø.

Die Beschreibung der Clavering Ø muss der Zeitumstände halber etwas kürzer gefasst werden als die der bisher behandelten Gebiete. Es sollen hier hauptsächlich diejenigen Feststellungen hervorgehoben werden, die zum Verständnis der geologischen Karte von Grönland zwischen 74 und 75° n. Br. und 18 bis 22½° w. L. notwendig sind oder allgemeine Schlussfolgerungen über die postdevonische Tektonik zulassen.

Was die zeitliche Rekonstruktion der tektonischen Vorgänge betrifft, so liegen im bisher behandelten Gebiet des Wollaston Forland die günstigsten Verhältnisse vor für das Verfolgen der postjurassischen Entwicklung. Auf der Clavering Ø und im südwestlich benachbarten Gebiet von Hudson Land und Hold with Hope ergeben sich nun aber auch Anhaltspunkte für den Verlauf der ältern Vorgänge.

Die topographisch-tektonische Gliederung der Clavering Ø gleicht in manchem derjenigen der Kuhn Ø; auch hier können drei Teilgebiete unterschieden werden (vergl. Fig. 2). Die breite und hochliegende zentrale Zone wird von Kristallin gebildet und entspricht dem Hochgebiet einer Bruchscholle, die wir Clavering-Scholle nennen wollen. Diesem gegen W abfallenden Kristallinsockel liegen mächtige Sedimente auf, die westwärts bis zum Copelands Fjord und der Küste von Payers Land reichen.

Die Clavering-Scholle wird gegen E durch eine Bruchzone begrenzt, längs welcher der aus Sedimenten bestehende Ostteil der Insel abgesunken ist. Diese Senkungszone entspricht der Südfortsetzung der Fligelys Fjord—Young Sund—Senke. Diesem Ostgebiet wenden wir uns zuerst zu. (H. G. BACKLUND hat von diesem Gebiet eine geologische Kartenskizze gegeben, die bereits Details und den wesentlichen Verlauf der wichtigsten Verwerfungen enthält (BACKLUND 1932b)).

1. Der östliche Teil der Clavering Ø.

a. Die Verwerfungszone.

Die Ostbegrenzung der Clavering-Scholle verläuft nicht so einfach wie etwa die der Kuhn-Scholle oder des A. P. Olsens Landes. Die Absenkung geschieht nicht durch einen einheitlichen grossen Bruch, sondern es stellen sich verschiedene Komplikationen durch Teilbrüche ein. Trozdem wollen wir diese Störungszone unter dem Namen »Clavering-Verwerfung« zusammenfassen. Es lassen sich drei Abschnitte unterscheiden, die wir im Folgenden behandeln.

Die Nordostecke der Clavering Ø (Dolomitdalen und Djævlekløften).

(Vergl. Tafel 4, Profil 9).

Unter der Nordostecke der Clavering Ø verstehen wir das Gebiet das dreieckförmig umgrenzt wird von der Küste des Young Sund im NE, dem Dolomitdalen im W und der Djævlekløften im S. Die Oberfläche des plateau-artigen Gebietes besteht zum grössten Teil aus einem Basaltlager. Die Oede dieser Hochfläche sowie absonderliche Verwitterungserscheinungen im Basalt haben den Anlass gegeben, das Gebiet mit dem Namen »Troldmarkerne« (die Koboldfelder) zu versehen. Die Nordostecke der Clavering Ø, welche sehr abwechslungsreiche stratigraphische und tektonische Verhältnisse aufweist, wurde schon 1932 von A. Noe-Nygaard und G. Säve-Söderbergh bearbeitet.

Die Clavering-Verwerfung bildet zweifellos die direkte südliche Fortsetzung der Dombjærg-Verwerfung, aber sie weist dieser gegenüber eine starke Richtungsänderung in NNE-SSW auf. Dadurch entstehen an der Nordostecke der Insel komplizierte Ablösungen teils in synthetischen, teils in antithetischen Adventivbrüchen und Querbrüchen (siehe Profiltafeln). Einige der Brüche weisen noch die Richtung NNW der Dombjærg-Verwerfung auf, andere bereits die der Clavering-Verwerfung.

Die Hauptverwerfung verläuft an der Westflanke des Dolomitdalen in der neuen Richtung NNE—SSW. Hoch auf dem Kristallin des Westflügels, am Koralbjærg (P. 1235) steht noch mächtiger Permdolomit an als Riffbildung mit Korallen (siehe Tafel 5, Panorama 4). An der Verwerfungsfläche selbst finden sich mehrere geschleppte Pakete von Perm. Das abgesenkte Gebiet bildet das Plateau der Troldmarker. Dieses wird durch einen ebenfalls sehr kräftigen Bruch unterteilt, der sich aber im Gegensatz zur Verwerfung des Dolomitdalen morphologisch kaum auswirkt. Er verläuft in der Richtung NNW—SSE der Dombjærg-Verwerfung und bedingt am rechten Hang des Dolomitdalen, etwa 3 km oberhalb von seiner Mündung, nur eine kleine Nebenschlucht. Der Bruch wurde von Noe-Nygaard und Säve-Söderbergh (1932) entdeckt und die Schlucht wurde von ihnen deshalb »Kontaktravine« genannt. Dieser Bruch, der von seinen Entdeckern nicht weiter verfolgt wurde, erlaubt nun weitere sehr aufschlussreiche Feststellungen (s. Fig. 17): Die westliche Scholle besteht aus Kristallin, trägt einige Permrelikte und wird von den Schiefertonen der jüngern Unterkreide bedeckt. Im Süden, auf der Seide der Djævlekløften, wird diese Westscholle durch weitere kleine Brüche unterteilt. Die östliche Scholle, welche den Ost-Teil des Plateaus und auch den Steilabsturz zum Young Sund bildet, baut sich aus der mächtigen Gelben Serie des Jura (Callovien—Argovien) auf und nicht aus Kreide, wie bisher angenommen wurde.

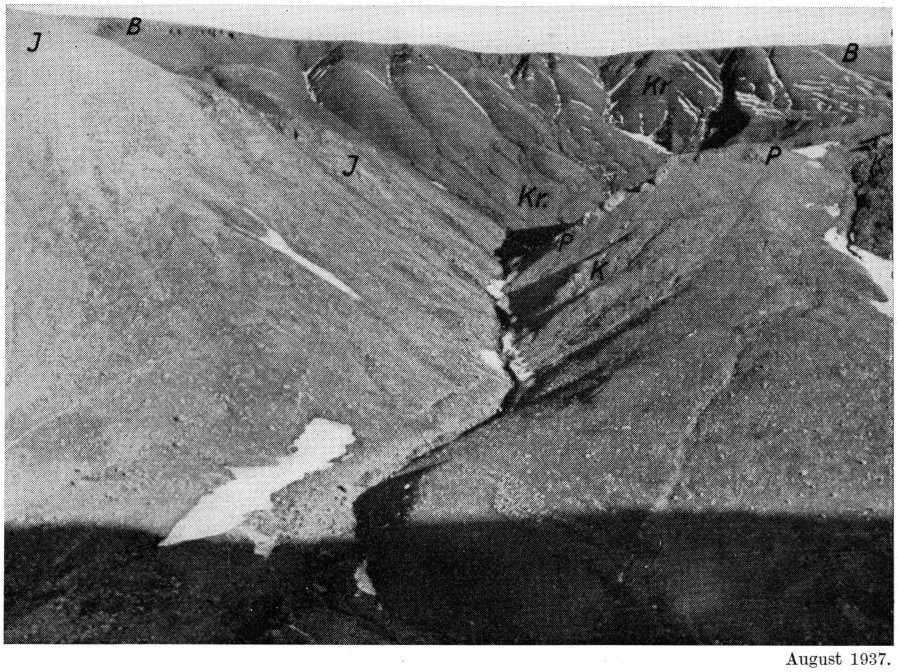
Sehr bedeutungsvoll ist nun das Verhalten der Unterkreide-Schichten am Bruch der Kontaktravine. Von der Westscholle, wo sie auf Kristallin und Perm liegen, greifen die Schiefertone ungestört über den Bruch hinweg auf den Rand der Ostscholle und sind hier an einer geneigten Erosionsfläche dem Jura angelagert. Höher oben liegt ein Basaltsill, ebenfalls ungestört, auf Jura und Kreide der beiden Bruchschollen. Der Bruch ist also einwandfrei praecretacisch und später nicht reaktiviert worden (vergl. Schema Tafel 6).

Von Interesse ist, dass die praecretacische Erosion auf dem gehobenen Westflügel bis hinab auf Perm und Kristallin gegriffen hat, auf dem Ostflügel aber den Jura viel weniger tief erodierte, so dass sich also an der Verwerfung die Erscheinung der morphologischen Umkehr zeigt.

Dieser selbe Bruch lässt sich — in direkter südlicher Verlängerung — wieder feststellen an einem nördlichen Nebentälchen der Djævlekløften, wo dieselben Verhältnisse wiederkehren wie an der Kontaktravine im Dolomitdalen. Hier findet sich in der praecretacisch ausgeräumten Bruchkerbe ganz unten ein kleines Vorkommen von sandigem Valanginien mit Aucellen; es handelt sich um das südlichste Valanginienvorkommen in unserm Untersuchungsgebiet.

Wir wenden uns weiter der östlichen Bruchscholle der Troldmarkerne zu, die, wie oben gesagt, aus Callovien-Argovien besteht. Diese Entdeckung ist deshalb von Bedeutung, weil damit einige Schwierigkeiten in der Deutung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse zu beiden Seiten des Young Sund beseitigt werden. Das vermeintliche Fehlen von Jura auf der Clavering Ø hat in der Literatur zu allerhand Annahmen und Theorien geführt (FREBOLD 1932a, NOE-NYGAARD und SÄVE-SÖDERBERGH 1932).

Die Gelbe Serie des Jura bildet an der Küste des Young Sundes ein hohes Kliff, das von einem Basaltsill gekrönt wird. Auf diesen Basaltlagergang werden wir unter b., Seite S. 140 zurückkommen. An der Steilküste fanden sich neben den bezeichnenden Fossilien des Callovien-Argovien (*Macrodon keyserlingi* etc.) auffallender Weise an einigen Stellen auch Blöcke von Permdolomit im Jura eingebettet. Es handelt sich um eine neue, unerwartete Feststellung, denn bis heute waren solche Permblöcke nur aus der Eotrias bekannt geworden. Wir haben früher (S. 80) den Fall erwähnt, dass in Wollaston Forland Blöcke von Kristallin und Jura in Kreide liegen, was auf eine Bruchbildung am Ende der Jurazeit zurückzuführen war. Die auf Nordost-Clavering Ø beobachteten Permblöcke in Jura weisen auf ähnliche tektonische Vorgänge in praejurassischer Zeit und auf das Bestehen einer Steilküste während der Jurazeit (vergl. Tafel 6, Profil III).



August 1937.

Fig. 17. Die Kontaktravine an der SE-Seite des Dolomitdalen. Verwerfung durch die Sohle der Schlucht. Rechts, westlich der Schlucht Kristallin (K), überlagert von Permdolomit (P), der gegen die Verwerfung abgeschleppt ist. Der Abhang links, östlich der Schlucht besteht aus Jura = J (Callovien-Argovien). Diese abgesenkte Scholle überhöht die gehobene Westscholle und zeigt damit die Erscheinung der morphologischen Umkehr. Im Hintergrund jüngere Unterkreide (Kr), die ungestört über den Bruch und ein praecretacisches Relief transgrediert. Anlagerung an der Juraböschung links. Die Kreide wird von einem ebenfalls ungestörten Basaltsill (B) überlagert.

Die aus Gelber Serie bestehende östliche Bruchscholle der Troldmarkerne muss an der Küste des Young Sund durch eine Verwerfung begrenzt sein, die dem Bruch der Kontaktravine und der Dombjærg-Verwerfung parallel verläuft. Dafür spricht die Stellung der Jurasedimente auf Clavering Ø im Vergleich zu denjenigen auf Wollaston Forland. Ein weiteres Anzeichen für das Vorhandensein der Verwerfung besteht in einem kleinen Vorkommen von Schwarzer Serie (Séquanien-Kimmeridgien) am Südende des Küstenkliffs.

Ein weiterer, wohl parallel gerichteter Bruch, wieder mit absenkendem Ostflügel, muss zwischen der Küste der Clavering Ø und der kleinen Basalt Ø vorhanden sein, denn auf der letzteren konnten wir im Liegenden des Basaltes Schiefertone der jüngern Unterkreide nachweisen.

Die oben beschriebene Jurascholle der NE-Ecke von Clavering Ø besitzt gegen S keine Fortsetzung; an der Südseite der Djævlekløften zeigen sich nur Schiefertone der Unterkreide, so dass in der Sohle

der Djævlekløften ein W-E gerichteter Querbruch verlaufen muss, wie dies schon NOE-NYGAARD und SÄVE-SÖDERBERGH angenommen haben.

Forposten.

(Tafel 4, Profile 10 u. 11 und Tafel 5, Panorama 4).

Südlich Djævlekløften erstreckt sich auf etwa 7 km Länge bis zum Grönnedal das schmale Hochplateau des »Forposten« mit P. 1303. Wie der von H. G. BACKLUND (1932b) gegebene Name »Avantpost Mountains« = Forposten besagt, erscheint in diesem Abschnitt der Absturz der zentralen Kristallinzone der Clavering Ø gegen Osten versetzt. Der vorgeschobenen Lage des Forpostens ist es wohl auch zu verdanken, dass die Clavering-Verwerfung in diesem Abschnitt verhältnismässig einfach und wenig gestaffelt verläuft. Wir nennen das Teilstück die »Forposten-Verwerfung« (vergl. Fig. 2, S. 25).

H. G. BACKLUND verzeichnet jedoch schon auf seiner Karte (1932b) eine vermutete Verwerfungslinie, welche das Forposten-Plateau vom zentralen Kristallin der Clavering Ø trennt. Wie die bedeutenden Vorkommen von Perm und Basalt auf dem Plateau zeigen, dürfte der Forposten auch nur eine Bruchstaffel darstellen, welche gegenüber der eigentlichen, hohen Clavering-Scholle abgesenkt ist. Eine Verwerfung lässt sich auf grössere Distanz nicht erfassen, doch fand ich im Nordwesten des Plateaus, zwischen zwei kleinen Kargletschern, ein kleines Permvorkommen, das im Westen durch Bruch an Kristallin grenzt (Tafel 4, Profil 10).

Jedenfalls ist der Forposten eine Bruchscholle, die relativ wenig abgesenkt ist. An ihrem Nordende (Djævlekløften), wie an ihrem Südende (Grønnedal) ist sie gegen die viel tiefer liegenden Bruchschollen durch Querbrüche begrenzt. Im Süden sind es sogar mehrere Querbrüche, welche das Plateau treppenförmig abstaffeln (Kulissen auf Profil 11). An der Lagerung von Perm und Basalt auf dem Rücken des Forposten ist zu erkennen, dass diese Brüche praebasaltisch angelegt waren und postbasaltisch reaktiviert wurden.

Am Nordende des Forposten weist das Perm (Dolomite und Brachiopodenkalk) die grösste Mächtigkeit in unserm Untersuchungsgebiet auf, nämlich 150 m. Gegen die Forposten-Verwerfung hin erscheinen diese Dolomite und Kalke samt ihrer kristallinen Unterlage stark abgeschleppt. Ausserdem zeigen sich schöne Beispiele kleinerer antithetischer Brüche, welche dieser Schleppung entgegenwirken (siehe Profile und Panorama Tafel 5).

Am südlichen Plateau des Forposten machte W. MAYNC die wichtige Entdeckung, dass das Perm eine Facies mit Fossilführung aufweist, die genau derjenigen der sog. »Weissen Blöcke« entspricht.

Diese letztern liegen innerhalb der Eotrias bei Kap Stosch an der Nordspitze von Hold with Hope. Sie wurden von H. Frebold (1931) als Perm in Zechsteinfacies bestimmt. Das Gestein wurde aber noch nirgends anstehend getroffen und die Herkunft der Weissen Blöcke war ein Rätsel. Wir werden weiter unten auf die Bedeutung dieser Entdeckung zurückkommen.

Nucleus-Berge und Brinkley Bjærg. Spätpermische Bruchbildung und fragliche posttriadische Reaktivierung.

(Tafel 4, Profile 12 und 13).

Südlich Grönnedal erscheint die Clavering-Verwerfung gegenüber dem Teilstück der Forposten-Verwerfung durch den oben genannten Querbruch um ca. 1 km nach Westen versetzt. Sie verläuft dann in gerader Richtung S 10° W am Fusse der Berge: Trinucleus, Binucleus, Monucleus und Steinmannspids, die wir unter dem Namen »Nucleus-Berge« oder »Nuclei« zusammenfassen. Das Teilstück der Verwerfung bezeichnen wir als »Nucleus-Verwerfung« (Fig. 2). Die Nucleus-Berge bilden die hohe Ostkante des kristallinen Sockels der Clavering-Scholle. Die Gipfel bestehen alle aus Relikten von Deckenbasalt, die davon zeugen, dass die Lavenüberflutung über den Rand der Scholle auf deren Hochfläche gegriffen hat.

In der Südfortsetzung des Forposten, südwestlich des Sees im Grønnedal, liegt eine tief abgesenkte Bruchstaffel (bei P. 254) angelehnt an die Böschung der Nucleus-Verwerfung. Auch hier ist der Dolomitkalk des Perm noch nahezu 100 m mächtig. In der Schlucht des »Productus-Elv« fand W. Maync den Kalk ebenfalls stellenweise in der Facies der »Weissen Blöcke« ausgebildet.

Weiter nach Süden entwickeln sich nun zwischen Nucleus-Verwerfung und Baesdalen — von der Nucleus-Verwerfung sich abspaltend — eine ganze Anzahl Staffelbrüche in der Richtung NNW—SSE (Richtung der Dombjærg- und Kuppel-Verwerfungen). Die westlichste und höchste, nach Süden sich verbreiternde Staffelbruchscholle kulminiert im Brinkley Bjærg (1078 m). Zwei schiefe Querbrüche zerlegen ausserdem diese Scholle an ihrem Südende.

Das Gebiet zwischen Brinkley Bjærg, Baesdalen und Südküste wurde schon früher mehrmals untersucht und vorläufig kartiert (Kulling 1930, Koch 1931, Backlund 1932b, Nielsen 1935). Unsere Neukartierung ergab keine prinzipiell neuen Befunde, sondern nur kleine Abänderungen im Verlauf der Brüche und andern Einzelheiten, auf die an dieser Stelle nicht eingetreten werden kann. Wir beschränken uns auf wenige Angaben und Erörterungen.

Die Bruchschollen im Brinkleybjærg-Abschnitt sind aufgebaut aus kristallinem Sockel, Perm und Eotrias. Sie zeigen im Kleinen

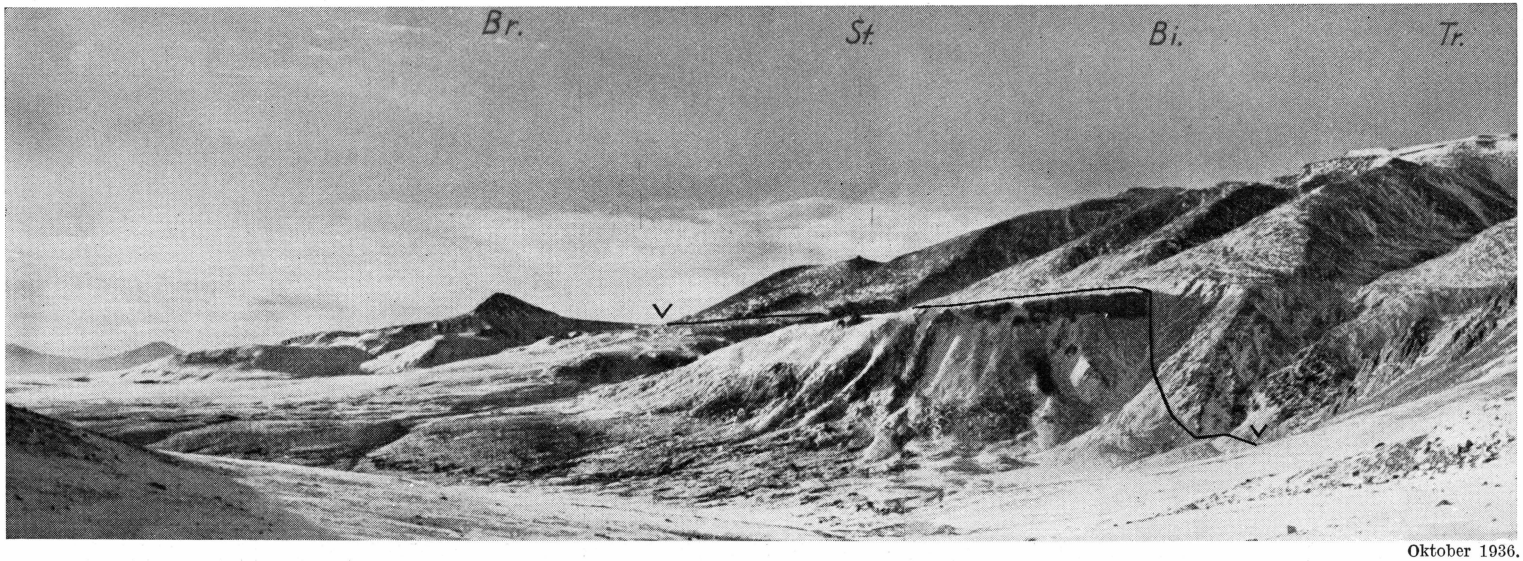
das Bild, das wir im Grossen im Querschnitt des Küstengebietes von Wollaston Forland und der Kuhn Ø kennen gelernt haben, d. h. eine antithetische Schollentreppe: Die Bruchflächen fallen steil gegen Osten ein und die Schollen sind leicht gegen W gekippt. Die Sedimente sind an den Brüchen z. T. geschleppt. Von besonderer Bedeutung ist das Erscheinen der Eotrias, die in den bisher behandelten Gebieten fehlt. In den Bruchsenken, wo sie möglicherweise noch vorhanden ist, ist sie nicht sichtbar; in andern Gebieten dürfte sie primär nicht zur Ablagerung gekommen sein.

Die Eotrias am Brinkley Bjærg setzt sich, wie schon die früheren Autoren festgestellt haben, aus mächtigen polygenen Konglomeratlagen und ammonitenführenden Sanden zusammen (*Ophiceras*, *Otoceras* etc.). Im obersten Teil der Serie fanden wir eine Breccie von Permgesteinen und selbst grosse Blöcke von Permdolomit. Diese Bildungen erinnern an die längst bekannten, sog. »Weissen Blöcke« innerhalb der Eotrias bei Kap Stosch, die als Perm in Zechsteinfacies bestimmt wurden (FREBOLD 1931).

Als grobklastische Bildung setzt die Eotrias eine ihr vorausgehende tektonische Bewegung und daran anschliessende Abtragung voraus. Die Blöcke müssen von einer nahen Küste stammen. Wir neigen nun sehr zu der Annahme, dass diese ans Ende des Perms zu verlegende Bewegung in einer Bruchbildung bestand, ähnlich den bisher festgestellten jüngern Bruchbildungen, die sich Ende Jura, Ende Kreide und postbasaltisch abgespielt haben. Es ist auch sehr wahrscheinlich, dass die Brüche an denselben Linien verliefen wie die spätern, und dass sich die Schollen gegen W neigten, sodass sich schon damals »Bruchsenken« ausbildeten (vergl. Schema der tektonischen Entwicklung, Tafel 6, Profil II).

Auf dem im S liegenden Lande Hold with Hope besitzt die Eotrias grosse Verbreitung und zeigt gute Gliederung. Von dort aus dürfte das Triasmeer eine Bucht in die »Young Sund-Senke« am Ostfuss der gegen N axial ansteigenden Clavering-Scholle gesandt haben. Diese Bucht dürfte aber nie sehr weit nach N gereicht haben, denn schon im nordöstlichen Teil des Young Sund fehlt Eotrias (Landmasse »Eskimonia« von MAYNC 1939, 1940). Die gegen N ansteigende Clavering Scholle muss zur Triaszeit ebenfalls über Meeresniveau gelegen und ein Nährgebiet für die Konglomerate gebildet haben. Die Clavering-Verwerfung bedingte vermutlich eine Steilküste, von der die Permblöcke abstürzten.

In diesem Zusammenhang ist nun von Bedeutung, dass es W. MAYNC gelang, Perm in der Facies und mit der Fossilführung der »Weissen Blöcke« vom Kap Stosch anstehend zu finden am südlichen Plateau des Forposten und am Productus-Elv. Wahrschein-



Oktober 1936.

Fig. 18. Blick vom Langelinie Bjærg gegen SSW. Tr. = Trinucleus, Bi. = Binucleus, St. = Steinmannspids; Kristallin der Clavering-Scholle mit Basaltrelikten. V—V = »Nucleus-Verwerfung«. Davor die Staffelbruchzone des Brinkley Bjærg. Am Brinkley Bjærg (Br.) ist die aus Perm und Eotrias bestehende Schollentreppe morphologisch deutlich erkennbar. Der Gipfel besteht aus Plateaubasalt. Vorn, unter dem Binucleus, die Bruchscholle mit Permdolomit am Grönnedal.

lich war dieses Perm ehemals weiter gegen S und W zu verbreitet und so konnten von den durch spätpermische Verwerfung gebildeten Steilküsten Permblöcke in die Eotrias vom Kap Stosch gelangen.

Die alte Steilküste der Clavering-Scholle muss wenigstens stellenweise bis in den Jura hinein erhalten geblieben sein; dafür sprechen die früher erwähnten Permblöcke in der Gelben Serie an der Nordostecke von Clavering Ø. Es besteht auch die Möglichkeit, dass noch in posttriadischer-frühjurassischer Zeit eine Reaktivierung der Bruchbildung eintrat. Eine solche ist aber nicht mit Bestimmtheit nachzuweisen.

b. Das abgesenkte Kreide- und Basaltgebiet der östlichen Clavering Ø.

Wir wenden uns nun dem durch die Clavering-Verwerfung und deren Staffelbrüche tiefst abgesenkten Gebiet im Osten der Insel zu. Es wird vollständig von Unterkreide eingenommen, in die zahlreiche Basaltsills eingedrungen sind.

Die jüngere Unterkreide, die erstmals von R. BØGVAD (1934) festgestellt wurde, setzt sich zum grössten Teil aus Schiefertonen und sandigen Bänken zusammen. An gewissen Stellen tritt *Inoceramus anglicus* WOODS häufig auf, so dass die Schichten mit Sicherheit ins Albien zu stellen sind. Am Fuss des Forposten sind den Tonen grosse Permblöcke eingelagert, ein Anzeichen, dass die Forposten-Verwerfung auch wieder zur Zeit der jüngern Unterkreide eine Steilküste gebildet hat. (Von NOE-NYGAARD und SÄVE-SÖDERBERGH (1932) wurden diese Blöcke als anstehendes Perm kartiert und zwischen diesen und der Kreide ein Bruch gezogen). Fig. 19.

Die Kreideschichten weisen leichte tektonische Verbiegungen auf. Am Westrand, längs der Forposten-Verwerfung und den Bruchstaffeln des Brinkley Bjærg, zeigen sie Ostfallen, was durch Schleppung an den Verwerfungen bedingt ist. Südlich Djævlekløften fallen sie infolge des im Tal verlaufenden Querbruchs gegen S. Auch am Langelinie Bjærg herrscht starkes Südfallen. Der Querbruch am Südabsturz des Forposten setzt sich möglicherweise in der Tiefe unter dem Langelinie Bjærg gegen E fort.

Gegen die Ostecke der Insel steigen die Schichten leicht ostwärts an. Dieser Anstieg wird am Brisbane- und Magnetiker Bjærg sogar verstärkt durch kleine Brüche. Bisher beobachteten wir, dass die Brüche in der Regel die Schollen gegen E abstaffeln und dass dadurch das Westfallen der Schichten mehr oder weniger ausgeglichen wird. Die Brüche an der Ostecke der Clavering Ø bilden deshalb eine seltene Ausnahme von dieser Regel.



Juli 1937.

Fig. 19. Blöcke von permischem Productuskalk, eingebettet in den Schiefertonen der jüngern Unterkreide am Fusse des Forposten, südlich Djævlekløften.

Gegen die Küsten der drei Kaps: Kap Breusing — Kap Arnak — Kap Mary, fallen dann die Schichten in kräftiger Flexur gegen E ab. Diese Flexur mag im Zusammenhang mit einer Südfortsetzung der Kuppel- oder Permpas-Verwerfung stehen.

Im Kreidegebiet der östlichen Clavering Ø sind, wie erwähnt, Basaltsills sehr häufig, während sie in der nördlichen Fortsetzung dieser Zone im westlichen Wollaston Forland vollständig fehlen. Es wurde oben ausgeführt (S. 119), dass im östlichen Wollaston Forland die von E eindringenden Sills am kristallinen Rücken des Hühnerbjærg ein Hindernis gefunden haben. Ähnlich muss die kristalline Kante der Kuppel gewirkt haben. Da diese Kante bei Kap Berghaus abtaucht, konnten im südlich anschliessenden Gebiet die Sills nach W in das Gebiet der heutigen Ost-Clavering Ø vordringen.

Im Allgemeinen sind die Sills konkordant den Schichten eingedrungen. Sie zeigen deshalb dieselben vorhin beschriebenen Verbiegungen. Grosses Interesse bietet das Verhalten eines Sills beim Auftreffen auf die Forposten Verwerfung. An der Nordflanke des Grønnedal, NE des kleinen Sees, ist der Sill den Kreideschichten konkordant und zeigt wie diese schwachen Anstieg gegen W. An der Verwerfungskluft dringt er dann steil empor, ähnlich einem Dyke und lässt sich dann längs der Verwerfung nordwärts verfolgen bis über die Djævle-

kløften hinaus. Die Verwerfungskluft und die Verbiegungen der Kreide waren also schon vor dem Eindringen der Basalte vorhanden.

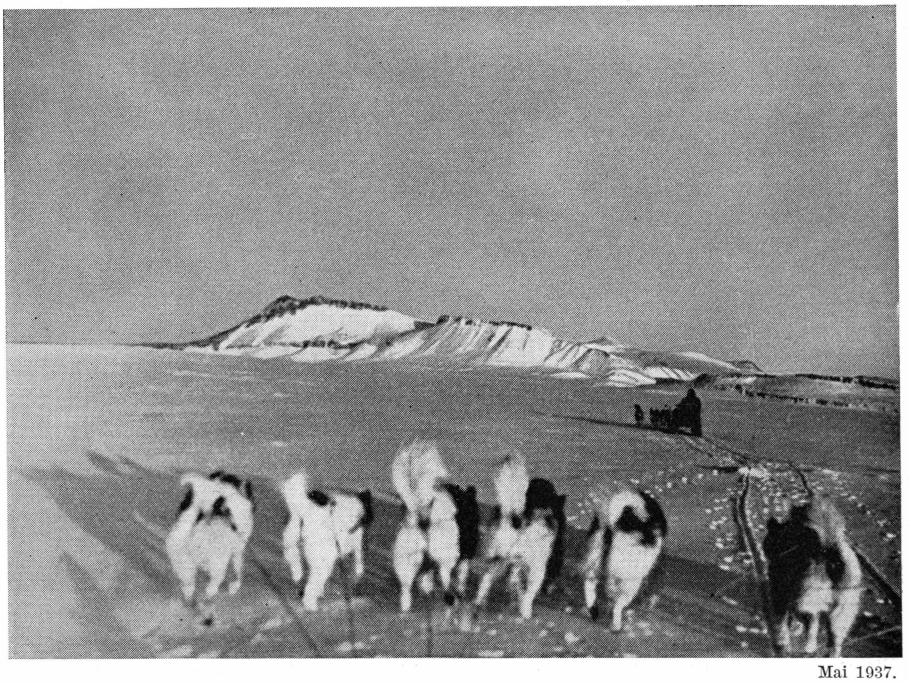
Besonders zu erwähnen ist ein grosser Sill, der das dreieckförmige Gebiet zwischen Djævlekløften und Dolomitdalen an der NE-Ecke der Clavering Ø bedeckt und dem auch die kleine Basalt Ø im Young Sund angehört. Dieser Sill täuscht eine Oberflächendecke vor, ähnlich dem grossen Lager auf Brorsons Halvø. In ähnlicher Weise wie der letztere über den kristallinen Rücken des Falkebjærg vorgedrungen ist, muss auch dieser Sill über den gegen S abtauchenden Rücken der Kuppel seinen Weg gegen W gefunden haben. Ausserdem spricht auch die grobkörnige Struktur dieses Basaltes für die Sillnatur.

H. G. BACKLUND (1932b) glaubte auf der östlichen Clavering Ø »konzentrische Flachintrusionen« (»cone sheets«) zu erkennen und nahm an, dass diese dem abgetragenen Unterbau eines mehr oder weniger zentralen Vulkantypus entsprechen (1932, S. 13 ff.). Er behauptet, dass z. B. am Rundetaarn (SE-Clavering Ø) die Lagergänge allseitig gegen das Bergesinnere einfallen. Die Überschneidung verschiedener Gänge veranlassten BACKLUND sogar mehrere ineinander geschachtelte Ringsysteme anzunehmen.

Dem gegenüber konnten wir mit Sicherheit feststellen, dass die Basaltlager im allgemeinen ganz flach liegen und nur an der Westflanke des Rundetaarn gegen den Berg einfallen und zwar konkordant zu den eine schwache Flexur aufweisenden Kreideschichten. Überschneidungen von Sills sind im südlichen Teil des Rundetaarn tatsächlich vorhanden, aber die Sills zeigen keine konische Anordnung. Im Gebiet des Brisbane und Magnetiker Bjærg kommen ausserdem Überschneidungen dadurch zustande, dass flache Sills und senkrecht stehende Dykes sich miteinander kombinieren.

Im Weitern postulierte BACKLUND einen Denudationshiatus zwischen dem System dieser Intrusionen und den »mächtigen Anhäufungen von Lavenergüssen«. Im Gegensatz hiezu gelang es uns nicht, einen Altersunterschied zwischen den Decken und den Sills festzustellen. Eine scheinbare Diskordanz zwischen den Sills und den Decken ist zwar in einigen Nachbargebieten zu sehen, z. B. Sabine Ø, Hold with Hope. Diese Diskordanz liegt aber in Wirklichkeit zwischen der Kreide und der Basaltdecke und da die Sills konkordant in die Kreide eingedrungen sind, hat sich notwendigerweise auch eine Diskordanz zwischen Sills und Decke ergeben müssen. Die Sills brauchen aber nicht älter zu sein als die Decke. Im Gegenteil wurde S. 120 erwähnt, dass Sills selbst in die Decken eingedrungen sein können.

Sicherer Deckenbasalt liegt im Gebiet der östlichen Clavering Ø nur in der Gipfelpartie des Brinkley Bjærg vor, als Relikt auf einer



Mai 1937.

Fig. 20. Kap Breusing — Brisbane Bjærg — Henning Elv von Norden. Jüngere Unterkreide (Aptien-Albien) mit Basaltsills. Brüche und Flexur am Brisbane Bjærg. (Vergl. Tafel 6, Profil 12).

der Bruchschollen. Eine ganz Anzahl Relikte liegt sodann auf dem hohen Ostrand der Clavering Scholle (Pladen, Steinmannspids, Monucleus, Binucleus, Trinucleus, Forposten und Koralbjærg = P. 1238). Wir glauben nicht, dass das erwähnte Relikt des Brinkley Bjærg gegenüber diesen Vorkommen durch Bruch abgesenkt sei, sondern wir nehmen an, dass die Bruchstufe schon vor der Basalteruption als Böschung vorhanden war. Die jüngsten Laven flossen über die Böschung hinweg auf das Hochplateau der Clavering-Scholle.

2. Zentrale und westliche Teile der Clawering Ø.

Die Clavering-Scholle.

(Tafel 3, Profile F, G, H).

Die zentralen und westlichen Teile der Clavering Ø gehören einer tektonischen Einheit, der Clavering-Scholle, an. Wie alle bisher beschriebenen Bruchschollen ist auch diese gegen W gekippt worden.

Die nach W geneigte Oberfläche des kristallinen Sockels wird von einer mächtigen Sedimentserie überdeckt, die jedoch heute nur noch

auf dem westlichen, abgesenkten Schollenteil (»Bruchsenke«) erhalten ist. Der östliche gehobene, alte Schollenteil, die heutige centrale Zone der Clavering Ø, besteht ganz aus Kristallin und wird gegen oben von einer viel jüngern Abtragungsfläche abgeschnitten. Diese ist durch die noch jüngere Durchtalung unterteilt, so dass sie heute nur noch in Reststücken als kleinere Hochplateaux und in einer ausgesprochenen Gipfelflur erhalten ist. Die Hochflächen der Clavering Ø, des A. P. Olsens Land und Th. Thomsens Land gehören ein- und derselben ausgedehnten Fläche an, die sich gegen das Landesinnere, immer besser erhalten, erstreckt und vom Inlandeise bedeckt wird.

Zur südlichen Fortsetzung der Clavering-Scholle gehören die gleichfalls aus Kristallin bestehenden Finsch Øer; dann taucht der kristalline Sockel nach S axial in die Tiefe ab, denn auf dem Lande Hold with Hope tritt kein Kristallin mehr zutage.

Was die Zusammensetzung des kristallinen Sockels der Clavering-Scholle betrifft, möchte ich hier auf die von A. MITTELHOLZER im Jahre 1938—39 durchgeführte petrographische Bearbeitung von Clavering Ø und Payers Land verweisen (MITTELHOLZER 1941).

Wir wenden uns nun dem westlichen, vorwiegend aus Sedimenten gebildeten Teil der Clavering-Scholle zu. Die nach W gekippte alte Oberfläche des kristallinen Schollensockels bildet die Unterlage einer mächtigen konkordanten Serie von kontinentalen Arkoseablagerungen mit eingeschalteten Konglomeraten und dunkeln, Pflanzen führenden Schiefertonen. Die Pflanzenfunde liessen das Alter der Serie als Namurien bestimmen (KULLING 1930, HALLE 1932, MALMQVIST 1932). Im Südwestteil des Karbongebietes, an den westlichen Hallebjærgene, lässt sich die Mächtigkeit dieser Serie auf ca. 2000 m bestimmen, sie mag aber ursprünglich noch grösser gewesen sein.

Wir möchten hier nicht weiter auf die Stratigraphie des kontinentalen Karbons eingehen. Die Hauptzüge des stratigraphischen Aufbaus wurden eingangs im Kapitel »Stratigraphie« etwas eingehender behandelt als für die übrigen Formationen. Unserer Aufgabe gemäss befassen wir uns hier vor allem mit der Verbreitung und den Lagerungsverhältnissen der verschiedenen Formationen und deren Beziehungen zueinander. Da sich auf der westlichen Clavering Ø nicht genügend Anhaltspunkte für die Rekonstruktion der älteren tektonischen Ereignisse ergeben, ziehen wir auch die Verhältnisse der südlich benachbarten Gebiete zu Rate.

Auf der westlichen Clavering Ø ist nicht ganz sicher festzustellen, ob die in sich konkordante Karbonserie der kristallinen Unterlage konkordant aufgelagert ist, da sich keine günstigen Anschnitte in Rich-

tung W—E bieten. Die Grenzfläche selber zeigt auffallende Rauhigkeiten. Von den ca. 30 km weiter südöstlich liegenden Passagehøjene, die die direkte Fortsetzung des Claveringkarbons im östlichen Hudson Land bilden, hat H. Bütler (1940) gemeldet, dass hier die Karbonschichten einer bereits gegen W gekippten Fläche diskordant aufliegen und allmählich gegen E auskeilen. Es besteht deshalb die Möglichkeit, dass dies auch für West-Clavering Ø Gültigkeit hat. (Die Möglichkeit wurde auf den Profilen der Tafeln 3 u. 6 angedeutet).

Gegen W wird die kontinentale Karbonserie der Clavering Ø durch den Copelands Fjord begrenzt. An der Westküste dieses Fjordes erhebt sich der steile Kristallinwall des Blossevilles Bjærg, an dessen Ostfuss eine gewaltige Verwerfung verlaufen muss. Die Verwerfung bildet die Westbegrenzung der Clavering-Scholle. Ihr weiterer Verlauf und ihre besondere Bedeutung soll in den nächsten Abschnitten behandelt werden.

Gegen NW zu greift die Karbonserie der Clavering-Scholle noch auf die Ostküste von Payers Land über. Wir werden die dortigen Verhältnisse unter Payers Land kurz behandeln.

Die gegen W geneigte Karbonserie der westlichen Clavering Ø wird etwa auf 900 m Höhe von den horizontal liegenden Basaltplateaux der Hallebjærge und Bramsensbjærge abgeschnitten. An den westlichen Hallebjærgene und an einem isolierten Gipfel namens »Dunken« fand ich unter der Basaltdecke Sedimente, wie die Basalte flach liegend und die Karbonserie abschneidend. Die ca. 60 m mächtigen Sedimente bestehen aus Konglomeraten, groben Sanden und Mergeln, die zahlreiche Pflanzenreste, darunter bis 1,50 m lange verkieselte Stämme enthalten. Als besonderes Kennzeichen führen diese Sedimente Basaltbrocken und ausserdem wechseln sie mit Lagen vulkanischer Tuffe und Schlacken. Diese Tuffe führen ebenfalls verkohlte Pflanzenreste und Brocken von Sedimenten und Basalt. Die Ablagerung dieser wohl kontinentalen Sedimente fällt also in die Zeit nach den ersten Basaltergüssen und ist mit dem von W. Mayne auf den Pendulum Øern gefundenen marinen Ablagerungen zu vergleichen, die ebenfalls Basaltkomponenten enthalten (vergl. S. 129). Eine Bestimmung der Holzreste wurde bis jetzt nicht vorgenommen und ist wegen der schlechten Erhaltung vielleicht auch gar nicht möglich. Wir können deshalb über das Alter dieser Sedimente nichts Genaueres aussagen. Wahrscheinlich sind sie alttertiär.

Die Deckenbasalte der westlichen Clavering Ø lassen sich in einer Reihe von kleinen Relikten südostwärts verfolgen bis ins Gebiet des Taggletschers, NE der Station Eskimonæs. Sie liegen dort z. T. noch dünnen Karbonresten auf, greifen dann aber ostwärts auf die alte,

gegen W geneigte kristalline Rumpffläche und erreichen selbst noch die junge Hochfläche der zentralen Zone. Vom Taggletscher ostwärts gehend, finden wir die schon früher besprochenen Basaltrelikte des Pladen, der Steinmannsspidse, der Nucleusberge und des Forposten. Die höchsten Kuppen der centralen Clavering Ø (Ortler = P. 1604 etc.) sind indessen ganz frei von Basalten und es ist auch anzunehmen, dass sie nie von solchen überflutet waren. Die Basaltdecken reichen von Osten, Süden und Westen nur auf den Rand der Hochfläche. Die höchste Partie der gegen N axial ansteigenden Clavering-Scholle muss eine Halbinsel im Lavenmeer gebildet haben.

Wir haben schon oben erwähnt, dass die Hochfläche der Clavering Ø einer Abtragungsfläche angehört, die sich über das ganze Küstengebiet Ostgrönlands bis zum Inlandeise ausdehnt. Da die Basalte stellenweise sich über diese Fläche ergossen haben, muss ihre Ausbildung in spätcraetacisch-praebasaltische Zeit fallen; älter kann sie im Bruchschollengebiet nicht sein. In unsern bisherigen Ausführungen haben wir gezeigt, dass frühere Abtragungsflächen sich praekarbonisch, praepermisch, praecallovisch und praecretacisch gebildet haben; alle diese ältern Denutationsflächen wurden durch jüngere Bruchbildungen gegen W gekippt und in den Bruchsenken wurden sie jeweils von jüngern Sedimenten eingedeckt. Die eben beschriebene spätcreatacisch-praebasaltische Fläche schneidet alle früheren Flächen ab. Im Gegensatz zu diesen hat sie an den westlichen Bruchschollen keine Kippung mehr erfahren. Nur an den östlichen Bruchschollen (z. B. östliches Wollaston Forland) zeigten sich schwache, postbasaltische Erneuerung der Kippung und Verbiegungen, welche auch die praebasaltische Landfläche betroffen haben.

Permo-karbonische und karbonische Bruchbildungen. Hudson Land und Hold with Hope.

(Tafel 3, Profil J und Tafel 6, Profil I).

Bevor wir die Westbegrenzung der Clavering-Scholle besprechen, möchten wir versuchen das Alter der Westkippung der Karbonserie zu bestimmen.

Im Wollaston Forland konnten wir mit Bestimmtheit feststellen, dass Ende Jura, in Verbindung mit einer Bruchbildung, eine Westneigung der Bruchschollen stattgefunden hat. Aus dem Einsetzen der Eotrias im Südostteil der Clavering Ø schlossen wir ferner auf eine entsprechende Bewegung, die vor der Trias eingetreten wäre. Es stellt sich nun die Frage, ob die Karbonserie der Clavering-Scholle vielleicht schon durch eine noch ältere Bewegung gekippt worden ist.

Auf der Clavering Ø selbst ergeben sich keine Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer solchen Bewegung, da nur die Diskordanz

zwischen Karbon und Basaltdecke resp. der »Tertiärschicht« sichtbar ist. Wir wenden daher unsere Blicke nach Süden, zum östlichen Teil des Hudson Land und zum westlichen Teil von Hold with Hope, deren eigentliche Beschreibung nicht mehr in den Rahmen der vorliegenden Arbeit fällt.

Im NE des Hudson Land liegen die Passagehøjene (Passage Hills) die, wie Säve-Söderbergh und Halle (1934) gezeigt haben, sich aus kontinentalen Arkoseserien des Namurien aufbauen.

Vom Kap Stosch (NW-Spitze von Hold with Hope) zieht sich in SW-Richtung, gegen das Loch Fyne hinein ein Küstenkliff, aus fossilleeren, roten Arkosen bestehend, die bisher als Devon angesehen wurden. Sie gleichen jedoch vollständig den roten Arkosen des Namurien von Clavering Ø und der Passagehøjene; wir sehen deshalb keinen Grund, hier ein anderes Alter als Karbon anzunehmen.

Der Streifen roter Arkosen dieses Küstenkliffs wird landeinwärts, d. h. gegen SE von einem Bruch begrenzt. Jenseits des Bruches folgt das grosse und klassisch gewordene Verbreitungsgebiet von Perm und Trias (Wordie 1927, Koch 1929, Kulling 1930, Rosenkrantz 1930, Koch 1931, Frebold 1931, Aldinger 1935a, Nielsen 1935, 1936).

An der Basis des Permkalkes liegt ein Konglomerat, dessen Alter bisher nicht bestimmt werden konnte. Man vermutete Devon oder Karbon. W. Maync (1940, S. 15) legt nun zwingende Gründe dafür dar, dass dieses Konglomerat der Basis des Zechsteins angehört (Übergänge und Wechsellagerung). (Vergl. stratigraphische Übersicht, S. 14).

SW Kap Stosch ist dieses Permkonglomerat, wie schon erwähnt, gegen das hier noch grosse Mächtigkeit zeigende Karbon des Küstenkliffs verworfen. Auf der andern (SE) Seite von Kap Stosch, an der langen, sog. »Kap Stosch Küste«, bildet das Konglomerat eine Steilstufe, aber seine Unterlage ist nicht aufgeschlossen. Erst 20 km SE Kap Stosch, auf der kleinen Stilles Ø, transgrediert dasselbe Konglomerat direkt auf Kristallin.

Es lässt sich also nicht beobachten, auf welche Art das Aussetzen des Karbons zustande kommt. Es könnte dies durch seitliches Auskeilen an der schon geneigten Kristallinfläche geschehen, wie dies Bütler (1940) von den Passagehøjene meldet. Nach den Verhältnissen auf der Clavering Ø kann aber die Diskordanz zwischen der kristallinen Unterlage und der Karbonserie nicht so stark sein. dass sie ein vollständiges Auskeilen der mehrere tausend Meter mächtigen Serie auf 20 km gestatten würde. Es ist darum äusserst wahrscheinlich, dass das Perm die Karbonserie schief abschneidet. (Eine Diskordanz zwischen Perm und Unterkarbon ist an anderer Stelle, im Gästisdal auf Gauss Halvø einwandfrei festgestellt).

Jedenfalls ist eine tektonische Bewegung, die in spätkarbonische bis frühpermische Zeit fallen dürfte, mit Bestimmtheit anzunehmen. Da die Karbonserie in sich ungestört ist, ist wohl denkbar, dass diese Bewegung, ähnlich den spätern Bewegungen, in einer Kippung im Zusammenhang mit einer Bruchbildung bestand. Die gekippte Serie wäre dann durch die darauf einsetzende Erosion schief abgeschnitten worden und bei einer spätern Senkung wäre das seichte Permmeer über die Abtragungsfläche transgrediert. Im Westen, an einer Verwerfungsstufe, muss aber immer noch eine Küste bestanden haben, von der die Konglomerate, die heute an der Basis des Zechsteins liegen, in das Meeresbecken eingeschwemmt wurden. Gerade diese Konglomerate sind ein weiteres Anzeichen für eine, dem Mittel-Perm vorausgegangene, tektonische Bewegung.

LAUGE KOCH nahm schon 1929 permo-karbonisches Alter einer grossen Bruchbildung an. Mit dem Gesagten können wir diese Annahme nur unterstützen.

Durch jüngere Bruchbildungen erscheinen dann auch Perm und Eotrias des Kap Stoschgebietes vielfach gebrochen und gegen W geneigt.

Mit dem Nachweis einer spätkarbonischen bis früh-permischen Bewegung dürfte der Anschluss an die von H. BÜTLER anhand der Verhältnisse im Hudson Land dargelegte ältere tektonische Entwicklung gewonnen sein. In seinen aufschlussreichen Arbeiten erbringt H. BÜTLER die Beweise für mehrere Faltungsphasen im Devon; es sind dies die späteren Phasen der gewaltigen kaledonischen Orogenese. Die Schichten des Dinantien am Moskusokse Fjord sind nach BÜTLER ebenfalls noch leicht gefaltet und zeigen damit ein letztes Ausklingen der kaledonischen Faltung in frühkarbonischer Zeit an.

Nach Abschluss der kaledonischen Faltung setzt nun die vollständig anders geartete Bruchbildung ein, die sich später in periodischen Abständen wiederholt. In seiner neuesten Arbeit (1940, S. 17) nimmt BÜTLER an, dass eine erste Bruchbildung schon vor dem Namurien stattgefunden hat und dass die Arkoseserie des Namurien dann in der Bruchsenke abgelagert wurde. Nach BÜTLER endet die sehr mächtig entwickelte Karbonserie der Passagehøje im W an einer kurz vorher entstandenen Verwerfungsstufe und nimmt dann gegen E ab, indem sie über die bereits gekippte Ostscholle des Nordhoek Bjærg übergreift, die sich aus gefaltetem Devon, Eleonorebay-Quarziten, und Kristallin zusammensetzt.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass eine erste Bruchbildung in karbonischer, eine zweite in spätkarbonischer bis frühpermischer Zeit stattgefunden haben muss.

F. Payers Land, A. P. Olsens Land, Th. Thomsens Land und C. H. Ostenfelds Land.

Noch haben wir die Westbegrenzung der Clavering-Scholle nicht besprochen. Im W der Clavering Ø zieht sich der schmale Copelands Fjord hin. Im NW der Insel liegt die Rudis Bugt, eine Abzweigung des Tyrolerfjordes. Copelands Fjord und Rudis Bugt werden nahezu getrennt von einem weiten flachen Flussdelta, genannt »Revet« (das Riff). Das Delta lässt noch eine schmale, bei Ebbe fast trocken liegende Rinne als Verbindung zwischen Copelands Fjord und Rudis Bugt frei.

Copelands Fjord und Rudis Bugt liegen, ähnlich dem Fligelys Fjord, in einer tektonischen Senke. Im Westen der beiden Wasserwege müssen also die Verwerfungen verlaufen, die die Clavering Scholle im W begrenzen. An der Westküste des Copelands Fjord ist in dem gewaltigen Absturz des Blossewilles Bjærg eine Verwerfung von besonders grosser Längserstreckung und besonderer Bedeutung gegeben. Wir werden diese Verwerfung weiter unten als »Postdevonische Hauptverwerfung« gesondert behandeln und nach Nord und Süd über unser Untersuchungsgebiet hinaus verfolgen.

a. Die östlichen Verwerfungen.

Auf **Payers Land** ist es ein von dieser grossen Verwerfung in NE-Richtung abzweigender Bruch, der die Begrenzung der Clavering-Scholle bildet. Es schaltet sich also gegen N eine kristalline Zwischenscholle ein, die auf Payers Land durch den kegelförmigen Ehrenbergs Fjæld vertreten ist. Die Clavering-Scholle bildet mit kontinentalem Karbon noch den niedrigen Küstenstreifen im Osten des Payers Land. Die Arkosen sind an der Rudis Bugt in einem Küstenkliff aufgeschlossen; im übrigen finden sich nur wenige schlechte Aufschlüsse an der südlicheren Küstenstrecke und an Bachläufen im Innern.

Am Fuss des Ehrenbergs Fjæld, nahezu 2 km südlich Kap Ehrenberg hat schon O. Kulling (1930a, S. 341) die von einer Ruschelzone begleitete Verwerfung zwischen dem Karbon und dem Kristallin festgestellt. Die NE-Fortsetzung dieser Verwerfung vermutet Kulling auf **A. P. Olsens Land** am morphologischen Steilabfall eines Hochplateaus gegen ein Tal, das gegenüber Kap Ehrenberg in den Tyroler Fjord mündet[1]). Östlich dieses Tales liegt eine niedrige Gneishügellandschaft, die

[1]) Auf älteren Karten stand bei der Mündung dieses Tales der Name »Kap Giesecke«. Auf der neuen Karte ist das Südende des Hochplateaus, P. 1328 als »Gieseckes Bjærg« bezeichnet. (Nicht zu verwechseln mit den »Giesecke Bjærge« auf der östlichen Gauss Halvø). Das Tal wird von den Fängern meist »Giesecke Dalen« genannt.



Phot. Geodætisk Inst. Kbhn.

Fig. 21. Flugbild von NW-Clavering Ø gegen NW. Vorne Clavering Ø, kontinentales Karbon. Tyrolerfjord mit der Rudis Bugt (RB). Links Payers Land: Am Fusse des gletscherbedeckten Hochplateaus verläuft die deutlich sichtbare Kluft der »Postdevonischen Hauptverwerfung« (PHV). Davor erhebt sich der isolierte Ehrenbergs Fjæld (E) mit dem Kap Ehrenberg (CE). Südlich (links) des Kaps die Verwerfungskluft (K), welche Kristallin und Karbon trennt. Rechts A. P. Olsens Land: Am Fusse des Steilabsturzes des Giesecke Bjærges setzt sich die Verwerfung (K) des Ehrenberg Fjældes gegen NE fort. Davor liegt die niedrige Rundhöckerlandschaft aus Gneiss, die vermutlich einst, wie die westliche Clavering Ø, mit Karbon bedeckt war. Hinter dem Gletscherplateau des Giesecke Bjærges die Täler, welche sich in gerader Linie anordnen, da sie dem Verlaufe der Postdevonischen Hauptverwerfung (PHV) folgen. Am Horizont das Inlandeis.

erst allmählich wieder gegen E ansteigt. Dieses niedrige Gebiet in der nördlichen Fortsetzung der westlichen Clavering Ø war wohl einst ebenfalls von kontinentalem Karbon bedeckt. Nach der Abtragung dieser Sedimente wurde die kristalline Unterlage durch das diluviale Eis in eine Rundhöckerlandschaft umgewandelt.

Die weitere Fortsetzung der Verwerfung ist nach dem Kartenbild in NE-Richtung quer durch A. P. Olsens Land zum Ende des Lindemans Fjord zu vermuten. Eine Reihe von kleinen Tälern folgt dem Absturz des westlichen Hochplateaus.

Wegen der scheinbar frischen Erhaltung der Bruchstufe als morphologischer Abfall, glaubt KULLING junges, tertiäres Alter der Brüche und damit auch der tektonischen Anlage der Fjorde annehmen zu müssen (1930a, 1930b).

Nach unsern bisherigen Feststellungen können wir dem gegenüberstellen, dass die Brüche schon viel älterer Entstehung sind. Durch

Ausfüllung der Bruchsenken mit Sedimenten blieben oft die Bruchstufen vor Abtragung bewahrt. Erst im Verlauf der jüngsten Durchtalungen wurden sie durch Ausräumung der Sedimente in den Senken wieder freigelegt.

Wir gehen nun weiter nach Norden zum **Th. Thomsens Land.** Dessen Ostbegrenzung haben wir schon im Anschluss an die Beschreibung der Kuhn Ø besprochen. Wir sahen dort, dass der Ostabfall dieses Hochlandes gegen den Fligelys Fjord einer grossen Verwerfung entspricht, die wir »Thomsensland-Verwerfung« nannten. Östlich liegt die stark abgesenkte »Kuhn-Scholle« und der Fligelys Fjord folgt der tiefsten Bruchsenke, welche für die Sedimentation während verschiedener geologischer Zeiten eine bedeutende Rolle gespielt hat. An drei Lokalitäten der Küste von Th. Thomsens Land fanden sich Sedimente von Jura und Kreide, z. T. als Küstenbildungen. Die nördliche Fortsetzung der Thomsensland-Verwerfung ist im Ostabsturz der Barth Bjærge auf Hochstetters Forland zu suchen (Vergl. Fig. 23, S. 171).

Im Folgenden möchten wir untersuchen, ob auch im Innern des Th. Thomsens Landes ähnliche tektonische Verhältnisse bestehen. Durch Th. Thomsens Land zieht sich in gerader Linie das Odins Dal. Es beginnt als Hängetal über dem Unterlauf des Sveistrups Dal und reicht in NNW-Richtung bis zum Knie des Grandjeans Fjordes. Es handelt sich hier um eines der breiten alten Täler, welche heute, infolge junger Bacheinschneidungen, — ähnlich wie das Lindemans Dal (vergl. S. 50) — nach zwei Seiten hin entwässert werden. In der Senke des Odins Dal vermutete ich nach dem Kartenbild eine Verwerfung.

Im März 1938 bereiste ich das Sveistrups Dal, um womöglich andere Anzeichen als nur morphologische für das Vorhandensein von Brüchen innerhalb des grossen Kristallingebietes von A. P. Olsens Land und Th. Thomsens Land zu finden. Für die im Odins Dal vermutete Verwerfung konnte ich auch sichere Anhaltspunkte finden, jedoch nicht im Odins Dal selbst, sondern am untersten Lauf des Sveistrups Dal, auf der Olsensland-Seite, kurz vor der Mündung in den Lindemans Fjord.

Dort ziehen sich am Ostfuss von P. 1075 drei deutliche Kluftlinien dem Hang entlang. Am ausgeprägtesten ist die innerste, westlichste Linie. Sie trennt eine vorgelagerte Schulter von der eigentlichen Bergwand. Ich hatte Gelegenheit die Kluft näher zu untersuchen. Es handelt sich um eine mehrere Meter breite Ruschelzone mit Verwerfungsbreccien und Myloniten, die zwei petrographisch etwas verschiedene Zonen trennt. Im Westen erhebt sich eine Wand dunkler Amphibolite. Die Gesteine der Schulter im E sind makroskopisch betrachtet eher als lagige Hornblendegneise zu bezeichnen.

Nach Abschluss der Feldarbeiten überflog ich am 26. August 1938 mein Arbeitsgebiet. Dabei zeigte sich, dass auch im nördlichen Odins

Dal eine ähnliche Kluftlinie dem Fuss der Westflanke folgt. Die Verwerfung vom Sveistrups Dal—Odins Dal ist wahrscheinlich die Fortsetzung der Verwerfung von Ehrenbergs Fjæld quer durch A. P. Olsens Land, nach einer am Oberende des Lindemans Fjord erfolgten winkligen Richtungsänderung von NE zu NNW.

Die beiden Länder A. P. Olsens Land und Th. Thomsens Land fallen also gleichfalls in die Zone der postdevonischen Bruchschollen, wie die östlich und südlich gelegenen Gebiete. Nur wird an ihnen die Schollenstruktur weniger deutlich, da sedimenterfüllte Bruchsenken fehlen und die spätcretacisch-tertiäre Hochfläche bis auf den kristallinen Sockel hinab reicht.

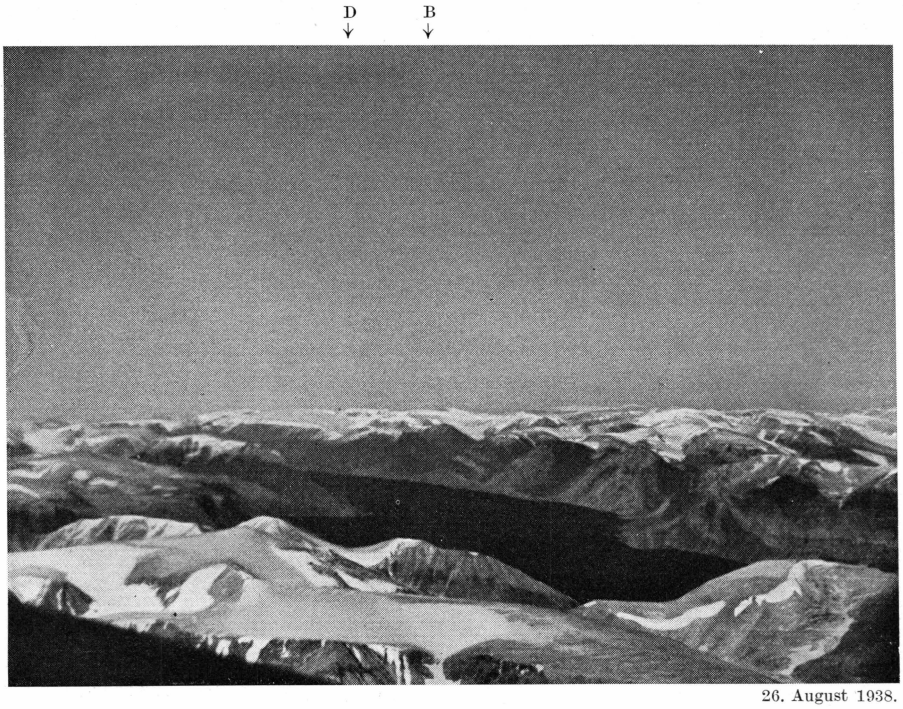
Wir deuteten schon an, dass einst das kontinentale Karbon in die Senke NE der Rudis Bugt gereicht haben dürfte. Aus Analogie schien es mir möglich, dass die östliche Thomsens Land-Scholle vielleicht noch heute Sedimente trage. Nach der Topographie zu urteilen, scheint nämlich am nördlichen Odins Dal die Scholle eine »Bruchsenke« zu bilden. Eine ähnliche Vermutung äusserte auch Herr Dr. L. KOCH mir gegenüber. Bei der Überfliegung des Gebietes richtete ich daher besondere Aufmerksamkeit auf diese Frage. Ich konnte jedoch vom Flugzeug aus südlich des Grandjeans Fjord nur Kaledonikum (Kristallin und Eleonorebay-Formation) und keine jüngern Sedimentrelikte wahrnehmen. Die grössten Teile von Olsens- und Thomsens Land dürften seit dem Devon immer ein sehr hohes Niveau innegehabt haben, sodass sie von den jungpalaeozoischen und mesozoischen Transgressionen nicht erreicht wurden.

b. Die "Postdevonische Hauptverwerfung" zwischen Godthaabs Golf und Ardencaples Fjord.

(Vergl. Fig. 2 u. 23).

Wir wenden uns nun der westlichsten und grössten Verwerfung des Untersuchungsgebietes zu. Es wurde oben, S. 147 schon ausgeführt, dass die Westbegrenzung der Clavering-Scholle am Copelands Fjord in einer Verwerfung am Ostfuss des Blosseville Bjærg zu suchen ist, deren Sprunghöhe mehrere tausend Meter beträgt. Wir verfolgen zunächst diesen Bruch nach Norden.

Nördlich des Blosseville Bjærg verläuft die Verwerfung entlang dem Ostabfall des Hochplateaus von Payers Land; sie verrät sich zunächst nur in der Morphologie, denn die Abhänge sind stark von Schutt bedeckt. Sehr schön zeigt sie sich aber an der SW-Küste des innern Tyroler Fjordes in einer weithin sichtbaren Kluft (vergl. Fig. 21). A. MITTELHOLZER hat ihr Vorhandensein später durch örtliche Untersuchungen bestätigt.



26. August 1938.

Fig. 22. Luftaufnahme des Ardencaples Fjord von Süden. Die Verzweigung des Fjordes in Smallefjord (vorne links) und Bredefjord (hinten) bei Kap Daly (D). Am Nordufer des Bredefjord das Brædal (B), welches vermutlich der »Postdevonischen Hauptverwerfung« folgt. Westlich, links des Tales Kristallin, östlich d. h. rechts des Tales gebänderte Eleonorebay-Formation, die an der Verwerfung geschleppt erscheint. Am Kap Daly zeigt sich ebenfalls ein flexurartiges Abfallen der Eleonorebay-Formation gegen Osten.

Der weitere Verlauf nach N zu, durch Olsens Land und Thomsens Land, liess sich schon aus dem Kartenbilde in einer Linie gerade verlaufender Täler vermuten, die sich vom innern Tyroler Fjord zum Knie des Grandjeans Fjord zieht. Auf einer Schlittenreise in das Sveistrups Dal liessen sich aber bestimmtere Anhaltspunkte — ausser allgemeinen morphologischen — nicht auffinden.

Bei der Überfliegung des Arbeitsgebietes am 26. August 1938 wurde die Flugroute nach N entlang der Bruchlinie gewählt, um wenn möglich weitere Anhaltspunkte und eine nördliche Fortsetzung der grossen Hauptverwerfung zu finden. Auf A. P. Olsens Land folgt ein breiter gegen N fliessender Talgletscher der Bruchlinie. Zu beiden Seiten liegen weite Gletscherplateaux. Die Erscheinung, dass das östliche Plateau etwas tiefer liegt als das westliche, könnte auf relativ junge, tertiäre Bewegung längs der Linie deuten (Fig. 21).

Auf Th. Thomsens Land verläuft ein Tal nordwärts gegen das Knie des Grandjeans Fjord. Wie am Odins Dal sind auch an der Westflanke dieses Tales Kluftlinien zu beobachten.

Zwischen Grandjeans Fjord und Ardencaples Fjord liegt C. H. Ostenfelds Land (Kartenblatt Grönland 1:250,000, 75 Ö. 2 Kong Wilhelms Land). Am Knie des Grandjeans Fjord ragt an dessen Nordküste eine Felsnase vor, genannt »Maagenæs«; 7 km östlich davon mündet ein Tal. Ungefähr von der Mitte zwischen Maagenæs und der Talmündung zieht sich in Richtung N 7° E eine Kluftlinie gegen den Oberlauf dieses Tales, wo sie dann der westlichen Talflanke folgt. Die Kluft liegt auf der direkten Fortsetzung der bisher vefolgten Linie. Weiter über C. H. Ostenfelds Land gegen N fliegend, konnte sie jedoch nicht mehr erkannt werden.

Weitere Anzeichen einer grossen Störung auf dieser Linie ergaben sich hingegen an den innern Verzweigungen des Ardencaples Fjord (Fig. 22). An der Nordküste des Bredefjord, dem nördlichen Arm des Ardencaples Fjord, mündet das Brædal. Vom Flugzeug aus war zu erkennen, dass die Hochplateaux im Westen des Tales aus Gneis bestehen, während sich östlich leicht gefaltete, durch ihre bunte Bänderung erkennbare Eleonorebay-Formation (Jungpraecambrium) ausbreitet. Am Brædal fällt diese Schichtserie stark gegen E ab. Alles deutet darauf hin, dass am Brædalen eine grosse Störung verläuft, die sich in der Eleonorebay-Formation als Flexur auswirkt. Der entsprechende flexurartige Abstieg ist am Kap Daly zwischen Bredefjord und Smallefjord in der Eleonore bay-Formation zu sehen.

Vom Ardencaples Fjord traten wir den Rückflug nach Süden an. Den weitern Verlauf der Verwerfung nach N kennen wir weder aus eigener Anschauung noch aus Literaturangaben. In einem spätern Kapitel werden wir einige Vermutungen über den weitern Verlauf nach N aussprechen und nach S werden wir die Verwerfung anhand positiver Angaben bis zum Kong Oscars Fjord verfolgen können. Hier lässt sich noch sagen, dass die südliche Fortsetzung innerhalb des beschriebenen Gebietes am Ostabfall des Jordanhill gegen den Godthaabs Golf und auf Hudson Land am wuchtigen Absturz der Nörlund Alper gegeben ist.

Der beschriebenen Verwerfung kommt, wie unten näher dargelegt werden soll, im weitern Gebiet von Ostgrönland grösste Bedeutung zu. Sie ist eine Bruchlinie erster Ordnung und deshalb bezeichnete ich sie schon in meinen vorläufigen Berichten (1939, 1940) als »Postdevonische Hauptverwerfung«.

IV. DIE POSTDEVONISCHE ENTWICKLUNG OSTGRÖNLANDS

ZWISCHEN 74° UND 75° N. BR. IN ZEITLICHER FOLGE]

(Tafel 6).

Im Anschluss an die regionale Beschreibung des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 74 und 75° n. Br. werden wir in einem spätern Kapitel (V) versuchen, den in dieser Region festgestellten Schollenbau über das weitere Küstengebiet Ostgrönlands zu verfolgen.

Zunächst aber wollen wir hier eines der wichtigsten Ergebnisse des engeren Untersuchungsgebietes zusammenfassen. Im Verlaufe der Beschreibung stellten wir in verschiedenen geologischen Zeitabschnitten tektonische Ereignisse und deren Folgeerscheinungen wie Denudations- und Sedimentationsvorgänge fest. Im Folgenden fassen wir diese Feststellungen in chronologischer Reihenfolge zusammen. Es handelt sich dabei um einen neuen Versuch der Darstellung der postdevonischen Entwicklungsgeschichte, wie ihn schon H. FREBOLD unternommen hat (FREBOLD 1932a. »Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit«). Da sich aber seither unsere Kenntnisse erweitert haben und meine eigenen Einzelbeobachtungen und Anschauungen über die Art der Tektonik wesentlich von denen H. FREBOLD's abweichen, resultiert ein ziemlich abweichendes Gesamtbild. Ich bin mir aber bewusst, dass es sich auch bei der vorliegenden Darstellung um einen Versuch handelt, um ein Schema, das noch keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt. Künftige Untersuchungen dürften weitere Verbesserungen und Ergänzungen bringen. Auf eine Zuteilung der tektonischen und epirogenen Vorgänge zu den Phasen H. STILLE's möchten wir hier bewusst verzichten. Es liegt uns auch ferne, die Anwendbarkeit der Phasenlehre hier zu diskutieren.

Die Geschichte der tektonischen Entwicklung wollen wir nun anhand der graphischen Darstellung Tafel 6 erläutern. Hiezu ist folgendes zu bemerken: Vom heutigen Profile ausgehend wurde versucht, durch Rückwärtskonstruktion die frühern Verhältnisse profilmässig darzustellen. Das oberste Profil Nr. X, von dem wir

ausgehen, soll die Lokalitäten mit den aufschlussreichsten Lagerungsverhältnissen vereinigen. Es war deshalb nicht möglich von einer einfachen Profiltrace auszugehen; vielmehr mussten verschiedene Kulissen, die den Tafeln 3 und 4 entnommen sind, in der Hauptstreichrichtung hintereinander gestellt werden. Es handelt sich, wie leicht ersichtlich ist, um Teile der östlichen Clavering Ø und des Wollaston Forlandes. Gegen die Tiefe zu wurde das Profil — wie übrigens auch die Profile der Tafel 3 — theoretisch ergänzt. So wurde im tiefern Teil der Fligelys Fjord—Young Sund—Senke Trias verzeichnet, die — wie bekannt — nur auf dem südöstlichen Teil der Clavering Ø sichtbar ist. Portlandien wurde in der tiefsten Senke angenommen, da Sedimente mit sehr wahrscheinlichem Portlandien-Alter bei Haakons Hytta am Fligelys Fjord vorkommen. Direkt östlich des Permpas stellten wir an der Jura-Kreidegrenze Verhältnisse dar, wie sie weiter nördlich an der SW-Brorsons Halvø zu beobachten sind (vergl. Fig. 13). Das Profil ist, wenn auch schematisch, höhen- und winkelgetreu. Somit sind die Mächtigkeiten der Schichten annähernd richtig. Nur besonders geringmächtige Schichtkomplexe, wie die des Perms und stellenweise des Valanginien mussten, um überhaupt zur Geltung zu gelangen, übertrieben mächtig gezeichnet werden.

An diesem kombinierten Profil füllten wir nun die durch die vorwiegend quartäre Erosion entstandenen Hohlformen aus und erhielten dadurch Profil IX. Die verschiedenen Kulissen sind nun zu einem Sammel- oder Idealprofil vereinigt. Nur ganz links, im Westen trennten wir die Kulissen des Dombjærg und der östlichen Clavering Ø auch noch auf diesem und den folgenden Profilen.

Durch Ausglätten der Verbiegungen der Basaltdecke erhielten wir Profil VIII und dann durch Abheben der Basaltdecke Profil VII. In gleicher Weise wurde nun vorgegangen, indem immer wieder Schichten abgehoben, Erosionslücken ausgefüllt und Brüche rekonstruiert wurden. An einigen der Profile mussten mehrere derartige Konstruktionen gleichzeitig vorgenommen werden, da sonst die Zahl der darzustellenden Profile zu gross geworden wäre. Über die Profile VI, V und IV gelangten wir schliesslich zu Profil III, das den Zustand nach Ablagerung des Jura darstellen soll. Wir bemühten uns durch Pausen ein Profil aus dem andern zu erhalten, so dass auch die Veränderungen der horizontalen Distanzen durch Bruch- und Schiefstellung, wenn irgend möglich der Wirklichkeit entsprechen. Nach der zeichnerischen Konstruktion resultiert eine Gesamtstreckung des auf dem Profile dargestellten Gebietsstreifens von etwa 3 km von der Jurazeit bis zur Gegenwart. Damit soll nicht gesagt sein, dass dieser Betrag genau der Wirklichkeit entspreche, aber es geht jedenfalls daraus hervor, dass überhaupt eine Streckung stattfand.

Auf Wollaston Forland und der östlichen Clavering Ø lassen sich die Vorgänge bis zum Perm zurückverfolgen. Besser lässt sich die praejurassische Entwicklung im westlichen Gebietsstreifen, d. h. auf der Clavering-Scholle und in der Copelandsfjord-Senke studieren. Mit Profil II springen wir deshalb nach Westen über. Dieses Profil entspricht einem schematisierten Schnitt durch Nørlund Alper (links im Westen) — Kap Stosch — südöstliche Clavering Ø. Ganz rechts (E) schliesst dieses Profil mit dem Brinkley Bjærg an das linke (W) Ende von Profil III an. Profil II gibt den Zustand, wie wir ihn uns nach Ablagerung der Eotrias vorzustellen haben. Was die Lagerung von Perm und Eotrias anbelangt, so gingen wir von den Verhältnissen an der Kap Stosch-Küste aus. Profil I ist sodann durch Rückwärtskonstruktion aus Profil II entstanden.

Die Konstruktion erfolgte also vom heutigen Zustand rückwärtsgreifend. Wir numerierten jedoch die Profile von unten nach oben, da wir nun den geschichtlichen Verlauf in zeitlicher Folge erläutern wollen. Bei der Aufzählung der tektonischen Vorgänge und deren Folgeerscheinungen verzichten wir auf eine nochmalige genauere Darstellung der Lagerungsverhältnisse an den einzelnen Lokalitäten, wo die wichtigsten Schlüsse gewonnen wurden, und verweisen auf die betreffende Beschreibung im regionalen Teile. Die wichtigsten Lokalitäten sind auch in den Profilen angeschrieben.

Devon bis Perm.

Profil I.

(Profil I und II durch den westlichen Gebietsstreifen: Nørlund Alper—Kap Stosch — südöstliche Clavering Ø).

a. Der praekarbonische Sockel.

Er besteht im Untersuchungsgebiet aus dem kaledonischen Rumpfgebirge (kaledonisch gefaltete und mehr oder weniger metamorphe und migmatisierte Sedimente des Jungpraekambrium und Ordovicium). Südlich des beschriebenen Gebietes sind am Sockel auch Devon und Dinantien beteiligt, welche nach H. Bütler mehrere Faltungsphasen, Nachläufer der kaledonischen Gebirgsbildung, aufweisen. Eine letzte schwache Faltung ereignete sich im Dinantien. Schon während der kaledonischen Faltung fand am aufsteigenden Gebirge starke Abtragung statt, die sich bis ins Karbon hinein fortsetzte. Das Endresultat ist ein peneplainisiertes Rumpfgebirge.

b. Erste grosse Bruchbildung im Karbon.

Entstehung der »Postdevonischen Hauptverwerfung« nach dem Dinantien. Absinken der Ostscholle (Nordhoek Bjærg, Clavering Ø) und

gleichzeitige Kippung gegen W. Entstehung einer grossen Bruchsenke (Copelandfjord-Senke) (vergl. S. 146).

c. Namurien.

Während des Namurien schreitet die Abtragung an den Hochgebieten fort und die Bruchsenke wird durch die Abtragungsprodukte ausgefüllt. Nach H. BÜTLER keilen die kontinentalen Arkoseserien gegen E, an der gegen W geneigten Unterlage aus (vergl. S. 146).

d. Permo-karbonische Bewegung und Landfläche vor dem Oberperm.

Die Unterlage des Oberperms besteht in seinem nordöstlichen Verbreitungsgebiet aus Kristallin, im Westen aus Namurien. Der Wechsel der Unterlage kommt dadurch zustande, dass die Namurienserie durch eine vor-oberpermische Abtragungsfläche schräg abgeschnitten wird. Dieses Abschneiden der ca. 2000 m mächtigen Namurienserie vollzieht sich innert 20 km an der Küste von Kap Stosch. Die Diskordanz ist durch eine Bruchbildung mit Schrägstellung der Bruchschollen und eine anschliessende Abtragung im Zeitraum zwischen Namurien und Oberperm zu erklären. (Näheres s. S. 144).

e. Transgression im Obern Perm (Zechstein).

Über eine fast ebene Abtragungsfläche transgrediert im Obern Perm, infolge langsamer Senkung, ein wenig tiefes Meer. Im Westen, an der Stufe der postdevonischen Hauptverwerfung, besteht eine Küste. Von dieser aus werden zu Beginn der Transgression durch Flüsse flache Deltas eingeschwemmt (Konglomerat an der Kap Stosch-Küste, s. S. 145). Es werden vorwiegend seichtmeerische Sedimente abgelagert, wie Riffbildungen und Productuskalk, später auch tiefere Bildungen wie Martiniakalk und Posidonomyaschiefer. Dieses Meer findet infolge des nördlichen axialen Anstieges der alten Landfläche seine Nord-Küste in Wollaston Forland. Die »Rote Serie« entspricht einer Küstenbildung. W. MAYNC nennt die nördliche Landmasse »Eskimonia«. Vergl. S. 14 und 61.

Perm bis Trias.

Profil II.

a. Praetriadische Bewegung.

Die grobklastische Ausbildung der Eotrias, besonders das Vorkommen von Permblöcken in den Sedimenten der Eotrias lassen auf eine vorangegangene Bewegung, vermutlich ebenfalls eine Bruchbildung schliessen. (»Weisse Blöcke« bei Kap Stosch, Dolomitblöcke auf dem Söderbergh-Plateau am Brinkley Bjærg, s. S. 136).

b. Eotrias.

Durch die praetriadische Bruchbildung entstanden Hochgebiete, die während der Eotrias kräftiger Abtragung ausgesetzt sind. Die Bruchsenken figurieren als Meeresbecken und Buchten und dienen der Aufnahme der Abtragungsprodukte. Von der Küste im W werden mächtige Konglomeratfächer in das Becken von Kap Stosch eingeschwemmt. Diese enthalten die bekannten »Weissen Permblöcke«. Aber auch von E, von der Clavering-Scholle, werden einzelne Deltafächer in die Gegend von Kap Stosch angeschwemmt. Die Young Sund-Senke bildet eine Bucht, an deren nördlichem Ende, d. h. im heutigen Wollaston Forland, sich das Land Eskimonia erhebt.

Trias bis Kimmeridgien.

Profil III.

(Profil III bis X durch den östlichen Gebietsstreifen).

a. Landfläche vor dem Callovien.

Nach der Eotrias Unterbruch der Sedimentation infolge allgemeiner Hebung en bloc (epirogene Bewegung). Vergrösserung der Landes Eskimonia gegen S, resp. Zurückdrängen des Meeres nach S bis zur sog. »Königsbucht« im Gebiet des Davy Sundes. Hier werden auch zwischen Trias und Callovien Sedimente abgelagert (Koch 1935). Die Höhenunterschiede der Bruchschollenstruktur bleiben einigermassen erhalten. Die Landfläche besteht auf Kuhn Ø und im nördlichen Wollaston Forland aus Kristallin, im südlichen Wollaston Forland aus Perm und auf Clavering Ø z. T. aus Eotrias. Die Clavering-Verwerfung (im Profil links) bleibt als Steilstufe erhalten. Die übrigen auf dem Profil verzeichneten Brüche sind unsicher. Fraglich ist, ob vor dem Callovien noch eine Reaktivierung der alten Brüche stattgefunden hat.

b. Juratransgression.

Im Callovien beginnt eine allgemeine und langandauernde Senkung. Auf Kuhn Ø und im nördlichen Wollaston Forland transgrediert das Callovien-Meer auf Kristallin, im südlichen Wollaston Forland auf Perm. Die Sedimente vom Callovien bis Argovien sind vorwiegend küstennah, sandig, und sogar fein konglomeratisch ausgebildet (»Gelbe Serie«). Perm-Blöcke im Callovien der NE-Clavering Ø zeigen, dass die Stufe der Clavering-Verwerfung noch als Küste erhalten ist (s. S. 132). Das Fehlen der Gelben Serie im östlichen Wollaston Forland lässt vermuten, dass hier höhere Schollenteile Landgebiete resp. Inseln bildeten (S. 100/101).

Séquanien-Kimmeridgien liegen konkordant zur Gelben Serie, sind aber etwas küstenferner, tonig-schieferig ausgebildet (»Schwarze Serie«). Es zeigt dies ein Fortschreiten der allgemeinen Senkung an. Im östlichen Wollaston Forland schalten sich aber immer häufiger Sandbänke ein, die noch auf ein Landgebiet im Bereich der Hühnerbjærg-Scholle deuten (S. 96 u. 101). Südlich des beschriebenen Gebietes, in Hold with Hope und auf Gauss Halvø, fehlt Jura vollständig, weshalb hier ebenfalls Landgebiete angenommen werden müssen. Gegen W kann das Meer keinesfalls über die Stufe der postdevonischen Hauptverwerfung hinausgereicht haben.

Kimmeridgien bis Portlandien.

Profil IV.

a. Spätjurassische Bruchbildung.

Von allen tektonischen Bewegungen ist diejenige am Ende des Jura durch die Art des Transgredierens der Kreide am besten erkennbar (s. S. 76). Es entsteht resp. erneuert sich die antithetische Schollentreppe, gekennzeichnet durch Verwerfungen mit Absenkung des Ostflügels und gleichzeitige Kippung der Bruchschollen gegen W, so dass die absenkende Wirkung aller Brüche beinahe kompensiert wird. Z. T. mögen alte Brüche, wie die Clavering-Verwerfung reaktiviert worden sein, z. T. mögen sich neue Brüche gebildet haben, welche die alten grossräumigen Schollen in ein Schollenmosaik zerlegten. Der Zeitpunkt der Bruchbildung ist zwischen Kimmeridgien und Portlandien zu legen.

b. Portlandien.

Nach der Bruchbildung liegen die meisten Bruchschollen über dem Meeresspiegel und an den erhöhten Schollenteilen setzt sofort kräftige Erosion ein. Nur tiefste Bruchsenken wie die Fligelysfjord—Young Sund-Senke liegen als relativ schmale Meeresarme unter Wasser, und hier werden die ersten Abtragungsprodukte abgelagert. Konglomerat bei Haakons Hytta am Fligelys Fjord nach L. F. SPATH von wahrscheinlichem Portlandien-Alter (siehe S. 16, 40 und 78).

Portlandien bis Mittleres Valanginien.

Profil V.

Durch die Bruchbildung am Ende der Jurazeit wurde der seit dem Callovien im Gang befindliche allgemeine Senkungsvorgang gestört. In der älteren Kreide setzt er sich jedoch fort. Im Infravalanginien bildet zunächst die Fligelys Fjord—Young Sund-Senke, ähnlich wie im Portlandien, eine schmale Bucht, welche sich aber durch die fortschrei-

tende Senkung allmählich verbreitert. Die Bucht endet gegen N irgendwo im heutigen Fligelys Fjord, aber die Senke setzt sich als grosses Tal fort. Aus diesem werden mächtige Deltafächer, Konglomerate und Sande, in die Bucht eingeschwemmt (Fig. 11, S. 89). Die Clavering- und Dombjærg-Verwerfung bildet im W eine hohe Steilküste. Von dieser fallen Bergstürze mit hausgrossen Blöcken an den Rand des Beckens und werden z. T. von marinen Sedimenten eingedeckt. Die Bergstürze begannen vermutlich schon im Portlandien als Folge des Aufreissens der Verwerfung und dauerten bis in das Mittlere Valanginien fort.

Im Mittleren Valanginien ist die Senkung soweit vorgeschritten, dass das Meer über bereits denudierte Schollenteile greift. Im Gebiet der heutigen Albrechts Bugt und der Storsletten dehnt sich ein flaches Becken aus, in dem geringmächtige kalkig-sandige Sedimente mit zahlreichen Fossilien abgelagert werden (Albrechts Bugt-Facies). Am Rødryggen lässt sich besonders schön beobachten, wie immer jüngere Lagen auf die den Rand des Beckens bildende Unterlage übergreifen (S. 97).

Der Fligelys Fjord—Young Sund—Senke werden von N immer noch Konglomerate zugeführt (Lindemans Bugt-Facies). Im Süden ist die Senke tiefer und hier gelangen mächtige kalkige Tone zum Absatz (Kuhn Pas-Facies). Für die Anwesenheit von grossen Blöcken im konglomeratischen Faciesgebiet liess sich keine befriedigende Erklärung finden. Die Möglichkeit eines Transportes durch Gletscher wurde in Erwägung gezogen (s. S. 90).

Die höchsten Schollenteile bilden immer noch Landgebiete über dem Meeresspiegel, so die Kuhn-Scholle und die Kuppel-Scholle. Von der letztern stürzen Blöcke von Kristallin und Callovien auf eine Strandebene ab (Stratumbjærg). Zwischen den beiden Schollenkanten besteht eine Verbindung von der Fligelys Fjord—Young Sund-Senke zum Becken der Albrechts Bugt. Die Kante der Hühnerbjærg-Scholle ragt als Insel mit steilen Küsten empor. Selbst an ihrer einst wenig geneigten Westabdachung hat sich ein steiles Küstenkliff eingefressen. Wir fanden an dieser Stelle eine typische Küstenbreccie.

Jüngere Unterkreide.

Profil VI.

Konkordant über dem Valanginien liegt eine mächtige vorwiegend tonig-schieferige Serie, der in gewissen Gebieten auch sandige Bänke eingelagert sind. Bisher sind nur Fossilien des Aptien-Albien sicher nachgewiesen worden. Ein von der »Zweiten deutschen Nordpolarfahrt« erwähnter, aber leider nicht mehr auffindbarer *Simbirskites* würde für Hauterivien sprechen. Die Richtigkeit der Bestimmung ist aber bezweifelt worden (S. 18 u. 97). Andere Fossilien, die das Vorhandensein

von Hauterivien und Barrémien einwandfrei beweisen würden, sind bis heute nicht gefunden worden. Doch scheint an manchen Stellen ein Übergang vom Mittleren Valanginien in die Schiefertonserie der jüngern Unterkreide stattzufinden. Wir wissen also nicht, ob Hauterivien-Barrémien an der Basis der Schiefertonserie enthalten sind oder ob eine Sedimentationslücke anzunehmen ist. Vielleicht wurde die Sedimentation durch ein Stillstehen des Senkungsvorganges unterbrochen.

Die Schiefertonserie der untern Kreide zeigt grosse Mächtigkeit und greift auch über das Relief der höhern Schollenteile, welche im Valanginien noch nicht überflutet waren. Die Senkung, welche während des Valanginien stattfand und während des Hauterivien-Barrémien vielleicht unterbrochen wurde, dauert jedenfalls im Aptien-Albien fort. Die Sedimentation ist so stark, dass das ältere Relief beinahe eingedeckt wird (z. B. Hühnerbjærg). Die Stufe der Clavering-Verwerfung bildet noch eine Küste. An ihrem Fusse liegen abgestürzte Permblöcke in den Sedimenten der jüngern Unterkreide eingebettet (am Fusse des Forposten, Fig. 19, S. 139).

Obere Kreide bis frühes Tertiär.

Profil VII.

Was die vor- und nachbasaltischen Vorgänge betrifft, verweisen wir speziell auf den Abschnitt, der an die Besprechung der Basalte des östlichen Wollaston Forlandes anschliesst (S. 122 u. ff.).

a. Tektonische Bewegung nach dem Albien.

Die Kreide wird von jüngern tektonischen Bewegungen, Brüchen und Verbiegungen, betroffen, die z. T. eine Reaktivierung der vorcretacischen Störungen bedeuten. Die Beziehungen einer frühtertiären Schicht und der Basaltdecke zu ihrer Unterlage sprechen dafür, dass eine solche Bewegung zwischen Albien und Paleozaen stattgefunden hat, und da vor dem Paleozaen eine starke Abtragung stattfand, muss die Bewegung näher dem Albien liegen. Die Bewegung wirkt sich bedeutend geringer aus als die am Ende der Jurazeit und ist mehr auf den östlichsten Gebietsstreifen beschränkt. Im Westen des Profils ist sie sehr gering oder unterbleibt ganz. So zeigt z. B. die Kreide der Fligelys Fjord—Young Sund—Senke im westlichen Wollaston Forland vollständig flache Lagerung. Auf der nordöstlichen Clavering Ø lässt sich überaus deutlich beobachten, dass der Bruch an der »Kontaktravine« praecretacisch angelegt, aber postcretacisch nicht mehr reaktiviert wurde (s. S. 132). Hingegen hat an der grossen Clavering-Verwerfung die Kreide eine flexurartige Schleppung erfahren. Im östlichen Wollaston Forland sind Flexuren und Kippungen, die älter als die Basaltdecken sind, vorhanden.

b. Abtragung und Bildung einer Landfläche während der obern Kreide. Erste Basalteffusionen.

Die Bewegung nach dem Albien ist mit einer Hebung verbunden, welche während der jüngsten Kreidezeit eine erneute Abtragung zur Folge hat. Die durch die Brüche entstandenen Höhenunterschiede werden weitgehend ausgeglichen, so dass die jüngere Unterkreide über den westlichen Schollen nur noch geringmächtig, über den östlichen, abgesenkten, aber in grosser Mächtigkeit erhalten bleibt. Über dem Sedimentgebiet von Wollaston Forland bildet sich eine Landfläche, welche sich von der Clavering—Dombjærg-Verwerfung allmählich gegen E, gegen die heutige Aussenküste absenkt. Die Erosion greift auch die kristallinen Schollenkanten an und bildet Abrasionsflächen, welche die Sedimentgebiete nur um weniges überhöhen. In den grossen Kristallingebieten des Westens (Clavering Ø, A. P. Olsens Land und Th. Thomsens Land) formt sich die Abtragungsfläche, welche bis heute als Hochfläche und Gipfelflur weitgehend erhalten ist.

Sedimente der Obern Kreide sind im beschriebenen Gebiet unbekannt. Im südlich benachbarten Hold with Hope, bei Knudshoved stehen sandige Sedimente mit Inoceramen an, welche H. Frebold (1934) dem Ober-Emscher zuweist. Der Verfasser konnte auch das Transgredieren dieser Sande auf die Schiefertone der jüngern Unterkreide südlich Knudshoved beobachten und schliesst daraus, dass in der Nähe eine Küste des spätcretacischen Landes lag. Möglicherweise wurden auch in andern Gebieten Oberkreide-Sedimente abgelagert, die aber infolge der fortschreitenden Hebung wieder abgetragen wurden.

Ferner ist anzunehmen, dass während der Obern Kreide die ersten aber geringen Basaltergüsse stattfanden. Nach der stratigraphischen Lagerung sind freilich keine praetertiären Basalte zu erkennen. Dass solche vorhanden waren, aber bald wieder abgetragen wurden, dafür sprechen Basaltbruchstücke in frühtertiären Sedimenten, die wir an zwei vereinzelten Lokalitäten, nämlich auf Lille Pendulum und am Dunken auf der westlichen Clavering Ø beobachteten.

c. Paleozaen-Eozaen.

Die durch die spätcretacische Erosion gebildete Landfläche fällt von der noch schwach ausgeprägten Stufe der Clavering—Dombjærg-Verwerfung gegen E leicht ab. An der Wende Kreide-Tertiär wird der Hebungsvorgang und damit die Erosionswirkung unterbrochen und in der Folge findet sogar auf Teilen der Fläche eine geringe Aufschüttung statt. Flüsse, aus den kristallinen Gebieten des Westens kommend, breiteten geringmächtige Deltas auf die Fläche, möglicherweise auch in flache Süsswasserbecken aus. Eine solche Deltabildung verfolgten wir an der Basis des Deckenbasaltes vom Lindemans Dalen bis zum Kuhn

Pas. Die Abnahme der Korngrösse von Blöcken im W zu Konglomeraten, Sanden und schliesslich zu Tonen im E war besonders typisch. Im östlichen Wollaston Forland sind Quarzitgerölle und Quarzsande für diese Schicht bezeichnend. An einigen Stellen führt die Schicht Pflanzenreste, welche dem Paleozaen-Eozaen zugewiesen wurden (s. S. 103).

Nahe der heutigen Aussenküste dürfte im frühen Tertiär die Meeresküste verlaufen sein. Dahin weist W. MAYNC's Fund von marinen Fossilien auf Lille Pendulum (S. 129).

Das praebasaltische Relief und die Basaltformation.

Profil VIII.

a. Hebung und Reliefbildung vor den grossen Basaltergüssen.

Durch erneute Hebung setzt nach Ablagerung der nur wenige Meter mächtigen paleozaenen-eozaenen Schicht und vor der grossen Basaltüberflutung eine Erosionsphase ein. Sie schafft grosse Täler und in gewissen Gebieten ein ausgesprochenes Relief. Diese Topographie wird durch die Art der Auflagerung der Deckenbasalte ersichtlich und gleicht in den Hauptzügen bereits der heutigen Topographie. Auf S. 91 u. ff. zeigten wir, dass im westlichen Wollaston Forland die ältern Decken geneigten Erosionsflächen aufliegen, während die jüngern auf Hochplateaux die tertiäre Schicht horizontal überlagern. Wir schlossen, dass die grossen Täler der spätern Fjorde schon in vorbasaltischer Zeit angelegt wurden[1]).

Im westlichen Wollaston Forland wurden auch kleinere, von Basalt erfüllte Täler festgestellt. Zwischen diesen bestanden noch Plateaux mit der tertiären Schicht (z. B. Palnatokes Bjærg) und schmale Berggiebel (z. B. Cardiocerasbjærg). Auf Kuhn Ø zeigte sich ein ausgesprochenes praebasaltisches Relief, das dem heutigen ähnlich ist (Kingo Fjæld, Bernbjærg, Baselbjærg).

Im Gegensatz dazu ist im östlichen Wollaston Forland ein solches Relief nur undeutlich ausgeprägt und die Basalte scheinen hier der über weite Strecken erhaltenen spätcretacischen Landfläche und der tertiären Schicht aufzuruhen. Es liess sich nicht entscheiden, wie dieser Unterschied von W und E zustandegekommen ist. Wir nannten S. 93 die Möglichkeit einer erneuten Bruchbildung, wodurch der W gehoben wurde. Möglicherweise fand aber auch nur die Erosion, von den grossen

[1]) C. E. WEGMANN (1935) hat gezeigt, dass der Verlauf der relativ jungen Fjordtäler in den Hauptzügen schon durch viel ältere Rinnen vorgezeichnet ist, die sich in den Achsendepressionen des werdenden kaledonischen Gebirges eingruben.

Fjordtälern ausgehend, im W bessere Angriffspunkte, während im E ein weites Plateau stehen blieb.

b. Die grossen Basalteruptionen.

Wie oben erwähnt, dürften erste Basaltergüsse in der obern Kreide stattgefunden haben, denn in frühtertiären Sedimenten finden sich Basaltbruchstücke eingebettet. Diese in jedem Fall nur unbedeutenden Effusionen scheinen wieder abgetragen worden zu sein.

Erst in tertiärer Zeit, nach der posteozaenen Durchtalung, finden die gewaltigen Lavenüberflutungen statt, von denen heute die mächtigen Plateaubasalte zeugen. Die Haupteruptionen mögen an grossen Spalten ausserhalb der heutigen Küste, wahrscheinlich am Kontinentalabfall stattgefunden haben. Die ostgrönländischen Basalte stehen jedenfalls in Zusammenhang mit dem Vulkanismus von Jan Mayen und Island. Die dünnflüssigen Laven breiten sich mit grosser Geschwindigkeit aus und überfluten den grönländischen Kontinentrand. Der heutige Stockwerkbau zeugt von einer raschen Folge der einzelnen Lavenergüsse und Ströme. Zuerst werden tiefer gelegene Landesteile und die grossen Täler überflutet. Diese untersten Basalte sind z. T. submarin erstarrt. Später dringen die Ströme auch in die kleineren Täler und zwischen die Berge des westlichen Wollaston Forlandes und der Kuhn Ø und füllen mit der Zeit das ganze Relief aus. Die jüngsten Ströme überdecken dann auch die höchsten Plateaux und Berge des sedimentären Gebietes von Wollaston Forland und der Kuhn Ø. Gegen W greifen die höchsten Lagen sogar über die Stufe der Dombjærg- und Clavering-Verwerfung hinweg auf den Rand der kristallinen Hochfläche (Dombjærg, Koralbjærg, Forposten und Nuclei). Im Profil kommt nicht zum Ausdruck, wie die gegen S abtauchende Clavering-Scholle eine Halbinsel im Lavenmeer bildet. Südlich in Hold with Hope breiten sich die Decken in grosser Mächtigkeit aus. Sie senden eine Art Bucht über den westlichen Teil der Clavering Ø aus (Plateaubasalte der Hallebjærge und Bramsenbjærge). Von hier greifen die höchsten Lagen ebenfalls bis über Teile der kristallinen Hochfläche der zentralen Clavering Ø (Westmars Bjærg, Westtinderne, Østtinderne).

An der postdevonischen Hauptverwerfung hat das Lavenmeer sein Westufer gefunden. Es zeigt sich dies besonderes südlich des beschriebenen Gebietes, auf der Gauss-Halvø, wo die Decken der Verwerfungsstufe »angelagert« sind.

Neben Effusionen finden auch starke Intrusionen statt. Der Zeitpunkt des Beginns derselben steht nicht fest, aber es ist wahrscheinlich, dass sie zur Hauptsache gleichaltrig mit den Ergüssen sind. Dafür spricht auch, dass sie denselben Chemismus aufweisen.

Die flachen Sills zeigen deutlich eine Herkunft von Osten. Sie sind hauptsächlich in die losen Schiefertone der Unterkreide eingedrungen. Am kristallinen Wall einer ehemaligen Bruchfläche und spätern Küstenlinie finden sie jeweils ein Hindernis, an dem sie gestoppt werden und in die Höhe dringen (im Profil z. B. am Hühnerbjærg). Westlich des Hühnerbjærg fehlen deshalb tiefere Lagergänge; höhere Sills dringen aber auch über die kristalline Hochfläche vor und bilden heute das Plateau der Brorsons Halvø.

Weiter im Süden, wo das Kristallin des Hühnerbjærg abgetaucht ist, stossen sie bis zur Kuppel-Scholle vor und da, wo ihr Kristallin gegen Süden verschwindet bis zur Clavering-Verwerfung. An ihrer Bruchfläche zeigt sich das Empordringen eines Sills besonders eindrücklich. Dieselbe Erscheinung zeigt sich in Hold with Hope, wo der kristalline Sockel der Clavering-Scholle abgetaucht ist. Basaltlager im Karbon der Passage Højene zeigen das Vordringen der Sills bis zur postdevonischen Hauptverwerfung.

Neben den Sills kommen auch steile Dykes vor, die nur wenige Meter breit, in geraden, viele km langen Linien den kristallinen Sockel und die überlagernden Sedimente durchschlagen. Sämtliche Dykes sind unter sich fast parallel und weisen, unbekümmert um die Bruchschollenstruktur, NW—SE-Richtung auf. Ihre Häufigkeit ist im östlichen Wollaston Forland und auf den Pendulum Øern weitaus am grössten und nimmt gegen W ab. Auf Clavering Ø, dem westlichen Wollaston Forland und Kuhn Ø kommen nur noch vereinzelne Dykes vor. Die Dykes haben möglicherweise zum Aufbau der Oberflächendecken beigetragen.

Interbasaltische Sedimentablagerungen lassen sich im beschriebenen Gebiet nicht sicher nachweisen. Sandsteineinschlüsse in den Basalten möchte der Verfasser eher als vom Untergrunde losgerissene in der Lava schwimmende Schollen deuten. Vom südlichen Hold with Hope meldet hingegen A. ORVIN (1931) ein fossiles Flussbett mit fossilem Holz zwischen den Basalten.

Interbasaltische tektonische Bewegungen konnten ebenfalls nicht nachgewiesen werden. Solche sollten sich durch Diskordanzen der einzelnen Basaltdecken oder interbasaltische Sedimente mit Basaltbruchstücken dokumentieren.

Bis wann die Basalteruptionen angedauert haben, ist unbekannt, da jüngere tertiäre Sedimente, welche die Basaltdecken überlagern, fehlen.

Postbasaltische Bewegungen.

Profil IX.

Die Basaltdecken weisen die Spuren von tektonischen Verbiegungen auf, die sich in 3 verschiedenartige, zeitlich zu trennende Bewegungen zerlegen lassen.

a. Erneuerung der Bruchschollen-Bewegung.

An einigen der alten Verwerfungen tritt in postbasaltischer Zeit erneut Bewegung ein, die sich jedoch in der mächtigen Basaltdecke eher in Flexuren als in Brüchen auswirkt (Flexuren an der Kuppel- und an der Hühnerbjærg-Verwerfung). Auch die Kippung einiger Bruchschollen gegen W wird erneuert. So zeigt die Basaltdecke an der Permpas-Scholle ein deutliches Einfallen von ca. 4° gegen W. Auch die Hühnerbjærg-Scholle weist in ihrem westlichen Teil dieses Einfallen auf. Im Osten hingegen zeigt sie Ostfallen, was auf die unter b zu schildernde spätere Bewegung zurückzuführen ist. (Auf dem Profil IX ist die Verbiegung (b) ausgeführt, während die Westkippung (a) durch gestrichelte Linien angedeutet ist). Im Wollaston Forland ist die postbasaltische Bewegung der Bruchschollen auf den östlichen Landesteil beschränkt. Im westlichen Teil liegt nämlich die Basaltdecke, wie die Kreideserie, vollständig horizontal. Es ist unsicher, ob an der Dombjærg-Clavering-Verwerfung eine Bewegung stattgefunden hat. Nahe der Verwerfung fanden wir am Forposten kleine lokale Querbrüche, an denen sowohl vor- als auch nachbasaltische Bewegung stattfand (S. 134).

Im hier nicht näher beschriebenen Teil von Hold with Hope greift die postbasaltische Bewegung viel weiter nach W. So zeigen die weiten Basaltplateaux im Westen dieses Landes ein regelmässiges westliches Abfallen zum Loch Fyne. Wir nehmen auch an, dass die Postdevonische Hauptverwerfung südlich des Godthaabs Golf postbasaltisch eine starke Reaktivierung erfuhr. Hiefür spricht die grosse Höhe der Gebirge westlich der Verwerfung, an denen sich junge Erosion in alpinen Formen auswirkt (Nörlund Alper). Im Norden, auf A. P. Olsens Land, liegen die eisbedeckten Plateaux westlich der Verwerfung um ein Weniges höher als östlich, was ebenfalls auf eine schwache Bewegung deuten könnte (s. Fig. 21).

b. Hebung des Kontinentes; weiträumige Küstenflexuren.

Von der Schollenbewegung unabhängig vollzieht sich in postbasaltischer Zeit eine starke Heraushebung des grönländischen Kontinentes gegenüber dem skandischen Meere. Es bilden sich grosse Flexuren, die den allgemeinen Verlauf der jüngsten Küste bestimmen. Die Flexuren nehmen einen relativ breiten Raum ein, so dass ganze Bruchschollen mit einbezogen werden. So werden gewisse Flächen solcher Schollen, die früher westliche Kippung innehatten, gegen Osten abgebogen (z. B. Hühnerbjærg; vergl. S. 124/125).

c. Postbasaltisches Längsgefälle.

Unabhängig von den oben genannten Bewegungen entsteht in postbasaltischer Zeit ein allgemeines Gefälle gegen S. Dieses Südfallen

macht sich geltend an den mächtigen Basaltdecken von Wollaston Forland und auch von Hold with Hope (aus dem Profil nicht ersichtlich, da quer zur Profillinie gerichtet). Im Süden, auf den Inseln Geographical Society und Traill, setzt ein Gegenanstieg gegen S ein. Es besteht also eine Depression, welche in das Gebiet der früheren »Königsbucht« fällt, wo schon während gewisser Zeiten im jüngeren Palaeozoikum und im Mesozoikum Sedimentationsräume waren, während im N und S Landgebiete bestanden (KOCH, 1935). Wir führen das Längsfallen auf eine erneute Einsenkung der Königsbucht zurück.

Morphologische Entwicklung bis zur Gegenwart.

Profil X.

Seit der Zeit der Basaltergüsse bis zum heutigen Tage wirken als Folge wiederholter Hebungs- und Senkungsvorgänge verschiedene Erosionsphasen, welche zusammen mit der Vereisung dem Lande ihr heutiges Antlitz geben.

Morphologische Studien lagen nicht in unserem Aufgabenbereich. Im Verlauf der regionalen Beschreibung wurden aber doch gelegentlich einige Beobachtungen angeführt. Wir fassen deshalb auch hier die wichtigsten morphologischen Erscheinungen zusammen, um die Entwicklungsgeschichte bis zum heutigen Tage zu verfolgen.

Das Profil X gibt das heutige Abwitterungsprofil. Die grossartigste morphologische Erscheinung, nämlich die der grossen Querfjorde konnte dabei nicht dargestellt werden, da diese parallel der Profillinie verlaufen. Auch für Erosionsformen, wie Hängetäler und Felsterrassen ist das Profil wenig bezeichnend. Solche Formen sind in rein kristallinen Gebieten sehr häufig, aber in sedimentären Gebieten, wie im vorliegenden entweder wenig ausgeprägt oder verwischt.

a. Praeglaziale Durchtalung.

Durch die unter IXb genannte postbasaltische Hebung wird die Erosion mächtig angeregt. In den von den Basalten nicht überfluteten Hochgebieten bestehen immer noch die in frühtertiärer Zeit geschaffenen Täler. Hier kann die Erosion erneut ansetzen, räumt die Basaltausfüllung in den tiefer gelegenen Talabschnitten wieder aus und vergrössert die ganzen Talsysteme. Die Talbildung erfolgt nun nicht nur längs den früher angelegten Rinnen. Die sedimenterfüllten tektonischen Senken bilden besonders günstige Angriffspunkte. So entstehen durch Ausräumung neben den grossen Quertälern, welche die tektonischen Strukturen überschneiden, auch grosse Längstäler (z. B. Fligelys Fjord, Copelands Fjord u. a.). Nicht überall werden jedoch diese durch die Tektonik zur Talbildung praedestinierten Senken ausgeräumt. Dies zeigt

die noch mächtig erhaltene Sedimentserie zwischen Fligelys Fjord und Young Sund. Zur Diskussion über die tektonische oder erosive Anlage der Fjorde lässt sich also sagen, dass sämtliche Fjorde das Werk jüngerer Erosion sind. Es lassen sich aber Fjorde unterscheiden, die reines Erosionswerk sind, und solche, die durch den postdevonischen tektonischen Bau zur Ausräumung praedestiniert waren (vergl. auch WEGMANN 1935, S. 43 u. ff. und VISCHER 1940, S. 14 u. 15).

Nach dieser ersten Erosionsphase, der vielleicht eine Ruhepause folgt, findet eine neue Hebung des ganzen Landes statt. Diese dokumentiert sich in einer zweiten, noch tiefer greifenden Erosionsphase. Infolge der tieferen Erosionsbasis werden einige der schon vorhandenen Täler bedeutend vertieft. An ihren Flanken bleiben Teile der ältern Talböden als Erosionsterrassen über weite Strecken erhalten (z. B. am Lindemans Fjord). Andere der älteren Täler erfahren infolge von Flussablenkungen diese Vertiefung nicht mehr; sie werden durch die jüngeren Täler oft quer durchschnitten, sodass sie später als Hängetäler hoch über den jüngeren münden (z. B. Slettedalen über dem Lindemans Fjord). Werden ältere Talläufe von zwei jüngeren Tälern quer geschnitten, so bilden sie heute als tote Hochtäler passartige Verbindungen zwischen den tiefer erodierten Tälern (z. B. Odinsdal zwischen Sveistrupsdal und Grandjeans Fjord). Die Entwässerung dieser älteren Talstücke geschieht dann später oft in zur früheren Flussrichtung umgekehrtem Sinn, indem sich von den tiefer gelegenen Tälern jüngere, epigenetische Schluchten rückwärts in die hochgelegenen alten Talböden eingraben.

Es mögen mit verschiedenen Landhebungen noch mehrere immer tiefer greifende Durchtalungsphasen stattgefunden haben, denn selbst heute unter Wasser liegende Rinnen dürften zeitweise nur solche »tote Täler« oder Verbindungen zwischen zwei tieferen Tälern gebildet haben (z. B. Fligelys Fjord, Copelands Fjord etc.).

Auch die Bildung des Reliefs zwischen den grossen Tälern fällt zur Hauptsache in praeglaziale Zeit. Je näher dem Landesinnern, desto besser bleibt die spätcretacische Landfläche als Hochebene erhalten. Je näher der Aussenküste, desto stärker wird sie unterteilt und bleibt schliesslich nur noch in kleinen Plateaux und einer Gipfelflur bestehen (z. B. Zentrale Clavering Ø und zentrale Kuhn Ø). Im sedimentären Gebiet wirkt diese mehr im kleinen angreifende Erosion natürlich am stärksten. Die in Säulen und Blöcke zerklüfteten Basalte werden verhältnismässig leicht abgetragen, sodass das praebasaltische Relief zum grösstenteil wieder freigelegt wird. Die Deckenbasalte bleiben dort am besten erhalten, wo schon vorbasaltisch Plateaux und Berge vorhanden waren und wo die Erosion weniger Angriffspunkte findet (Palnatokes Bjærg u. a.). Wo die Basaltdecke verschwunden ist, schreitet die Erosion

rasch vorwärts und bildet niedrige Hügellandschaften und Ebenen (»Schwarze Hügelregion«, Storsletten).

b. Vergletscherung.

Als das Land im Diluvium vom Innern her mit Eis überflutet wird, besteht also schon ein Relief, das dem heutigen sehr ähnlich ist. Die Erosion durch das Eis macht sich in den Formen geltend. Der Querschnitt der Täler erhält nach der V- die U-Form und Kanten werden abgerundet. Wo die Hochfläche nur von geringen Rinnen durchfurcht war, wird sie in eine wellige Fläche umgewandelt. Das Eis mag sehr zur Ausräumung der gewaltigen, besonders aus Basalttrümmern bestehenden Schuttmassen, welche durch die früheren Abtragungen angehäuft worden waren, beitragen haben.

Die grösste Vereisung im Diluvium überdeckt das ganze heutige Küstengebiet. Davon zeugen erratische Blöcke auf den höchsten Plateaux und Gipfeln. Eine Ausnahme bilden möglicherweise höchste Gebirgsketten, wie die Nörlund Alper, und im Süden die Staunings Alper, deren Gipfel vielleicht Nunatake bildeten. Moränenwälle von Rückzugsstadien der grössten Vereisung sind nicht bekannt. Ebenso sind keine typischen Gletscherschliffe erhalten. Die höhern Bergabhänge erhalten durch jüngere Verwitterung ein rauhes Ansehen.

Deutlich sind die Spuren eines jüngern Gletschervorstosses. Grosse Talgletscher z. B. durch Store Södal—Young Sund und Godthaabs Golf—Gael Hamkes Bugt haben bei ihrem Rückzug Moränenwälle, Gletscherschliffe und Rundhöcker hinterlassen. A. WEGENER (1930) vermutet, dass dieser Rückzug erst in historischer Zeit stattfand.

c. Senkung; Entstehung der Fjorde.

Die Fjorde sind die infolge allgemeiner Landsenkung ertrunkenen, in praeglazialer Zeit entstandenen Täler. Wir wissen nicht, ob diese Senkung schon während der grössten Vereisung oder erst anschliessend eingetreten ist. Die Frage, welche Bedeutung der Belastung durch grosse Vereisungen und der Entlastung durch Abschmelzen für die Senkungs- und Hebungsvorgänge zukommt, ist noch nicht genügend abgeklärt (vergl. RAMSEY 1930, VOGT 1933 u. a.).

d. Postdiluviale Entwicklung.

Nach der grössten Vereisung, d. h. nach dem Rückzug des Eises aus der Küstenregion, tritt wieder Hebung ein. Auch hier steht nicht fest, welchen Anteil die Entlastung durch Abschmelzen des Eises hat. Auch diese Hebung findet in mehreren Phasen bis zum heutigen Tage statt. Davon zeugen Strand- und Talterrassen in verschiedenen Höhen. Oft lassen sich alte, gehobene Deltaterrassen, in Talterrassen über-

gehend, weit in die heutigen Täler hinein verfolgen. Die Hebung hat bis heute den Betrag der einstigen Absenkung und damit die einstige tiefste Erosionsbasis noch nicht erreicht. Deshalb bestehen auch die Fjorde noch und die Erosion ist verglichen mit der praeglazialen äusserst gering. (Die schwache Erosion hat ausserdem einen Grund in der geringen Niederschlagsmenge des heutigen Klimas). Die Erosion ist heute eine mehr im Kleinen angreifende, die sich vor allem in den alten Terrassen und im alten Schuttmantel auswirkt (siehe S. 21). Im Anstehenden schafft sie die Kleinformen.

Die Zufuhr von Schutt in die Täler und Fjorde ist entsprechend der schwachen Erosion verhältnismässig gering, aber trotzdem schreitet die Aufschüttung langsam vor. Das Kleinerwerden der Fjorde wird indessen beschleunigt durch die fortschreitende Hebung. Die mit Schutt aufgefüllten Fjordteile werden dadurch zu Talböden, in die sich die Flüsse erneut einschneiden und die Deltaablagerungen werden rascher nach vorne verlegt. Beispiele von aufgefüllten und gehobenen Fjordböden oder Sunden sind die Storsletten und das Sumpdalen. Schalen recenter Meeresmuscheln finden sich oft weit im Landesinnern (vergl. Noe-Nygaard 1932). Der Aufschüttung wirkt in manchen Fjorden, besonders in engen Fjordpassagen, eine starke Gezeitenströmung entgegen.

V. DER POSTDEVONISCHE BAU DER WEITERN KÜSTENGEBIETE VON OSTGRÖNLAND

In unserm Untersuchungsgebiet zwischen 74 und 75° n. Br. stellten wir eine antithetische Schollentreppe fest, die in postdevonischer Zeit in mehreren Phasen entstanden ist. Im Westen erkannten wir eine Verwerfung von besonders grossen Ausmasse und wir bemerkten schon vorgreifend, dass dies eine Hauptstörung im Schollenbau sein müsse und nannten sie deshalb die »Postdevonische Hauptverwerfung«.

Wir möchten nun untersuchen, wie sich die im S und N anstossenden Küstengebiete Ostgrönlands hinsichtlich postdevonischer Tektonik verhalten. Über das Gebiet südlich bis zum Scoresby Sund stehen uns als Resultate der letzten Expeditionen schon zahlreiche Untersuchungen zur Verfügung. Weniger gilt dies für die Gebiete im Norden, wo wir mehr auf Vermutungen angewiesen sind. Anschliessend seien auch noch die Auffassungen früherer Autoren über die Bedeutung einer tektonischen Hauptlinie erwähnt und schliesslich ein Vergleich der Küstenabschnitte nördlich und südlich des Scoresby Sund ausgeführt.

1. Die Küstengebiete zwischen Ardencaples Fjord (75° n. Br.) und Scoresby Sund (70° n. Br.).

a. Die "Postdevonische Hauptverwerfung".

Die »Postdevonische Hauptverwerfung« stellten wir an der Westküste des Copelands Fjordes oder am Fusse der Steilwand des Blosseville s Bjærg fest und wir verfolgten sie nach Norden bis über den Ardencaples Fjord. Südlich des Blossevilles Bjærg liegt der Jordanhill. Auch der Ostabfall dieses Berges gegen den Godthaabs Golf muss aus der Bruchstufe hervorgegangen sein.

Auf Hudson Land (Kartenblatt Grönland 1:250.000, 73 Ö: 1 Hold with Hope) verläuft die Verwerfung in gerader Linie entlang dem wuchtigen Absturz der Nørlund Alper bis zum Prospektdal am Moskusokse Fjord. Sie wurde schon von Backlund (1932a) und Säve-

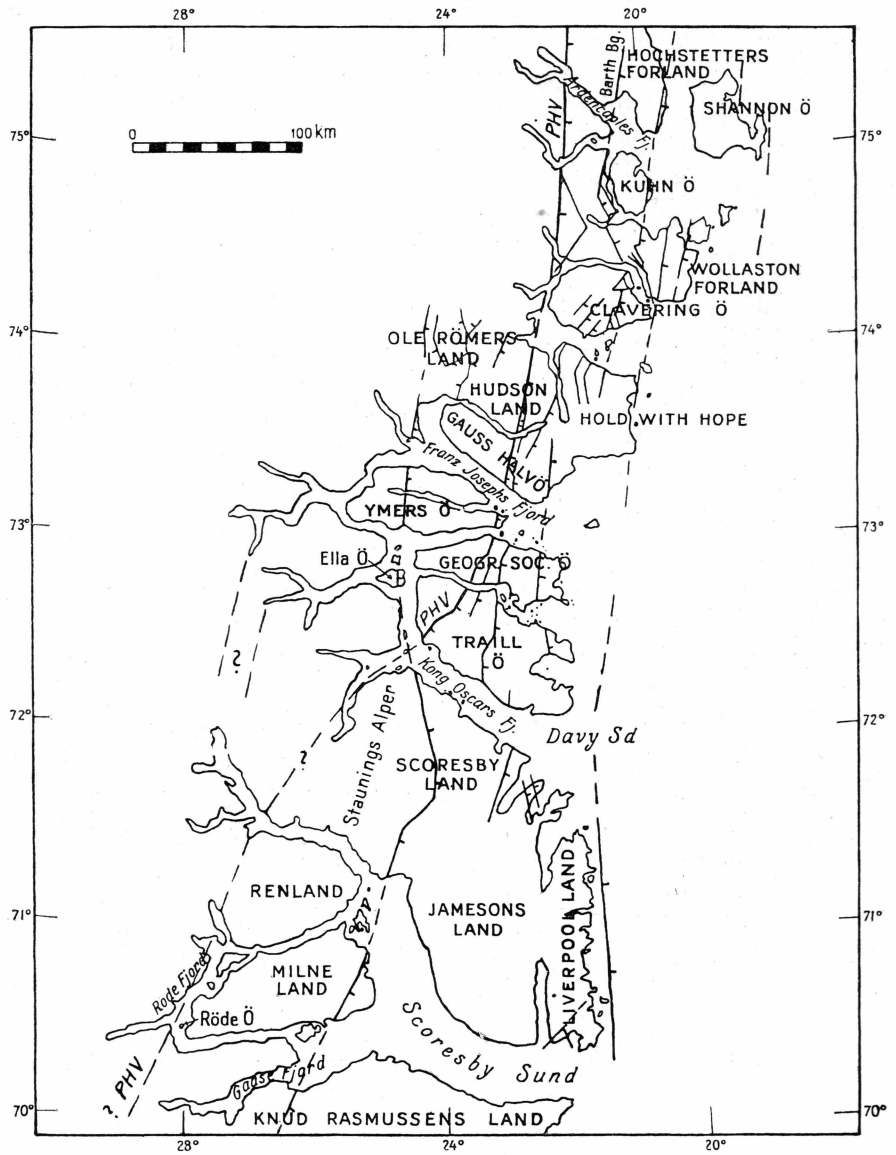


Fig. 23. Tektonische Skizze der Küstengebiete Ostgrönlands zwischen Ardencaples Fjord und Scoresby Sund. Die "postdevonische Hauptverwerfung" (PHV) und die wichtigsten postdevonischen Begleitverwerfungen. Zusammengestellt nach der Literatur.

Söderbergh (1933, 1934) abschnittweise kartiert. Bütler (1935) verfolgte sie bereits vom Hudson Land bis zum Kong Oscars Fjord. Die Nørlund Alper sind eine in der Morphologie Ostgrönlands seltene Erscheinung. Ihre spitzen, alpinen Gipfel mit Höhen bis 1700 m stehen in scharfem Gegensatz zu der sonst verbreiteten Hochfläche der Um-

gebung, die z. B. auf der Clavering Ø und im A. P. Olsens Land nur Höhen von 1200—1500 m erreicht. Die Erscheinung deutet auf junge Hebung an der Bruchlinie.

Weiter nach S zu durchquert die Verwerfung die Gauss Halvø, indem sie ein weites Devongebiet im W von den Bruchschollen des La Cours Bjærg und der Giesecke Bjærge im E trennt. Diese Bruchschollen tragen jungpaläozoische und mesozoische Sedimente (KOCH 1929, 1931, BACKLUND 1932a, SÄVE-SÖDERBERGH 1933, 1934, BÜTLER 1935, 1938 und eigene Untersuchungen im Jahre 1938).

Südlich des Kejser Franz Josephs Fjord schneidet die Verwerfung das östlichste Ende der Ymers Ø mit Kap Wijkander und Kap Humboldt ab (Kartenblatt 73 Ö. 2 Ymers Ø). Sie duchquert dann die Inseln Geographical Society und Traill, Devon im W von Karbon und Mesozoikum im E trennend (Kartenblatt 72 Ö. 2 Kong Oscars Fjord) (SÄVE-SÖDERBERGH 1933, KOCH 1929, 1935, BÜTLER 1935 etc., STAUBER 1938, 1939).

Vom Ardencaples Fjord bei $75^1/_2°$ n. Br. bis zum Sophia Sund bei 73°, d. h. über $2^1/_2$ Breitengrade hält die Verwerfung eine ziemlich gerade Richtung N 6—10° E ein. Südlich des Sophia Sund, auf den Inseln Geographical Society und Traill, biegt sie etwas gegen SW ab und weist nach H. BÜTLER in ihrem Verlaufe leichte Knickungen auf.

Die direkte Fortsetzung der grossen Verwerfung südlich des Kong Oscars Fjord vermutet C. E. WEGMANN (1939b, S. 103) durch die Schären bei Kap Petersen gegen die SW-Küste des Segelsällskapets Fjord. Sie setzt sich möglicherweise durch den Alpe Fjord gegen die innern Verzweigungen des Scoresby Sundes fort. Das Vorkommen postkaledonischer, aber nicht näher bestimmter Sedimente auf Røde Ø und an der Ostküste des Røde Fjord (BAY 1895) könnte auf das Vorhandensein einer Bruchsenke an der Verwerfung deuten.

b. Der Gebietsstreifen östlich der Hauptverwerfung.

Im Gebiet zwischen 74 und 73° n. Br., das W. MAYNC und der Verfasser im Jahre 1938 noch selber untersuchen konnten, sind im Osten der Hauptverwerfung Bruchschollen noch deutlich erkennbar im Nordhoek Bjærg (Hudson Land), im La Cours Bjærg und den Giesecke Bjærgen (Gauss Halvø). Der praekarbonische Sockel dieser Schollen besteht nicht nur aus Kaledonikum wie im Norden, sondern setzt sich aus Kaledonikum (Kristallin und Eleonorebay-Formation) und Devon zusammen.

Weiter östlich, im Lande Hold with Hope, liegt die Basaltdecke so tief, dass die älteren Strukturen zum grössten Teil verhüllt bleiben. Nur der Küstenabschnitt im Norden, von Kap Stosch bis Kap James, zeigt, dass sich die Schollenstruktur fortsetzt.

Am Kejser Franz Josephs Fjord taucht der praekarbonische Sockel der Bruchschollen axial unter den Meeresspiegel, um erst südlich des Kong Oscars Fjordes wieder aufzutauchen. Demnach ragen auf den Inseln Geographical Society und Traill östlich der Hauptverwerfung nur die jüngern Decksedimente über den Meeresspiegel. Nach den Aufnahmen Hans Staubers vom Jahre 1936 bis 1937 zeigen sie aber ebenfalls eine Schollentreppe (Stauber 1938, 1939, 1940a).

Schreiten wir nun zu den Gebieten südlich Kong Oscars Fjord—Davy Sund vor. Wie oben erwähnt setzt sich die postdevonische Hauptverwerfung nach C. E. Wegmann wahrscheinlich in den Alpe Fjord hinein fort. Bei Kap Petersen überschneidet nun eine andere, NNW—SSE gerichtete, sehr grosse Verwerfung die Hauptverwerfung. Diese Störung tritt im Gegensatz zur südlichen Fortsetzung der Hauptverwerfung morphologisch äusserst deutlich hervor. Sie folgt gegen SSE dem Fuss der Syltoppene und Staunings Alper. An den letzteren biegt sie gegen SSW ab und erreicht den Scoresby Sund beim »Sydkap« oder am Eingang des Nordvest Fjord. Das ganz aus Kaledonikum bestehende Massiv der Staunings Alper stellt also eine grosse Bruchscholle zwischen dieser Verwerfung, die wir deshalb als »Staunings Alper—Verwerfung« bezeichnen, und der postdevonischen Hauptverwerfung dar. Die Staunings Alper-Verwerfung hat die Wirkung der postdevonischen Hauptverwerfung zum grössten Teil übernommen. Die Scholle der Staunings Alper wurde noch durch die jüngsten Reaktivierungen der Brüche bewegt. C. E. Wegmann (1935) macht darauf aufmerksam, dass die grosse Höhe (bis 2800 m) und die hochalpinen Formen der Staunings Alper auf relativ junge Hebung und anschliessende junge Erosion zurückzuführen sind.

Die Südfortsetzung der Staunings Alper-Verwerfung ist an der Ostküste von Milne Land zu suchen. Nach L. Koch (1929), A. Rosenkrantz (1929) und besonders H. Aldinger (1935b, S. 72—80) verlaufen dort eine Anzahl Staffelbrüche und die mesozoische Rumpffläche ist mit dem überlagernden Oberjura flexurartig gegen E abgebogen.

Knud Rasmussens Land südlich des Scoresby Sund wird von mächtigen Basaltdecken eingenommen. Im Westen liegt die Decke noch auf Kristallin, doch zeigt sich am Eingang des Gaase Fjord in der Basaltdecke ein gegen E gerichtetes flexurartiges Abbiegen. Diese Flexur ist wohl das letzte sichtbare Anzeichen der Staunings Alper-Verwerfung, denn das Innere von Knud Rasmussens Land wird zum grösstenteil von Inlandeis bedeckt.

Östlich der Staunings Alper-Verwerfung dehnen sich weite, tief abgesenkte Sedimentgebiete aus. Erst viel weiter östlich, an der Aussenküste, erhebt sich das kristalline Hochgebiet des Liverpool Land, vom Sedimentgebiet getrennt durch die grosse Depression Carlsberg

Fjord—Klitdalen—Hurry Inlet. Im nördlichen Teil des Sedimentgebietes, im Scoresby Land, auf Wegener Halvø und Canning Land verlaufen noch Verwerfungen, die das Gebiet in kleinere Schollen zerlegen (NOE-NYGAARD 1934, KOCH 1935, BIERTHER 1939, 1941, STAUBER 1939). Weiter südlich tritt aber an Stelle der für das Nordgebiet bezeichnenden Schollentreppe eine einzige grosse Bruchscholle, ganz Jameson Land und Liverpool Land umfassend. Schon L. KOCH und A. ROSENKRANTZ (1929) erkannten hier einen einheitlichen grossen Block. Die Schollennatur wurde von H. ALDINGER (1935b, S. 70—79) beschrieben und ist von H. STAUBER bestätigt worden (1939, 1940 a, 1942).

Das Liverpool Land im E stellt das kristalline Hochgebiet dieser Scholle dar. ALDINGER (1935b, S. 74) erwähnt eine mesozoische Rumpffläche, die von hier gegen W unter die mesozoischen Sedimente des Jameson Landes abfällt. Das Jameson Land zwischen der Staunings Alper-Verwerfung im W und der Schollenkante des Liverpool Landes im E stellt eine »Bruchsenke« von gewaltigem Ausmasse dar, ein Becken von nahezu geosynklinalartigem Charakter, das der Sedimentationsraum mächtiger Schichtserien wurde (siehe H. STAUBER 1939, 1940a, 1942).[1])

ALDINGER (1935b, S. 79) vermutete cretacische bis tertiäre Entstehung der Brüche, die aber »zum Teil vielleicht posthum nach palaeozoischen Störungen« sind. Letztere Vermutung dürfte nach unsern Befunden zutreffen. Nicht beipflichten können wir ALDINGER, wenn er als Ursache der Schollenstruktur Zusammenpressung annimmt. Auf die Ursachen werden wir später noch zu sprechen kommen.

Am Scoresby Sund findet ein axialer Abfall statt, so dass südlich des Sundes nur noch mächtige Plateaubasalte über dem Meeresniveau liegen. Der postdevonische Bau kann deshalb nicht weiter nach S verfolgt werden.

Zusammenfassend ergibt sich, dass sich der in unserem Untersuchungsgebiet zwischen 74 und 75° n. Br. festgestellte postdevonische Schollenbau im Gebietsstreifen östlich der Hauptverwerfung nach S fortsetzt. Während sich aber bis gegen 72° mehrere Verwerfungen von der Hauptverwerfung abspalten oder ihr parallel verlaufen, so dass eine grössere Zahl von Bruchschollen entsteht, sind weiter südlich nur noch wenige, aber sehr grosse Verwerfungen vorhanden, welche weiträumige Bruchschollen schaffen (Staunings Alper-Scholle, Jameson Land—Liver-

[1]) STAUBER (1940b) machte ausserdem die bemerkenswerte Entdeckung von Massengleitungen grosser Schichtkomplexe in dieses Becken. Er glaubt, dass solche Gleitungen möglich wurden durch die Neigung der Schichten am Rande des Beckens und dass sie ausgelöst wurden durch die Intrusion der Basalte. Die Sills wirkten in flüssigem resp. halberstarrtem Zustand wie eine Ölschicht. Die Bewegung wurde dann auf besonders geeignete Schieferhorizonte übertragen.

pool Land-Scholle). Die Staunings Alper-Verwerfung hat die Wirkung der Hauptverwerfung zum grösstenteil übernommen, so dass die Staunings Alper-Scholle sehr hoch steht.

c. Die Zone westlich der Hauptverwerfung.

Prüfen wir nun, wie sich die Zone westlich der Postdevonischen Hauptverwerfung hinsichtlich postdevonischer Tektonik verhält. Wir stützen uns hiebei vor allem auf die neueren Arbeiten von H. Bütler (1939, 1940) und C. E. Wegmann (1939).

Das Gebiet setzt sich ausschliesslich aus Formationen zusammen, die älter als Mittelkarbon sind. Jungpraekambrium (Eleonorebay-Formation und Tillitformation), Kambrium und Ordovicium waren der kaledonischen Gebirgsbildung und mit dieser z. T. der Metamorphose und Migmatisation unterworfen (Koch 1929, 1935, Backlund 1930, 1932a, Teichert 1933, Wegmann 1935, 1939). In Senken und Becken zwischen den kaledonischen Falten lagerten sich Devon und älteres Karbon als orogene Sedimente ab und wurden selbst noch in die letzten Phasen der kaledonischen Faltungen miteinbezogen (Bütler 1935 etc.). Nach Abschluss der kaledonischen Orogenese wurde dieses Gebirge zu einem Rumpfgebirge peneplainisiert.

In diesem Block treten nun neben dem kaledonischen Faltenbau ebenfalls zahlreiche Verwerfungen und kleinere Brüche auf, deren Altersdatierung aber wegen des Fehlens jüngerer Sedimente schwierig ist. Immerhin lässt sich aus der Anordnung und Wirkung der Brüche und aus morphologischen Erscheinungen einigermassen beurteilen, ob es sich um relativ alte oder junge Störungen handelt. Wir behandeln zuerst Bruchbildungen, die im Devon sichtbar werden und anschliessend Brüche im ältern, kaledonischen Sockel.

Im Verbreitungsgebiet des Devons kommen nach H. Bütler (1940, S. 24) Brüche vor, welche die Faltenstrukturen überschneiden. Ein System von Quer- und Diagonalbrüchen kompensiert z. B. das südliche Axialfallen der Mulde von Ole Rømers Land, zerlegt diese also in eine »antithetische Schollentreppe« in NS-Richtung. Bütler vermutet, dass diese Querbrüche mit der Aufschiebung des Nörlundalper-Kristallins während der III. Hudsonland-Phase, einer der späteren devonischen Phasen, zusammenhänge. Diese Schollentreppe hat demnach nichts gemein mit der W—E gestuften Schollentreppe der östlichen Zone und ist auch viel älter als diese. Dass in jüngerer Zeit keine Verschiebungen eintraten, wird dadurch bestätigt, dass die Brüche morphologisch nicht in Erscheinung treten.

Eine andere Bruchzone dürfte hingegen nach H. Bütler (1940, S. 25) mit der Entstehung der »Postdevonischen Hauptverwerfung« in

Zusammenhang stehen. Wie oben ausgeführt, wird am Kong Oscars Fjord, bei Kap Petersen, die Hauptverwerfung fast rechtwinklig von der Staunings Alper-Verwerfung geschnitten und wir verfolgten letzteren Bruch nach S am Fusse der Syltoppene und Staunings Alper. Die Staunings Alper-Verwerfung besitzt nun auch eine Fortsetzung nach N, in das Gebiet der ältern Formationen westlich unserer Hauptverwerfung. Dabei handelt es sich nach BÜTLER aber nicht um einen einheitlichen Bruch, sondern um ein System sich ablösender Verwerfungen. Diese Störungszone lässt sich immer in der Nähe der heutigen Westbegrenzung des Devons verfolgen von Kap Petersen nordwärts durch die Ella Ø, den westlichen Teil der Ymers Ø, durch Strindbergs Land hinein ins Ole Römers Land, wo sie östlich von einem Graben begleitet wird. Von der Ymers Ø bis tief hinein ins Ole Rømers Land verläuft die Bruchzone parallel zur 60—70 km weiter im Osten liegenden Hauptverwerfung. BÜTLER betont deshalb, dass das Devongebiet zwischen diesen beiden Bruchzonen eine breite Scholle, eine Stufe in der Schollentreppe der Aussenküste bildet. Er vermutet, dass die westliche Verwerfungszone gleichzeitig mit der Hauptverwerfung entstanden sei, dass sie sich aber bei den jüngeren Schollenbewegungen des äussern Küstengebietes ruhig verhalten habe.

Im Bereich der vordevonischen Formationen des kaledonischen Sockels ist naturgemäss die Altersdatierung der Brüche noch schwieriger. Hier gibt es Störungen, die der kaledonischen Gebirgsbildung und ihren spätern, devonischen Phasen oder aber den postdevonischen Bruchbildungen angehören.

So fallen in den buntgefärbten Serien der Eleonorebay-Formation zahlreiche kleinere Brüche auf, die noch mit den kaledonischen Faltungen zusammenhängen müssen. Ihre Anordnung und Wirkung sind grundverschieden von den Staffelbrüchen der östlichen Zone. Daneben kommen aber auch Verwerfungen vor, die in postdevonischer, ja selbst in postbasaltischer Zeit entstanden sein dürften. C. E. WEGMANN (1939b, S. 103) erwähnt die schon oben beschriebenen grossen Brüche beidseits des Massivs der Staunings Alper und spricht ihnen sehr junges Alter zu. Diese Ansicht passt durchaus in den Rahmen unserer Ausführungen, da wir, wie oben dargelegt, die Scholle der Staunings Alper noch als zum östlichen Bruchschollengebiet gehörend betrachten. WEGMANN macht jedoch darauf aufmerksam, dass auch noch weiter westlich im kaledonischen Faltungsgebiet, ja sogar in der Nunatak-Zone am Rande des Inlandeises, Störungen zu beobachten sind, die sehr jung sind und nicht wesensverschieden von den Brüchen der östlichen Zone sein können. Leider sind diese Störungen noch nicht kartiert worden und es fehlt uns das Gesamtbild ihrer Anordnung (auf Fig. 23 deshalb nur schematisch angedeutet und mit Fragezeichen ver-

sehen). Doch scheinen sie gegenüber den Staffelbrüchen des Ostens eine seltenere Erscheinung zu sein.

d. Folgerungen.

Als Resultat der bisherigen Erörterungen stellen wir fest, dass durch das Küstengebiet von Ostgrönland vom Ardencaples Fjord bis zum Kong Oscars Fjord eine grosse, in postdevonischer Zeit entstandene Hauptverwerfungslinie zieht. Vermutlich setzt sich diese noch weiter nach SSW zu fort bis in das Gebiet der innern Verzweigungen des Scoresby Sundes. Begleitende Störungen bestehen auch in den Gebieten beidseits der Hauptverwerfung, doch zeigt sich insofern ein verschiedenes Verhalten, als im Osten die Störungen viel häufiger sind und dass sie bei den jungen Bewegungen stärker reaktiviert wurden als im Westen. Die Hauptverwerfung bildet eine Trennungslinie zwischen einem in postdevonischer Zeit viel labileren Gebietsstreifens im Osten und dem stabileren Festlandsblock im Westen. Die Trennung ist insofern nicht ganz scharf, als wie gesagt auch einige Verwerfungen in den westlichen Block abirren und anderseits abzweigende Brüche im östlichen Streifen den Hauptverwerfungsbetrag übernehmen (z. B. Thomsens Land-Verwerfung, Staunings Apler-Verwerfung)[1]). Trotzdem erscheint es geboten, die grosse Linie als eine Ausgangsstörung besonders hervorzuheben und deshalb nannten wir sie die »Postdevonische Hauptverwerfung«.

Zeitlich stellen wir uns die Entwicklung des ostgrönländischen Küstengebietes in postdevonischer Zeit folgendermassen vor: Zu Beginn des Karbons bestand ein Rumpfgebirge, das sich aus gefaltetem Kaledonikum, Devon und ältestem Karbon zusammensetzte. Dieser Kontinentalsockel setzte sich in das Gebiet des heutigen Skandik fort und die heutige Küste stimmt nicht mit seinem einstigen Rande überein. Möglicherweise entspricht der heutige, unter Wasser liegende Kontinentalabfall diesem Rande.

Im ältern Karbon entstand nun infolge Heraushebung des Kontinentes die Postdevonische Hauptverwerfung, an welcher der Kontinentrand abgesunken ist. Gleichzeitig, oder wenig später wurde diese Verwerfung überschnitten von der Verwerfungszone Staunings Alper—Westgrenze des Devongebietes. Dadurch entstanden die grossräumigen Schollen der Staunings Alper und des Devongebietes. Das Teilstück am heutigen Ostfusse der Staunings Alper übernahm dabei zum grössten Teil die Wirkung der Hauptverwerfung, so dass die Staunings Alper-Scholle die Höhe des Westblockes nahezu beibehielt. Eine beträchtliche

[1]) Diese Feststellung bedeutet eine Berichtigung gegenüber meinem vorläufigen Bericht (Vischer 1940), wo ich annahm, dass der Hauptverwerfung eine noch grössere Bedeutung als Trennungslinie zukomme.

Absenkung hat dagegen die Devonscholle erfahren. Ausserdem entstanden einige Begleitbrüche im westlichen kaledonischen Block.

Der tief abgesenkte östliche Streifen scheint zu Beginn eine einheitliche oder nur wenig unterteilte Scholle zwischen der Linie Hauptverwerfung—Staunings Alper-Verwerfung und dem Kontinentalabfall gebildet zu haben, ähnlich der heute noch weiträumigen Scholle Jameson Land—Liverpool Land. Wir vermuten, dass diese Ausgangsscholle bereits eine Kippung gegen Westen erfahren hat (vergl. auch S. 146). Dahin weist nämlich der Umstand, dass in einem Streifen direkt östlich der Hauptverwerfung Devon und Karbon erhalten sind (z. B. westliche Clavering Ø, östliches Hudsonland, Kap Franklin, mittlere Zone von Geographical Society Ø, Traill Ø und Scoresby Land), während weiter östlich Perm und Mesozoikum direkt über den ältern kaledonischen Sockel transgredieren. Devon und Karbon wurden eben auf dem erhöhten östlichen Schollenteil praepermisch abgetragen, während sie in der Bruchsenke an der Hauptverwerfung erhalten blieben. Die Vorkommen von Devon und Karbon auf Canning Land sind durch einen schon frühzeitig entstandenen Parallelbruch zur Hauptverwerfung zu erklären.

Erst später, bei den weitern Heraushebungen des grönländischen Blockes, entstanden im Oststreifen zahlreiche von der Hauptverwerfung abzweigende oder zu ihr parallele Brüche, welche den östlichen Streifen in eine antithetische Schollentreppe zerlegten und zwar schritt in unserem Untersuchungsgebiet die Bildung der Brüche mit der Zeit gegen Osten vor. Bei der jüngsten, postbasaltischen Reaktivierung bewegten sich hauptsächlich Verwerfungen und Flexuren an der heutigen äussersten Küste und anderseits die Hauptverwerfung selbst (grosse Höhe der Nörlund Alper). Im südlichen Abschnitt wurde die Wirkung der Hauptverwerfung wiederum von der Staunings Alper-Verwerfung übernommen (grosse Höhe der Staunings Alper).

Der Gebietsstreifen westlich der Hauptverwerfung hat sich dagegen in postkarbonischer Zeit ruhiger verhalten, wie die Verwerfungszone an der Westgrenze der Devonscholle zeigt. Nach C. E. WEGMANN sollen sich einige Brüche im kaledonischen Faltungsgebiet des Westens auch noch in jüngerer, vermutlich postbasaltischer Zeit bewegt haben.

2. Die nordostgrönländische Küste zwischen Ardencaples Fjord (75° n. Br.) und der Nordost-Rundung (82° n. Br.).

Wenden wir uns nun noch der Ostküste Grönlands nördlich des Untersuchungsgebietes, d. h. zwischen 75 und 82° n. Br. zu. Wir wissen wenig über die postdevonische Struktur dieses Küstenabschnittes, da bis heute nur vereinzelte geologische Untersuchungen aus-

geführt wurden. Es lassen sich indessen, gestützt auf die Morphologie der Küste, einige Vermutungen aussprechen.

Die grosse Hauptverwerfung lässt sich in fast gerader Linie bis über den Ardencaples Fjord verfolgen, wie wir dies vom Flugzeug aus feststellen konnten. Dann fehlen uns weitere Beobachtungen, doch fällt bei Betrachtung der Übersichtskarte von Grönland auf (Grönland 1:500.000, Geod. Inst. Kbhvn. 1937), dass die allgemeine Richtung der nördlichsten Küste von Ostgrönland, besonders zwischen Germania Land und der Nordost-Rundung, ziemlich gerade und ungefähr in der Richtung unserer Hauptverwerfung verläuft. Die dem eigentlichen Festland vorgelagerten Landesteile und Inseln dürften Teilen von Bruchschollen entsprechen. Im Einzelnen sei auf folgendes hingewiesen:

Wir bemerkten schon früher (S. 48 u. 149), dass die Barth Bjærge einer Schollenkante entsprechen und dass an ihrem Ostabfall die nördliche Fortsetzung der Thomsens Land-Verwerfung zu suchen ist. Das Hochstetter Forland, die Gegend von Kap Haystack und die Shannon Ø müssen Teilen von vorgelagerten Bruchschollen angehören. Der praekambrische Kamm der Koldewey Ø entspricht einer Schollenkante. Die Verwerfung an ihrer Ostseite bildete nach den Untersuchungen L. Koch's (1929, 1935), E. Nielsen's und der Beschreibung H. Frebold's (1935) in der Kreidezeit eine Küste. Weiter kommen das Germania Land (77°) und die Ile de France als Teile von Bruchschollen in Frage. Nördlich davon fällt eine, in der Richtung der postdevonischen Hauptverwerfung geradlinig angeordnete Reihe von Inseln auf, darunter die Franske Øer und die Norske Øer (79°), die gleichfalls Bruchschollen entsprechen dürften.

Im äussersten Norden der Ostküste reihen sich Lamberts Land, Hovgaards Ø, Holms Land, Amdrups Land und Kronprins Christians Land mit der Nordostrundung aneinander. In neuester Zeit sind durch Eigil Nielsen (1941) die Verhältnisse auf Holms- und Amdrups Land (80—81°) etwas besser bekannt geworden. Demnach bauen sich die äussern, d. h. östlichen Teile dieser Halbinseln aus marinen Sedimenten des späten Palaeozoikums auf. Ihre Unterlage, aus kaledonischem Gneiss bestehend, ist sogar stellenweise aufgeschlossen. Westlich werden die Sedimentplateaux durch eine grosse ca. N 10° E verlaufende Depression von einer hohen Gebirgskette aus gefaltetem Kaledonikum getrennt. In dieser Depression vermuten wir eine bedeutende Verwerfung und es scheint uns nicht unmöglich, dass es sich hiebei um die direkte Fortsetzung der postdevonischen Hauptverwerfung des Südgebietes handelt. Holms Land und Amdrups Land könnten ebenfalls Bruchschollen darstellen. Nielsen fand an deren Aussenküste kleinere Brüche, die auffallenderweise die allgemeine Richtung der Küste und der Hauptverwerfung aufweisen.

Über den östlichen Teil von Kronprins Christians Land (81—82°), das fast ganz von Inlandeis bedeckt ist, wissen wir zu wenig um irgend welche Schlüsse zu ziehen. EIGIL NIELSEN entdeckte Vorkommen jüngerer, d. h. cretacischer oder tertiärer Sedimente am Nakkehoved im Norden von Kronprins Christians Land.

Wenn auch die nördlichste Küste Ostgrönlands geologisch wenig bekannt ist, so lässt sich doch bestimmt vermuten, dass sich die postdevonische Schollenstruktur bis zur Nordost-Rundung fortsetzt. In diesem Abschnitt liegt wohl die Bruchschollenzone, wie auch C. E. WEGMANN (1939a, S. 38—46) ausführt, zum grössten Teil unter Wasser. Dahin weist der breite, der nördlichsten Küste vorgelagerte Schelf. Nur die innersten, westlichsten Schollen sind noch als vorgelagerte Landesteile und Inseln sichtbar.

3. Postdevonische Tektonik, Erosion und Küstenbildung.

Der postdevonischen Hauptverwerfung und den östlich vorgelagerten Bruchschollen kommt für die postdevonischen Meeresbewegungen und den Küstenverlauf eine grosse Bedeutung zu. Die spätpalaeozoischen Transgressionen überschritten die Hauptverwerfung niemals gegen Westen. Die mesozoischen Meere fanden ihre Küsten z. T. an der Hauptverwerfung, z. T. schon an den vorgelagerten Bruchschollen. Die Kanten der gegen W geneigten Schollen bildeten Halbinseln und Inseln und die tiefen Bruchsenken figurierten als Buchten und Meeresstrassen.

Die Erosion hatte naturgemäss während der verschiedensten geologischen Zeiten ebenfalls ihren Anteil an der Herausbildung der Küsten, besonders während der Regressionsphasen. Die Tektonik wirkte aber durch ihre Reaktivierungen immer wieder entscheidend auf den allgemeinen Küstenverlauf. Erst in jüngerer Zeit vermochte die Erosion eigensinniger in die Küstengestaltung einzugreifen. Die heutige Fjordlandschaft, welche durch Versenkung tiefer Erosionstäler entstanden ist, scheint ja auf den ersten Blick gegen eine tektonische Küstenbildung zu sprechen. Bei genauerer Betrachtung sehen wir aber, dass vielerorts Teilstücke der Küste tektonischen Störungslinien folgen, dass besonders aber der allgemeine Verlauf der Ostküste Grönlands noch heute durch die Schollenstruktur bestimmt wird.

4. Frühere Auffassungen über eine tektonische Hauptlinie.

In meinem vorläufigen Bericht (VISCHER, 1940, S. 15) habe ich bereits meine Auffassung über den postdevonischen Bau Ostgrönlands

mit den Deutungen früherer Autoren verglichen. An dieser Stelle gehe ich deshalb nicht mehr näher auf die ältern Deutungen und Theorien ein und verweise auf den genannten Bericht. Nur auf eines möchte ich im Anschluss an die vorhergehenden Besprechungen zurückkommen, nämlich dass LAUGE KOCH schon frühzeitig erkannt hat, dass einer grossen tektonischen Linie entscheidende Bedeutung zukommt. In seiner »Geology of East Greenland« (1929, Fig. 40, S. 133) zieht KOCH eine Linie von Danmarks Havn bis zum Scoresby Sund, indem er einige der Verwerfungen verbindet, die wir heute als östliche Parallelbrüche der viel grössern Verwerfung betrachten, die oben als »Postdevonische Hauptverwerfung« bezeichnet worden ist. KOCH nahm Entstehung der von ihm gezeichneten Linie in permo-karbonischer Zeit an, eine Annahme, die sich auf unsere Hauptverwerfung übertragen lässt. KOCH (1929 und 1930) zeigte auch schon, dass die östlichen Gebiete später in eine Reihe von Schollen zerlegt wurden. Die spätpalaeozoischen und mesozoischen Transgressionen überfluteten z. T. diese Schollen, sollen aber die grosse Linie gegen W nicht überschritten haben.

H. FREBOLD (1932a) nannte später jene Linie die »Koch'sche Linie«, nahm aber an ihr, im Gegensatz zu KOCH, Hebung des Ostens gegenüber dem Westen an. FREBOLD gelangte zu dieser Annahme, indem im Westen Devon und Karbon erhalten, im Osten aber abgetragen sein sollen. Wir zeigten oben (S. 178), dass das Fehlen dieser Formationen im Osten erklärt werden kann durch eine gegen W gerichtete Kippung des östlichen abgesenkten Gebietes. Am erhöhten östlichen Teil dieser Primärscholle wurde Devon und Karbon abgetragen, in der Bruchsenke längs der Hauptverwerfung sind sie aber bis heute erhalten geblieben. Nach FREBOLD soll dann erst in postpermischer, besonders aber postcretacischer Zeit an der Koch'schen Linie Absenkung des Ostens stattgefunden haben.

Der Begriff der »Koch'schen Linie« wurde später von verschiedenen Forschern wieder aufgegeben, indem man erkannte, dass die Linie sehr komplex zusammengesetzt ist und sich in eine Reihe subparalleler Linien aufspaltet (KOCH 1935, S. 143, BACKLUND 1935, S. 24). Wir können bestätigen, dass diese Linie nicht existiert, da die einzelnen Teilstücke getrennten Bruchschollen angehören und nicht verbunden werden können. Wir glauben nun aber etwas westlicher eine durchgehende Störung, der besondere Bedeutung zukommt, erkannt zu haben, eben die »Postdevonische Hauptverwerfung«. An ihr hat sich der Kontinentrand erstmals vom Festlandsblock abgelöst. Sie bildete sodann die Ausgangsstörung für eine grosse Schar von ihr abzweigender und parallel laufender, sekundärer Brüche. Solche Brüche begleiten die Hauptverwerfung zu beiden Seiten; sie sind aber im östlichen abgesenkten Streifen häufiger und in jüngerer Zeit tätiger als im westlichen.

LAUGE KOCH zeichnet 1935 (Fig. 4, S. 79) eine andere Linie von Danmarks Havn bis zum Scoresby Sund. Diese würde den Block im Westen mit »vorübergehender Verfestigung im Mesozoikum« trennen von der »labilen Zone« im Osten. Diese neue Linie folgt teils der früheren »Koch'schen Linie«, teils unserer Hauptverwerfung, ist aber durch Einbuchtungen einzelnen »kaledonischen Wölbungszonen« angepasst. Die mesozoischen Transgressionen greifen über die »labile Zone«, lassen aber auch hier einzelne »Wölbungszonen« als Inseln frei. KOCH's neue Linie stellt deshalb weniger eine reine tektonische Linie dar, als vielmehr den Verlauf der Küste im Mesozoikum in ihren Hauptzügen.

5. Die Küste Ostgrönlands zwischen Scoresby Sund (70° n. Br.) und Angmagssalik (66° n. Br.).

Verfolgen wir nun die Ostküste Grönlands vom Scoresby Sund nach S, so werden wir bald vor die Frage nach der südlichen Fortsetzung der Hauptverwerfung und der Bruchschollenzone gestellt, indem hier die Küste ganz anders geartet ist als im N.

Südlich des Scoresby Sund überdecken gewaltige Basaltdecken die ältern Strukturen. Gleichzeitig nimmt die Küste eine ganz neue Richtung an. Vom Kap Brewster (70° n. Br.) am Eingang des Scoresby Sund weist sie anfangs gegen SW und beschreibt dann als sogenannte »Blosseville's Küste« bis zum Kangerdlukssuak (68°) einen leichten Bogen, indem sie immer mehr westliche Richtung annimmt.

L. R. WAGER (1934, 1935, 1938) hat gezeigt, dass diese Küste einer einzigen grossen Flexur folgt, die sich in der mächtigen Basaltdecke auswirkt. Parallel der Küste durchbrechen Schwärme unzähliger Doleritdykes die Basaltdecke. Im Querprofil zeigen die Dykes fächerförmige, d. h. gegenüber der Flexur radiale Anordnung. Die Flexur ist also nach der Eruption der Deckenbasalte entstanden. In die durch Dehnung (Tension) fächerförmig an der Flexur entstandenen Risse drangen jüngere Basalte als Dykes ein. Am Kap Dalton, wo marines Eocaen den Basaltdecken eingelagert ist, zeigt sich im Kleinen auf kurze Strecke eine antithetische Bruchschollenstruktur, wie wir sie im Norden im Grossen kennen gelernt haben (WAGER 1935, p. 11—13 und Pl. 7).

Der weiter südlich anschliessende Küstenabschnitt zwischen Kangerdlukssuak (68°) und Angmagssalik ($65^1/_2$°) bildet ähnlich der Blossevillesküste einen leicht geschwungenen Bogen. Hier sind die Basalte vom kristallinen Sockel abgetragen, aber auch hier folgen fächerförmig angeordnete Basaltdykes parallel der Küste. L. R. WAGER lässt daher die Flexur tief vom Kontinentalsockel (resp. der Sialkruste) als reine Vertikalbewegung ausgehen. Er nimmt an, dass die Danmarks Strasse

zwischen Grönland und Island einen gewaltigen Grabeneinbruch darstelle.

Die Küstenflexur südlich Scoresby Sund unterscheidet sich also von der antithetischen Schollentreppe nördlich Scoresby Sund sowohl durch ihre Mechanik, als auch durch ihre Richtung. Ob sie sich auch durch ihre Ursache unterscheidet, werden wir weiter unten untersuchen.

Bei seiner Besprechung der Herausbildung der einzelnen Küstenabschnitte Grönlands betont C. E. Wegmann (1939a, S. 38—46), dass die Flexur nicht die Fortsetzung der Bruchschollenzone Nordost-Grönlands darstelle, sondern jünger sei und diese überschneide. Gleichzeitig mit dem Entstehen der gewaltigen Flexur südlich Scoresby Sund bildeten sich jedoch auch im Norden abschnittweise kleinere Küstenflexuren aus, wie die postbasaltischen Verbiegungen z. B. im Äussern Wollaston Forland zeigen (vergl. S. 124/125).

Wegmann führt ausserdem an, dass auf Island Anzeichen bestehen, die für eine direkte Fortsetzung der nordost-grönländischen Bruchschollen-Zone gegen Süden sprechen. »Verlängert man den nordostgrönländischen Küstenstreifen zwischen der Randzone der Transgressionen (unsere Hauptverwerfung) und dem Kontinentalabfall gegen S, so umfasst er das nordwestliche, mehr stabile Gebiet von Island, an das sich östlich die labilere Zone mit ihren jungen Gräben und Horsten anschliesst.«

Nach A. Sonder (1938) interferieren auch auf Island zwei Bruchsysteme, die auffallenderweise ungefähr parallel zu den beiden Systemen der grönländischen Ostküste verlaufen.

VI. DIE URSACHEN DER POSTDEVONISCHEN BRUCHTEKTONIK

Je nach der Deutung der postdevonischen Tektonik muss auch die Ansicht über die Ursachen der tektonischen Vorgänge verschieden ausfallen. So begegnen wir in frühern Arbeiten hauptsächlich zwei Ansichten über die Ursachen, die entweder in einer Kompression oder einer Extension gesucht werden.

Überwiegend waren bisher die Anhänger der Kompression, deren hauptsächlichster Vertreter H. Frebold war.

H. Frebold nahm an, die Kristallinzonen zwischen den sedimenterfüllten Senken seien das Resultat einer »Blockfaltung germanotypen Charakters« oder »einer Faltung, die an der Konsolidierung des Untergrundes gescheitert ist« (Frebold 1932a und 1933). Die Kristallinzonen würden dadurch zu einer Art »Horste« und die Senken zu »Graben«. Die Blockfaltung soll das Resultat von seitlicher Kompression darstellen.

Demgegenüber stellte Wegmann (1935, S. 49—50) fest, dass schon in der spätern Entwicklung der Kaledoniden Zeiten der lateralen Kompression mit solchen der Extension abwechselten und dass die Küstenzone seit dem oberen Palaeozoikum ausschliesslich gedehnt worden sei, was sich aus der Schar postpalaeozoischer Brüche ergebe.

Auch H. Bütler (1935) hat gezeigt, dass nach Abschluss der durch Kompression bedingten kaledonischen Faltung im ältern Karbon Extension in Form von Bruchbildung einsetzte.

Im Verlaufe der speziellen Beschreibung zeigten wir, dass der Küstenstreifen Nordost-Grönlands östlich einer grossen ungefähr N 10° E streichenden Verwerfung, die wir »Postdevonische Hauptverwerfung« nannten, durch Staffelbrüche in eine Reihe von Bruchschollen zerlegt wird und dass alle diese Staffelbrüche in gleichem Sinne wie die Hauptverwerfung wirken, nämlich den Ostflügel absenken. Die einzelnen Bruchschollen erscheinen leicht gegen W geneigt, während die Verwerfungsflächen steil gegen E abfallen. Bruchwirkung und Westneigung müssen ursächlich zusammenhängen; sie wirken sich kompensierend ent-

gegen, so dass der Abstieg der Schollentreppe gegen E gering wird, aber immerhin vorhanden ist. Die Erscheinung ist als »antithetische Schollentreppe« zu bezeichnen (H. Closs 1936, S. 267).

Denkt man sich die einzelnen Bruchschollen in horizontale Lage zurückversetzt, so entstehen zwischen den Schollen Lücken, die auf eine Raumerweiterung also Dehnung der Kruste hinweisen.

Man kann sich auch vorstellen, dass sich zuerst durch Zerreissung oder Vertikalbewegung eine Primärscholle am Kontinentrande ablöste, die durch weitern Zug gekippt und dann erst in eine Anzahl kleiner Schollen zerlegt wurde. In dieser Richtung deutet das Bestehen der grossen Hauptverwerfung, welche die Schollentreppe im W begrenzt. (Nach einer mündlichen Mitteilung von H. Bütler besitzt die letztere am Moskusokse Fjord vertikale Orientierung). Wir können nun mit Bestimmtheit behaupten, dass die antithetische Schollentreppe der Nordostküste Grönlands das Resultat einer Dehnung (Streckung, Zerreissung) des Küstenstreifens darstellt. Die Dehnung stellt jedoch für die Bildung der Schollentreppe nur eine Ursache sekundärer Art dar; sie selbst muss eine Ursache primärer Art besitzen.

In meinem vorläufigen Bericht (Vischer 1940) und in einem Vortrage, anlässlich der Tagung über die Geologie Grönlands in Schaffhausen am 11. bis 12. März 1939 (Vischer 1939) begnügte ich mich mit der Feststellung der Dehnung als Ursache und vermied es auf die tiefern, primären Ursachen einzugehen. Die Frage nach diesen wurde anlässlich der Tagung von Fachgenossen aufgegriffen und diskutiert. Diesen verdanke ich somit manche Anregung.

Im Folgenden seien einige Möglichkeiten über die primären Ursachen angeführt, ohne dass ich selbst einen bestimmten Standpunkt einnehmen möchte. Weitere Möglichkeiten stehen der Diskussion offen.

Es ist anzunehmen, dass die Dehnung, welche die Zerlegung des Küstenstreifens in eine antithetische Schollentreppe verursachte, im Zusammenhang mit Bewegungen des Kontinentrandes steht. Als solche kommen zwei Bewegungsarten in Frage:

1. Horizontalbewegung,
2. Vertikalbewegung.

1. Horizontalbewegung: Die Dehnung spricht zunächst eher für eine horizontale Bewegung der Kruste. Wir greifen zwei Hypothesen heraus, die grosse horizontale Krustenbewegung zu erklären versuchen:

a. Nach Alfred Wegener's Kontinentaldrifthypothese (Wegener 1929) könnte bei der Westdrift des grönländischen Kon-

tinentalblockes dessen Ostrand durch ein passives Zurückbleiben zerrissen worden sein. Da die Kontinentalmasse weiter nach Westen trieb, der abgerissene Rand aber an der Unterlage haften blieb, neigte sich der letztere gegen W an den Kontinentalblock und wurde dabei in weitere Bruchlamellen zerlegt, die an der Oberfläche eine antithetische Schollentreppe bildeten. Hiebei ist allerdings schwer einzusehen, durch welche Kraft der Rand zurückgehalten wurde.

b. Die Fliesstheorie von B. GUTENBERG (1930), auf die mich Herr Dr. A. RITTMANN aufmerksam gemacht hat, hat viel Ansprechendes an sich.

Die Kontinentalscholle, aus Sial bestehend, lagert auf der basaltischen Sima-Schale der Erde. Auch die Sialscholle ist in der Tiefe als plastisch zu betrachten, wie das Sima. Wegen des Gewichtsunterschiedes von Sial und Sima entsteht am Rand der Kontinentalscholle ein hydrostatisches Druckgefälle. Zum Ausgleich des Druckes hat die leichtere Sialscholle das Bestreben, sich auf dem schweren Sima auszubreiten, — d. h. sich allmählich zu verflachen. Dabei entstehen Unterströmungen innerhalb der Kontinentalscholle gegen den Schollenrand; unter der Scholle rückt basaltisches Sima in entgegengesetzter Richtung nach.

Wir können uns nun vorstellen, dass die starre Oberflächenkruste durch das Vorrücken des tiefern, plastischen Kontinentalrandes auseinander gezerrt wird. In unserm Falle entsteht zunächst die grosse Hauptverwerfung und anschliessend im abgetrennten Küstenstreifen die übrige Bruchschar. Gleichzeitig werden die Bruchschollen durch die weiter laufende Strömung etwas nach Osten mitgeschleppt und verdreht, d. h. sie neigen sich nach Westen.

2. Vertikalbewegung: Die von L. R. WAGER (1934, 1935, 1938) festgestellte Flexur an der Blossevillesküste lässt eine deutliche Vertikalbewegung des Kontinentrandes erkennen (Vergl. S. 182). Die Tension, die dort an der Flexur entsteht, ist leicht durch Spannung an der Biegungsstelle zu erklären. Die Vertikalverstellung der Blossevillesküste scheint im Gegensatz zu stehen zu der antithetischen Schollentreppe der Nordostküste Grönlands, die durch seitliche Dehnung entstanden sein muss.

Anlässlich der Tagung in Schaffhausen erbrachte nun H. CLOOS (1939) einige Argumente dafür, dass auch die laterale Dehnung des Küstenstreifens durch vertikale Bewegung des Kontinentrandes hervorgerufen sein kann. Anhand von Beispielen aus andern Gebieten der Erde und an Tonversuchen zeigt sich, dass Schollentreppen, die keinen Vertikaleffekt zeigen, oft Begleitbewegungen von Vertikalverlagerungen höherer Ordnung sind. Besonders grosse Übereinstimmung mit der Ostgrönländischen Küste zeigt der Abbruch des südöstlichen Afrika gegen

den Indischen Ozean. Dort geht eine Flexur, die bis ins Kleinste der Flexur der Blossevillesküste gleicht, in Bruchstufen über.

Auf die Energiequellen, die bei grossen Krustenbewegungen, besonders an Kontinentalrändern mitgewirkt haben können, macht uns A. Rittmann (1939a) aufmerksam:

1. Der aus praegeologischer Zeit stammende Gasgehalt des basaltischen Stammagmas verursacht die Durchgasung und Migmatisierung der Sedimente. Gleichzeitig finden subkrustale Ausgleichbewegungen statt, die bei grossen Krustenbewegungen mitgewirkt haben können.

2. Der mobile Charakter der Kontinentalränder hat auch eine thermodynamische Ursache. Auf Grund der Verteilung der radioaktiven Substanzen und der Wärmeleitfähigkeit der Gesteine ist anzunehmen, dass die geothermische Tiefenstufe unter den Ozeanböden im Mittel wesentlich grösser ist als unter den Kontinenten. Es muss ein laterales Temperaturgefälle vom Kontinent gegen den Ozean hin bestehen. All das erhöht die Wahrscheinlichkeit, dass sich die ausgleichenden Reaktionen in der Diskontinuitätszone zwischen Kontinent und Ozean abspielen.

VII. ZUSAMMENFASSUNG

Dem Verfasser fiel als Mitglied der zweijährigen Expedition 1936 bis 1938 unter der Leitung von Dr. LAUGE KOCH, die Aufgabe zu, das Küstengebiet Ostgrönlands zwischen 73 und 75° n. Br., soweit dieses postdevonische Sedimente enthält, geologisch zu kartieren und damit das Studium der Tektonik zu verbinden. Dies geschah in Zusammenarbeit mit Dr. WOLF MAYNC, dem speziell das Studium der Stratigraphie oblag.

Die vorliegende Arbeit gibt zunächst eine regionale Beschreibung der geologisch-tektonischen Verhältnisse des Gebietes zwischen 74 und 75° n. Br., also der nördlichen Hälfte des ganzen Arbeitsgebietes. Das Gebiet umfasst die Kuhn Ø, das Wollaston Forland mit den Pendulum Øern, die Clavering Ø und die Randgebiete des Festlandes zwischen Grandjeans Fjord und Godthaabs Golf. Was die Clavering Ø betrifft, so musste vorläufig auf eine detaillierte Beschreibung verzichtet werden; neben einer Übersicht werden jedoch die Beobachtungen wiedergegeben, die zum Verständnis der Zusammenhänge wichtig sind.

Das untersuchte Gebiet wird durch mehrere ungefähr N—S streichende Kristallinzonen unterteilt. Zwischen diesen liegen von postdevonischen Sedimenten eingenommene Gebiete. Die Hauptaufgabe des Verfassers war nun, das Verhältnis der Kristallinzonen zu den Sedimentgebieten zu untersuchen.

Im Gegensatz zu frühern Autoren wurde festgestellt, dass die Kristallinzonen nur einseitig, nämlich im E von Verwerfungen begrenzt sind. Sie stellen die Kanten von gegen W gekippten Bruchschollen dar. Die Absenkung durch die Brüche wird durch die Westkippung der Bruchschollen nahezu kompensiert. Als Ganzes ergibt sich das typische Bild einer antithetischen Schollentreppe. Die Sedimente sind heute hauptsächlich nur noch auf den westlichen, abgesenkten Teilen der Schollen, die als »Bruchsenken« bezeichnet wurden, erhalten. Einzelne Sedimentserien fehlen an den Schollenkanten durch spätere Abtragung, andere wurden niemals abgelagert. Aus den Lagerungsverhältnissen der einzelnen Sedimentserien zueinander und gegenüber dem

kristallinen Sockel der Bruchschollen konnte geschlossen werden, dass nicht nur eine Bruchbildung in relativ junger geologischer Zeit stattgefunden hat, sondern dass sich solche Ereignisse seit dem Devon periodisch folgten. In den Zwischenperioden wiederholten sich auch immer wieder ähnliche Vorgänge der Abtragung an den exponierten Schollenkanten und der Überflutung der Bruchsenken und deren Ausfüllung durch Sedimente.

Im Anschluss an die regionale Beschreibung werden die festgestellten tektonischen Ereignisse und deren Folgeerscheinungen chronologisch zusammengestellt, um ein schematisches Bild der postdevonischen Entwicklung Ostgrönlands in zeitlicher Folge zu geben (dazu Tafel 6).

Vom Untersuchungsgebiet ausgehend, verfolgen wir sodann, anhand der bestehenden Literaturangaben sowie der morphologischen Gestaltung, den postdevonischen Bau über das weitere Küstengebiet Ostgrönlands und finden, dass der Bruchschollenbau für die ganze Küste von Scoresby Sund (70° n. Br.) bis zur Nordost-Rundung (82°) bezeichnend ist. Einer Verwerfungslinie, die sich über eine besonders grosse Strecke durchgehend verfolgen liess, messen wir besondere Bedeutung zu als einer Hauptstörung am Kontinentrande. Die zahlreichen Schollenbrüche sind als secundäre Begleitbrüche dieser Hauptverwerfung aufzufassen; sie sind zum grössten Teil auch zeitlich nach der Hauptverwerfung entstanden.

Es folgen noch einige Erörterungen über die Auswirkungen der Bruchbildungen auf die Küstenbildung. Sodann erinnern wir an die früher von Lauge Koch aufgestellten tektonischen Linien.

Ein Vergleich der ostgrönländischen Küste südlich und nördlich des Scoresby Sundes zeigt, dass diese beiden Küstenabschnitte nach der Art und dem Alter ihrer Entstehung zu trennen sind.

Zum Schlusse fragen wir uns nach den Ursachen der postdevonischen Bruchschollenstruktur. Die direkte Ursache einer Dehnung des Küstenstreifens muss eine Ursache höherer Ordnung in horizontalen oder vertikalen Verschiebungen am Kontinentalrande besitzen. Es werden sodann einige Theorien und Möglichkeiten über solche Bewegungen angeführt.

VIII. LITERATURVERZEICHNIS

ALDINGER, H. 1935a. Das Alter der jungpalaeozoischen Posidonomyaschiefer von Ostgrönland. Meddelelser om Grönland, Bd. 98, Nr. 4, Kopenhagen 1935.

— 1935b. Geologische Beobachtungen im obern Jura des Scoresby-Sundes (Ostgrönland). M. o. G., Bd. 99, Nr. 2, 1935.

BACKLUND, H. G. 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G., Bd. 74, XI, p. 207—296, 1930.

— 1931. Über die Lagerungsbedingungen eines Torffundes in NO-Grönland. M. o. G., Bd. 87, Nr. 1, 1931.

— 1932a. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Josef Fjord in Ost-Grönland. M. o. G., Bd. 87, Nr. 4, 1932.

— und MALMQVIST, D. 1932b. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil I. Die basische Reihe. M. o. G., Bd. 87, Nr. 5, 1932.

— und MALMQVIST, D. 1935. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. II. Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. M. o. G., Bd. 95, Nr. 3.

BAY, E. 1895. Geologi. In: RYDER, C. 1896. Den östgrönlandske Expedition, udfört i Aarene 1891—92. M. o. G., Bd. 19, p. 145—187. 1896.

BIERTHER, W. 1939. Zur Geologie des Scoresbylandes. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 13, p. 176—178, Schaffhausen 1939.

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

BØGVAD, R. und ROSENKRANTZ, A. 1934. Beiträge zur Kenntnis der Untern Kreide Ostgrönlands. M. o. G., Bd. 93, Nr. 1.

BÜTLER, H. 1935a. Some new investigations of the Devonian stratigraphy and tectonics of East Greenland. M. o. G., Bd. 103, Nr. 2, 1935.

— 1935b. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, XII. Heft, Nr. 3, p. 17—33. Schaffhausen 1935.

— 1938. Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. M. o. G., Bd. 103, Nr. 5. 1938.

— 1939. Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 5, p. 105—131. Schaffhausen 1939.

— 1940. Das Devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrönland. M. o. G., Bd. 114, Nr. 3, 1940.

CLOOS, H. 1936. Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der innern Dynamik. Berlin 1936.

Cloos, H. 1939. Zur Tektonik der Ostküste von Grönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 14, p. 179—181, Schaffhausen 1939.

Frebold, H. 1931. Fauna, stratigraphische und paläogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. M. o. G., Bd. 84, Nr. 1, 1931.

— 1932a. Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit. M. o. G., Bd. 94, Nr. 2, 1932.

— 1932b. Geologie der Jurakohlen des nördlichen Ostgrönland. M. o. G., Bd. 84, Nr. 5, 1932.

— 1932c. Die Lagerungsverhältnisse der Unterkreide im nördlichen Teil von Ostgrönland und die Frage der prätertiären Fjordanlage. M. o. G., Bd. 84, Nr. 6, 1932.

— 1932d. Das Perm von Wollaston Vorland (nördliches Ostgrönland). M. o. G. Bd. 94, Nr. 8, 1932.

— 1933. Untersuchungen über die Verbreitung, Lagerungsverhältnisse und Fauna des Obern Jura von Ostgrönland. M. o. G., Bd. 94, Nr. 1, 1933.

— 1934. Obere Kreide in Ostgrönland. M. o. G., Bd. 84, Nr. 8.

— 1935. Marines Aptien von der Koldewey Insel (nördliches Ostgrönland). M. o. G., Bd. 95, Nr. 4, 1935.

Gutenberg, B. 1930. Geotektonische Hypothesen. Handbuch der Geophysik p. 442—547. Berlin 1930.

Halle, T. G. 1931. Younger Palaeozoic Plants from East Greenland. M. o. G., Bd. 85, Nr. 1, 1931.

Heer, O. 1874. Pflanzenversteinerungen. In: Koldwey, K. 1874. Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, Bd. 2, p. 512—517. Leipzig 1874.

Hochstetter, F. 1874. Geologische Karten-Skizze von Ost-Grönland nach den Beobachtungen und Sammlungen von Oberl. Julius Payer und Dr. R. Copeland. In: Koldewey, K. 1874. Die zweite deutsche Nordpolarfahrt, Bd. 2, p. 496.

Koch, J. P. und Wegener, A. 1930. Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912—1913. M. o. G., Bd. 75, 1930.

Koch, Lauge. 1929. The Geology of East Greenland. M. o. G., Bd. 73, Nr. 2, 1929.

— 1930. Die tektonische Entwicklung Grönlands. Geol. Rundschau, Bd. 21, Heft 5, S. 345—347.

— 1931. Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland. M. o. G., Bd. 83, Nr. 2, 1931.

— 1935. Geologie von Grönland. Geologie der Erde. Berlin 1935.

Koldewey, K. 1874. Die zweite Deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän Karl Koldewey. Bd. 1 und 2. Leipzig 1874.

Kulling, O. 1930a. Stratigraphic studies on the Geology of Northeast Greenland. M. o. G., Bd. 74, XIII, p. 317—346, 1930.

— 1930b. Bidrag till fjordarnas uppkomst- ock utvecklingshistoria inom nordöstra Grönland. Geol. Foren. i Stockholm Förhandlingar, Bd. 52, H. 3, p. 351—356.

Lenz, O. 1874. Specielle Darstellung der geologischen Verhältnisse Ostgrönlands. In: Koldewey, K. Die zweite deutsche Nordpolarfahrt usw. Bd. 2, p. 481—496. Leipzig 1874.

Malmqvist, D. 1932. Zur Kenntnis der Oberkarbonischen Sedimente der westlichen Clavering Insel, Ostgrönland. M. o. G., Bd. 94, Nr. 6, 1932.

— und Backlund, H. G. 1932 und 1935. Siehe Backlund, H. G.

Mathiesen, F. J. 1932. Notes on some fossil plants from East Greenland. M. o. G., Bd. 85, Nr. 4, 1932.

MAYNC, W., VISCHER, A., STAUBER, H. und SCHAUB, H. P. 1938. Geologische Untersuchungen in der postdevonischen Zone Nordostgrönlands. M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, 1938.

MAYNC, W. 1938. Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br., 19°—21° W. Gr.). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, I, p. 9—14, 1938.

— 1939. Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73° und 75° Lat. N. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 10, p. 161—163, Schaffhausen 1939.

— 1940. Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73—75° N. Lat. M. o. G., Bd. 114, Nr. 5, 1940.

— 1942. Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands. M. o. G., Bd. 115, Nr. 2, 1942.

MITTELHOLZER, A. 1941. Die Kristallingebiete von Clavering Ø und Payer Land (Ostgrönland). M. o. G., Bd. 114, Nr. 8, 1941.

NATHORST, A. G. 1900. Två Somrar i Norra Ishafvet. Stockholm 1900.

— 1901. Bidrag till nordöstra Grönlands Geologi. Geol. Foren. i Stockholm Förhandlingar, Bd. 23, p. 275—306, Stockholm 1901.

NIELSEN, E. 1935. The Permian and Eotriassic vertebrate-bearing beds at Godthaab Gulf (East Greenland). M. o. G., Bd. 98, Nr. 1, 1935.

— 1936. Some few preliminary Remarks on Triassic Fishes from East Greenland. M. o. G., Bd. 112, Nr. 3, 1936.

— 1941. Remarks on the Map and the Geology of Kronprins Christians Land. M. o. G., Bd. 126, Nr. 2, 1941.

NOE-NYGAARD, A. und SÄVE-SÖDERBERGH, G. 1932. Zur Stratigraphie der Nordostecke der Claveringinsel (Ostgrönland). M. o. G., Bd. 94, Nr. 3, 1932.

NOE-NYGAARD, A. 1932. Remarks on *Mytilus edulis* L. in Raised Beaches in East Greenland. M. o. G., Bd. 95, Nr. 2, 1932.

— 1934. Stratigraphical Outlines of the Area round Fleming Inlet (East Greenland). M. o. G., Bd. 103, Nr. 1, 1934.

ORVIN, A. K. 1931. A fossil River Bed in East Greenland. Norsk geologisk Tidsskrift. Bd. XII, p. 469—474, 1931.

POULSEN, CHR. 1930. Contributions to the Stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East Greenland. M. o. G., Bd. 74, XII, p. 297—346, 1930.

POSER, H. 1932. Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. M. o. G., Bd. 94, Nr. 5, 1932.

RAMSEY, W. 1930. Changes of Sea-Level, resulting from Increase and Decrease of Glaciations. Helsinki 1930.

RITTMANN, A. 1939a. Über die Herkunft der vulkanischen Energie und die Entstehung des Sials. Geol. Rundschau, Bd. 30, p. 52—60, Berlin 1939.

— 1939b. Der jungpalaeozoische Vulkanismus in Ost-Grönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 8, p. 146—151, Schaffhausen 1939.

— 1940. Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland. M. o. G., Bd. 115, Nr. 1, 1940.

ROSENKRANTZ, A. 1929. Preliminary Account of the Geology of the Scoresby Sound District. In: KOCH, LAUGE. 1929. The Geology of East Greenland. M. o. G., Bd. 73, Nr. 2, p. 135—154, 1929.

— 1930a. Summary of Investigations of younger Paleozoic and Mesozoic Strata along the East Coast of Greenland. M. o. G., Bd. 74, XIV, p. 347—364, 1930.

— 1930b. Neue Fossilfunde in der Unterkreide Ostgrönlands nebst einer Übersicht über das Mesozoikum der Kuhninsel. Meddelelser fra Dansk Geol. Foren., Bd. 7, p. 439—441, 1930.

ROSENKRANTZ, A. 1932. Geologiske Undersøgelser i Øst-Grønland Sommeren 1929. I. Kopenhagen 1932.

— 1934. Beschreibung der von R. BÖGVAD während der Jahre 1929—30 in Ostgrönland gesammelten unterkretacischen Fossilien und die sich aus diesen ergebenden stratigraphischen Schlussfolgerungen. In: BÖGVAD, R. und ROSENKRANTZ, A. 1934. Beiträge zur Kenntnis der Unteren Kreide Ostgrönlands. M. o. G., Bd. 93, Nr. 1, 1934.

SCHAUB, H. P. 1938. Zur Vulkanotektonik der Inseln Traill und Geographical Society (Nordostgrönland). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, IV, p. 29—44, 1938.

— 1942. Zur Geologie der Traill Insel (Nordost-Grönland). Eclogae Geologicae Helveticae, Vol. 35, No. 1, p. 1—49. Basel 1942.

SONDER, R. A. 1938. Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 31, Nr. 1, p. 199—238, Basel 1938.

STAUBER, H. 1938. Stratigraphische Untersuchungen postdevonischer Sedimente auf den Inseln Traill und Geographical Society. M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, III, p. 21—28, 1938.

— 1939. Geologie des südlichen Teiles der postdevonischen Zone von Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 12, p. 167—175, Schaffhausen 1939.

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

— 1940b. Über eine Massengleitung grössten Ausmasses von Sedimenten im Alttertiär von Ostgrönland. Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 33, Nr. 2, p. 194—200. Basel 1940.

— 1942. Die Triasablagerungen von Ostgrönland. M. o. G., Bd. 132, Nr. 1, 1942.

STILLE, H. 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

SÄVE-SÖDERBERGH, G. und NOE-NYGAARD, A. 1932. Zur Stratigraphie der Nordostecke der Claveringinsel (Ostgrönland). M. o. G., Bd. 94, Nr. 3, 1932.

SÄVE-SÖDERBERGH, G. 1933. Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. I. Results from the Summer Expedition 1932. M. o. G., Bd. 96, Nr. 1, 1933.

— 1934. Further Contributions to the Devonian Stratigraphy of East Greenland. II. Investigations on Gauss Peninsula during the Summer of 1933. With an Appendix: Notes on the Geology of the Passage Hills (East Greenland). M. o. G., Bd. 96, Nr. 2, 1934.

TEICHERT, C. 1933. Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M. o. G., Bd. 95, Nr. 1, 1933.

TOULA, F. 1874. Allgemeine Übersicht der geologischen Beschaffenheit Ostgrönlands. In: KOLDEWEY, K. 1874. Die zweite deutsche Nordpolarfahrt usw. Bd. 2, p. 475—480. Leipzig 1874.

— 1874. Beschreibung mesozoischer Versteinerungen von der Kuhn-Insel. In: KOLDEWEY, K. 1874. Bd. 2, p. 497—507. Leipzig 1874.

VISCHER, A. 1938. Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br., 19°—21° W. Gr.). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1, II, p. 15—19, 1938.

— 1939. Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord während der Zweijahrsexpedition 1936—1938. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 9, p. 152—160, Schaffhausen 1939.

— 1940. Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73 und 75° N. Br. M. o. G., Bd. 114, Nr. 4, 1940.

VOGT, TH. 1933. Late-quaternary Oscillations of Level in Southeast-Greenland. Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 60, Oslo 1933.

WAGER, L. R. 1934. Geological Investigations in East Greenland. Part I. General Geology from Angmagssalik to Kap Dalton. M. o. G., Bd. 105, Nr. 2, 1934.

— 1935. Geological Investigations in East Greenland. Part II. Geology of Kap Dalton. M. o. G., Bd. 105, Nr. 3, 1935.

— and DEER, W. A. 1938. A Dyke Swarm and Crustal Flexure in East Greenland. Geological Magazine Nr. 883, Vol. LXXV, p. 39—46, London 1938.

WEGENER, A. 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4. Auflage. Braunschweig 1929.

— und KOCH, J. P. 1930. Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912—1913. M. o. G., Bd. 75, 1930.

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

— 1939a. Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 1, p. 29—46, Schaffhausen 1939.

— 1939b. Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI, Nr. 4, p. 82—104, Schaffhausen 1939.

— 1941. Geologische Gesichtspunkte zur Frage der Eiszeitüberdauerung von Pflanzen in Grönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVII, No. 5, p. 97—115, Schaffhausen 1941.

WORDIE, J. M. 1927. The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926. The Geographical Journal, Vol. 70, London 1927.

M. o. G. = Meddelelser om Grønland, København.

VERZEICHNIS DER TAFELN

Tafel 1. Topographische Übersichtskarte von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. 1:333 333.

Tafel 2. Geologische Karte von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. 1:333.333.

Tafel 3. Übersichtsprofile zur Geologischen Karte von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. 1:333 333.

Tafel 4. Geologische Profile durch Kuhn Ø, Wollaston Forland und östliche Clavering Ø. 1:100 000.

Tafel 5. 1. Panorama der Kuhn Ø von der Kristallinschulter nördlich P. 658 Hohgant (über Kap Schumacher).
2. Panorama des Wollaston Forlandes aus 660 m Höhe am Kingofjæld (Süd-Kuhn Ø).
3. Panorama des Wollaston Forlandes vom Delta des Dolomitdalen (NE-Clavering Ø).
4. Panorama des Forposten und des Koralbjærg aus 590 m Höhe der Troldmarker (NE-Clavering Ø).

Tafel 6. Schema der Postdevonischen Entwicklung Ostgrönlands zwischen 74° und 75° n. Br. 1:200 000.

Færdig fra Trykkeriet den 12. Juni 1943.

Topographische Uebersichtskarte von OSTGRÖNLAND zwischen 74° und 75° n.Br.

1:333 333

0 5 10 15 20km

Die Karte enthält die im Texte erwähnten Lokalnamen. Die topographische Unterlage von Tafel 1 und 2 ist den Karten 1:250 000 des Geodätischen Institutes in Kopenhagen entnommen

A bis J Tracen der Uebersichtsprofile 1:333 333 auf Tafel 3

1 bis 13 Tracen der Geologischen Profile 1:100 000 auf Tafel 4

Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1943

Geologische Karte von OSTGRÖNLAND zwischen 74° und 75° n. Br.

1:333 333

0 5 10 15 20 km

Geologische Aufnahme von ANDREAS VISCHER 1936–1938 in Zusammenarbeit mit WOLF MAYNC (Stratigraphie). Oestl. 19° w. L. (Ost-Sabine Ö und Lille Pendulum) von WOLF MAYNC 1938. Hold with Hope von EIGIL NIELSEN 1937.

22° 21° 20° 19° 18°

75° 45′ 30′ 15′ 74°

GRANDJEANS FJORD
Odins Dal
Blaabærdalen
T. H. THOMSENS LAND
FLIGELYS FJORD
HOCHSTETTER BUGTEN
KUHN Ö
Kap Maurer
Haakons Hytta
Schwarze Wand
Kingofj.
Kalotten
Sweistrups Dal
LILLE PENDULUM
Bass Rock
LINDEMANS BUGT
Kap Hamburg
Kap Schumacher
Store Kugle
Lindemans Fjord
Kap Berlin
SABINE Ö
BRORSONS HALVÖ
Hohgant
Albrechts Bugt
A. P. OLSENS LAND
PENDULUM ÖER
Dombjærg
Storsletten
Stumpdalen
Falske B.
Claveringstrædet
PAYERS LAND
Zackenberg
Kap Wynn
WOLLASTON FORLAND
Ehrenbergs Fjæld
TYROLER FJORD
Rudis Bugt
Dronning Augustes Dal
Kuplen
Pernpas
YOUNG SUND
Ørter
Korsbæg
Grantafjord
Copelands Fjord
CLAVERING Ö
Bramsens Bjærg
Blossevilles Bjærg
Kap Berghaus
Kap Borlase Warren
Wordies Gletscher
Granatdal
Kap Breusing
Kap Arnak
Kap Mary
Brinkley Bg.
GODTHAABS GOLF
Jordanhill
Wordies Bugt
Kap Stosch
Eskimonæs
GAEL HAMKES BUGT
FINSCH ØER
Nørlund Alper
Loch Fyne
Stilles Ø
HUDSON LAND
HOLD WITH HOPE

Streichen und Fallen
Schichten flach
Verwerfung
Flexur
Gletscher
Schutt Alluvium Diluvium
Postdiluviale Moränenwälle „Vulkanartige" Ringwälle
Bergsturz Sackung

TERTIÄR BASALT	Deckenbasalt, Dykes Sills
PALEOZAEN–EOZAEN	Konglomerate und Sande (auf Lille Pendulum marin)
ALBIEN–APTIEN JÜNGERE UNTERKREIDE	Schiefertone und Sande mit Inoceramen und Toneisensteinkonkretionen
VALANGINIEN	„Lindemansbugt-Facies" konglomeratisch; „Albrechtsbugt-Facies" kalkig-sandig; „Kuhnpas-Facies" kalkig-tonig; Küstenbildungen Bergstürze Breccien
? PORTLANDIEN	Konglomerate bei Haakons Hytta am Fligelys Fjord
KIMMERIDGIEN–SEQUANIEN	„Schwarze Serie" Schiefertone u. Sds. mit Amoeboceras alternans u. Aucella bronni
ARGOVIEN–CALLOVIEN	„Gelbe Serie" Sdst. u. Kongl. mit Macrodon keyserlingi etc.
EOTRIAS	Kongle. u. Sdste. mit Ophiceras u. Otoceras
PERM	Dolomit Gips Brachiopoden Martiniakk. Posidonomyasch. Basiskongl. in Hold with Hope
NAMURIEN KARBON	Vorw. rote Arkosen mit Pflanzenschichten; Vorw. grau grüne, an der Basis bunte Arkosen
KALEDONIKUM	Gefaltete u. metamorphe Sedimente, Gneiss Granit

Aucella piriformis

Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1943

ÜBERSICHTS-PROFILE

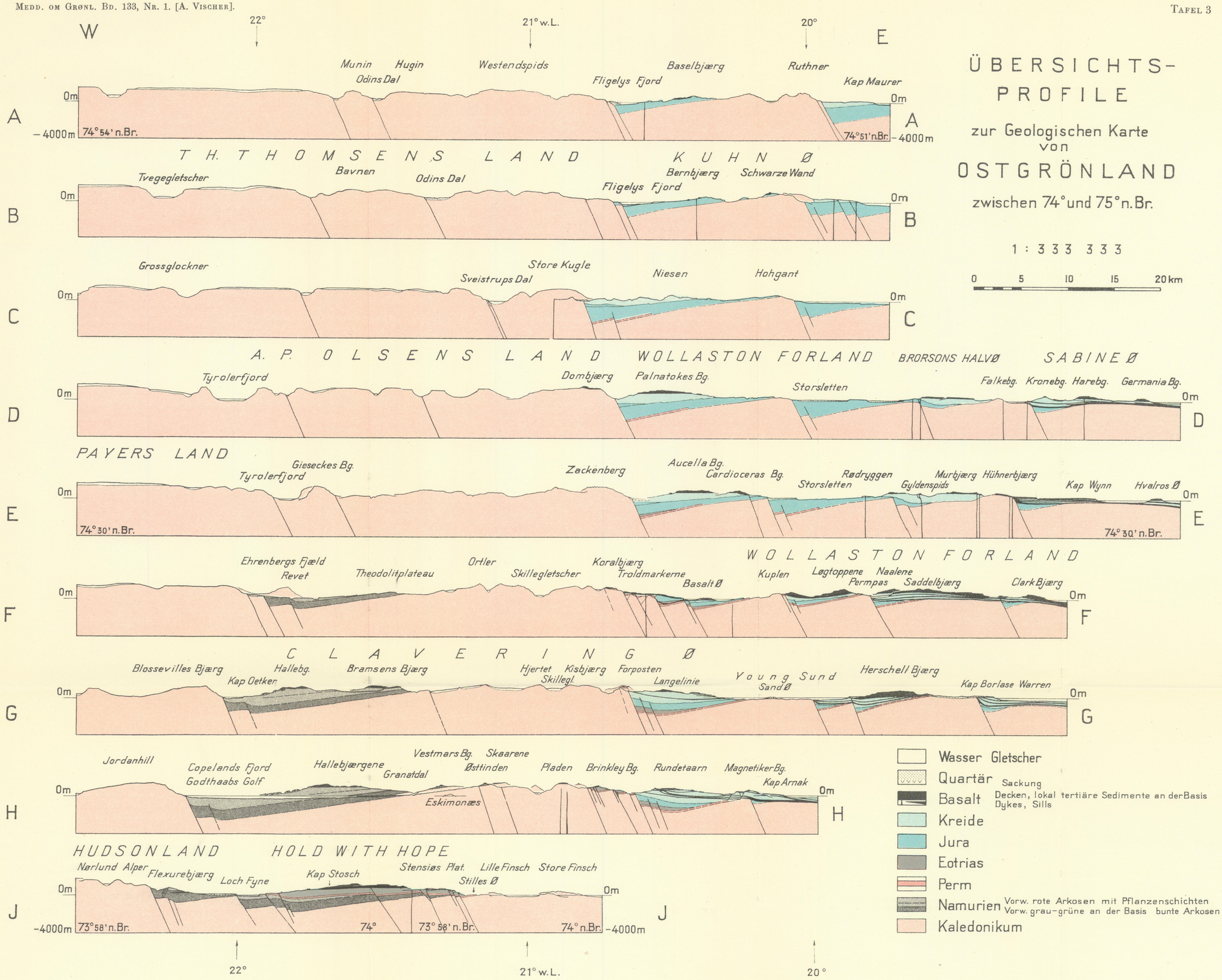
zur Geologischen Karte von

OSTGRÖNLAND

zwischen 74° und 75° n. Br.

1 : 333 333

0 5 10 15 20 km



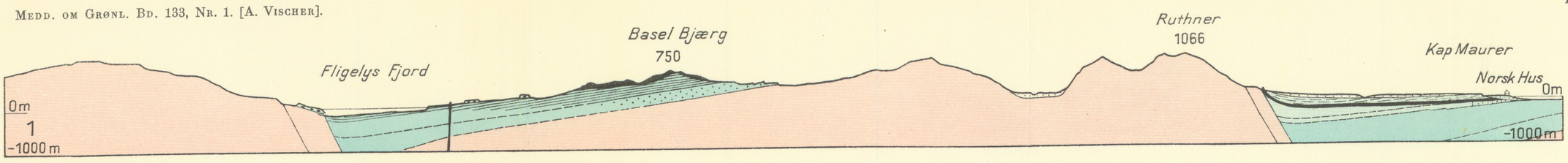
Wasser Gletscher
Quartär Sackung
Basalt Decken, lokal tertiäre Sedimente an der Basis
Dykes, Sills
Kreide
Jura
Eotrias
Perm
Namurien Vorw. rote Arkosen mit Pflanzenschichten
Vorw. grau-grüne an der Basis bunte Arkosen
Kaledonikum

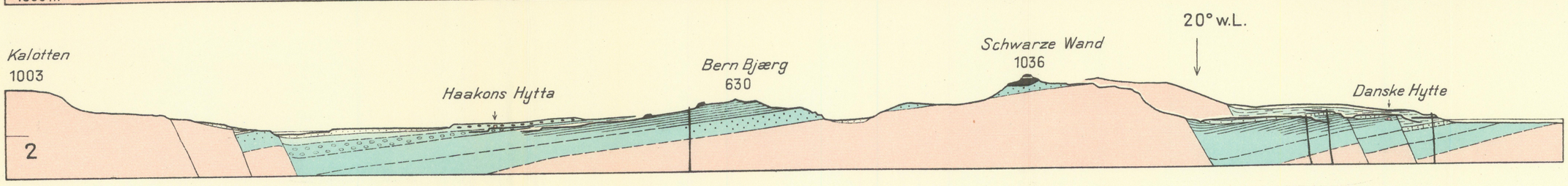
Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1943

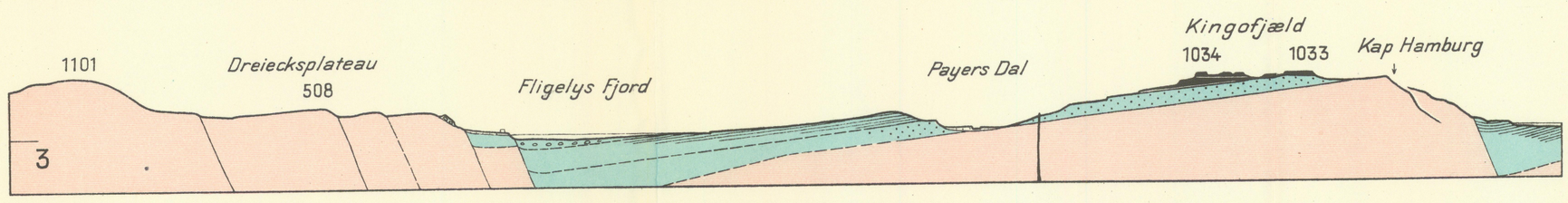
Geologische Profile durch KUHN Ø WOLLASTON FORLAND und östliche CLAVERING Ø

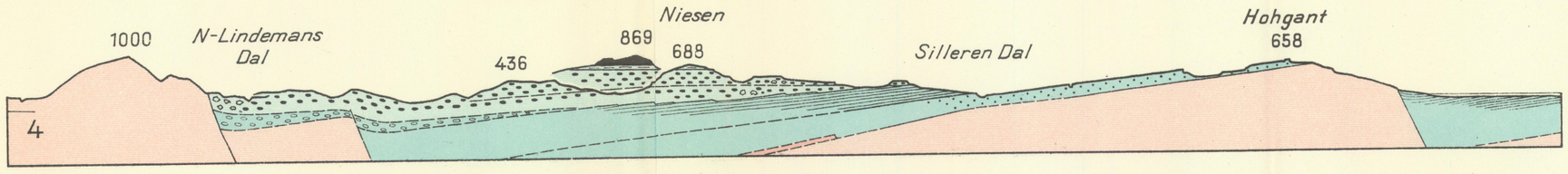
1 : 100 000

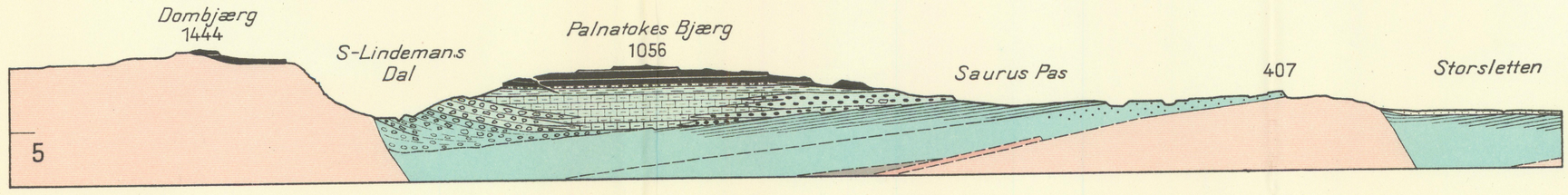
W 0 1 5 10 km E

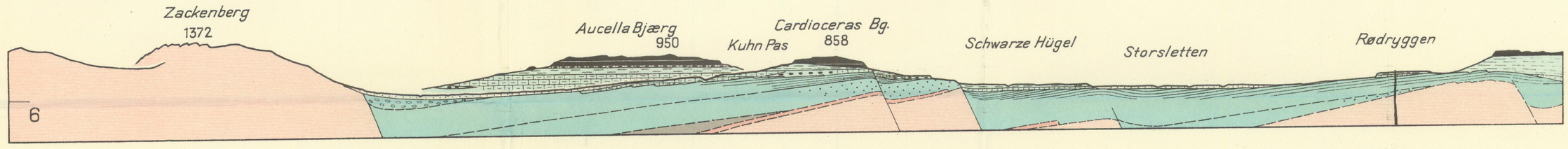


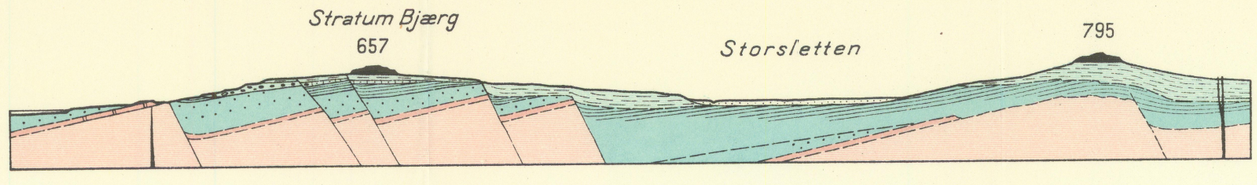


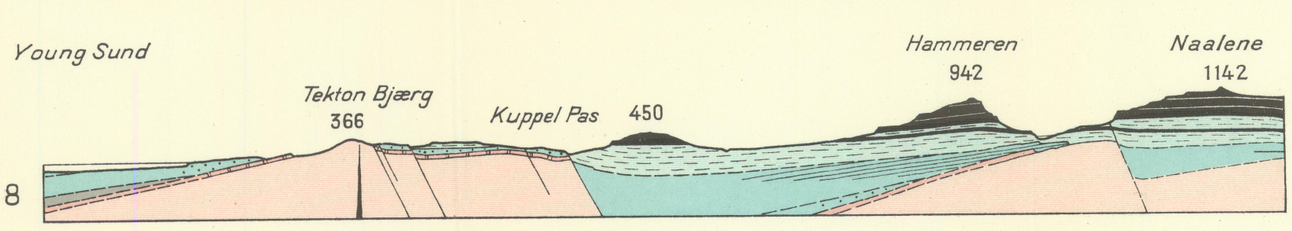


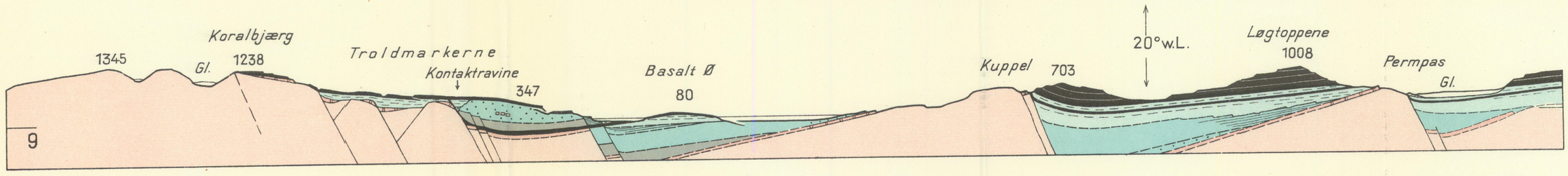


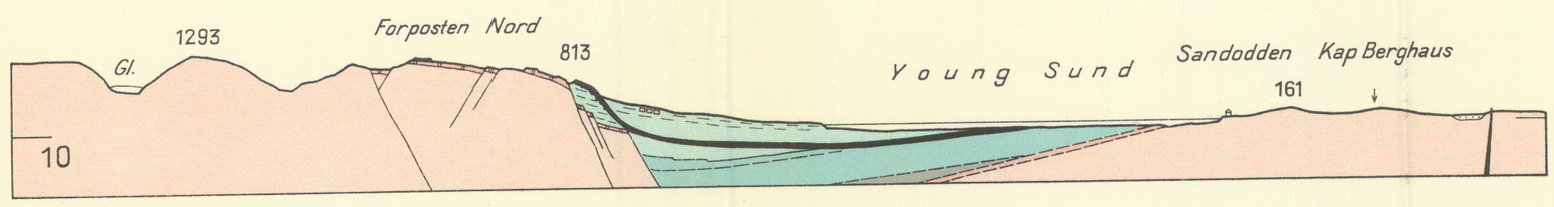


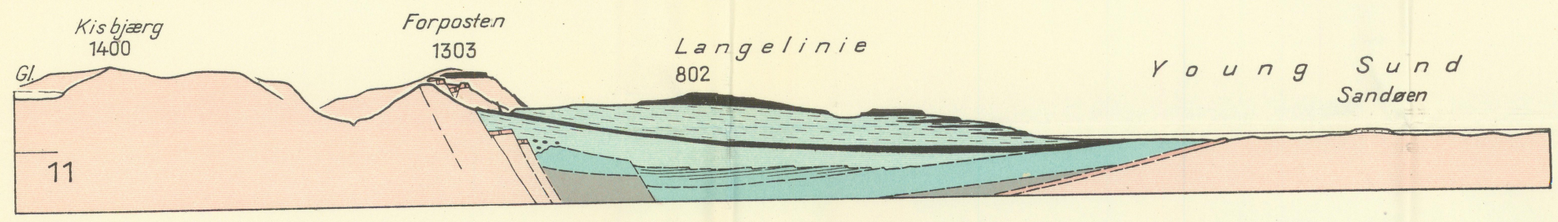


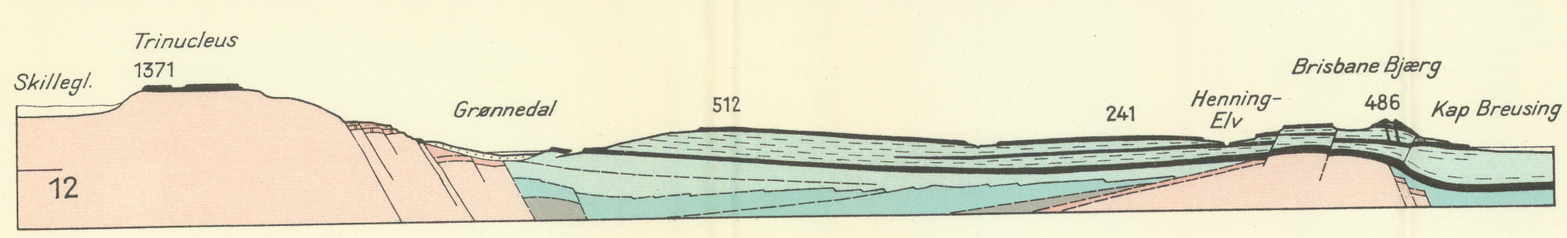


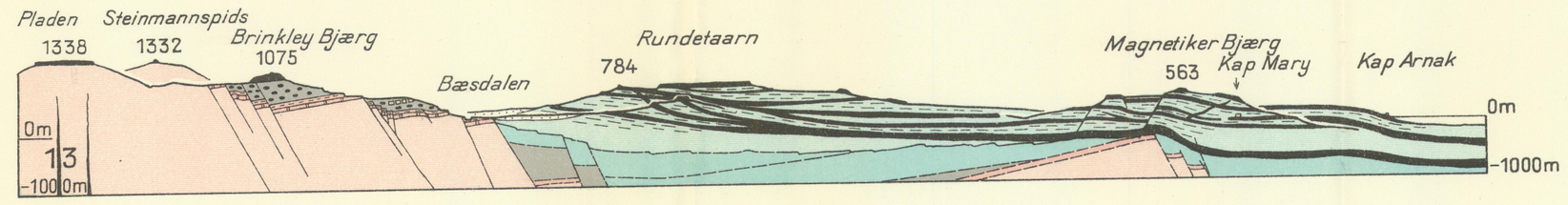












Quartär — Alluvionen Schutt, Glazialbildungen

Tertiär Basalt — Deckenbasalt, Dykes, Sills

Paleozaen-Eozaen — Konglomerate u. Sande

Albien-Aptien, Jüngere Unterkreide — Schiefertone und Sande mit Inoceramen und Toneisensteinkonkretionen

Valanginien — „Lindemandsbugt-Facies" konglomeratisch; „Albrechtsbugt-Facies" kalkig-sandig; „Kuhnpas-Facies" kalkig-tonig

Küstenbildungen, Bergstürze, Breccien

? Portlandien — Konglomerat bei Haakons Hytta

Kimmeridgien-Séquanien — „Schwarze Serie" Schiefertone

Argovien-Callovien — „Gelbe Serie" Sandsteine u. Konglomerate

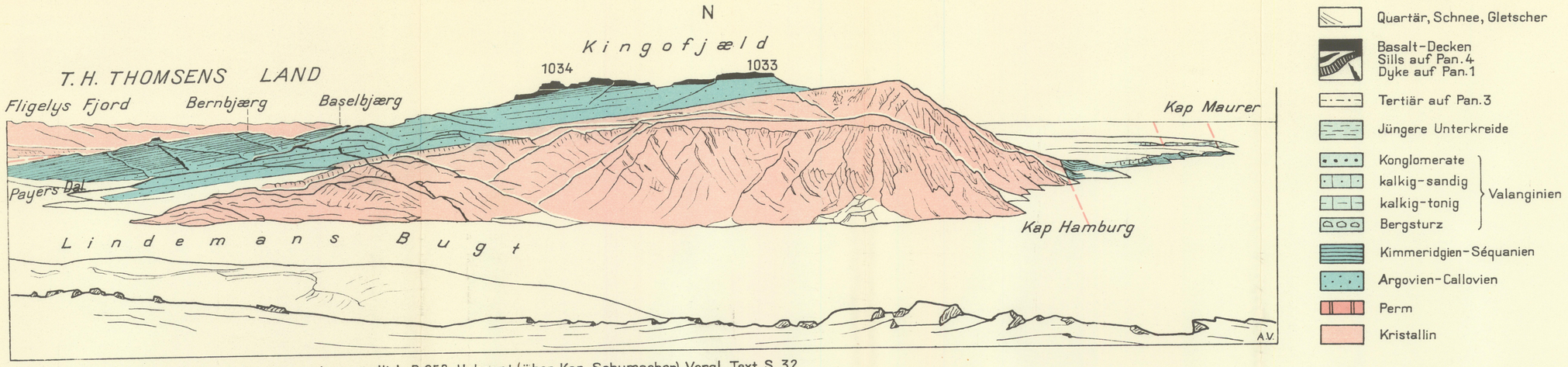
Eotrias — Konglomerate u. Sandsteine

Permblöcke in jüngeren Formationen

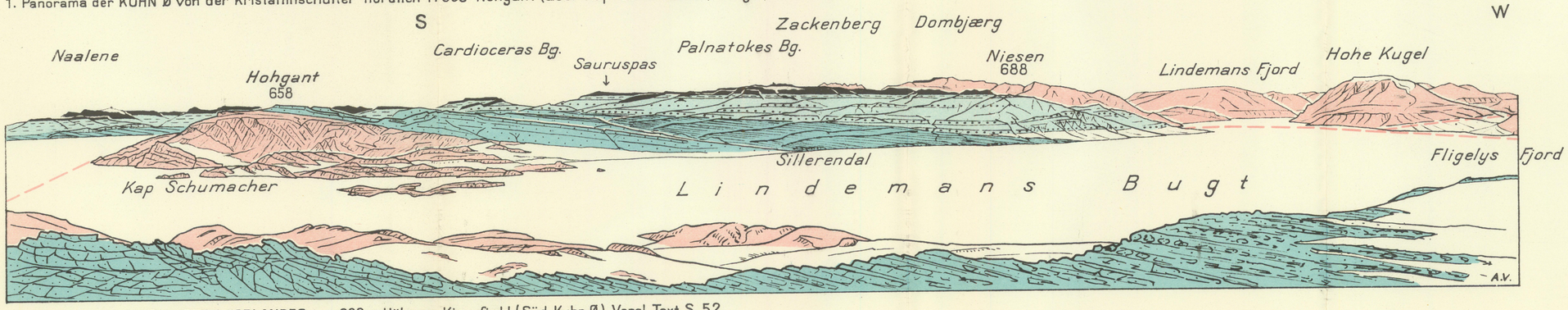
Perm — Posidonomyaschiefer, Martinia u. Brachiopoden-Kalk, Dolomit u. Gips

Kaledonikum — Metamorphe Sedimente, Gneiss, Granit

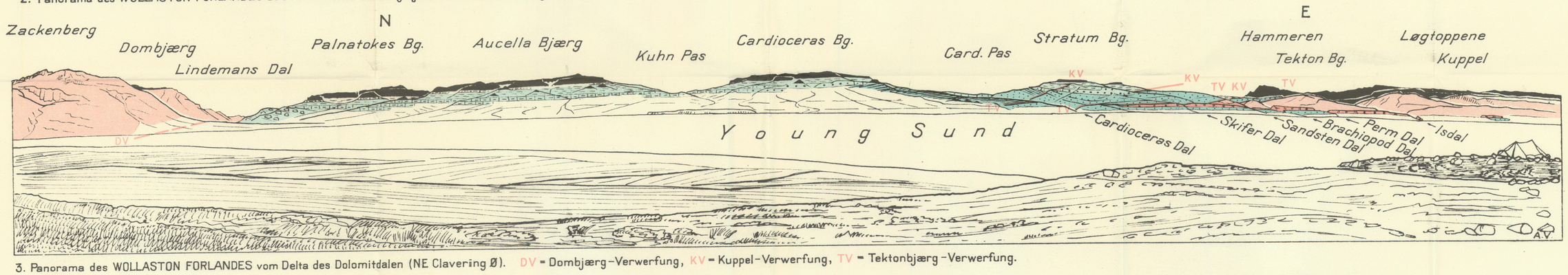
Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1943



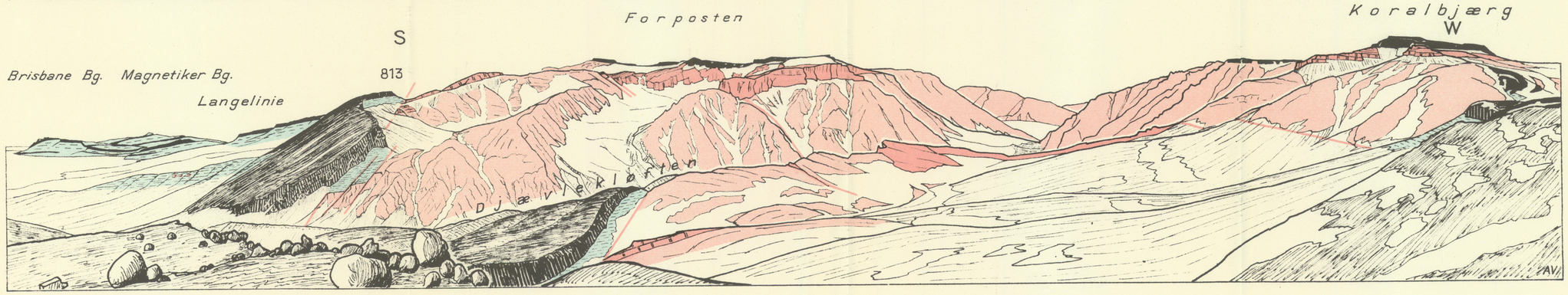
1. Panorama der KUHN Ø von der Kristallinschulter nördlich P. 658 Hohgant (über Kap Schumacher). Vergl. Text S. 32



2. Panorama des WOLLASTON FORLANDES aus 660 m Höhe am Kingofjæld (Süd Kuhn Ø). Vergl. Text S. 52.



3. Panorama des WOLLASTON FORLANDES vom Delta des Dolomitdalen (NE Clavering Ø). DV = Dombjærg-Verwerfung, KV = Kuppel-Verwerfung, TV = Tektonbjærg-Verwerfung.



4. Panorama des FORPOSTEN und des KORALBJÆRG aus 590 m Höhe der Troldmarker (NE Clavering Ø).

Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1943

SCHEMA DER POSTDEVONISCHEN ENTWICKLUNG OSTGRÖNLANDS zwischen 74° und 75° n. Br.

1:200 000

W 0 5 10 15 20 km E

X Gegenwart

IX Post Basalt

VIII Basalt

VII Eozaen

VI Albien

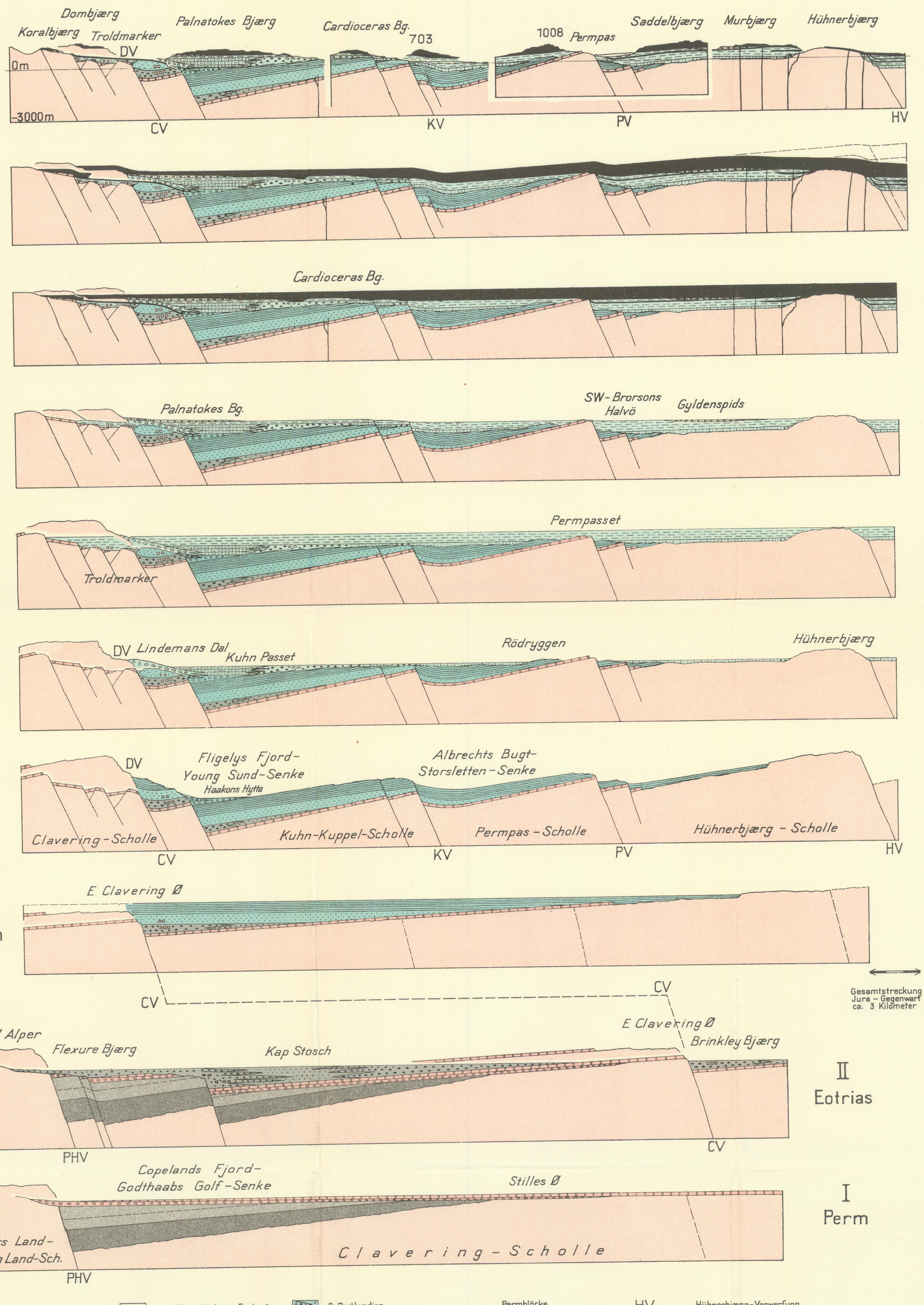
V Valanginien

IV Portlandien

III Kimmeridgien

II Eotrias

I Perm



Basalt Decken Dykes Sills

Paleozaen-Eozaen

Jüngere Unterkreide

Valanginien:
„Albrechtsbugt-Facies" kalkig-sandig
„Lindemansbugt-Facies" konglomeratisch
„Kuhnpas-Facies" kalkig-tonig
Küstenbildungen Bergstürze, Breccien

? Portlandien

Kimmeridgien-Séquanien

Argovien-Callovien

Eotrias

Permblöcke in jüngern Formationen

Perm vorw. Dolomite u. Kalke Konglomerat

Namurien Rote Arkosen Grüne u. bunte Ark.

Kaledonikum

HV	Hühnerbjærg-Verwerfung
PV	Permpas-Verwerfung
KV	Kuhn-Kuppel-Verwerfung
CV-DV	Clavering-Dombjærg-Verwerfung
PHV	Postdevonische Hauptverwerfung

Als Erläuterung zu dieser Tafel dient Kapitel IV, Text S. 153

Reproduceret ved Geodætisk Institut. København 1943