

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 115 · Nr. 2.

GEOLOGISK EXPEDITION TIL ØSTGRØNLAND 1936—38

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

STRATIGRAPHIE
UND FAZIESVERHÄLTNISSE DER OBER-
PERMISCHEN ABLAGERUNGEN
OSTGRÖNLANDS

(OLIM »OBERKARBON-UNTERPERM«)

ZWISCHEN WOLLASTON FORLAND UND DEM KEJSER
FRANZ JOSEPHS FJORD

VON

WOLF MAYNC

MIT EINER ÜBERSICHTSKARTE, 29 FIGUREN IM TEXT UND 6 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERIAS

1942

Meiner lieben Mutter

in herzlicher Dankbarkeit gewidmet

INHALT

	Seite
Vorwort	7
Einleitung	9
I. Historischer Teil.....	11
A. Das »Oberkarbon-Unterperm« von Ostgrönland.....	12
B. Die »Cape Stosch Formation« L. Koch 1927 (Zechstein).....	16
C. Die »Depot Island Formation« L. Koch 1926	20
II. Stratigraphische Einzelprofile	23
1. Clavering Ø.....	23
2. Wollaston Forland.....	41
3. Hold-with-Hope	53
4. Giesecke Bjærg (östliche Gauss Halvø).....	56
5. Scoresbyland (Mesters Vig)	75
III. Lithologie und Faziesverhältnisse	78
IV. Altersfrage und einige palaeontologische Daten der jungpalaeozoischen Bildungen in Ostgrönland	91
V. Rückblick.....	121
Literaturverzeichnis.....	123

VORWORT

In der vorliegenden Arbeit sollen die stratigraphischen Verhältnisse des Perm im nördlichen Ostgrönland (73—75° Lat. N) behandelt werden auf Grund eigener Aufnahmen als Teilnehmer der dänischen geologischen Zwei-Jahrsexpedition 1936/38 unter der Leitung von Dr. LAUGE KOCH (Kopenhagen).

Die wichtigsten Resultate meiner stratigraphisch-faziellen Untersuchungen sind schon früher in kurzen Arbeiten und Rapporten niedergelegt worden (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b). Es war ursprünglich die Absicht gewesen, die Hauptrapporte gleich nach unserer Heimkehr zu publizieren, und tatsächlich lagen dieselben am 1. Dezember 1938 schon druckfertig vor. Infolge verschiedener ungünstiger Umstände wurde jedoch die Drucklegung leider immer hinausgeschoben, so dass diese Arbeiten erst mehr als ein Jahr später einem weiteren Publikum zugänglich gemacht worden sind (MAYNC 1939 b).

Die geologischen Profil- und Feldaufnahmen in Ostgrönland wurden grösstenteils auf Schlittenreisen im Frühjahr gemacht. Während verschiedener Begehungen im Sommer und Herbst wurden dann interessante, vorher stark verschneite Regionen revidiert oder Detailaufnahmen in besonders wichtigen Gebieten durchgeführt.

Ein grosser Teil der vorliegenden Monographie ist bereits in Ostgrönland selbst während der langen Winternächte entstanden, und auch die meisten stratigraphischen Profile sind dort entworfen worden.

Der Verfasser dieser Arbeit ist sich in vollem Masse der Schwierigkeiten bewusst, die sich beim Abfassen eines stratigraphischen Werkes ergeben, bevor die Faunenbestimmungen durchgeführt sind, und dadurch die Altersfrage der betreffenden Ablagerungen sicher gelöst ist. Aber erstens entsprach es dem Wunsche des Expeditionsleiters Dr. LAUGE KOCH, dass eine eingehende Arbeit über die Permstratigraphie Ostgrönlands gegeben werden sollte, auch wenn die grossen palaeontologischen Sammlungen noch nicht ausgewertet seien. Und zweitens ergaben sich bei den Neuaufnahmen in Ostgrönland so viele neue und wichtige Gesichtspunkte, welche die zahlreichen, bis dahin vorhandenen

Probleme des grönländischen Jungpalaeozoikums abzuklären vermögen, dass trotz dieser Bedenken eine solche stratigraphische Arbeit wünschenswert und vor allem gerechtfertigt scheint. Aus diesem Grunde hat nun der Verfasser seine in Ostgrönland gemachten Notizen und mehr oder weniger abgeschlossenen Ausführungen zusammengefasst und ergänzt in der Hoffnung, mit der vorliegenden Abhandlung die Kenntnis der jungpalaeozoischen Ablagerungen der Arktis erweitern zu können.

Meinen Dank aussprechen möchte ich hier vor allem dem tatkräftigen Leiter der Expedition nach Ostgrönland, Herrn Dr. LAUGE KOCH, der stets mit Interesse meine Untersuchungen verfolgt hat. Ferner möchte ich meinem schweizerischen Arbeitsgefährten ANDREAS VISCHER (Basel) sowie den übrigen Kameraden der Winterstation Eskimonæs für die mir gehaltene Freundschaft in Grönland danken, ohne die ja ein zweijähriges Leben in der Arktis undenkbar wäre. Grossen Dank schulde ich ausserdem den Herren Professoren Dr. C. O. DUNBAR (New Haven) und Dr. A. K. MILLER (Iowa) für die Bereitwilligkeit, mit welcher sie mir jeweils Auskunft gegeben haben über die Resultate ihrer Fossilbestimmungen aus den ostgrönländischen Permbildungen.

Nicht zuletzt danken möchte ich meinem lieben grönländischen Gefährten JAKOB SANIMUINAK (Scoresbysund), der mit seiner stetigen Hilfsbereitschaft meine oft nicht leichte Arbeit förderte, und mit dem ich auf unseren Schlittenreisen die einzigartigen Schönheiten der ostgrönländischen Landschaft kennen lernen durfte.

Den Haag (Holland), im September 1939.

DER VERFASSEN.

Wegen des Krieges konnte der Verfasser nur eine erste Korrektur dieser Arbeit lesen, und einige der Illustrationen mussten geändert werden ohne Verhandlungen mit dem Verfasser. Ich muss deshalb Reservation bez. eventuelle Fehler nehmen.

L. K.

EINLEITUNG

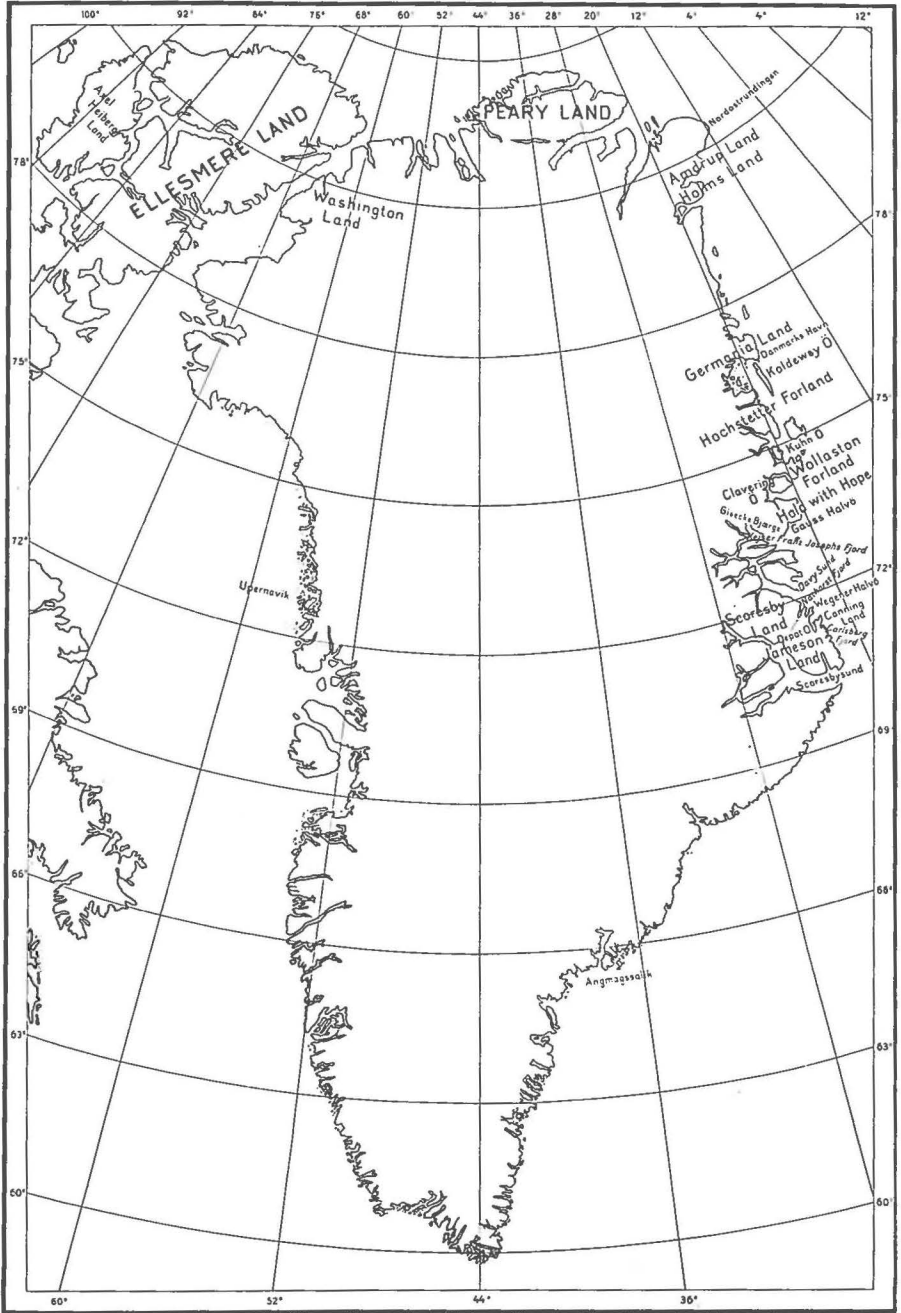
In der vorliegenden Abhandlung sollen vor allem die stratigraphisch-faziellen Beziehungen der jungpalaeozoischen Bildungen Ostgrönlands zwischen Wollaston Forland und dem Kejser Franz Josephs Fjord dargestellt werden (vgl. Übersichtskarte Seite 10). Daneben aber soll diese Arbeit zur endgültigen Abklärung der Altersfrage dieser Ablagerungen Ostgrönlands und der Arktis überhaupt beitragen.

Dass die jungpalaeozoischen Sedimente Ostgrönlands ohne Zweifel jünger sind als bisher angenommen worden ist, habe ich schon in früheren Arbeiten dargelegt (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b). Sie müssen nämlich auf Grund der neuen Tatsachen mit den Kungur-Kazanstufen Russlands und dem germanisch-englischen Zechstein einerseits und dem jüngsten Oberperm der indisch-mediterranen Geosynklinale andererseits verglichen werden (vgl. Seite 91 ff.).

Zur gleichen Zeit, als ich in Ostgrönland oben meine Untersuchungen durchführte, die ein oberpermisches Alter für die früheren »oberkarbonisch-unterpermischen« Bildungen bewiesen, ist D. L. STEPANOV unabhängig davon zu ähnlichen Schlüssen gelangt, indem er den Spiriferenkalk Spitzbergens mit dem russischen Kungurian (und z. T. noch dem unteren Kazanian) verglichen und die bisher übliche Parallelisation mit dem uralischen Schwagerinenkalk als unzutreffend bezeichnet hat (STEPANOV 1936, 1937). Diese von H. FIEBOLD abgelehnte Korrelation wird durch meine in Ostgrönland festgestellten Tatsachen ja nun voll und ganz unterstützt.

In einem ersten Teil der vorliegenden Arbeit sollen nun die historischen Daten über das Jungpalaeozoikum Ostgrönlands chronologisch angeführt werden (vgl. auch KOCH 1929, 1935), worauf dann die Beschreibung der stratigraphischen Einzelprofile erfolgt. Da sich aus meinen ersten Aufnahmen auf der Clavering Ø im Sommer 1936 gleich sehr wichtige Schlussfolgerungen ergaben, die für die ganze Permstratigraphie Ostgrönlands massgebend geworden sind, werden die Permprofile dieser Insel an erster Stelle beschrieben. Nachher sollen die Profilbeschreibungen von Wollaston Forland gegeben werden, an welche sich dann die im zweiten Expeditionsjahre (1937/38) untersuchten Profile von Hold-with-Hope und der östlichen Gauss Halvø (Giesecke Bjærge) anschliessen.

Die faziellen Beziehungen der permischen Schichten zueinander und die wichtige Frage der Altersverhältnisse derselben sollen je in einem weiteren Kapitel besprochen werden.



Übersichtskarte von Grönland.

I. HISTORISCHER TEIL

Wie der Verfasser schon in früheren Rapporten auseinandergesetzt hat (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b), sind die bisherigen Anschauungen über die Altersverhältnisse des ostgrönländischen Jungpalaeozoikums nicht mehr aufrechtzuerhalten. Denn die allgemein vertretene Auffassung, die lose in Ostgrönland gefundenen sog. »Weissen Blöcke« des Zechsteins seien jünger als das anstehende »Oberkarbon-Unterperm«, hat sich als unzutreffend erwiesen, worauf der Verfasser in einem späteren Abschnitt (Seite 91 ff.) noch zurückkommen wird.

Man hat bisher in Ostgrönland folgende drei »Formationen« unterschieden:

- A) »Oberkarbon-Unterperm« (anstehende Schichtserie mit Dolomit, Posidonomyenschichten, Martiniakalk, Brachiopodenkalk, Roter Serie)
= »Foldvik Creek Formation« L. KOCH 1927.
- B) »Cape Stosch Formation« L. KOCH 1927 (eotriasische Gerölle von Zechsteinkalk an der Nordküste von Holdwith-Hope).
- C) »Depot Island Formation« L. KOCH 1926 (Schichtserie im Hangenden des »Oberkarbon-Unterperm« auf der Depot Ø im inneren Nathorst Fjord, auf etwa 71°30' n. Br.).

Die unter B) genannten Zechsteinbildungen waren anstehend in Ostgrönland unbekannt, und man war der Meinung, diese »Formation« hätte primär die »oberkarbonisch-unterpermischen« Schichten überlagert, sei jedoch einer praetriasischen Denudation zum Opfer gefallen. Es konnte aber bei den neuen Felduntersuchungen festgestellt werden, dass die Gesteine der sog. »Cape Stosch Formation« auf der Clavering Ø anstehen, und dass sie nur eine Fazies der vermeintlich »oberkarbonisch-unterpermischen« Ablagerungen repräsentieren. Somit sind die beiden »Formationen« A) und B) mehr oder weniger synchrone Bildungen. Auf ihre stratigraphischen Beziehungen zu der »Depot Island Formation« wird weiter unten eingegangen werden.

A. Das marine »Oberkarbon-Unterperm« Ostgrönlands.

Jungpalaeozoische Schichten aus Grönland wurden erstmals bekannt durch die Danmarks-Expedition 1906—1908 (Leitung L. MYLIUS-ERICHSEN). Zwischen 80 und 81° n. Br. (Amdrups Land, Holms Land) fanden damals I. P. KOCH und A. WEGENER über kontinentalem Karbon (Dinantien, vgl. NATHORST 1911) marine Kalke, Dolomite und Schiefer mit einer reichen Brachiopodenfauna, die Anklänge an die »Omphalotrochus-, Cora- und Schwagerina-Zonen« Russlands aufweist (GRÖNWALL 1917).

1921 entdeckte L. KOCH noch weiter nördlich auf Peary Land (Herlufsholm Strand) neben mächtigen Konglomeraten und Sandsteinen schwarze Schiefer mit fossilreichen Kalkbänken (KOCH 1929). Die von hier erwähnten Brachiopoden¹⁾ finden sich auch in den Sammlungen von Amdrups Land und Holms Land (Mallekufjæld).

Weitere Sedimente dieser »oberkarbonischen« Mallek Mountain Formation (GRÖNWALL 1916) L. KOCH 1929 wurden von L. KOCH 1926 bei »Komait« im Nathorst Fjord (Wegener Halvø) festgestellt (KOCH 1929 a, 1929 b).

Ebenfalls 1926 fand J. M. WORDIE unter der von ihm entdeckten marinen Eotrias am Kap Stosch fossilreiche Kalke (Productuskalk), denen er ein »oberkarbonisches« Alter zuwies (WORDIE 1927).

An der Nordküste von Hold-with-Hope (von Kap Stosch bis zu den Finsch Ør) beobachtete L. KOCH 1927 lose Blöcke von Brachiopodenkalk und ausserdem anstehend graue Kalke mit Gipskristallen und schwarze Schiefer mit Posidonomyen, Insekten- und Fischresten. Die Posidonomyenschichten dieser »Foldvik Creek Formation« L. KOCH 1927 konnte L. KOCH im gleichen Jahre ebenfalls westlich von Kap Franklin feststellen (KOCH 1929).

Im Laufe der dänischen Expedition in 1929 zeigte es sich, dass die Sedimente des marinen »Oberkarbon« ziemlich weit verbreitet sind.

O. KULLING fand südlich von Kap Stosch anstehenden Productuskalk und wies ausserdem auch auf der südlichen Clavering Ø (bei Elvsborg) Schichten der »Foldvik Creek Formation« nach (KULLING 1930).

An der gleichen Lokalität stellte A. ROSENKRANTZ über den Posidonomyenschichten »Brachiopodenkalk« fest mit *Martinia cf. triquetra* GEMM., *Chonetes sp.*, Pflanzen- und Fischresten usw. (ROSENKRANTZ 1930), ein sehr charakteristisches Schichtglied der »Foldvik Creek Formation«, das im Laufe der Zeit an verschiedenen Stellen in Ostgrönland aufgefunden worden ist und nach H. FREBOLD allgemein als *Martinia-*

¹⁾ Infolge seiner Rückkehr über das Inlandeis nach Washington Land-Upernivik musste L. KOCH den Hauptteil seiner zusammengebrachten Sammlungen am Kap Heiberg-Jürgensen zurücklassen. Diese nördlichste Permfauna der Erde konnte bis heute noch nicht geborgen werden.

kalk bezeichnet wird (FREBOLD 1931 b). Seine Fauna weist nach A. ROSENKRANTZ ein typisch »oberkarbonisches« Gepräge auf (ROSENKRANTZ, loc. cit.).

Westlich von Kap Franklin beobachtete A. ROSENKRANTZ im gleichen Sommer (1929) eine diskordante Auflagerung der »Foldvik Creek Formation« auf Oberdevon, und an der Südwestküste von Wollaston Forland (Young Inlet) wies derselbe Autor brecciöse Kalke des »Oberkarbon« auf Kristallin nach (ROSENKRANTZ 1930, 1932). Zudem wurden lose Blöcke von Productuskalk beobachtet.

Weitere neue Vorkommen von Gesteinen des marinen »Oberkarbon« wurden während der gleichen Expedition (1929) durch H. G. BACKLUND bekannt von der östlichen Clavering Ø, vom inneren Moskusoksefjord (La Cours Bjærg, Ladder Bjærg) und von der Umgebung von Kap Franklin (BACKLUND 1930, 1932).

1930 widmete sich L. KOCH erneut dem Studium der »oberkarbonischen« (und triasischen) Sedimente an der Nordküste von Hold-with-Hope (Kap Stosch) und wies dabei anstehenden Martiniakalk sowie bei Kap Stosch eine Bank von rotem Sandstein über dem Productuskalk nach. Daneben wurden eine geologische Karte der Hird Bay-Region (südliche Clavering Ø) aufgenommen (KOCH 1931) und die »Karbon«-Triasserien westlich von Kap Franklin stratigraphisch näher untersucht. Auch hier entdeckte L. KOCH Martiniakalk, und im liegenden Dolomit fand er Korallen und schlecht erhaltene Brachiopoden (KOCH, loc. cit.).

Das Fossilmaterial, das während der dänischen Expeditionen unter der Leitung von Dr. LAUGE KOCH in den Jahren 1926—27, 1929 und 1930 aus den Ablagerungen des marinen »Oberkarbon« zusammengebracht worden ist, wurde von H. FREBOLD im Zusammenhang bearbeitet (FREBOLD 1931 b). In der genannten Abhandlung wurde der ostgrönländische Productuskalk mit dem uralischen Schwagerinenkalk parallelisiert und darauf hingewiesen, dass sowohl die Posidonomyenschichten wie der Martiniakalk im wesentlichen nur Faziesbildungen des Productuskalkes darstellen und somit mehr oder weniger altersgleich mit diesem sein müssen. Für den Martiniakalk könnte nach H. FREBOLD (loc. cit.) allerdings auch noch ein etwas jüngeres Alter (unteres Artinskian) in Frage kommen. Die Dolomit-Gipsablagerungen der »Oberkarbon«-Basis wurden vom gleichen Autor mit den oberen Teilen des Cyathophyllumkalkes von Spitzbergen verglichen, der allgemein als ein Äquivalent der russischen »Cora-Schwagerina-Zonen« angesehen wurde.

Während der dänischen Drei-Jahrsexpedition (1931—1934) schenkten verschiedene Forscher den Bildungen des »Oberkarbon« ihre Aufmerksamkeit.

So konstatierten G. SÄVE-SÖDERBERGH & D. MALMQVIST auf der südlichen Clavering Ø (Fossilelv) die Wechsellagerung von Posidono-

myenschichten und Martiniakalk (vgl. KOCH 1931), und A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH fanden im nordöstlichen Teil der Insel neue Vorkommen von Dolomiten und Kalken mit einer »Schwagerinafauna« (Productuskalk). Die letztgenannten Autoren kamen bei dieser Gelegenheit (allerdings auf Grund unrichtiger Beobachtungen) zum Schluss, den »oberkarbonischen« Dolomit als eine Fazies des Productuskalkes anzusehen und sprachen die Vermutung aus, dass diese dolomitischen Gesteine in ihren oberen Partien möglicherweise noch jünger sein könnten (NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH 1932).

Der 1929 von A. ROSENKRANTZ besuchte Küstenstreifen des südwestlichen Wollaston Forlandes (Young Sund) wurde 1931 von H. FREBOLD kurz untersucht (FREBOLD 1932 b, 1932 c).

H. FREBOLD fand über dem »oberkarbonischen« Productuskalk eine Serie von roten Sandsteinen und Sandkalken, »deren Faunencharakter gegenüber dem des unterlagernden Oberkarbons ein gänzlich abweichender« sein sollte (FREBOLD 1932 b, S. 18). Auf Grund der deshalb angenommenen Schichtlücke vermutete H. FREBOLD, dass die »Rote Serie« mit dem Artinskian (Unterperm) und eventuell noch mit dem germanischen Zechstein zu parallelisieren sei (FREBOLD, loc. cit.).

In einer weiteren Arbeit koordinierte H. FREBOLD die Rote Serie endgültig mit dem Martiniakalk (FREBOLD 1932 c), der inzwischen von ihm auf Grund zweier Ammoniten (*Godthaabites kullingi* FREBOLD¹⁾ und *Medlicottia malmqvisti* FREBOLD²⁾) als »einwandfreies« Unterperm bestimmt worden war (FREBOLD 1932 a). Naturgemäss betrachtete nun H. FREBOLD auch den Productuskalk³⁾ als unterpermisch, der ja in enger fazieller Beziehung mit dem Martiniakalk steht. Der früher von H. FREBOLD angenommene Hiatus zwischen Productuskalk und Roter Serie (FREBOLD 1932 b) konnte infolgedessen nicht existieren. Auch die Posidonomyenschichten mussten ins Artinskian hinaufgerückt werden, da infolge der beobachteten Wechsellagerung derselben mit dem Martiniakalk (Fossiliv) kein erheblicher Altersunterschied anzunehmen war. Nur die liegenden Kalke und Dolomite (lokal mit Gips) wurden von H. FREBOLD weiterhin als »oberkarbonisch« angesehen.

1932 behandelte E. NIELSEN die Fischfauna (speziell die Elasmobranchierfauna) aus den Posidonomyenschichten (NIELSEN 1932). Die

¹⁾ Gefunden 1929 von O. KULLING im Martiniakalk oberhalb Elvsborg (Hird Bay), südliche Clavering Ø.

²⁾ Im Sommer 1931 gesammelt von D. MALMQVIST an der gleichen Lokalität.

³⁾ Diese Annahme wurde weitgehend gestützt durch die besonders von amerikanischen Forschern geltend gemachten Gründe zur Verlegung der Formationsgrenze Oberkarbon-Unterperm nach unten, so dass die »Schwagerinastufe« Russlands als unterstes Perm und nicht mehr als »oberkarbonisch« zu gelten habe (vgl. FREBOLD 1932 a, ALDINGER 1935 etc.).

später erschienene Arbeit von C. C. BRANSSON machte auf die grosse Affinität derselben zu der Fischfauna aus der mittleren Phosphoria Formation von Wyoming aufmerksam (BRANSSON 1933), die von E. R. KING mit der texanischen Word Formation parallelisiert worden ist (KING 1930). Übrigens korreliert E. R. KING in jener Arbeit auch die permischen Bildungen des arktischen Canada (Ellesmere Land, Axel Heiberg Land usw.) mit der Word-Phosphoria Formation¹⁾.

1931—32 arbeitete A. NOE-NYGAARD in der Region zwischen Davy Sund und Carlsberg Fjord und stellte fest, dass die Ablagerungen des »Oberkarbon-Unterperm« diskordant auf Devon oder kontinentalem Karbon liegen und eine Mächtigkeit von annähernd 300 m besitzen (NOE-NYGAARD 1934). Neben den schon von L. KOCH früher nachgewiesenen Bildungen (Dolomit, Productuskalk) konstatierte A. NOE-NYGAARD auch Posidonomyenschichten (mit Fischresten) und unter den Geröllkomponenten eines konglomeratischen Sandsteins Dolomit sowie Martiniakalk.

Die Untersuchungen von E. NIELSEN 1932—33 im Gebiete der Gael Hamkes Bugt ergaben in stratigraphischer Hinsicht wenig Neues (NIELSEN 1935). Die von L. KOCH früher beobachtete Bank von rotem Sandstein (?Äquivalent der »Roten Serie« von Wollaston Forland nach L. KOCH) konnte E. NIELSEN (loc. cit.) nicht auffinden.

H. ALDINGER gab 1935 eine Zusammenfassung der aus Ostgrönland bekannten Permprofile und suchte dieselben den neuen stratigraphischen Korrelationsschemata Russlands und Nordamerikas einzuordnen (ALDINGER 1935). Ausserdem zeigte dieser Autor, dass die Ganoidfischfauna aus den Posidonomyenschichten²⁾ Ostgrönlands den Charakter einer typischen Zechsteinafauna trägt, sind doch nicht nur ähnliche und gleiche Genera vertreten wie in der Phosphoria Formation und in den deutschen Kupferschiefern, sondern sogar die mit den letztgenannten Schichten des unteren Zechsteins conspezifische Form *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE³⁾. Ferner ist in dieser Fischfauna ein Genus vertreten (*Acropholis stensiöi* ALDINGER), das »nicht zu unterscheiden ist von einer Spezies, die aus der russischen Kasanstufe als *Acrolepis cf. murchisoni*

¹⁾ Im mittleren und oberen Teil der Phosphoria Formation (Wyoming, Utah, Colorado) wiesen A. K. MILLER & L. M. CLINE eine Cephalopodenfauna nach, die sich gut mit derjenigen aus der Word Formation von Texas vergleichen lässt (MILLER & CLINE 1934).

²⁾ Sammlung von E. NIELSEN 1932—33 aus den genannten Schichten der Kap Stosch-Region. Die ganze Fauna ist später von H. ALDINGER in einer grossen Monographie bearbeitet worden (ALDINGER 1937).

³⁾ In der citierten Arbeit von H. ALDINGER (1935) noch als *Palaeoniscus groenlandicus* ALDINGER angeführt, jedoch in seiner Monographie über die permischen Ganoidfische Ostgrönlands (1937) mit der Species des deutschen Unterzechsteins identifiziert.

von KROTOV (1904, p. 29, Taf. I, Fig. 23 a—e) beschrieben wurde« (ALDINGER 1935, pag. 18). Diese Art deutet somit auf oberen Zechstein hin.

Später machte L. KOCH auf die Schwierigkeiten aufmerksam, die sich bei einer Korrelation des ostgrönländischen Brachiopodenkalkes (Productuskalkes) mit der uralischen »Schwagerinastufe« einerseits, der Posidonomyenschichten mit dem unteren Zechstein andererseits ergeben, da doch beide Schichtglieder in engem stratigraphischen Verbands stehen (KOCH 1936). Da jedoch im Productuskalk lokal (Nathorst Fjord) auch *Productus cancrini* DE VERN. var. *germanicus* FREB. auftritt, eine Form des deutschen Unterzechsteins, parallelisiert L. KOCH nun das ostgrönländische Perm mit dem unteren und mittleren Zechstein Deutschlands und der russischen Kungurstufe, während er die »Weissen Blöcke« von Kap Stosch mit dem oberen Zechstein, resp. Kazan vergleicht (KOCH, loc. cit.).

Bei seinen Untersuchungen der devonischen Ablagerungen auf Canning Land und der Wegener Halvø im Sommer 1936 hat G. SÄVE-SÖDERBERGH auch einige Permprofile aufgenommen (SÄVE-SÖDERBERGH 1937). Im Permdolomit der Depot Ø entdeckte dieser Forscher Brachiopoden, die noch nicht bestimmt worden sind sowie Konglomerate von wechselnder Mächtigkeit an der Permbasis (Canning Land, Wegener Halvø). G. SÄVE-SÖDERBERGH ist im Ganzen geneigt, das ostgrönländische Perm als »Mittelperm« zu betrachten und sich demnach der von H. ALDINGER auf Grund der Fischfauna aus den Posidonomyenschichten geäußerten Auffassung anzuschließen.

In einer neuen Arbeit von H. FREBOLD & A. NOE-NYGAARD werden nur einige permische Brachiopoden von der Traill Ø citiert (FREBOLD & NOE-NYGAARD 1938). Die unhaltbar gewordene Auffassung FREBOLDS über ein unterpermisches Alter der jungpaläozoischen Ablagerungen Ostgrönlands (und des Spiriferenkalkes von Spitzbergen) wird trotz der neuen, von H. ALDINGER, L. KOCH u. a. geltend gemachten Gesichtspunkte weiterhin vertreten (FREBOLD & NOE-NYGAARD 1938).

Für die eingehenden stratigraphischen Untersuchungen zwischen Kejser Franz Josephs Fjord und Scoresbysund sei auf den Rapport von H. STAUBER (MAYNC, VISCHER, STAUBER & SCHAUB 1938) verwiesen, sowie auf neue und kommende Abhandlungen derselben Autoren sowie W. BIERTHERS und K. KLEIBERS.

B. Die »Cape Stosch Formation« L. KOCH 1927 (Zechstein).

In engem Verbands mit ploygenen Konglomeraten fand L. KOCH 1927 auf seiner Schlittenreise von Scoresbysund nach Danmarks Havn bei Kap Stosch (Nordküste von Hold-with-Hope) weisse, fossilreiche Kalkblöcke (»Weisse Blöcke«), und er bezeichnete die ganze Schichtserie als »Cape Stosch Formation« (KOCH 1929 a, 1929 b).

A. ROSENKRANTZ bestimmte nach einer vorläufigen Durchsicht die Fauna der »Weissen Blöcke« und wies auf ihre Affinität zum deutschen und englischen Zechstein hin (ROSENKRANTZ 1929). Aus einem von T. HARRIS 1927 bei Kap Brown (Wegener Halvø) gefundenen Geröll machte A. ROSENKRANTZ ebenfalls eine Zechsteinform (*Bakevellia antiqua* MÜNSTER) namhaft, die auch in dem von L. KOCH bei Kap Stosch gesammelten Material vertreten ist. Dadurch konnte A. ROSENKRANTZ erstmals nachweisen, dass das westeuropäische Zechsteinmeer mit dem arktischen Skandik in Verbindung gestanden hat.

Während der dänischen Expedition nach Ostgrönland in 1929 hat dann A. ROSENKRANTZ festgestellt, dass die weissen Zechsteinblöcke als Gerölle in den Konglomeraten auftreten (ROSENKRANTZ 1930), und dass die eotriasische »Ophiceras beds« J. M. WORDIES die genannten Konglomerate nicht überlagern — wie L. KOCH angenommen hatte — sondern sich zwischen die einzelnen Konglomeratzonen einschalten. Aus diesem Grunde beschränkte A. ROSENKRANTZ die Bezeichnung »Cape Stosch Formation« auf die jungpalaeozoischen Gerölle (»Weissen Blöcke«).

Derselbe Forscher erkannte ausserdem, dass die »Weissen Blöcke« lithologisch wie faunistisch ziemlich heterogen zusammengesetzt sind und nahm eine Untergliederung derselben in verschiedene Gerölltypen vor (ROSENKRANTZ 1930).

Die bis dahin zusammengebrachten Sammlungen »Weisser Blöcke« wurden H. FREBOLD zur endgültigen Bearbeitung übergeben.

In einer ersten Arbeit nahm H. FREBOLD eine Neueinteilung des gesamten Materials in verschiedene Gruppen vor¹⁾ und behandelte zugleich die Fauna von Geröllgruppe I. und II. (FREBOLD 1931 a). In den 4 Blöcken aus Gruppe I. werden folgende Formen genannt:

- Schizodus cf. obscurus* SOW.
- *schlotheimi* GEINITZ
- *planus* GOLOWK.
- Bakevellia cf. ceratophaga* SCHLOTH.
- Pseudomonotis aff. speluncarea* SCHLOTH.
- Solemya aff. normalis* HOWSE (*aff. phillipsiana* KING)
- Abgerollte »oberkarbonische« Brachiopoden.

Die durch das häufige Auftreten von

- Pseudomonotis speluncarea* SCHLOTH.
- Liebea hausmanni* GOLDF.
- und *Bakevellia antiqua* MÜNSTER

charakterisierte Geröllgruppe II. (zu welcher die Mehrzahl der »Weissen Blöcke« zu stellen sind) wird zudem in der erwähnten Arbeit auf Grund

¹⁾ Die Beziehungen der Blocktypen A. ROSENKRANTZ' und der neu aufgestellten Geröllgruppen H. FREBOLDS sind auf Seite 97 der vorliegenden Arbeit dargestellt.

der russischen »Schwagerina-Zone« aufweist, hält H. FREBOLD es für möglich, dass Gruppe IV. etwas älter sei als Geröllgruppe III.

Eine weitere Gruppe V. errichtete H. FREBOLD in der gleichen Arbeit aus dem Blocktypus Nr. 3 von A. ROSENKRANTZ. In den dichten, grauweißen Kalken dieser Gruppe (3 Gerölle) fanden sich sozusagen nur Productiden der *horridus*-Gruppe:

Productus horridus Sow. var. *hoppeianus* EISEL
Productus sp.
Bakevellia sp.

Die *hoppeianus*-Form tritt im deutschen Zechstein etwas höher auf als die Varietät *initialis* EISEL, und deshalb verweist H. FREBOLD die Gruppe V. in den älteren mittleren Zechstein. Die von A. ROSENKRANTZ als »*Productus timanicus* STUCKENBERG« bestimmte Form (ROSENKRANTZ 1930) gehört nach H. FREBOLD zu *Productus horridus* Sow. var. *hoppeianus* EISEL.

Die ebenfalls hellgrauen Kalke der letzten von H. FREBOLD aus-
 geschiedenen Geröllgruppe VI. enthalten — wie die folgende Fossiliste zeigt — nur Formen des »Oberkarbon-Unterperm« (FREBOLD, loc. cit.),
 alles Formen, die auch im anstehenden Productuskalk Ostgrönlands
 gefunden worden sind.

Fauna aus Geröllgruppe VI.:

Streptorhynchus kempei AND.
 — sp. ind.
Productus porrectus KUT.
 — aff. *konincki* DE VERN.
 — aff. *cancriniformis* TSCHERN.
Spirifer cameratus MORT.
 — *nj. cameratus* MORT. — *condor* D'ORB.

C. Die »Depot Island Formation« L. KOCH 1926.

Auf der kleinen Depot Ø im Inneren des Nathorst Fjordes entdeckte L. KOCH 1926 über dem marinen »Oberkarbon« rötliche Sandsteine mit Konglomeratzonen und höher grünliche Sandsteine (mit ?Cephalopoden und *Pleurophorus* sp.). L. KOCH hielt diese »Depot Island Formation« für permisch (KOCH 1929).

1927 untersuchte T. HARRIS die Ablagerungen auf der Depot Ø näher und nahm folgendes stratigraphische Profil auf (vgl. KOCH 1929):

- »1. Grey limestone, 40 meters exposed. In the lower part are two thin bands of black shale, such as might have contained plants, but none were found. The grey limestone is full of cracks which are filled with white calcite. The pebbles in the overlying conglomerate have exactly the same calcite bands. The limestone has a few slightly harder concretions but no fossils.

It weathers into a very rough surface resembling the broken surface of bubbly slag.

2. White conglomerate of calcareous sandstone with mostly quartz pebbles but also some of the underlying limestone. The thickness was about half a meter.
3. White shaly sandstone, about 5 meters. This was largely buried in snow.
4. Pink sandstone with locally variable bands of pebbles, together 3 meters. In the pebbly bands were numerous little lamellibranchiates. Scattered through the sandstone were a few lamellibranchiates and brachiopods. Most of the sandstone has indistinct vertical worm tubes.
5. Pink sandstone, containing many small pebbles, mostly of quartz. No fossils were preserved here.
6. Grey, shaly sandstone with badly preserved cephalopods?, molluscs, and plant remains at the eastern corner of the island, about 10 meters.«

A. ROSENKRANTZ bestimmte die von L. KOCH und T. HARRIS zusammengebrachte Fauna (ROSENKRANTZ 1929). Den grauen Kalk (Nr. 1. in HARRIS' Profil) betrachtete dieser Autor als »oberkarbonisch«, und in dem diskordant aufliegenden hellen Konglomerat (Nr. 2.) stellte er gerollte Schalen von *Spirifer* sp. fest. Über den fossilleeren Schichten (Nr. 3.) folgt der rötliche Sandstein (Nr. 4.) mit unbestimmbaren Brachiopoden, *Grammysia* aff. *carbonaria*, *Leda* sp., *Astartidae* und zerdrückten Nautiloiden. Aus den Schichten Nr. 6. erwähnte A. ROSENKRANTZ (loc. cit.) unbestimmbare Cephalopoden und Lamellibranchiaten (häufig *Pleurophorus* sp.). Die ganze Serie entspricht wahrscheinlich dem Artinskian und dem marinen Zechstein (ROSENKRANTZ, loc. cit.).

1931 kam H. FREBOLD auch auf die »Depot Island Formation« L. KOCH 1926 zu sprechen (FREBOLD 1931c) und beschrieb aus den obersten grünlichen Sandsteinen (Nr. 6. im Profil von T. HARRIS) eotriasische Ammonitengenera¹⁾. H. FREBOLD glaubte infolgedessen an die Möglichkeit, dass die ganze »Depot Island Formation« schon eotriasisch sei und vielleicht der »Wordie Creek Formation« L. KOCH 1929 des Norddistriktes entsprechen könnte. Dieser Autor hatte überhaupt »wenig Hoffnung, in Ostgrönland nicht aufgearbeitetes Unter- und Oberperm zu finden« (FREBOLD 1931c), da er grosse Regressionen und Denudationen im Zechstein annahm, für welche er orogenetische Bewegungen verantwortlich zu machen suchte. Die abgerollten Spiriferiden des Basalkonglomerates (Nr. 2.) dürften nach H. FREBOLD zu *Spirifer cameratus* MORT. zu stellen sein (FREBOLD, loc. cit.).

Da sich bei den Untersuchungen von A. NOE-NYGAARD keine neuen Gesichtspunkte ergeben haben, die zur Klärung der Altersfrage der »Depot Island Formation« beitragen könnten, verzichtet dieser Autor

¹⁾ *Ophiceras* cf. *Metophiceras subdemissum* SPATH und *Glyptophiceras minor* SPATH. Diese Formen finden sich sowohl in eotriasischen Ablagerungen auf der Wegener Halvo wie in der nördlichen »Wordie Creek Formation« (SPATH 1930, 1935).

auf eine Einreihung der genannten Schichten in das allgemeine stratigraphische Schema, hält aber ein oberpermisches Alter für möglich (NOE-NYGAARD 1934). L. F. SPATH, dem einige Fossilien aus dieser Serie zur Begutachtung vorgelegt worden sind, hat den ganzen Habitus derselben noch als palaeozoisch bezeichnet (vgl. NOE-NYGAARD 1934).

Im Sommer 1936 weilte G. SÄVE-SÖDERBERGH einige Tage im Gebiete des Nathorst Fjordes (SÄVE-SÖDERBERGH 1937). Er nahm ein detailliertes Profil der Depot Ø auf und entdeckte in den rötlichen Sandsteinen, wenig über dem Fossilniveau mit *Grammysia sp.* und Pelecypoden, eine gut erhaltene Brachiopodenfauna (u. a. mit *Juresania juresanensis* TSCHERN.), die leider noch nicht bestimmt worden ist. G. SÄVE-SÖDERBERGH hält eine Korrelation der »Depot Island Formation« mit der »Roten Serie« von Wollaston Forland für möglich (vgl. auch Seite 119). Die ganze Serie dieser »Formation« liegt auf einer unebenen Dolomitoberfläche (Nr. 1. im Profil von T. HARRIS), so dass der hangende Sandsteinkomplex in Form von Taschen und Nestern in den Dolomit hinabgreift. G. SÄVE-SÖDERBERGH nimmt zwei Möglichkeiten zur Erklärung dieser unebenen Auflagerungsfläche an: Entweder stellt der Dolomit ein Riff dar, d. h. die Niveaudifferenzen sind primär, oder die Dolomitoberfläche ist eine Erosionsfläche, d. h. zwischen Dolomit und »Depot Island Formation« existiert ein Hiatus. Dieser letzteren Auffassung eines transgredierenden Charakters der »Depot Island Formation« scheint sich auch K. KLEIBER anzuschliessen, der diese Bildungen neuerdings untersucht hat, über dessen Resultate jedoch noch keine Veröffentlichung vorliegt.

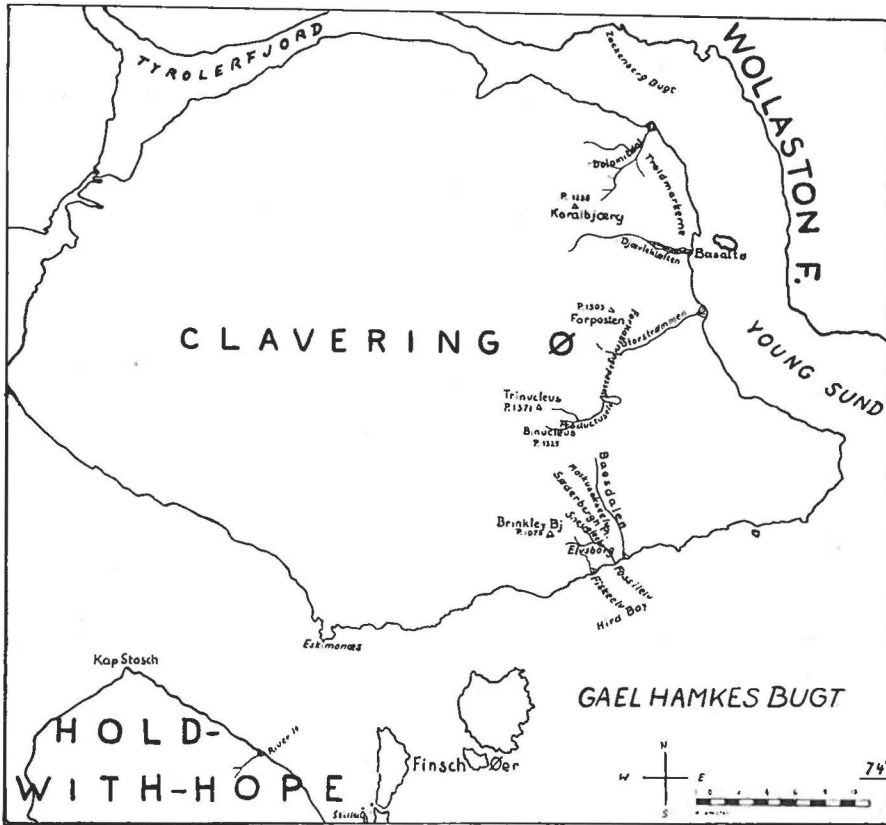


Fig. 1. Kartenskizze der Clavering Ø.

II. STRATIGRAPHISCHE EINZELPROFILE

1. Clavering Ø.

Auf dieser Insel ist das Vorkommen permischer Ablagerungen beschränkt auf die Ostkante der kristallinen »Clavering-Scholle« (A. VISCHER), welche in nordsüdlicher Richtung die ganze Insel durchzieht. Das Perm überlagert überall diskordant diese metamorphe kaledonische Zone.

Im Folgenden seien zuerst die südlichen Profile (Region der Hird Bay, südöstlich des Brinkley Bjærg) beschrieben, und dann erfolgt die Behandlung der weiter nördlich gelegenen Profile (vgl. Kartenskizze Fig. 1).

a) Profil am Fiskeelv (vgl. Tafel I und Fig. 2).

Die steile Bachrunse, die sich auf der Verwerfungslinie zwischen Kaledonikum (Brinkley Bjærg-Sockel) und den permotriasischen Sedi-

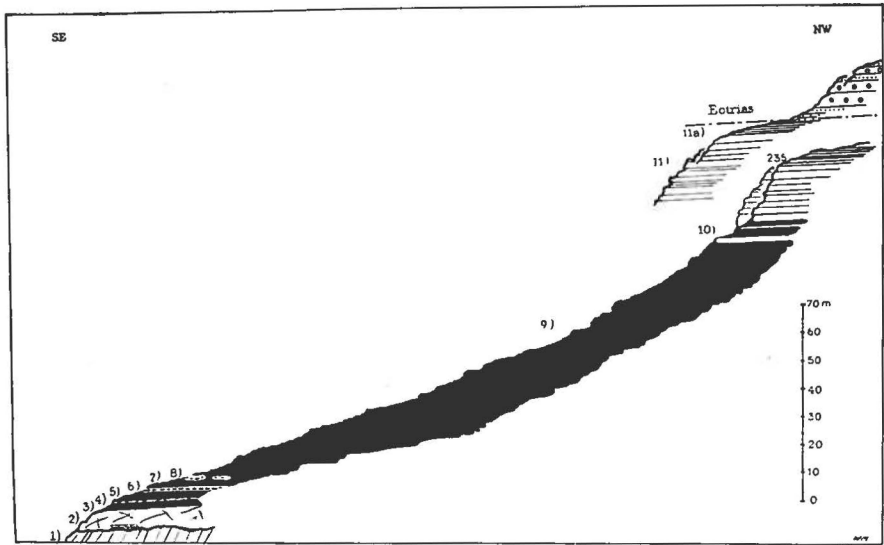


Fig. 2. Permprofil am Fiskeelv (aufgenommen im Sommer 1936, revidiert 1937).

menten eingeschnitten hat und unmittelbar oberhalb der norwegischen Jagdhütte »Elvsborg« (Hird Bay) ausmündet, wird seit der dänischen Expedition 1929 nach Ostgrönland als Fiskeelv bezeichnet (vgl. KULLING 1930, ROSENKRANTZ 1930 usw.).

Direkt östlich des Fiskeelv wurde folgendes Schichtenprofil von unten nach oben aufgenommen (Fig. 2):

1. x m Kaledonisches Kristallin (Migmatite, Granatgneise, Quarzite etc.).
2. 6—8 m massiger, rezifaler Kalkdolomit, schmutziggrau und höckerig anwitternd. Im frischen Bruch graubraun und grobkristallin. Häufig autigene Breccienhorizonte (primäre Strömungsbreccien, Auflockerung des Riffkalkes und neue Sedimentation ohne Zufuhr von allothigenem Material). Das Gestein ist stark zerklüftet (Türme und Zacken als Verwitterungsformen). Unmittelbar an der Basis gebankte Kalkdolomite (0,7 m), zwischen einzelnen Schichtfugen lokal unreine Gipsschnüre. Fossilleer.
3. 2 m Posidonomyenschichten. Grauschwarze, weiche Kalkschiefer, gelbgrau anwitternd. Spröde.
4. 0,5 m Kalkdolomit, genau wie 2.
5. 3 m Posidonomyenschichten. Wechsellagerung blättriger Schiefer mit harten, bituminösen Kalkbänken von je etwa 8—10 cm Mächtigkeit.
6. 0,3 m Productuskalk s. str. Bank von gelbbraun anwitterndem Kalk mit dunklem Bruch. Enthält kleine Productiden, Productusstacheln, Bryozoen, Korallen, selten *Posidonomya* sp. sowie schlechte Pflanzenreste.
7. 2 m Posidonomyenschichten, wie 3. und 5.
8. Kleine Linsen und Konkretionen von Productuskalk s. str. (Durchmesser 0,2—0,4 m). Productiden, Spiriferiden, Fischreste, Bryozoen.

9. Ca. 65—70 m Posidonomyenschichten. Schwarze, bituminöse Kalkschiefer, blättrig, aschgrau oder gelblich anwitternd. Reich an Muskovit. Wechsellagernd mit harten Kalkbänken (vgl. 5.), in denen sich Fischreste und Productusstacheln finden können. Sehr häufig ist *Posidonomya sp.*, seltener sind Bryozoen und Productiden.
10. 5 m Wechsellagerung von Posidonomyenschichten und Martiniakalk.
11. 25 m Martiniakalk (Steilstufe, vgl. Taf. I). Grünlichgrauer, muskovitreicher Kalk von hellgelber oder hellbrauner Anwitterungsfarbe. In Bänken von 0,2 bis 0,5 m Mächtigkeit. Häufig unebene, etwas wellige Schichtoberflächen, zum Teil schlierig und mit hellen, spiraligen Gebilden (Kriechspuren). Typisch sind häufig kleine, dunkle Tupfen (Organisches Pigment angereichert). Hie und da gelb anwitternde Einschlüsse von hartem Kalk, die faserig umschlossen werden (wulstige Schichtfugen). Lokal auch Schlieren von eckigen Quarzkörnern (Diameter bis 2 mm). Wechsellagerung mit weicheren, dünnen, mergelig-schiefrigen Horizonten. Vereinzelt kleine Pyritnester (rostige Verwitterungsflecken). Fauna: Brachiopoden (u. a. *Martinia triquetra* GEMM., *Chonetes sp.* etc.), Nautiliden, schlecht erhaltene Pflanzenreste. Cephalopoden (*Cyclolobus kullingi* FREBOLD, *Medlicottia primas* WAAGEN) 4—5 m unterhalb der Oberkante der Steilstufe, vgl. Profil Fig. 2). Selten noch *Posidonomya sp.*
- 11 a. 10 m Tonig-schiefriger Martiniakalk. Grüngraue, weiche Schiefer, zerbröckelnd. Dazwischen etwas sandige Niveaux und vereinzelt Bänke des tieferen Martiniakomplexes (11.). Sehr häufig *Chonetes sp.*, zudem *Martinia sp.* und andere Brachiopoden. Vereinzelt Bryozoen, Korallen, Nautiliden, Gastropoden. Ein Trilobitenrest.
Eotrias.

Oben im Fiskeelv (430 m) sind an einem kleinen, isolierten Aufschluss die basalen Permbildungen etwas abweichend entwickelt:

1. Kaledonisches Kristallin. Steilstehende Paragneise, Amphibolite usw.
2. 1—2 m grobkristalliner Kalkdolomit, stark mechanisiert. Schon primär zu Auflockerungsbreccien aufgearbeitet.
3. 2,5 m unreines Gipsgestein. Aggregat von Gips und Dolomit, gebändert.
4. 1 m reiner, weisser Gips.

Hangendes nicht aufgeschlossen.

b) Profil zwischen Fiskeelv und Fossilelv (vgl. Karte Fig. 1, Textfigur 3).

1. Kaledonische Paragneise.
2. 1—2 m gebankter Kalkdolomit von grauer Farbe, mit autigen-brecciosen Zwischenzonen und Gipsadern.
- 2a. 3 m massig-klotziger, kalkiger Dolomit von graubraunem Bruch. Stark calcitisiert und zerklüftet. Inhomogene Partien (Strömungsbreccien), ausserdem Bruchstücke und Pakete des liegenden Plattendolomites (1.) in wirrer Stellung enthaltend (Aufarbeitung).
- 2b. 2,5 m geschichteter Kalkdolomit, leicht wellig verbogene Platten. Gestein stumpf-grau, zuckeriger Bruch, mit HCl wenig brausend.

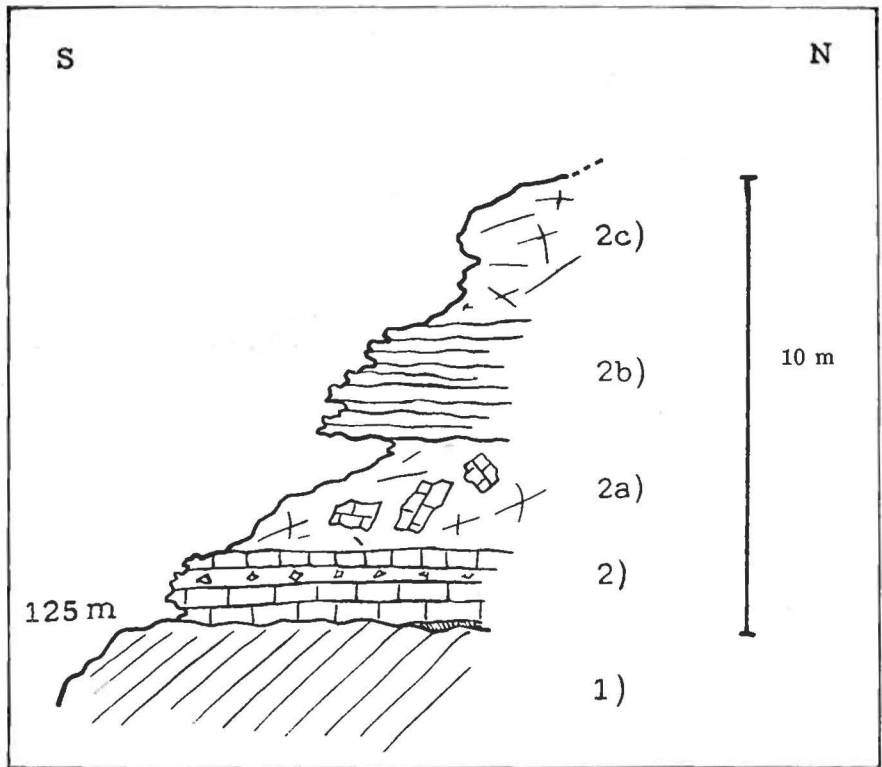


Fig. 3. Die basalen Permablagerungen zwischen Fiskeelv und Fossilelv (Clavering O).

- 2c. 2—3 m kompakter, ungeschichteter Kalkdolomit, zuweilen kristalliner Bruch. Mechanisiert. Untergeordnet monogene Breccien.

Schutt

3. Etwa 40—50 m *Posidonomya*-Schichten. Wechsellagerung dunkler, bituminöser Schiefer und schwarzer, gebankter Stinkkalke. Häufig *Posidonomya* sp., Pflanzenfragmente. Linsen von hartem, gelblich anwitterndem Kalk mit zahlreichen Bryozoen, Trümmern von Productiden, Fischresten, *Posidonomya* sp.

Schutt

4. ? m Martiniakalk in typischer Entwicklung (wie Profil a). *Chonetes* sp., *Martinia triquetra* GEMM. usw., Nautiliden, Ammonitenbruchstücke (*Cyclolobus* sp.), Pflanzenreste.
- 4a. Schiefrig-toniger Martiniakalk, grüngrau. *Chonetes* sp. etc. Wechsellagerung mit einigen wenigen Bänken des liegenden Martiniakalkes.

- c) Profil am Sneugleelv (Textfigur 4, Profil Fig. 5).

Als Sneugleelv (Snow Owl River) ist früher der kleine Fluss bezeichnet worden, der sich zwischen Brinkley Bjærg und Söderbergh-

Plateau eingeschnitten hat und in etwa 300 m Höhe in den Fossilelv einmündet (Koch 1931).

Wenige m nordwestlich oberhalb der Bifurkation von Fossilelv und Sneugleelv steht im Bachbett des letzteren der basale Kalkdolomit des Perm an. Der Kontakt mit dem liegenden Kristallin tritt jedoch nicht



Fig. 4. Das Permprofil im Sneugleelv, von SW gesehen. (Fot. W. M.)

zutage, so dass die Gesamtmächtigkeit des Basisdolomites an dieser Stelle nicht genau angegeben werden kann.

Von hier zu P. 450 (Karte Koch 1931) wurde folgendes Profil aufgenommen (Fig. 4):

1. x + 10 m hellgrauer, massiger Kalkdolomit mit zuckerigem Bruch, zu schönen Primärbreccien aufgelockert. Zuweilen scheinbar korallogen struiert. Drucksuturen.
- 1a. 2 m Kalkdolomit (wie 1.), jedoch gebankt. Wechsellagert mit einigen dünnen Bändern von schwarzen, bituminösen Posidonomyenschiefern.
2. 1—2 m Posidonomyenschichten. Schwarze, bröcklige Kalkschiefer von aschgrauer Anwitterungsfarbe mit vereinzelten Exemplaren von *Posidonomya* sp. Als Einschaltungen 2 geringmächtige Bänke (je 0,2 m) von hartem, bituminösem, glatt brechendem Kalk mit Pflanzen- und Fischresten.
3. Eingelagert 2 dünne Bänke (wenige cm) von bräunlichem Productuskalk s. str. Sehr reich an Bryozoen, kleinen Productiden usw.
- 3b. 30 m Posidonomyenschichten. Blättrige, bitumenreiche Schiefer, wechsellagernd mit harten Kalkbänken.

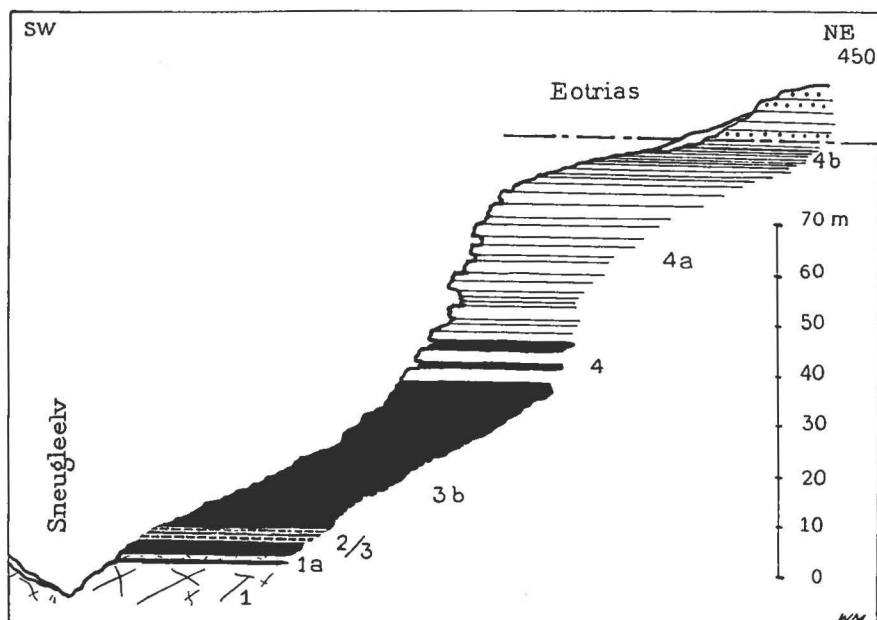


Fig. 5. Permprofil am Sneugleelv (aufgenommen im Sommer 1936).

4. 6—8 m Posidonomyenschichten, wechsellagernd mit typischen Bänken von Martiniakalk. Die letzteren nehmen allmählich überhand und verdrängen die Posidonomyenschichten. Enthalten *Martinia sp.*, *Chonetes sp.* und andere Brachiopoden. Die Fauna ist im Allgemeinen individuenärmer als im Martiniakalk des Fiskeelv.
- 4a. Ungefähr 30 m Martiniakalk (Steilstufe). Enthält in seinen tieferen Partien 3—4 ausgeprägte, tonig-mergelige Bänder (Glimmergehalt). Höher Wechsellagerung gut geschichteter, grünlich-grauer Kalke von gelbbrauner Anwitterungsfarbe mit weicheren, mergeligen Horizonten. Enthält zahlreiche Brachiopoden.
- 4b. 10 m grünlichgraue, etwas sandige Kalke und weiche Mergelschiefer mit reichem Glimmergehalt (oberer Martiniakalk). Neben der häufigsten Form *Chonetes sp.* weitere Brachiopoden mit erhaltener Schale. Selten Korallen-trümmer.

Eotrias (gelbbraune Konglomerate und Sandsteine). Hier — wie übrigens auch am Fiskeelv — hat es den Anschein, als ob der oberste, grünliche, etwas sandige Martiniakalk allmählich in die tiefste *Glyptopliceras*-Zone der Eotrias übergeht. Die Gesteinsfarbe bleibt die gleiche (erst die Konglomerate sind rötlichbraun oder gelblich gefärbt), nur ist ein zunehmender Sandgehalt vom Martiniakalk in die schon als eotriasisch betrachteten Schichten zu konstatieren. Auf diese Beobachtung wird noch eingegangen werden.

Zu den Profilen a) bis c) lässt sich zusammenfassend sagen, dass hier auf der südöstlichen Clavering Ø zum ersten Male eine ausgesprochene Wechsellagerung des basalen Kalkdolomites mit den Posidonomyen-

schichten festgestellt werden konnte, wodurch der Synchronismus dieser beiden Faziesglieder dokumentiert wird. Da jedoch die Posidonomyenschichten in den genannten Profilen zudem Bänke von Productuskalk s. str. enthalten und des Weiteren ebenfalls mit dem Martiniakalk wechsellagernd, müssen die erwähnten Schichten relativ gleiches Alter besitzen.

d) Profil an der Ostseite des Brinkley Bjærgs (vgl. Kartenskizze Fig. 1).

In einer Höhe von 610 m wurden die folgenden Tatsachen beobachtet:

1. 8—10 m Stöcke und Linsen von hellgrauem und weissem Gips. Stauchungen und Fältelung.
2. 5 m grauer, kristalliner Kalkdolomit, enthält noch Schnüre und Adern von Gips.
- 2a. Etwa 20 m gebankter, gelblich verwitternder Kalkdolomit. Häufig zwischengelagerte, autigene Breccienhorizonte, hellgrau oder leicht rosa gefärbt.
3. 15 m Posidonomyenschichten (bituminöse, dunkle Schiefer, wechsellagernd mit harten Kalkbänken). *Posidonomya sp.*, schlechte Pflanzenreste. Im mittleren Teil einige Niveaux von Martiniakalk, stark gelb anwitternd.
- 3a. Ca. 35 m Martiniakalk. Gebankte bis dünn geschichtete Kalke von grauem Bruch mit intensiv gelber Anwitterungsfarbe. Reich an Brachiopoden, unter denen *Martinia sp.* vorherrscht. Vereinzelte Ammonitenfragmente.
Eotrias (grobe, gelbbraune Konglomerate und Sandsteine).

e) Profil westlich des Moskusokseelv (Baesdalen) (vgl. Kartenskizze Textfigur 1, Profil Fig. 6).

Zur Aufnahme dieses Profils steigt man vom Bett des Moskusokseelv (200 m) über den flachen, von Fliesserde bedeckten Hang gegen das Malmqvist Plateau (Nordteil des Söderbergh-Plateau, vgl. Koch 1931) hinauf. In einer Höhe von 300 m tritt der basale Kalkdolomit des Perm zutage (Steilwand). Da jedoch dessen Kontakt mit der kaledonischen Unterlage nicht aufgeschlossen ist, kann auch hier die Gesamtmächtigkeit des Permdolomites nicht genau angegeben werden.

Das hier aufgenommene Profil ist folgendes:

1. x + 30 m klotziger, ungeschichteter Kalkdolomit mit zuckerigem, hellem Bruch. Primäre Strömungsbreccien verbreitet. Das Gestein ist ziemlich stark zerklüftet (Türme und Zacken). Vereinzelt zur Unkenntlichkeit rekristallisierte Productiden. Solitäre Korallen (*Cyathophylum? sp.*).
2. 2 m Posidonomyenschichten. Schwarze, blättrige Kalkschiefer, gelblich anwitternd. *Posidonomya sp.*

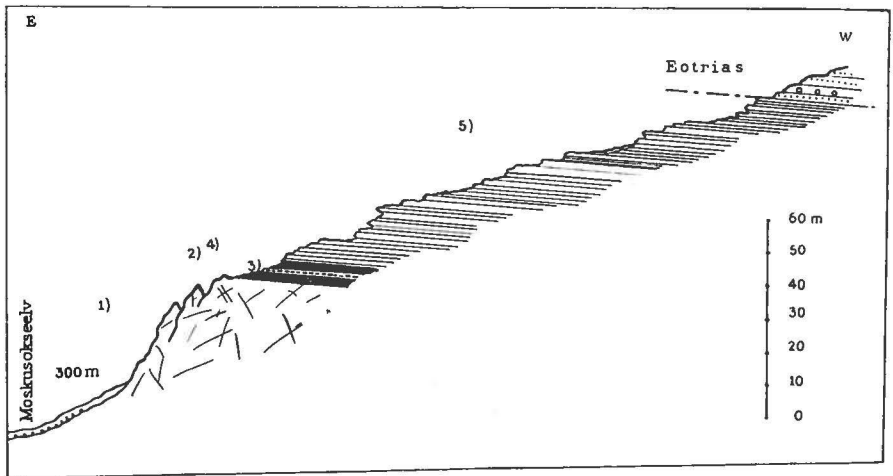


Fig. 6. Permprofil westlich des Moskusokseelv (aufgenommen im Sommer 1936).

3. 0,3 m Bank von organogenem, bräunlichem Productuskalk s. str. Eigentliche Brachiopodenbreccie (Lumachelle), die zahllosen, gut erhaltenen Brachiopoden sind dicht aufeinander gepackt. Neben der reichen Brachiopodenfauna häufig Bryozoen (*Fenestella* sp. u. a.).
4. 3—4 m Posidonomyenschichten (wie 2.).
5. Ungefähr 60 m Martiniakalk. Stahlgrau brechende, staubig-gelb anwitternde, plattige bis dünn geschichtete Kalke. Zonare Aufbereitungszonen (schlierige oder monogen-brecciöse Ausbildung). Im oberen Teil kompaktere Kalkbänke (helle Kriechspuren) mit tonigeren Zwischenlagen. Ebenfalls Niveaux mit Primärbreccien. Neben *Martinia* sp. verschiedene andere Brachiopoden. Seltene Ammonitenbruchstücke.
Eotrias (rotbraune Sandsteine mit *Ophiceras* sp., Konglomeratzonen usw.).

Vergleicht man das eben beschriebene Profil e) mit denjenigen der Hird Bay Region (a) bis d)), so ergeben sich gewisse Unterschiede. Vor allem ist hier die beträchtliche Mächtigkeitszunahme des Basisdolomites nach N hin auf Kosten der im Süden (Fiskeelv) noch etwa 70 m mächtigen Posidonomyenschichten auffallend. Der beispielsweise am Fiskeelv (a) nur etwa 6—8 m mächtige Kalkdolomit besitzt im Profil e) schon eine Mächtigkeit von über 30 m, wogegen die Posidonomyenschichten auf 5—6 m reduziert sind. Die Gipsablagerungen, die gelegentlich die Permbasis kennzeichnen, sind ebenfalls gewissen Mächtigkeitschwankungen unterworfen (0—10 m). Durchgehend gleich geblieben ist die Einlagerung des Productuskalkes s. str. in den Posidonomyenschichten. Etwas abweichend ist in Profil e) der Martiniakalk ausgebildet: An Stelle der charakteristischen Wechsellagerung von grünlichen, muskovitreichen Kalken mit mergeligen Lagen findet sich hier ein dünnplattiger Kalk, dem nur in den obersten Partien tonig-mergelige Zwischenlagen eingeschaltet sind. Schon morphologisch macht sich dieser Wechsel

insofern geltend, als der Martiniakalk hier am Malmqvist Plateau nicht mehr als ausgeprägte Steilstufe im Gelände hervortritt wie z. B. an der

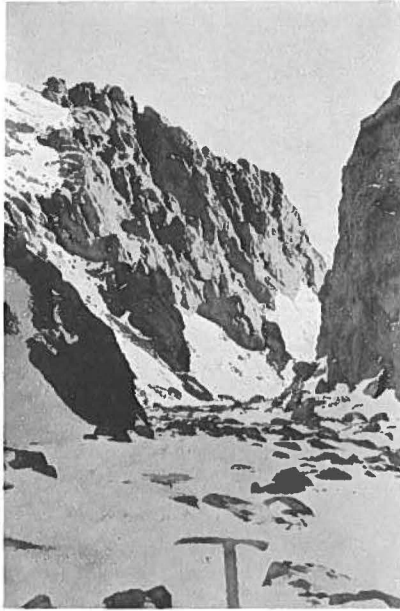


Fig. 7. Der Permdolomit im Productuselv (fot. W. M.).

Hird Bay. Ein weiteres, dem südlichen Martiniakalk fehlendes Merkmal sind die hier auftretenden Breccienhorizonte, die sonst nur dem tieferen Kalkdolomit eigen sind.

f) Profil am Productuselv (vgl. Karte Fig. 1, Profil Fig. 8, Textfig. 7).

Die Bergflanke zwischen *Binucleus* P. 1325 und *Trinucleus* P. 1371 wird von drei ausgeprägten Bachrinnen durchzogen, die sich in einer in den Permdolomit eingetieften Schlucht vereinigen (etwa 500 m ü. M.). Diesen Wasserlauf, der am Südwestende des Grønnesees einmündet, habe ich Productuselv genannt.

Steigt man im Bette des Productuselv hinauf, so gelangt man in einer Höhe von 440 m zum Kontakt von Kristallin und Perm. Hier habe ich im Sommer 1936 folgendes Profil aufgenommen:

1. 100 m Kalkdolomit (Steilwand, Fig. 7). Hellgrauer, massiger und teilweise korallogener Kalkdolomit, stark umkristallisiert und von Calcitadern durchzogen. Sehr häufig mit brecciösen Partien, in denen zuweilen zerbrochene und mit dem Nebengestein rekristallisierte Brachiopoden vorkommen. Lokal kann in aufgearbeiteten Kalklinsen deutlich eine onkoidische (pseudo-oolithische) Struktur beobachtet werden. Ausserdem konnte ich innerhalb des autigen-brecciösen Kalkdolomites Komplexe und Nester

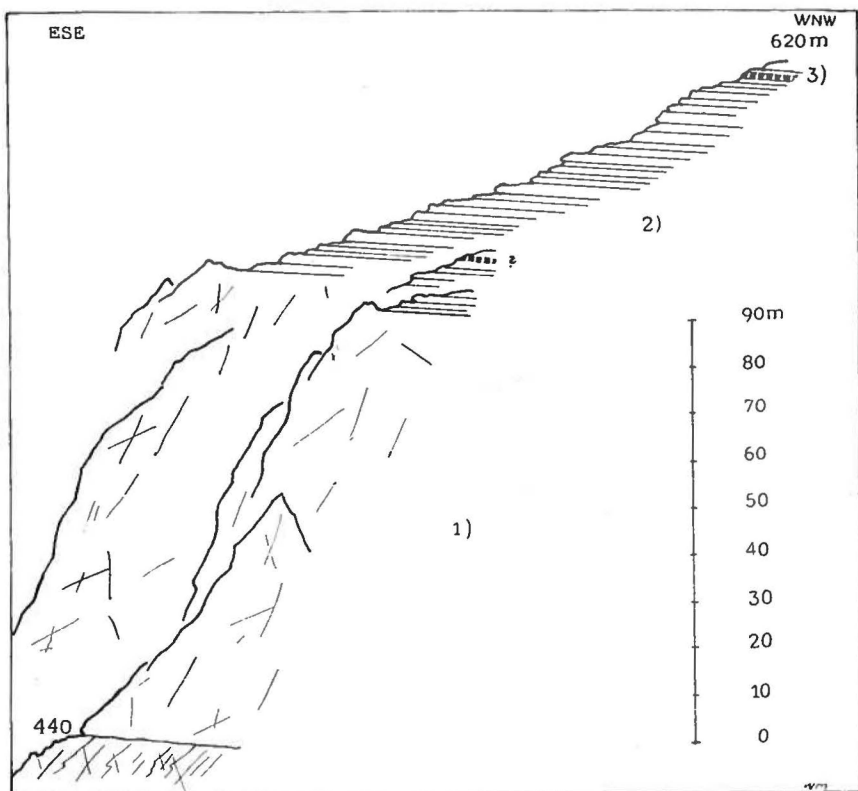


Fig. 8. Permprofil am Productuselv (aufgenommen im Sommer 1936).

- von schneeweissem, organogenem Kalk entdecken, der ausschliesslich aus kleinen Lamellibranchiaten zusammengesetzt ist (*Liebea hausmanni* GOLDF., *Bakevella* sp. usw.). Lithologisch ist das Gestein vollkommen identisch mit den sog. »Weissen Blöcken« des Zechsteins von Holdwith-Hope. Zuweilen kann der weisse Kalk brecciös ausgebildet sein.
2. Etwa 45 m gelbbraun und rauh anwitternde, teilweise leicht sandige Kalke, gebankt bis dünngeschichtet. Häufig rostige Flecken (löcherige Auswitterung). Enthalten verschiedene Brachiopoden (vor allem *Chonetes* sp. und Productiden), seltener Pflanzenreste. Einzelne grosse Gastropoden (*Pleurotomaria* sp.).
 3. 0,8—1 m Bank von Productuskalk s. str. Dunkelbraun anwitternder, sehr fossilreicher Kalk. Grosse Productiden (*P. timanicus* STUCK., *P. porrectus* KUT., *P. weyprechtii* TOULA etc.), Spiriferiden (*Spirifer ravana* DIENER, *Sp. cameratus* MORT., *Sp. marcovi* WAAG. u. a.) usw. Ausserdem Horizonte mit reichen Bryozoenkolonien. Die Brachiopoden treten gesteinsbildend auf (Fossilkonzentrationen). An einzelnen Stellen vorwiegend grosse Productiden, an anderen fast ausschliesslich Spiriferiden.
 4. 2 m geschichteter, graubrauner Kalk (wie 2.).

Möglicherweise findet sich schon tiefer innerhalb der gebankten Kalkserie (etwa 10 m über deren Basis) ein Niveau von Productuskalk

s. str. Hier wurden verschiedene Brachiopoden aus einem mit 3. identischen Gestein gesammelt; infolge der Schneebedeckung aber konnte nicht festgestellt werden, ob diese Bank ansteht oder ob es sich um heruntergefallene Komplexe von 3. handelt.

g) Profil am Forposten (vgl. Kartenskizze Fig. 1, Profil Tafel II, Fig. A).

Als Forposten wurde der auffallende Gipfel (P. 1303) bezeichnet, der den Ostabfall der kristallinen »Clavering-Scholle« ungefähr im Zentrum der Insel markiert (»Avantpost Bjærge«, vgl. BACKLUND 1930). Die grosse Verwerfungslinie, welche die kaledonische »Clavering-Scholle« vom Sedimentgebiet der östlichen Clavering Ø trennt (A. VISCHER 1937), verläuft unmittelbar am Fusse des Forposten entlang, vom Oberlauf des Storstrømmen zur Djævlekløften hinüber.

Vom Oberlauf des Storstrømmen (Forkastningspasset 470 m) nach NW hinauf zum Plateau südlich des Forposten wurde folgendes Profil aufgenommen:

In 925 m Höhe ist der Kontakt von Kristallin und den transgredierenden permischen Sedimenten aufgeschlossen.

1. x m metamorphe Gesteine (Gneise, Amphibolite etc.) des Kaledonikums.
2. 0,04 m Breccien und Konglomerate. Kleine Geröllkomponenten der kristallinen Unterlage in gelber, dolomitischer Kalkmasse eingebettet. Auch vereinzelte Dolomitfragmente wurden beobachtet. Diese basalen Klastica sind nur sporadisch vorhanden, häufig werden die kristallinen Gesteine direkt überlagert von
3. 100 m massigem, dolomitischem Riffkalk mit mächtigen, autigenen Breccien (hellgelbliche, dolomitische Gesteinsfragmente in kalkig-dolomitischer, oft organogen-detritischer Grundmasse). Im Allgemeinen sind die neusedimentierten Bruchstücke grösser als in den primären Trümmergesteinen in Profil f). Der rezifale, korallogene Kalkdolomit zeigt einen weisslichen, zuckerigen Bruch, zudem ist er häufig knollig struiert (ausgewitterte, homogene Dolomitpartien in mikrobrecciösem Bindemittel). Schon wenig über der Basis des mächtigen Kalkdolomit-Komplexes finden sich Korallen sowie Brachiopodenfragmente.

1025 m

- 3a. 2 m kreidig-weisse, zoogene Kalkbänke. Neben Korallen und Bryozoen verschiedene Brachiopoden (*Productus horridus* Sow. etc.). Häufig vertreten ist ausserdem *Liebea hausmanni* GOLDF. *Nautilus* sp.
- 3b. 5 m klotziger Korallenkalk und brecciöser Kalkdolomit (wie 3.). Enthält bis kopfgrosse Komplexe und Blöcke von 3a. (Aufarbeitung).
- 3c. 2—3 m weisse, organogene Kalke (wie 3a). Bryozoennester.
- 3d. 40 m massiger Kalkdolomit mit autigenen Trümmerpartien (wie 3. und 3b). In letzteren häufig Bruchstücke der liegenden, zoogenen Kalke des Zechsteins (3a und 3c).

4. 2—3 m dünn geschichtete Bänke von bräunlichem Kalk, rau anwitternd. Enthält zertrümmerte, weisse Schalen von Productiden, Bryozoen und Einzelkorallen. In ausserordentlicher Menge tritt *Athyris pectinifera* Sow. auf (teilweise mit gut erhaltenem Armgerüst).

Kleine Verwerfung (1060 m), Schutt, Schnee.

Fortsetzung des Profils etwas höher:

5. 10 m massiger Kalkdolomit mit brecciösen Partien (wie unten 3d).
 6. 25—30 m gelblich anwitternde, dünn geschichtete Kalke, mit einzelnen mergeligen Horizonten wechsellagernd. Reich an Brachiopoden (besonders häufig ist *Productus weyprechtii* TOULA), *Spirifer ravana* DIENER u. a., Korallen.
 7. 2—3 m mächtige Bank von Productuskalk s. str. Bräunlicher Kalk, oft ganz aus zusammengeschwemmten Fossilien bestehend. Die grossen Productiden (wie *P. timanicus* STUCK., *P. porrectus* KUTORGA usw.) treten im Allgemeinen etwas zurück, vorherrschend sind kleinere Brachiopoden (*P. weyprechtii* TOULA etc.). Gut entwickelt sind zwischenliegende Bryozoenbänke und -nester, auch dünne Lagen von weissen Kalken kommen vor (lithologisch wie 3a).
 8. 3 m geschichteter, hell anwitternder Kalk (wie 6.). Das Profil wird hier tektonisch abgeschnitten (1110 m), höher folgt ein Komplex von hellem Kalkdolomit, der Brachiopoden und Korallen führt und eine gewisse Ähnlichkeit besitzt mit den Schichten 3a und 3c.

Vergleicht man die Profile f) und g) mit den weiter südlicher gelegenen, so fallen vor allem die grossen Faziesdifferenzen auf. Die Mächtigkeit des basalen Kalkdolomites hat — wie wir gesehen haben — schon von den Profilen a)—c) zu Profil e) auf Kosten der Posidonomyenschichten zugenommen. Ganz beträchtlich ist jedoch die Mächtigkeitszunahme des Kalkdolomites weiter nach Norden hin, nimmt sie doch von Profil e) (x + 30 m) nach Profil f) um etwa 70 m zu, und von hier noch um weitere 50 m. Die am Moskusokseelv (Profil e)) nur noch wenige m mächtigen Posidonomyenschichten keilen nach Norden hin ganz aus. Der dem eigentlichen Martiniakalk im Süden stratigraphisch entsprechende Kalkkomplex (Schichten 2. und 4. im Profil f), 6. und 8. in Profil g)) ist lithologisch etwas abweichend ausgebildet, er wird nach Norden zu langsam reicher an Brachiopoden und Korallen, und die in der Region der Hird Bay auftretenden Ammoniten fehlen vollkommen. Die Lumachellen des Productuskalkes s. str. sind dafür noch in den nördlichen Profilen (f) und g)) gleich entwickelt wie z. B. in Profil e). Der Tatsache, dass diese litorale Productusfazies auf der südlichen Claving Ø innerhalb der Posidonomyenschichten auftritt, im Norden jedoch innerhalb der mit dem Martiniakalk zu vergleichenden Schichtserie, ist wenig Bedeutung beizumessen, kommt doch gerade durch die enge Verzahnung der einzelnen Faziestypen der Synchronismus der permischen Schichtglieder besonders klar zum Ausdruck. Ausserdem tritt die Fazies des Productuskalkes s. str. beispielsweise auch südlich

der Gael Hamkes Bugt (Nordküste von Hold-with-Hope) innerhalb des Martiniakalkes auf (vgl. Profil am River 14, Seite 54).

Auf die wichtige Entdeckung der zoogenen, weissen Kalke (Profile f) und g)) mit ihrer Zechsteinfrauna in den anstehenden basalen Riffbildungen sei in einem späteren Abschnitt eingegangen (III. und IV.).

h) Die Perm vorkommen bei Djævlekløften (vgl. Kartenskizze Fig. 1, Abbildung 9).

In der Umgebung der Djævlekløften selbst fehlen eigentliche Permprofile, erst bei den hohen Gipfeln des Forposten und am Korallbjærg P. 1238 (vgl. Profil i)) sind solche vorhanden. Immerhin seien einige Beobachtungen aus dem unteren Teil der Djævlekløften hier wiedergegeben, welche die unvollständigen Untersuchungen von NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH (1932) in der gleichen Gegend ergänzen und berichtigen sollen.

Die eben erwähnten Autoren beschreiben von der Südwestseite der Djævlekløften ein Permprofil, das als stark von den Normalprofilen abweichend charakterisiert worden ist (NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH 1932). Wie es sich jetzt gezeigt hat, handelt es sich hier nicht um anstehendes Perm, sondern um einzelne Schollenpakete und Gerölle innerhalb der Aptien-Albien-Schichten. Diese aufgearbeiteten Permkomplexe dokumentieren direkt die alte Küstenlinie des Jungneocom (MAYNC 1938, 1939b).

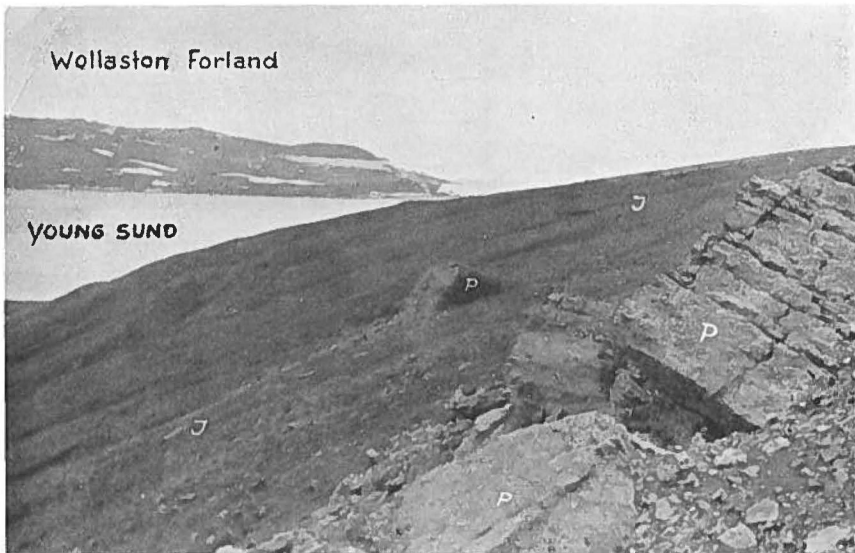


Fig. 9. In den Inoceramenschichten (J) des Jungneocom eingebettete Permblöcke (P) südwestlich der Djævlekløften (Clavering Ø). (fot. A. VISCHER)

Lithologisch handelt es sich um Kalkdolomitblöcke in verschiedenen Varietäten. Meistens sind es graubraune, rauhe, dolomitische Kalke oder gelbliche, brecciöse Dolomite, sowie bräunlicher Productuskalk s. str. Auch rötliche Kalksandsteine vom Typus der »Roten Serie« von Wollaston Forland sind verbreitet. Die einzelnen Schichtpakete stehen in ganz willkürlicher Lagerung in den dunklen Schiefen des Aptien-Albien, zusammen mit riesigen Blöcken von Kristallin (vgl. Fig. 9). Fossilien sind häufig. Nicht selten findet man angeklebt an permischen Schichtpaketen und auch an Gneisblöcken Relikte und Infiltrationen der charakteristischen Kreidesedimente (Toneisensteine). Sogar Inoceramenabdrücke konnten in den Taschen und Nestern der ersteren gefunden werden und andererseits permische Brachiopoden in kretazischem Gesteinsmaterial (lose liegende, herausgewitterte Permossilien neu sedimentiert, z. B. *Schizodus* sp.). Die direkt ins Kreidemeer abgerutschten, bis hausgrossen Blöcke und Platten sind vollständig eckig und kantig. Viele Sturzbrocken jedoch wurden nicht sogleich sedimentiert, sondern blieben unmittelbar an der Steilküste liegen und wurden von der Brandung allmählich glatt gewaschen und poliert.

Aus den verschiedenen Permgesteinen habe ich im Felde anhand der wenigen Literatur folgende Fauna bestimmt:

Streptorhynchus kempei AND.
Productus timanicus STUCK.
 — *porrectus* KUT.
 — *weyprechtii* TOULA
 — *cf. konincki* DE VERN. (häufig)
Spirifer ravana DIENER
 — *cameratus* MORT.
Spirifer sp.
 ?*Posidonomya* sp.
 usw.
 Bryozoen und Korallen.

Für weitere Formen vergleiche man die Faunenlisten in A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH (1932).

Auf der Nordseite der Djævlekløften, am sog. »Zweiten Weissen« (NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH 1932), ist permischer Kalkdolomit anstehend erhalten, über welchen dann das Jungneocom transgrediert. In diesem Dolomitkomplex sind folgende Gesteinsvarietäten vorherrschend:

1. Weisslicher, grauweiss und glatt brechender, dichter Dolomit (Zechstein), zuweilen porös anwitternd.
2. Brecciöser, grauer Kalkdolomit, rauh anwitternd (Karren), mit vereinzelt Korallen.

3. Dunkelbraun brechender, plattiger Kalkdolomit, zuweilen auch dunkel anwitternd.
4. Gelblich oder rosa gefärbter Dolomit, schlierig-brecciös, mit Korallen.

Die Permdolomite besitzen hier eine Mächtigkeit von etwa 100 m.

i) Profile am Korallbjærg (P. 1238) (vgl. Kartenskizze Fig. 1, Profil Tafel II Fig. B, Ansichtsskizze Tafel III. Fig. A).

Als Korallbjærg ist der hohe, basaltgekrönte Gipfel (P. 1238) im Hintergrund des Dolomitalen bezeichnet worden, an dessen Südostflanke korallenführende, permische Ablagerungen angetroffen wurden.

1. Profil am Zackengrat.

Nachdem man die enge Schlucht der Djævlekløften (Teufelsschlucht) traversiert hat und am Korallbjærg hinaufsteigt, gelangt man in etwa 500 m Höhe zu hellen Türmen und Zacken aus Permdolomit, der hier transgressiv das kaledonische Kristallin überlagert (Granatgneise, Muskovitpegmatite etc.). Die Schichten fallen mit etwa 10° nach NNE und sind folgendermassen ausgebildet:

500 m

1. Rot gefärbtes Kristallin, zuoberst zu Breccien aufgelockert und leicht zerfallend.
2. Karrig anwitternder, brecciöser und z. T. korallgener Dolomit, enthält an der Basis gelegentlich kleine Kristallinkomponenten. Ganz vereinzelt Bruchstücke von weissen Brachiopodenschalen. Das Gestein wittert rau und gelblich bis rötlichgrau an. Ziemlich häufig sind Pakete und Bruchschollen von grauem, gut geschichtetem Kalkdolomit als Breccienbestandteile vorhanden.
3. Grobe monogene Breccien. In dunkelgrauem, karrigem Kalkdolomit ausgewitterte, weit hervorstehende Partien und Linsen von hellgrauem bis gelblichem Korallenkalk und kompaktem Dolomit. Anstehend bis zum Hauptzacken 560 m (vgl. Tafel III, Fig. A).

Der Komplex 1. und 2. zeigt auf sehr kurze horizontale Entfernungen grosse Gesteinswechsel. Ohne Zweifel handelt es sich hier um ein inhomogenes Dolomitriff.

Weiter gegen das obere Profil am Korallbjærg ansteigend sind die Aufschlüsse vielfach verschüttet. Immer jedoch befindet man sich im tieferen Teil des Kalkdolomites, und hie und da tritt auch wieder das denudierte Kristallin zutage. Folgende Dolomitvarietäten sind für diese Region (oberes Profil am Zackengrat) bezeichnend:

3. Dunkler Brecciendolomit mit Lagen von hartem, weisslichem, mehlig zerfallendem Kalkdolomit.
- 3a. Schieferiger, weisser Kalkdolomit mit Fossilfragmenten, als Schollen in dunklem, brecciösem Dolomit mit karriger Oberfläche.
- 3b. Sporadisch direkt auf dem Kristallin hellgrauer, geschichteter Kalkdolomit (identisch mit den Bruchstücken in 2).
- 3c. Gestein wie 3a, jedoch mit bräunlichem Bruch. Enthält kleine Fossilformen des Zechsteins (*Schizodus sp.*, *?Rhynchopora sp.* usw.).
- 3d. Zusammen mit 3 über dem Kaledonikum rötlich-brauner, brecciöser Kalk.
- 3e. In heterogenen, dunklen Dolomitreccien vom Typus 3 Linsen von hellgelbem, sandigem Dolomit («Korallensand?»). Lithologisch identisch mit gewissen Kalkvarietäten der »Weissen Blöcke« (Kap Stosch).

Die permischen Dolomite sind von etwa 650 m an der Abtragung zum Opfer gefallen, und das kaledonische Kristallin wird erst in 980 m Höhe von den Zechsteinriffen überlagert (Profil des Korallbjærgs).

2. Profil des Korallbjærgs.

Bei 980 m ist der scharfe Kontakt des metamorphen Kristallins mit dem Perm aufgeschlossen.

1. Ca. 10 m dunkelgrauer, brecciöser Kalkdolomit mit vereinzelt Kristallinbrocken und Taschen von hellgelbem, sandigem Dolomit (vgl. Nr. 3e des Profils am Zackengrat) und Bruchstücken von heterogenen Kalkdolomiten. Autigene Breccienpartien, rötlicher, brecciöser Dolomit (vgl. Nr. 3d im obigen Profil) usw.
2. Etwa 30 m knollig-schlieriger oder brecciöser Kalkdolomit mit poröser Oberfläche. Nach etwa 10 m sehr grobknollig und inhomogen, bis metergrosse Blöcke von gelbrötlichem Kalkdolomit durch dolomitischen Zement verkittet. Im oberen Teil wieder kleinere Partien von aufgewirbeltem und neusedimentiertem Kalkdolomit.
3. 15 m grauer Kalkdolomit mit Schollen von brecciösem, rötlichbraunem Dolomit. Typische Strömungsstrukturen.
4. 5 m knolliger Kalkdolomit, enthält Linsen von rauhem, rötlichem Kalksandstein (vom Typus der »Roten Serie« in Wollaston Forland). Fragliche Korallenreste in letzterem.
5. 30 m rötlichgrauer, plattiger Kalkdolomit von hellem, dichtem Bruch. Zuweilen kleine Fossilsplitter enthaltend. Nur noch vereinzelt Horizonte von knolligem oder brecciösem Kalkdolomit.

1070 m

6. 12 m hellgelblicher, dünnplattiger bis schieferiger Kalkdolomit (Zechstein), genau wie Nr. 3a und 3c im Profil am Zackengrat. Enthält *Productus horridus* Sow., *Schizodus obscurus* Sow., *?Rhynchopora sp.*, kleine Productiden, *Pleurophorus sp.*, *Lithodomus sp.* usw., Bryozoen.
7. 4—5 m Productuskalk s. str. Bräunlicher, fossilreicher Kalk. Productiden (*Pr. timanicus* STUCK. — *horridus* Sow., *P. weyprechtii* TOULA, usw., Spiriferiden, *Athyris pectinifera* Sow., Bryozoen (*Fenestella sp.*), solitäre Korallen etc.

Vor allem vertreten sind die Productiden, deren Schalen in einzelnen Niveaux in echten Lumachellen angereichert sind, in denen auffallenderweise die Spiriferiden stark zurücktreten. Das Gestein zeigt lithologisch grosse Ähnlichkeit mit den Brachiopodenbreccien des Productuskalkes s. str. von Wollaston Forland. Auch machen sich hier wie dort schon deutliche Anklänge an die Gesteinstypen der »Roten Serie« geltend (Partien von rötlichbraunem Kalksandstein im Productuskalk).

Einige Horizonte sind ausschliesslich aus Bryozoen aufgebaut.

1090 m

8. 7—8 m rötliche und gelbe, rau anwitternde, gebankte Kalksandsteine mit kleinen Productiden (*P. konincki* DE VERN., *P. cf. cancriniformis* TSCHERN. usw.), grossen Spiriferiden (*Sp. ravana* DIENER, *Sp. cameratus* MORT. etc.), Bryozoen und Korallen. Die grossen Productusformen des tieferen Productuskalkes s. str. nur vereinzelt oder ganz fehlend.
- 8a. 25 m plattig-schiefrige, rötlichgrau anwitternde Kalksandsteine, im frischen Bruch hellgrau oder weisslich gefärbt. Lithologisch zusammen mit Nr. 8 sehr ähnlich wie die Schichten der »Roten Serie« in Wollaston Forland. Enthalten zahlreiche Spiriferiden (»Spiriferensandstein«) sowie kleine Productiden (*P. konincki* DE VERN., *P. cf. cancriniformis* TSCHERN. etc.), *Streptorhynchus* sp., *Athyris pectinifera* Sow., ?*Aviculopecten* sp., Bryozoen, Korallen usw. Darin 3 Horizonte von bräunlichem, kompaktem Productuskalk s. str. (vor allem grosse Productiden enthaltend).

In einer Höhe von 1130 m wird das Permprofil von Deckenbasalten abgeschnitten.

Die stratigraphischen Verhältnisse des Perm am Korallbjærg stimmen somit noch gut mit den Profilen f) und g) überein: Die Mächtigkeit der Kalkdolomitserie (Nr. 1 bis 6.) beträgt hier etwa 100 m (wie auch in Profil f)). Auch am Korallbjærg stellt die Hauptmasse der Kalkdolomite ein Riff dar, das nach oben hin allmählich in geschichtete Kalke und Dolomite mit einer Zechsteinfauna übergeht. Die hangenden Schichten (in einer Mächtigkeit von ungefähr 30—40 m) mit den eingelagerten Bänken von Productuskalk s. str. sind teilweise mit der dem Martiniakalk der südlichen Clavering Ø äquivalenten Serie in den Profilen f) und g) zu vergleichen, andererseits jedoch mit der »Roten Serie« des benachbarten Wollaston Forlandes. In dieser Beziehung kommt also dieser obersten Schichtserie am Korallbjærg eine vermittelnde Stellung zu zwischen der Clavering Ø und dem grossen jungpalaeozoischen Festlande »Eskimonia« im Norden.

k) Profil im Dolomitdal (»Kontaktravine«) (vgl. Karte Fig. 1 und Fig. 9 a).

Als Kontaktravine bezeichneten A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH die kleine Seitenrunse, die sich von dem basaltbedeckten Plateau zwischen Djævlekløften und Dolomitdal (Troidmarkerne) hinab-

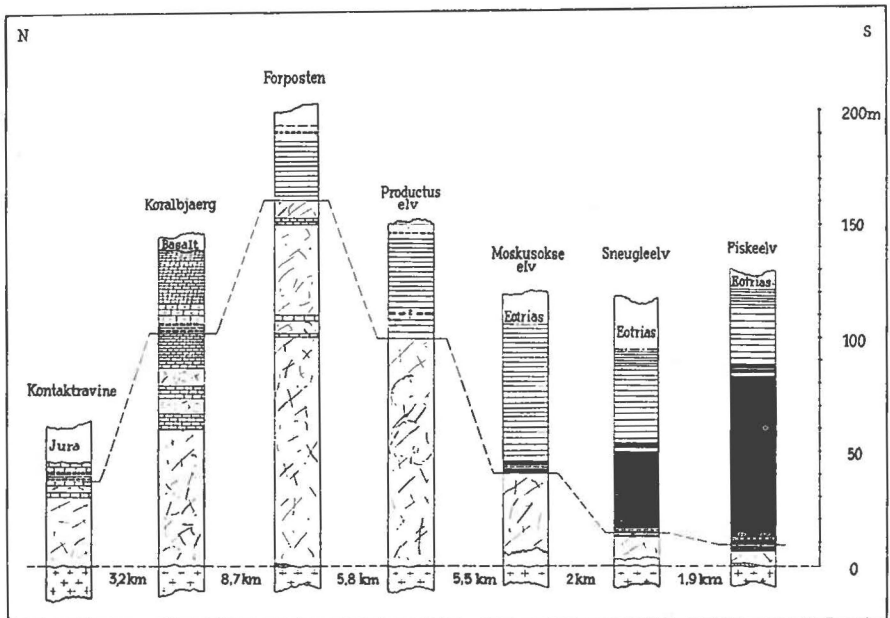


Fig. 9 a. Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse des Perm auf der Clavinging Ø.
(Aufnahmen 1936/37)

zieht und in ungefähr 300 m Höhe ü. M. in letzteres einmündet (NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH 1932).

Links, d. h. südwestlich von der Kontaktravine habe ich im Sommer 1937 folgendes Profil beobachtet:

1. Kaledonisches Kristallin.

300 m

2. 25—30 m porös anwitternder Kalkdolomit, heterogen und feinbrecciös.
3. 2 m schiefriger, grauer, homogener Kalkdolomit von grauem, zuckerigem Bruch.
4. 3 m brecciöser Dolomit (wie 2.).
5. 1—2 m dünngeschichteter dolomitischer Kalk (wie 3.).
6. 3—4 m Productuskalk s. str. Organogene Kalkbänke von je 0,1 m Mächtigkeit (Lumachellenfazies). Gewöhnliche Productuskalkfauna, Horizonte mit Korallen und Bryozoenkolonien.
7. 4 m gelblich-rauh anwitternder Kalk mit Spiriferiden, vereinzelt grossen Productiden (*Pr. timanicus* STUCK., *P. porrectus* KUT. etc.), *Athyris pectinifera* Sow. usw.

Diese ungefähr 45 m mächtige Permserie wird unmittelbar von den transgredierenden Jurasedimenten (Callovien-Argovien) überlagert.

Die von A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH (1932) angegebene Aueinanderfolge von Dolomit-Brachiopodenkalk und wieder Dolomit beruht auf unrichtiger Beobachtung. Wohl steht topographisch

ein wenig höher ein kleiner Dolomitstock an, der jedoch bei Berücksichtigung der gut sichtbaren Lagerungsverhältnisse (leichtes Südfallen) einwandfrei mit dem liegenden Kalkdolomit (Nr. 2. bis 5.) stratigraphisch zu verbinden ist.

Von P. 990 (vgl. Tafel III. Fig. B) citiert G. SÄVE-SÖDERBERGH (loc. cit.) folgende Zechsteinf fauna (Schutt):

Productus horridus Sow.
Streptorhynchus sp.
Athyris pectinifera Sow.
Dielasma sp.
Schizodus obscurus Sow.
Korallen.

Aus dem Tal zwischen P. 516 und Djævlekløften werden aus einem losen Block erwähnt

Schizodus obscurus Sow.
Pseudomonotis sp.
Pleurophorus sp.
Brachiopoden.

2. Wollaston Forland.

Permische Schichten finden sich in Wollaston Forland aufgeschlossen an der Südwestküste (Young Sund) und dann als einzelnes Vorkommen am Permpasset (Übergang vom Blæsedalen zu den Canyon dalene). Weiter östlich sind die praekretazischen Sedimente infolge der tektonischen Schollenstruktur abgesunken und unter dem transgredierenden Jungneocom verborgen, während weiter gegen Norden zu die permischen Ablagerungen primär fehlen.

Es ist schon früher erwähnt worden, dass im nördlichen Wollaston Forland und auf der Kuhn Ø überall direkt jurassische oder kretazische Schichten über eine palaeozoisch-altmesozoische Rumpffläche transgredieren (KOCH 1929, 1935, FREBOLD 1932 b, MAYNC 1939 a, 1939 b), und dass sich im Spätpalaeozoikum das Festland »Eskimonia« von dieser Region bis weit nach Norden hin erstreckt hat (MAYNC 1939 a, 1939 b). Weder von Hochstetter Forland, Koldewey Ø, noch Germania Land (Danmarks Havn) kennt man jungpalaeozoische oder eomesozoische Ablagerungen, überall werden flache, eingeebnete Rumpffgebiete aus kaledonischem Kristallin unmittelbar von Jura (Callovien-Argovien) oder Kreide (Valanginien, Aptien-Albien) überdeckt. Erst viel weiter nördlich, auf Holms Land, Amdrups Land, ferner im Bereiche der Nordostrundungen und in Nordgrönland (Peary Land) sind dann wieder permische Bildungen in grosser Mächtigkeit bekannt (GRÖNWALL 1917, KOCH 1929).

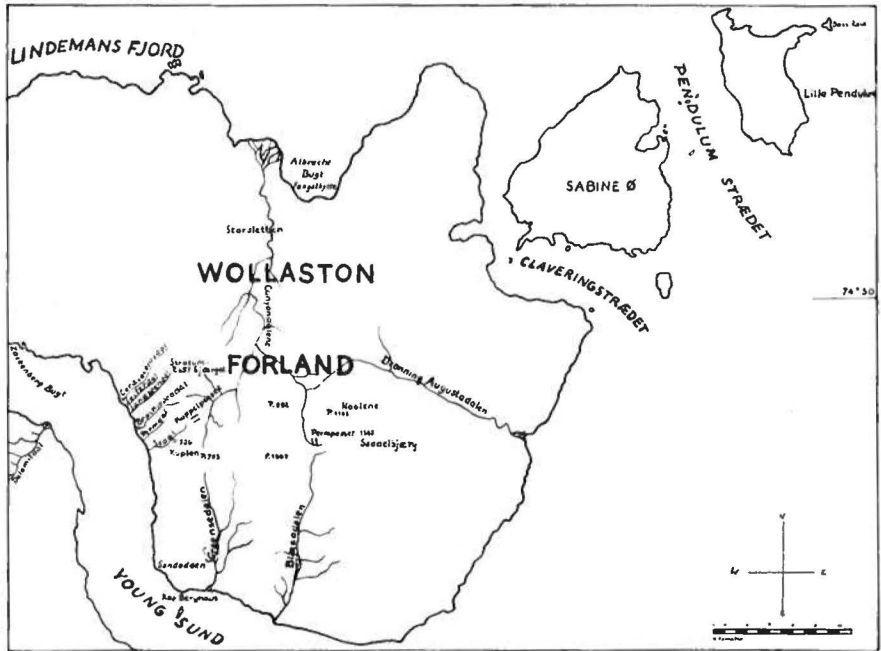


Fig. 10. Karte von Wollaston Forland.

Für das primäre Fehlen permischer Sedimente im Bereiche des Festlandes »Eskimonia« nördlich von Wollaston Forland können folgende Argumente geltend gemacht werden:

- (a) Im Falle einer ehemaligen Ablagerung permischer Schichten in diesem grossen Areal müssten doch irgendwo solche Relikte aufgefunden werden. Auch die jurassischen Ablagerungen sind ja z. B. lokal ganz abgetragen worden vor jüngeren Transgressionen, sind jedoch anderswo erhalten geblieben, wenn oft auch nur als Relikte von geringer Mächtigkeit (MAYNC 1938, 1939b).
- (b) Nirgends in der Region von »Eskimonia« sind unter den Geröllkomponenten der mesozoischen Konglomerate permische Gesteine vertreten (nur kaledonische Bruchstücke). In Gebieten, wo jungpalaeozoische Schichten jedoch abgelagert wurden, sind Fragmente und Gerölle dieser Bildungen durchwegs in diesen jurassischen Klastica vertreten.

a) Profil im Sandstendal (vgl. Karte Fig. 10, Profil Fig. 11 a). Als Sandstendal¹⁾ ist das flache Tal zwischen Skiferdal und Brachiopoddal bezeichnet worden (FREBOLD 1932b).

¹⁾ Von A. ROSENKRANTZ als »Karbonelv« bezeichnet (ROSENKRANTZ 1932).

Die Schichten fallen hier (wie überall an der Südwestküste von Wollaston Forland) mit 10—20° SW gegen den Young Sund ein. Infolgedessen finden sich die jüngsten (jurassischen) Schichtglieder in der Nähe der Küste, erst weiter landeinwärts stehen die transgressiv auf dem Kaledonikum liegenden permischen Bildungen an.

Über den denudierten Granatgneisen der abtauchenden Scholle der Kuplen (P. 506) folgt etwa 12 m mächtiger, hellgrauer Kalkdolomit, dessen Struktur meistens autigen-brecciös ist (Aufbereitungszone)¹⁾. Derselbe wird überlagert von grünlich-grauem Productuskalk s. str., der ganz den Charakter einer Lumachelle besitzt, in welcher Unmassen von zusammengeschwemmten Brachiopodenschalen akkumuliert worden sind. Besonders häufig finden sich darunter grosse Productiden der Gruppe *timanicus-horridus*, sowie *Pr. porrectus* KUTORGA, *Pr. weyprechtii* TOULA usw., *Streptorhynchus kempei* AND. etc. Der Productuskalk s. str. ist hier ausserordentlich reich an Korallen, die nicht nur auf einzelne Niveaux beschränkt sind, und die ein spezifisches Merkmal für den Productuskalk in diesem Profil abgeben. Ausserdem finden sich Horizonte mit reichen Bryozoenkolonien. Etwa 3 m über der Basis des Productuskalkes s. str. schalten sich dünne Lagen (0,2 m) von hellgrauem, rauh-sandigem Kalk ein, der meistens keine Fossilien mehr enthält und lithologisch an den *Martinia*-Komplex der Clavering Ø erinnert (nördliche Profile). Nach oben gehen diese geringmächtigen Schichten wieder in typischen Productuskalk s. str. über, dessen ganze Mächtigkeit etwa 5—6 m betragen mag.

In den obersten Bänken des Productuskalkes macht sich eine auffallende Rotfärbung²⁾ bemerkbar, wodurch der Übergang in bunte (gelblich-grüne und rote), feinkörnige Kalksandsteine angedeutet wird. Letztere sind der sog. »Roten Serie« im Permdal (Seite 47 ff.) gleichzustellen. Diese bunten Schichten sind hier im Sandstendal noch in einer Mächtigkeit von 2—3 m erhalten und führen eine dem Productuskalk s. str. entsprechende Fauna (*Productus konincki* DE VERN. etc., *Spirifer ravana* DIENER, Korallen usw.).

b) Profil im Brachiopoddal (vgl. Profil Fig. 12, Fig. 11 a).

Als Brachiopoddal³⁾ wird das südlich des Stratumbjærges (P. 657) gelegene Tal bezeichnet (auf der topographischen Karte des Geodätischen Institutes Kopenhagen 1938 irrtümlicherweise als Permdal angegeben).

¹⁾ Inmitten des hellgrauen, knolligen Permdolomites im Skiferdal konnten lokal echte polygene Konglomeratpartien festgestellt werden, in denen sich bis faustgrosse Granit- und Quarzitzerölle vorfinden.

²⁾ Eine »rote Lehmzone« zwischen Dolomit und den jurassischen Bildungen wird auch von A. ROSENKRANTZ erwähnt (ROSENKRANTZ 1932).

³⁾ Namengebung von H. FREBOLD (FREBOLD 1932 b). Dasselbe Tal ist von A. ROSENKRANTZ als »Breccie-Elv« erwähnt worden (ROSENKRANTZ 1932).



Fig. 11. Die basalen Permsedimente im Brachiopoddal (Wollaston Forland). (Fot. A. VISCHER) Die Nummern (1) und (2) beziehen sich auf das stratigraphische Profil Fig. 12. K = Kaledonisches Kristallin.

Schon A. ROSENKRANTZ und H. FREBOLD haben das Vorkommen permischer Ablagerungen hier kurz beschrieben (ROSENKRANTZ 1932, FREBOLD 1932b).

Folgt man dem Flussbette aufwärts, so gelangt man in ungefähr 70 m Meereshöhe zum schön aufgeschlossenen Kontakt von kaledonischem Kristallin und Permdolomit (Fig. 11).

Unmittelbar an der Dolomitbasis finden sich etwa 3 m mächtige, hellgraue und plattige, glatt brechende Kalkdolomite (1), welche leicht verbogen sind und direkt dem Kristallin aufliegen (Fallen ca. 20° W). In diesen dunkel anwitternden Schichten, die übrigens lokal einen ziemlich grossen Muskovitgehalt aufweisen, konnten einige Korallen gefunden werden¹⁾. Aus den entsprechenden Basisdolomiten im sog. Isdal (südlich des Permdalen) erwähnt auch H. FREBOLD (loc. cit.) einzelne Korallen (*Cyathophyllum sp.*).

Über diesen dolomitischen Plattenkalken folgt mit scharfer Grenze massiger, knolliger Kalkdolomit (2) in einer Mächtigkeit von etwa 25—30 m. Dieser rezifale Komplex ist sehr heterogener Struktur, und autigene Breccien- und Knollenpartien sind darin sehr häufig. Sehr zahlreich finden sich aufgearbeitete Schichtpakete des basalen, plattigen Kalkdolomites im erhaltenen Schichtverband und in willkürlicher Stel-

¹⁾ Aus denselben Schichten erwähnt A. ROSENKRANTZ (1932) einen Gastropoden (Pleurotomariide).

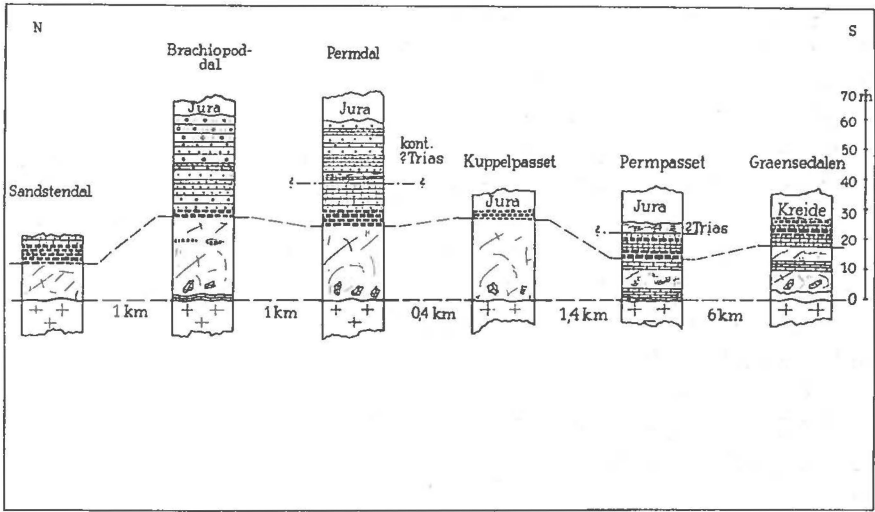


Fig. 11 a. Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse des Perm im Wollaston Forland. (Aufnahmen Sommer 1937)

lung eingebettet im Knollendolomit. Auch Trümmerkomplexe von gelbbraunem, mürbem Dolomit sind darin zu beobachten. In den tieferen Partien dieses Riffgesteins konnten ausser seltenen Schalenbruchstücken von Productiden Bryozoen und Korallen gefunden werden.

Nach oben hin macht sich die Annäherung des Kalkdolomites an den Productuskalk s. str. bemerkbar, indem in hellgrauem, rauhem Kalk Nester und dünne Lagen mit den Schalenbreccien des Productuskalkes s. str. (3a) auftreten. Häufig kommen auch dunkle, harte Bryozoenkalk innerhalb von weisslichen, mehlig brechenden Kalkdolomiten vor. In schlierigen, mürben, rosa gefärbten Partien finden sich ebenfalls zuweilen Korallen.

Der dolomitische Riffkalk wird überlagert von etwa 3 m mächtigem Productuskalk s. str. (3), der wie überall in Wollaston Forland als Lumachelle entwickelt ist, an deren Aufbau vor allem grosse Productiden und Spiriferiden beteiligt sind.

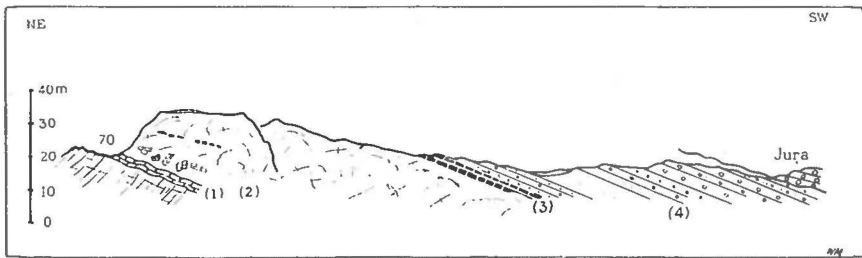


Fig. 12. Permprofil im Brachiopoddal (aufgenommen im Sommer 1937).

Im Hangenden des Productuskalkes s. str. wurden etwa 30 m mächtige, rötliche und braune, grobkörnige Sandsteine mit Konglomeratzonen (4) festgestellt (Gerölle von rosa Feldspäten und Quarziten). Im Bruch sind diese Klastica limonitreich. Lokal treten auch lila und rötlich gefärbte Arkosen auf. Es ist anzunehmen, dass dieser Komplex der »Roten Serie« zuzurechnen ist, wofür vor allem die stratigraphische Position und die bunte Fazies sprechen (vgl. die Profile am Permpasset Seite 52 ff., im Permdal Seite 47 ff.). Es ist allerdings auch nicht ausgeschlossen, dass es sich teilweise schon um mesozoische Klastica handelt, ein sicherer Entscheid war aber infolge der mächtigen Schuttmassen und der dicken Vegetationsdecke nicht abzugeben.

Höher transgredieren dann gelbe und braune Konglomerate und Sandsteine mit *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. etc. des Callovien-Govien schwach diskordant über die permischen Bildungen.

c) Profil im Permdal (vgl. Karte Fig. 10, Profil Fig. 13, Fig. 11 a.).

Hier in diesem kleinen Bacheinschnitt zwischen Brachiopoddal und Isdal (Kuppelpasset), der von H. FREBOLD als Permdal bezeichnet worden ist (FREBOLD 1932b), habe ich im Sommer 1937 das folgende Profil beobachten können.

In einer Höhe von etwa 100 m wird das Kristallin der Kuplen (P. 506) von Permdolomit (1) überlagert, der als helle Steilstufe im Gelände gleich auffällt. Das Gestein wittert hellgrau oder etwas gelblich an und ist fast ausschliesslich heterogen-brecciös struiert. Auch hier sind ausser den aufgewirbelten und sogleich wieder sedimentierten, monogenen Breccienbestandteilen Trümmer des hellgrauen, geschichteten Plattenkalkes und -dolomites vorhanden, der anderswo die eigentliche Perm-basis darstellt (Profil im Brachiopoddal). Des weiteren fallen löcherige Rauhackenzonen auf (Zellendolomite).

Über dem ungefähr 25 m mächtigen Kalkdolomit folgen in einer Mächtigkeit von 5 m die Bänke des graublauen Productuskalkes s. str. (2), der wieder in der charakteristischen Lumachellenfazies ausgebildet ist. Infolge von Brandung und Wellenschlag bei der Sedimentation dieser Schalenbreccien (postmortale Fossilkonzentrationen) sind auch die meisten Brachiopoden beschädigt und teilweise auch etwas abgerollt. Vor allem sind wiederum grosse Productiden, Spiriferiden und Strophomeniden (*Streptorhynchus kempei* AND., *Derbya aff. grandis* WAAGEN) in diesen Bänken angehäuft. Auch *Productus konincki* DE VERN. kommt vor. Die Behauptung H. FREBOLDS, »dass Bryozoen, Korallen und Crinoiden entweder ganz fehlen oder doch ganz in den Hintergrund treten« (FREBOLD 1932b, pag. 14), ist unzutreffend. Gerade hier sind Korallen und Bryozoen besonders typisch für den Productuskalk s. str.

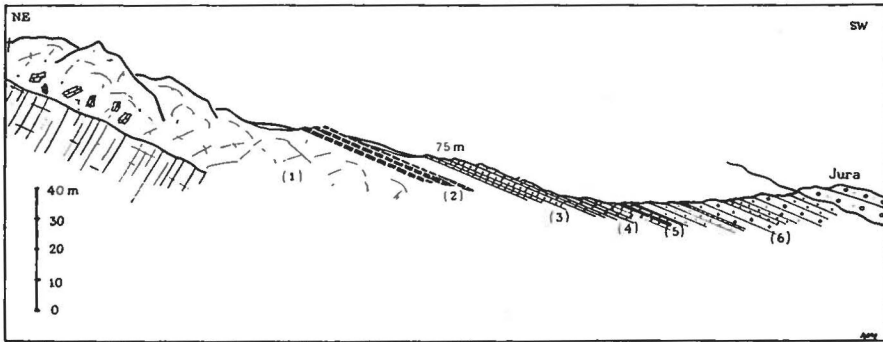


Fig. 13. Permprofil im Permdal.

In einer Höhe von etwa 75 m, also am Fusse der morphologisch hervortretenden Dolomitstufe, sind nun die bunten Schichten anstehend, die H. FREBOLD als »Rote Serie« bezeichnet hat (FREBOLD 1932b). Leider lag zur Zeit meiner Profilaufnahmen in diesem Gebiet noch viel Winterschnee, so dass die tieferen Teile der »Roten Serie«, die sog. »Belleophon-Zone« H. FREBOLDS, nicht der Beobachtung zugänglich waren.

Direkt unterhalb des Schneefeldes, das am Fusse der Dolomitstufe lag, fanden sich gelbrötliche, feinkörnige Kalksandsteine (3) von dünnplattiger Textur, in denen ich ausser *Schizodus obscurus* Sow. u. a. Species, *Leda* sp., *Aviculopecten* sp. usw. auch zahlreiche Brachiopoden der Productuskalkfauna finden konnte, u. a. Formen wie *Productus weyprechtii* TOULA, *Pr. konincki* DE VERN., *Pr. cf. cancriniformis* TSCHERN. etc., *Spirifer cameratus* MORT. usw. (MAYNC 1939b). Es würde sich hier somit um die »Schizodus-Zone« H. FREBOLDS handeln, die aber entgegen der Behauptung dieses Autors, dass die Fauna der »Roten Serie« eine ganz abweichende sei von der Productuskalkfauna, viele Formen mit der letztgenannten gemein hat.

Nach wenigen m schon fehlen Fossilien gänzlich, die rotbraune Färbung wird intensiver, und die Korngrösse der gelbbraunen Sandsteine nimmt allmählich zu (4). Das Gestein ist im Handstück nicht zu unterscheiden von den rotgrauen Sandsteinen, die am Permpasset (Seite 52) mit dem Productuskalk s. str. wechsellagern und dort zahlreiche Brachiopoden führen (vor allem *Spirifer ravana* DIENER, *Sp. cameratus* MORT. etc.). Gleiche Schichten kommen übrigens auch im Grænседalen (Seite 50) zusammen mit dem Productuskalk s. str. vor und ähnliche auf der Clavering Ø (z. B. im Profil des Koralbjaerg Seite 37 ff., Nr. 8 und 8a). Der von H. FREBOLD postulierte Hiatus zwischen Productuskalk s. str. und Roter Serie (1932b) ist auf Grund der angeführten Tatsachen ganz unhaltbar. Nach etwa 6 m schalten sich weiche, intensiv rote, tonige Mergel und knollig-schlierige, weinrote Kalke ein (5), die 3—5 m mächtig sein mögen und dann übergehen in gelbbraune oder

leicht rötliche Kalksandsteine (6). Teilweise sind dieselben plattig oder schiefrig ausgebildet, teils jedoch dickbankig und wulstig. Nicht selten sind dann Fährten und Kriechspuren zu beobachten.

Die ganze Mächtigkeit der Roten Serie inklusive der oberen, sterilen Teile dürfte nicht mehr als etwa 40-50 m betragen, also bedeutend weniger als H. F**R**EBOLD angenommen hat.

In einer Höhe von 45 m wird das Permprofil von den transgredierenden Konglomeraten und Sandsteinen des Callovien-Argovien abgeschnitten.

Die Frage, ob die obersten Schichten der Roten Serie (Nr. 5 und 6) schon als postpermisch anzusprechen sind, muss vorderhand offen gelassen werden, da ohne palaeontologische Daten ein sicherer Entscheid nicht gefällt werden kann. Der Verfasser hat schon dargelegt, dass es sich möglicherweise um kontinentale Trias handeln kann (MAYNC 1939b) und diese Schichten vielleicht mit der »Cape Biot Formation« L. KOCH 1927 oder der oberen »Klitdal Formation« A. ROSENKRANTZ (»Red Marls Member«) der Scoresbysund-Region verglichen werden können. Wie jedoch weiter unten noch ausgeführt werden soll, kann es sich auch um eine terrigene Permfazies handeln, wie sie z. B. die sog. »Tartarische Stufe« Russlands repräsentiert. Auf jeden Fall sind die Schichten Nr. 5 des Profils im Permdal denjenigen des Permprofiles am Permpasset (Horizont Nr. 8) gleichzustellen, so dass die Zuweisung des einen Niveau in die kontinentale Trias ein gleiches Alter für das andere verlangt.

d) Profil am Kuppelpasset (vgl. Karte Fig. 10, Fig. 11 a.).

Als Kuppelpasset wird von den dänischen Jägern der Station Sandodden der Passübergang bezeichnet, der vom Isdal (nordwestlich der Kuplen, P. 506) in die Storsletten hinüberführt, und der oft für Schlittenreisen nach der Kuhn Ø benutzt wird.

Steigt man vom Young Sund über die Passhöhe des Kuppelpasset, so kann man in etwa 170 m Höhe die Auflagerung der permischen Riffbildungen auf dem kaledonischen Kristallin beobachten.

An der Permbasis findet sich wie gewohnt ein weissgrauer, grobknolliger Kalkdolomit von inhomogener Struktur, der oft stark rekristallisiert ist. Neben autigenen Breccienhorizonten fallen bröcklige Zonen mit Gipsschlieren auf. Auch enthält das Gestein zuweilen Fragmente eines dunklen, dichten Kalkdolomites (vgl. auch die Profile b) und c) Seite 43 ff.). In den obersten Partien des hellen, heterogenen Dolomites, der eine Mächtigkeit von 25—30 m erreicht, macht sich eine deutliche Rotfärbung geltend, die dann noch ausgesprochener im hangenden Productuskalk s. str. zu konstatieren ist.



Fig. 14. Der Permaufschluss im Grænsedal. (K = Kristallin, A = Aptien-Albien, die Nummern beziehen sich auf das stratigraphische Profil auf Seite 50, f = Verwerfung). Gesehen von SW. (Fot. A. VISCHER).

Der Productuskalk s. str. ist in seiner üblichen Strandfazies (Brachiopodenpflaster) entwickelt. Auffallend ist hier das zonenweise Auftreten der zusammengeschwemmten Fossilien, und zwischen solchen Schalenrümmern kann das Gestein fossilreicher sein. In diesem Profil kann auch der Productuskalk s. str. inhomogen sein, d. h. gewisse Partien darin sind sekundär aufgelockert und dann von neuem sedimentiert worden, wodurch sich knolligere Partien gebildet haben, die von feinschlierigem Kalkmaterial umsäumt werden. In höheren Teilen des Productuskalkes s. str. tritt — wie schon erwähnt — eine rostige Färbung auf, welche Landnähe und dadurch bedingte Abtragungsphänomene während der Sedimentation des Productuskalkes s. str. anzeigt.

Die Rote Serie ist hier nicht vorhanden, sondern der siderolithisch infiltrierte, 2—3 m mächtige Productuskalk s. str. wird direkt von der transgredierenden Juraserie (Callovien-Argovien) überlagert.

e) Profil im Grænsedal (vgl. Karte Fig. 10, Profil Fig. 15, Fig. 14).

In der Umgebung des Grænsedal (das südlich von P. 703 liegt und wenig östlich von Kap Berghaus in den Young Sund einmündet) wurden »oberkarbonische« Ablagerungen anlässlich der dänischen Expedition in 1929 aufgefunden (ROSENKRANTZ 1930), und im folgenden Frühjahr beobachtete R. BØGVAD lose Blöcke von Productuskalk.

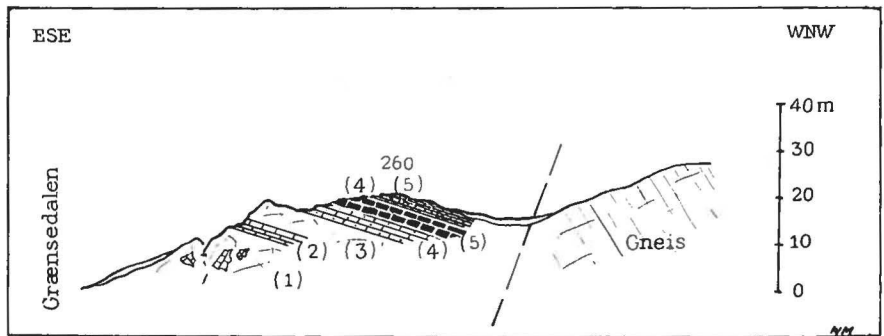


Fig. 15. Permprofil im Grønsedalalen (aufgenommen am 22. Juni 1937).

Im Sommer 1937 habe ich hier im Grønsedalalen Folgendes feststellen können:

Die kaledonischen Gneise des »Kuplen-Kristallins« werden in etwa 240 m Höhe von den 20° WNW fallenden Permsedimenten überlagert (der direkte Kontakt ist verschüttet).

An der Basis findet sich der bekannte brecciös-knollige Kalkdolomit von grauer oder gelblicher Farbe (1), der zahlreiche eckige Bruchstücke von graubraunem Dolomit enthält, die meistens aus der leichter verwitternden, grauweissen Kalkdolomitmasse herausragen. Eigentümlich sind für den Kalkdolomit hier ausserdem Spaltenfüllungen und Sekretionen von bläulichem, opalartigen Quarz. Wie in den meisten anderen Profilen sind autigene Dolomitreccien weit verbreitet. Etwa 6 m über der Permbasis schalten sich graubraune, homogene Bänke ein vom Typus des liegenden, aufgearbeiteten Kalkdolomites (2), die sich durch ihre vorzügliche Schichtung (Platten von 0,2 bis 0,4 m Mächtigkeit) auszeichnen und die etwa 3 m mächtig sind. Dieselben werden wiederum überlagert von etwa 5 m massigem Brecciendolomit (3). Fossilien konnten im Dolomitkomplex nicht gefunden werden.

Über dem letzteren folgen nun 3—4 m mächtige, rau anwitternde Schichten von gebanktem oder schiefrigem, etwas sandigem Kalk (4), der petrographisch grosse Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Roten Serie besitzt. Jedoch ist in einzelnen Handstücken durchaus auch ein Vergleich mit dem Martinia-Komplex der nordöstlichen Clavinger Ø möglich, z. B. etwa mit den Schichten Nr. 2 in Profil f) Seite 32, Nr. 8 in Profil i) Seite 38. Der Reichtum an Bryozoen und Korallen ist für diesen Horizont spezifisch, der sich ausserdem durch eine individuenreiche Fauna kleiner Productiden auszeichnet (*Pr. konincki* DE VERN., *Pr. cf. cancriniformis* TSCHERN., *Pr. weyprechtii* TOULA usw.).

Darüber folgen nun Bänke von Productuskalk s. str. (5) mit postmortal zusammengeschwemmten Brachiopoden, die sehr dicht aufeinander gepackt und vielfach zerbrochen sind (Mächtigkeit ca. 4—5 m).

Der dickbankige Kalk unterscheidet sich durch seinen Reichtum an grossen Productiden (*ex gr. timanicus-horridus*, *Pr. porrectus* KUT. etc.) und seine graublaue Farbe gut von den liegenden, hellen Schichten, die übrigens etwas höher innerhalb des Productuskalkes s. str. nochmals auftreten, wieder mit vielen Bryozoen und Korallen. Neben den eben genannten grossen Productiden finden sich im Productuskalk s. str. noch *Productus humboldti* D'ORB., *Streptorhynchus kempei* AND., *Spirifer ravana* DIENER, *Sp. cameratus* MORT. usf. In den obersten Partien ist der Productuskalk s. str. häufig rötlich gefärbt und enthält nur noch Fossiltrümmer. Infolge der Transgression des Aptien-Albien sind seine höchsten Lagen aufgearbeitet, enthalten Schlieren von Quarz- und Glaukonitkörnern und werden von graugelben Konglomeraten und Sandsteinen und Tonschiefern mit Sideritkonkretionen überlagert.

f) Profil am Permpasset (vgl. Karte Fig. 10, Profil Fig. 16, Ansichtsskizze Tafel IV.).

Zwischen den mächtigen Basaltgipfeln im inneren Wollaston Forland (Naalene P. 1142, Sadelbjærg P. 1147 und den Gipfeln 992 und 1008) tritt bei der Passlücke, die von uns Permpasset genannt worden ist (Übergang ins Blæsedalen), eine Schollenkante von kaledonischem Kristallin zutage (vgl. A. VISCHER).

Diese kristallinen Gesteine werden in 400 m Höhe transgressiv von den permischen Schichten überlagert (Fallen 16° W).

An der Basis kann lokal eine geringmächtige dolomitische Breccie mit Kristallinbrocken (1) beobachtet werden, meistens aber folgen unmittelbar über dem Kaledonikum 3—4 m eines plattigbankigen, grauen, kristallinen Kalkdolomites (2), der lithologisch den Schichten Nr. 1 im Brachiopoddal und den Schichten Nr. 2 im Grænsedalen entspricht. In diesem sind zuweilen höckerig anwitternde Zonen zu konstatieren, in denen sich aufgearbeitete Dolomitpartien und sogar Quarzkörner finden. Ausserdem können dünne Horizonte mit

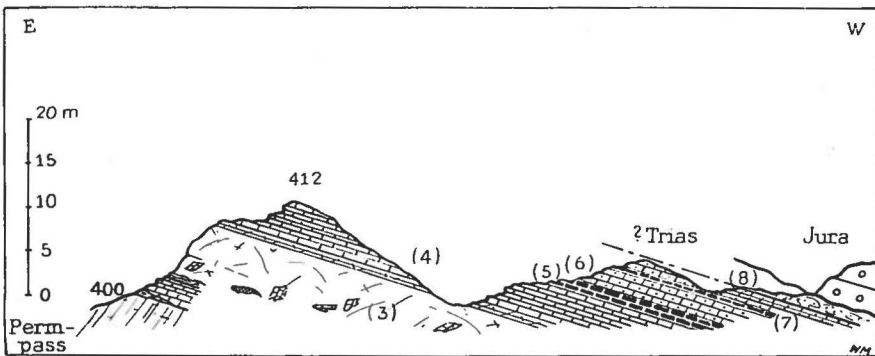


Fig. 16. Permprofil am Permpasset (aufgenommen am 16. Juni 1937).

zerbrochenen Fossilien auftreten (*Productus weyprechtii* TOULA u. a., *Spirifer* sp., kleine Muscheln etc.). Die obersten 50 cm sind etwas schief-
rig ausgebildet, leicht verbogen und wittern bräunlich an.

Über dem plattigen Kalkdolomit folgt dann, eine etwa 6 m mächtige Steilstufe bildend, ein heller, knolliger Kalkdolomit (3), der neben Fragmenten des liegenden Plattengesteins noch schlierig-kreidige Gipsknauer enthält. Meistens ist das Gestein grau oder gelblich gefärbt, zuweilen aber nimmt es eine rosa Färbung an, besonders in den obersten 50 cm. Ein intensiv rosa gefärbtes, rauhes Dolomitgestein leitet dann in etwa 4 m mächtige, plattige Kalkdolomite (4) von grauem Bruch über, die lithologisch identisch sind mit denjenigen an der Basis der Permserie (2). Beim Zerschlagen zerfällt das zuckerig brechende Gestein zu weissem Gesteinsmehl. Wie in den basalen Plattenkalken und -dolomiten trifft man auch hier auf Brachiopodentrümmer. Nach oben hin wird die Textur dünnplattiger.

Darüber folgen 2 m mächtige Kalkbänke mit zahlreichen Brachiopoden (grosse Productiden, Spiriferen), der Productuskalk s. str. (5), und derselbe wird — wie im Gebiete des Young Sund — von gelbbraunen oder rötlichen, feinkörnigen, kalkigen Sandsteinen (6) überlagert, die petrographisch genau den Sedimenten der Roten Serie entsprechen. Seltener sind die Kalksandsteine gebleicht und bröcklig. Die Rote Serie ist in diesem Profil nur 5—6 m mächtig und führt sehr viele Brachiopoden, unter denen grosse Spiriferiden (bes. *Spirifer ravana* DIENER) häufig sind, so dass die Bezeichnung »Spiriferensandstein« unbedingt am Platze ist.

Innerhalb der Sandkalke der Roten Serie konnte ich wieder eine etwa 50 cm mächtige Bank von Productuskalk s. str. (7) beobachten (*Streptorhynchus kempei* AND., *Derbya* sp., *Linoproductus konincki* DE VERN., *Pr. ex gr. timanicus-horridus* usw., Korallen etc.).

Die obersten Bänke der Roten Serie weisen einen hellgrauen Bruch auf und führen noch zahlreiche Brachiopoden.

Als höchstes Schichtglied folgt nun eine etwa 3 m mächtige Zone von weinrotem bis braunrotem, brecciös-knolligem Kalk (8), der ziemlich sicher auf eine Festlandsperiode oder wenigstens auf unmittelbare Landnähe hindeutet. Ob dieser eisenoxydreiche Mergelkalk eventuell schon der kontinentalen Trias zuzurechnen ist oder noch zu den oberpermischen Ablagerungen gehört, kann nicht sicher entschieden werden (vgl. Seite 48). Darüber lagern grobe, rostige Konglomerate, Arkosen und Sandsteine und endlich Tonschiefer des transgredierenden Mesozoikums.

Die Mächtigkeit des ganzen Perm beträgt somit hier, d. h. in unmittelbarer Nähe des jungpalaeozoischen Landgebietes »Eskimonia«, noch etwa 25 m.

3. Hold-with-Hope.

Von der Nordseite von Hold-with-Hope, wo die permischen Ablagerungen allein aufgeschlossen sind, hat E. NIELSEN einige Profile gegeben (NIELSEN 1935). Ich habe diese Region nur kurz begangen, um dann später auf Grund eigener Anschauung Vergleiche mit meinem Arbeitsgebiete ziehen zu können. Ich verweise somit auf die oben genannte Arbeit und möchte hier nur ein Profil wiedergeben, das ich am 22. März 1938 am River 14 (östlich des Wordie Creek) aufgenommen habe (vgl. Karte Fig. 1).

a) Profil am River 14 (vgl. Profil Fig. 17).

Wie schon früher erwähnt worden ist (MAYNC 1939 a, 1939 b), schaltet sich im Areal südlich der Gael Hamkes Bugt zwischen Kaledonikum und Permdolomit eine mächtige Konglomeratserie ein, die bisher als devonisch oder karbonisch betrachtet worden ist (KOCH 1929, 1931, 1935, ROSENKRANTZ 1930 u. a.), die jedoch ins Perm gestellt werden muss, da sie nach oben hin allmählich in die dolomitischen Zechsteinbildungen übergeht (MAYNC 1939 b). Diese Permkonglomerate (1) treten längs der Nordküste von Hold-with-Hope (von Kap Stosch bis zum Blaaelv) morphologisch als imposante Steilwand hervor und steigen im Profil von River 14 (nordwestlich des Blaaelv) in ungefähr 130 m Höhe ü. M. aus Schutt und Schnee bis zu 230 m als senkrechte Wand auf, sind somit in einer Mächtigkeit von 100 m aufgeschlossen. Ihre absolute Mächtigkeit ist leider hier nicht anzugeben.

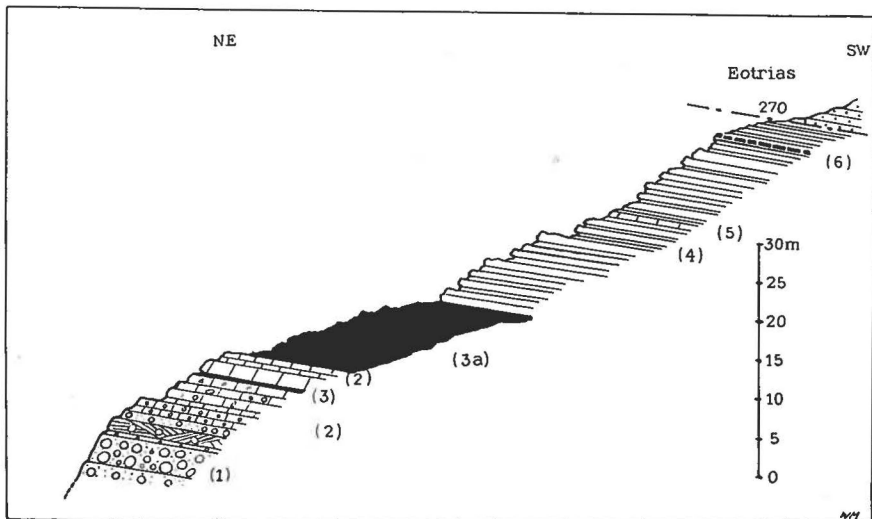


Fig. 17. Permprofil bei River 14 (Nordküste von Hold-will-Hope), aufgenommen am 22. März 1938.

Von 230 m an macht sich nun deutlich der Übergang in die hangenden Zechsteinbildungen bemerkbar. Die obersten Partien der Konglomerate zeigen eine helle, kalkigere Matrix zwischen den gerollten Kristallinkomponenten, während sich umgekehrt in den basalen Teilen des Kalkdolomites (2) noch bis eigrosse kaledonische Gerölle und lokal kleine Kohlenester vorfinden. Schliesslich überwiegt dann kalkig-dolomitisches Material, und es folgen (nach etwa 5 cm schiefrigem Kalkdolomit) 7 m eines hellgelben, dickbankigen Kalkdolomites (2), dessen Struktur oft autigen-brecciös ist, der aber textuell stark von dem massigen Riffdolomit z. B. der Clavinging Ø abweicht, indem er eben eine ausgeprägte Schichtung aufweist, die durch gebankte, sporadisch oolithische und teilweise sogar schiefrige Zonen noch unterstrichen wird. Immerhin muss auch hier mit primären Strömungen gerechnet werden, da in den einzelnen Kalkdolomitbänken zuweilen eine deutliche Mikrokreuzschichtung und kleine Stauchungen zu beobachten sind. Der Kalkdolomit wittert sehr oft staubig und gelb an, zeigt aber auch hier mannigfaltige Varietäten (graue oder rötliche Kalkdolomite, dunkle, heterogene Kalke etc.). Etwa 4 m über der Basis des Dolomites konnte eine 20 cm mächtige Zone von schwarzen, dünnblättrigen Schiefen (3) festgestellt werden.

Über dem etwa 7 m mächtigen Dolomitkomplex folgen 10 m schwarze, spröde, bituminöse Kalkschiefer mit zahlreichen harten Kalkbänken (3 a), die auf der Clavinging Ø besonders mächtig entwickelten Posidonomyenschichten¹⁾.

Die Posidonomyenschichten werden überlagert von typischem, grünlichgrauem Martiniakalk (4), dessen Fauna (abgesehen vom Fehlen der wichtigen Cephalopoden) mit derjenigen der Clavinging Ø übereinstimmt. Zahlreiche dünne Mergelzonen trennen die einzelnen Kalkbänke voneinander, so dass der Martiniakalk als schön geschichteter Komplex sofort im Gelände auffällt. Nach ca. 15 m tritt eine etwa 10 cm mächtige, rötliche, harte Kalkbank (5) auf, und noch höher trifft man auf den im Martiniakalk eingelagerten Productuskalk s. str. (6), der eine Mächtigkeit von 0,8 m besitzt und lithologisch gleich entwickelt ist wie in Wollaston Forland. Ausnahmsweise finden sich neben den grünlichen und grauen Brachiopodenkalken auch rötliche Varietäten. Die Fauna des Productuskalkes s. str. ist analog derjenigen von Wollaston Forland und der Clavinging Ø, besonders erwähnenswert ist vielleicht der grosse Reichtum an Bryozoen. Über dieser Brachiopodenbank (6) folgen dann noch etwa 4 m Martiniakalk, der ziemlich schiefrig ausgebildet ist und nur noch selten härtere Kalkbänke aufweist, ganz entsprechend wie in den Profilen der südlichen Clavinging Ø. Auch hier in

¹⁾ Aus diesen Posidonomyenschichten der Nordküste von Hold-with-Hope stammt die von H. ALDINGER bearbeitete Ganoidfischfauna des Zechsteins (ALDINGER 1937).

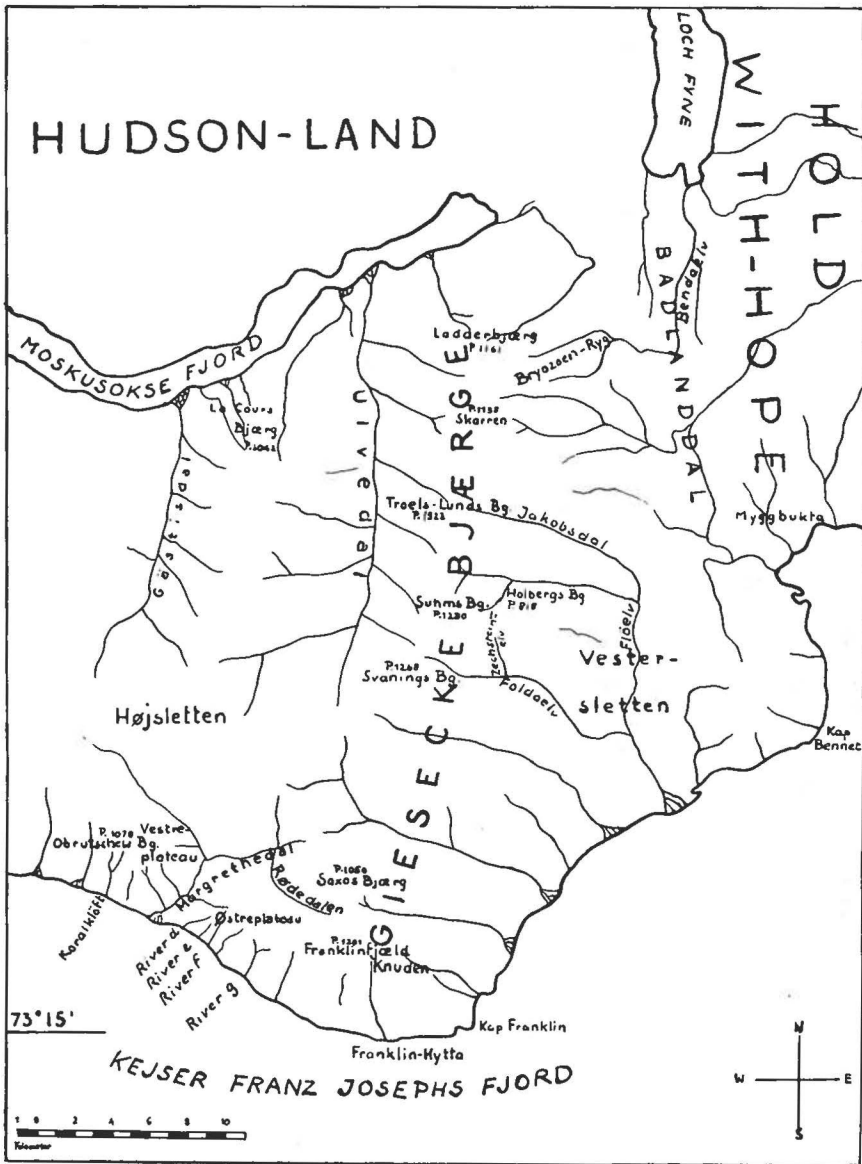


Fig. 18. Karte vom östlichen Gauss Halvo.

diesem Profil hat es den Anschein, als ob dieser mergelig-schiefrige Martiniakalk langsam in die glimmerreiche und sandige Glyptopliceras-Zone der Eotrias übergehen würde, indem unter Beibehalten der grünlichgrauen Gesteinsfarbe nur der Sandgehalt nach oben hin zunimmt (vgl. auch Seite 83).

Der ganze Martiniakalk erreicht in diesem Profil eine Mächtigkeit von 30 m.

4. Giesecke Bjærge (östliche Gauss Halvø).

Von der flachen Senke am Ende des Moskusoksefjordes (vgl. Karte Fig. 18) steigen unvermittelt die basaltgekrönten Giesecke Bjærge empor, die sich in annähernd nordsüdlicher Richtung bis nach Kap Franklin erstrecken. Nach den tektonischen Studien meines Gefährten A. VISCHER wird diese Bergkette mit ihren über tausend Meter hohen Gipfeln aus einer tektonischen Gross-Scholle aufgebaut, welche aus den kahlen Ebenen des Badlanddal und der Vestersletten steil aufsteigt (Verwerfungen), in den Giesecke Bjærge kulminiert und dann westlich allmählich abfällt bis zu der grossen Verwerfung gegen das Devon (Margrethedal-Gästisdal).

Der basale Sockel dieser wichtigen Scholle wird durch kaledonische Gesteine (Gneise und metamorphe Gesteine mit intrudierten Graniten) gebildet und tritt nur in den nördlichen Giesecke Bjærge zutage. Weiter nach Süden hin taucht dieses Kristallin unter die mächtigen devonischen Sedimente und Quarzporphyre des Kap Franklin-Gebietes (vgl. MAYNC 1939 b). Die permischen Ablagerungen transgredieren ausnahmslos über eine praepermische Rumpffläche.

Im Anschluss an die Perm-vorkommen an der Nordküste von Holdwith-Hope (vgl. KOCH 1931, NIELSEN 1935 u. a.), wo das oben gegebene Profil am River 14 aufgenommen worden ist (Seite 63), seien nun nachstehend zuerst die Permprofile der nördlichen Giesecke Bjærge (Ladder

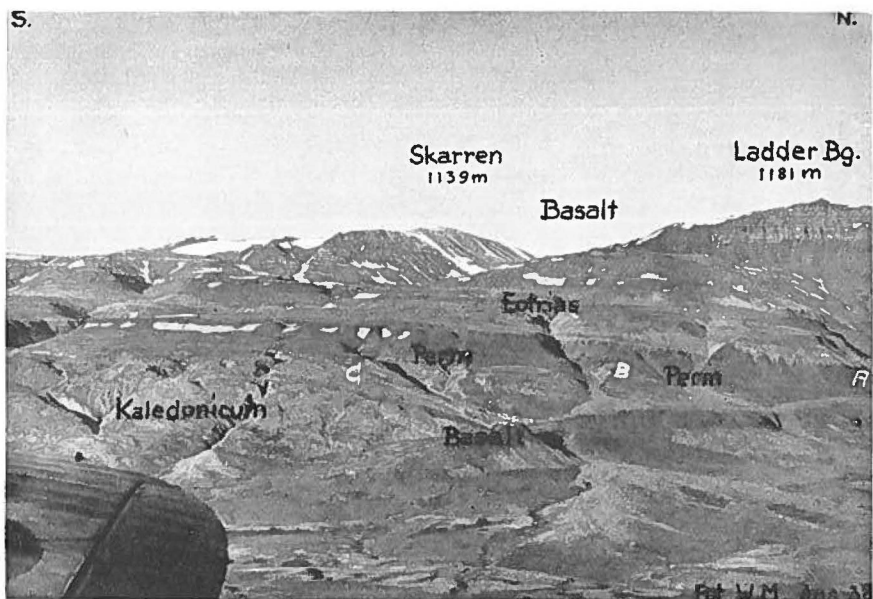


Fig. 19. Die stratigraphischen Verhältnisse an der Ostflanke des Ladder Bjærgs. (Fot. W. M.)

Bjærg P. 1181) beschrieben. Nachher folgt die Beschreibung der jeweils südlicheren Profile bis hinab nach Kap Franklin. Schliesslich werden dann die Profile westlich von Kap Franklin, des Margrethedalen und der Koralkløyten besprochen (vgl. Karte Fig. 18).

Wie in früheren Arbeiten dargelegt worden ist (MAYNC 1939 a, 1939 b), schalten sich in der Region südlich der Gael Hamkes Bugt (Hold-with-Hope) an der Permbasis Konglomerate und Sandsteine ein, die besonders im nördlichen Hold-with-Hope eine bedeutende Mächtigkeit besitzen (bis etwa 200 m). Es gelang mir, auf der Stilles Ø (südliche Finsch Øer in der Gael Hamkes Bugt) in diesen Konglomeraten einige schlecht erhaltene Brachiopoden aufzufinden, die möglicherweise zur Klärung der stratigraphischen Stellung der Permkonglomerate beitragen können.

Permprofile an der Ostflanke des Ladder Bjærgs.

Hier wurden im Frühling 1938 drei Profile aufgenommen, deren topographische Lage aus den Abbildungen (Fig. 19, Tafel V. Fig. A) in dieser Arbeit ersichtlich ist.

a) Profil im nördlichen Bendaelv (A) (vgl. Fig. 19, Tafel V. Fig. A, Profil Fig. 20).

Der kristalline (kaledonische) Sockel des Ladder Bjærgs wird in 250 m Höhe überlagert von den konglomeratischen Bänken des Perm (1), die als Steilstufen überall ausgezeichnet hervortreten.

In den untersten 10 m findet sich ein gelbbrauner Arkosesandstein, der nur vereinzelte Quarzitgerölle enthält. Ab und zu sind die Gerölle in eigentlichen Geröllzonen aufeinandergepackt, dazwischen aber treten Sandsteine mit sporadisch verstreuten Geröllen auf, die durchschnittlich etwa haselnussgröss sind. Eigrosse Gerölle sind sehr selten.

Über diesen psephitischen Sandsteinen folgt nun ein sehr grobes Konglomerat (1a), dessen Gerölle sehr gut gerundet sind und bis über kopfgross werden können (Mächtigkeit 4 m). Sie bestehen aus bunten Quarziten und untergeordnet auch aus hellen Dolomiten. Hier ist nun wieder eine überaus dichte Packung der Gerölle zu konstatieren. Bemerkenswert ist zudem, dass nun das Bindemittel nicht mehr sandig ist wie im unteren Teil, sondern rein dolomitisch. Die eigentliche Geröllführung hat somit erst im basalen Zechsteindolomit stattgefunden. In den oberen 2 m kann zudem deutlich ein periodischer Wechsel von Dolomitbänken und Geröllzonen festgestellt werden, wobei jeweils in den letzteren neben den stark abgerollten Quarziten Bruchstücke, ja ganze Schichtenpakete des liegenden Dolomites auftreten. Bei jeder neuen Geröllstreuung wurden eben die Dolomite des Untergrundes aufgearbeitet und einzelne Partien davon in willkürlicher Stellung neu sedimentiert.

Über einem eingedrungenen Sill von basaltischen Gesteinen setzt sich das Profil gut aufgeschlossen weiter.

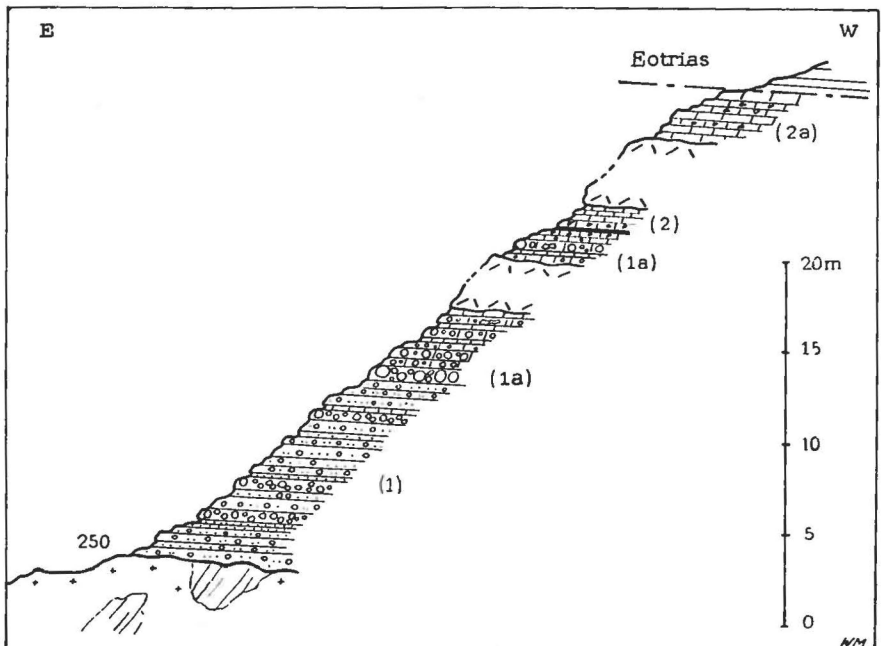


Fig. 20. Permprofil im nördlichen Bendaelv (aufgenommen am 5. Mai 1938).

Es folgt 0,4 m graublau brechender, bräunlich anwitternder Kalkdolomit mit kleinen Quarzitzeröllen (letztere nicht über walnussgross). In den oberen 0,2 m fehlen die Gerölle. Innerhalb des Kalkdolomites (1 a) tritt eine Bank von feingeschichtetem, welligem Dolomit auf (5 cm).

Wiederum überlagert eine grobe Konglomeratbank (0,4 m) vom gleichen Charakter wie unten diese Schichten. Neben dicht aneinander gedrängten Quarzitzeröllen finden sich aufgearbeitete Dolomite und Kalke des unmittelbar Liegenden, jedoch kommen auch echte, abgerollte Bruchstücke von hellem Kalkdolomit vor, die einen ungleich längeren Transport mitgemacht haben müssen. Die Grundmasse des Konglomerates ist meistens dolomitisch, ausserdem kann sich ein schwankender Kalkgehalt geltend machen.

Höher wurden plattige Kalkdolomite (2) von hellgrauem Bruch angeschlagen (0,1 m), dann folgt eine Bank (0,2 m) von massigem Dolomit mit ganz vereinzelt, grossen Quarzitzeröllen. Lokal kann sich dafür ein rauh-sandiges, dolomitisches Gestein mit sporadischen Geröllen einstellen. Nach 0,2 m von schlierigem oder brecciösem Dolomit (mit primär gestörten Schichtungszonen) bemerkt man 0,1 m schwarze, bröcklige Muskovitschiefer und wieder 0,2 m brecciösen Dolomit wie unten. Die obersten cm dieser Bank weisen eine plattige, teilweise sogar etwas schiefrige Textur auf. Es folgen massiger, an der Basis noch plattiger Kalkdolomit (0,5 m) und darüber 0,7 m Plattendolomit. Eine che-

mische Analyse des letzteren ergab 29,52 % CaO, 14,6 % MgO, 44,13 % CO₂ und 0,812 % Al₂O₃ + Fe₂O₃. Nach 0,2 m eines dünngebankten, dunklen, unreinen Kalkdolomites und einer Bank von hellem Dolomit zieht wieder ein Sill (6 m) von tertiären Effusivgesteinen (Basalt und Basaltderivate) durch das Schichtenprofil. Darüber folgen gebrannte (Kontakt!), schiefrige, dolomitische Kalke (2 a), häufig mit brecciösen Lagen (2—3 m), die dann sofort von eotriasischen Sandsteinen und deren Schutt überlagert werden.

Die Gesamtmächtigkeit des Perm beträgt hier somit 20 m.

b) Profil am Bryozoen-Ryg (B) (vgl. Ansichtsskizze Tafel V. Fig. A, Fig. 21, Profil Fig. 22).

Ein wichtiges, weil fossilführendes Permprofil wurde wenig südlich der vorstehenden Lokalität (A) aufgefunden (vgl. Fig. 21).

Bei 280 m wird das Kaledonikum von dem auch hier 10 m mächtigen Permkonglomerat (1) überlagert. Die Gerölle dieser Konglomerate, die zu über 90 % aus Quarziten zusammengesetzt sind, denen sich nur gelegentlich Gneis- oder Sandsteinfragmente beigesellen, sind alle ausgezeichnet gerundet. Ihre Grösse aber ist bedeutenden Schwankungen unterworfen, indem sich neben nussgrossen Geröllen auch bis kindskopfgrosse Blöcke finden. Vereinzelt wurden auch flache Facetten-

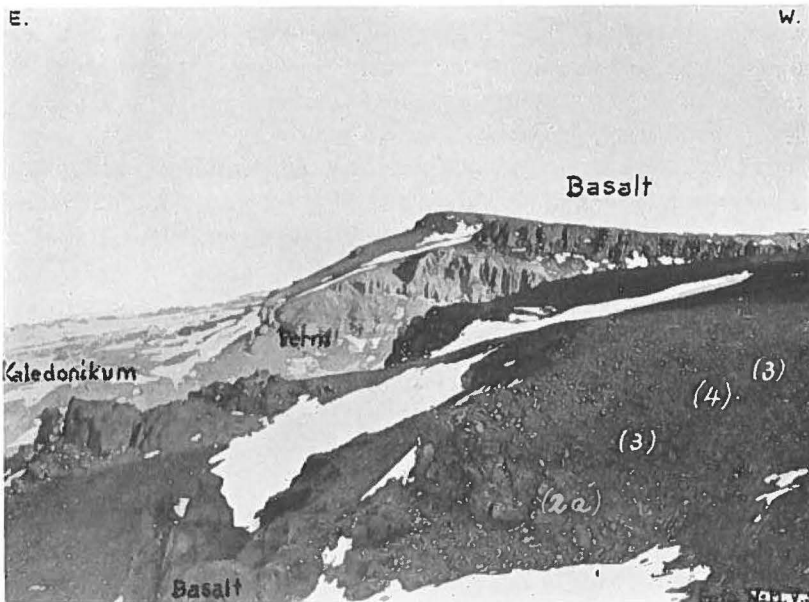


Fig. 21. Brachiopodenhorizonte im Permprofil am Bryozoen Ryg (B). (Die Nummern beziehen sich auf das im Text beschriebene Profil. Im Hintergrund das Permprofil südlich des Bendaelv [C]).

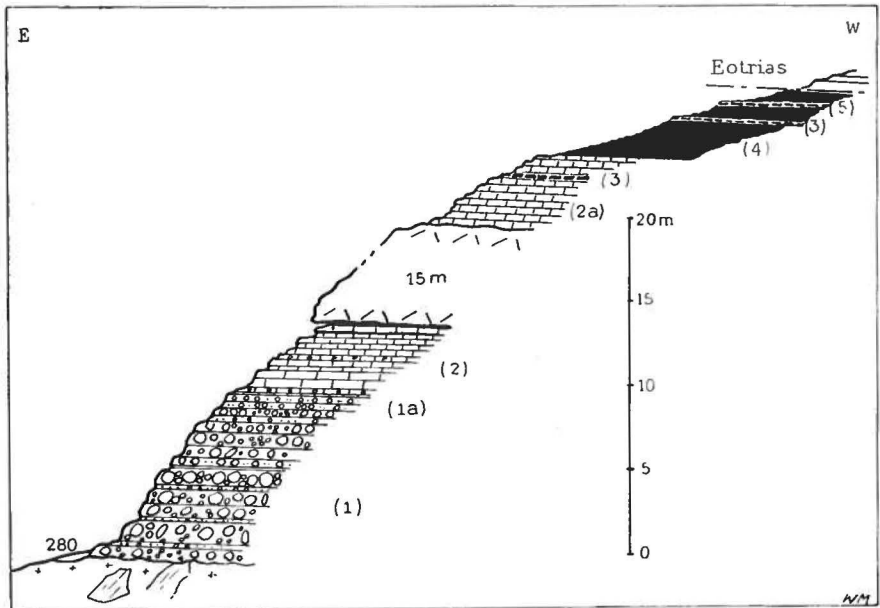


Fig. 22. Permprofil am Bryozoen-Ryg (aufgenommen am 5. Mai 1938).

geschiebe beobachtet. Sehr auffallend ist bei den permischen Basis-konglomeraten hier die dichte Geröllpackung, so dass sich die einzelnen Komponenten direkt berühren und oft sozusagen »kein« Bindemittel dazwischen existiert. Dem gegenüber bemerkt man zuweilen dünne Sandsteinlagen mit Kreuzschichtung, in denen die groben Gerölle zurücktreteten oder ganz fehlen.

In einer Zone von etwa 0,6 m vollzieht sich der Übergang zu den dolomitisch-kalkigen Zechsteinsedimenten, indem der Zement des Konglomerates allmählich dolomitisch-kalkig wird (1 a). Im obersten Teil dieser Zone sind dann die Quarzgerölle im eigentlichen Kalkdolomit eingebettet.

Über den konglomeratischen Bildungen folgt 1 m eines massigen, graugelben kalkigen Dolomites, und weiter 3 m plattige oder gebankte, grau brechende Kalkdolomite, Stinkkalke mit Pyrit, zuweilen auch mit zwischengelagerten Bänken von gelbem, brecciösem Dolomit mit flaserigen Schichtfugen (2). In den obersten Partien finden sich auf den Schichtfugen jeweils Schnüre von schwarzen, muskovithaltigen Schiefnern, welche dann als Band von 0,3 m den 3 m mächtigen Kalkdolomit-Komplex überlagern.

Über einem ca. 15 m mächtigen Basaltsill folgen mürber, gebrannter Dolomit (0,2 m), 2 m mächtiger, brecciöser, korallgener Kalk (petrographisch identisch mit Nr. 2 a im Profil des Zechsteinelv, Seite 83) und dann 0,3 m von plattigem Kalkdolomit (2 a), der oft porös ver-

wittert (Zelldolomit). Nun folgt eine dünne Kalkbank (6—8 cm) von grauem organogenem Kalk (3), der ganz erfüllt ist von Bryozoen, Trochiten, Korallen und Brachiopoden (*Productus konincki* DE VERN., *Productus cf. cancriniformis* TSCHERN., ?*Athyris sp.*, *Spirifer sp.* usw.). Diese Fossilbank (= Productuskalk s. str.) wird überlagert von grauen Kalkdolomiten und gelblich anwitternden, symmetrischen Kalken von grauem oder grünlichem Bruch (1 m), die auch noch hie und da Trochiten enthalten. Höher folgen 0,5 m graue, plattige Dolomite und etwa 4 m mächtige, schwarze Mergelschiefer (4), die 2 m über ihrer Basis eine Bank des liegenden, grauen, zoogenen Kalkes enthalten (6 cm). Wenig höher ist in diesen Schiefen eingelagert eine 10 cm dicke, bituminöse Kalkbank (5), die vollständig erfüllt ist von einer einzigen, kleinen Brachiopodenform (»Productus-Fazies«). Andere Fossilien sind hier nicht vertreten, auch nicht die sonst so verbreiteten Posidonomyen. Nach etwa 1 m der schwarzen Schiefer stehen schon eotriassische, grünlichgraue Kalkschiefer (mit seltenen Ophiceraten) an (320 m).

Hier in diesem Profil ist demnach das Perm in einer Mächtigkeit von ungefähr 22 m entwickelt.

Die lithologisch wechselvolle Serie (Dolomite und Kalke in mannigfaltigen Varietäten) zwischen den basalen Konglomeraten und den bituminösen Schiefen (4) ist vom Verfasser als »Komplexe Serie« bezeichnet worden (MAYNC 1939 b), da nicht immer eine eindeutige Parallelisation mit den gewohnten Faziesgliedern (Dolomit, Posidonomyenschichten, Martiniakalk) durchgeführt werden kann infolge der innigen Wechselagerung der einzelnen Schichtbänke.

c) Profil im südlichen Bendaelv (C) (vgl. Tafel V. Fig. A, Fig. 19 & 21, Profil Fig. 23).

Der kristalline Sockel des Ladder Bjærge wird hier in 340 m Höhe überlagert von 10 m mächtigen Permkonglomeraten (1), die vollkommen gleich ausgebildet sind wie im Profil b) (Bryozoen-Ryg)¹⁾.

Die obersten Partien des Permkonglomerates zeigen Infiltrationen von gelblichem, dolomitischem Material, das nun an Stelle der sandigen Matrix (im unteren Teil der Konglomerate) die Gerölle zusammenkittet. Auch in den Schichtfugen der einzelnen Bänke ist solch dolomitisches Gestein vorhanden, ausserdem kann man oft eckige Bruchstücke von hellgelb-staubig anwitterndem Kalkdolomit innerhalb der Konglomerate konstatieren (1 a), d. h. irgendwo in der Nähe müssen schon dolomitische Zechsteinbildungen abgelagert gewesen sein zur Zeit als hier am Ladder Bjærg noch grobklastische Sedimente zum Absatz gelangten.

¹⁾ Am nächst südlichen Bachbett ist die Mächtigkeit des Permkonglomerates auf 2 m reduziert.

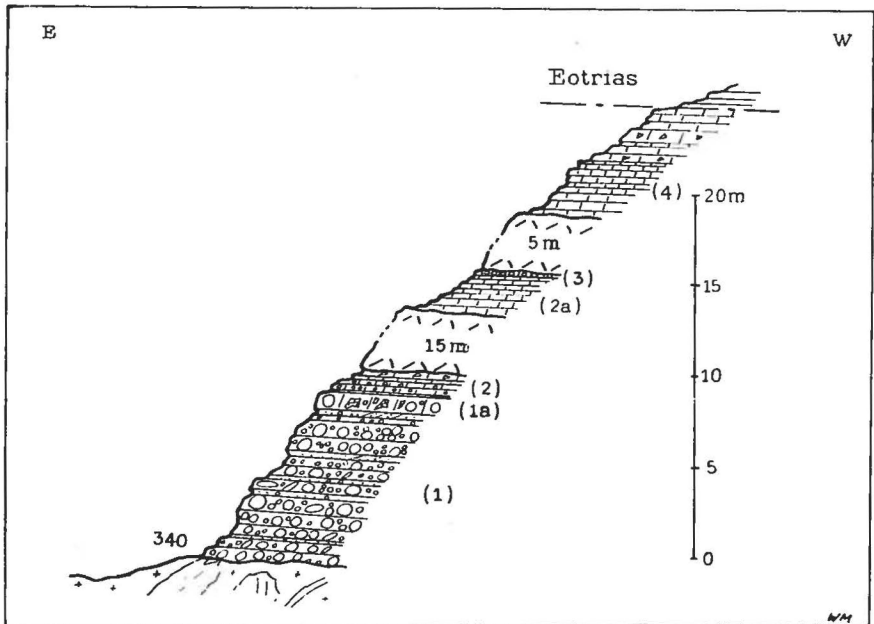


Fig. 23. Permprofil im südlichen Bendaelv (aufgenommen am 4. Maj 1938).

Wie der Verfasser schon dargelegt hat (MAYNC 1939 b), dürfte es sich bei diesen permischen Konglomeraten um Fluss- und Delta-Ablagerungen am Rande eines jungvariscischen Festlandes handeln, das sich im Gebiet der heutigen Giesecke Bjørge und Hudson Land herausgebildet hatte. In weiterer Entfernung von diesem Hochgebiet wurden direkt dolomitisch-kalkige Sedimente auf der altpermischen Peneplain abgelagert.

Im Hangenden des Permikonglomerates folgen nun 0,2 m mächtige, schiefrige oder plattige Kalkdolomite von gelbweissem Bruch, und dann eine 0,3 m dicke Bank von grau anwitterndem Dolomit mit gelben, rauhen Schichtfugen, der häufig eckige Trümmer von hellem Dolomit enthält und oft eine deutliche Schichtung aufweist (2).

Nach einem etwa 15 m mächtigen Basaltsill (Dolerit) folgen 2 m weicher, gelbweisser Kalk (geschichteter »Korallenschlick«?) und 0,5 m dichter, graublauer Kalkdolomit (auch rosa gefärbte Partien darin), der feingeschichtet ist (Stauchungen) und dessen Schichtfugen wiederum von staubig-gelbem Material erfüllt sind (2 a). Auf der obersten Schichtfuge dieser Gesteinsbank finden sich bis walnussgrosse, schwach gerundete Quarzitgerölle, die stark verwittert sind und im Allgemeinen von einer gelbbraunen Zersetzungsrinde umgeben sind (3). Es zeigt sich somit, dass noch während der Ablagerung des Zechsteindolomites hie und da Geröllschwärme eingeschwemmt worden sind, d. h. dass man mit oszil-

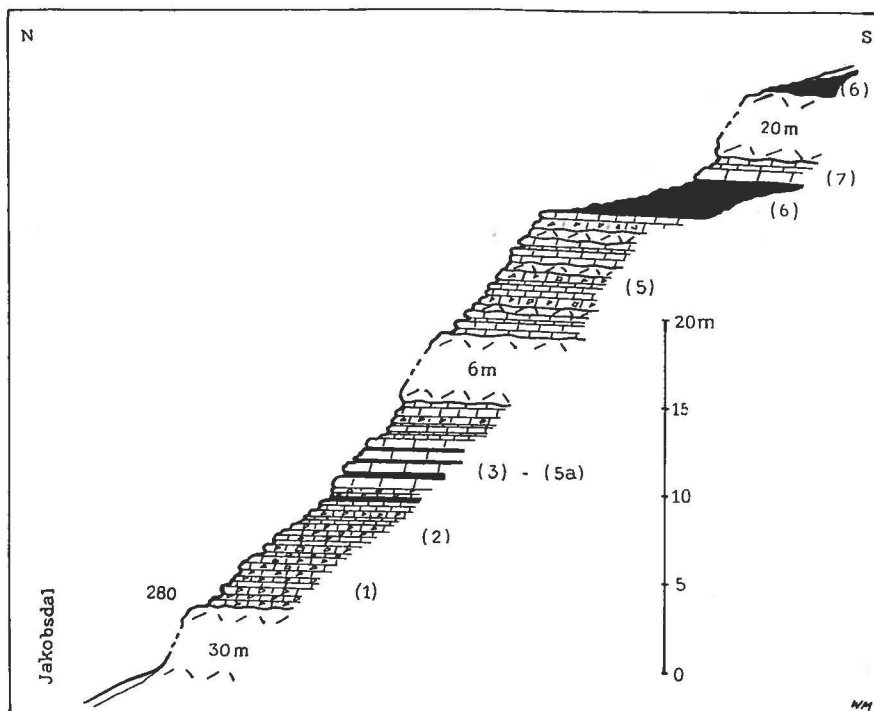


Fig. 24. Permprofil im Jakobsdal (aufgenommen am 1. Maj 1938).

lierenden Bewegungen des oben angedeuteten Festlandes rechnen muss. Noch deutlicher tritt ja diese periodische Geröllführung im Profil am nördlichen Bendaelv (Seite 69 ff.) hervor.

Nach 5 m mächtigem Basalt (Sill) mit Zeolithen folgen 2 m eines hellen, brecciösen Kalkdolomites, der lokal Quarzkörner führen kann, sowie etwa 1 m plattige, bituminöse Stinkkalke (4). Höher finden sich ungefähr 3 m mächtige dolomitische Gesteine (Dolomitbreccien, brecciöse Korallenkalke mit Aufarbeitungszonen, weisse kompakte Dolomitbänke etc.), die vorzüglich die wechselnde Fazies der jungpermischen Flachse dokumentieren.

Die Zechsteinsedimente, welche hier eine Mächtigkeit von knapp 20 m erreichen, werden von eotriasischen Schiefnern und Sandsteinen (mit Ophiceraten) überlagert.

d) Profil im Jakobsdal (vgl. Kartenskizze Fig. 18, Profil Fig. 24).

Über den Graniten und Quarzporphyren, die besonders im unteren Teile des Tales prachtvoll aufgeschlossen sind, finden sich in einer Meereshöhe von 200—300 m auf beiden Talseiten permische Sedimente.

An der Kontaktfläche von Kristallin und Perm ist ein etwa 30 m mächtiger Basaltsill eingedrungen, in dessen Hangendem (von 280 m an) folgendes Profil durch die von mir als »Komplexe Serie« (MAYNC 1939 b) bezeichneten Permschichten aufgenommen wurde:

- (1.) 2—3 m mächtige, brecciöse Korallenkalke und lokal graue, gipsführende Gesteine.
- (2.) 1 m Wechsellagerung von schwarzen, bituminösen Kalken und brecciösem Korallenkalk.
- (3.) 0,4 m schwarze, bituminöse Kalke, grau anwitternd, oft feingeschichtet und wellig verbogen.
- (4.) 0,3 m brecciös-poröser Korallenkalk.
- (5.) 0,5 m plattiger Stinkkalk.
- (5 a.) 0,05 m Band von grauschwarzen, rostigen Schiefern.
- (4.) 1 m brecciöser Kalkdolomit.
- (3) 2,5 m dickbankiger, bituminöser Kalk, rötlich oder gelblich anwitternd. Enthält 3 Bänder von mürben, schwarzen Schiefern, oft muskovitreich, jedes Band 2—4 cm mächtig.
- (5) 2 m plattiger Stinkkalk, pyritreich, mit dunklem Bruch, z. T. etwas schiefrig ausgebildet. Eingelagerte Bank von brecciösem Korallenkalk (3 cm).
6 m Basaltsill.
- (5) 7 m Wechsellagerung von schwarzen Stinkkalken (wie unten) und brecciösen Kalkdolomiten (nur 3 Niveaux der letzteren, vorwiegend bituminöse Plattenkalke). Zudem 3 dünne Basaltsills (von je etwa 0,5 m Mächtigkeit). Lokal zwischen einzelnen Kalkbänken dunkle Schieferzonen.
- (6) 2 m schwarze Muskovitschiefer mit vereinzelt Posidonomyen und dann
- (7) 1 m gelb gebrannte Kalke unter dem 20 m mächtigen Basaltsill. Über letzterem nochmals schwarze Kalkschiefer mit Kalkbänken (Posidonomyenschichten), die aber nicht überall der Beobachtung zugänglich sind (Schutt).

Die Mächtigkeit der Permablagerungen in der Fazies der Komplexen Serie mag sich in diesem Profil auf 20—25 m belaufen.

e) Profil im hinteren Gästisdal (vgl. Karte Fig. 18, Fig. 25, Profil Fig. 26).

Das Gästisdal verläuft von der Højsletten (innere Gauss Halvø) in annähernd südnördlicher Richtung, also parallel zum Ulvedal und zu der Kette der Giesecke Bjærge, und erreicht den Moskusoksefjord etwas östlich von dessen Abbiegen nach NW (Westfuss des La Cours Bjærge P. 1042).

Vom Delta des Gästisdalen an landeinwärts bis hinauf zu 740 m stehen die klastischen Sedimente des kontinentalen Karbon (Dinantien)

an (mit *Stigmaria*, *Sigillaria* usw.). Am unebenen Kontakt mit dem Perm weisen diese hellen, oft konglomeratischen Sandsteine mit zwischengeschichteten Bändern von Kohle ein südwestliches Fallen von 20—25° auf.

Darüber folgt transgredierend mit scharfer Grenze (Diskordanz) das 10 m mächtige Permkonglomerat (1), das in seinem Habitus



Fig. 25. Die stratigraphischen Verhältnisse am Nordrande der Højsletten. Di = Diamantien (kontinentales Karbon), P = Perm, Tr = Eotrias, B = Basaltsills. Die Ziffern (1) und (2) beziehen sich auf das in vorliegender Arbeit beschriebene Permprofil im hinteren Gästisdal (Seite 64 ff.). Foto W. M., 9. 5. 38.

(Geröllführung, Geröllgröße, Häufigkeit der Gerölle usw.) ganz den permischen Basisbildungen der Profile im Bendaelv entspricht (auch bis kopfgroße Gerölle). Anzuführen wäre vielleicht noch, dass sich hier im Gästisdal neben den Quarzitgeröllen auch solche aus den schwarzen Kalken der »Eleonore Bay Formation« (Prækambrium) vorfinden. Neben gut gerundeten treten auch nur kantengerundete Gerölle auf, und sehr häufig sind hier flache Facettengeschiebe (Flussgerölle) vertreten. Trotz der dichten Geröllpackung ist eine Schichtung gut erkennbar (leichtes Südfallen), besonders natürlich in geröllarmen oder -freien Partien. Auch hier im Gästisdal fällt das Permkonglomerat schon deutlich als Steilstufe auf (vgl. Fig. 25).

An der Obergrenze der Konglomeratstufe finden sich 1 m grünlich-rosa gefärbte, mergelige Schiefer (2), und dann über einem kleinen Schneefeld (3 m) plattige, hellgraue Kalkdolomite von gelblicher Anwitterungsfarbe, sowie dunkelbraune, oft brecciöse Kalke (3). Wenig

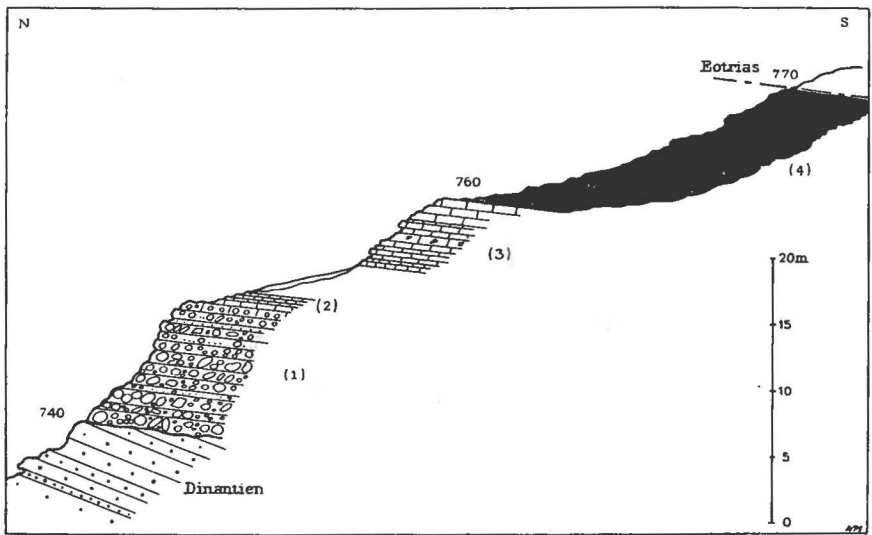


Fig. 26. Permprofil im hinteren Gästisdal (nördlich der Højsletten). Aufgenommen am 9. Maj 1938.

höher wurden sehr dünnplattige Kalke von ähnlichem Aussehen beobachtet und darüber 1—2 m wieder dickbankiger Kalk wie unten, der hier löcherige und unebene Schichtfugen aufweist und lokal eigentümliche, kohlige Knötchen enthält. Diese Schichten werden überlagert von schwarzgrauen, sandigen Schiefeln (Posidonomyenschichten), die mit gelb anwitternden, harten Kalkbänken wechsellagern (Dicke der einzelnen Bänke etwa 20 cm), in welchen neben schlechten Pflanzenresten zahlreiche Exemplare von *Posidomya* sp. auftreten. Die Posidonomyenschichten (4) erreichen hier eine Mächtigkeit von etwa 12 m und werden direkt von eotriasischen Schichten überlagert (770 m). Die permische Serie ist im Ganzen hier somit etwa 30 m mächtig.

f) Profil im Zechsteinelv (vgl. Karte Fig. 18, Profil Fig. 27).

Als Zechsteinelv habe ich den kleinen Seitenfluss bezeichnet, der zwischen Suhms Bjærg (P. 1250) und Holbergs Fjæld (P. 818) entspringt, nach SE abfließt und in etwa 200 m Höhe (nicht 400 m wie die topographische Karte 1:250000 des Geodätischen Institutes in Kopenhagen angibt) in den Foldaelv einmündet. Der Foldaelv entspringt hinten beim Svanings Bjærg (P. 1268), vereinigt sich in der Vestersletten mit dem Flöelv, welcher dann zwischen Kap Bennet und Kap Franklin das Meer erreicht (vgl. Karte Fig. 18).

Am Unterlauf des Zechsteinelv stehen noch Granite an, die von einem mächtigen Basaltsill überlagert werden (bis zu der Flussbiegung

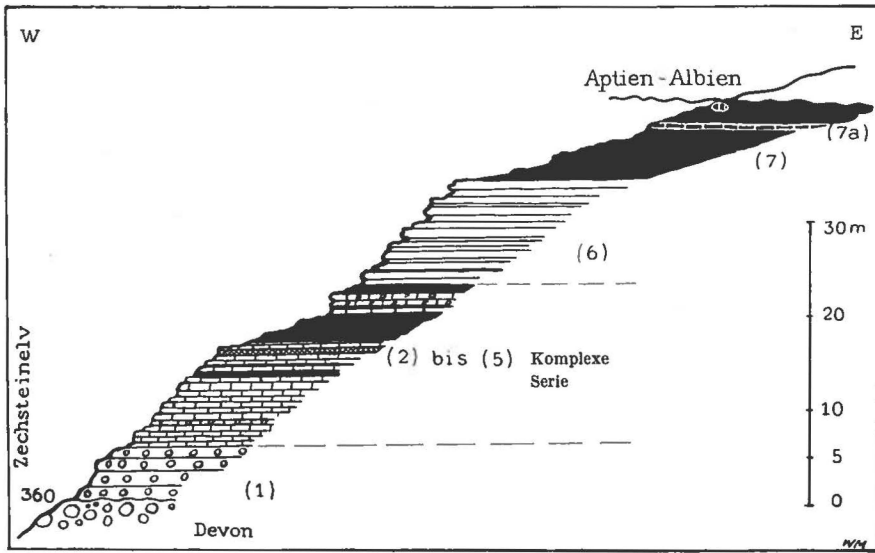


Fig. 27. Permprofil im Zechsteinelv.

nach NE, 300 m). Von 305—360 m fließt der Bach zwischen steilen Wänden, die aus sehr groben, polygenen Konglomeraten aufgebaut werden (riesige Blöcke des liegenden Granites in gelbbrauner Arkose eingebettet). Diese grobklastischen Gesteine müssen in Analogie zu den Verhältnissen in den südlichen Giesecke Bjærgene einem der orogenen Devonzyklen BÜTLERS entsprechen (vgl. MAYNC 1939 b).

Die devonischen Serien werden nun bei 360 m überlagert von den permischen Basiskonglomeraten (1), die eine Mächtigkeit von 4—5 m aufweisen und an ihrer Oberfläche stark verwittert sind. Die Konglomeratgerölle bestehen ausschliesslich aus weissen, stark gerollten Quarziten der praekambrischen »Eleonore Bay Formation«, was fast überall in den Giesecke Bjærgene im Permkonglomerat der Fall ist.

Über dem Permkonglomerat (1) folgen nun die variablen Schichten der Komplexen Serie (MAYNC 1939 b), durch welche folgendes Profil aufgenommen werden konnte:

Mit scharfer Grenze folgen plattige, schwarze, bituminöse Kalke von meistens dunkler, seltener gelblicher Anwitterungsfarbe (2). Nach 2 m findet sich darin eingelagert eine wenige cm dicke Bank (2 a) von dunkel anwitterndem, brecciösem Kalk (helle Kalkpartikel in dunkler, kalkiger Grundmasse), und höher folgen wieder 5 m plattige, bituminöse Kalke (2). Etwa 1 m unter deren Obergrenze schalten sich noch 3 dünne (ca. je 1 cm) Lagen von rot-rostigen, pyritreichen Sandschiefern (3) ein, die ziemlich viel Muskovit enthalten und meistens etwas kohlig verwittern. Nach 0,5 m dunklem Stinkkalk (wie unten, (2)) und einer 0,1 m mächtigen

gen Zone von unreinen Gipsgesteinen (4) folgen 0,4 m dicke, brecciöse Kalkbänke (5) und dann blättrige, schwarze Muskovitschiefer mit bituminösen Kalkbänken vom Typus (2), in einer Mächtigkeit von 3 m. Darauf liegen 2 m von brecciösem, korallogenem Kalk (wie (2 a)), und dann wieder 1 m schwarze Sandschiefer mit geringmächtigen Lagen von schwarzem Stinkkalk. Das oberste Schieferband (0,2 m) ist lithologisch vollkommen identisch mit den unter (3) beschriebenen, rostigen Schiefern. In den bituminösen Kalkhorizonten finden sich häufig Pyritkristalle.

Diese bituminöse, dunkel gefärbte Schiefer-Kalk-Serie («Komplexe Serie») wird nun überlagert von Martiniakalk (6) in seiner typischen lithologischen Ausbildung. Das Gestein ist an der Basis ziemlich dickbankig und wechsellagert mit dünnen (4—5 cm), schwarzen Schieferlagen. Nicht selten weist es rostige Pyritflecken auf. Leider konnte trotz lange Suchens (Schneesturm!) kein einziges Fossil darin entdeckt werden, der Kalk ist aber petrographisch so überaus ähnlich wie z. B. der Martiniakalk bei Elvsborg (südliche Claving Ø), dass an seiner Identität kein Zweifel herrschen kann. Nach etwa 4 m besitzt der Martiniakalk zuweilen auch schiefrige Textur und wittert dann gelblich an, währenddem in seinen tieferen Teilen die charakteristische grünlichgraue Farbe vorherrscht. Die ganze Mächtigkeit des Martiniakalkes übersteigt nicht 10 m.

Es folgen nun, im Hangenden der durch den Martiniakalk aufgebauten Steilstufe, schwarze, bröcklige Kalkschiefer mit geringem Sandgehalt (Posidonomyenschichten), in denen dickere (0,1 m) Kalkbänke und -konkretionen eingelagert sind in verschiedenen Niveaux. Sowohl die Schiefer als die härteren Kalkbänke enthalten neben zahlreichen Exemplaren von *Posidomya sp.* kleine Brachiopoden, ?Fischschuppen, Korallen etc. (Productuskalkfauna). Allerdings finden sich die meisten Fossilien in einer 0,8 m mächtigen Kalkbank (7 a) (= Productuskalk s. str.) etwa 6 m über der Basis der Posidonomyenschichten, während die eigentlichen Schiefer meistens nur wenige Posidomyen enthalten. Andererseits können einige Kalkbänke völlig steril sein oder nur dünne, fossilreiche Zonen enthalten. Pyritkristalle kommen überall reichlich vor. Die Mächtigkeit der ganzen Posidonomyenschichten beläuft sich auf etwa 8 m. Darüber folgt unmittelbar transgressives Neocomien (Aptien-Albien) und Basalte.

Die Verhältnisse der Posidonomyenschichten hier im Zechsteinelev entsprechen somit ganz denjenigen der südlichen Claving Ø (Profile a) bis e)), indem auch dort (Seite 24 ff.) innerhalb der schwarzen Posidomyaschiefer eine dunkle Kalkbank mit einer Productuskalkfauna auftritt. Nur finden sich auf der Claving Ø die Posidonomyenschichten im Liegenden des Martiniakalkes, während sie hier den letzteren über-

lagern. Auf diese Tatsache wird noch in einem späteren Abschnitt über die Faziesverhältnisse eingegangen werden (Seite 87 ff.).

Die totale Mächtigkeit des Perm am Zechsteinelv mag 35—40 m betragen.

g) Profil westlich von Kap Franklin (vgl. Karte Fig. 18, Fig. 28).

Das Profil wurde bei der Bachrinne aufgenommen, welche sich vom Knuden (südlichster Gipfel der Giesecke Bjærg) nach Süden hinabzieht und in der Nähe der neuen norwegischen Franklin-Hytte in den Kejser Franz Josephs Fjord einmündet.

Bei 340 m werden die schwach gefalteten, vorwiegend roten, glimmerreichen Devonsedimente mit schlechten Pflanzenresten (vgl. MAYNC 1939b) transgressiv von Permdolomit überlagert. Die Auflagerungsfläche ist sehr uneben, und stellenweise hat sich das helle, dolomitische Material in tiefen Taschen sedimentiert. Von basalen Konglomeraten, wie sie in den Giesecke Bjærg sonst universell verbreitet sind, fehlt hier jede Spur. Das jungpalaeozoische Festland, dessen Geschiebematerial durch grosse Ströme und Flüsse in den permischen Skandik verfrachtet wurde, reichte somit nicht so weit nach S.

Der Kalkdolomit enthält an seiner Basis noch häufig Bruchstücke der liegenden roten Devonablagerungen und zeigt höher die gleiche Faziesentwicklung wie z. B. im westlich gelegenen Margrethedalen (vgl. Seite 69 ff.). So sind vor allem autigen-brecciöse Horizonte verbreitet (aufgearbeitete, homogene Dolomitbrocken in grauer, kalkig-dolomitischer Grundmasse), welche dann periodisch wechsellagern mit dichten, feingeschichteten Dolomiten. Auch rauh anwitternde, rosa gefärbte Kalkpartien wurden darin beobachtet.

h) Profile südlich des Østreplateauet (vgl. Karte Fig. 18, Fig. 28).

Als Østreplateau hat L. KOCH das Basaltplateau (etwa 500 m hoch) östlich des Margrethedalen bezeichnet (KOCH 1931), welches sich westlich an den hohen Franklinsfjeld (P. 1201) und den Saxos Bjærg (P. 1050) der Giesecke Bjærg anschliesst und das Abtauchen der tektonischen Scholle dieser Gebirgskette nach WNW markiert.

Am Südwesthang dieses Plateau sind in der Nähe der Küste (Kejser Franz Josephs Fjord) verschiedene Profile durch die permischen (und eotriasischen) Ablagerungen aufgeschlossen. Die dem Delta des Margrethedalen am nächsten gelegenen Permlokalitäten befinden sich unmittelbar an der Küste (River d)¹⁾, während die jeweils östlicheren Vorkommen dem allgemeinen Westabfallen der Schollenoberfläche ent-

¹⁾ Die Bezeichnungen a, b, c usw. der Flüsse in der Umgebung des Margrethedalen stammen von L. KOCH (KOCH 1931).

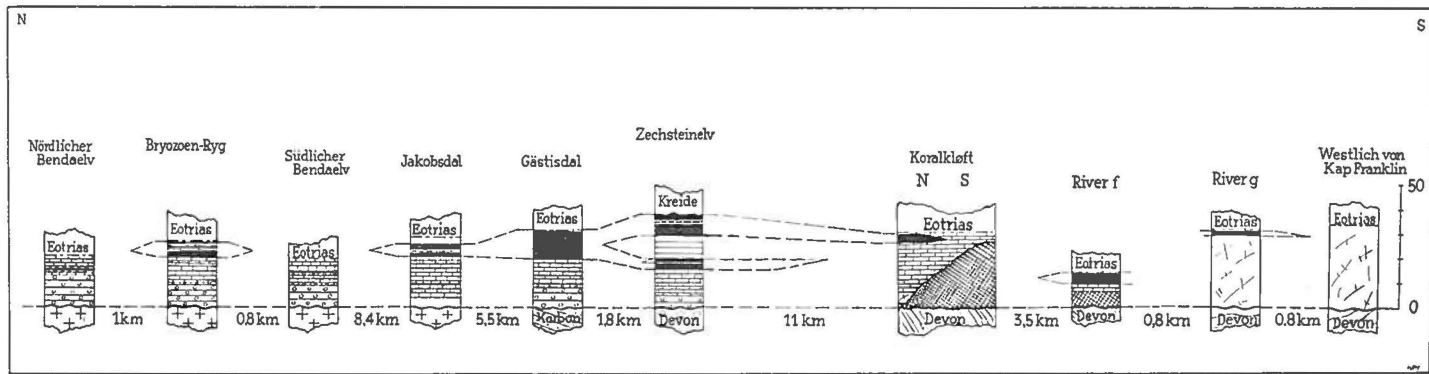


Fig. 28. Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse des Perm in den Giesecke Bjærgen (östliche Gauss Halvø).
Nach den Aufnahmen des Verfassers im Frühjahr 1938.

sprechend gegen Kap Franklin ansteigen. So befindet sich der Kontakt von Devon und Perm in River e bei 125 m, in River f bei 200 m, in der Nähe von River g bei etwa 235 m, und im Profil g) schon in 340 m Höhe.

In River d sind permische Ablagerungen nur als versackte Masse zu beobachten über den charakteristischen roten und grünlichen Devon-sedimenten. Vor allem fallen Gipsknollen und unreine Gipsgesteine auf, ausserdem liegen brecciöse Korallendolomite herum. Aber im zusammenhängenden Schichtenverband sind diese Permgesteine — wie gesagt — nicht aufgeschlossen.

In River e findet sich über roten Devonkonglomeraten mit grossen Quarzporphyrgeröllen (vgl. MAYNC 1939b) etwa 5 m mächtiger, weisser Gips als Knollen in sandigen, schiefrigen, grauen Gipsmergeln, die oft wellig verbogen sind und sich texturell den reinen Gipsknauern anschmiegen. Diese basale Gipsmasse wird überlagert von dunklen, grell gelb anwitternden, plattigen Kalken von geflecktem Bruch (häufig mit kleinen Pigmenttöpfchen, wie sie für den Martiniakalk der Clavering Ø typisch sind), die mit dickbankigen, löcherigen, dunkelgrauen Korallenkalken wechsellagern. Diese Schichten sind in einer Mächtigkeit von 8 m aufgeschlossen.

In River f liegen über etwa 5—6 m mächtigen, grauen Gipssteinen mit weissen Gipsknollen grell gelb anwitternde, dolomitische Bänderkalke (Zwischenlagen von brecciösem Kalkdolomit) in einer Mächtigkeit von 3 m, und dann über einer dunkelgrauen, geringmächtigen Kalkbank schwarze, bröcklige Schiefer (Posidonomyenschichten) mit wechselndem Sandgehalt, die nicht selten Posidonomyen führen. Schon innerhalb der tieferen Kalk-Dolomit-Serie können sich Schnüre und dünne Bänder von schwarzen Schiefen einschalten. Harte Kalkbänke fehlen dazwischen. Höher liegen im Triasschutt vereinzelte Brocken von lithologisch typischem Martiniakalk herum, die möglicherweise als Gerölle in den eotriasischen Konglomeraten auftreten¹⁾. Ein

¹⁾ Im Gegensatz dazu erwähnt L. KOCH, der im Sommer 1930 einige Perm-Trias-Profile im Margrethedalen untersucht hat (Koch 1931), anstehenden, brachipodenführenden Martiniakalk in einer Mächtigkeit von 8—16 m (River a, d, e und f). Wenn auch meine Aufnahmen im April (1938) bei starker Schneebedeckung durchgeführt werden mussten, glaube ich doch nicht, einen so mächtigen Komplex übersehen zu haben. Immerhin aber ist die Möglichkeit, dass irgendwo in der Region des Margrethedalen Martiniakalk ansteht, nicht von der Hand zu weisen, wofür ja auch die Existenz von losen Blöcken dieses typischen Gesteins spricht. Es ist übrigens gut möglich, dass die oben erwähnte Kalk-Dolomit-Serie teilweise dem Martiniakalk entspricht, da ja gewisse, hellgelb anwitternde und mit kleinen Pigmentpünktchen auf der Oberfläche versehene Kalke dieses Komplexes lithologisch nicht von einzelnen Martiniakalkvarietäten z. B. vom Fiskeelv (Clavering Ø) zu unterscheiden sind.

Die Mächtigkeitsangaben L. Kochs sind allgemein überschätzt (Koch 1931), gibt er doch beispielsweise für die ganze Permserie in River f eine Mächtigkeit von 70 m an, die nach meinen Aufnahmen höchstens 20 m beträgt.

riesiger, fossilreicher Block dieses charakteristischen Gesteins fand sich des Weiteren im Delta des Margrethedalen (vgl. MAYNC 1939b). Neben *Martinia sp.* und *Chonetes sp.* enthielt derselbe eine schöne Productuskalkfauna (u. a. *Productus ex gr. timanicus-horridus*, *Pr. weyprechtii* TOULA, *Pr. cancriniformis* TSCHERN. etc., *Spirifer sp. div.*, Gastropoden, Korallen usw.). Ausserdem jedoch führte das Gestein lokal noch eine kleine Zechsteinafauna (*Spiriferina sp.*, *Pseudomonotis sp.*, *Liebea hausmanni* GOLDF., *?Rhynchopora sp.* usw.). Lithologisch konnten in diesem einzigen Block folgende Gesteinsvarietäten festgestellt werden:

- a. Grünlichgrauer, muskovitreicher Kalk von dunkelgrauem Bruch, oft sehr hart. *Liebea cf. hausmanni* GOLDF., *Pseudomonotis sp.*, *?Rhynchopora sp.* etc.
- b. Etwas hellere Kalke, sehr fossilreich. Petrographisch überaus ähnlich dem Productuskalk s. str. (Wollaston Forland). Productusfauna, Bryozoen, Korallen.
- c. Grünliche, sehr harte Kalkpartien mit wenigen Fossilien (hie und da *Chonetes sp.*).

Östlich von River g sind wieder permische Bildungen aufgeschlossen, auf welche schon L. KOCH hingewiesen hat (KOCH 1931). Hier folgt über Sedimenten und Intrusivgesteinen des Devon (MAYNC 1939b) in etwa 200 m Höhe ein 25—30 m mächtiger Dolomitstock (vollständiges Fehlen von Gipsablagerungen!). Dieser Kalkdolomit ist sehr heterogener Struktur, indem geschichtete Partien mit Aufbereitungszonen und autigenen Breccien abwechseln und sich dazwischen wieder Taschen mit dichtem Kalkdolomit vorfinden. Auffallend ist die grosse Mächtigkeit des Dolomites, die doch im wenig westlich davon gelegenen River g maximal 7 m betragen dürfte.

In River g selbst fanden sich über hellen Dolomiten noch ungefähr 3 m mächtige *Posidonomya*-Schichten mit *Posidonomya sp.* und fraglichen Fischresten, die direkt von eotriasischen Sandsteinen überlagert werden.

i) Profil im Rødedalen (vgl. Karte Fig. 18).

Rødedalen hat der Verfasser im April 1938 das kleine Tal genannt, das sich von der Depression zwischen Franklinsfjæld (P. 1201) und Saxos Bjærg (P. 1050) der Giesecke Bjærg in nordwestlicher Richtung hinabzieht. Im unteren Teil des Rødedalen hat sich der Bach tief in die roten Devonsedimente eingeschnitten.

Bis in eine Höhe von 360 m folgt man schön aufgeschlossenen Devonsedimenten, welche hier diskordant von Perm überlagert werden.

An der Permbasis findet sich ein hellgrauer oder grünlicher, unreiner Quarzsandstein (mit Quarzgeröllchen von einigen mm Durchmesser), der gelblich anwittert und eine Mächtigkeit von 4—5 m besitzt. Darüber

folgen dann 8 m Kalkdolomit, grau oder gelblich anwitternd, von inhomogener Struktur, teils brecciös, teils fein geschichtet (mit Stauchungen). Höher finden sich noch Relikte von *Posidonomya*-Schichten (2 m) mit *Posidonomya sp.*, über welche dann direkt die kretazischen Bildungen (Aptien-Albien) transgredieren.

k) Profile in der Koralkløft (vgl. Karte Fig. 18, Tafeln V. Fig. B und Fig. 29).

L. Koch hat diese steile Schlucht westlich des Margrethedalen als »Coral Creek« bezeichnet (Koch 1931), weil hier am Ausgang der Runse im Schutt lose Korallen gefunden wurden.

Östlich der grossen Hauptverwerfung gegen das Devon des Obrutschew Bjærqs (P. 1078) sind die devonischen Schichten flexurartig abgebogen und werden von den permischen (und eotriasischen) Sedimenten überlagert. Hier hat sich nun die Koralkløft eingeschnitten. Der Name Koralkløft sollte bei der Bachrunse östlich des Obrutschew Bjærqs stehen, welche das Vestre Plateau von diesen Devonbergen trennt, also weiter gegen die Fangsthytte im Delta des Margrethedalen zu.

Auf der linken (östlichen) Seite der Koralkløft sieht man über sehr steil nach W einfallenden, roten und grünen Devonschichten transgredierend die hellen Permablagerungen in verschiedenen, durch Erosion voneinander getrennten Kulissen (vgl. Profile Fig. 29 und Tafel V, Fig. B).

Am untersten Aufschluss (A) sieht man die Sedimente des Perm in 160 m Höhe. Mit scharfer Diskordanz folgen hier wellige, feingeschichtete, gipshaltige Gesteine (Mischgesteine von sandigen Mergeln und Gips). Diese Sedimente sind sehr weich, meistens stark gestaucht (Knitterfältelung) und enthalten oft grosse, bräunlich anwitternde und innen weisse, massige Gipsknollen in Schnüren oder durchgehenden Horizonten. Die Gipsgesteine erreichen hier eine Mächtigkeit von etwa 12 m und werden (172 m) überlagert von einer 1 m dicken, harten, brecciösen Bank von unreinem Gips, der rau und höckerig anwittert. Darüber folgen wieder etwa 2 m von welligem Gipsgestein, das meistens eine stumpfgraue oder seltener leicht rötliche Farbe zeigt und von einer 30 cm mächtigen Zone reinen, weissen Alabasters mit schönen Stauchungen überlagert wird.

In oberen Kulissen (210 m) zeigen die Gipsgesteine eine grell gelbe Anwitterungsfarbe und eine plattige Absonderung, was auf der grösseren Gesteinshärte beruht.

In einem noch höheren Profil durch die basalen Permsedimente (240 m) kann man noch den weissen Gips in Form von Knollen und kleinen Stöcken eingebettet in unreinem, heterogen-sandigem Material

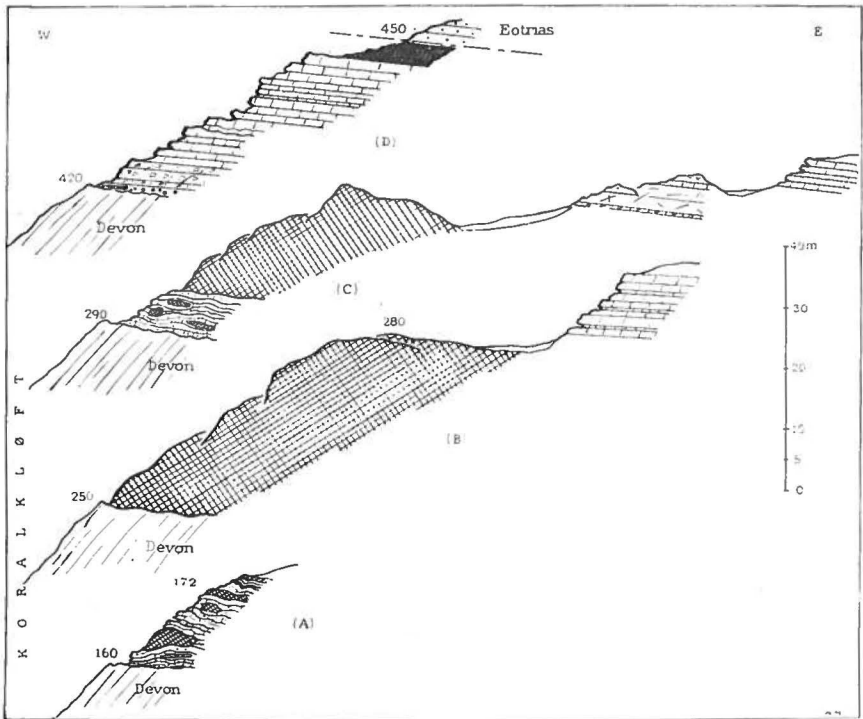


Fig. 29. Permprofil im Koralkloft (aufgenommen am 7. April 1938).

beobachten, das wie Lehm verwittert, und auf dessen grauer Oberflächenkruste sich Gipskriställchen ausgeschieden haben.

Noch weiter oben in der Koralkloft sieht man den Kontakt von Devon und Perm in 250 m Höhe (Aufschluss B). Der etwa 30 m mächtige Gips wird hier überlagert von hellgelb verwitternden, schiefrigen Kalken und muskovitführenden, dunklen Kalksandsteinen mit Knötchen, die mit härteren Bänken (1—2 dm) eines dunkelgrauen, kristallinen Kalkdolomites wechsellagern, in denen zuweilen Korallenreste (und Kleinforaminiferen) zu finden sind. Zudem enthalten diese Bänke oft wohl ausgebildete Magnetitkristalle. Im oberen Teil der 8×10 m mächtigen Kalk-Schiefer-Serie überwiegen dickere, gelb anwitternde Kalkbänke, auf deren Schichtfugen hie und da Wellenfurchen usw. zu beobachten sind.

An einem weiteren Kontakt von Devon und Perm (Aufschluss C) bemerkt man über 6 m mächtigen Mischgesteinen von Gips und Mergel einen etwa 20 m mächtigen Gipsstock (Verwitterungskruste), der von hellem, brecciösem und massigem Kalkdolomit überlagert wird. Dabei ist die Grenze Gips-Dolomit ziemlich scharf, nur zuweilen ziehen noch dünne Gipsadern durch die tieferen Partien des klotzigen Dolomites, der lokal auch Niveaux von reinem, geschichtetem Dolomit ent-

hält und eine Gesamtmächtigkeit von 6 m aufweist. Darüber folgen noch etwa 4 m der schon erwähnten Kalk-Schiefer-Serie. Von hier an wird das Profil durch den hangenden Triasschutt verdeckt.

Ein Permprofil noch weiter oben in der Koralklößt (D) gegen den Basalt des Vestre Plateau zeigt folgende Entwicklung:

Über den roten Devonsedimenten folgt (420 m) ein kaum 1 m mächtiges Basiskonglomerat mit bunten Quarzitzeröllen, das lokal noch unbedeutende Gipsnester oder dünne Gipsadern enthält. Dasselbe wird überlagert von 4 m mächtigem, hellem, brecciösem Kalk, der oft eine typisch korallogene Struktur besitzt, und in dem der Verfasser auch einige Einzelkorallen gefunden hat. Hie und da sind echt oolithische Kalkpartien vorhanden. Eigentümlicherweise fehlen hier die weiter unten so charakteristischen Gipsgesteine, sie werden faziell durch diese dolomitisch-kalkigen Ablagerungen ersetzt. Über dem Kalkdolomit liegt dann eine ungefähr 20 m mächtige Wechsellagerung von gelben, plattigen Kalken und Bänken eines dunkelgrauen, kristallinen, löcherig anwitternden Kalkdolomites (analog zu den tieferen Kulissen in der Koralklößt). Höher treten kohlige, sandige Schiefer auf mit einem reichen Gehalt an Muskovit. Diese dunklen Schiefer sind nur 3 m mächtig und führen in etwas tonigeren Horizonten vereinzelte Exemplare von *Posidomya* sp. Hier sind somit noch die typischen Posidonomyenschichten vorhanden, wenn auch als ganz untergeordnetes Faziesglied der permischen Schichtserie.

Die Posidonomyenschichten werden direkt von eotriasischen Sandsteinen (mit *Ophiceras* sp.) überlagert.

5. Scoresbyland.

(Vgl. Übersichtskarte Seite 10).

Im Sommer 1938 hatte ich noch Gelegenheit, das Perm von Scoresbyland (etwa 72° Lat. N) kurz kennen zu lernen (Profil westlich von Mesters Vig hinauf zu P. 894). In diesem Gebiete hat W. BIERTHER (Bonn) während des zweiten Expeditionsjahres (1937/38) gearbeitet, und er war es auch, der mir das von ihm aufgefundene Permprofil anlässlich einer gemeinsamen Begehung zeigte. Ich möchte W. BIERTHER für diese kleine Einführung meinen herzlichen Dank aussprechen, ebenfalls seinem Assistenten M. ANDERSSON (Stockholm), der uns auf dieser Exkursion begleitete. Dafür, das W. BIERTHER in kameradschaftlicher Weise die Veröffentlichung meiner bei dieser Profilaufnahme gemachten Notizen gestattet hat, schulde ich ihm speziell grossen Dank.

In 770 m Höhe wird das kontinentale Karbon von den permischen Bildungen überlagert.

770 m

1. Permkonglomerat, 8—10 m mächtig. In rotbrauner, grobsandiger Matrix sind eckige und kantengerundete Kristallinbrocken eingebettet (Gneise, Quarzite, Granite). Eine Sortierung nach der Grösse fehlt, die Geröllpackung ist sehr dicht. Auch flache Facettengeschiebe kommen vor. Geröllarme Horizonte sind selten. Die basalen Breccien und Konglomerate des Perm sind somit hier genau gleich ausgebildet wie z. B. in den Giesecke Bjærge.
2. Dunkelgraue, fleckige Kalke, grosse autigene Breccienkomplexe mit rostiger, pyritreicher Grundmasse. Die Bänke wittern gelblich-rauh an. 2 m.
3. Weisse Gipsschlieren und -linsen. 2 m.
4. Dunkle Kalke (wie 2.) mit Korrosionserscheinungen. Mikrofauna (Kleinforminiferen). Wechsellagern mit dickeren Bänken, die heterogenschlierige Schichtfugen aufweisen. 10 m.
Basatsill. 1,5 m.
5. Graue, dichte Kalke ohne zwischengelagerte Breccienbänke. Enthalten Mikrofauna und kleine Productiden sowie Formen des Zechsteinkalkes von der Claving Ø, z. B. von 1070 m am Korallbjærg (Seite 38). Ausserdem Bryozoen und Crinoiden.
- 5a. Dazwischen Bänke eines dichten, schwarzen und bituminösen Kalkes (Stinkkalk), gelb anwitternd. Auch brecciöse Varietäten vorhanden. Mächtigkeit von 5. + 5a. = 4 m.
6. Braungraue Bryozoenbänke mit Korallen. Trümmerniveau. Mit *Lino-productus aff. konincki* DE VERN., *Pr. cf. cancriniformis* TSCHERN., *Streptorhynchus kempei* AND. usw. 0,4 m.
7. Schwarze, muskovitführende Kalkschiefer, an deren Basis noch Bank von 6. Wechsellagernd mit gelblich anwitternden, graubraunen Kalksandsteinen. *Streptorhynchus sp.*, *Derbya sp.* u. a., Korallen, Bryozoen. Nicht selten auch mergelige Lagen. Ungefähr 3 m mächtig.
Doleritsill von 2 m Mächtigkeit.
8. Schwarze, blättrige Kalkschiefer mit *Posidonomya sp.* Dazwischen Bänke von gelbbraunem, knorrigem Sandkalk mit Posidonomyen, Productiden und Bryozoen. Nach etwa 4 m verschwinden die dunklen Schiefer, es finden sich nur noch gelbe, feinkörnige Glimmersandsteine, zuweilen mit verkohlten Pflanzenresten. Die Schichten sind oft gewellt, man kann riesige Kugeln und verbogene Komplexe von diesem hellen Sandstein beobachten. Faziell haben diese Schichten grosse Ähnlichkeit mit den Inoceramenschichten (Aptien-Albien) des Nordgebietes. Zuweilen auskeilende Bänke und Linsen eines dunkelbraunen Kalkes, der reich ist an Quarzgeröllchen und zahlreiche permische Fossiltrümmer und -splitter enthält. Gelbliche Kalkschlieren führen oft Bryozoenfragmente. Höher sind gelbe, plattige Sandsteine mit Kriechspuren und Fährten (Problematica) vorhanden. Die ganze Mächtigkeit dieses sandigen Komplexes beträgt 20—25 m. Wir haben es hier mit einer neuen Permfazies zu tun, mit einer sehr sandigen Fazies der Posidonomyenschichten.
9. Schwarze, muskovitreiche Posidonomyenschiefer. 8—10 m.
10. Martiniakalk. Lagen von grauem, mergeligem Kalk, muskovitführend. Dazwischen noch Lagen von 9. Productiden, Korallen. Nach oben werden die Schichten 9. allmählich verdrängt. In einzelnen Horizonten ist der Martiniakalk sehr fossilreich (*Martinia sp.*, *Productus ex gr. timanicus-*

horridus, kleine Productiden, *Spirifer cf. keilhavii* VON BUCH, usw.). Das Gestein zeigt auch lithologisch eine verblüffende Ähnlichkeit mit dem Martiniakalk der Nordregion (grüngraue Farbe, Glimmergehalt, Pünktelung, Kriechspuren). Nach etwa 10 m kommen darin Zonen eines rauhen, bräunlichen Kalkes vor, der durch seinen Reichtum an Bryozoen und Korallen auffällt, und der eine Productuskalkfauna enthält (*Productus porrectus* KUT., *Pr. weyprechtii* TOULA etc., *Spirifer ravana* DIENER, *Sp. cameratus* MORT., *Sp. cf. parryana* TOULA usw.). Es handelt sich hier um dem Martiniakalk eingelagerte Bänke von

11. Productuskalk s. str. Allerdings kommen die Brachiopoden auch im Martiniakalk vor, wo oft in gewissen Horizonten zusammengeschwemmt Unmengen von Productiden, Spiriferiden, Bryozoen und Korallen zu finden sind (Fossilkonzentrationen). Sehr oft weist das Gestein deutliche Strömungsstrukturen auf, und die eingeschwemmten Fossilien liegen dann willkürlich schief oder auf der Seite. Neu für den Martiniakalk sind hier grosse Lamellibranchiaten und ?*Athyris* sp. Über den Productuskalkbänken folgen noch etwa 3—4 m Martiniakalk.

Der Gipfel P. 894 wird durch einen Basaltsill gebildet.

Das ganze Perm ist hier am Mesters Vig in einer Mächtigkeit von etwa 90 m entwickelt. Generell zeigt seine Ausbildung sehr grosse Ähnlichkeit mit den Bildungen der nördlichen Profile, nämlich basale Kalke und Dolomite, Posidonomyenschichten und Martiniakalk mit Bänken von Productuskalk s. str. Besonders die mächtigen Posidonomyenschichten (allerdings z. T. in etwas abweichender Fazies) und der hangende Martiniakalk zeigen starke Anklänge an die Profile in der Region der Gael Hamkes Bugt. Die im Martiniakalk eingelagerten Bänke von Productuskalk haben wir ja beispielsweise auch auf Hold-with-Hope angetroffen (Profil am River 14, Seite 53).

Diese kurzen Ausführungen über das Perm des südlichen Küstenstreifens Ostgrönlands mögen hier genügen, näheres darüber werden die in dieser Region tätig gewesenen Forscher selbst geben. Vielleicht wird später einmal das ganze Perm Ostgrönlands zusammenfassend bearbeitet werden unter Benutzung aller zur Verfügung stehenden Daten, was jedoch naturgemäss erst nach der Bestimmung der grossen Sammlungen möglich sein wird.

III. LITHOLOGIE UND FAZIESVERHÄLTNISSE

(vgl. die stratigraphischen Profile

Vergleicht man regional die oben beschriebenen stratigraphischen Einzelprofile der oberpermischen Ablagerungen, so fallen vor allem die Faziesdifferenzen benachbarter Gebiete auf, trotzdem — wie schon erwähnt — prinzipiell eine Korrelation aller Profile ohne grosse Schwierigkeiten durchzuführen ist.

Im Folgenden seien nun die lithologisch-faziellen Verhältnisse der verschiedenen, im bearbeiteten Küstenstreifen Ostgrönlands auftretenden Schichtglieder des Perm dargestellt und ihre Sedimentationsbedingungen kurz untersucht. Daraufhin sollen die Relationen der erkannten Fazies-typen zueinander geschildert werden, was einerseits eine Charakterisierung des oberpermischen Sedimentationsraumes ermöglicht und auf der anderen Seite für die im nächsten Abschnitt (IV.) behandelte Altersfrage der ganzen Schichtserie von ausserordentlicher Wichtigkeit sein wird.

Wie der petrographische Charakter der Sedimente sowie gewisse Faunenassoziationen und Lumachellen (Brachiopodenbreccien) der permischen Schichten Ostgrönlands zeigen, handelt es sich ausschliesslich um Bildungen eines litoral-neritischen Faziesraumes (vgl. auch KOCH 1929, FREBOLD 1931b, NOE-NYGAARD 1934). Man hat Schelfablagerungen des permischen »Skandiks« vor sich (Randzone des grönländischen Schildes), und dadurch erklären sich die grossen Faziesvariationen der jungpermischen Bildungen Ostgrönlands ohne Schwierigkeiten.

Flache Flussgeschiebe (Facettengerölle) im Perm konglomerat der Giesecke Bjærge (Profile b), c), e) (Seite 59 ff.) weisen mit Sicherheit auf Mündungsgebiete grosser Ströme am ostgrönländischen Kontinentalrande hin. Zur Ablagerungszeit dieser litoral-fluviatilen Bildungen machten sich stellenweise epirogenetische Hebungen der Randgebiete Ostgrönlands geltend (Region von Hold-with-Hope, in den nördlichen Giesecke-Bjærge, in Scoresbyland, Jameson Land usw.), wodurch immer

weitere Areale denudiert wurden, die Gerölle liefern konnten. Dass dieses Höherlegen der Erosionsbasis oft ruckweise vor sich gegangen ist, beweisen die periodischen Gerölleinstreuungen im permischen Kalkdolomit der nördlichen Giesecke-Bjærge (Profile a), b), c) (Seite 57 ff.)). Wie aus den stratigraphischen Profilen hervorgeht, bestehen die meisten Gerölle aus den leicht kenntlichen Gesteinen der Kaledoniden (gefaltete und metamorphosierte »Eleonore Bay Formation« des Praekambrium). Gelegentlich nur treten daneben noch eckige Trümmer von permischem Kalkdolomit auf, der unmittelbar vor der Sedimentation des klastischen Materials aufgearbeitet wurde. Etwas abseits von diesen Flussmündungen (Deltas) gelangten eben gleichzeitig faziell anders entwickelte Schichten zum Absatz, eine Tatsache, auf die noch des öfteren hingewiesen werden wird. Dass die permischen Basiskonglomerate mariner Entstehung sind, beweisen neben den erwähnten Wechsellagerungen von Dolomit und Geröllhorizonten in den nördlichen Giesecke Bjærge die wenigen Brachiopoden, die ich nach langem Suchen in den Konglomeraten auf der Stilles Ø (Gael Hamkes Bugt) finden konnte. Ob allerdings diese seltenen und schlecht erhaltenen Fossilien eine Bestimmung erlauben, ist fraglich.

Das Permkonglomerat, das nach oben hin allmählich in die katharischen Zechsteindolomite übergeht, weist in bezug auf seine Mächtigkeit beträchtliche Schwankungen auf. Im Gebiet der nördlichen Giesecke Bjærge beträgt sie z. B. 10 m, weiter gegen S zu nur noch 4—5 m (Profil im Zechsteinelv, Seite 67 ff.). In der Region zwischen Kap Franklin und Koralkløft fehlen diese basalen Konglomerate überhaupt ganz, während sie im nördlichen Hold-with-Hope (Kap Stosch, Stilles Ø) über 100 m mächtig sind.

Wie die Untersuchungen der gleichzeitig mit dem Verfasser in Ostgrönland tätig gewesenen Geologen H. STAUBER, K. KLEIBER und W. BIERTHER im Gebiete zwischen Kejser Franz Josephs Fjord und Scoresby Sund gezeigt haben, sind permische Basalkonglomerate auch dort verbreitet in identischer Ausbildung, wovon ich mich bei einer Profilaufnahme in Scoresbyland (Mesters Vig) selbst überzeugen konnte (vgl. Seite 76).

Westlich von Kap Franklin sind die basalen Teile der Permformation abweichend ausgebildet, indem hier häufig Gipsgesteine das Devon überlagern (vgl. KOCH 1931, Profile südlich des Østreplateaet, in der Koralkløft Seite 69 ff.). Meistens handelt es sich um unreine, gipshaltige, graue Mergel und Sandsteine, denen reiner Gips in Form von Schnüren und Linsen eingelagert ist. Neben brecciösen Gipsknollen und kleinen Gipsstöcken treten Horizonte mit weißem Alabaster auf. In einem Profil in der Koralkløft (Aufschluss B) bildet ein 30 m mächtiger Gipsstock die Permbasis. Häufig sind Stauchungen und Quelfältelungen in diesen

Sedimenten zu beobachten. Auch subaquatische Rutschungen geringen Ausmasses dürften bei der Deformation dieser plastischen Gesteine lokal beteiligt gewesen sein. Diese sporadisch auftretenden halogenen Bildungen an der Zechsteinbasis deuten auf lagunär-kontinentale Sedimentationsbedingungen hin. Die Anhydrit-Gipsablagerungen an der Nordseite des Kejsers Franz Josephs Fjordes verdanken also ihre Entstehung abgeschnürten Meeresbuchten (submarine Schwellen) und austrocknenden Lagunen des flachen Zechsteinmeeres, die mit dem offenen Meere nur unvollkommen oder gar nicht in Verbindung standen, und in denen sich eine intensive Verdunstung und lokal langsame Austrocknung geltend gemacht haben müssen. Im ostgrönländischen Zechstein kam es jedoch nur bis zur Ausscheidung der Anhydrit-Gipsgesteine, und Steinsalz oder gar die leicht löslichen Kalisalze fehlen vollständig, im Gegensatz z. B. zu ihrem mächtigen Auftreten im deutschen und russischen Zechstein (Kungur-Kazanstufen). Das permische Klima Ostgrönlands muss demnach ein ziemlich arides gewesen sein, worauf ebenfalls andere Tatsachen hinweisen, auf die weiter unten eingegangen werden soll.

Meistens aber sind weder Konglomerate noch Gipsgesteine an der Permbasis vorhanden, sondern die Schichtserie beginnt sogleich mit kalkig-dolomitischen Ablagerungen.

Bei den katharischen Zechsteinbildungen ist zu unterscheiden zwischen den eigentlichen Riffdolomiten und -kalken, die als massige, teilweise korallogene Stücke auftreten können, und den geschichteten Kalken mit einem wechselnden Dolomitgehalt, die in allen Profilen vertreten sind.

Die rezifalen Bildungen Ostgrönlands verdanken ihre Entstehung dem unruhigen Bodenrelief des flachen Zechsteinmeeres. Auf submarinen Schwellen und Barren des untiefen Schelfrandes konnten sich riffbauende Organismen ansiedeln, vor allem Bryozoen und Korallen. Auf der central-östlichen Clavinging Ø finden sich beispielsweise Kalk- und Dolomitriffe in einer Mächtigkeit von über 100 m (Profile am Productuselv, Forposten, Koralbjærg Seite 31 ff.). Da jedoch die riffbauende Generation solcher Tiere jeweils nur in bestimmten Tiefen unter dem Meeresspiegel aktiv zu wachsen imstande ist (optimales Wachstum in 10—20 m Tiefe), die tieferen Kolonien aber absterben, müssen lokale Senkungen (Submersionen, positive Strandverschiebungen) und Oszillationen des jungpermischen Sedimentationsraumes angenommen werden¹⁾.

¹⁾ Solche Bewegungen bruchtektonisch mobiler Zonen am Ostrande des grönländischen Schildes dokumentieren sich auch am Ende des Zechsteins in der Region der heutigen Gael Hamkes Bugt. Infolge von Hebungen kam es hier zu Emerisionen von Zechsteinriffen, die so der Erosion ausgesetzt wurden und die bekannten Gerölle der »Weissen Blöcke« für die eotriasischen Konglomeratzonen (Kap Stosch)

Die massigen Zechsteinriffe, die vor allem auf der Clavinging Ø schön entwickelt sind, können mit den Küstenriffen rezenter Flachmeere verglichen werden. Die universell darin verbreiteten, autigenen Breccienhorizonte deuten mit Sicherheit auf einen litoralen Sedimentationstrog hin. Durch Meeresströmungen, Abrasion, Einwirkung der Brandung und durch den in einem untiefen Meere stark sich geltend machenden Gezeitenwechsel (mit gelegentlichen Emersionen) erfuhren die zum Teil noch nicht verfestigten Riffbauten eine dauernde Aufbereitung, wobei kein fremdes (allothigenes) Material zugeführt, sondern nur das Riffmaterial in situ brecciös aufgelockert und dann neu sedimentiert wurde²⁾.

Auch Einschwemmungen von Detritus machen eine unmittelbare Küstennahe wahrscheinlich, so die schon erwähnten Konglomerathorizonte innerhalb des Zechsteindolomites (Profile der nördlichen Giesecke Bjærge), ferner Quarzkörner, Kohlenschmitzen usw.

Dass sich im Bereiche dieser permischen Bryozoen- und Korallenriffe eine spezifische Riff-Fauna angesiedelt hat, zeigt die reiche Zechsteinfauna der sog. »Weissen Blöcke« (Permgerölle aus eotriasischen Konglomeratzonen bei Kap Stosch) und des Kalkdolomites auf der Clavinging Ø (vgl. Abschnitt IV.) Natürlich sind auch gewisse Faunenelemente der sog. Productuskalkfazies verbreitet, die im Bereiche der Riffe günstige Lebensbedingungen fanden, während die faziesgebundenen Formen synchroner Ablagerungen Ostgrönlands (wie Ammoniten, *Posidonomya sp.*, etc.) den rezifalen Bildungen eben fehlen. Selbstverständlich können sich lokal verschwemmte Mischfaunen vorfinden, wie beispielsweise die heterogene Permfauna im Martinia-Productuskalk des Margrethedalen (MAYNC 1939 b, vgl. auch Seite 72).

Dass die riffbauenden Organismen zu ihrer Existenz nicht nur seichtes Wasser benötigen, dem klastische Einschwemmungen fehlen, sondern auch warme Meere, steht im Einklang mit unserer Annahme eines ariden Klimas zur Zeit des Oberperm in Ostgrönland (vgl. Seite 80).

Die geschichteten Kalk-Dolomitbildungen des Perm sind im Gegensatz zu den rezifalen Gesteinen in etwas ruhigerem, aber ebenfalls nicht tiefen Meere abgelagert worden. Reine Dolomitbänke sind ziemlich selten (vgl. Dolomitanalyse Seite 58—59), meistens handelt es sich um mehr oder weniger stark dolomitierte Kalke, die z. B. in der »Kom-

liefen konnten. Natürlich tauchten bei diesen lokalen Hebungen zuerst die oberflächennahen Riffe und Productuskalkbänke auf, während die neritischen Bildungen (z. B. der altersgleiche Martiniakalk) bei dem gleichen Hebungsbetrag noch keine Emersion erfuhren. So erklärt sich das Fehlen von Martiniakalkgeröllen in den eotriasischen Konglomeraten des Kap Stosch-Gebietes ohne weiteres (vgl. Tafel VI.).

²⁾ Das bei der Verwesung organischer Stoffe freiwerdende Kohlendioxyd vermag neuen Kalk aufzulösen, der dann die einzelnen, aufbereiteten Kalk- und Dolomitfragmente sekundär zu den charakteristischen Riffbreccien verkittet.

plexen Serie« der Giesecke Bjærge vielfach wechsellagern mit verschiedenen Kalkvarietäten (brecciöse, korallogene Kalke, bituminöse Stinkkalke usw.) und dunklen Schiefern. Die bituminösen Gesteine der »Komplexen Serie« sind besonders gekennzeichnet durch ihren grossen Pyritgehalt (oft faustgrosse Knollen), ausserdem macht sich hier in den Schiefern eine deutliche Sandkomponente bemerkbar. Die Sedimentationsbedingungen dieser variablen Gesteinsserie waren somit auch hier nicht lange Zeit dieselben, und Abrasion, Strömungen, Gezeitenwechsel usw. beeinflussten die Sedimentation auch hier. Die Kalkgesteine sind entweder gebankt oder schiefrig und weisen nicht selten dolomitische Schichtfugen auf. Die Sedimentation wurde hier — wenn auch nicht unterbrochen — so doch kontinuierlich verändert, worauf sich jeweils ein neues Gleichgewicht zwischen Sedimentationsfaktoren und dem nun sich absetzenden Gestein bildete. Repetitionsschichtung, Feinschichtung, Primärbreccien etc. deuten weiterhin auf wechselnde Materialzufuhr, welche ihrerseits wieder Oszillationen im naheliegenden Denudationsgebiet widerspiegelt. Lokale Stauchungen der feingeschichteten Dolomite (z. B. in den Profilen am River 14 Seite 53, an der Ostflanke des Ladder Bjærgs Seite 66 ff., im Jakobsdal Seite 64) sind wohl durch subaquatische Rutschungen am Rande von submarinen Schwellen und in Festlandsnähe hervorgerufen.

Kleine Regressionen (Zunahme des Tongehaltes, Reichtum an Glimmerblättchen) einerseits und Inundationen geringen Ausmasses andererseits (vorwiegend Kalkabsatz, Zurücktreten von Ton und terrigenen Komponenten) lösten sich bei der Ablagerung der »Komplexen Serie« ab, wodurch der typische Schelfcharakter des permischen Sedimentationsraumes, d. h. das ewige Pendeln zwischen Flachsee und Festland, gekennzeichnet wird.

Die gut geschichteten, brachiopodenführenden Permkalke der Hird Bay (südliche Clavering Ø), die unmittelbar von den eotriasischen Schichten überlagert werden, hat H. FREBOLD auf Grund der häufig auftretenden Spiriferidenform *Martinia* M'COY als Martiniengestein bezeichnet (FREBOLD 1931 b, vgl. auch Abschnitt I.).

Lithologisch stellt der Martiniakalk ein überaus charakteristisches Schichtglied der ostgrönländischen Permserie dar, das — wie die stratigraphischen Untersuchungen der letzten Jahre gezeigt haben — bis hinab in den Scoresbysund-Distrikt verbreitet ist.

In der Region der Gael Hamkes Bugt (vgl. Karte Fig. 1) fällt der Martiniakalk als morphologische Steilstufe von etwa 25 m Höhe deutlich auf. Weiter nach N hin tritt dieser orographische Charakter allmählich zurück, was auf eine ausgeprägte Faziesänderung zurückzuführen ist (Übergangsregion zwischen Moskusokseelv und Productus-

elv, Seite 29 ff.). Das stratigraphische Äquivalent, ein Komplex geschichteter, rauh-sandiger Kalke, kann hier auf der centralöstlichen Clavering Ø nicht mehr als eigentlicher Martiniakalk bezeichnet werden. Immerhin aber ist die Brachiopodenfauna noch prinzipiell dieselbe.

Das typische Martiniengestein wird durch gelblich oder hellbraun anwitternde, im frischen Bruch grünlichgraue oder bleigraue Kalke repräsentiert, die ausserordentlich häufig feine Glimmerschüppchen enthalten, die oft zonar besonders angereichert sind. Die ausgezeichnete Schichtung wird noch unterstrichen durch den kontinuierlichen Wechsel von härteren, dickeren Kalkbänken (20—30 cm) mit höckeriger Oberfläche und dünnen, mergelig-tonigen Niveaux (Bänderung). Dadurch wird auch die scharfe Profilierung des eigentlichen Martiniakalkes bedingt (vgl. Profile Seite 24 ff., Tafel I). Zwischendurch können sich auch geringmächtige, schlierige Aufbereitungszonen (dolomitisch) einschalten, was auf relativ geringe Ablagerungstiefe hindeutet. Auch sporadisch eingestreute, kleine eckige Quarzkörner (Profil am Fiskeelv Seite 24), die zuweilen in Flasern angeordnet sind, weisen auf das nahe Festland hin. Verbreitet sind hellgelbliche, wurmförmige oder spiralige Gebilde (Kriechspuren?), Rippelmarks sowie winzige dunkle Pigmenttupfen (Anreicherung organischer Substanz). Der Martiniakalk ist durchwegs ziemlich fossilreich.

Der oberste Teil des Martiniakalkes ist im Gebiete von Elvsborg (vgl. Karte Fig. 1) tonig-mergelig entwickelt, die Schichten sind oft schiefrig und zeigen die charakteristische grünliche Farbe auch an verwitterter Oberfläche. Wegen ihrer geringen Härte zerfallen diese Schichten leicht und geben zu weichen, runden Geländeformen Anlass (vgl. Tafel I.). Ihr Fossilinhalt ist jedoch noch der gleiche (Brachiopoden wie *Martinia* sp., *Chonetes* sp. usf.) wie in den tieferen Teilen des Martiniakalkes, zudem beweisen Wechsellagerungen der beiden Schichtglieder ihre stratigraphische Zusammengehörigkeit (Profile a) und b) der Clavering Ø, Seite 23 ff.).

Der oberste, schiefrige Martiniakalk geht oft langsam in die eotriassische Glyptophiceras-Zone und Otoceras-Zone über, indem unter Beibehalten der grünlichgrauen Färbung des Gesteins der Sandgehalt nach oben zunimmt. Auf diese wichtige Tatsache soll noch eingegangen werden (Teil IV. Seite 95 ff.).

Dem Martiniakalk der Clavering Ø kommt insofern eine grosse Bedeutung für die Permstratigraphie Ostgrönlands und der ganzen Arktis zu, als er den einzigen Horizont repräsentiert, der oberpermische Ammoniten geliefert hat, mit Hilfe derer nun eine sichere Korrelation mit dem indischen Perm (Himalaya) durchgeführt werden konnte (MAYNE 1939 a, 1939 b, MILLER & FURNISH 1939).

Die permischen Posidonomyenschichten Ostgrönlands sind besonders bekannt geworden durch die zahlreichen darin gefundenen Fischreste im Gebiet der Gael Hamkes Bugt. So stammt u. a. die von H. ALDINGER bearbeitete Ganoidfischfauna (ALDINGER 1937) ausschliesslich aus den Schichten dieser Region (Hold-with-Hope), ebenfalls die von E. NIELSEN behandelte Elasmobranchierfauna (NIELSEN 1932, 1935).

Es handelt sich bei den eigentlichen Posidonomyenschichten um hellgelb oder aschgrau anwitternde, blättrige, kalkige Tonschiefer, die durchwegs bituminös sind (lokal ziemlich kohlig, z. B. in der Koralkløft Seite 75). Diese Schiefer, die gelegentlich muskovitreich ausgebildet sein können, sind sehr spröde und brüchig. Sie wechsellagern meistens mit ebenfalls bituminösen, harten Kalkbänken (Bänke bis etwa 20 cm Mächtigkeit), die fast immer Pyrit führen (wie übrigens auch oft die eigentlichen Schiefer). Auch die zuweilen im frischen Bruch zu beobachtenden, rötlichen Flecken rühren von verwittertem Eisensulfid her. Neben diesen dunklen, harten Kalkbänken treten auch zuweilen Konkretionen des gleichen Kalkmaterials auf, die oft die oben erwähnten Fischreste enthalten. Nicht selten kann man in den Posidonomyenschichten Pflanzenreste finden (z. B. in der Region von Elvsborg Seite 24 ff.), deren Erhaltungszustand jedoch leider bis jetzt noch keine Bestimmungen erlaubt hat. Beachtenswert ist aber das mesozoische Gepräge dieser Flora, und T. G. HALLE hat schon vor einigen Jahren die Vermutung ausgesprochen, dass es sich wohl um eine permische (und nicht oberkarbonische!) Flora handeln könnte, die sogar schon triasische Anklänge aufweist (HALLE 1931, Younger Paleozoic Plants from East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 85, No. 1, 1931). Wie es sich dann später gezeigt hat, ist die von T. G. HALLE damals geäußerte Möglichkeit eines jungpermischen Alters der Posidonomyenschichten Tatsache geworden.

Neben den erwähnten, bituminösen Kalkbänken können innerhalb der Posidonomyenschiefer auch Bänke eines dunklen, organogenen Kalkes eingelagert sein, der aus einer Unmenge kleiner Brachiopoden, Bryozoen etc. zusammengesetzt ist (vgl. Profile a) bis e) der Claving Ø (Seite 23 ff.). Diese zoogenen Kalke deuten schon auf den Productuskalk s. str. hin, doch fehlen ihnen noch die grossen Brachiopoden (*Productus timanicus* STUCK., *Pr. porrectus* KUT. usw., *Spirifer ravana* DIEN. etc.) dieser typischen Litoralfazies (vgl. Seite 111 ff.). Immerhin haben beide Schichtglieder einige Formen gemeinsam (*Productus weyprechtii* TOULA *Pr. cf. cancriniformis* TSCHERN. usw.).

Wie die lithologische Ausbildung und die Fauna der Posidonomyenschichten zeigen, sind auch die letzteren in flachen Meeresregionen zum Absatz gelangt. Im Gegensatz zu den Riffkalken, -dolomiten und dem Productuskalk s. str. aber vollzog sich ihre Sedimentation in abgeschlossenen Buchten, die Strömungen und Brandung wenig ausgesetzt waren,

worauf die Schlammfazies, der reiche Bitumengehalt sowie das gefällte Eisensulfid hinweisen. Die Entwicklung solcher stagnierender Buchten und Becken wurde natürlich durch die relativ schnell wachsenden Riffbildungen begünstigt, die auf Untiefen der Zechsteinsee aufgebaut wurden und so die Verbindung mit dem offenen, sauerstoffreichen Wasser verhinderten. Aus diesem Grunde sind gerade die mächtigen Posidonomyenschichten der südlichen Clavering Ø (Region der Hird Bay, vgl. Karte Fig. 1) in unmittelbarer Nähe der Zechsteinriffe im Norden (Profile f), g) und i) der Clavering Ø Seite 31 ff.) abgelagert worden. Und im Süden wurde dieses Schlammbecken von den mächtigen Permkonglomeraten abgeriegelt (vgl. das Faziesschema, Tafel VI.). Die oberpermischen Posidonomyenschichten können demnach mit dem gelegentlich in isolierten Buchten und Lagunen der Schelfregion abgelagerten, rezenten Blauschlamm verglichen werden.

Auch die Posidonomyenschichten können in mehr oder weniger guter Entwicklung bis hinab zum Nathorst Fjord verfolgt werden (NOENYGAARD 1934, STAUBER 1939). Faziell abweichend sind sie in Scoresbyland entwickelt (vgl. Profil Seite 76), indem sich an Stelle der schwarzen, bitumenreichen Schiefer nach oben hin allmählich hellgelbe, feinkörnige Glimmersandsteine einstellen, die neben *Posidonomya sp.* auch Brachiopoden und Bryozoen führen. Es ist mir nicht bekannt, ob diese klastische Fazies der Posidonomyenschichten auch in anderen Permprofilen im Süddistrikt auftritt.

Als Productuskalk s. str. habe ich ein Faziesglied der ostgrönländischen Permserie bezeichnet, das nicht immer mit den von früheren Autoren angewandten Termini wie »Brachiopodenkalk«, »Productuskalk« zusammenfällt. Denn es gibt im bearbeiteten Gebiet Profile, die durchwegs reich sind an Brachiopoden und wo man die Bezeichnung »Brachiopodenkalk« sehr wohl anwenden könnte, die aber nicht die überaus charakteristische Fazies des Productuskalkes s. str. zeigen.

Der ostgrönländische Productuskalk s. str. stellt einen vollständig organogenen Brachiopodenkalk dar, den man besser als Lumachelle oder Brachiopodenbreccie bezeichnen könnte. Diese Fossilkonzentration ist das Resultat einer postmortalen Zusammenschwemmung durch Brandung und Gezeitenströmungen (vgl. auch FREBOLD 1931—32). In vielen Fällen sind die Fossilshalen zerbrochen und dann durch Kalk verkittet worden zu richtigen Schalenpflastern. Man kann stellenweise Handstücke schlagen, in denen man von dem bindenden Kalkzement nichts sieht, wo einzig aufeinandergepackte Brachiopodenschalen das Gestein zusammensetzen. Den überwiegenden Anteil am Aufbau dieser organogenen Breccien bilden grosse Brachiopoden (*Productus ex gr. timanicus-horridus*, *Pr. porrectus* KUTORGA, *Pr. weyprechtii* TOULA u. a., *Spirifer ravana*

DIENER, *Sp. cameratus* MORT., *Sp. marcoui* WAAGEN etc.). Dazwischen kommen Stacheln von Productiden vor, ebenfalls verschiedene Bryozoenkolonien. Oft kann man direkt von reinen Bryozoenkalken sprechen. In Wollaston Forland (Young Sund) spielen zudem Korallen eine wesentliche Rolle am Aufbau des Productuskalkes s. str.

Die gedrängt aufeinander liegenden Brachiopodenschalen besitzen meistens eine dunkelgraue oder bläuliche Farbe, die das typische Gestein noch weiter kennzeichnet. In den Profilen auf Wollaston Forland ist eine stark grünliche Färbung auffallend, die in der Nähe der Gesteine der sog. »Roten Serie« auch ins Rot übergehen kann (vgl. Profile am Korallbjærg Seite 38, im Sandstendal Seite 42, am Kuppelpasset Seite 48).

Die Fauna des Productuskalkes s. str. wird weiter unten im Zusammenhang mit der Fossilführung der anderen permischen Schichtglieder berührt werden (Teil IV.).

Wie aus der vorstehenden Charakterisierung hervorgeht, muss diese Lumachelle des Productuskalkes s. str. in unmittelbarer Küstennähe gebildet worden sein, wo Meeresströmungen und Brandung direkt einwirken konnten. Es ist deshalb kein Zufall, wenn diese Lumachellen in der Umgebung von Riffkalken besonders typisch entwickelt sind.

1931 beobachtete H. FREBOLD am Young Sund unweit der Küste von Wollaston Forland über dem Productuskalk s. str. eine Serie von roten Sandsteinen und sandigen Kalken mit einer kleinen Fauna (FREBOLD 1932 b, 1932 c). Er fasste diesen Komplex unter der Bezeichnung »Rote Serie« zusammen und gab für dieselbe eine Mächtigkeit von etwa 100 m an.

Wie schon gezeigt worden ist (vgl. Seite 42), hat sich zur Zeit des Zechsteins nördlich von 74° Lat. N ein ausgedehntes Landgebiet nordwärts erstreckt, das vom Verfasser »Eskimonia« genannt worden ist (MAYNC 1939 b).

Von der Gael Hamkes Bugt an gegen N, d. h. eben in der Richtung gegen dieses alte Festland zu, machten sich nun im oberen Teil der permischen Ablagerungen langsam terrigene Einflüsse geltend, besonders natürlich unmittelbar in den Regionen dieser alten Permküste selbst (Sandstendal, Brachiopoddal, Permdal, Permpasset, Seite 42 ff.). Und diese Landnähe dokumentiert sich am deutlichsten eben in den Sedimenten der Roten Serie von Wollaston Forland.

Schon im Areal der Gael Hamkes Bugt zeigen sich derartige kontinentale Erscheinungen. So kann nach E. NIELSEN an der Nordküste von Hold-with-Hope im obersten Teil des Martiniakalkes lokal eine Rotfärbung konstatiert werden (z. B. River 9, vgl. NIELSEN 1935). Ein gewisser Sandgehalt, Flasern von eckigen Quarzkörnern sowie eine Rotfärbung von Martiniakalk oder Productuskalk s. str. konnte ich in ver-

schiedenen Profilen beobachten (Fiskeelv, Productuselv, Forposten, Koralbjørg, Grænsedalen).

Die Rote Serie wird lithologisch repräsentiert durch gelbrötliche, feinkörnige Kalksandsteine, die nach oben hin intensiv rot entwickelt sind. Diese Rotfärbung ist durch teilweise kolloidale Verwitterungsprodukte des nördlichen Festlandes (Eisenoxydhydrate, Aluminiumhydroxyd) bedingt. Die geringmächtigen, stark roten, knolligen Breccienkalke im Dach der Zechsteinbildungen (Nr. 5 im Profil im Permdal Seite 47, Nr. 8 im Profil am Permpasset Seite 52) kann man direkt als »fossilen Laterit-Bauxit« bezeichnen. Eingeschwemmte, rosafarbene Feldspäte (Brachiopoddal Seite 46), Muskovitblättchen und die verbreiteten roten Arkosen zeigen deutlich, dass die Emersionsfläche hier das Kristallin (Kaledonikum) gewesen sein muss. Neben diesen eisenschüssigen Sandsteinen und Arkosen ist die geringe Entfernung des Landes »Eskimonia« durch gröberen, terrigenen Detritus gekennzeichnet (Konglomeratzonen), zudem findet sich oft kohliges Pflanzenhäcksel. Im Laufe des Zechsteins hat allem Anschein nach eine Höherlegung der Erosionsbasis stattgefunden.

Die Vermutung, dass die obersten, fossilere Teile der Roten Serie der kontinentalen Trias zugerechnet werden könnten, hat schon früher Erwähnung gefunden (MAYNC 1939 b). Diese Schichten könnten demnach mit Teilen der »Cape Biot Formation« L. KOCH 1927 und der oberen »Klitdal Formation« A. ROSENKRANTZ parallelisiert werden (vgl. Abschnitt IV.).

Trotzdem also die Faziesverhältnisse der ostgrönländischen Permablagerungen ziemlich ungleiche und sprunghaft wechselnde sind (was bei einem Vergleich der verschiedenen Profile und Tafel VI deutlich zum Ausdruck kommt), zeigt sich doch in benachbarten Gebieten jeweils eine prinzipielle Übereinstimmung, so dass eine sichere Korrelation der aufgenommenen Profile möglich ist.

Es muss vor allem betont werden, dass die permischen Bildungen mit deutlicher Diskordanz über eine frühpermische Rumpffläche hinweg transgredieren, die in Wollaston Forland, auf der Claving Ø, in Holdwith-Hope sowie in den nördlichen Giesecke Bjerge aus Kaledonikum besteht (metamorphe Gesteine, Quarzite, Gneise, in welche bei der kaledonischen Faltung Granite eingedrungen sind). In den südlichen Giesecke Bjerge und zwischen Kap Franklin und Koralkløft aber bilden devonische Serien (rote und grünliche Kalksandsteine, orogene Konglomerate mit intrudierten Quarzporphyren usw.) das Liegende (MAYNC 1939 b). Im Gästisdal finden sich grabenförmig im Devon eingelagert noch mächtige Sandsteine und Konglomerate des kontinentalen Karbon (Dinantien) im Liegenden der permischen Sedimente.

Das Perm selbst transgrediert aber nicht nur über verschiedenen alte Schichten, sondern seine basalen Sedimente sind auch an sich verschieden ausgebildet. Während nördlich der Gael Hamkes Bugt (74° Lat. N) dolomitisch-kalkige Riffbildungen direkt auf dem kaledonischen Kristallin folgen, werden die Kalkdolomite des Zechsteins südlich davon noch von groben Konglomeraten unterlagert. Und in der Region des Margrethedalen besteht die Permbasis aus heterogenen Gipsgesteinen.

Es ist möglich, dass die Konglomerate südlich der Gael Hamkes Bugt die ältesten Permschichten Ostgrönlands repräsentieren. Auf der anderen Seite jedoch ist mit der Möglichkeit zu rechnen, dass Perm-konglomerat und die rezifalen Basisschichten auf der Clavering Ø einander wenigstens teilweise faziell entsprechen. Für diese zweite Annahme spricht die Tatsache, dass die Konglomerate allmählich in die Kalkdolomite übergehen (ROSENKRANTZ 1930, MAYNC 1939 b) und in den nördlichen Giesecke Bjerge beide Faziesglieder miteinander wechsellagern (vgl. Profile an der Ostflanke des Ladder Bjærgs Seite 57 ff.). Ein definitiver Entscheid ist zur Zeit nicht zu treffen, vielleicht kann später auf Grund der auf der Stilles Ø im Perm-konglomerat gefundenen Brachiopoden etwas Bestimmteres über dessen Alter ausgesagt werden.

Dass hingegen die Anhydrit-Gips-Ablagerungen in der Umgebung des Margrethedalen faziell den Kalkdolomit mit den Riffbreccien ersetzen können, geht aus den stratigraphischen Verhältnissen in der Koralkloft einwandfrei hervor (vgl. Fig. 29). Hier kann man beobachten, wie sich aus den unreinen Gipsgesteinen der untersten Profilkulisse (A) reine Gipsstöcke entwickeln. Dieser Gips (Aufschlüsse B und C) geht nach Norden hin ziemlich unvermittelt in den hellen, brecciösen Kalkdolomit mit Korallen über, an dessen Basis sich noch ein kaum 1 m mächtiges Basalkonglomerat mit Gipschlirren vorfindet (Kulisse D, Tafel VI.). Dieser Übergang der lagunären Gipsablagerungen in den Korallendolomit zeigt deutlich, dass beide synchron sind, d. h. Faziesäquivalente darstellen¹⁾.

Der brecciöse Kalkdolomit, der in der Region von Kap Franklin den devonischen Bildungen aufliegt, besitzt eine Mächtigkeit von 30–40 m (vgl. Fig. 28). Lithologisch gleich entwickelt ist dieses Gestein auf der südlichen Clavering Ø (Hird Bay), wo jedoch seine Mächtigkeit nur etwa 6 m (Fiskeelv), resp. 10 m beträgt (Profil zwischen Fiskeelv und Fossilelv Seite 25). Dafür stellt sich im Hangenden allmählich die

¹⁾ Selbstverständlich muss man bedenken, dass bei einem Vorrücken des permischen Meeres sich stellenweise Kalke und Dolomite sedimentierten, während in Regionen, die das transgredierende Meer noch nicht erreicht hatte, noch Festland war. Man kann also hier nicht von einem absoluten Synchronismus sprechen, trotzdem keine beträchtliche Altersdifferenz der entsprechenden Schichtglieder bestehen dürfte.

Fazies der Posidonomyenschichten ein (Wechsellagerungen), die beispielsweise bei Elvsborg (Profil am Fiskeelv Seite 24–25) eine Mächtigkeit von mehr als 70 m aufweisen. Durchquert man nun die Claving Ø von S nach N und untersucht dabei die Fazies- und Mächtigkeitsverhältnisse, so kann man eine rapide Mächtigkeitszunahme des basalen Kalkdolomites feststellen (Fiskeelv: 6–8 m, Forposten: 150 m). Dabei bleibt die petrographische Ausbildung dieses Riffgesteins gleich, abgesehen von der etwas abweichenden Faziesvarietät der sog. »Weissen Blöcke« in den Profilen am Productuselv, Forposten und Korallbjærg (Seite 31 ff.). Umgekehrt aber nimmt die Mächtigkeit der Posidonomyenschichten vom Fiskeelv (etwa 70 m) zum Sneugleelv ab (40 m), im Profil westlich des Moskusokseelv beträgt sie nur noch 5–6 m, und dann keilen diese bituminösen Schichten vollständig aus. Man sieht also, dass die Mächtigkeit der Riffbildungen auf Kosten der Posidonomyenschichten nach N hin zunimmt und umgekehrt (vgl. MAYNC 1938, 1939 b). Dadurch kommt ja der Faziescharakter beider Schichtglieder deutlich zum Ausdruck, worauf schon bei der Besprechung der Einzelprofile (Seite 23 ff.) eingegangen wurde.

Schon bei der Beschreibung der stratigraphischen Einzelprofile aus der »Komplexen Serie« (Seite 57 ff.) ist auf die innige stratigraphische Verzahnung von Dolomiten, verschiedenen Kalken und bituminösen Schiefen hingewiesen worden, weswegen ja gerade eine Trennung der im übrigen Gebiete unterschiedenen Faziestypen in den Giesecke Bjærg nicht immer möglich war, und aus welchem Grunde auch die Bezeichnung »Komplexe Serie« eingeführt worden ist (MAYNC 1939 b). Mit Sicherheit sind in dieser variablen Serie die Posidonomyenschichten vertreten (vgl. die Profile im Jakobsdal Seite 64, im Zechsteinelv Seite 67). Auch die bituminösen Schiefer am Bryozoen-Ryg (Profil Seite 59) sind mit den Posidonomyenschichten zu vergleichen. Die verschiedenen Kalke und Dolomite in der Komplexen Serie müssen als Äquivalente des Kalkdolomites betrachtet werden, der synchron ist mit den Posidonomyenschichten (Wechsellagerungen). Auch der Martiniakalk ist sporadisch im Verband mit der Komplexen Serie vertreten (Profil im Zechsteinelv Seite 66), und zwar hier im Liegenden der Posidonomyenschichten. Demgegenüber werden die mächtigen Posidonomyenschichten auf der südlichen Claving Ø von Martiniakalk überlagert (vgl. Profile a) bis e) Seite 23 ff.), resp. sie gehen in denselben über, indem sich im oberen Teil der bituminösen Schiefer schon Bänke von Martiniakalk einstellen, die allmählich die Posidonomyenschichten verdrängen (NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH 1932, vgl. Profile am Fiskeelv Seite 24, im Sneugleelv Seite 27). Diese engen stratigraphischen Beziehungen zwischen Kalkdolomit, Posidonomyenschichten und Martiniakalk beweisen zur Genüge, dass es sich bei den genannten Schichten nur um fazielle Differenzen

handelt und demnach keine nennenswerten Altersunterschiede zwischen diesen verschiedenartigen Sedimenten bestehen können.

Aber auch die zoogene Fazies des Productuskalkes s. str. ist stratigraphisch eng verzahnt mit den eben erwähnten Schichtgliedern der Permserie und ist infolgedessen auch als ein zeitliches Äquivalent derselben aufzufassen (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b). Denn wie ein Blick auf die Profilserien (Figs. 9 a, 11 a, 28, Tafel VI) zeigt, sind die Lumachellen des Productuskalkes s. str. auf der südlichen Claving Ø innerhalb der Posidonomyenschichten entwickelt (Fiskeelv, Fossilelv, Sneugleelv, Profil westlich des Moskusokseelv Seite 23 ff.), und die gleichen Verhältnisse sind in den Giesecke Bjerge festzustellen (Bryozoen-Ryg, Zechsteineelv). In Regionen aber, wo die Fazies der Posidonomyenschichten fehlt, sind diese Productuskalkbänke dem Martiniakalk (oder dessen stratigraphischen Äquivalenten) eingelagert, z. B. auf der Claving Ø (Profil im Productuselv, am Forposten und Korallbjærg Seite 31 ff.). Auch an der Nordküste von Hold-with-Hope (Profil am River 14 Seite 53) ist der Productuskalk s. str. als Bank innerhalb des Martiniengesteins ausgebildet, obwohl hier noch typische Posidonomyenschichten vorhanden sind. Dadurch kommt besonders deutlich zum Ausdruck, dass der Productuskalk s. str. eine Fazies repräsentiert (MAYNC 1939 a, 1939 b).

In Wollaston Forland, wo keine Posidonomyenschichten abgelagert worden sind, tritt der Productuskalk s. str. im Hangenden des Kalkdolomites auf (vgl. Fig. 11 a). Hier ist auch kein eigentlicher Martiniakalk mehr zum Absatz gelangt, sondern derselbe ist in der Fazies der Roten Serie entwickelt (FREBOLD 1932 c, MAYNC 1938, 1939 b). Wie schon gelegentlich angeführt wurde, deutet die Rote Serie das grosse Festland »Eskimonia« nördlich von Wollaston Forland an (MAYNC 1939 a, 1939 b). Es konnte aber festgestellt werden, dass Rote Serie und Productuskalk s. str. faziell ebenfalls eng verknüpft sind (Einlagerungen von Productuskalkbänken in der Roten Serie, z. B. am Permpasset Seite 51, Wechsellagerungen beider Faziestypen im Sandstendal Seite 42, im Grænsedalen Seite 49, am Permpasset Seite 51). Somit sind auch Productuskalk s. str. und Rote Serie synchrone Ablagerungen.

Wie sich also gezeigt hat, können alle im untersuchten Gebiet ausgebildeten Schichtglieder des Oberperm einander faziell ersetzen, d. h. sie müssen relativ gleiches Alter besitzen. Auf dieses wichtige Ergebnis ist schon in früheren Rapporten des Verfassers hingewiesen worden (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b).

IV. ALTERSFRAGE UND EINIGE PALAEONTOLOGISCHE DATEN DER JUNGPALAEOZOISCHEN BILDUNGEN IN OSTGRÖNLAND

Wie gezeigt werden konnte und wie auch aus dem historischen Teil der vorliegenden Arbeit (Seite 11 ff.) hervorgeht, müssen die jungpalaeozoischen, marinen Bildungen Ostgrönlands alle mit dem Oberperm (Kungurian-Kazanian = Zechstein) korreliert werden. Zu diesem wichtigen Schluss kam der Verfasser im Sommer 1936 bei seinen stratigraphischen Aufnahmen auf der Clavering Ø (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b). Denn es konnte dabei festgestellt werden, dass die in der Literatur über Ostgrönland viel citierten »Weissen Blöcke« des Zechsteins, welche als Gerölle in eotriasischen Konglomeraten an der Nordküste von Hold-with-Hope (Kap Stosch) auftreten und auch auf der Wegener Halvø gefunden worden sind (vgl. KOCH 1929), dass diese rezifalen Gesteine gar nicht das ursprünglich Hangende der anstehenden Permserie darstellen. Seit der Entdeckung der »Weissen Blöcke«, deren Zechsteinalter unbestritten ist, wurde nämlich von allen Forschern angenommen (ROSENKRANTZ, KOCH, FREBOLD u. a.), dass diese Zechsteinbildungen die »oberkarbonisch-unterpermischen« Schichten der in Ostgrönland gefundenen Profile primär überlagert hätten und infolge einer praetriaschen Denudation überall abgetragen worden seien. Anstehender Zechstein war bis dahin in Grönland unbekannt, und nur aus diesen eotriasischen Geröllen schloss man auf das ehemalige Vorhandensein oberpermischer Ablagerungen.

Meine Untersuchungen auf der Clavering Ø ergaben nun, dass die Zechsteinkalke und -dolomite in der Fazies der »Weissen Blöcke« hier zuweilen anstehend vorhanden sind. Die heterogenen Riffbildungen (Kalkdolomit), die ja auf dieser Insel wie auch auf Wollaston Forland als Basis der permischen Schichtserie die kaledonischen Gneise und metamorphen Gesteine überlagern (vgl. die stratigraphischen Einzelprofile sowie Figs. 9 a, 11 a, 28 und Tafel VI), können nämlich lokal in dieser charakteristischen Zechsteinfazies entwickelt sein (Permprofile am Productuselv, am Forposten und am Korallbjærg, Seite 31 ff.). Der brecciöse Riffkalk weist dann Nester und grössere

Partien von kreidig-weissem, dichtem Kalk auf, der einwandfreie Zechsteinfossilien führt (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b), und zwar sind es dieselben Formen, die auch die losen »Weissen Blöcke« charakterisieren (vgl. Seite 96 ff.). Im Handstück ist dieser anstehende Zechsteinkalk nicht von den eotriasischen Zechsteingeröllen von Kap Stosch zu unterscheiden.

Diese stratigraphisch wichtige Feststellung wirft nun ein ganz neues Licht auf das Alter des ostgrönländischen Perm (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b). Denn auf Grund der Tatsache, dass die »oberkarbonisch-unterpermischen« Schichten, die bisher als Äquivalente der russischen Schwagerinastufe (Sakmarian-Artinskian im heutigen Sinne) betrachtet (vgl. historischer Teil Seite 12 ff.) und erst vor kurzem teilweise mit dem Kungurian korreliert worden sind (FREDERICKS 1934, ALDINGER 1935, KOCH 1936), stratigraphisch von sicheren Zechsteinbildungen unterlagert werden, ergibt sich natürlich ein wesentlich jüngeres Alter der ersteren.

Im Kapitel III. über Lithologie und Faziesverhältnisse ist gezeigt worden, dass die in Ostgrönland angetroffenen Permsedimente gleiches Alter besitzen, da sie als Faziesglieder einer einzigen Schichtserie erkannt worden sind (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b). Somit ist die Altersfrage der ganzen Formation gelöst, sobald die Horizontfixierung nur einer oder weniger Faziestypen gelungen ist.

Für die Altersbestimmung des ostgrönländischen Perm stehen uns nun verschiedene palaeontologische Daten zur Verfügung, die nachstehend in der Reihenfolge ihrer Wichtigkeit kurz besprochen werden sollen. Ein Gesamtbild der grönländischen Permfauna wird von berufener Seite entworfen werden, sobald die Bestimmung der reichen Sammlungen durchgeführt sein wird.

Es sei nochmals betont, dass es sich bei den in dieser Arbeit citierten Fossilien (mit Ausnahme der Cephalopoden) durchwegs um vorläufige Feldbestimmungen handelt und sich der Verfasser a priori darüber klar ist, dass dieselben nach der abgeschlossenen Bearbeitung des reichen Fossilmaterials durch Herrn Professor DUNBAR mancherlei Ergänzungen und Änderungen (Revision der Nomenklatur usw.) erfahren werden. Aber wie schon im Vorwort (Seite 7 ff.) hervorgehoben wurde, ist eine stratigraphisch-fazielle Abhandlung ohne Berücksichtigung des Fauneninhaltes der betreffenden Schichten etwas Unbefriedigendes, und da beim Abschluss der vorliegenden Arbeit die Untersuchungen Professor DUNBARS noch nicht weit fortgeschritten waren, schien mir die Erwähnung vorläufiger Bestimmungen doch einigermaßen gerechtfertigt.

Die vereinzelt Ammoniten, die bis jetzt im permischen Martinialkalk der südlichen Clavering Ø (Region der Hird Bay bis zum Brinkley Bjærg, vgl. Kartenskizze Fig. 1) gefunden und durch A. K. MILLER

(Iowa, U. S. A.) bearbeitet worden sind (MILLER & FURNISH 1939), haben ausserordentlich wichtige und sichere Resultate über das Alter des Martiniakalkes geliefert, das auf Grund der übrigen Faunenelemente (*Martinia triquetra* GEMM., *Chonetes aff. capitulinus* TOULA u. a., *Posidonomya sp.*, *Arctacanthus*¹⁾ *uncinatus* NIELSEN, *Agassizodus groenlandicus* NIELSEN, *Fadenia crenulata* NIELSEN, *Campodus sp.* usw.) nicht iendeutig festgelegt werden könnte.

Die wenigen historischen Angaben über die früheren Ammonitenfunde sind älteren Arbeiten zu entnehmen (FREBOLD 1932 a, ALDINGER 1935, MAYNC 1939 b, MILLER & FURNISH 1939).

H. FREBOLD hat 1932 zwei dieser Ammonitenformen aus dem Martiniakalk der südlichen Claving Ø (Elvsborg) beschrieben, nämlich *Medlicottia malmqvisti* FREBOLD und *Godthaabites* (gen. nov.) *kullingi* FREBOLD (FREBOLD 1932 a). Die neu aufgestellte Gattung *Godthaabites* glaubte H. FREBOLD in die Familie der *Arcestidae* *Mojsisovics* einreihen zu müssen (FREBOLD, loc. cit.).

A. K. MILLER & W. M. FURNISH haben 1939 zusammen mit den von H. FREBOLD behandelten Exemplaren alle vorhandenen Ammoniten aus dem Martiniakalk begutachtet (MILLER & FURNISH 1939). Es ist diesen Autoren nun gelungen, mit Hilfe der weiter entwickelten Formen aus den neuen Sammlungen (NIELSEN 1935, MAYNC 1936, 1937) zu zeigen, dass *Godthaabites* (FREBOLD) nur eine Jugendform von *Cyclolobus* (*Stacheoceras*-Stadium) darstellt. Demnach gilt für diese Formen-Gruppe heute die Bezeichnung *Cyclolobus kullingi* FREBOLD.

Cyclolobus (WAAGEN) ist nun eine ganz spezifisch oberpermische Gattung, und zwar repräsentiert dieselbe das jüngste Glied der formenreichen *Cyclolobiden*-familie. Das kommt u. a. auch in der oberpermischen Evolutionsreihe der Genera *Waagenoceras*-*Timorites*-*Cyclolobus* zum Ausdruck (MILLER & FURNISH 1939), die eine progressive Zerschlitzung der Suturen aufweisen (zunehmende Zahl der externen Lateralloben).

Cyclolobus (*C. oldhami* WAAGEN) tritt vor allem im oberen Productuskalk der Salt Range auf («Chideru beds»), ebenfalls in den Ablagerungen von Chitichum (Himalaya) und den «Kuling beds» von Spiti (*C. oldhami* WAAGEN, *C. insignis* DIENER, *C. krafftii* DIENER, *C. haydeni* DIENER), ist also leitend für das oberste Perm der indischen Geosynklinale.

Das permische Alter des indischen Productuskalkes (Salt Range, Himalaya) ist heutzutage unbestritten, und die alte Auffassung von F. NOETLING (1901), es sei der ganze Productuskalk (mit Ausnahme der

¹⁾ Die Genera *Arctacanthus* NIELSEN 1932 und *Dolophonodus* BRANSSON 1933 sind identisch.

basalen »Boulder beds«) mit dem Zechstein zu korrelieren, demnach wieder zu voller Berechtigung gelangt.

Die unmittelbare Basis des unteren Productuskalkes muss mit dem obersten Unterperm, resp. »Mittelperm« (unteres Oberperm) parallelisiert werden¹⁾, wofür auch das Auftreten von *Parafusulina kattaensis* SCHWAGER in diesen tiefsten Schichten spricht (DUNBAR 1933, SCHUCHERT 1932). Somit besitzt der ganze Komplex sicher postartinskisches Alter. Das höchste Niveau des oberen Productuskalkes, die sog. »Chideru beds« (die früher als Artinsk betrachtet worden sind, vgl. TSCHERNYSCHEV 1904), muss auf Grund seiner Ammonitenfauna (*Cyclolobus oldhami* WAAGEN, *Xenodiscus carbonarius* WAAGEN, *Medlicottia primas* WAAGEN usw.) dem obersten Perm entsprechen. Demnach vertritt der Productuskalk der Salt Range sicher »Mittelperm« — Oberperm.

Ein »mittelpermisches« Alter (Kungurian) wird u. a. auch dem Siosio-kalk Siziliens zugesprochen (MILLER 1933, GRECO 1935), der wiederum korreliert wird mit den »Bitauni-Basleo-Horizonten« von Timor (SMITH-PERRIN 1926), der »Word Formation« von Texas (»*Waagenoceras*-Zone«), der »Phosphoria Formation« von Wyoming (MILLER & CLINE 1934), den Permablagerungen der Krim (TOUMANSKY 1931), des Kaukasus (LIKHAREV 1937), Kroatiens (VOGL 1913), den ostalpinen »Trogkofelkalken« (FREDERICKS 1929, HERITSCH 1933, 1938, MILLER 1933), dem Perm von Tunis bei Gebel Tébagá (DOUVILLÉ, SOLIGNAC & BERKALOFF 1933) usw. So finden sich beispielsweise die typischen Formen wie *Medlicottia artiensis* GRÜNW. und *M. (Artinskia) orbignyana* DE VERN. (und ihre Varietät *M. trautscholdi* GEMM. von Sizilien) aus der russischen »Cora-Zone« des Kungur (GORSKY 1937) in den meisten der eben genannten Permorkommen, zudem in den permischen Ablagerungen von Pamir (Kubergandy)²⁾, von Darvaz (Turkestan)³⁾ etc., und dieselbe Form wird auch aus Novaya Zemlya citiert (PETRENKO 1937).

Die Cephalopodenfauna des oberen Productuskalkes der Salt Range und des Himalaya (Chitichum, Spiti) ist jedoch sicher jünger als die mediterrane Tethysfauna und die indische Fauna des »Mittelperm«, sie besitzt somit postkungurisches Alter. Der obere Productuskalk Indiens muss demnach mit der russischen Kazanstufe und dem europäischen Zechstein koordiniert werden, aus welchen leider keine Ammonitenfaunen bekannt sind, die direkte Vergleiche zulassen würden. Trotzdem hat u. a. G. MERLA den oberen Productuskalk (Salt Range) und die oberpermische Fauna von Chitichum (Himalaya) mit *Cyclolobus sp. div.*,

¹⁾ Vgl. auch T. K. HUANG (1932).

²⁾ Vgl. TOUMANSKY 1935.

³⁾ Vgl. TOUMANSKY & BORNEMANN 1935.

*Krafftoceras*¹⁾, *Xenodiscus carbonarius* WAAG., *Stacheoceras trimurti* DIENER etc., die ihrerseits von C. DIENER mit der oberpermischen Fauna von Loping (China) und von Djulfa (Armenien) verglichen wird (DIENER 1897), mit dem Kazanian Russlands parallelisiert (MERLA 1934). Diese Auffassung gelangt erst jetzt durch die neuen Entdeckungen in Ostgrönland zu ihrer vollen Berechtigung, sind doch hier Ammoniten-führende Ablagerungen des obersten Perm und Riffbildungen mit einer Zechstein-Kazanfauna stratigraphisch-faziell eng miteinander verknüpft.

Abgesehen von seinem Auftreten in den jungpermischen Ablagerungen Indiens findet sich *Cyclolobus* (*C. walkeri* DIENER var. *madagascariensis* BESAIRIE, *C. astrei* BES.) in den oberpermischen »Amilobé-Schichten« von Madagaskar (BESAIRIE, BREISTROFFER, COLLIGNON & LAMBERT 1936, MILLER & FURNISH 1939). G. ASTRE citiert ausserdem aus den Productusschichten von Ankitokazo (nördliches Madagaskar) *Xenodiscus carbonarius* WAAGEN, *Schizodus truncatus* KING, *Productus abichi* WAAGEN (der u. a. auch aus dem Oberperm von Djulfa in Armenien (vgl. BONNET 1912) sowie aus dem Perm von Timor angeführt wird, vgl. ROTHPLETZ 1892 in PANNEKOEK u. a. 1931), *Athyris royssii* L'Ev., *Dielasma elongatum* SCHLOTH. etc. (ASTRE 1934), also eine oberpermische Fauna, die enge Beziehungen zeigt zu Ostgrönland, und die mit der himalayansischen Chitichum-Fauna vergleichbar ist²⁾.

Die *Cyclolobus*-arten von Timor (»*Cyclolobus*-Zone« von SMITH-PERRIN 1926) aus dem sog. »Amarassi-Horizont« (*Cyclolobus* (»*Arcestes*«) *persulcatus* ROTHPL. u. a.) gehören zu primitiveren Typen als *Cyclolobus kullingi* FREBOLD (*Waagenoceras*, *Timorites*, *Hanieloceras*) und repräsentieren demnach etwas ältere Ablagerungen (MILLER 1933, MILLER & FURNISH 1939).

Auch der von M. GORTANI (vgl. GRECO 1935) 1906 citierte ?*Cyclolobus stachei* GEMM. aus dem Perm des Col Mezzodi (Ostalpen) wird heute als *Waagenoceras* angesehen, diese Schichten sind somit älter und entsprechen etwa der Fauna des Siosiokalkes (Sizilien), vgl. auch FREDERICKS 1929.

Das Vorkommen von *Medlicottia* im Martiniakalk allein würde keine genaue Horizontfixierung gestatten, ist doch dieses Genus typisch für das ganze Perm (nur *Episageceras* NOETLING³⁾ reicht noch in die Trias hinauf). Da jedoch *Medlicottia malmqvisti* FREBOLD zusammen mit dem

¹⁾ Von C. DIENER (DIENER 1904) vorgeschlagene Bezeichnung für *Cyclolobus oldhami* WAAGEN nahestehenden Formen (*C. haydeni* DIENER, *C. krafftii* DIENER, *C. walkeri* DIENER) mit etwas abweichender Lobenlinie. Wie aber kürzlich gezeigt worden ist (MILLER & FURNISH 1939), kann dieses Subgenus nicht aufrecht erhalten werden, da es sich doch um einen typischen Vertreter von *Cyclolobus* (WAAGEN) handelt.

²⁾ Auch die marine Eotrias ist ja in Madagaskar gleich entwickelt wie in Ostgrönland (mit *Glyptophiceras gracile* SPATH, *Ophiceras* sp., *Proptychites* sp. usw.), vgl. BESAIRIE, BREISTROFFER, COLLIGNON & LAMBERT 1936.

³⁾ = *Medlicottia wynnei* WAAGEN.

sicher oberpermischen *Cyclolobus kullingi* FREBOLD auftritt, kommt nur eine Identität mit *Medlicottia primas* WAAGEN aus der Cyclolobus-Zone des Himalaya in Frage (vgl. MILLER & FURNISH 1939).

Da der Martiniakalk lithologisch nach oben hin langsam in die schon zur Eotrias gerechnete Glyptophiceras-Zone (SPATH 1930, 1935) übergeht (vgl. Teil II. und III. der vorliegenden Arbeit), kann kein so bedeutender Hiatus zwischen diesen Formationen bestehen wie bisher angenommen wurde. Vielmehr ist mit der Möglichkeit eines tatsächlichen stratigraphischen Überganges vom Oberperm in die Eotrias zu rechnen. Die schon von L. F. SPATH (1930, 1935) festgestellten permischen Faunenelemente (Productiden und Bryozoen) in der untersten Glyptophiceras-Zone (*Glyptophiceras triviale* SPATH) könnten ebenfalls auf einen solchen Übergang hinweisen, da nicht bewiesen werden kann, dass die permischen Fossilformen wirklich auf sekundärer Lagerstätte liegen. L. F. SPATH betont ja selbst in den oben citierten Arbeiten, dass der Erhaltungszustand der permischen Brachiopoden ebenso gut sei wie derjenige der triasischen Formen. Die von L. F. SPATH (loc. cit.) erwähnte Ähnlichkeit zwischen triasischen Otocerasformen aus Ostgrönland und dem allgemein noch als permisch betrachteten *Prototoceras trichoides* ABICH aus Armenien (der mit *Hungarites raddei* ARTH. und Productiden zusammen vorkommt) weist doch auf enge palaeontologische Affinitäten der beiden Formationen hin (vgl. auch ABICH 1878, ARTHABER 1900, BONNET 1912). Vielleicht gelingt es sogar einmal, die in Ostgrönland heute noch nicht nachgewiesenen Zwischenformen von oberpermischen und eotriasischen Ammoniten aufzufinden und damit gleichzeitig den Beweis zu erbringen, dass in Ostgrönland eine lückenlose Zonengliederung vom Oberperm in die vollständigste Eotrias der Erde durchgeführt werden kann.

Im historischen Teil (Seite 16 ff.) ist dargelegt worden, dass die Fauna der bekannten »Weissen Blöcke« von Hold-with-Hope (»Cape Stosch Formation« L. KOCH 1927) mit dem westeuropäischen Zechstein korreliert werden muss (ROSENKRANTZ 1929, 1930, FREBOLD 1931 a, 1931 c, 1933, KOCH 1935), der seinerseits mit der Kungurstufe und vor allem mit dem Kazanian Russlands zu parallelisieren ist¹⁾.

¹⁾ Leider war mir die klassische russische Literatur über das Karbon und Perm nicht zugänglich. In den letzten Jahren ist jedoch über das wirkliche Alter der oberkarbonischen und permischen Bildungen Russlands so viel diskutiert worden, dass es für den Aussenstehenden unmöglich wurde, sich in der grossen Zahl von zudem meist in russischer Sprache geschriebenen Arbeiten zurechtzufinden. Aus diesem Grunde stützt sich der Verfasser bei den Vergleichen mit dem russischen Perm ausschliesslich auf die Abhandlungen, die anlässlich des Internationalen XVII. Geologenkongresses der U.S.S.R. 1937 erschienen sind. Ein Brief an G. FREDERICKS (Leningrad), in welchem der Verfasser diesen prominenten Kenner der russischen Permstratigraphie um einige Auskünfte bat, ist leider unbeantwortet geblieben.

Auf die Altersfixierung der einzelnen Formen dieser Zechsteinfrauna ist an gleicher Stelle schon eingegangen worden (Seite 17 ff.). Sowohl A. ROSENKRANTZ (loc. cit.) wie H. FREBOLD (loc. cit.) haben eine Aufteilung dieser eotriasischen Zechsteingerölle nach lithologischen Gesichtspunkten durchgeführt und so verschiedene Geröllgruppen ausgeschieden (vgl. Tabelle unten). Allerdings scheint mir die biostratigraphisch unnatürliche Trennung einheitlicher Gesteinstypen in Gruppen mit Brachiopoden und andere mit vorwiegend Lamellibranchiaten wertlos, und die neuen Aufnahmen in Ostgrönland haben ja auch gezeigt, dass es sich bei den »Weissen Blöcken« nur um eine rezifale Faziesentwicklung der oberpermischen Schichtserie handelt. Dass in einer Riff-Fazies unbedeutende Gesteinsdifferenzen auftreten können (vor allem geringe Unterschiede in der Farbe), ist ja ohne weiteres klar. Dieselben berechtigen jedoch nicht zu einer Trennung in verschiedene stratigraphische Zonen.

In Ostgrönland oben hatte der Verfasser Gelegenheit, die neuen Sammlungen »Weisser Blöcke« von E. NIELSEN (Sommer 1937) durchzusehen und in der Umgebung des Spath Plateau (Nordküste von Holdwith-Hope) solche im Felde aus eigener Anschauung kennen zu lernen. Dabei bewahrheitete sich meine schon im ersten Expeditionsjahre (1936/37) aufgekommene Vermutung, es sei der rezifale Kalkdolomit der Clavering Ø mit diesen eotriasischen Zechsteingeröllen in Beziehung zu bringen. Denn sowohl petrographisch wie auch faunistisch kann kein Zweifel mehr bestehen an einer Identität gewisser Partien des anstehenden, heterogenen Zechsteinriffes auf der Clavering Ø und der »Weissen Blöcke« von Kap Stosch (vgl. MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b).

Vergleichstabelle der Unterteilung der »Weissen Blöcke« durch A. ROSENKRANTZ (1930) und H. FREBOLD (1931, 1933).

Blocktypen nach A. ROSENKRANTZ	Geröllgruppen nach H. FREBOLD	Altersbestimmung nach H. FREBOLD
Nr. 9 Nr. 8, 7, 6	Gruppe I II	Mittlerer und ?oberer Zechstein
Nr. 5 (teilweise)	Gruppe III	Unterer, eventuell noch älterer mittlerer Zechstein
Nr. 5 (teilweise)	Gruppe IV	Unterer Zechstein
Nr. 3	Gruppe V	Älterer mittlerer Zechstein
Nr. 1	Gruppe VI	»Schwagerinastufe«

In der folgenden Tabelle sollen nun einige Gesteinstypen aus den »Weissen Blöcken« mit Varietäten aus den anstehenden Riffbildungen der Clavering Ø verglichen werden.

Vergleich einiger Handstücke von »Weissen Blöcken« des Kap Stosch-Gebietes (Sammlung E. NIELSEN) mit dem anstehenden Zechstein der östlichen Clavering Ø.

Gesteinsbeschreibung	»Weisse Blöcke« von Hold-with-Hope	Anstehender Zechstein der Clavering Ø
Gelblich-weisser, dichter Kalk mit zahlreichen Exemplaren von <i>Liebea hausmanni</i> GOLDF.	Handstück Nr. 7 (Coll. NIELSEN) vom Fiskeplateauet, Kongl. II.—III. (5. Juni 1937).	Handstücke Nr. 303, 304 und 305 (Coll. MAYNC 1936, Productuselv, Nr. (1), vgl. Seite 31).
Weisser, dichter Kalk, rauh oder kreidig anwitternd, mit Bryozoen, <i>Spiriferina aff. multiplicata</i> KING, <i>Streptorhynchus pelargonatus</i> SCHLOTH. ¹⁾ , <i>Liebea hausmanni</i> GOLDF., <i>Pleurophorus sp.</i> , <i>Pseudomonotis sp.</i> usw.	Handstücke Nr. 3, 4, 6, 96, 99 (Coll. NIELSEN), River 6, Konglomerat III. (12. Juni 1937).	Vertreten unter den Handstücken Nr. 2289—2315 (Coll. MAYNC 1937) vom Korallbjærg, Nr. (6), (vgl. Seite 38).
Hellgrauer, rauher Kalk mit kleinen, polygenen Geröllen. Darin grosser <i>Productus ex gr. timanicus-horridus</i> .	Handstück Nr. 94 (Coll. NIELSEN 1937) vom Fiskeplateauet, Konglomerat II.—III. (5. Juni 1937).	Vertreten unter den Handstücken Nr. 495—512 (Coll. MAYNC 1936) vom Forposten (1025 m) (Seite 34).
Gelblich anwitternder, weisser Kalk, mit <i>Liebea hausmanni</i> GOLDF., <i>Productus horridus</i> Sow.	Handstück Nr. 3 (Coll. NIELSEN) vom Fiskeplateauet, Kongl. II.—III. (5. Juni 1937).	Handstück Nr. 507 (Coll. MAYNC) vom Forposten, 1025 m (Seite 34).
Porös-löcheriger, unreiner Kalk mit wulstiger Oberfläche. <i>Athyris pectinifera</i> Sow., <i>Spiriferina cf. multiplicata</i> KING, <i>Productus aff. horridus</i> Sow.	Handstück Nr. 100 (Coll. NIELSEN) vom Fiskeplateauet, Kongl. II.—III. (5. Juni 1937).	Vertreten unter den Handstücken Nr. 513—556 (Coll. MAYNC) vom Forposten, Nr. (4) (Seite 34).
Rauher, weisslicher Kalk mit wenigen Fossilien (<i>Bakewellia sp. u. a.</i>).	Handstück Nr. 97 (Coll. NIELSEN) vom River 6, Kongl. III. (12. Juni 1937).	Vorkommend im Profil am Korallbjærg (Seite 39).

¹⁾ Kommt gelegentlich auch im anstehenden Productuskalk s. str. in Ostgrönland vor (FREBOLD 1933).

Ausserdem finden sich im anstehenden Riffkalk und -dolomit graue oder weissliche Gesteine mit *Schizodus obscurus* Sow. (und andere Species), ?*Aviculopecten sp.*, *Pleurophorus sp.*, *Lithodomus sp.*, *Productus horridus* Sow., *Fenestella sp.* etc. (Profil am Korallbjærg).

In plattigen, dichten, hellgrauen Kalken wurden gefunden (Zackenrat Seite 38) *Schizodus cf. obscurus* Sow., *Pseudomonotis cf. speluncarea* SCHLOTH., *Spiriferina cristata* SCHLOTH. var. *multiplicata* KING u. a. In den zoogenen Bänken am Forposten (Seite 33) kommen ferner vor (3a und 3c) *Dielasma elongatum* SCHLOTH., ?*Pseudomonotis aff. speluncarea* SCHLOTH. und *Schizodus sp.* Bryozoen sind im Allgemeinen in grünlich-grauen Nestern und Flasern innerhalb der hellen Kalkdolomite angereichert (lithologisch identisch mit gewissen Varietäten des *Productus*-kalkes s. str. von Wollaston Forland). Nicht selten sind auch die einzelnen Fossilien zertrümmert und nur in Fragmenten vorhanden, und oft hat es den Anschein, als ob bei einigen Handstücken aus den »Weissen Blöcken« abgeschliffene Schalenreste eingesedimentiert worden wären. Die von A. ROSENKRANTZ (1930) und H. FREBOLD (1931, 1933) erwähnten Eindrücke an der Oberfläche der Zechsteinblöcke, die bisher als Eindrücke in noch nicht verfestigtem Gesteinsmaterial erklärt worden sind, scheinen mir vielmehr von ausgewitterten Fossilien herzuführen.

Diese wenigen Ausführungen dürften genügen, um die lithologische Identität von »Weissen Blöcken« und gewissen Varietäten des anstehenden Kalkdolomites zu zeigen. Auch geht daraus hervor, dass viele Faunenelemente der »Weissen Blöcke«, die in den verschiedenen Arbeiten von H. FREBOLD (loc. cit.) behandelt worden sind, ebenfalls Teile des rezifalen Kalkdolomites kennzeichnen.

Was nun die Altersstellung der Riffbildungen der Clavinger Ø anbelangt, so kann auf die untenstehende Tabelle verwiesen werden. Ob schon in der vorliegenden Arbeit vor allem Lithologie und Faziesverhältnisse der Permserie Ostgrönlands untersucht und die palaeontologischen Fragen später von berufener Seite behandelt werden sollen, möge es dem Verfasser doch gestattet sein, einige Bemerkungen über die eben erwähnte Riff-Fauna beizufügen.

Wie die Publikationen von A. ROSENKRANTZ und H. FREBOLD über die Fauna der »Weissen Blöcke« gezeigt haben, sind enge Relationen zum germanischen und englischen Zechstein unbestritten. Vor allem sind es Formen des unteren und mittleren Zechsteins, welche die eotriasischen Gerölle von Kap Stosch charakterisieren, während der obere Zechstein weniger vertreten ist.

Über die Zechsteinbrachiopoden Deutschlands gibt uns eine neuere Arbeit Auskunft (MAHLZAHN 1937). In derselben kommt zum Ausdruck, dass den Brachiopoden des Zechsteins im Allgemeinen nur eine beschränkte Leitfähigkeit zukommt, da die meisten von ihnen auf alt-

Die hauptsächlichsten Formen aus der Riff-Fauna der »Weissen Blöcke« (und des anstehenden Zechsteinkalkes auf der Clavinger Ø) und ihre stratigraphische Verbreitung im westeuropäischen Zechsteinbecken (vorw. nach H. FREBOLD).

	Deutsch-Englisches Zechsteinbecken		
	Zechstein		
	unterer	mittlerer	oberer
<i>Schizodus obscurus</i> SOW.	+	+
— <i>schlothheimi</i> GEINITZ	(+)	+
— <i>truncatus</i> KING	+	+	..
— <i>planus</i> GOLOWK.
<i>Lima permiana</i> KING	+
<i>Bakevella antiqua</i> MÜNSTER	+	+	+
— <i>ceratophaga</i> SCHLOTH.	+	+
<i>Pseudomonotis speluncarea</i> SCHLOTH.	+	+	..
<i>Liebia hausmanni</i> GOLDF.	+	..
<i>Modiolopsis teploft</i> DE VERN.
<i>Pleurophorus costatus</i> KING	(+)	+	+
<i>Streptorhynchus pelargonatus</i> SCHLOTH.	+	+	..
<i>Productus horridus</i> SOW.			
— <i>mut. initialis</i> EISEL	+
— <i>var. hoppeianus</i> EISEL	(+)	+	..
<i>Spirifer cf. alatus</i> SCHLOTH.	+	+	..
<i>Spiriferina cristata</i> SCHLOTH. <i>var. multiplicata</i> KING	+	+	..
<i>Athyris pectinifera</i> SOW.	+	+	(+)
<i>Dielasma elongatum</i> SCHLOTH.	+	+	..

permische, oberkarbonische und z. T. noch ältere Stammformen zurückgeführt werden können. Einzig *Productus horridus* SOW., *Spirifer alatus* SCHLOTH., *Strophalosia lamellosa* GEINITZ, *Str. excavata* GEINITZ, *Str. morrisiana* KING, *Str. leplayi* GEINITZ¹⁾ und *Martinia clannyana* KING sollen für den deutschen Zechstein leitend sein. *Productus cancrini* DE VERN. *var. germanicus* FREBOLD ist zudem spezifisch für das Zechsteinkonglomerat (FREBOLD 1933, ALDINGER 1935, MAHLZAHN 1937). Nach A. W. CHABAKOV (vgl. MAHLZAHN 1937) nimmt *Productus cancrini germanicus* eine vermittelnde Stellung zwischen dem russischen *Productus cancrini var. rossicus* FREBOLD und *Productus cancriniformis* TSCHERN. ein. Häufig findet sich im Thüringer Zechstein auch *Dielasma elongatum* SCHLOTH., die auch im englischen Zechstein (»Magnesian limestone«) vorkommt. So wird beispielsweise von C. T. TRECHMANN eine Riff-Fauna

¹⁾ Anscheinend auch vertreten im Perm von Spitzbergen (TOULA 1875).

beschrieben aus der Umgebung von Hartlepool (TRECHMANN 1932), die bestimmten stratigraphischen Zonen entspricht (Tiefbohrung). Im tieferen Teil der etwa 45 m mächtigen Riffbildungen (graue oder gelblich-weiße, gebankte Dolomite) sind Formen aus dem unteren Zechstein vertreten wie *Productus horridus* Sow., *Pseudomonotis speluncarea* SCHLOTH., *Strophalosia lamellosa* GEINITZ usw., Bryozoen, ferner *Nautilus freieslebeni* TSCHERN. (= *Permonutilus pinegaensis* KRUGLOV 1933). Höher finden sich vor allem in grosser Zahl *Dielasma (Epithyris) elongatum* SCHLOTH., *Bakevella antiqua* MÜNSTER, *B. ceratophaga* SCHLOTH., *Schizodus truncatus* KING, *Turbo helicinus* SCHLOTH. usw., also Formen, die schon auf mittleren (und oberen) Zechstein hinweisen. Sowohl lithologisch wie auch faunistisch stimmen somit der deutsche und englische Zechstein gut überein.

In seiner Arbeit sucht E. MAHLZAHN ferner die phylogenetischen Beziehungen zwischen *Productus timanicus* STUCKENBERG und *Productus horridus* Sow. zu klären, welche auch H. FREBOLD vermutet hat (FREBOLD 1933). Dabei kommt der Autor zum Schlusse, dass wirklich eine Evolutionsreihe von *Pr. timanicus* STUCK. (über *Pr. horridus mut. initialis* EISEL und einige Varianten) zu *Productus horridus* Sow. besteht, welche auch in stratigraphischer Hinsicht wertvoll ist. Denn es konnte festgestellt werden, dass *Productus horridus mut. initialis* EISEL nur im tieferen Zechstein auftritt (Zechsteinkonglomerat?, Kupferschiefer und Dachflöz), während die anderen Varietäten vor allem im »Unteren kompakten Zechstein« (= oberster Unterzechstein nach H. F. L. MEYER 1913, vgl. MAHLZAHN, loc. cit.) und im Knollenzechstein (= mittlerer Zechstein nach H. F. L. MEYER) verbreitet sind.

Die weiteren Ausführungen E. MAHLZAHNS brauchen hier nicht berücksichtigt zu werden, da sich dieser Autor für seine Vergleiche mit dem ostgrönländischen Perm einzig auf die veralteten Ansichten H. FREBOLDS stützt.

Einige vergleichende Bemerkungen über den ostgrönländischen Zechstein und seine Beziehungen zum russischen Oberperm.

Für das Perm Russlands gilt allgemein die folgende stratigraphische Gliederung¹⁾:

Untere Trias.....	Vetlugian
Oberperm	Kazanian = Zechstein
»Mittelperm« (unteres Oberperm)	Kungurian
Unterperm.....	»Artinskian« »Sakmarian« (= Schwagerina-Zone« s. str.)

¹⁾ Auf Grund der Abhandlungen des Internationalen XVII. Geologenkongresses der U.S.S.R. in Moskau 1937 (LIKHAREV, NALIVKIN) ferner vgl. NOINSKY 1924 und KUGLER 1939.

Die früher noch ausgeschiedene »Tartarische Stufe« stellt nach den neueren Untersuchungen nur eine Fazies dar, welche das obere Kazanian und die tiefste Trias umfasst und aus diesem Grunde als stratigraphische Bezeichnung fallen gelassen werden muss (MAZAROVICZ 1937). Gleich verhält es sich mit der »Ufa-Stufe« (»Ufimian«), die auch nur eine mehr oder weniger kontinentale Fazies darstellt und Schichten sowohl des Kungur wie des Kazan vertritt (LIKHAREV 1937, TIKHVINSKAYA 1937). Von anderen Forschern wird das Kungurian als synchron mit dem »obersten Artinskian« betrachtet (FREDERICKS 1929, GRECO 1935 u. a.) und beide als »Mittelperm« zusammengefasst, während von weiterer Seite das Kazan für ein Faziesäquivalent der Kungurstufe gehalten wird.

Bedeutende Fazieswechsel sind demnach überhaupt sehr bezeichnend für das russische Perm, und die Diskrepanzen der verschiedenen Forscher über die ganzen Altersverhältnisse des Jungpalaeozoikums in Russland beruhen ja zum grössten Teil auf dem Verkennen solcher Fazieseigenschaften früher gebräuchlicher stratigraphischer Altersstufen.

Diese Fazies sprünge werden verständlich, wenn man die palaeogeographische Lage sowie die Sedimentationsbedingungen des russischen Perm in Betracht zieht.

Zu Beginn des Unterperm dokumentierten sich die orogenen Bewegungen des Urals auch im westlichen Vorlande, wo sich das oberkarbonische Meer ausgedehnt hatte, indem sich Regressionen und zudem eine mächtige, molasseähnliche Fazies (»Artinskian«) am Westrande des emportauchenden Uralgebirges geltend machten, die sich durch eine reiche Fauna auszeichnet (Cephalopoden, Pelecypoden, Brachiopoden etc.). Nach W hin, also in weiterer Entfernung von dem uralischen Emersionsrücken, lagerten sich Kalke und vor allem Riffbildungen ab, die reich sind an Bryozoen, Korallen, Brachiopoden und Fusuliniden (*Pseudoschwagerina*, olim *Schwagerina*)¹⁾. Wie weiter unten bei der Besprechung der Fauna des ostgrönländischen Productuskalkes s. str. noch ausgeführt werden soll, ist auch die seit der grossen Monographie TH. TSCHERNYSCHEV'S (TSCHERNYSCHEV 1902) klassisch gewordene Altersbezeichnung »Schwagerina-Zone« hinfällig, da diese »Zone« ebenfalls faziesgebunden ist und sich in altersverschiedenen Niveaux einstellen kann (TOLSTIKHINA 1932, 1937).

Später wurde die regredierende Flachsee durch einen auftauchenden Rücken in zwei mehr oder weniger autonome Becken geteilt (NOINSKY 1924). Das östliche Teilbecken war nur zeitweise noch mit dem arktischen Permmeer in Verbindung (Kungurian), und in dazwischen liegenden

¹⁾ Schon im unteren Artinskian allerdings verschwinden die Fusuliniden mit Ausnahme einer einzigen Species, *Pseudofusulina lutugini* SCHELLW., die sich noch bis ins höhere Artinskian hält. Dann erlöschen in Russland die Fusuliniden ganz (vgl. DUNBAR & MILLER 1937).

Perioden unterbrochener Kommunikation trat eine steigende Salzkonzentration ein (halogene Kungurablagerungen am Sakmara River, Kalisalze von Solikamsk usw.). Sonst wurden vorw. brachiopodenführende Dolomite und Kalke abgelagert. Das im W gelegene, kungurische Relikt-bassin (in der Region Samara-Kazan) war ganz abgeschnürt vom nördlichen Ozean, und hier gelangten ausschliesslich Gips- und Salzgesteine zum Absatz. Auf dem zwischen diesen marinen Depressionen vorhandenen Emersionsrücken lagerten sich rote kontinentale Sandsteine, Konglomerate und Deltabildungen ab, während sich in kleinen Reliktbecken, Salzseen und Lagunen bunte Mergel, Sandsteine und ebenfalls halogene Ausscheidungen sedimentierten (»Ufimian«).

Durch die andauernde Heraushebung des Westurals regredierte das Kungurmeer immer weiter nach W. Dabei vollzog sich eine Trockenlegung des östlichen Teilbeckens, wo nun ebenfalls kontinentale Sedimente (Deltaschuttfächer etc.) zur Ablagerung kamen (Ufa-Plateau).

Im Oberperm aber änderten sich die Verhältnisse. Das seichte Meer des Unterkazan begann nämlich von der russischen Plattform (Kazan-Distrikt) aus allmählich nach E zu transgredieren. Dabei muss man sich das Kazanmeer als ein flaches, teilweise sogar brackisches Zechsteinbecken (Binnenmeer) vom Typus des heutigen Kaspischen Meeres vorstellen, dessen rein marine Schichten faunistisch einwandfreie Affinitäten zum germanisch-englischen Zechstein aufweisen. Mit dem arktischen Skandik bestand ein intermediärer Zusammenhang, während eine direkte Verbindung mit der mediterranen Tethys weniger wahrscheinlich ist (LIKHAREV 1937, NALIVKIN 1937).

Mit dem Ende des Kazanian endlich vollzog sich eine Gliederung des oberpermischen Binnenmeeres in lagunäre Becken (Gips-Salzlager), die dann zu kontinuierlicher Aussüssung und schliesslich völliger Austrocknung führte (Ablagerung von roten und bunten, kontinentalen Bildungen, = »Tartarian«).

Abgesehen von diesem binnenländischen Zechsteinmeer (Kazanian) im zentralen Wolgadistrikt, das als letztes Relikt des unterpermischen Beckens nur noch eine sehr artenarme Fauna besass, dehnte sich in Nordrussland ein weiteres Zechsteinbecken aus (sog. Pinega-Zechstein), das mit dem offenen arktischen Ozean in Verbindung stand, und dessen artenreiche Kazanfauna auch von dort her immigrierte (vgl. MIRČINK 1937, 1938). So sind u. a. folgende Faunenelemente im Pinega-Zechstein verbreitet (BOGATSCHEW 1936, MIRČINK, loc. cit.):

- Productus hemisphaerium* KUT.
- *planohemisphaerium* NETSCH.
- *tschernyschevi* NETSCH.
- *irginae* STUCK.
- *cancrini* DE VERN.

- Productus pseudohorridus* WIMAN *mut. pinegaensis* LIKH.
 — *koninckianus* KEYS.
 (ähnlich wie *Pr. konincki* DE VERN.)
 — *djulfensis* STOYANOV¹⁾
 (verwandt mit *Pr. ischmensis* TSCHERN. des Timan)
 — *cf. compressus* WAAGEN (u. a. auch aus Nordostgrönland citiert, vgl. GRÖNWALL 1917).
 u. a. Species
Strophalosia tholus KEYS.
 — *gigas* NETSCH.
 — *wangenheimi* DE VERN. u. a.
Camarophoria sp. div.
Rhynchopora geinitziana DE VERN.
Spirifer cameratus MORT.
 — *striatus* SOW. u. a.
Spirifera rugulatus KUT.
 — *sokensis* NETSCH.
 — *stuckenbergi* NETSCH.
Athyris pectinifera SOW. u. a. Species
Dielasma elongatum SCHLOTH.
Schizodus rossicus DE VERN.
 usw.

Diese Zechsteinfauna an der Pinega zeigt einen viel grösseren Reichtum an Brachiopoden als der Zechstein des übrigen Russland und von Westeuropa (MIRČINK 1938) und findet sich in glimmerreichen Kalken, Bryozoenriffen, groben Crinoidenkalken und Mergeln.

Der nordrussische Zechstein (Region der Dwina und der Nebenflüsse Pinega und Waga) und der deutsch-englische Zechstein haben nur wenige Arten gemein. Dafür aber sollen im arktischen Perm (Timan, Pae-Choi, Kanin Halbinsel, Spitzbergen und Grönland) 23 identische oder sehr ähnliche Formen vertreten sein²⁾, was ja wiederum für ein jungpermisches Alter aller dieser bis vor kurzem als »Oberkarbon-Untermperm« betrachteten arktischen Ablagerungen spricht (vgl. Seite 12 ff.). Auch mit der weiter unten kurz besprochenen Fauna des ostgrönländischen Productuskalkes s. str. (olim »Schwagerina-Zone«), für welche der Verfasser ebenfalls Zechsteinalter postuliert hat (MAYNC 1938, 1939a, 1939b), weist der Pinega-Zechstein Beziehungen auf. Ausserdem sind 12 Brachiopodenformen conspezifisch mit solchen des Westurals, ferner ergeben sich Zusammenhänge mit dem Kolyma-Perm (Sibirien), dessen

¹⁾ Diese Form besitzt grosse Ähnlichkeit mit *Productus prinadae* FRED., der sowohl aus dem arktischen Perm (Kap Kaluzin) wie auch aus den oberpermischen Bellerophonkalken Jugoslaviens citiert wird (HERITSCH 1934).

²⁾ Leider ist der entsprechende Abschnitt der Arbeit von M. E. MIRČINK (1938) nur in russischer Sprache abgefasst und im englischen Resumé nur summarisch erwähnt, so dass es mir nicht möglich ist, nähere Angaben über diese interessanten faunistischen Beziehungen zu machen.

Fauna wiederum enge Relationen mit derjenigen des Himalaya (Salt Range), von Kaschmir und Australien zeigt (LIKHAREV 1934).

Nach M. E. NOINSKY kann für die Kazanstufe der Umgebung von Kazan selbst Folgendes ausgesagt werden (NOINSKY 1924).

An der Mündung des Viatka Flusses sind etwa 50 m mächtige Ablagerungen des unteren Kazanian mit nachstehender Fauna abgeschlossen:

Lingula orientalis GOL.
Productus cancrini DE VERN.
 — *hemisphaerium* KUT.
Spirifer rugulatus KUT.
Dielasma elongatum SCHLOTH.
Pseudomonotis garforthensis KING u. a.
 Crinoiden.

Nach M. E. MIRČINK lässt sich diese Zechsteinf fauna des Viatka Uval (»Spiriferen-Horizont« des unteren Kazanian, vgl. TIKHVINSKAYA 1937) faunistisch gut mit dem Zechstein an der Pinega vergleichen (MIRČINK 1938). *Pseudomonotis garforthensis* KING ist übrigens eine Form, die auch im mittleren Productuskalk der Salt Range (»Virgal beds«) verbreitet ist (TSCHERNYSCHEV 1904).

Am Kama Fluss wird das obere Kazanian durch litoral-kontinentale Bildungen vertreten (»Belebej-Serie«), an deren Basis Kalke auftreten, die von *Liebea hausmanni* GOLDF. vollkommen erfüllt sind. In der eigentlichen »Belebej-Serie« des Kama Flusses (Krutaya Gora unterhalb Chistopol) finden sich viele Pelecypoden (*Schizodus*, *Modiolopsis*, *Modiola*, *Leda* usw.), Brachiopoden (*Productus cancrini* DE VERN., *Athyris pectinifera* SOW., *Dielasma elongatum* SCHLOTH.) und Gastropoden (*Worthenia*, *Murchisonia* etc.). Auch wird von hier *Nautilus cornutus* GOL. citiert, welcher beispielsweise auch im obersten Perm von Djulfa (Tal des Djagri-tschai) zusammen mit Lyttonien usw. vorkommt (direkt unterhalb der eotriasischen *Otoceras*-Zone mit *Otoceras trichoides* ABICH, *Hungarites raddei* ARTH. u. a., vgl. BONNET 1912).

Aus den kungurischen »Phillipovskoye-Schichten« Russlands erwähnt M. M. TOLSTIKHINA folgende Fauna (TOLSTIKHINA 1937):

Schizodus rossicus DE VERN.
 — *obscurus* SOW.
 — *truncatus* KING
Bakerellia antiqua MÜNSTER
Pseudomonotis speluncarea SCHLOTH.
Modiolopsis teplofi DE VERN.
 — *pallasi* DE VERN.
Productus gruenevaldi STUCK.
Camaphoria crumena DE VERN.
 — *purdoni* DAV.

Athyris royssii L'EV.
Dielasma elongatum SCHLOTH.
 — *plica* KUT.
Geinitzella columnaris SCHLOTH.
 usw.

Demnach ergeben sich auch enge Beziehungen des ostgrönländischen Zechsteins mit der Kungurstufe Russlands, so dass eine Korrelation der grönländischen Permriffe mit den russischen Kungur-Kazanstufen anzunehmen ist.

Über das Auftreten der wichtigsten im ostgrönländischen Zechstein vorkommenden Fossilformen in anderen Gebieten sei anschliessend noch Folgendes bemerkt.

Von *Schizodus* (KING) kommen die Arten *Sch. obscurus* SOW., *Sch. schlothheimi* GEINITZ, *Sch. planus* GOLOWK. und *Sch. truncatus* KING in Ostgrönland vor (FREBOLD 1931 a). *Sch. obscurus* SOW. und *Sch. schlothheimi* GEINITZ sind besonders verbreitet im deutschen mittleren und oberen Zechstein, während *Sch. truncatus* KING den unteren und mittleren Zechstein kennzeichnet. Sowohl die Species *Sch. obscurus* SOW. wie *Sch. truncatus* KING finden sich weiterhin u. a. in den kungurischen »Phillipovskoye-Schichten« Russlands, wo auch *Schizodus rossicus* DE VERN. auftritt (TOLSTIKHINA 1937), eine im Pinega-Zechstein verbreitete Art (MASLENNIKOV 1935, BOGATSCHEV 1936). *Schizodus truncatus* KING findet sich ferner in den jungpermischen Productusablagerungen von Ankitokazo (nördliches Madagaskar), welche u. a. auch *Xenodiscus carbonarius* WAAGEN enthalten (vgl. Seite 95) und aus diesem Grunde mit der Chitichum-Fauna des Himalaya korreliert werden (ASTRE 1934). *Schizodus planus* GOL. ist im Kazanian Russlands vorhanden.

Lima permiana KING aus dem unteren Zechstein Deutschlands findet sich ebenfalls im Kungurian Russlands (TOLSTIKHINA 1937), wo auch *Pseudomonotis speluncarea* SCHLOTH. auftritt.

Das für den Zechstein spezifische Genus *Bakevella* KING ist mit den Arten *B. antiqua* MÜNSTER und *B. ceratophaga* SCHLOTH. im ostgrönländischen Oberperm vertreten. Diese Arten kennzeichnen besonders den mittleren und oberen Zechstein Deutschlands. Beide sind auch aus dem Kungurian Russlands bekannt (TOLSTIKHINA 1937), ausserdem citiert A. G. NATHORST (1910) die erste Art vom Belsund (Spitzbergen).

Lieba hausmanni GOLDF., eine Leitform für den deutschen mittleren Zechstein, kommt auch im englischen Zechstein vor (zusammen mit *Bakevella antiqua* MÜNSTER und *B. ceratophaga* SCHLOTH., *Dielasma elongatum* SCHLOTH. u. a., vgl. TRECHMANN 1932), ferner in der »Belebej-Serie« (Kazan) Russlands (NOINSKY 1924) und im Perm von Novaya Zemlya (FREDERICKS 1936, YERMOLAEV 1937).

Modiolopsis teplofi DE VERN. ist sowohl in den »Phillipovskoye-Schichten« wie auch im obersten Perm Russlands verbreitet (TOLSTIKHINA 1937).

Über die Brachiopoden der Riffbildungen Ostgrönlands und ihre stratigraphische Verbreitung ergibt sich Folgendes.

Streptorhynchus pelargonatus SCHLOTH. findet sich im unteren und mittleren Zechstein Deutschlands, im englischen Zechstein (TRECHMANN 1925), ferner im oberen Perm Russlands, im obersten Perm (Kazanian) der Kanin Halbinsel (FREDERICKS 1934) und in den oberpermischen »Pseudomonotisschiefern« von Spitzbergen (NATHORST 1910). Ausserdem wird diese Form beschrieben aus den permischen »Trogkofelschichten« der Karnischen und Julischen Alpen und aus dem unteren und mittleren Productuskalk der indischen Salt Range (WAAGEN 1887). Ob die aus dem Oberperm von Djulfa (Armenien) beschriebenen Arten *Str. peregrinus* und *Str. crenistria* PHILL.¹⁾ wirklich zu *Streptorhynchus* (KING) gehören oder (mit WAAGEN 1887) zu der Gattung *Derbya* (WAAGEN) zu stellen sind, ist noch zweifelhaft (vgl. MAHLZAHN 1937).

Productus horridus Sow. und seine verschiedenen Varietäten²⁾ aus dem deutschen unteren (und z. T. mittleren) Zechstein fehlen im russischen Perm vollkommen (FREBOLD 1931, MAHLZAHN 1937), dafür jedoch ist dort und im arktischen Perm der überaus ähnliche (wenn nicht identische?) *Productus (Horridonia) timanicus* STUCK. weit verbreitet, der nach E. MAHLZAHN als die Stammform des *horridus*-Typus (phylogenetische Reihe) betrachtet werden muss (MAHLZAHN, loc. cit.). Nach H. FREBOLD ist *Productus (Ruthenia) granulifera* TOULA, der in Spitzbergen (TOULA 1875), Ostgrönland (FREBOLD 1933) und auf der Kanin Halbinsel (FREDERICKS 1934) vorkommt, nur eine Varietät des *Productus horridus* Sow. Demgegenüber hält G. FREDERICKS an einer Trennung von *Productus granulifera* TOULA von der Gruppe der »*Producti horridi*« fest (FREDERICKS, loc. cit.). Der im arktisch-russischen Perm auftretende *Productus (Thomasia) weyprechtii* TOULA soll auch noch in die Nähe der *Producti ex gr. timanicus-horridus* gestellt werden (vgl. MAHLZAHN 1937), während *Productus pseudohorridus* WIMAN aus dem arktischen Perm keine Beziehungen zu derselben besitzt.

¹⁾ *Streptorhynchus crenistria* PHILL. ist eine kosmopolitische Form des Perm. So ist sie vom Südkap und Nordfjord aus Spitzbergen bekannt geworden (TOULA 1873, 1875), ferner von Novaya Zemlya (ALFEROV 1937, YERMOLAEV 1937), aus dem russischen Perm zusammen mit *Modiolopsis teplofi* DE VERN., *Dielasma plica* KUT. usw. (TOLSTIKHINA 1937). Weiter wird sie erwähnt vom Col Mezzodi in den Ostalpen (GORTANI 1906, vgl. MAHLZAHN 1937), aus Indien (Pundjab), Timor, Nordamerika, Tasmanien etc. (vgl. TOULA 1873 BROILI 1916, vgl. auch PANNEKOEK u. a. 1931).

²⁾ Eine dem *Productus horridus* Sow. sehr nahestehende Art, *Pr. geinitzianus* var. *gerana* EISEL, ist z. B. auch im Oberperm von Djulfa vertreten (ARTHABER, vgl. MAHLZAHN 1937).

Spirifer alatus SCHLOTH. aus dem unteren und mittleren Zechstein Deutschlands findet sich auch in den entsprechenden Ablagerungen Englands (TRECHMANN 1925). Diese typisch permische Form ist ferner citiert worden aus dem russischen Perm (TSCHERNYSCHEV 1904, GORSKY 1937), aus Spitzbergen (TOULA 1875, NATHORST 1910), von Novaya Zemlya (MILORADOVICH 1935). Des Weiteren ist *Spirifer alatus* SCHLOTH. auch in den Ablagerungen der jungpermischen Geosynklinale Indiens usw. vertreten (Salt Range, Ussuri Bay, vgl. TSCHERNYSCHEV 1904).

Spiriferina cristata SCHLOTH. var. *multiplicata* (KING) aus dem unteren und mittleren Zechstein ist auch im russischen Perm vorhanden (vgl. MAHLZAHN 1937). Identische oder sehr ähnliche Formen werden erwähnt aus Spitzbergen und von der Bäreninsel (TOULA 1873, WIMAN 1914), aus den ostalpinen »Troglkofelkalken« (SCHELLWIEN 1900, vgl. MAHLZAHN 1937), aus der indischen Salt Range (Productuskalk), der Ussuri Bay (Tawaisa Bay), von Sumatra und Timor (BROILI 1916, vgl. PANNEKOEK u. a. 1931, MAHLZAHN 1937) usw.

Athyris pectinifera Sow. des unteren und mittleren Zechsteins in Deutschland und England ist eine weit verbreitete Form. Früher wurden zahlreiche Subspecies unterschieden (WAAGEN 1887) wie *A. royssii* L'Ev., *A. royssiana* KEYS. usw., die aber einander sehr nahe stehen. *Athyris pectinifera* Sow. findet sich im russischen Perm u. a. im oberen Kazanian (NOINSKY 1924), im Pinega-Zechstein (BOGATSCHEV 1936), ferner sind Formen dieser Species verbreitet in den kungurischen »Phillipovskoye-Schichten« (TOLSTIKHINA 1937), im Cyathophyllumkalk und Spiriferenkalk von Spitzbergen (NATHORST 1910, STEPANOV 1937), auf der Bäreninsel, in Nordostgrönland (GRONWALL 1917) und in Novaya Zemlya (ALFEROV 1937, YERMOLAEV 1937). Auch in den Ablagerungen der oberpermischen Tethys und der indischen Geosynklinale sind *A. pectinifera* Sow. und die verwandten Formen vertreten, z. B. im Oberperm von Tunis (DOUVILLÉ, SOLIGNAC & BERKALOFF 1933), im mittleren und vor allem im oberen Productuskalk der Salt Range (WAAGEN 1887), im Perm von Sumatra (Padang, Sungai Selajau) und Timor (vgl. PANNEKOEK u. a. 1931). G. ASTRE citiert *A. royssii* L'Ev. aus den Productuschichten Madagaskars (ASTRE 1934).

Dielasma elongatum SCHLOTH. tritt im unteren und mittleren Zechstein auf und ist ferner vertreten in Ablagerungen der Kungurstufe Russlands (TOLSTIKHINA 1937), der Kazanstufe (TSCHERNYSCHEV 1902, vgl. MAHLZAHN 1937), von Spitzbergen (TOULA 1873, WIMAN 1914), den ostalpinen »Troglkofelkalken«, von Timor, Nordchina (vgl. MAHLZAHN 1937), im unteren und mittleren Productuskalk der Salt Range (WAAGEN 1887, vgl. TSCHERNYSCHEV 1904), in der Guadelupian-Fauna (GIRTY 1908, vgl. MAHLZAHN 1937), den jungpermischen »Ankito-

kazo-Schichten« Madagaskars (ASTRE 1934) usw. Von Spitzbergen und der Bäreninsel wird *Dielasma sacculum* MART.? var. *hastata* citiert (WIMAN 1914), eine Form, die auch aus Ostaustralien angeführt wird (SÜSMILCH 1935), wo sie u. a. mit *Linoproductus cora* D'ORB. auftritt.

Auf Grund der wenigen Invertebraten aus den Posidonomyenschichten Ostgrönlands ist eine Altersbestimmung derselben nicht mit Sicherheit durchzuführen. Neben der fast überall in ungeheurer Menge auftretenden *Posidonomya* sp., die für eine Horizontierung ohne Belang ist, konnte ich darin gelegentlich kleine Brachiopoden und Korallenfragmente sammeln (vgl. z. B. Profil am Fiskeelv, Seite 24). In den nördlichen Giesecke Bjærge (Profil am Bryozoen-Ryg, Seite 59 ff.) fanden sich auffallenderweise überhaupt keine Posidonomyen, dafür aber eine kleine Brachiopodenform in einer riesigen Individuenzahl. Verbreitet sind auf der südlichen Claving Ø auch gelbliche, dünne Zonen mit Bryozoenkolonien, die dann in den zuweilen den Posidonomyenschichten eingelagerten Bänken von Productuskalk s. str. (vgl. Seite 24 ff.) zusammen mit Brachiopoden gesteinsbildend auftreten.

O. KULLING hat in den Posidonomyenschichten des nördlichen Hold-with-Hope (Kap Stosch) einige schlecht erhaltene Cephalopoden gefunden (KULLING 1930, KOCH 1935).

Weiteres über die Invertebratenfunde in den Posidonomyenschichten hat bei der Beschreibung der Einzelprofile kurz Erwähnung gefunden.

Sichere Korrelationen aber hat nun die von H. ALDINGER bearbeitete Ganoidfischfauna aus den Posidonomyenschichten (Nordküste von Hold-with-Hope) ermöglicht (ALDINGER 1935, 1937). Diese interessante Fauna weist nicht nur Genera auf, die eng verwandt sind mit Formen aus dem deutschen Kupferschiefer (Unterzechstein) und den englischen »Marl slates«, sondern sie enthält sogar den charakteristischen *Palaeoniscus freieslebeni* BLAINVILLE derselben (ALDINGER 1937). Neben verschiedenen anderen Formen kommt auch *Acropholis stensiöi* ALDINGER vor, eine Art, die mit *Acropholis* cf. *murchisoni* KROTOV aus der russischen Kazanstufe vollkommen übereinstimmt (ALDINGER 1935, 1937). Ausserdem zeigt die Fischfauna der Posidonomyenschichten grosse Ähnlichkeit mit derjenigen aus der mittleren Phosphoria Formation von Wyoming (BRANSSON 1933, vgl. ALDINGER, loc. cit.), welche ihrerseits mit Hilfe ihrer Cephalopoden nach A. K. MILLER & L. M. CLINE mit der Word Formation von Texas korreliert werden könnte (MILLER & CLINE 1934), also mit dem Kungurian.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die Posidonomyenschichten mit dem Zechstein und den russischen Kungur-Kazanstufen zu parallelisieren sind, eine Schlussfolgerung, die schon H. ALDINGER gezogen hat, auf dessen schöne Arbeiten ich hier hinweisen möchte.

Schwieriger als für die Zechsteinf fauna des Kalkdolomites ist eine sichere Horizontbestimmung der Brachiopoden aus dem ostgrönländischen Productuskalk s. str. im Hinblick auf die russischen Permablagerungen. Denn dort erschweren Fazieswechsel und Übergänge stratigraphischer Einheiten ineinander eine sichere Korrelation über grössere Strecken. Des Weiteren ist oben gezeigt worden, dass vom »Mittelperm« an das russische Meer nach Westen regredierte infolge der Heraushebung des Uralgebirges. Aus diesem Grunde können die marinen kungurischen Ablagerungen als Regressionsprodukte streng genommen nicht überall synchron sein und stehen meistens noch in engem stratigraphischen Verband mit den höchsten Schichten des »Artinskian«. Infolgedessen herrschen unter den russischen Geologen selbst noch so verschiedene Auffassungen über das Alter gewisser Brachiopodenfaunen des Urals und des übrigen Russland, dass sich vorderhand keine sicheren Parallelen ziehen lassen, d. h. ein Vergleich mit bekannten, vertikal beschränkten Faunenassoziationen zur Zeit nicht gezogen werden kann.

Die klassische Monographie von TH. N. TSCHERNYSCHEV über die »oberkarbonischen« Brachiopoden des Urals und des Timan (TSCHERNYSCHEV 1902), die lange Zeit als stratigraphisches Standardwerk für das Oberkarbon und Perm Russlands gegolten hat, ist nach neueren Forschungen veraltet. Denn TH. N. TSCHERNYSCHEV reiste damals nach seiner Profilaufnahme in Nordrussland (Timangebirge), wo er die Zonenfolge der »Omphalotrochus-, Cora- und Schwagerina-Zonen« durchgeführt hatte, direkt hinunter zum Ufa-Plateau, wo er nun in den hier¹⁾ vertretenen Brachiopodenfaunen die »Schwagerina-Zone« wieder zu erkennen glaubte, wo aber in Wirklichkeit keine stratigraphisch tieferen Ablagerungen als »Artinsk« aufgeschlossen sind. Die Brachiopoden der sog. »Schwagerina-Zone« wurden aus diesem Grunde später als »unterpermisch« betrachtet. Wie nun M. M. TOLSTIKHINA gezeigt hat (TOLSTIKHINA 1932, 1937) kann diese Brachiopoden-Bryozoen-Fazies überall in den jungpalaeozoischen Profilen auftreten, ihre Fauna besitzt somit keinen stratigraphisch begrenzten Leitwert.

Im Anschluss an die von amerikanischer Seite geltend gemachten Gründe für eine Grenzziehung zwischen Karbon und Perm an der Basis des »Artinskian« ergaben sich nun neue Perspektiven für eine Einordnung der Brachiopoden zonen TSCHERNYSCHEVs. Nach G. FREDERICKS muss die sog. »Omphalotrochus-Zone« (TSCHERNYSCHEV) (= »Jurezan-Schichten« FREDERICKS 1934) heute ins »Mittelperm« gestellt werden, und die Zone des *Productus (Linoproductus) cora* D'ORB. hat als Basis des Kungurian zu gelten (vgl. auch ALDINGER 1935, 1937). Die »Schwagerinafazies« entspricht somit höheren Teilen der Kungurstufe. Wie ich vor

¹⁾ Fauna aus den Kalken des Cliffs von Kazarmeny Kamen (Sim Fluss).

kurzem übrigens feststellen konnte, hat G. FREDERICKS auch für das arktische Perm schon Kunguralter postuliert (FREDERICKS 1934).

Es ist im historischen Teil dieser Arbeit (Seite 13 ff.) schon erwähnt worden, dass die Brachiopodenfauna des ostgrönländischen Perm zuletzt von H. FREBOLD behandelt worden ist (FREBOLD 1931 b), der dieselbe mit der uralischen »Schwagerinafauna« des »Oberkarbon-Unterperm« verglichen hat. Schon A. K. GRØNWALL hat ja seinerzeit die Brachiopodenfauna von Nordostgrönland (80—81° n. Br.) mit den russischen »Omphalotrochus-, Cora- und Schwagerina-Zonen« in Zusammenhang gebracht (GRØNWALL 1917).

Nach dem heutigen Stand der Dinge dürfen diese Zonen und ihre faunistischen Äquivalente — wie vorstehend erläutert worden ist — nicht mehr als »oberkarbonisch« betrachtet werden, wie das H. FREBOLD in seiner Abhandlung noch tat (FREBOLD 1931 b). Sie können aber auch nicht mit dem Unterperm (»Artinskian«) verglichen werden, wie der gleiche Autor sich in allen folgenden und letzten Arbeiten zu beweisen bemüht hat, sondern sie müssen ein wesentlich jüngeres Alter besitzen. Das geht ja nicht nur aus den Arbeiten von G. FREDERICKS u. a. über das russische Perm hervor, sondern ist beispielsweise auch von D. L. STEPANOV dargelegt worden für den Spiriferenkalk von Spitzbergen (STEPANOV 1937), dessen Brachiopodenfauna nun mit dem Kungurian (und vielleicht z. T. noch mit dem unteren Kazanian) verglichen wird (vgl. Einleitung Seite 9). Und dann wird ein oberpermisches Alter der ostgrönländischen Ablagerungen vor allem einwandfrei bewiesen durch die neuen stratigraphischen Ergebnisse in Ostgrönland (MAYNC 1938, 1939 a, 1939 b), durch den Fund sicherer Zechsteinfossilien in den anstehenden Permprofilen auf der Claving Ø (vgl. Seite 31 ff.) und durch das Vorkommen von *Cyclolobus kullingi* FREBOLD (MILLER & FURNISH) im Martiniakalk.

Die reichen permischen Sammlungen aus Ostgrönland sind amerikanischen Permspezialisten zur Bearbeitung übergeben worden (1938). Leider liegt im Augenblick erst eine Publikation über die wichtigen Permammoniten aus dem Martiniakalk vor (MILLER & FURNISH 1939), während die Bestimmung der grossen Brachiopodenfauna noch aussteht (C. O. DUNBAR). Aus diesem Grunde scheint es mir verfrüht zu sein, schon eine definitive Parellelisation der Productuskalkfauna mit russischen Permfaunen zu versuchen, besonders da die einzigen vorliegenden Arbeiten über die Permfauna Ostgrönlands (GRØNWALL 1917, FREBOLD 1931 b) scheinbar revidiert werden müssen. Immerhin möchte ich anhand einiger typischer Brachiopoden aus der »Productus-Fazies« auf die engen Beziehungen zum arktischen und russischen Perm hinweisen, die endgültigen Horizontbestimmungen und Korrelationen jedoch dem prominenten Permspezialisten Professor DUNBAR (New Haven, U. S. A.) überlassen.

Die folgenden Formen sind in der Fauna des ostgrönländischen Productuskalkes s. str. häufig vertreten:

Streptorhynchus kempei AND.

Derbya grandis WAAGEN

Productus ex gr. timanicus-horridus

— *porrectus* KUT.

— *weyprechtii* TOULA

— *cancrini* DE VERN. var. *germanicus* FREB.

— *cancriniformis* TSCHERN.

— *konincki* DE VERN.

— *humboldti* D'ORB.

— *irginae* STUCKENBERG

— *purdoni* WAAGEN

Marginifera typica WAAGEN

(*Rhynchopora nikitini* TSCHERN.)

Spirifer ravana DIENER

— *cameratus* MORT.

— *marcoui* WAAGEN u. a.

Spiriferella keilhavii VON BUCH

— *parryana* TOULA

u. a. (vgl. FREBOLD 1931 b, MAYNC 1937, 1938, 1939 b, FREBOLD & NOE-NYGAARD 1938).

In der nachstehenden Tabelle soll die Verbreitung einiger ostgrönländischer Brachiopoden aus dem Productuskalk s. str. im arktischen Perm gezeigt und anschliessend kurz auf die Altersverhältnisse dieser Productusfauna eingegangen werden. (Nach TOULA 1873, 1875, NATHORST 1910, GRONWALL 1917, KOCH 1929, 1935, FREBOLD 1931 b, ALFEROV 1935, 1937, MILORADOVICH 1935, 1936, FREDERICKS 1936, GORSKY 1937, PETRENKO 1937, STEPANOV 1937, YERMOLAEV 1937).

Aus dem nördlichen Ostgrönland (Holms Land, Amdrups Land, auf 80—81° Lat. N) sind u. a. die folgenden Brachiopoden bekannt geworden (GRONWALL 1917), die vorläufig in der ostgrönländischen Productuskalkfauna in dem vom Verfasser untersuchten Gebiete nicht festgestellt sind:

Productus longispinus GRONW., der auch citiert worden ist aus Spitzbergen (TOULA 1875, GRONWALL 1917) und von Novaya Zemlya (YERMOLAEV 1937).

Productus inflatus TSCHERN. (? identisch mit *Pr. semireticulatus* MART.) besitzt eine weite Verbreitung in arktischen Permgebieten. So wird er angeführt von Nordgrönland (KOCH 1929), Spitzbergen (TOULA 1875), von der Bäreninsel (GRONWALL 1917), aus dem arktischen Canada (GRONWALL 1917) und Novaya Zemlya (MILORADOVICH 1936, PETRENKO 1937, YERMOLAEV 1937).

Brachiopoden aus dem ostgrönländischen
Productuskalk s. str. und ihre Verbreitung in permischen
Ablagerungen der Arktis.

	Nordost- grönland	Bäreninsel	Spitzbergen	Novaya Zemlya	Arktisch- Canadisches Archipel
<i>Streptorhynchus kempei</i> AND.	+	+
<i>Derbya grandis</i> WAAGEN.	+	+	..	+
<i>Producti ex gr. timanicus</i> STUCK. - <i>horridus</i> Sow.	+	+	+	+	+
<i>Productus porrectus</i> KUT.	+	+	+
<i>Productus weyprechtii</i> TOULA.	+	+	+	+
<i>Productus cancrini</i> DE VERN. <i>var. germanicus</i> FREQ.	(+)	+	..
<i>Productus cancriniformis</i> TSCHERN.	+	..	+	+	+
<i>Productus konincki</i> DE VERN.	+	+
<i>Productus humboldti</i> D'ORB.	+	+	+	+
<i>Productus irginae</i> STUCK.	+	+	+	+
<i>Productus purdoni</i> WAAGEN.	+	+
<i>Marginifera typica</i> WAAGEN.	+	+	+
<i>Rhynchopora nikitini</i> ¹⁾ TSCHERN.	+	+	+	(+)	..
<i>Spirifer ravana</i> DIENER.	+	+
<i>Spirifer cameratus</i> MORT.	+	+	+	..
<i>Spirifer marcoui</i> WAAGEN.	+	+	+	+
<i>Spiriferella keilhavii</i> VON BUCH.	+	+ ²⁾	+	+
<i>Spiriferella parryana</i> TOULA.	+	+	+

Productus pseudohorridus WIMAN findet sich in Spitzbergen (GRÖNWALL 1917, STEPANOV 1937), in Novaya Zemlya (PETRENKO 1937, YERMOLAEV 1937), ausserdem ist diese Form vertreten im Pinega-Zechstein (BOGATSCHEW 1936), und eine verwandte Art (*Productus* = »*Sowerbina*« *nottiensis* FRED.) hat G. FREDERICKS von der Kanin Halbinsel beschrieben (FREDERICKS 1936).

Spirifer fulmari GRÖNWALL hat sich auch auf Novaya Zemlya gefunden (PETRENKO 1937), ebenfalls.

Spirifer fasciger KEYS. (PETRENKO 1937, YERMOLAEV 1937), der überdies in Spitzbergen vorkommt (NATHORST 1910).

Spiriferella saranae DE VERN. ist verbreitet auf der Bäreninsel (NATHORST 1910), in Novaya Zemlya (FREDERICKS 1936, YERMOLAEV 1937) und im arktischen Canada (GRÖNWALL 1917).

¹⁾ Vielleicht vorhanden in Permgeröllen im Dolomitdal (Clavinger Ø, Coll. MAYNE 1937), ferner auf der Wegener Halvø (NOE-NYGAARD 1934).

²⁾ Resp. *Spirifer wilczeki* TOULA.

Von den im Vorigen angeführten 18 Brachiopoden aus dem Productuskalk s. str. Ostgrönlands finden sich 16 auch im russischen Perm, und zwar in den TSCHERNYSCHEV'schen Horizonten (»Omphalotrochus-, Cora- und Schwagerina-Zonen«) und in der »Artinskstufe«, d. h. in Ablagerungen, die heute zur Hauptsache mit der Kungurstufe parallelisiert werden (vgl. Seite 110 ff.). Die meisten der grönländischen Permbrachiopoden sind in den permischen (olim »oberkarbonischen«) Bildungen des arktisch-Canadischen Archipels verbreitet (vgl. GRONWALL 1917), welche vor einigen Jahren mit der Word Formation von Texas und der mittleren Phosphoria Formation von Wyoming und Utah verglichen worden ist (KING 1930). Auch diese Ablagerungen entsprechen somit der russischen Kungurstufe (und vielleicht noch Teilen des Kazanian). Auch die aus Nordgrönland citierten Formen sind grösstenteils im russischen Perm (Kungurian) vertreten.

Auf der anderen Seite sind die meisten der hier aus Grönland erwähnten Brachiopoden auch in den jungpermischen Ablagerungen der indischen Geosynklinale verbreitet (Productuskalk des Himalaya und der Salt Range, Oberperm von Timor und Rotti, vgl. PANNEKOEK 1931, Ussuri Bay u. s. w.. vgl. unten). *Productus semireticulatus* MART. und ähnliche Formen sind zudem auch im Perm von Ostaustralien (Queensland) verbreitet, zusammen mit *Productus (Linoproductus) cora* D'ORB., *Spirifer marcoui* WAAGEN u. a. (REID 1930, BRYAN 1935, SÜSSMILCH 1935). Von Westaustralien wird auch *Productus cancriniformis* TSCHERN. erwähnt (HOSKING 1932). Das marine Perm von Australien ist demnach mit dem unteren und mittleren Productuskalk Indiens zu korrelieren.

Wie schon erwähnt worden ist (Seite 95), können die oberpermischen Bildungen des Himalaya teilweise mit der russischen Kazanstufe und dem europäischen Zechstein parallelisiert werden, da ja u. a. die Fauna des Pinega-Zechsteins (Kazan) Nordrusslands enge Beziehungen mit dem indischen Oberperm aufweist (LIKHAREV 1934 usw.).

Productus compressus WAAGEN, *Productus inflatus* TSCHERN. (= ? *Pr. semireticulatus* MART.), *Productus porrectus* KUT., *Productus weyprechtii* TOULA, *Productus cancriniformis* TSCHERN., *Productus irginae* STUCK., *Productus purdoni* WAAGEN, *Marginifera typica* TSCHERN., *Rhynchopora nikitini* TSCHERN., *Spirifer ravana* DIENER, *Spirifer fasciger* KEYS., *Spirifer marcoui* WAAGEN, *Spiriferella keilhavii* VON BUCH, *Spiriferella saranae* DE VERN. u. a. finden sich sowohl in den oberpermischen Ablagerungen von Chitichum (Himalaya) und im oberen Productuskalk der Salt Range (vgl. TSCHERNYSCHEV 1904) als auch im grönländischen Perm. Somit sprechen auch die permischen Brachiopoden Ostgrönlands nicht gegen ein oberpermisches Alter des arktischen Productuskalkes, und derselbe muss demnach mit den russischen Kungur-Kazanstufen korreliert werden.

Eine entsprechende Brachiopodenfauna (*Derbya grandis* WAAGEN,

Productus cancriniformis TSCHERN., *Pr. humboldti* D'ORB., *Pr. irginae* STUCKENBERG, *Pr. purdoni* WAAGEN, *Pr. inflatus* TSCHERN., *Pr. semireticulatus* MART., *Marginifera typica* WAAGEN, *Spirifer fasciger* KEYS. usw.) kennzeichnet auch das Perm des ostindischen Archipels (Timor, und auch z. T. Rotti und Leti, vgl. PANNEKOEK u. a. 1931).

Zum gleichen Ergebnis über ein oberpermisches Alter des Productuskalkes s. str. gelangt man zwar schon durch die stratigraphischen Tatsachen (vgl. Seite 91 ff.), können doch beispielsweise die Productuskalkbänke an einer Stelle im sicher oberpermischen Martiniakalk eingelagert (vgl. Seite 91 ff.), anderswo innerhalb der Posidonomyenschichten entwickelt sein, die Zechsteinalter besitzen. Und auf der central-östlichen Claving Ø bildet ja der Productuskalk s. str. zusammen mit den Martiniakalkähnlichen Schichten das Hangende der Zechsteinriffe (vgl. Seite 78 ff.).

Es ist eigentlich überflüssig, auf die Altersverhältnisse der Roten Serie einzugehen, wird doch allein schon durch die engen stratigraphischen Beziehungen derselben mit anderen Schichtgliedern des Oberperm (Wechselagerungen mit dem Productuskalk s. str. usw., vgl. Seite 91 ff.) einwandfrei ihr Synchronismus bewiesen (MAYNC 1938, 1939 b). Auch H. FREBOLD hat die Rote Serie richtig als ein fazielles Äquivalent des Martiniakalkes betrachtet, über dessen Alter er allerdings im Irrtum ist (FREBOLD 1932 a).

Was nun die Fauna der Roten Serie anbelangt, so muss vor allem festgestellt werden, dass dieselbe nur untergeordnet neue Formen enthält. Es ist im Gegensatz zu H. FREBOLD besonders zu betonen, dass die allgemein im Productuskalk s. str. auftretenden Brachiopoden überwiegend auch in den tieferen (fossilführenden) Teilen der Roten Serie vorhanden sind (*Linoproductus weyprechtii* TOULA, *Linoproductus konincki* DE VERN., *Linoproductus cf. cancriniformis* TSCHERN., *Spirifer ravana* DIENER, *Spirifer cameratus* MORT. u. a.), und zwar liegen dieselben keineswegs etwa auf sekundärer Lagerstätte (MAYNC 1939 b). Diese unteren Horizonte der Roten Serie entsprechen somit noch dem Productuskalk s. str.

Neben diesen häufigen Brachiopoden des Productuskalkes findet sich in der unteren Roten Serie noch eine kleine Fauna. Es sind nur wenige Species vertreten, dieselben aber kommen in grosser Individuenzahl vor. Folgende Formen hat H. FREBOLD namhaft gemacht (FREBOLD 1932 b, 1932 c):

- Linoproductus cf. konincki* DE VERN.
- Productus (Juresania) juresanensis* TSCHERN.
- Spirifer cf. cameratus* MORT.
- Leda cf. speluncarea* GEINITZ
- Schizodus cf. wheeleri* SWALL.
- Astarte tunstallensis* KING
- Sanguinolites groenlandica* FREBOLD

Allorisma cf. sulcata FLEMING
Aviculopecten cf. elegantulus STUCK.
Pleurophorus sp.
Bellerophon sp. Form A
 — Form B

Über diese lokalgeprägte, der faziellen Stellung der Roten Serie angepasste Fauna sei Folgendes ausgesagt.

Linoproductus konincki DE VERN. findet sich — wie erwähnt — in der Productusfazies Ostgrönlands sehr häufig. Daher sei auf die Ausführungen über das Alter des Productuskalkes s. str. (Seite 110 ff.) hingewiesen.

Schizodus cf. wheeleri SWALL. gehört m. E. nach den von H. FREBOLD gegebenen Abbildungen (FREBOLD 1932 c, Tafel I., Fig. 12) zu *Schizodus obscurus* Sow. Das kommt besonders beim Vergleichen der Formen aus der Roten Serie mit denjenigen aus den »Weissen Blöcken« des Zechsteins von Kap Stosch deutlich zum Ausdruck (FREBOLD 1931 a, Tafel I., Fig. 3). Beim Betrachten der Exemplare von *Schizodus obscurus* Sow. des Zechsteins (FREBOLD 1931 a) zeigt es sich übrigens, dass diese Form in bezug auf Umriss und Grössenverhältnisse ziemlichen Schwankungen unterworfen ist. Auch H. FREBOLD betont ja u. a. die verschieden stark ausgeprägte Formverlängerung nach hinten (FREBOLD, loc. cit.). Und der Einwand dieses Autors, der Winkel von Hinterrand und Unterrand sei bei *Schizodus obscurus* Sow. stumpfer als bei der Species *Schizodus wheeleri* SWALL. aus der Roten Serie, ist in diesem Falle wenigstens nicht stichhaltig, zeigen doch sowohl *Sch. obscurus* Sow. (FREBOLD 1931 a, Tafel I., Fig. 3) und die Art aus der Roten Serie beide einen Winkel von wenig mehr als 90°, und zwar sind beide Winkel sozusagen gleich. Auf jeden Fall ist *Schizodus »wheeleri«* SWALL. aus der Roten Serie in unmittelbare Nähe von *Schizodus obscurus* Sow. zu stellen, dessen Variationsbreite auf Grund der Abbildungen in der citierten Arbeit von H. FREBOLD ziemlich gross zu sein scheint. Ausserdem hat ja H. FREBOLD selbst in einer etwas früheren Arbeit (FREBOLD 1932 b) die in der Roten Serie vertretene Species noch als *Schizodus aff. obscurus* Sow. citiert. *Schizodus obscurus* Sow. kennzeichnet also nicht nur die »Weissen Blöcke« und den Kalkdolomit der Clavering Ø, sondern erscheint ebenfalls in der tieferen Roten Serie von Wollaston Forland.

Dieser Umstand macht die von H. FREBOLD postulierte Sedimentationslücke zwischen Dolomit-Productuskalk und Roter Serie schon unwahrscheinlich, ebenfalls die in der letzteren so häufigen Faunenelemente des Productuskalkes s. str. Klar widerlegt wird jedoch dieser angenommene Hiatus durch die mehrfach festgestellten Wechsellagerungen der betreffenden Schichtglieder (vgl. Abschnitte II. und III.).

Productus (Juresania) juresanensis TSCHERN. ist eine Form, die aus dem russischen Perm citiert wird (TSCHERNYSCHEV 1902 u. a.). Ferner ist sie vertreten im Perm der Barentsinseln in Novaya Zemlya (MILO-

RADOVICH 1935), zusammen mit *Linoproductus cora* D'ORB. *subsp. planus* MIL., *Productus humboldti* D'ORB., *Pr. irginae* STUCK. u. a., *Strophalosia parva* MIL. u. a. *Strophalosia parva* MIL. weist übrigens sehr enge Beziehungen auf zu *Strophalosia goldfussi* MÜNSTER, einer spezifischen Form für den deutsch-englischen Zechstein. Somit spricht auch *Juresania juresanensis* TSCHERN. nicht gegen eine Parallelisation mit den russischen Kungur-Kazanstufen.

Die Bellerophontiden aus der Roten Serie hat H. FREBOLD nicht artenbestimmt. Vielleicht könnten sie mit einer der zahlreichen Formen aus den oberpermischen Tethysablagerungen (Serbien-Kroatien, Ostalpen usw.) oder aus dem indischen Oberperm identifiziert werden.

Leda speluncarea GEINITZ findet sich besonders im unteren Zechstein Deutschlands (FREBOLD 1932 c), während *Pleurophorus* (Species *P. costatus* KING) im mittleren und oberen Zechstein Westeuropas verbreitet ist (vgl. Seite 100 ff.) und im Übrigen ja in den »Weissen Blöcken« von Kap Stosch und im Kalkdolomit der Clavering Ø vorkommt (vgl. Abschnitt II. und IV.). Das Gleiche gilt für *Astarte tunstallensis* KING.

Im Gesamtbild zeigt demnach diese kleine Fauna aus der unteren Roten Serie Beziehungen mit der Zechsteinfauna der »Weissen Blöcke« und der Zechsteinriffe auf der Clavering Ø, sowie mit der Fauna des Productuskalkes s. str. Die neuen Formen sind vielfach durch die lokal etwas abweichenden Sedimentationsbedingungen an der Südküste des jungpermischen Festlandes »Eskimonia« bedingt. Trotzdem jedoch kommen überraschend ähnliche Faunen in verschiedenen Permablagerungen der Erde vor. So sei nachstehend eine oberpermische Fauna aus dem Karakorum (Lokalität Sciàioek) citiert (MERLA 1934):

Productiden sp. div.
Sanguinolites subundatus
Allorisma eupholis
 — *simplex*
 — *tellinoides*
Pleurophorus caudatus
Bellerophon rotularis
 usw.

In der oberpermischen Fauna der »Ankitokazo-Schichten« Madagaskars, die auf Grund von *Xenodiscus carbonarius* WAAGEN mit dem Perm der Salt Range und der Fauna von Chitichum verglichen wird (ASTRE 1934), tritt beispielsweise ebenfalls *Allorisma sulcata* FLEMING (und andere Arten) auf, zusammen mit verschiedenen ostgrönlandischen Permformen (vgl. Seite 95). Auch aus der mittleren Phosphoria Formation von Utah (Uinta Mountains) werden Permfaunen citiert, die vielfach an die Fauna der Roten Serie erinnern:

Derbya sp. div.
Linoproductus sp. div.
Juresania sp.

Spirifer cameratus MORT. u. a. Species
Dielasma sp. div.
Leda sp. div.
Schizodus sp. div.
Aviculopecten sp.
Pleurophorus sp.
Pleurotomaria sp.
 usw. (vgl. WILLIAMS STEWART 1939).

Daneben kommt hier die Fischfauna vor, die so grosse Ähnlichkeit mit derjenigen aus den ostgrönländischen Posidonomyenschichten besitzt (BRANSSON 1933, ALDINGER 1935), und welcher sicher Zechsteinalter zuzuschreiben ist.

Mit diesen kurzen Ausführungen glaube ich gezeigt zu haben, dass die Fauna aus der unteren Roten Serie von Wollaston Forland auf Grund ihrer Relationen zu anderen ostgrönländischen und auch ausserarktischen Permformationen ebenfalls als oberpermisch betrachtet werden muss, eine Schlussfolgerung, die allein schon auf Grund der stratigraphischen Befunde in Ostgrönland gezogen werden kann.

Anschliessend möchte ich noch einige Bemerkungen machen über die Beziehungen der Roten Serie von Wollaston Forland zu der sog. »Depot Island Formation« LAUGE KOCH 1926. Leider erlaubten es die Eisverhältnisse im Sommer 1938 nicht, in den Nathorst Fjord einzulaufen, wo ich gerne das Profil auf der Depot Ø selbst untersucht hätte. Jedoch hat K. KLEIBER (Winterthur-Zürich) anlässlich seiner Bearbeitung von Canning Land und der Wegener Halvø (1937/38) dort Aufnahmen gemacht, die er mir in uneigennützigster Weise zur Verfügung gestellt hat. Dafür möchte ich ihm an dieser Stelle meinen herzlichen Dank aussprechen und im Übrigen auf seine Arbeiten verweisen.

Im Winter 1937 hat der Verfasser in Ostgrönland oben bei der Zusammenstellung seiner in Wollaston Forland gewonnenen Resultate den Eindruck gewonnen, dass die »Depot Island Formation« den tieferen Teilen der Roten Serie des Nordgebietes entsprechen muss. Denn die liegenden Schichten auf der Depot Ø (Dolomite mit sporadischen Schieferzonen in einer Mächtigkeit von etwa 30 m, nach KLEIBER), die in oberen Horizonten kleine Brachiopoden führen, entsprechen sicher dem basalen Kalkdolomit (mit Posidonomyenschichten) der Nordregion, welcher ja ohne Zweifel Zechsteinalter besitzt (vgl. Seite 96 ff.). Die eigentliche »Depot Island Formation« überlagert ihrerseits transgressiv diese Permdolomite mit einem Basalkonglomerat, welches u. a. Dolomitgerölle und gerollte Permffossilien führt (*Spirifer cameratus* MORT., vgl. FREBOLD 1931 c). Darüber folgen weisser, glimmerreicher Sandstein und rötliche Arkosen, die *Grammysia* sp. und viele kleine Pelecypoden enthalten (T. HARRIS 1927, vgl. KOCH 1929, siehe auch Seite 20, SÄVE-

SÖDERBERGH 1937, K. KLEIBER). Eingeschaltet sind dünne Konglomeratzonen. Wenig höher stellte G. SÄVE-SÖDERBERGH Kalksandsteine fest, aus denen er u. a. *Juresania juresanensis* TSCHERN. citiert (SÄVE-SÖDERBERGH 1937). Dann folgen wieder körnige, rötliche Sandsteine mit Kreuzschichtung und konglomeratischen Niveaux, und schliesslich steht noch grünlich-grauer, geschichteter Sandstein an (1 m mächtig), aus welchem die von H. FREBOLD bestimmten Ophiceraten herkommen (FREBOLD 1931 c, vgl. auch Seite 21).

Nach Mitteilungen von K. KLEIBER trägt die »Depot Island Formation« lithologisch schon eotriassische Züge.

Ein Vergleich mit der Roten Serie ergibt eine weitgehende, petrographisch-fazielle Übereinstimmung (rote Kalksandsteine, Arkosen, Konglomerate). Aber auch faunistisch sind Beziehungen zwischen Roter Serie und »Depot Island Formation« unverkennbar. So sind beiden Schichtgliedern einige Formen gemeinsam, z. B. *Productus (Juresania) juresanensis* TSCHERN., die Genera *Leda sp.*, *Pleurophorus sp.*, *Astarte sp.*, so dass in dieser Hinsicht auf die oben gemachten Bemerkungen (Seite 116 ff.) verwiesen werden kann.

Auf Grund der lithologischen wie faunistischen Ähnlichkeit zwischen Roter Serie und »Depot Island Formation« L. KOCH 1926 ist es gerechtfertigt, beide Bildungen als äquivalent zu betrachten, was der Verfasser im Januar 1938 in einem Telegramm K. KLEIBER mitgeteilt hat. Auch G. SÄVE-SÖDERBERGH ist übrigens gleichzeitig zu ähnlichen Vermutungen gelangt (SÄVE-SÖDERBERGH 1937)¹⁾.

Nur ein Unterschied besteht bei den genannten permischen Schichtgliedern Ostgrönlands. Während im Süddistrikt die »Depot Island Formation« sehr wahrscheinlich von mariner Eotrias überlagert wird²⁾, fehlen der nördlichen Roten Serie solche marine Handgendbildungen vollständig. Wie der Verfasser schon früher gezeigt hat (MAYNC 1939 a, 1939 b), ist dieses primäre Fehlen von permisch-triassischen Schichten nördlich von Wollaston Forland bedingt durch das sich von hier weit nach Norden erstreckende, jungpalaeozoisch-altmesozoische Festland »Eskimonia«. In den erwähnten Arbeiten habe ich ausserdem die Ver-

¹⁾ Leider erfuhr der Verfasser, der im Sommer 1936 zusammen mit G. SÄVE-SÖDERBERGH nach Ostgrönland reiste, aber dann im Norden überwinterte, nichts von den Resultaten dieses schwedischen Forschers, der noch im gleichen Sommer wieder nach Europa zurückkehrte. Infolge meiner zweiten, unfreiwilligen Überwinterung bekam ich erst im Herbst 1938 Kenntnis von der unterdessen erschienenen Arbeit von G. SÄVE-SÖDERBERGH.

²⁾ Nach Bestimmung von H. FREBOLD (FREBOLD 1931 c) sind in den obersten Schichten der »Depot Island Formation« *Glyptopliceras minor* SPATH und *Ophiceras aff. Metopliceras subdemissum* SPATH vertreten. Allerdings sind diese Cephalopoden schlecht erhalten, so dass die Bestimmungen FREBOLDS nur mit grossem Vorbehalt angenommen werden sollten.

mutung geäußert, es könnten die sterilen, bunten Bildungen in kontinentaler Fazies, welche in der oberen Roten Serie repräsentiert sind, mit der kontinentalen Trias des Süddistriktes parallelisiert werden, d. h. mit Teilen der »Cape Biot Formation« LAUGE KOCH 1927 und der oberen »Klitdal Formation« A. ROSENKRANTZ. Ich möchte vorläufig an dieser Auffassung festhalten und darauf hinweisen, dass ja auch in den russischen Zechsteinablagerungen (Kungurian-Kazanian), die in dieser Arbeit als Äquivalente des ostgrönländischen Oberperm erkannt worden sind, solche mehr oder weniger kontinentale Bildungen in ähnlicher Fazies weit verbreitet sind am Rande der verschiedenen Zechsteinbecken (vgl. Abschnitt IV.). Somit könnte auch eine Korrelation der oberen Roten Serie mit der sog. »Tartarischen Stufe« Russlands durchgeführt werden, die — wie weiter oben ausgeführt worden ist (Seite 101 ff.) — ebenfalls nur eine Fazies darstellt und Schichten des Kazan und der tiefsten Trias umfasst.

Zusammenfassung über die Altersverhältnisse der ostgrönländischen Permablagerungen.

- (1) Der ostgrönländische Martiniakalk muss auf Grund von *Cyclolobus kullingi* FREBOLD (MILLER & FURNISH 1939) mit dem jüngsten Oberperm der indischen Geosynklinale (Himalaya) und der mediterranen Tethys (Armenien) korreliert werden.
- (2) Die Fauna aus den Riffbildungen der ostgrönländischen Permprofile und der eotriasischen Gerölle (»Weissen Blöcke«) entspricht dem germanisch-englischen Zechstein und den russischen Kungur-Kazanstufen.
- (3) Die Fischfauna der ostgrönländischen Posidonomyenschichten ist mit derjenigen aus dem deutschen Kupferschiefer und den englischen »Marl slates«, d. h. dem unteren Zechstein, zu vergleichen, ausserdem mit der mittleren Phosphoria Formation von Wyoming und dem russischen Kungurian-Kazanian.
- (4) Die früher mit der russischen »Schwagerina-Zone« korrelierte Fauna aus dem Productuskalk s. str. ist nach heutigen Anschauungen einerseits sicher mit dem Kungur Russlands zu vergleichen, weist jedoch auf der anderen Seite enge Beziehungen auf zur oberpermischen Fauna des Himalaya usw., die ihrerseits wieder ein Äquivalent der russischen Kazanstufe (und des europäischen Zechsteins) darstellt.
- (5) Die Fauna der Roten Serie besitzt sowohl Affinitäten zu der rezipalen Zechsteinfauna (2) wie auch zum Productuskalk s. str. (4) und ist infolgedessen ebenfalls als ein Äquivalent der Kungur-Kazanstufen Russlands zu betrachten.

V. RÜCKBLICK

Die neuen stratigraphischen Untersuchungen in Ostgrönland haben gezeigt, dass die permischen Ablagerungen zwischen Wollaston Forland und dem Keiser Franz Josephs Fjord faziell recht wechsellagerung entwickelt sind, dass trotzdem aber eine sichere Parallelisation der verschiedenen Profile im Norden mit denjenigen im Süden durchgeführt werden kann.

Alle permischen Bildungen in Ostgrönland zeigen einen ausgesprochen litoral-neritischen Charakter, handelt es sich doch um randliche Ablagerungen des permischen Skandiks, der sich bis hinab nach Westeuropa erstreckt hat. Sowohl das englisch-deutsche Zechsteinbecken wie das russische Kazanmeer waren ja nur Ausläufer dieses grossen arktischen Ozeans.

Wie der europäische Zechstein und die Ablagerungen der Kungur-Kazanstufen Russlands enthalten auch die ostgrönlandischen Permabildungen eine ausgeprägte Flachseefauna, die dem faziellen Wechsel der Sedimente entsprechend regional gewisse Unterschiede aufweist. So sind beispielsweise in der Fauna der Zechsteinriffe andere Formen vertreten als in den litoralen Brachiopodenbreccien (Productuskalk s. str.), und diese wiederum unterscheiden sich faunistisch von den Posidonomyenschichten oder dem eigentlichen Martiniakalk. Wie jedoch die stratigraphischen Verhältnisse einwandfrei beweisen, handelt es sich eben nur um faziell bedingte, im Wesentlichen synchrone und nicht — wie bisher immer angenommen worden ist — um zeitlich verschiedene Faunen.

Eine Schlüsselstellung für die Permstratigraphie Grönlands und der ganzen Arktis überhaupt nimmt heute die auf 74° n. Br. gelegene, kleine Clavering Ø ein. Zwischen den nördlichen Riffablagerungen (im Inneren der Insel), deren Fauna mit derjenigen des englisch-deutschen Zechsteins und des russischen Kazanian enge Beziehungen aufweist, und den mächtigen Klastica südlich der Gael Hamkes Bugt (vgl. Tafel VI.), finden sich nämlich neritische Kalke, die lokal Cephalopoden enthalten (Martiniakalk). Bekanntlich fehlen in den entsprechenden oberpermischen Bildungen Russlands und Westeuropas Ammoniten-

führende Horizonte vollständig, so dass direkte Korrelationen nicht möglich sind. Vielleicht bestanden im Süden des Urals zeitweise Zusammenhänge des permischen Meeresarms mit der mediterranen Tethys (Armenien), wo permisch-triasische Cephalopodenkalke eine optimale Entwicklung besitzen. Die jungpermische Tethys aber (Tunis, Sizilien, Ostalpen, Balkanhalbinsel, Krim, Kaukasien, Armenien usw.) stand ihrerseits in Verbindung mit der indisch-malayischen Geosynklinale (Iran, Turkestan, Himalaya, Timor, Rotti, Australien etc.), von wo ein Faunenaustausch über Japan (Ussuri Bay), die Mogolei und Sibirien (Kolyma-Region, Transbaikalien usw.) mit dem jungpermischen arktischen Bassin vor sich gehen konnte (vgl. auch LIKHAREV 1934 u. a.). Das Erscheinen einer so typischen Ammonitengattung wie *Cyclolobus* (WAAGEN) im Martiniakalk der Clavering Ø gestattet eine sichere Korrelation der ostgrönländischen Permbildungen mit dem jüngsten Perm der Himalaya-Geosynklinale.

Infolge der stratigraphisch-faziellen Verzahnung von Riffablagerungen und Brachiopodenkalken, die faunistisch dem westeuropäischen Zechstein und den Kungur-Kazanstufen Russlands entsprechen, und Ammonitenführenden Kalken, die mit den jüngsten Bildungen der permischen Tethys und der indisch-pazifischen Geosynklinale verglichen werden müssen, nimmt heute Ostgrönland eine Kardinalstellung ein für die Permstratigraphie der ganzen Erde.

LITERATURVERZEICHNIS

- (1) ABICH, H. 1878, Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. I. Theil. Eine Bergkalkfauna aus der Araxesenge bei Djulfa in Armenien. Wien 1878.
- (2) ALDINGER, H. 1935, Das Alter der jungpalaeozoischen Posidonomyaschiefer. Medd. om Gr., Bd. 98, No. 4, 1935.
- (3) — 1937, Permische Ganoidfische aus Ostgrönland. Medd. om Gr., Bd. 102, No. 3, 1937.
- (4) ALFEROV, B. A. 1935, Geological investigations in the region of Kostin Strait (Southern Island of Novaya Zemlya). Trans. Arct. Inst., Bd. 26. Leningrad 1935. Russisch, mit englischem Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 11, 1938.
- (5) — 1937, Geological Description of the South-Western Coast. In den Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou, the Novaya Zemlya Excursion.
- (6) ARTHABER, G. 1900, IV. Das jüngere Palaeozoicum aus der Araxesenge bei Djulfa. In Frech, F. & Arthaber, G., Über das Palaeozoicum in Hocharmenien und Persien. Beitr. z. Pal. und Geol. Österr.-Ungar. und des Orients, Bd. XII. Wien, 1900.
- (7) ASTRE, G. 1934, La faune permienne des grès à Productus d'Ankitokazo dans le Nord de Madagascar. Bespr. im Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 7, 1935/36.
- (8) BACKLUND, H. G. 1930, Contributions to the Geology of Northeast Greenland. Medd. om Gr., Bd. 98, No. 4, 1930.
- (9) — 1932, Das Alter des »metamorphen Komplexes« von Franz Josephs Fjord in Ostgrönland. Medd. om Gr., Bd. 87, No. 4, 1932.
- (10) BESAIRIE, H., M. BREISTROFFER, M. COLLIGNON & L. LAMBERT 1936, Les Fossiles du Nord Ouest de Madagascar. Mém. Acad. Malgache, 21. Tamariva 1936. Resumé im Geol. Zentralbl., Abt. B, Band 10, 1937/38.
- (11) BOGATSCHEV, J. T. 1936, Einige neue Daten zur Stratigraphie und Fauna der Zechsteinformationen im Gebiet der N-Dvina. Bull. Soc. Nat. Moscou, N. Ser. No. 44, Séct. Géol., 14, Moskau-Leningrad 1936. Russisch, mit deutschem Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 10, 1937/38.
- (12) BONNET, P. 1912, Sur le Permien et le Trias du Daralagöz. C. R. Acad. Sci. Paris, Vol. 154.
- (13) BRANSSON, C. C. 1933, Fish Fauna of the Middle Phosphoria Formation. Journ. Geol., Vol. 41, No. 2, 1933.
- (14) BRYAN, W. H. 1935, Correlation of Carboniferous and Permian rocks of Queensland. Rep. 22. Meeting of the Austr. and New Zealand Ass. Adv. Sci. Melbourne, 1935.

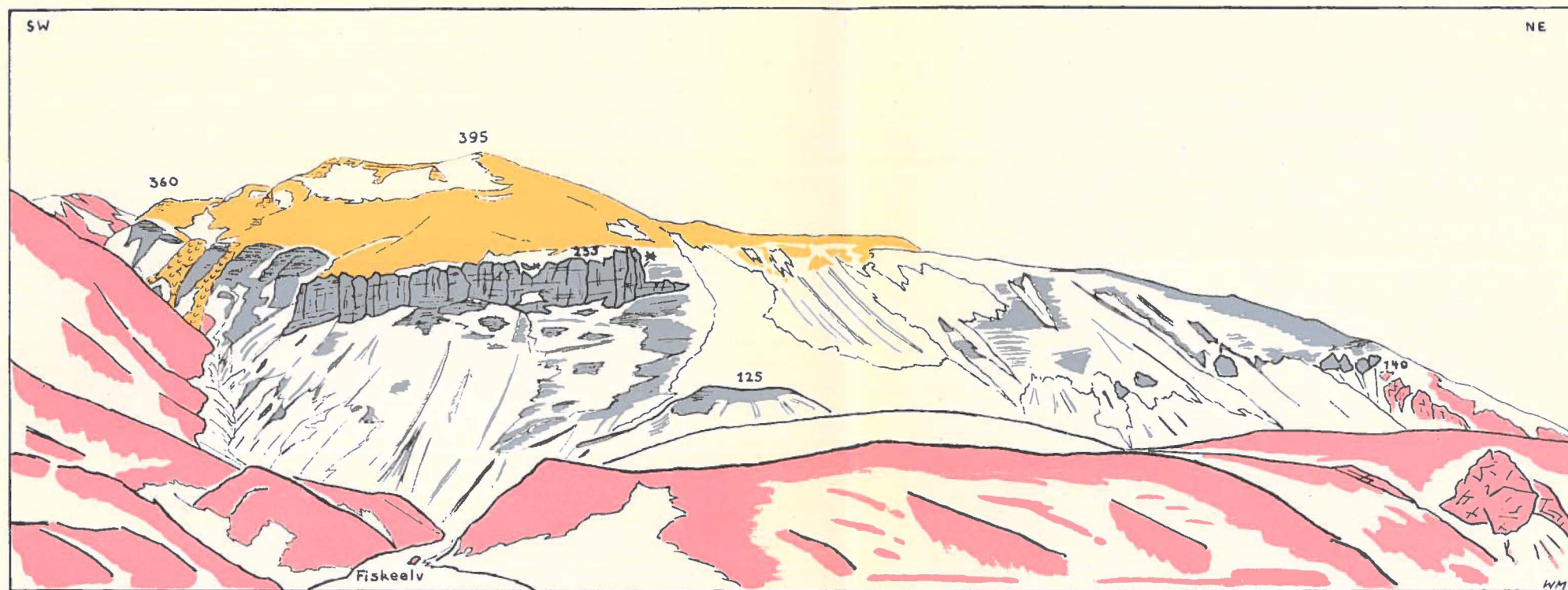
- (15) DIENER, C. 1897, The Permocarboniferous Fauna of Chitichum I. Pal. Indica, Ser. XV. Vol. 1, p. III., Calcutta, 1897.
- (16) — 1904, Note on *Cyclolobus Haydeni*, Diener. Rec. Geol. Surv. India, Vol. XXXI., 1904.
- (17) DOUVILLÉ, H., M., SOLIGNAC & E. BERKALOFF 1933, Découvert du Permien marin au Djebel Tébaga (extrême Sud Tunisien). C. R. Seances Ac. Sci., tome 196, Paris, 1933.
- (18) DUNBAR, C. O. 1933, Stratigraphic significance of the Fusulinids of the Lower Productus Limestone of the Salt Range. Rec. Geol. Surv. India, 66, Calcutta, 1933.
- (19) DUNBAR, C. O. & A. K. MILLER 1937, On the Carboniferous and Permian of the Southern Urals. Americ. Journ. Science, 5th ser., Vol. XXXIII. New Haven, Conn., 1937.
- (20) FREBOLD, H. 1931 a, Fauna, stratigraphische und palaeogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. Medd. om Gr., Bd. 84, No. 1, 1931.
- (21) — 1931 b, Das marine Oberkarbon Ostgrönlands. Medd. om Gr., Bd. 84, No. 2, 1931.
- (22) — 1931 c, Unterer mariner Zechstein und das Alter der Depot Island Formation. Medd. om Gr., Bd. 84, No. 3, 1931.
- (23) — 1932 a, Marines Unterperm in Ostgrönland. Medd. om Gr., Bd. 84, No. 4, 1932.
- (24) — 1932 b, Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. Medd. om Gr. Bd. 94, No. 2, 1932.
- (25) — 1932 c, Das Perm von Wollaston Forland (Nördliches Ostgrönland). Medd. om Gr., Bd. 94, No. 8, 1932.
- (26) — 1933, Weitere Beiträge zur Kenntnis des oberen Palaeozoicums Ostgrönlands. I. Die Fauna und stratigraphische Stellung der oberpalaeozoischen Weissen Blöcke (Kap Stosch Formation) Ostgrönlands. Medd. om Gr., Bd. 84, No. 7, 1933.
- (27) — 1935, Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl- und Franz Joseph-Landes. Bornträger Berlin, 1935.
- (28) — 1937, Das Festungsprofil auf Spitzbergen. IV. Die Brachiopoden- und Lamellibranchiatenfauna und die Stratigraphie des Oberkarbons und Unterperms nebst Beschreibung anderer Vorkommen in Svalbard. Skrifter om Svalbard og Ishavet, No. 69, Oslo, 1937. Bespr. im Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 12, 1939.
- (29) FREBOLD, H. & A. NOE-NYGAARD 1938, Marines Jungpalaeozoikum und Mesozoikum von der Traillinsel (Ostgrönland). Medd. om Gr., Bd. 119, No. 2, 1938.
- (30) FREDERICKS, G. 1929, Über die Trogkofelschichten und ihre Geol. und Pal. Analogie im Ural. Centralbl. Min., Abt. B, Stuttgart, 1929.
- (31) — 1934, Uralian and Permian of the Ural. Bull. Soc. Geol. China, Vol. 13, No. 4, Peiping, 1934.
- (32) — 1934, The Permian Fauna of the Kanin Peninsula. Trans. Arct. Inst., Bd. 13, Leningr., 1934. Russisch, mit englischem Resumé. Bespr. im Geol. Zentralbl. Abt. B, Bd. 6, 1935.
- (33) — 1936, Materials of the Permian Fauna of Novaya Zemlya. Trans. Arct. Inst., Bd. 49, Leningrad, 1936. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 10, 1937/38.
- (34) GORSKY, I. I. 1937, Chussovaya to Solikamsk, Permian Northern Part. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.

- (35) GRECO, B. 1935, La Fauna Permiana del Sosio, conservata nei Musei di Pisa, di Firenze e di Padova. *Paleontographica Italica*, Vol. XXXV. (N. Ser., Vol. V.), Siena, 1935.
- (36) GRÖNWALL, A. K. 1917, The Marine Carboniferous of Northeastern Greenland and its Brachiopod Fauna. *Medd. om Gr.*, Bd. 43, 1917.
- (37) HANIEL, C. A. 1915, Die Cephalopoden der Dyas von Timor. *Pal. von Timor*, Liefg. 3, Stuttgart, 1915.
- (38) HERITSCH, Fr. 1933, *Medlicottia* aus dem Trogkofelkalk der Karnischen Alpen. *Mitt. naturw. Ver. Steiermark*, No. 70, Graz, 1933.
- (39) — 1934, Die oberpermische Fauna von Žažar und Vrzedeneč in den Savefalten. *Bull. Serv. géol. R. Yougoslavie*, 3, Beograd, 1934.
- (40) — 1938, Die stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. *Neues Jahrb. Min., Geol. und Pal.*, Beil.-Bd. 79, Abt. B, Stuttg., 1938.
- (41) HOSKING, L. 1932, Correlation of Carboniferous and Permian rocks of Western Australia. *Austr. and New Zealand Assoc. Advanc. Sci.*, 21(456), Sydney, 1932.
- HUANG, T. K. 1932, Late Permian Brachiopoda of South-Western China. *Geol. Surv. of China, Pal. Sinica, Ser. B, Vol. IX.*, Peking.
- (42) KING, E. R. 1930, Geology of the Glass Mountains, Texas. *Univ. Texas, Bull.* 3042, 1930.
- (43) KOCH, L. 1929a, The Geology of East Greenland. *Medd. om Gr.*, Bd. 73, No. 2, 1929.
- (44) — 1929 b, Stratigraphy of Greenland. *Medd. om Gr.*, Bd. 73, No. 2, 1929.
- (45) — 1931, Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland. *Medd. om Gr.*, Bd. 83, No. 2, 1931.
- (46) — 1935, *Geologie von Grönland*. *Bornträger Berlin*, 1935.
- (47) — 1936, Über den Bau Grönlands. *Geol. Rundschau*, Bd. 27, 1936.
- (48) KUGLER, H. G. 1939, A visit to Russian Oil Districts. *Journ. of the Inst. of Petroleum*, Vol. 25, No. 184, 1939.
- (49) KULLING, O. 1930, Stratigraphic studies of the Geology of Northeast Greenland. *Medd. om Gr.*, Bd. 74, 1930.
- (50) LIKHAREV, B. K. 1934, Die Fauna der permischen Ablagerungen des Kolymagebietes. *Akad. Wiss. U.S.S.R., Arb. des Rates f. d. Erforschg. prod. Kräfte, Jakut. Ser.*, Lfg. 14, Leningrad, 1934. Russisch, mit deutschem Resumé. *Bespr. Geol. Zentralbl.*, Abt. B, Bd. 10, 1937/38.
- (51) — 1937, The Permian System of the U.S.S.R., certain problems of its stratigraphy and correlations with other countries. *Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.*
- (52) — 1937, The Kazanian of the Russian Platform. *Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.*
- (53) — 1937, The Upper Permian of the Northern Caucasus and its Brachiopod Fauna. *Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.*
- (54) MAHLZAHN, E. 1937, Die deutschen Zechsteinbrachiopoden. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N. F., Heft 185*, 1937.
- (55) MASLENNIKOV, D. F. 1935, The Upper Permian Pelecypods of the Northern Region. *Trans. centr. geol. and prosp. Inst.*, No. 29, Moskau-Leningrad, 1935. Russisch, mit englischem Resumé. *Bespr. Geol. Zentralbl.*, Abt. B, Bd. 10, 1937/38.
- (56) — 1937, The Permian of the Far East. *Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.*
- (57) MAYNC, W., A. VISCHER, H. STAUBER, & H. P. SCHAUB 1938, Geologische Untersuchungen in der postdevonischen Zone Nordostgrönlands. *Medd. om Gr.*, Bd. 114, No. 1, 1938.

- (58) MAYNC, W. 1939 a, Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73 und 75° Lat. N. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen, Bd. XVI., Jahrg. 1940 (Nr. 10), Okt. 1933.
- (59) MAYNC, W. 1939 b, Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73—75° Lat. N. Medd. om Gr., Bd. 114, No. 5, 1939.
- (60) MAZAROVICZ, A. N. 1937, Dépôts continentaux du Permien supérieur et du Trias inférieur dans la plateforme Russe. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (61) MERLA, G. 1934, Fossili antracolitici del Caracorùm. Spedizione ital. de Filippi nell' Himalaia, Caracorùm e Turchestan Cinese 1913—14, (2), 5., Bologna, 1934.
- (62) MILLER, A. K. 1933, Age of the Permian limestones of Sicily. Americ. Journ. Science, No. 5, 23, New Haven, 1933.
- (63) MILLER, A. K. & L. M. CLINE 1934, The Cephalopods of the Phosphoria Formation of Northwestern United States. Journ. Pal., Vol. 8, No. 3, 1934.
- (64) MILLER, A. K. 1937, The Permian of South-Western Coahuila, Mexico, and its Ammonoid Fauna. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (65), — 1938, Comparison of Permian ammonoid zones of Soviet Russia with those of North America. Bull. Americ. Petrol. Geol., Vol. 22, 1938.
- (66) MILLER, A. K. & W. M. FURNISH 1939, Cyclolobus from the Permian of Eastern Greenland. Manuskript, 1939.
- (67) MILORADOVICH, B. V. 1935, Upper Paleozoic Brachiopoda from the Northern Island of Novaya Zemlya. Trans. Arct. Inst., Bd. 19, Leningrad. Russisch, mit englischem Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 9, 1936/37, Bd. 11, 1938.
- (68) — 1936, Lower Permian Fauna from the Island Mejdusharsky (Southern Island of Novaya Zemlya). Trans. Arct. Inst., Bd. 37, Leningrad, 1936. Russisch, mit englischen Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 10, 1937/38.
- (69) — 1936, Geological outline of the North-Eastern coasts of the Northern Island of Novaya Zemlya. Trans. Arct. Inst., Bd. 38, Leningrad, 1936. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 10, 1937/38.
- (70) MIRČINK, M. E. 1937, Brachiopodenfauna der Kasan-Stufe im Gebiet des Europäischen Teiles der U.S.S.R. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (71) — 1938, Materials for the Study of the Pinega Zechstein Brachiopoda. Trav. Inst. Géol. Acad. Sciences U.S.S.R., tome VII. Russisch, mit englischem Resumé.
- (72) NALIVKIN, D. V. 1937, The Permian Excursion. Southern Part. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (73) NATHORST, A. G. 1910, Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, Vol. X., No. 19—20, 1910.
- (74) — 1911, Contributions to the Carboniferous flora of Northeastern Greenland. Medd. om Gr., Bd. 43, No. 12, 1911.
- (75) NIELSEN, E. 1932, Permo-Carboniferous Fishes from East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 86, No. 3, 1932.
- (76) — 1935, The Permian and Eotriassic Vertebrate-bearing beds at Godthaab Gulf (East Greenland). Medd. om Gr., Bd. 98, No. 1, 1935.
- (77) NOE-NYGAARD, A. & G. SÄVE-SÖDERBERGH, 1932, Zur Stratigraphie der Nordostecke der Claveringinsel (Ostgrönland). Medd. om Gr., Bd. 94, No. 3, 1932.

- (78) — 1934, Stratigraphical outlines of the area round Fleming Inlet. Medd. om Gr., Bd. 103, No. 1, 1934.
- (79) NOETLING, F. 1901, Beiträge zur Kenntnis der Salt Range, insbesondere der permischen und triassischen Ablagerungen. Neues Jahrb. Min., Geol. und Pal., 1901.
- (80) NOINSKY, M. E. 1924, Some data on the Kazanian in Kazan environs. Bull. Geol. Com., Vol. XLII., No. 6, 1924.
- (81) PANNEKOEK, A. J. usw. 1931, De Palaeontologie en Stratigraphie van Nederlandsch Oost-Indie, Hoofdstuk I. Festbundel uitgegeven ter Eere van Prof., Dr. K. Martin. Leidsche Geologische Mededeelingen, Deel V., 1931.
- (82) PETRENKO, A. 1937, Lower Carboniferous and Upper Palaeozoic Deposits of the district of Russian Harbour and the Barents Islands. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (83) REID, J. H. 1930, The Queensland Upper Palaeozoic Succession. Queensl. Geol. Surv., Publ. No. 278, Brisbane, 1930.
- (84) ROSENKRANTZ, A. 1929, Marine Permian Deposits in East Greenland. Medd. fra Dansk Geol. Forening, Bd. 7, København, 1929.
- (85) — 1930, Summary of Investigations of younger Palaeozoic and Mesozoic strata along the East Coast of Greenland in 1929. Medd. om Gr., Bd. 74, 1930.
- (86) — 1932, Geologiske Undersøgelser i Øst-Grønland Sommeren 1929. København, 1932.
- (87) SÄVE-SÖDERBERGH, G. 1937, On the Palaeozoic stratigraphy of Canning Land, Wegener Peninsula, and Depot Island. Medd. om Gr., Bd. 96, No. 5, 1937.
- (88) SCHUCHERT, CH. 1932, The Australian Late Paleozoic Glaciations. Americ. Journ. Science, No. 5, 23, New Haven, 1932.
- (89) — 1935, Correlations of the more important marine Permian sequences. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 46, 1935.
- (90) SMITH PERRIN, J. 1926,, Permian Ammonoids of Timor. Jaarboek van het Mijnwezen in Nederlandsch. Indie. Vijf en Vijftigste Jaargang 1926, Verhandelingen, eerste Gedeelte.
- (91) SPATH, L. F. 1930, The Eotriassic Invertebrate Fauna of East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 83, No. 1, 1930.
- (92) — 1935, Additions to the Eotriassic Invertebrate Fauna of East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 93, No. 2, 1935.
- (93) SÜSSMILCH, C. A. 1935, The Carboniferous in Eastern Australia. Rep. 22. Meeting of the Austr. and New Zealand Ass. Adv. Science, Melbourne, 1935.
- (94) STEPANOV, D. L. 1936, Contribution to the knowledge of the brachiopoda fauna of the upper paleozoic of Spitzbergen. Leningrad State Univ., A. S. Boubnoff. Ann., No. 9 (2). Russisch, mit englischem Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 9, 1936/37.
- (95) — 1937, Permian Brachiopoda of Spitzbergen. Trans. Arct. Inst., Bd. 76, Leningrad, 1937. Russisch, mit englischem Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 11, 1938.
- (96) TIKHVINSKAYA, E. I. 1937, Perm to Volga. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou. The Permian Excursion, Northern part.
- (97) — 1937, Ufimian series in the European part of the U.S.S.R. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.

- (98) TOLSTIKHINA, M. M. 1932, On some Reef Formations in the Upper Carboniferous Deposits of the Ufa Plateau. Bull. unit. Géol. and Prosp., Serv. U.S.S.R., Vol. 51, fasc. 93. Russisch, mit englischem Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 6, 1935.
- (99) — 1937, Kuzino to Perm. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (100) — 1937, Upper Paleozoic Reefs on the Western slope of the Urals. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (101) TOULA, F. 1873, Kohlenkalk-Fossilien von der Südspitze von Spitzbergen. Sitzungsber. Akad. der Wiss. Wien, I. Abtheilung, Math.-Naturw. Classe, Bd. LXVIII., 1873.
- (102) — 1875, Permo-Carbon-Fossilien von der Westküste von Spitzbergen (Belsund, Cap Staratschin, Nordfjord). Neues Jahrb. Min., Geol. und Pal., Jahrg. 1875.
- (103) TOUMANSKY, O. G. 1931, Von den permo-carbonischen Ablagerungen der Krim. Centralbl. f. Min., Geol. und Pal., Abt. B, Stuttgart, 1931.
- (104) — 1935, Permian Ammonoids of the Kubergandy River and their stratigraphical significance. Akad. Nauk., Trudy-Expedition, 31, Leningrad, 1935. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 8, 1936.
- (105) — 1937, La Stratigraphie du système Permien d'après les Ammonées. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou.
- (106) TOUMANSKY, O. G. & B. A. BORNEMANN 1937, On the Permian ammonoids of Darvaz. Bull. Soc. Nat. Moscou, Sect. géol., No. 15, Moscou, 1937. Russisch, mit englischem Resumé. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Bd. 11, 1938.
- (107) TRECHMANN, C. T. 1925, The Permian Formation in Durham. Proc. Geol. Assoc. London, Vol. 36, 1925.
- (108) — 1932, The Permian Shell-Limestone Reef beneath Hartlepool. Geol. Mag., Vol. 69, London, 1932.
- (109) TSCHERNYSCHEV, TH. 1902, Die oberkarbonischen Brachiopoden des Ural und des Timan. Mém. Com. Géol., Bd. 16, No. 2, 1902, St. Petersburg.
- (110) — 1904, The Upper Palaeozoic Formations of Eurasia. Records Geol. Surv. of India, Vol. XXXI, Part 3, (Übersetzung).
- (111) VOGL, V. 1913, Die Palaeodyas von Mrzla-Vodica in Kroatien. Mitt. Jahrb. d. Kgl. Ungar. geol. Reichs., Bd. XXI, Budapest, 1913.
- (112) WAAGEN, W. 1887, Salt Range Fossils. Productus limestone group. Mem. Geol. Surv. of India, Pal. Indica, Ser. 13, Bd. I, Calcutta, 1887.
- (113) WILLIAMS, STEWART W. 1939, »Park City« beds on Southwest flank of Uinta Mountains, Utah. Bull. Americ. Assoc. of Petroleum, Geol., Vol. 23, No. 1, 1939.
- (114) WIMAN, C. 1914, Über die Karbonbrachiopoden Spitzbergens und Beeren Eilands. Nova Acta Regia Societatis Scientiarum Upsaliensis, I, No. 3 (8), Upsala, 1914.
- (115) WORDIE, J. M. 1927, The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926. The Geographical Journal, London, 1927.
- (116) YERMOLAEV, M. M. 1937, Stratigraphy of Palaeozoic Deposits on Novaya Zemlya. Abh. Int. XVII. Geol. Congr. U.S.S.R. 1937, Moscou. The Novaya Zemlya Excursion, part. I. General.

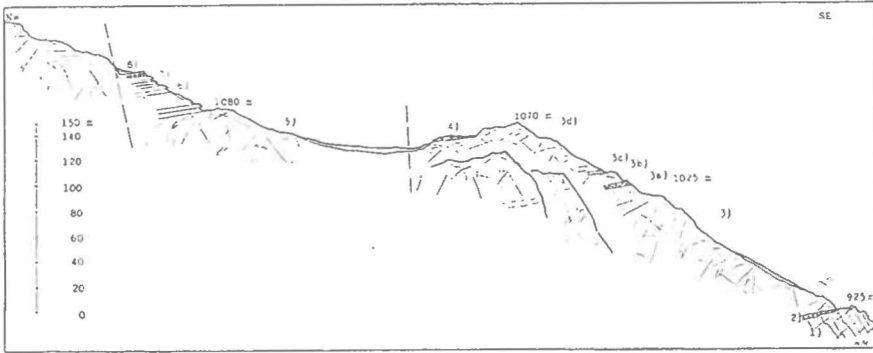


- Eotrias
- Perm (Zechstein)
- Kaledonisches Kristallin

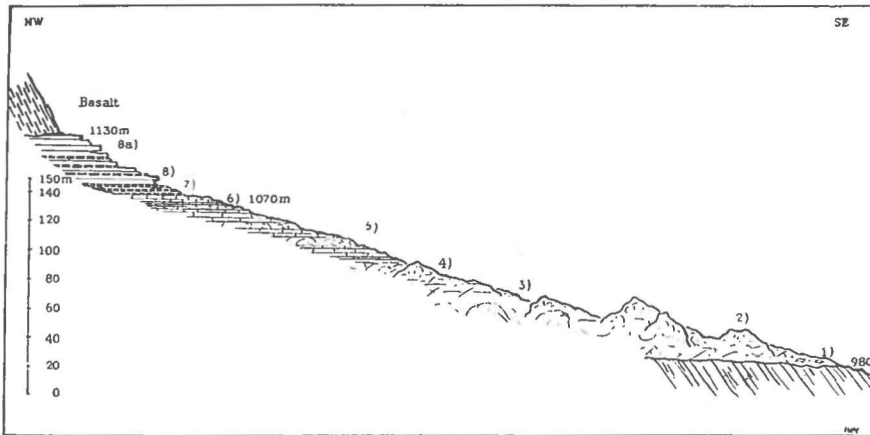
Tafel I. Das Perm bei Elvsborg (Hird Bay), südliche Clavering Ø.
(Feldskizze des Verfassers vom 24. September 1936)

Ueber das kaledonische Kristallin (rosa) transgredierend die permischen Ablagerungen (blau), an der Basis Gips-Kalkdolomit (rechte Bildseite), höher Posidonomyenschichten (schiefrig, meist verschüttet oder unter Schnee, bis etwa zum Fusse der typischen Steilstufe). Die Steilstufe selbst besteht aus Martiniakalk, der hier die einzigen ostgrönländischen Permammoniten geliefert hat. Ueber dem Perm folgt die klastische Eotrias mit Ophiceraten etc. (braun).

* = Fundstellen von oberpermischen Ammoniten im Martiniakalk.



Permprofil am Forposten (aufgenommen im Sommer 1936).



Permprofil des Koralbjergets (aufgenommen im Sommer 1937).

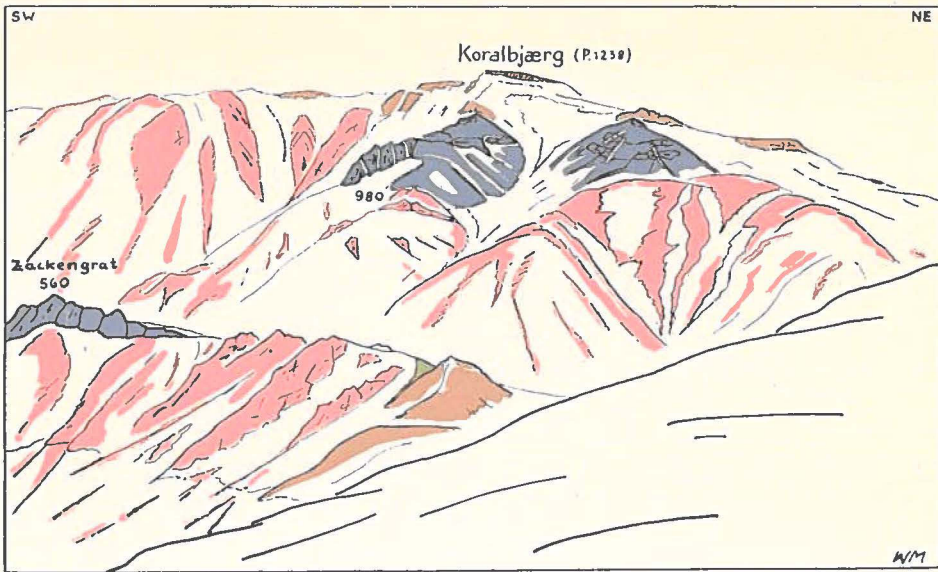


Fig. A. Das Perm am Koralbjærg (P. 1238), nordöstliche Clavering Ø.
(Feldskizze des Verfassers vom 5. August 1937).

Mächtiger rezifaler Dolomit und Bänke von Productuskalk s.str. (blau) transgressiv auf kaledonischem Kristallin (rosa). Transgredierende Inoceramenschichten des Aptien-Albien (grün). Basalte (violettbraun).

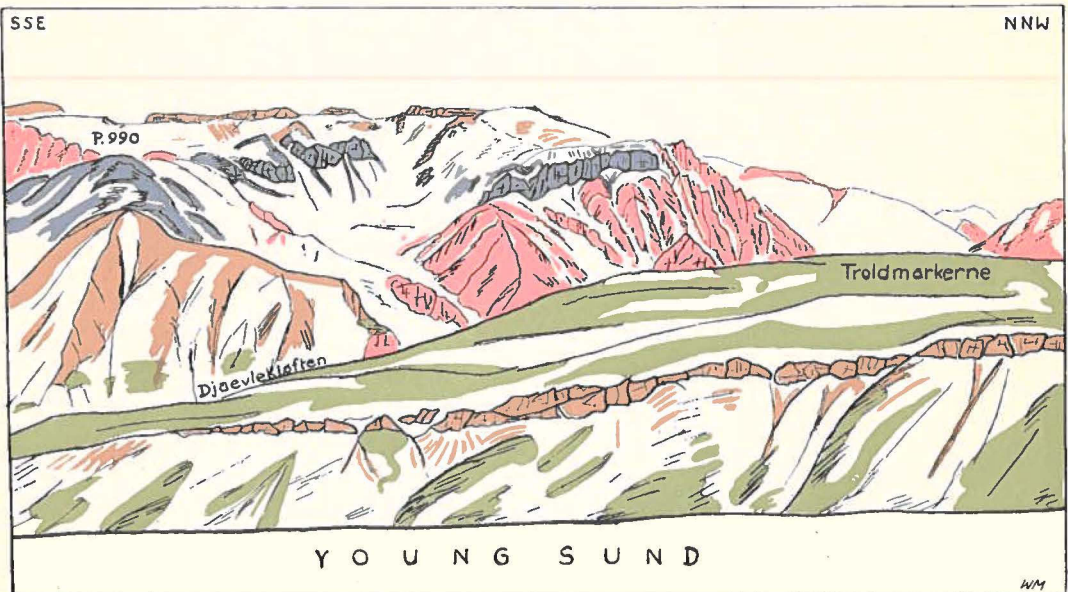
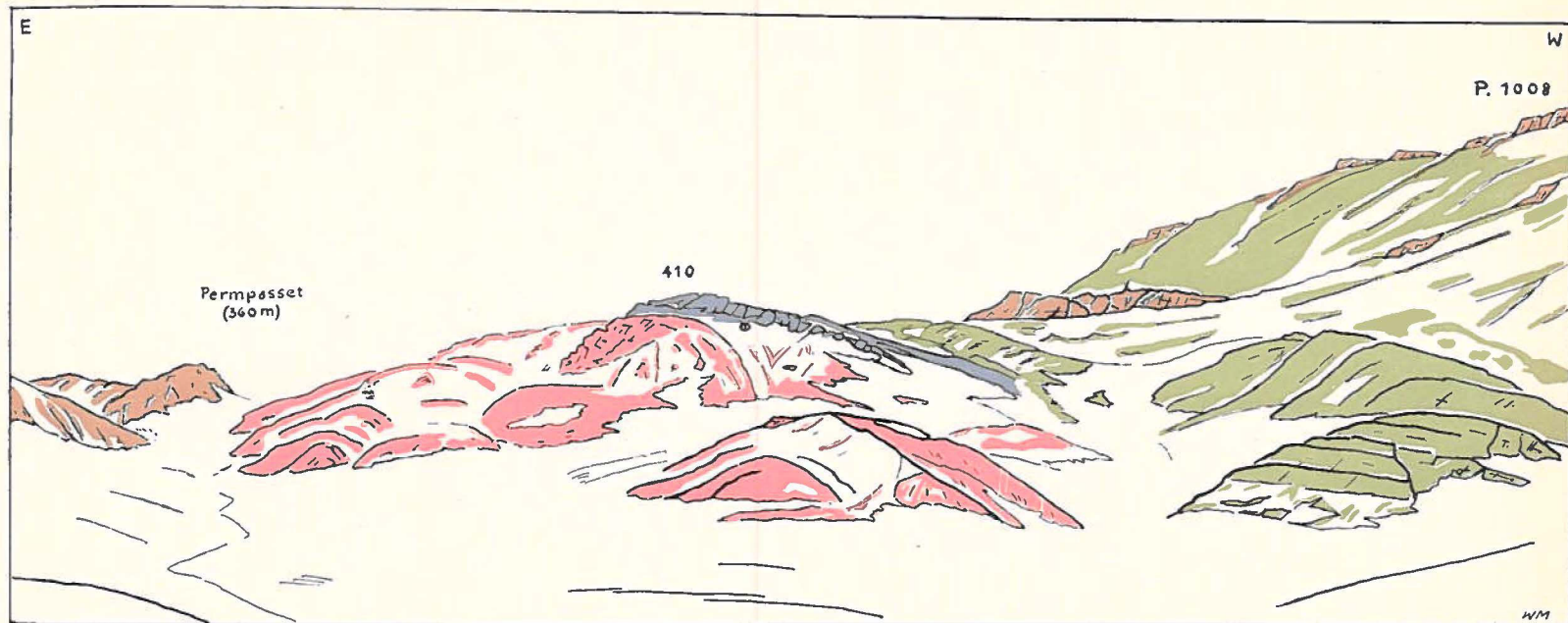


Fig. B. Das Perm südwestlich der Djævlekløften (»Cirkusdal«, vgl. Noe-Nygaard & Sæve-Söderbergh 1932). Skizze des Verfassers vom 7. Juli 1937, gezeichnet von der Südwestküste von Wollaston Forland.

Analog wie Fig. A. Das Küstencliff im Vordergrund (Troldmarkerne) besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten des Callovien-Argovien (grün, ohne Strichelung). Unten im Tal der Djævlekløften sind die auf Kristallin (rosa) transgredierenden Inoceramenschichten sichtbar (grün mit Strichelung). Perm (Zechstein) = blau, Basalte = violettbraun.



Der kaledonische Kristallinrücken im inneren Wollaston Forland (Permpasset),
nach einer Zeichnung im Gelände vom 16. Juni 1937.
Transgredierend über Kaledonikum (rosa) dolomitisch-sandige Bildungen des Oberperm (blau), darüber wieder transgressiv mesozoische Ablagerungen
(grün), durchsetzt von Basalten (violettbraun).

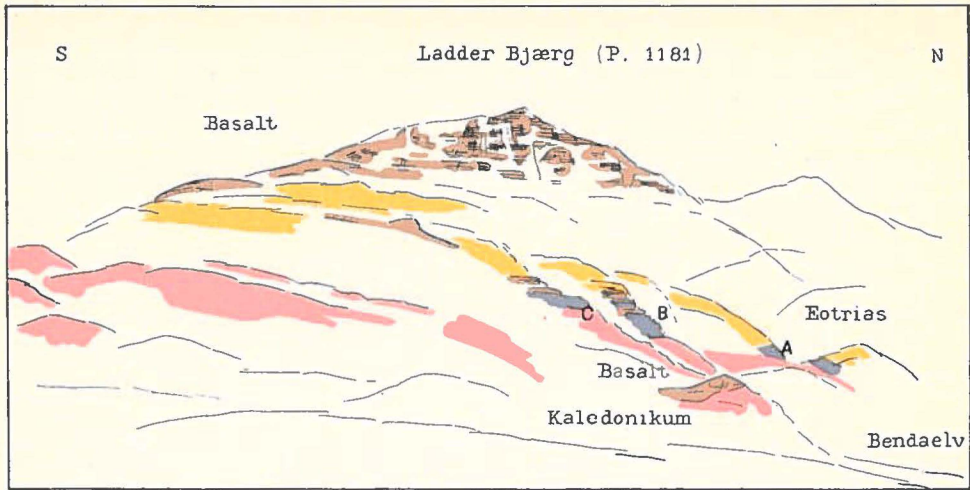


Fig. A. Die Permprofile an der Ostflanke des Ladder Bjærges (nördliche Giesecke Bjærg),
gesehen von P. 270 bei Myggbukta. (Feldskizze des Verfassers vom 13. Mai 1938).
Basaltformation = violettbraun, Eotrias = gelb, Perm (Zechstein) = blau, kaledonisches
Kristallin = rosa.

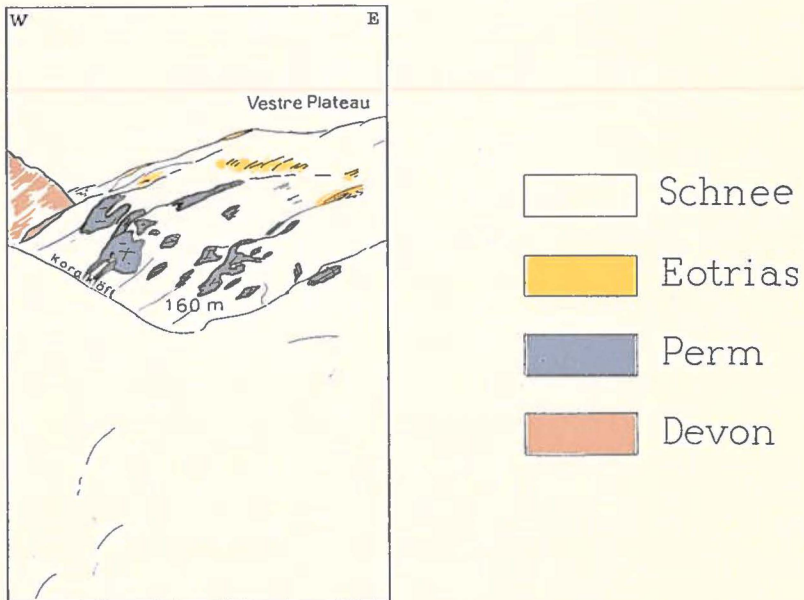


Fig. B. Die permischen Ablagerungen im Koralkløft (im W steilstehendes Devon,
anschliessend abgesunkener Komplex mit transgressivem Perm und Eotrias). Feld-
skizze des Verfassers vom 7. April 1938.

