

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 132 · Nr. 2

GEOLOGISK EKSPEDITION TIL ØSTGRØNLAND 1936—38

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

STRATIGRAPHIE
DER JURABILDUNGEN OSTGRÖNLANDS

ZWISCHEN HOCHSTETTERBUGTEN (75° N.) UND
DEM KEJSER FRANZ JOSEPH FJORD (73° N.)

VON

WOLF MAYNC

MIT EINER ÜBERSICHTSKARTE, 38 FIGUREN IM TEXT
UND 7 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1947

INHALT

	Seite
Vorwort	5
Einleitung	7
I. Stratigraphische Einzelprofile	11
A. Kuhn Insel.....	11
1. Profil am Kingfjædet (P. 1034 m)	14
2. Profil in der Ugpik-Ravine	18
Umingmak-Ravine/Bernbjærget (P. 620 m)	22
3. Vorkommen im Amoebites-Elv	23
4. Konglomeratrücken	25
5. Die Jurasedimente am Strandcliff der südwestlichen Kuhn Insel..	27
6. Das Volgien in der Umgebung der »Haakonshytta«	28
7. Die Juraprofile an der Südostküste der Kuhn Insel (Kuhn-Schichten)	36
B. Th. Thomsens Land.....	43
8. Das Juraprofil südlich der »Blaabærhytten«.....	45
C. Wollaston Forland.....	51
9. Das Juraprofil am Hohgant (P. 658 m).....	53
10. Profil am Sauruspasset (230 m).....	60
11. Profile an der Nordflanke des Niesen (P. 688 m)	61
12. Aufschlüsse im Slædedalen.....	68
13. Profil am Nordosthang des Aucellabjærget (P. 950 m)	69
14. Profil an der Rigi (P. 484 m)	73
15. Profil südlich des Zackenbergpasset, Lindemansdalen	78
16. Juraprofile im Cardiocerasdal und am Cardiocerasbjærg (P. 858 m)	83
17. Westflanke des Stratumbjærget (P. 657 m).....	90
18. Profil vom Sandstendalen hinauf zum Stratumbjærget (P. 657 m)	91
19. Profil im Skiferdal	94
20. Die Juravorkommen im Perm- und Brachiopoddal.....	95
21. Der Jura am Kuppelpasset	96
22. ?Juravorkommen im Grænsedalen und am Permpasset	97
23. Profil südwestlich des Bern Plateau (Brorsons Halbinsel)	98
24. Profil nördlich des Sumpdalen	100
25. Juravorkommen im Gebiet südlich der Albrechts Bugt.....	101
26. Profile nördlich des Hammeren (Antoinette's Bjærg P. 992 m)...	102
D. Clavering Insel.....	106
27. Profil am Küstencliff zwischen Dolomitdal und Djævlekløften (zu P. 546 m der Troldmarkerne).....	108
28. Juravorkommen im Dolomitdal	113

	Seite
29. Profil am Südhang der Troldmarkerne (sog. »Erster Weisse«)....	115
30. Das Vorkommen von Kimeridgien an der Küste (nordwestlich der Basalt Insel.....)	117
II. Lithologie und Faziescharakter der nordostgrönländischen Jurasedimente.....	119
a. Gelbe Serie.....	120
b. Graue Serie.....	127
c. Schwarze Serie (<i>Amoebites</i> -Schichten).....	128
d. Kuhn-Schichten.....	131
e. Rigi-Serie.....	133
III. Lagerung und stratigraphisch-palaeogeographische Verhält- nisse der ostgrönländischen Jurabildungen.....	138
Allgemeines.....	138
Vergleich unseres Gebietes mit anderen Teilen Ostgrönlands.....	145
Hochstetter Forland.....	146
Grosse Koldewey Insel.....	148
Danmarkshavn (Germania Land).....	152
Geographical Society und Traill Inseln.....	153
Scoresby Land.....	156
Jameson Land und Milne Land.....	157
IV. Über die Beziehungen des Jura Ostgrönlands mit anderen borealen Juravorkommen.....	187
Spitzbergen.....	188
Andøy (Lofoten).....	193
König Karl Land.....	194
Franz Joseph Land.....	196
Novaya Zemlya.....	197
Sibirien.....	198
Alaska.....	202
V. Über die palaeogeographischen Zusammenhänge der borealen Juraprovinz mit südlicheren Meeresregionen.....	208
Migrationen und Faunenaustausch.....	211
Bibliographie.....	219

VORWORT

Über die vom Verfasser in Ostgrönland während der dänischen »Zwei-Jahres-Expedition« Dr. LAUGE KOCH's in 1936—1938 durchgeführten stratigraphischen Untersuchungen in der postdevonischen Küstenzone soll in einer Reihe von Abhandlungen berichtet werden.

In einigen kurzen Rapporten sind die wichtigsten geologischen Ergebnisse dieser Erforschung schon summarisch dargestellt worden (Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940), und eine Monographie über Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands ist bereits erschienen (Lit. MAYNC 1942).

Der Verfasser hat es daraufhin unternommen in der Folge seine in Ostgrönland gemachten Beobachtungen und zum Teil in den Polarländern ausgearbeiteten Resultate über die Stratigraphie des ostgrönländischen Mesozoikums herauszugeben, wovon nun der erste Teil über den Jura zwischen Hochstetterbugten und dem Kejser Franz Joseph Fjord vorliegt.

Da der Verfasser im Januar 1940 nach Niederländisch-Indien übersiedelte, ergaben sich grosse Schwierigkeiten für eine Publikation dieser Abhandlungen; denn erstens war hier natürlich die entsprechende Literatur nicht vorhanden, und ein Austausch stellte sich infolge des Krieges in Europa als unmöglich heraus. Zweitens war selbstverständlich jeder Kontakt mit dem Expeditionsleiter sowie mit dessen Mitarbeitern unterbrochen. Besonders schmerzlich wirkte sich die Tatsache aus, dass der Verfasser so jegliche Fühlung mit seinem Arbeitsgefährten ANDREAS VISCHER (Basel) verlor, und aus diesem Grunde ein Gedankenaustausch über mancherlei Probleme sowie eine gegenseitige Verständigung über definitive Resultate ausgeschlossen war. »Silent leges inter arma!«

— Daraufhin brach der pazifische Krieg aus, und wie durch ein Wunder blieben dabei die ostgrönländischen Feldbücher und Notizen sowie die noch unvollendeten Manuskripte des Verfassers von der barbarischen Zerstörung und Plünderung verschont.

Während des Krieges konnte der Verfasser seine Abhandlungen ausarbeiten, aber der Mangel an Literatur und das vollständige Abge-

schnitten-Sein von einer wissenschaftlich interessierten und tätigen Welt wurde stets fühbarer, und viele Fragen und Probleme blieben unbeantwortet und ungelöst. Ausser LAUGE KOCH's »Geologie von Grönland« (1935) standen mir nur wenige Arbeiten sowie kurze, in Ostgrönland oben gemachte Literatúrauszüge zur Verfügung, und die zahlreichen Lücken der Ostgrönlands-Manuskripte konnten erst lange nach Friedensschluss in Europa behoben werden.

Aus diesen Gründen möchte ich meine Fachgenossen bitten die vorliegende Arbeit nur als das zu nehmen, was sie sein möchte, nämlich als eine Darstellung der selbst untersuchten stratigraphischen Verhältnisse der Jurabildungen in Nordostgrönland. Eine Veröffentlichung derselben dürfte für die Bearbeitung der heimgebrachten mesozoischen Faunen von Wichtigkeit und Interesse sein und entsprach übrigens dem Wunsche des Expeditionsleiters Dr. LAUGE KOCH (Kopenhagen). Leider konnte das vom Verfasser gesammelte Ammonitenmaterial infolge des Krieges bis heute noch nicht bestimmt werden, es befindet sich nach wie vor bei Dr. L. F. SPATH in London, und irgendwelche definitiven Faunenlisten für den Jura Nordostgrönlands fehlen noch stets. Für die mit grosser Bereitwilligkeit dem Verfasser zur Verfügung gestellten Resultate einer kursorischen Durchsicht einzelner besonders wichtiger Cephalopoden möchte ich Herrn Dr. L. F. SPATH hier meinen aufrichtigsten Dank aussprechen.

Wärmsten Dank schulde ich dem Leiter der grosszügigen Expeditionen nach Ostgrönland, Herrn Dr. LAUGE KOCH, sowie den Herausgebern der »Meddelelser om Grönland«, die trotz der schwierigen Zeiten eine Drucklegung meiner Abhandlungen durchsetzen und ermöglichen konnten.

Java, im Jahre 1943.

DER VERFASSER.

— Wenn ich heute die langen Kriegsjahre und die japanische Gewaltherrschaft in Java wieder in Erinnerung rufe, während welcher meine Arbeiten über die Stratigraphie des ostgrönländischen Mesozoikums zum Abschluss gelangt sind, so muss ich zweier Menschen gedenken, die mir über alles Schwere hinweggeholfen haben und mir in dieser sorgenvollen Zeit mehr gewesen sind als mit Worten je auszudrücken wäre: Es sind dies meine Frau und unser kleiner Sohn PETER. Ihnen beiden sei die vorliegende Arbeit in Liebe gewidnet.

März 1946.

W. M.

EINLEITUNG

Bei den Kartierungen und Profilaufnahmen in Ostgrönland wurde die Juraformation vom Verfasser in lithologisch voneinander abweichende Serien geliedert, nämlich in eine untere Gelbe Serie¹⁾ und eine obere Schwarze Serie; als Übergangszone wurde dazwischen weiterhin noch eine Graue Serie ausgeschieden (vgl. Lit. MAYNC 1940).

Obschon es heute erwiesen ist, dass diese Serien z. T. Fazieserscheinungen sind und demnach ihre Grenzen nicht stets als konstante, chronologische Linien gewertet werden dürfen, wurde diese Gliederung des Jura in unserem Forschungsgebiete gleichwohl beibehalten, da sie erstens im Felde die einzig natürliche ist und zweitens infolge der typischen lithologischen Kennzeichen der einzelnen Serien fast überall mit Sicherheit durchgeführt werden kann. Wie weiter unten gezeigt wird, repräsentieren unsere Juraserien die verschiedenen Phasen zweier Sedimentationszyklen, so dass unsere Einteilung auch genetisch gerechtfertigt ist. Im Übrigen besteht die Aufeinanderfolge Gelbe Serie-Schwarze Serie ausnahmslos, und nirgends greift etwa die Schwarze Serie bis auf die Jurabasis hinab oder die Gelbe Serie bis in den oberen Teil der Juraformation; nur im mittleren Teil können Übergänge und Faziesverzeichnungen stattfinden, welche eine scharfe Grenzziehung oft verunmöglichen. Ob unsere Serien (Phasen des Sedimentationszyklus' I) genau mit L. F. SPATH's palaeontologischer Gliederung der Juraformation in der Scoresbysund-Region (Lit. SPATH 1932, 1935b, 1936) koordiniert werden können, lässt sich bis zur Bestimmung unserer Faunen nicht mit Sicherheit entscheiden. Im Grossen Ganzen scheint dies jedoch der Fall zu sein.

Als älteste Jurazone in der Gelben Serie wurde im bearbeiteten Gebiet der sog. *Arctocephalites*-Horizont des oberen Bathoniens nachgewiesen (vgl. Lit. MAYNC 1940), während die Muschelfauna der Gelben Serie sonst auf Callovien-Argovien hindeutet. Wie aus der Beschreibung der stratigraphischen Verhältnisse im Cardiocerasdal

¹⁾ Schon von H. FREBOLD als »Gelbe Sandsteinserie« bezeichnet (Lit. FREBOLD 1932a).

(vgl. pag. 83) hervorgeht, wurde die Fauna mit *Macrocephalitidae* in einer dunkelbraunen, psephitischen Kalksandsteinbank gefunden, zusammen mit zahlreichen Belemniten (*Pachyteuthis*) und Lamellibranchiaten unserer »Keyserlingi-Schichten«¹⁾. Diese konglomeratische Bank ist dem hellen Ditrupasandstein unserer Gelben Serie stratigraphisch eingelagert, und grosse Knauer desselben fossilführenden, groben Sandsteins finden sich häufig im feinkörnigeren Ditrupasandstein eingebettet. Vielfach sind in diesen Linsen zerbrochene Fossilien, Belemnitenkonzentrationen sowie fossiles Treibholz und Kohlenschmitzen vorhanden, d. h. das Gestein wurde in unmittelbarer Strandnähe abgelagert.

Obschon die Möglichkeit, dass es sich bei den genannten *Macrocephalitidae* um »fossiles remaniés« handelt, die sekundär resedimentiert worden sind, nicht von der Hand zu weisen ist, möchte der Verfasser doch an einem Synchronismus der Faunenelemente und der Bildung der grossen, konkretionsartigen Einschaltungen im Ditrupasandstein festhalten. Leider kennt man sichere Doggerammoniten (oberes Bathonien-Callovien) nur aus dem südwestlichen Wollaston Forland (und dann von der Grossen Koldewey Insel im N); das Phänomen dieser den Aufschlüssen im Cardiocerasdal genau entsprechenden »Knauerbildung« ist jedoch überall in unserem Untersuchungsgebiet sehr verbreitet (vgl. die stratigraphischen Profile, pag. 11 ff.). Bei den in diesen grobkörnigen Knauern vorhandenen Fossilien handelt es sich nun — worauf besonderer Nachdruck gelegt wird — ausnahmslos um solche Formen, die ebenfalls in den hellen, gelben Sandsteinen auftreten, in welche ja die Linsen und Knauer eingebettet sind (*Pseudomonotis braamburiensis* Sow., *Pachyteuthis* u. a.). Ausserdem wurden seitliche Übergänge von Ditrupasandstein in dunkle, meistens grobkörnige Sandsteine vom Typus der beschriebenen Knauer beobachtet. Im Cardiocerasdal schalten sich übrigens innerhalb der konglomeratischen Fossilbank Zwischenlagen von hellerem, feinkörnigem Sandstein ein. Diese Tatsachen sprechen m. E. für eine Gleichaltrigkeit der Fossilien und des sie umgebenden Gesteins, und aus diesem Grunde möchten wir auch die vollkommen identischen Knauer und Bänke im Cardiocerasdal, die u. a. auch *Macrocephalitidae* führen, als synchron mit den hellen Sandsteinen betrachten. Unsere Gelbe Serie umfasst demnach Horizonte des oberen Bathoniens, Calloviens und Neo-Oxfordiens (Argoviens), wobei bis heute Eo-Oxfordien (Divésien) nirgends nachgewiesen ist.

Unsere Graue Serie sowie die basalen Partien der Schwarzen Serie besitzen noch Argovien-Alter, erst die *Amoebites*-Fauna aus der Schwarzen Serie gehört ins Eo-Kimeridgien. Die hangenden »Kuhn-Schichten«, die faziell noch der Schwarzen Serie nahe stehen, repräsentieren schon unteres Oberkimeridgien (*Pectinatites*-Schich-

¹⁾ Zur Nomenklatur vgl. Lit. MAYNC 1940.

ten) und stellen die letzte Phase des Zyklus' I dar. Höheres Oberkimmeridgien fehlt primär, ihm entspricht die jungkimmerische Orogenese (Hebungen, Bruchbildung mit antithetischer Neigung der Bruchschollen, Denudation und Erosion). Die in einem sundförmigen Trog abgelagerte Rigi-Serie des Volgiens weist eine synorogen-grobklastische Fazies auf, d. h. sie wurde während des Ausklings der tektonischen Bewegungen sedimentiert. Da zwischen diesem Volgien und den liegenden Juraserien eine tektonische Diskordanz sowie ein Erosionsintervall liegen, stellt es eine ausgesprochen transgressive Bildung dar und muss deshalb schon als die erste Phase des Sedimentationszyklus' II betrachtet werden.

In der vorliegenden Arbeit werden die Jurasedimente regional beschrieben. Zuerst kommen die Ablagerungen im N unseres Gebietes, auf der Kuhn Insel, zur Darstellung, worauf die Behandlung der Juraserien in Wollaston Forland und auf der Clavering Insel erfolgt. Lithologie und Fazies des Jura im Allgemeinen werden in einem speziellen Abschnitt (II) behandelt, und in Kapitel III wird auf die Lagerungsverhältnisse eingegangen sowie ein Vergleich aller ostgrönländischen Jurabildungen gezogen. Im Abschnitt IV kommen sodann die faunistischen Beziehungen unserer Ablagerungen mit solchen der russoborealen Juraprovinz zur Sprache, während im letzten Teil unserer Arbeit (V) kurz die Frage der palaeogeographischen Zusammenhänge des arktischen Jurabeckens mit südlicheren Meeresregionen sowie der Migration borealer Faunenelemente gestreift wird.



Übersichtskarte von Grönland.

I. STRATIGRAPHISCHE EINZELPROFILE

A. Kuhn Insel.

Die Kuhn Insel wird in ihrer Längsachse, d. h. in nord-südlicher Richtung, von einer kaledonischen Kristallin-Zone durchzogen (= Praekambrische, metamorph-gneisifizierte Sedimente der »Eleonore Bay Formation« L. KOCH 1927, durchbrochen von kaledonischen, synorogenen Graniten). Wie die tektonischen Studien meines Gefährten ANDREAS VISCHER ergeben haben, handelt es sich (ganz analog wie z. B. bei der weiter südlich gelegenen Clavering Insel) bei dieser morphologisch alpinen Zentralkette um die entblösste Kante einer gegen den Fligelys Fjord hin geneigten Kristallin-Scholle, die im E von einer grossen Verwerfung begrenzt wird (abnormaler Kontakt mit Kreidesedimenten). Auf der nach WSW abfallenden kaledonischen Rumpffläche finden sich transgressive Juraschichten (Gelbe Serie des oberen Bathonien-Argoviens), die ihrerseits konkordant und durch Übergänge verbunden von der Schwarzen Serie (Eo-Kimeridgien) überlagert werden. Auf der abgesenkten Scholle der östlichen Kuhn Insel streichen im Liegenden des Valanginiens noch die Kuhn-Schichten (unteres Neo-Kimeridgien) aus, die auf der Westabdachung fehlen. Hier sind vielmehr Relikte transgredierender, fossilführender Ablagerungen des Volgiens in klastischer Fazies erhalten (Umgebung der »Haakonshytta« am Fligelys Fjord, am Konglomeratrücken). Auch auf der anderen Seite des genannten Fjordes (Th. Thomsens Land) finden sich neben den normalen Jurabildungen (Gelbe und Graue Serien) lokal grobe Konglomerate und Breccien des Volgiens, die direkt über die kaledonischen Gneise transgredieren (Rigi-Serie).

Infolge des antithetischen Schollenbaus von Ostgrönland (vgl. Lit. VISCHER 1938, 1939, 1940, CLOOS 1939a, 1939b) treten an der Ostküste der Kuhn Insel die tieferen Juraserien (Gelbe, Graue und Schwarze Serien) nicht zutage.

Bei der Besprechung der stratigraphischen Einzelprofile durch den Jura der Kuhn Insel beginnen wir zweckmässig im S der Insel mit den ältesten Ablagerungen (Gelbe Serie) und geben daraufhin die Profile der

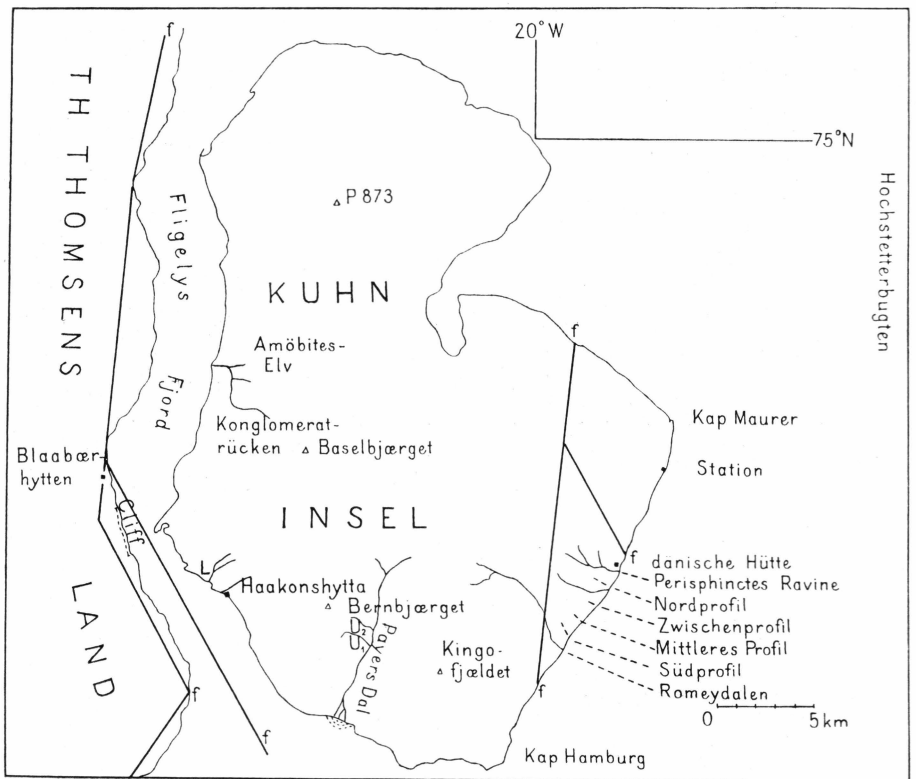


Fig. 1. Kartenskizze der Kuhn Insel.

jüngeren Jurabildungen. Im Anschluss daran folgt die Beschreibung des Profiles am »Blaabær-Cliff« südlich der kleinen Hütte an der Ostküste von Th. Thomsens Land.

I. Profile im südlichen und südwestlichen Teil der Kuhn Insel.

Im südlichen Abschnitt der Insel fanden J. VON PAYER und R. COPELAND (KOLDEWEY-Expedition, 1869—1870) dunkle Kalk- und Glimmersandsteine mit Kohlen und Muschelbreccien, woraus die nachstehenden Fossilien bestimmt wurden (Lit. TOULA 1874, vgl. Lit. KOCH 1929a):

»*Ostrea*

Goniomya cf. *V-scripta* SOW.

Myacites

Modiola cf. *strajeskiana* D'ORB. sp.

Avicula cf. *münsteri* GOLDF.

Belemnites cf. *fusiiformis* QUENST.

Trichites

Patella sp.

— cf. *aubentonensis* ARCH.

Nerita

Trochus

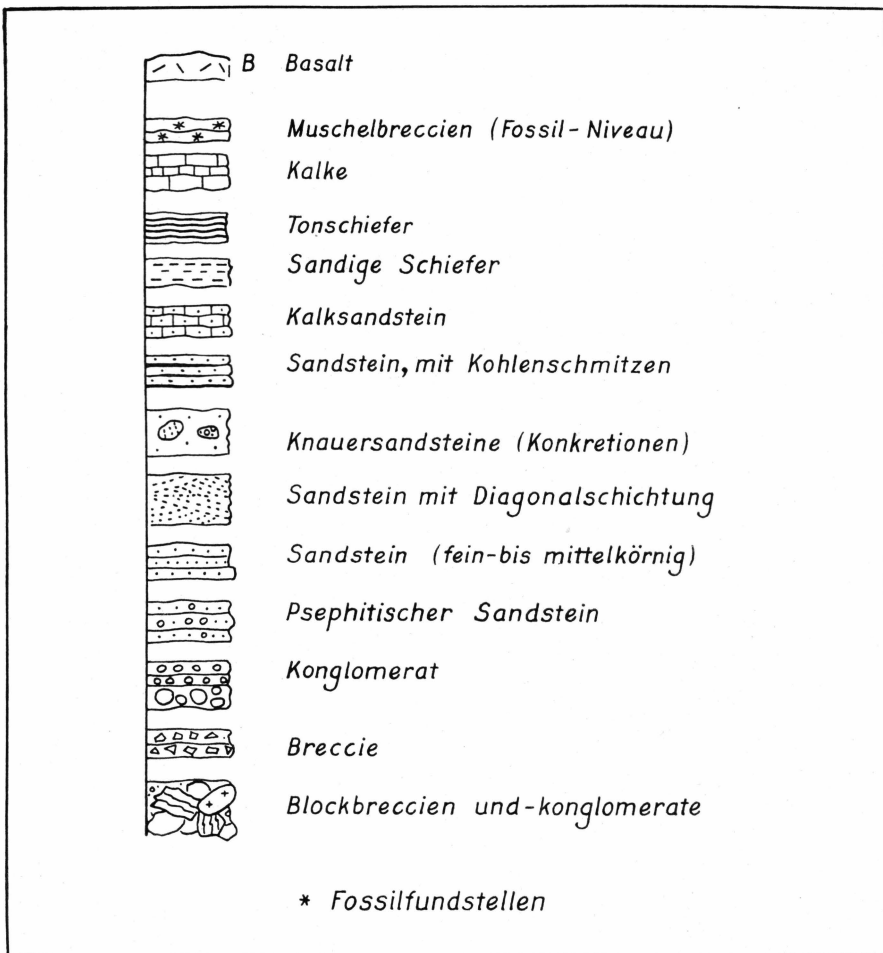


Fig. 2. Legenda zu den lithologischen Einzelprofilen.

Diese kleine Fauna wurde von FR. TOULA in den Dogger verwiesen, später wurde ihr Alter als Callovien präzisiert (Lit. RAVN 1911, vgl. Lit. KOCH 1929a).

H. FREBOLD verglich diese Ablagerungen mit den Juraschichten von Hochstetter Forland, d. h. er korrelierte sie mit dem »Callovien-Unteroxfordien« (Lit. FREBOLD 1932a).

Eine Skizze der südlichen Kuhn Insel von H. G. BACKLUND mit 2 Fossil-lokalitäten findet sich in einer späteren FREBOLD'schen Arbeit (Lit. FREBOLD 1933b).

In der Nähe von Payers Dal hat H. G. BACKLUND im Jahre 1932 die folgenden, von H. FREBOLD beschriebenen Jurafossilien gesammelt (Lit. FREBOLD 1933b):

Cyprina syssollae KEYS.

Tancredia jarneri RAVN

Trigonia sp. ind.

Astarte cf. *striato-costata* MÜNST.

(Lokalität B 3c).

Nachstehende Formen wurden von H. G. BACKLUND am Südabhange des Kingofjældet gefunden (Lit. FREBOLD 1933b):

Pseudomonotis? (aff. *braamburiensis* SOW.)
Tancredia planata MORR. & LYC.
Astarte cf. alta RAVN
Dicranodonta cf. pectunculoides TRAUTSCH.
 (Lokalität B 2b).

Für die graphische Darstellung aller in der vorliegenden Arbeit gegebenen stratigraphischen Profile sei auf die vorstehende Legenda (pag. 13) verwiesen.

1). Profil am Kingofjældet (P. 1034), östlich von Payers Dal.

(vgl. Skizze Fig. 3, Profil Fig. 4).

Östlich von Payers Dal (Sydkap) ist das gefaltete kaledonische Parakristallin in einer Meereshöhe von 60 m schön aufgeschlossen. Diese bunten Gesteine («Eleonore Bay Formation» L. KOCH 1927) sind bis in eine Höhe von etwa 300 m verfolgbar und werden hier von einem ungefähr 10 m mächtigen Basaltgang durchsetzt (Bachrunse, die etwas östlich des Sydkap ausmündet).

An einer Stelle (320 m) sind die eigentlichen basalen Jurabildungen aufgeschlossen, nämlich

etwa 5 m mächtige, grobe polygene Konglomerate, mit bis kopfgrossen, kristallinen Geröllen in einer grauen, mikrokonglomeratischen Matrix von Quarzmuskovitsandstein (1).

Von 320 m an treten graubraune, zuweilen recht grobe Sandsteine von gelblicher Anwitterungsfarbe auf, reich an Muskovit und nicht selten mit Kriechspuren (2).

In grauen, etwas feiner struierten Sandsteinen finden sich Horizonte mit zahlreichen Mollusken wie

Pseudomonotis braamburiensis SOW. (häufig)
Ostrea sp.
Tancredia sp.
Pachyteuthis panderi D. ORB.

usw.

Häufig schalten sich Geröllniveaux ein.

Höher wird der Sandstein im Allgemeinen rostiggelb, auch im frischen Bruch, und enthält hie und da dünne Kohlenschmitzen, vereinzelt auch grosse, sandige Konkretionen (2 a).

In einer Meereshöhe von 520 m wurden dünngeschichtete, graue Quarzsandsteine (7) von rötlich-grauer Anwitterungsfarbe beobachtet (fossilleer).

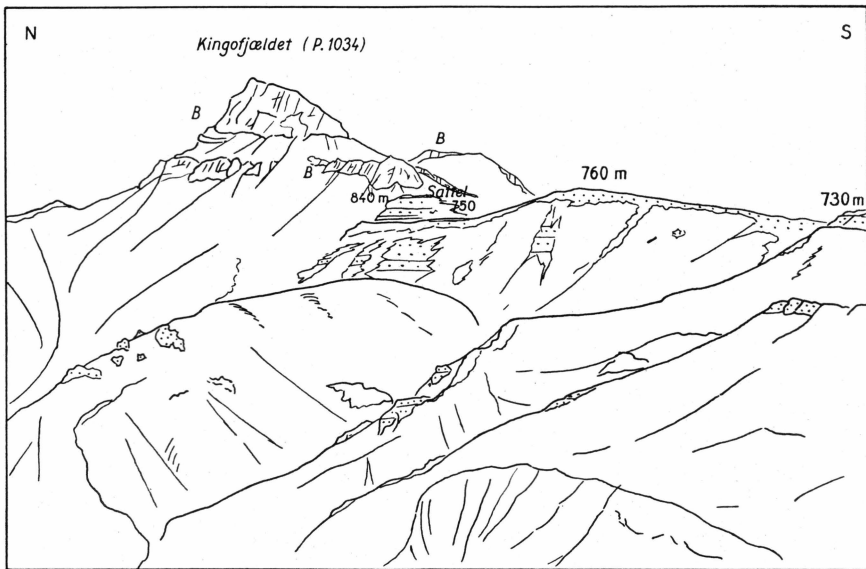


Fig. 3. Kingofjældet (P. 1034 m), südliche Kuhn Insel.

Bei 620 m bildet ein gelber Sandstein (8) groteske Türme und Zacken (löcherige Verwitterung). Hier wurde ein Schichtfallen von 10° SW gemessen.

Von P. 620 zieht sich ein deutlicher Rücken in nordöstlicher Richtung nach der Einsattelung P. 750 (vgl. Skizze Fig. 3); da jedoch die Schichten nach SW einfallen, bewegt man sich beim Aufstieg über diesen Grat immer mehr oder weniger auf den Schichtflächen.

Bis in eine Meereshöhe von etwa 700 m finden sich grünlichgraue oder leicht gelbliche Sandsteine von grauem Bruch, die reichlich Muskovit führen (9). Zuweilen beobachtet man knollige Sandsteinkonkretionen und ausserdem verschiedene Horizonte mit Pflanzenresten. Fossilien wurden hier keine gefunden.

Von 700—750 m stehen dünngeschichtete, rötlichgelb anwitternde Sandsteine von weissgelbem Bruch an (10).

Interessante Aufschlüsse finden sich in dem schon erwähnten Sattel (750 m). Hier werden die hellen Quarzsandsteine (10) abgelagert von hellgrauen, bröckligen und schiefrigen Muskovitsandsteinen und sandigen, grauen Schiefen (11), die schichtweise völlig erfüllt sind von verkohlten Pflanzenresten; hier treten übrigens die ersten *Amoeboceraten* (= jüngere *Cardioceratidae*) des ganzen Jura-profils auf.

Diese sandig-schiefrigen Schichten, welche im ganzen Untersuchungsgebiete in den vollständigen Profilen vorhanden sind, ver-

mitteln den Übergang in die Tonschiefer des Eo-Kimeridgiens (Schwarze Serie); auf Grund des auffallenden Farbkontrastes gegen die liegende Gelbe Serie werden diese Übergangsbildungen in die Schwarze Serie (*Amoebites*-Schichten) fortan als *Graue Serie* aus-
geschieden.

In dieser Grauen Serie treten hier im Sattel (750 m) ausserdem noch ganz charakteristische Bildungen auf, nämlich dünne Horizonte mit Belemnitenbreccien (12): In sehr brüchigen, sandigen Schiefen liegen massenhaft zerbrochene Belemniten (*Pachyteuthis*) wirr durcheinander, häufig zusammen mit fossilem Holz und verkohlten Pflanzenresten. Vereinzelt finden sich darin gut gerundete, bis nussgrosse Gerölle, bestehend aus weissem oder grünlichem Quarzit («Eleonore Bay Formation» L. KOCH 1927) und häufig kantengerundete, bis erbsengrosse Gerölle. Es handelt sich also ganz augenscheinlich um in unmittelbarer Küstennähe entstandene Schwemmbreccien (Brandungszone), in welchen die Belemniten (wohl alles *Pachyteuthis panderi* D'ORB.) postmortal zusammengedrückt worden sind.

Nach wenigen m schalten sich rostige Limonithorizonte und dünne, weiche, graue oder rötliche Sandsteinbänke mit Muskovit ein (13), die oft eine auffallende Bänderung zeigen (Lagen von zähem, grau-violettem Kalksandstein). Gegen den Basaltkontakt zu (840 m) macht sich eine weinrote Färbung und Härtung (Frittung) der Sandsteine bemerkbar. Hier wurde eine Amoebocerenfauna gesammelt, u. a. *Amoeboceras (Prionodoceras) ex gr serratum* Sow. — *alternoides* NIK., *A. (P.) cf. ravni* SPATH usw.; in grosser Häufigkeit tritt zudem eine kleine Muschel auf.

Diese charakteristische Graue Serie, welche hier am Kingofjældet in einer Mächtigkeit von 43 m aufgeschlossen ist, wird bei 850 m diskordant vom Plateau-Basalt abgeschnitten.

Da der Böschungswinkel vom *Kingofjældet hinab ins Payers Dal* grösser ist als das Schichtfallen, gelangt man beim *Abstieg* in genanntes Tal in stets tiefere stratigraphische Ablagerungen, und das kaledonische Substratum befindet sich nur in etwa 20 m Tiefe unter dem Talboden.

In einer Höhe von 450 m fanden sich gelbbraune Sandsteine mit Belemniten (6).

Bei 340 m sind gelbbraun anwitternde, graubraune, harte Sandsteine (5) aufgeschlossen, die häufig ziemlich grobkörnig struiert sind, viel Muskovit führen und neben *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. u. a. lokal auch Austernschalen enthalten. Diese Sandsteine

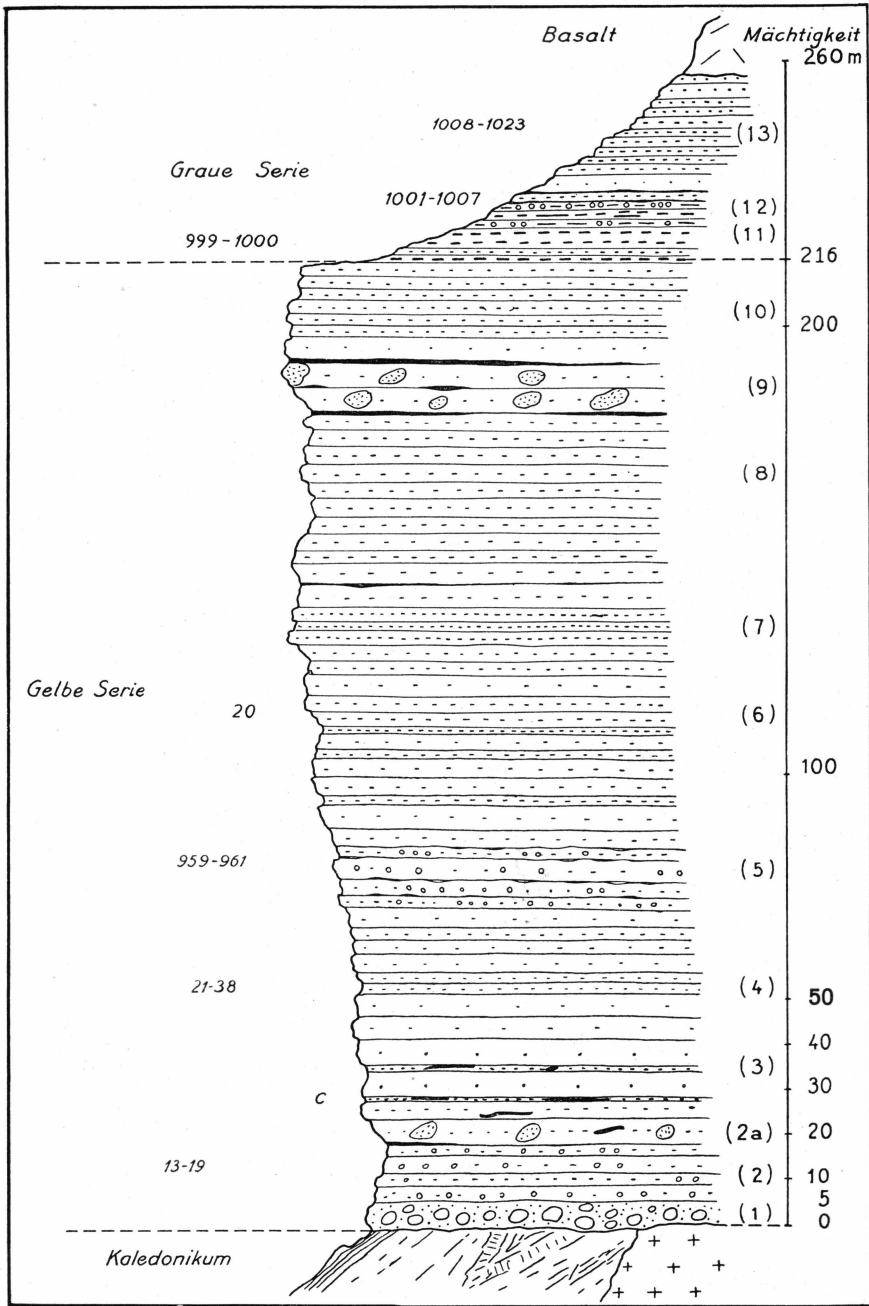


Fig. 4. Profil am Kingofjældet (P. 1034 m).

sind bis in eine Höhe von ca. 300 m zu beobachten, sie sind meistens gut gebankt und weisen knorrig-wulstige Schichtfugen auf.

Ein reicher Fossilhorizont der »Keyserlingi-Schichten« wurde bei 200 m in einem gelbbraunen Sandstein (4) angetroffen, wo folgende Fauna¹⁾ her stammt:

Macrodon (Parallelodon) keyserlingi D'ORB.

Pseudomonotis braamburiensis SOW.

Tancredia planata MORR. & LYC.

— *jarneri* RAVN

— *cf. curtansata* PHILL.

Modiola sp.

Astarte cf. alta RAVN

Cyprina syssollae KEYS.

Pachyteuthis panderi D'ORB.

usw.

Bis hinab in etwa 80 m Meereshöhe stehen weiter dickbankige, sehr harte, graubraune Quarzsandsteine (3) an von ziemlich feinkörniger Struktur, denen gelegentlich dünngeschichtete Sandsteine mit Kohlenschmitzen zonar eingelagert sind.

Infolge des tiefen Schnees waren bei meiner Begehung (14. April 1937) in Payers Dal keine Aufschlüsse vorhanden.

Die ganze Mächtigkeit der Gelben Serie (1) bis (10) wurde hier zu 216 m berechnet.

2. Profil in der Ugpik-Ravine.²⁾

(vgl. Karte Fig. 4, U₁ Profil Fig. 5).

Ugpik-Ravine habe ich die letzte, vor dem grossen Delta (Payers Dal) von NW her einmündende Bachrunse genannt (Südostfuss des Bernbjaerget, P. 620 m).

Bei 90 m ragten

dickbankige, feinkörnige, graubraune Quarzsandsteine und Quarzite aus dem Schnee, ähnlich wie sie auf der anderen Talseite (80—200 m) anstehen (1).

Höher schalten sich

100 m grobkörnige, wulstige Sandsteine mit *Ostreaschalen* und unbestimmbaren Muschelabdrücken ein (etwa 3 m mächtiges

¹⁾ Entsprechende Formen finden sich auch weiter im N (südwestlich von P. 873 m) in gelbbraunen Sandsteinen (Sammlung von losen Fossilien, E. NIELSEN 1937).

²⁾ »Ugpik« bedeutet auf Grönländisch »Schnee-Eule«, von denen während meiner Profilaufnahme eine grosse Anzahl in den steilen Wänden beobachtet wurden.

Niveau), dann folgt wieder massiger und harter Sandstein, der intensiv gelbe Partien aufweist (2).

110 m Hier beginnt die eigentliche Steilstufe, an deren Basis 5 m mächtige, grobe, Gerölle führende Sandsteine mit Pflanzenresten und Kriechspuren beobachtet wurden. Die bis kopfgrossen Gerölle (rotbraune Quarzite) treten nur sporadisch in Nestern auf, im übrigen ist dieser graugelbe Quarzsandstein mittelgrob struiert und enthält zahlreich *Ditrupa nodulosa* LUNDGR.. Dieser Ditrupasandstein findet sich im ganzen Untersuchungsgebiet in den tieferen Jurabildungen (3).

In diesem mit 12° SW-fallenden Ditrupasandstein finden sich hier mikrokonglomeratische Niveaux mit zahlreichen, meist zertrümmerten Austernschalen und Zwischenlagen mit anderen Lamellibranchiaten wie *Tancredia planata* MORR. & LYC., *Perna sp.* u. a. (3a).

120 m Die höheren Partien des Ditrupasandsteins sind dann wieder feinkörniger ausgebildet, das Gestein ist stark gelb gefärbt und ziemlich mürbe. Dickbankigere Teile desselben bilden Steilwände mit Überhängen und wulstige, vorspringende Gesimse.

In etwa 130 m Höhe schalten sich 0,4 m mächtige schiefrige Sandsteine (wie 3 a) ein, darüber folgt wieder der liegende, klotzige Sandstein (3) bis in eine Höhe von 140 m.

Von 145 m an enthält dieser gelbbraun anwitternde, dickbankige Sandstein riesige Kugeln und Knauer (Durchmesser bis zu 1 m) eines gelb verwitternden, graubraunen Sandsteins, der zuweilen Pelecypoden (*Modiola sp.* u. a.) führt. Dieser charakteristische Horizont (»Knauersandstein«) ist ungefähr 10 m mächtig (4) und wird überlagert von einer 3 m starken, groben Sandsteinbank mit Lamellibranchiaten, die lokal in einen groben Konglomeratsandstein übergehen kann (5). Darüber folgen

1—2 m eines weissgrauen, mürben Sandsteins ohne Fossilien (6) und höher

feinkörniger, fossilreicher *Ostrea*sandstein in einer Mächtigkeit von etwa 5 m, welcher u. a. die folgende Fauna geliefert hat:

Macrodon (Parallelodon) keyserlingi D'ORB.

Pseudomonotis braamburiensis SOW.

Perna aff. rugosa MUENST.

Pecten (Entolium) demissum PHILL.

Tancredia sp.

usw. (7).

Hier biegt die verfolgte Bachrunse nach W um.

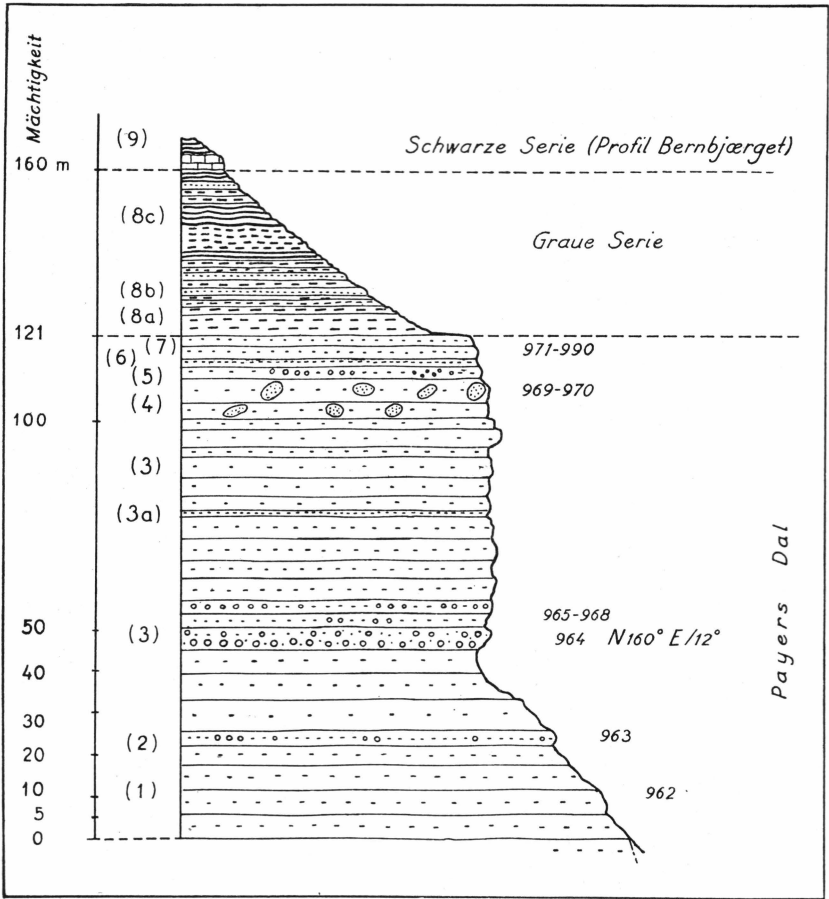


Fig. 5. Das Juraprofil in der Ugpik-Ravine.

Über diesem 121 m mächtig aufgeschlossenen Sandsteinkomplex (1) bis (7) folgen

hellgraue, sandige Schiefer mit limonitischen Bändern und Pyritknollen (8 a), welche mit geringmächtigen, braun anwitternden Sandsteinbänken (8b) und tonigeren Schiefen (8 c) wechsellagern. Nicht selten enthalten diese grauen Schiefer Pflanzenreste und dünne Kohlschmitzen, während die tonigeren Lagen zuweilen etwas bituminös sind.

Diese etwa 40 m mächtige, schiefrig-sandige Serie, die lithologisch gut von den gelben Sandsteinen des Liegenden (Gelbe Serie) zu unterscheiden ist und allmählich in die hangenden *Amoebites*-Schichten (Schwarze Serie) überleitet, entspricht der Grauen Serie (11) am Kingofjældet (vgl. pag. 15).

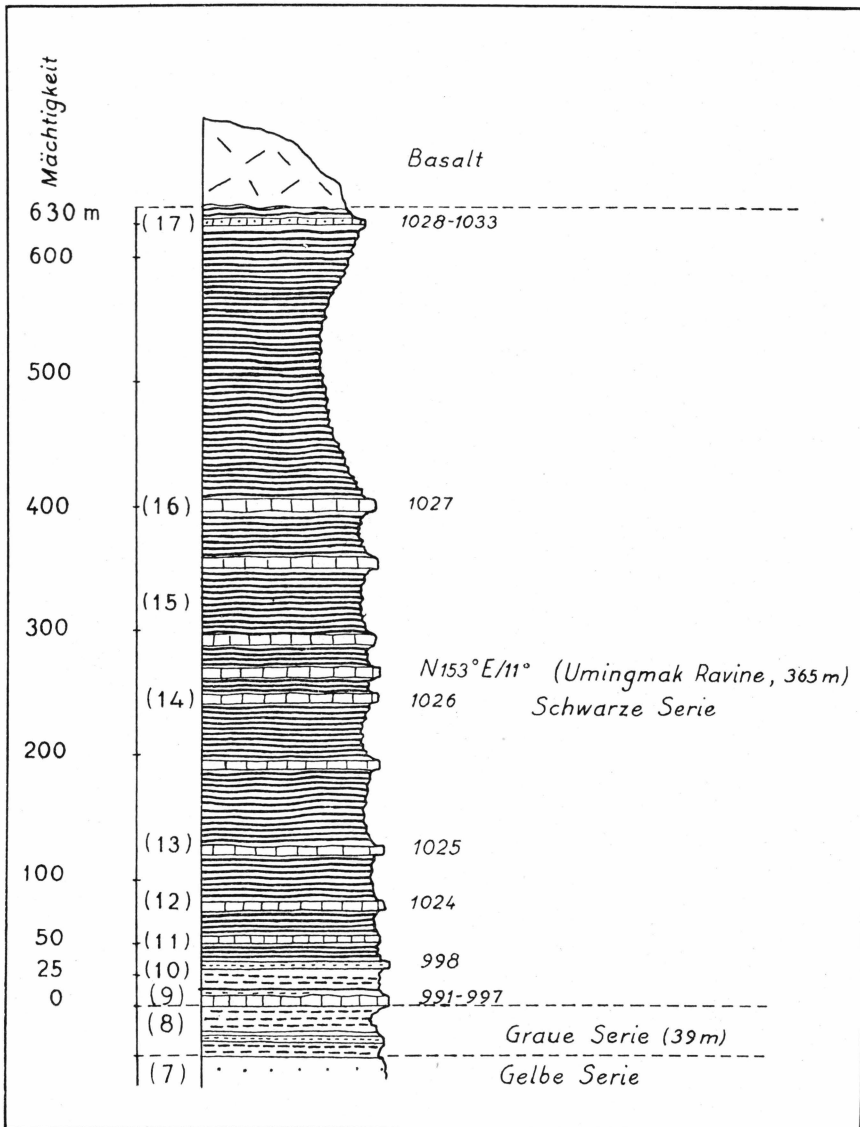


Fig. 6. Profil durch die Schwarze Serie von der Ugpik-Umingmak-Ravine hinauf zum Bernbjæret (P. 620 m).

Im oberen Teil der Ugpik-Ravine hat mein Arbeitsgefährte ANDREAS VISCHER das nachstehende Profil aufgenommen:

»155 m Braunroter Sandstein voller Schalen, auf weite Distanz auffallend¹⁾.

Darüber feinkörniger, grauer Sandstein mit tonigen Lagen²⁾.

¹⁾ Entspricht dem Schichtglied (7) unserer Profilaufnahme.

²⁾ Kommt mit (8) unseres Profils überein.

- 165 m Kalkbank, 1 m mächtig, im grauen Sandstein.
 175 m Immer toniger, mehr Kalkbänke.
 195 m Seitenrippe in der Südflanke der Ravine bis 215 m. Sandig-tonig, mit schmalen, festeren Sandsteinbänken (10). Schlecht erhaltene *Cardioceraten*
 200 m Dicke Sandbänke, darüber schwarze Schiefer, sandig-tonig.
 215 m Schwarze Tonschiefer mit Kalkbank (11).
 Südliche Seitenflanke:
 225 m Bank voller *Cardioceraten* und Pflanzenreste (12).
 250 m 2 m mächtige Kalkbank mit einer Lage voll kleiner Muscheln und Pflanzenreste (13).
 Höher kein Aufschluss.«

Unter den erwähnten kleinen Muscheln bestimmte der Verfasser *Aucella (Buchia) bronni* LAH., *A. (B.) aff. bronni* LAH., *A. (B.) cf. sinzovi* PAVL.; ausserdem wurde fossiles Holz festgestellt. Die *Amoeboceraten* sind noch nicht bestimmt worden.

Von der nächst nördlichen Bachrunse (**Umingmak-Ravine**¹⁾, U₂) hinauf gegen den Bernbjærget (P. 620 m) macht ANDREAS VISCHER die folgenden Angaben ²⁾:

- »300 m Der lose, graue, etwas tonige Sandstein über dem gelben Sandstein
 310 m wird immer toniger. Sandkalkbank in schwarzen Tonschiefern.
 340 m Kalkbank mit Muscheln und *Cardioceraten* mit Perlmutter-schalen (14).
 Seitenflanke 350 m: Harte Kalkbank mit Muscheln.
 365 m Kalkig-sandige Bank, 1 m, 153°/11° SW.
 380 m Ähnliche Bänke, ebenfalls fossilarm. 1 schlechter *Cardioceras*.
 390—420 m Seitenflanken fast nur schwarze Schiefer mit einer weniger sandigen Lage. Bei 415 m Kalkbank. (15).
 Aufschluss bis
 440 m Schwarze Schiefer. Dünne Kalkbank mit *Cardioceraten*. (16).
 Schwarze Tonschiefer bis 460 m«.

In der Kalkbank (14) finden sich u. a. *Amoeboceras (Amoebites) cf. elegans* SPATH, *Aucella (Buchia) bronni* LAH. *A. (B.) aff. bronni* LAH. u. a..

¹⁾ »Umingmak« bedeutet Moschusochse (Grönländisch).

²⁾ Die wiedergegebenen Schichtenprofile der oberen Ugpik-Ravine und aus der Umingmak-Ravine hat A. VISCHER dem Verfasser in Ostgrönland oben zur Verfügung gestellt.

Am **Südgrat des Bernbjærgets** (P. 620 m) hat A. VISCHER unter der Basaltkappe des Gipfels (580 m) in einer den schwarzen Tonschiefern zwischengelagerten, grauen Sandkalkbank *Amoeboceraten* (*Amoebites*) sowie *Aucellac* ex gr *bronni* LAH. u. a. Arten gesammelt.

Es zeigt sich also, dass unsere Graue Serie ((8) des Ugpik-Profiles und die Lagen bei 300 m von A. VISCHER's Profil in der Umingmak-Ravine) den Übergang der Gelben Serie (oberes Bathonien-Argovien) zu den *Amoebites*-Schichten (= Schwarze Serie) des Eo-Kimeridgiens vermittelt, indem darin nach oben hin der Sandgehalt ab, resp. der Ton-Kalk-Gehalt zunimmt, und sich allmählich die schwarzen Tonschiefer mit Kalkbänken einstellen. In den hangenden Ablagerungen der Schwarzen Serie, deren aufgeschlossene Mächtigkeit am Bernbjærget auf Grund von Berechnungen und Profilkonstruktionen 630 m beträgt, finden sich häufig *Amoeboceraten* mit verschiedenen Subgenera (z. T. erhaltene Perlmutterchale), zusammen mit einer individuenreichen Aucellenfauna.

3. Vorkommen im *Amoebites*-Ely.

(vgl. Kartenskizze pag. 12, Fig. 7).

Der nordwestlich des Baselbjærget (P. 750 m) entspringende, später nach N und schliesslich nach W fließende Bach wurde vom Verfasser auf Grund der Entdeckung fossilreicher *Amoebites*-Schichten (Schwarze Serie) als *Amoebites*-Ely bezeichnet.

Von einer Lokalität auf der westlichen Kuhn Insel »Mitte der Westküste« wurden von H. FREBOLD *Amoeboceraten* citiert, die auf Argovien und Unterkimeridgien hindeuten (Lit. FREBOLD 1933b); die folgenden Formen wurden beschrieben (Sammlung von H. G. BACKLUND):

- »*Cardioceras* sp. ind. aff. *nathorsti* LUNDGR.
- cf. *alternans* VON BUCH
- cf. *kitchini* SALF.
- sp. ind.
- Aspidoceras* (fide H. FREBOLD)¹⁾
- Rasenia?* sp. ind. aff. *groenlandica* RAVN
- Aucella bronni* LAH.
- Cucullaea* sp.«

Ungefähr 200 m über dem Delta des Baches finden sich unter der dicken Quartärdecke aufgeschlossen in 10—20 m Höhe

Dunkle Schiefer mit Pflanzenresten, denen gelb anwitternde Kalkbänke eingelagert sind. Höher treten

¹⁾ Von L. F. SPATH mit *Amoeboceras* (*Hoplocardioceras*) *decipiens* SPATH identifiziert (vgl. Lit. SPATH 1935b).

25 m sandig-kohlige, gelegentlich etwas rötliche Schiefer auf (6 m) mit zwischengelagerten Kalkbänken, worin *Amoeboceraten*, Aucellen und Belemniten gesammelt wurden. Den sandigen Schiefen sind auch dünne Bänke eines gelblich-schiefrigen Sandkalkes zwischengeschaltet.

50 m Am Fuss des höheren, schönen Aufschlusses (vgl. Fig. 7, Lokalität B) stehen sandige, graue und rostige, brüchige Muskovitschiefer mit Pyritknollen an, die einige Kohlenbändchen und ferner Pflanzenreste enthalten. In einer 2—3 m starken Kalkbank (B) finden sich hier weiss-schalige Lumaellen mit *Amoboceraten*, Belemniten und *Aucella ex gr bronni* LAH..

Die Schiefer sind an diesem Abriss in einer Mächtigkeit von etwa 25 m sehr schön aufgeschlossen und zeigen ein durchschnittliches Schichtfallen von 12° WSW. (Fig. 7). Neben den geringmächtigen, limonitischen Sandsteinbänken und Kalklagen, die mit den dunklen Tonschiefern wechsellagern, fallen 2 ausgeprägte, hell anwitternde Kalkbänke von je 1—2 m Mächtigkeit auf (C und A in Fig. 7.), die ausserordentlich reich sind an prächtig erhaltenen Fossilien (Aucellenkalke). Die tiefere Bank (C) führt neben *Aucella (Buchia) bronni* LAH u. a. Species *Amoeboceras (Hoplocardioceras) decipiens* SPATH, A. (A.) cf. *kitchini* SALF., A. (A.) cf. *elegans* SPATH usw.. Die höhere Kalkbank (A) ist in grauschwarzen Muskovitschiefern mit verkohlten Pflanzenresten eingelagert, ihre Fauna ist weniger gut erhalten und die Fossilien scheinen mechanisch zertrümmert worden zu sein.

Etwas höher oben im Bach kommen in den dunklen, etwas sandigen Schiefen

90 m gelb anwitternde, kalkige Sandsteinbänke vor mit schlecht erhaltenen *Amoeboceraten* und Belemniten.

In 120 m Höhe werden dunkle Muskovitschiefer mit Rostschnüren (zersetzter Pyrit) und kohligen Pigment von quartärem Moränenschutt überlagert.

Diese Ablagerungen im *Amoebites*-Elv sind mit der Schwarzen Serie (Unterkimeridgien) des Bernbjærgets (Schichten (9) bis (17)) zu korrelieren.

Auch westlich des Baselbjaergets (P. 750 m) finden sich Aufschlüsse von jurassischen Ablagerungen, sowohl am Konglomeratrücken (vgl. Kartenskizze pag. 12) wie am Strandcliff an der Westküste der Kuhn Insel.

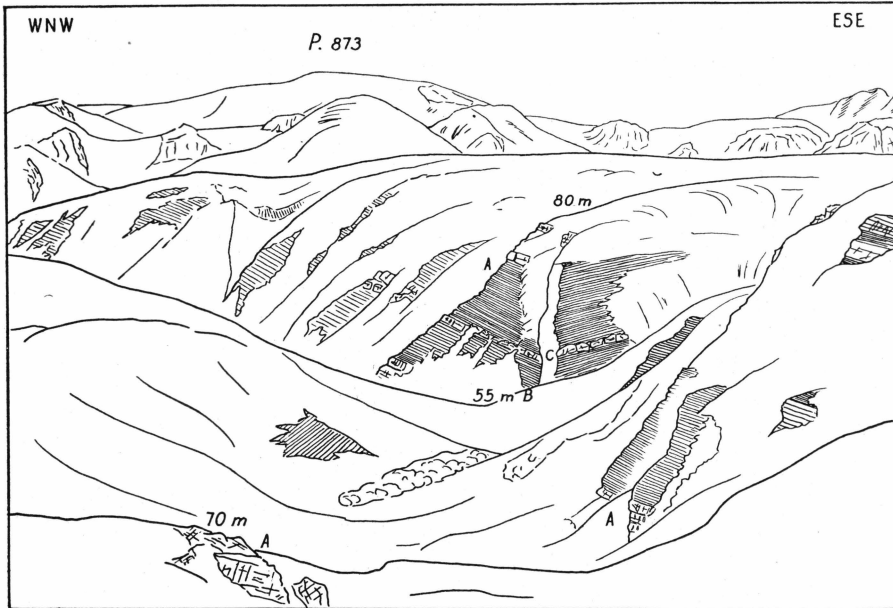


Fig. 7. Die Fossilfundstellen in der Schwarzen Serie (Eo-Kimeridgien) im Amoebites-Elv (westliche Kuhn Insel).

Steigt man vom Fligelys Fjord gegen den

4. Konglomeratrücken (210 m) hinauf, so beobachtet man in 120 m Höhe

gelb anwitternde, knorrige, graugelbe Muskovitsandsteine mit verkohlten Pflanzenresten und vereinzelt Fossilien (*Amoeboceras* sp., *Aucella* (*Buchia*) sp. u. a. Muscheln, Belemniten usw.).

Zwischen diesem Sandstein treten rötlichgraue Muskovitschiefer auf in dünnen Lagen und Bändern. Ungefähr 20 m höher tritt wiederum gelber Sandstein zutage, der einige Pelecypoden führt, und eine Mächtigkeit von 25—30 m erreicht; in seinen obersten Bänken ist eine graue Färbung vorherrschend.

In 195 m Höhe wird dieser Sandsteinkomplex winkeldiskordant überlagert von

groben, polygenen Breccien, Konglomeraten und Belemnitenbreccien mit fossilem Holz und Kohlenschmitzen. Gerundete, grosse Gerölle von Quarzit, Granit und Gneis (Durchmesser bis 50 cm), riesige Felstrümmer von Biotitgneis und bis 2 m lange Blöcke und Brocken des liegenden gelben Jurasandsteins sowie ganze Schichtenpakete der liegenden, rostig-sandigen Schiefer in erhaltenem Schichtverband finden sich hier neusedimentiert. Das Bindemittel dieser groben, deutero-

genen Ablagerungen ist ein psephitischer, grauer Sandstein, worin wenige, konzentrisch gestreifte Aucellen (Abdrücke) gefunden wurden. Innerhalb der konglomeratischen Schuttmassen kommen graue, grobkörnige Sandsteinzonen vor, wo ein schwaches WSW-Fallen ($4-5^\circ$) beobachtet wurde.

Die erhaltene Mächtigkeit dieser transgressiven Bildungen beträgt etwa 15 m (Gipfel des Konglomeratrückens 210 m), vgl. Fig. 8); ihr Alter ist post-Kimeridgien. Die winkeldiskordante Auflagerung sowie der ganze Fazieshabitus machen eine Korrelation mit unserer Rigi-Serie von Wollaston Forland (Volgien/»Portlandien«) wahrscheinlich, die im Bereiche der jungjurassischen Verwerfungsküste abgelagert wurde (vgl. pag. 61 ff.).

Diese Blockbreccien und -konglomerate würden demnach der Transgressionsphase des ersten Volgien-Zyklus' in der Bruchsenke des heutigen Fligelys Fjordes entsprechen (»Niesen Fjord«), die in den Volgienschichten bei der »Haakonshytta« nirgends austreichen (vgl. pag. 29 ff.).

Auf der anderen Seite könnte es sich bei diesen grobklastischen Bildungen auch um Valanginien handeln, wie es z. B. im südwestlichen Wollaston Forland (Young Sund) entwickelt ist; vielleicht kann die Bestimmung der allerdings schlecht erhaltenen Aucellen einen Entscheid in dieser Alterfrage herbeiführen.

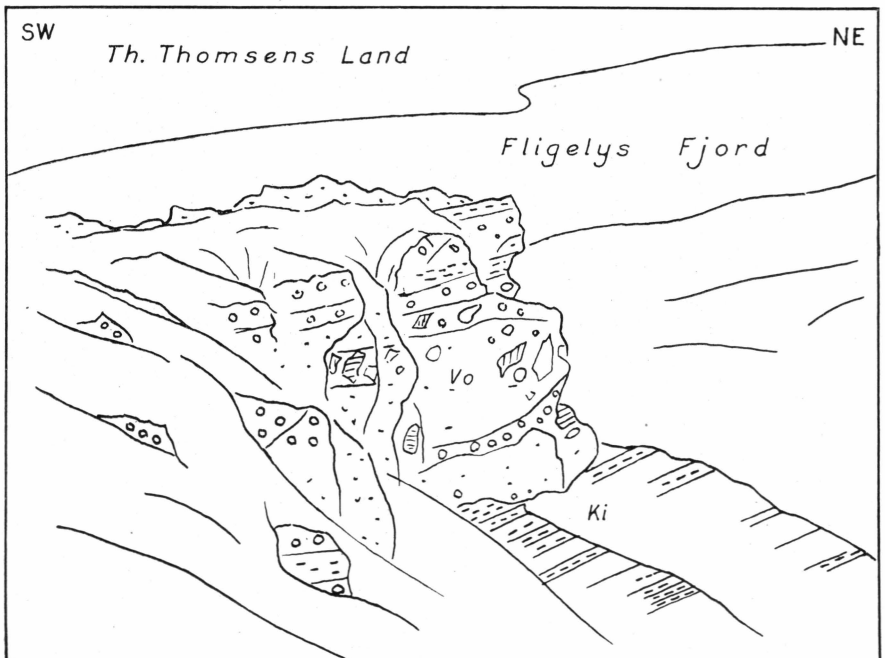


Fig. 8. Relikt von transgressivem Volgien (Vo) diskordant über Kimeridgien (Ki) am Konglomeratrücken, westliche Kuhn Insel.

Bei unseren Aufnahmen wurden von E. NIELSEN an der Küste von Th. Thomsens Land, etwa 6 km nördlich der »Blaabærhytten«, in einer Meereshöhe von etwa 80 m Konglomerate mit Belemniten und grobe kalkige Muskovitsandsteine angetroffen, die ganz den Ablagerungen des Konglomeratrückens entsprechen. Diese Konglomerate (wohl identisch mit dem von H. G. BACKLUND in Lit. FIEBIGER 1933^b erwähnten Vorkommen) überlagern direkt das kaledonische Kristallin. L. KOCH hatte sie bis dahin mit Vorbehalt ins kontinentale Karbon verwiesen (vgl. Lit. KOCH 1935); wir korrelieren sie heute mit der klästischen Rigi-Serie (Volgien).

Analoge synorogene Ablagerungen hat A. VISCHER südlich des »Blaabærhytten-Profiles« an der Küste aufgefunden (Ostfuss von P. 508 m).

5. Die Jurasedimente am Strandcliff der westlichen Kuhn Insel.

Wenig nördlich der schmalen Landzunge (westlichster Punkt der Insel) stehen an der Küste schwarze bis graue, gebänderte Sandschiefer an, denen eine langgestreckte Linse (45 cm) von gelbem Sandkalk eingelagert ist, die seitlich nach etwa 6 m auskeilt (Ammoniten- und Aucellenführend.)

Westlich des Baselbjærgets (P. 750 m) wurden am Strandcliff (gegenüber der »Blaabærhytten« auf Th. Thomsens Land) anlässlich einer Schlittenreise folgende Beobachtungen gemacht.

Das Cliff besteht hier aus generell WSW-fallenden, schwarzgrauen, sandigen Schiefen (2—3 m mächtig), die einen beträchtlichen Muskovitgehalt aufweisen und bröcklig zerfallen. Ihre angewitterte Oberfläche ist oft hellgrau und nicht selten uneben. Verbreitet sind grosse Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB.) und weisse Schalentrümmer von Lamellibranchiaten. Eine feine Bänderung gewisser Horizonte ist durch enge Wechsellagerungen sehr muskovitreicher Lamellen mit kohligem Schieferlagen verursacht. Die Lagerung der Schiefer ist unregelmässig (Stauchungen und Verbiegungen sowie oberflächliches Hakenwerfen und Abrutschen von Schichtpaketen).

Im Hangenden folgt eine etwa 0,8 m mächtige, gelblich anwitternde Kalkbank von grauem, muscheligen Bruch, die zahlreiche *Amoeboceraten*, Aucellen und auch schlechte Pflanzenreste enthält und von pyritreichen, rostig verwitternden, sandigen Schiefen überlagert wird (12 m mächtig).

Nach einer ca. 1 m starken, heterogen und fleckig verwitternden Kalkbank mit *Amoeboceraten* und Aucellen treten wieder graue, sandige Schiefer auf.

Leider konnte das Strandcliff infolge starker Schneebedeckung (Wächten) erst etwa 3—400 m weiter südlich wieder untersucht werden. Hier treten bröcklige, dunkle Schiefer mit zwischengelagerten, hell-

gelblich verwitternden Kalkbänken auf. Innerhalb von grauen Muskovitschiefern wurde eine 0,4 m mächtige Bank von grünlichgelbem Sandstein mit schlechten Pflanzenresten und kleinen weissen Muscheln festgestellt, worin auch ein wenige cm mächtiges Geröll-Niveau beobachtet wurde.

Nach einer ungefähr 200 m langen verschneiten Passage wurden weiter südlich wieder schwarzgraue, sandige Schiefer angeschlagen, die von einem Basaltgang durchbrochen werden. Sowohl in diesen Schiefen wie auch in einer zwischengelagerten Bank von sandigem Kalk (0,6 m) finden sich hier Belemniten und Pflanzenreste.

Nördlich der Mündung des *Amoebites*-Elvs in den Fligelys Fjord wurden am Strandcliff dunkle, sandige Schiefer mit einer gelb anwitternden, graubraunen Kalkbank konstatiert, die Aucellen und Belemniten führt; weiter nördlich stehen kohlige, plattige Schiefer mit einer eingeschalteten Kalkbank (0,3 m) an, in welcher Fragmente von *Amoeboceraten* sowie kleine Pelecypoden gefunden wurden. Etwa 300 m weiter nördlich davon wurden Aucellen gesammelt in schwarzen, pyrit- und glimmerreichen, sandigen Schiefen mit rostigen Limonit-schnüren. Auch in den innerhalb der Schiefer auftretenden, gelb anwitternden Kalkbänken (die allerdings lateral rasch auskeilen) fanden sich verschiedentlich Aucellen sowie *Amoeboceraten* und Belemniten. Hie und da sind auch dünnplattige Sandsteinbänkchen in den Schiefen eingeschaltet.

Weiter nördlich ist noch ein Aufschluss vorhanden von schwarz-grauen, gebänderten, sandigen Schiefen, oft kohle- und pyritführend, mit einer ungefähr 0,4 m mächtigen Kalkbank, die *Amoeboceraten* sowie viele Aucellen und Belemniten führt.

Diese Schieferserie dürfen wir mit unseren *Amoebites*-Schichten (Schwarze Serie) korrelieren. Auffallend ist hier die sandige Fazies, die sonst im Eo-Kimeridgien kaum vorkommt. Diese Ablagerungen würden sich demnach in fazieller Beziehung schon den Kuhn-Schichten des jüngeren Kimeridgiens nähern; die z. B. im *Amoebites*-Elv gefundene Fauna (*Amoebites*, *Hoplocardioceras* usw.) *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH. etc.) weist jedoch noch auf tieferes Kimeridgien hin.

6. Das Volgien in der Umgebung der „Haakonshytta“ (südwestliche Kuhn Insel).

(vgl. Kartenskizze pag. 12, Profil Tafel I. Fig. 9).

Im Frühjahr 1932 sammelte C. TEICHERT hier in der Nähe in losen Sandsteinblöcken einige z. T. bestimmbare Fossilien, die H. FREBOLD als »*Perisphinctes* (?*Pavlovia*) sp. ind. aff. *panderi* D'ORB.« und *Aucella* (*Buchia*) *mosquensis* VON

BUCH beschrieben und ins »mittlere Portlandien« gestellt hat (Lit. FREBOLD 1933 b)¹⁾.

Dieselben Formen wurden früher von A. ROSENKRANTZ aus dem Volgien (Portlandien) des Scoresbysund-Gebietes beschrieben, wo sie mit anderen Species von *Pavlovia* vorkommen (Lit. ROSENKRANTZ 1929).

Sowohl an der Küste südöstlich und nordwestlich der norwegischen »Haakonshytta« wie landeinwärts stehen die Volgienbildungen an, leicht gegen den Fligelys Fjord einfallend.

Obschon infolge der Schneebedeckung kein lückenloses Profil aufgenommen werden konnte, gelang es doch mit Hilfe von Konstruktion und Berechnung einen zusammenhängenden Schnitt zu erhalten.

Auf Grund der Tatsache, dass der mittlere Fallwinkel der Volgiensedimente 2—3° SW beträgt, die liegenden Ablagerungen (Schwarze Serie des Eo-Kimeridgiens) aber ein Schichtfallen von 10—15° WSW aufweisen, dürfen wir auf eine transgressive, winkeldiskordante Lagerung schliessen, die ja am Konglomeratrücken tatsächlich beobachtet werden kann (vgl. pag. 25).

Die vom Verfasser hier zusammengebrachte Fauna (*Pavlovinae*, Aucellen) besitzt Volgien-Alter, und zwar kommt nach L. F. SPATH eine Parallelisation mit der *Kochina*-Fauna (*Kochina groenlandica* SPATH)²⁾ von Milne Land in Frage, die ihrerseits den obersten Teil der sog. »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 charakterisiert (»Hartzfjæld-sandstein«). Ob auch noch Teile des Aquiloniens (= oberes Volgien) in der Schichtserie der »Haakonshytta« repräsentiert sind, kann noch nicht entschieden werden; auf Grund der Entdeckung des anscheinend lückenlosen Profiles vom Volgien ins Infravalanginien-Valanginien am Niesen (Nordküste des inneren Wollaston Forlandes) darf mit dieser Möglichkeit unbedingt gerechnet werden. Nach einer Mitteilung von Dr. L. F. SPATH kommt *Laugeites* (»*Kochina*«) in allen vom Verfasser ausgeschiedenen Zyklen (I—IV) vor. Von besonderer Wichtigkeit ist jedoch die Feststellung, dass im obersten Zyklus (IV) südliche *Laugeites*-Ravine, Schichtglied (6 a)) erstmals *Subcraspedites* (SPATH) erscheint, zusammen mit *Laugeites* (»*Kochina*«). Aus diesem Grunde müssen wir Zyklus IV schon als Basis des Infravalanginiens betrachten.

Die erkannten Formen gehören zu Arten wie sie aus dem »Spilsby Sandstein« von Lincolnshire bekannt geworden sind, vor allem *Subcra-*

¹⁾ *Pavlovia* (*Dorsoplanites*) *panderi* D'ORB. findet sich in Russland tiefer als die Zonen des *Zaraiskites* (»*Provirgatites*«) *scythicus* VISCHN. und des *Virgatites virgatus* VON BUCH, d. h. würde auf unterstes Volgien hindeuten.

²⁾ Das Genus „*Kochina*“ der Unterfamilie *Pavlovinae* (SPATH) wurde von L. F. SPATH aufgestellt (Lit. SPATH 1936, pag. 81 ff.) mit dem Genotyp *Kochina groenlandica* SPATH. In allen seinen Briefen an den Verfasser (1939, 1946) spricht L. F. SPATH jedoch stets von *Laugeites* (”first *Kochina*“), so dass der Gattungsnamen “*Kochina*“ scheinbar in Zukunft durch *Laugeites* (SPATH) ersetzt werden muss.

spedites ex gr plicomphalus Sow. und *S. Tollia stenomphalus* PAVL.. Es dürfte sich — wie schon L. F. SPATH vorausgesehen hat (Lit. SPATH 1936) — allem nach um eine phylogenetische Reihe (*Dorsoplanites-Laugeites* (»Kochina«)- *Craspedites- Kachpurites/Subcraspedites-Polyptychites*) handeln, die für stratigraphische Korrelationen von ausserordentlichem Wert ist. In der Monographie des Verfassers über die Kreidestratigraphie Ostgrönlands ist diese Frage näher behandelt. Es sei hier nur darauf hingewiesen, dass dieser Fund von *Subcraspedites* (SPATH) erneut darlegt, wie Ostgrönland und Ostengland derselben Faunenprovinz angehört haben. Dies zeigt ja neben der Zechsteinf fauna (vgl. Lit. MAYNC 1942) auch die Jura fauna Ostgrönlands, ferner die *Polyptychites-Dichotomites*-Fauna des mittleren Valanginiens und schliesslich das Auftreten derselben primitiven *Hoplitidae* (Genus *Gastroplices* (SPATH)) im Albien Englands und auf der Sabine Insel.

Mit dem Fauneninhalt und den Altersverhältnissen der »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 haben sich verschiedene Autoren beschäftigt (Lit. ROSENKRANTZ 1929, ALDINGER 1935, SPATH 1936). Zweifellos wird die Bearbeitung der Volgien fauna unseres Nordgebietes interessante Schlussfolgerungen erlauben, doch bis dahin kann leider nichts Näheres darüber ausgesagt werden.

Nachstehend erfolgt zuerst eine Beschreibung der Küstenaufschlüsse, worauf dann die Profile der Laugeites-Ravine (vgl. Kartenskizze pag. 12) behandelt werden sollen.

a. Die Küstenaufschlüsse im Volgien in der Umgebung der
»Haakonshytta«.

(vgl. Fig. 9).

- A) Etwa 1400 m nordwestlich der norwegischen Hütte (Haakonshytta) stehen am Küstencliff fossilführende Volgienesedimente an:

Grober, gelblichgrauer, teilweise kalkiger Sandstein (6 m) mit grobkonglomeratischen Niveaux (bis faustgrosse, polymikte Gerölle). (1). *Perisphinctidae* (*Pavlovia*, *Laugeites* (»Kochina«) *groenlandica* SPATH u. a.), Belemniten, Aucellen (*A. (Buchia) ?volgensis* LAH. u. a. Arten); fossiles Holz.

Im oberen Teil ist ein 0,1 m mächtiges Band von dunklen, muskovitreichen, sandigen Schiefeln eingelagert (2).

- B) Küstencliff 200 m südlich der »Haakonshytta«.

3 m mächtige, hellgraue bis grünlichgraue, psephitische Sandsteine (mit bis etwa haselnussgrossen, schwach abgerollten Komponenten von Quarzit und Kristallin) (1).

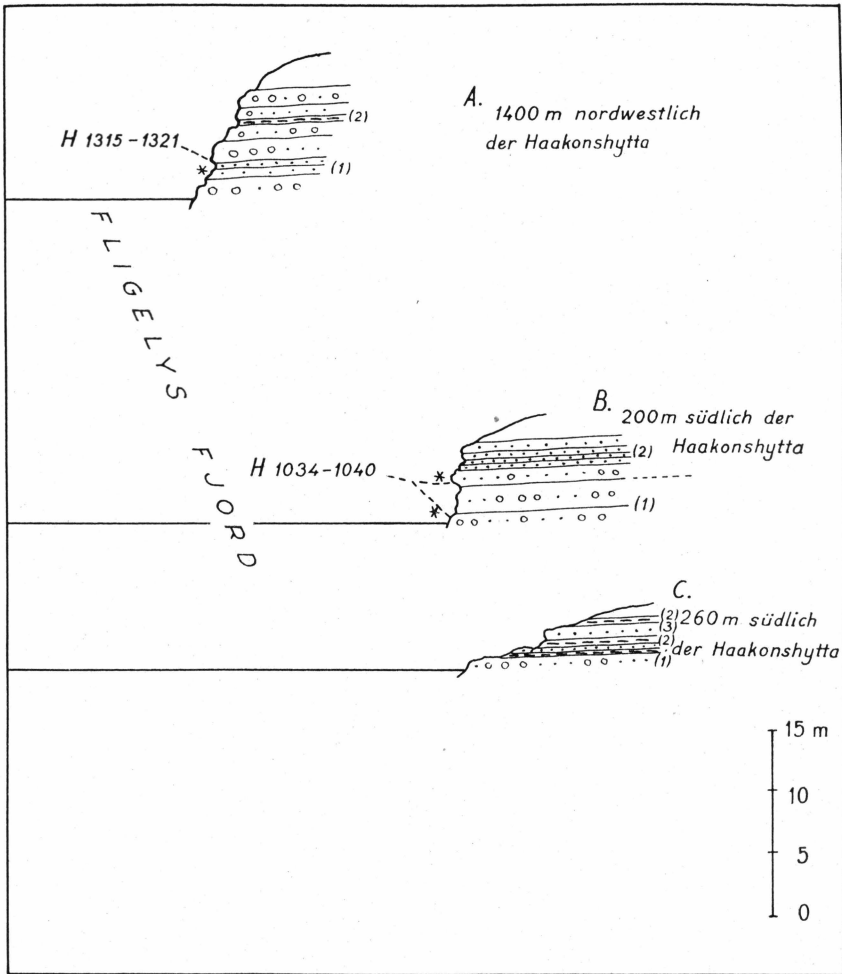


Fig. 9. Die Küstenaufschlüsse im Volgien in der Umgebung der »Haakonshytta« (südwestliche Kuhn Insel).

Die harten Gesteine sind dickbankig, zerfallen und zerbröckeln jedoch an verwitterter Oberfläche leicht. Sowohl an der Basis (Fjord-Niveau) wie höher wurden darin Aucellen gefunden.

Höher folgt ein etwa 3 m mächtiger, rötlichbrauner, grober Sandstein, der an der Basis ziemlich massig, höher aber dünnbankig entwickelt ist. (2). Schlechte. Aucellentrümmern.

Im Hangenden Schnee und Schutt.

- C) Noch etwa 60 m weiter südlich findet sich der letzte Küstenaufschluss mit Volgien-Schichten.

Am Fusse des Cliffs steht

konglomeratischer Sandstein an (0,6 m aufgeschlossen) (1), der überlagert wird von

1 m schwarz-gelb gebänderten, sandigen Lagen, die im Folgenden als Schieferige Bänderserie von den psephitischen Bildungen unterschieden wird; es handelt sich um eine innige Wechsellagerung schwarzer, kohligter, sandiger Muskovitschiefer und dünner, hellgelber Sandlagen. (2). Dazwischen können sich auch intensiv gelbe Pyritzonen einschalten.

Darüber folgen

0,6 m mächtiger, grünlichgrauer, harter Zweiglimmersandstein (3) und schliesslich

0,4 m dunkle, sandige Schiefer mit rostigen Sand- und Sandsteinlagen (4).

Schneewächten.

In den kleinen Bachrunsen und Schluchten in der Umgebung der »Haakonshytta« wurden im April 1937 vom Verfasser die nachstehenden Profile durch die Volgienserie aufgenommen (vgl. Kartenskizze pag. 12, Profile Tafel I).

Profil a) Ravine unmittelbar nördlich der Hütte.

(vgl. Tafel I).

In 10—20 m Höhe

Grünlichgrauer, konglomeratischer, mehr oder weniger kalkreicher Sandstein mit fossilem Holz und zahlreichen Aucellen (1).

Schneehang.

Grober Sandstein mit grossen Muskovitblättchen, Holzresten und kleinen Muschelfragmenten (2).

Während die Aucellen im liegenden Sandstein (1) zonar auftreten, sind sie hier meistens zerbrochen und in Trümmerhorizonten angereichert. Unter den noch nicht bearbeiteten Aucellen finden sich Formen, die vollkommen mit solchen aus der Rigi-Serie (Volgien) von WOLLASTON FORLAND übereinstimmen.

Profil b) Nördliche Laugeites-Ravine.

(vgl. Kartenskizze pag. 12, L, Tafel I).

Schnee

Rötlich-braun anwitternder, grauer, grober Zweiglimmersandstein (mit Muskovitblättchen), dickbankig (1), mit vielen Au-

cellen und Schalentrümmern (5 m mächtig aufgeschlossen).
Übergang (4 m) (1 a) in einen

grauen, grobkörnigen, wulstigen Sandstein mit bis erbsengrossen Quarzgeröllchen (2). 2—3 m mächtig.

2—3 m mächtiger, gelb gebänderter Sandstein (3), dazwischen ein dünnes Band von kohligen Schiefen mit Pyrit- und Schwefelausblühungen.

2,5 m mächtiges, grobes, lockeres Konglomerat (4), dessen polymikte Gerölle nach oben hin kleiner werden.

1 m harte, plattige Sandsteinbänke (5).

3 m dunkle, sandige Schiefer mit gelben, pyritreichen Zonen (Schiefrige Bänderserie) (6).

Unterbruch des Profils.

Etwa 8 m mächtiger Komplex von Schieferiger Bänderserie. (7).

2 m mächtiger Sandstein mit basalem Geröll-Niveau (8).

0,3 m mächtige, seitlich auskeilende Bank von hartem Konglomerat (Matrix = Zweiglimmersandstein) (9).

2 m mächtige, grobe Sandsteinbank (10) mit basaler Geröllzone (wie (8)).

8 m mächtige Schieferige Bänderserie mit rostig-braunen Sandsteinbänken (11).

In 45 m Höhe Unterbruch des Profils.

65 m Grobe Konglomerate und psephitische Zweiglimmersandsteine (12) mit zahlreichen Ammoniten (*Pavlovinae*, *Laugites* (»*Kochina*«) *groenlandica* SPATH etc.) und Aucellen. Etwa 12 m mächtig.

Gelblich-grauer, grober Sandstein mit einzelnen geringmächtigen Geröllhorizonten, wechsellagernd mit schwarz-kohligen, sandigen Schieferbändern (13). 7 m mächtig.

85 m Etwa 10 m mächtige Schieferige Bänderserie: Wechsellagerung kohlig, bröcklicher Sandschiefer und heller Sand- und Sandsteinlagen, mit Pyrit und Muskovit (14).

Gelblich-weiße Sandsteinbank mit schwarzen Schieferschnüren (15).

Wie (14) (16).

Schneeband.

95 m Dunkle, sandige Schiefer (17), darin eingelagert eine 2 m mächtige Sandsteinbank (17 a).

100—110 m Grobkörnige, geschichtete Sandsteine (18) mit Fossilresten (Ammoniten, Aucellen).

Schiefrige Bänderserie, mit zwischengeschalteten, etwas festere, grauen Sandsteinlagen (19), reich an Glimmer. Aucellentrümmern.

120 m 1,5 m Schiefriige Bänderserie (20), überdeckt von Schnee und Moränenschutt.

Profil c) Südliche Laugeites-Ravine.

(vgl. Kartenskizze pag. 12, L, Tafel I).

Bis in eine Höhe von 95 m war das Profil nicht aufgeschlossen (Schneewächten).

- 95 m Harter, rotbrauner, limonitischer Sandstein (1), 0,8 + x m.
 2 m mächtige Schiefriige Bänderserie (2).
 0,3 m mächtige, harte, rostig anwitternde Sandsteinbank (3).
 100 m Weisslicher, muskovitreicher Sandstein mit zahlreichen kohli-
 gen Nähten und dünnen Schieferbändern. (4)

Schneewächte.

Feinkörniger, schwefelgelb anwitternder Sandstein mit Aucellen, und dunkle, muskovitreiche Schieferzonen (5). 2,5 m mächtig.

3 m mächtige, graue, rostig verwitternde, plattige Sandsteine (6), darin eingelagert eine dunkle, kohlige, kalkreiche Sandsteinbank (6 a), die vollständig von weiss-braun beschalteten *Pavlovinae* und Aucellen erfüllt ist. Nach L. F. SPATH finden sich unter dieser Fauna neben *Laugeites* (»*Kochina*«) *groenlandica* SPATH auch *Subcraspedites* ex gr *plicomphalus* Sow./S. (*Tollia stenomphalus* PAVL. also Formen, die schon einwandfrei auf Subcraspeditan (Infravalanginien) deuten. Sehr ähnliche (oder identische) Arten kennt man ja z. B. aus den »Spilsby Beds« von Lincolnshire, aus Spitzbergen, Russland usw..

Schneeband.

Schiefriige Bänderserie (7), über 4 m aufgeschlossen.

Schnee und Schutt.

Betrachtet man die beschriebenen stratigraphischen Profile im Zusammenhang, so fällt deutlich eine sedimentationszyklische Gliederung ins Auge.

Während im Bereiche instabiler Bruchschollenkanten (»Fault Scarps«) sich im Volgien infolge von Abrutschungen terrigenen Detritus' am Fusse dieser Steilküsten äusserst grobe, synorogene Blockablagerungen anhäufte (Rigi-Serie des inneren Wollaston Forlandes, vgl. pag. 61 ff.), waren die Sedimentationsbedingungen schon wenig abseits solcher Verwerfungsküsten (»Falaises«) viel ruhiger. Wohl kamen auch hier ausschliesslich klastische Sedimente zum Absatz, aber die Förderung von abwechselnd grobkörnigem und feinerem Material erfolgte rhyth-

misch in sich wiederholenden Zyklen. Während also die tektonischen Schollenbewegungen dort eine wirre Schüttung ungeschichteter Felsmassen zur Folge hatten, machten sie sich hier als geringfügige Transgressionen und Regressionen geltend, die sich heute in der zyklischen Sedimentation der Volgienablagerungen auf der südwestlichen Kuhn Insel (»Haakonshytta«) widerspiegeln.

Die gegebenen Profile aus der Gegend der »Haakonshytta« lassen sich leicht in 4 Sedimentationszyklen gliedern. Jeder derselben umfasst 2 Phasen: Erstens die Phase A (= Transgressionsphase P. ARBENZ' 1919), welche den Zyklus mit grobklastischen Ablagerungen einleitet (»Psephit-Formation«) und zweitens die Phase B (= Inundations-Regressionenphase P. ARBENZ' 1919), die das erreichte bathymetrische Maximum sowie den Abschluss des Zyklus' markiert. In unserem speziellen Falle wird Phase B durch die Schiefriige Bänderserie repräsentiert.

Der stratigraphisch tiefste (älteste) Zyklus I ist in den Aufschlüssen A) und B) an der Fjordküste, nahe der »Haakonshytta«, und im untersten Abschnitt der nördlichen Laugeites-Ravine vertreten, während die obersten aufgeschlossenen Bildungen in der Laugeites-Ravine dem jüngsten Zyklus IV (Infravalanginien/Rjasanien) angehören.

Auf pag. 36 ist diese zyklische Gliederung tabellarisch zusammengestellt (die eingesetzten Ziffern entsprechen den Nummern der Schichtglieder in den betreffenden Profilen).

Die folgenden Mächtigkeiten entfallen auf die einzelnen Sedimentationszyklen (vgl. Tabelle pag. 36):

Zyklus IV (Infravalanginien)	19 + x m
Zyklus III	32,5 m aufgeschlossen
Zyklus II	15 m aufgeschlossen
und Zyklus I	29,5 m aufgeschlossen.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit der gesamten Volgiensedimente in der Umgebung der »Haakonshytta« (südwestliche Kuhn Insel) beträgt demnach 77 m.

Mit Ausnahme von II wurden aus allen Zyklen vom Verfasser Fossilien (*Parlovinae* usw., Aucellen usw.) heimgebracht, die faunistisch derselben Zone (Z. d. *Laugeites* (»*Kochina*«) *groenlandica* SPATH von Milne Land) angehören, mit Ausnahme des jüngsten Zyklus' IV., der schon Subcraspeditan (Infravalanginien) repräsentiert (vgl. oben). Erst nach der abgeschlossenen Bearbeitung wird sich ein Vergleich mit den höchsten Partien der sog. »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 und dem oberen »Hartzfjæld Sandstein« des Süddistriktes ziehen lassen.

Die zyklische Gliederung im Volgien auf der südwestlichen Kuhn Insel (Umgebung der »Haakonshytta«).

Zyklus	Küsten- aufschlüsse A) und B)	Aufschluss N »Haakons- hytta«	Laugeites-Ravine	
			Südliche	Nördliche
IV ¹⁾ { Phase B Phase A	(7) (6) *	(19) und (20) (18)
III { Phase B Phase A	(1) bis (5) ..	(13) bis (17) (12) *
II { Phase B Phase A (2)	(11) (8) bis (10)
I { Phase B Phase A	.. * (1) und (2) *	.. (1) *	(6) und (7) (1) bis (5)

(Aus den mit * bezeichneten Niveaux wurden Fossilien heimgebracht).

Die aufgeschlossene Mächtigkeit der 4 Sedimentationszyklen im Volgien der südwestlichen Kuhn Insel (»Haakonshytta«).

Zyklus	Küsten- aufschlüsse A) und B)	Aufschluss N »Haakons- hytta«	Laugeites-Ravine	
			Südliche	Nördliche
IV ¹⁾ { Phase B Phase A	4 + x m 3 + x m	9 + x m 10 m
III { Phase B Phase A	8 + x m ..	20,5 + x m 12 + x m
II { Phase B Phase A 7 + x m	8 + x m 4,3 m
I { Phase B Phase A	.. 8 + x m	.. 10 + x m	11 + x m 18,5 + x m

¹⁾ Schon Subcraspeditan (Infravalanginien).

7. Die Juraprofile an der Südostküste der Kuhn Insel (Kuhn-Schichten des Neo-Kimeridgiens).

(vgl. Kartenskizze pag. 12, Profile Fig. 10, 11 u. 12).

Auf seiner Schlittenreise von Scoresbysund nach Danmarkshavn im Jahre 1927 fand L. KOCH im südlichen Teil der Ostküste der Insel etwa »50 m mächtige Schiefer mit Toneisenstein«, worin *Aucella (Buchia) mosquensis* VON BUCH, *Acantoteuthis sp.*, *Pachyteuthis cf. panderiana* D'ORB. und zahlreiche, schlecht erhaltene Ammoniten (*Perisphinctidae*) gefunden wurden (Lit. KOCH 1929a). Diese Ab-

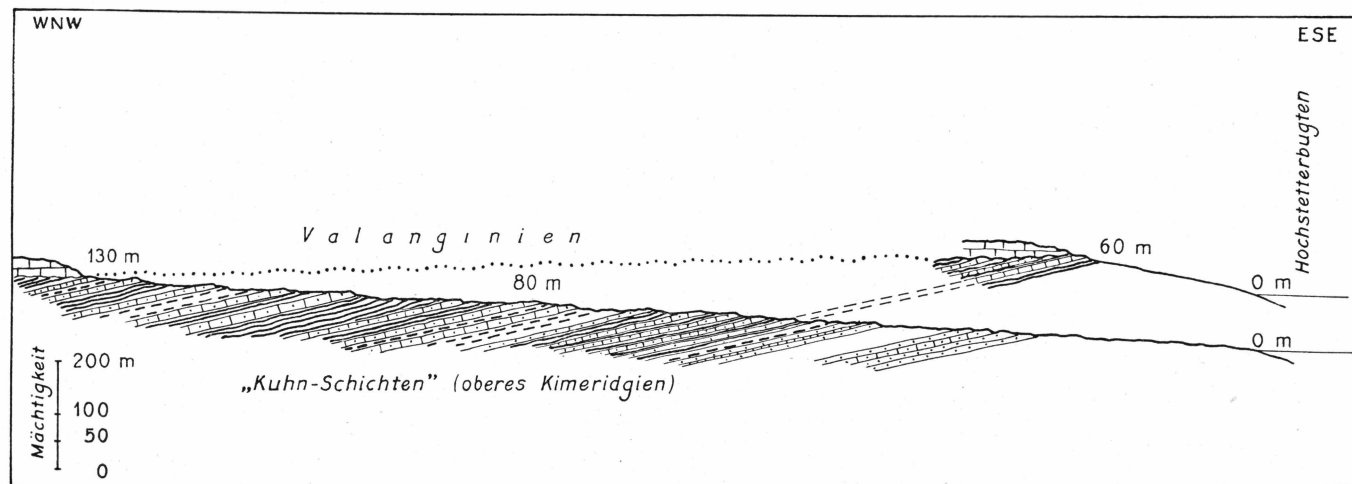


Fig. 10. Die Lagerungsverhältnisse in der Perisphinctes-Ravine (südöstliche Kuhn Insel).

lagerungen fasste L. KOCH als »Cape Maurer Formation« L. KOCH 1927 zusammen und korrelierte sie mit dem »mittleren Portlandien« des arktischen Russlands (Lit. KOCH 1929 a, 1929 b).

L. KOCH erwähnt ferner eine Sedimentlokalität (mit Aucellen des Valanginiens) »3—4 km nördlich von Kap Hamburg«, wo jedoch nach unseren Aufnahmen nur metamorphes kaledonisches Kristallin ansteht (op. cit.).

Die hier im südlichen Teil der Ostküste aufgeschlossenen Sedimente im Liegenden der Kreidebildungen (Valanginien und jüngeres Néocomien), die bis dahin in der Literatur über Ostgrönland stets als »Portlandien« Erwähnung gefunden haben (Lit. KOCH 1929 a, 1929 b, ROSENKRANTZ, FREBOLD 1932 a, KOCH 1935), sind nach unseren Aufnahmen einwandfrei noch ins Kimeridgien zu stellen (vgl. auch Lit. MAYNC 1939, 1940). Unter dem neuen Fossilmaterial ist keine Aucellenart vertreten, die schon dem *mosquensis*-Typ angehört, sondern sowohl im unteren Teil der Schieferserie als auch unmittelbar unter dem hangenden Valanginienkalk kommen noch Aucellen aus dem Formenkreis der *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH. vor (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940), die auf Kimeridgien hinweist.

Diese Auffassung wurde später von L. F. SPATH voll und ganz unterstützt, auch das vom Verfasser hier gesammelte Ammonitenmaterial (*Pectinatites*, *Pavlovinae*) weist nach diesem Autor mit Sicherheit auf tiefere Horizonte als Volgien (Portlandien) hin. Nach L. F. SPATH entsprechen diese Schichten den basalen Ablagerungen des oberen Kimeridgiens (*Pectinatites*-Schichten) (Lit. SPATH 1936). Die Bezeichnung »Portlandien« ist somit unzutreffend und sollte in Zukunft vermieden werden, um weiteren Missverständnissen vorzubeugen. Erst die stratigraphisch jüngere Rigi-Serie von Wollaston Forland und ihre Aequivalente in der Gegend der »Haakonshytta« (südwestliche Kuhn Insel) besitzen wirklich Volgienalter.

Da die Jurabildungen auf der südöstlichen Kuhn Insel demnach etwas jünger sind als der Verfasser in Ostgrönland oben vermutete¹⁾, auf der anderen Seite jedoch noch nicht als Volgien angesprochen werden dürfen, wird dafür die Bezeichnung Kuhn-Schichten vorgeschlagen²⁾.

¹⁾ Sie wurden auf Grund des gleichen Faziescharakters und des Vorkommens von *Aucella* (*Buchia*) *ex gr bronni* LAH. mit der Schwarzen Serie (unteres Kimeridgien) zusammengefasst (vgl. Lit. MAYNC 1938).

²⁾ Die Bezeichnung »Cape Maurer Formation« L. KOCH 1927 kann zu Missverständnissen Anlass geben, da sich in der Umgebung der Typenlokalität Kap Maurer überhaupt kein Jura findet, sondern erst etwa 7 km weiter südlich. Die Sedimente im Bereiche des genannten Kaps gehören durchwegs ins jüngere Néocomien (Aptien).

Über die von L. KOCH erwähnten Ammoniten aus der „Cape Maurer Formation“ von der östlichen Clavering Insel (Basalt Insel) ist Nichts bekannt geworden (Koch 1929 b), jedoch muss man annehmen, dass es sich hier nicht um „Portlandien“ (fide L. Koch) handelt, sondern um Aptien-Albien.

Diese Kuhn-Schichten entsprechen demnach den ältesten Bildungen der sog. »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 von Milne Land (Scoresby Sund), welche ihrerseits erst in ihrem Dach durch eine Volgienfauna s. str. charakterisiert wird (vgl. Lit. ROSENKRANTZ 1929, ALDINGER 1935, SPATH 1936).

Ohne Zweifel müssen auch Teile der als Schwarze Serie ausgedehnten Juraformation in der Umgebung der Albrechts Bugt in Zukunft zu den Kuhn-Schichten gerechnet werden.

a) Das Profil in der *Perisphinctes*-Ravine.

(vgl. Kartenskizze pag. 12, Profil Fig. 10, 11).

An der Südostküste der Insel liegt zwischen der Kap Maurer-Station und Kap Hamburg eine kleine dänische Hütte; die unmittelbar südlich davon ausmündende Bachrunse ist vom Verfasser *Perisphinctes*-Ravine genannt worden.

Wenig nördlich der soeben erwähnten Hütte wird die Juraserie (Kuhn-Schichten) mit den hangenden Aucellenkalken des Valanginiens durch eine SE—NW-streichende Störung abgeschnitten und steht mit den Aptiensedimenten der Kap Maurer-Region in abnormalem Kontakt (vgl. Kartenskizze pag. 12). Diese Verwerfung streicht quer über die Albrechts Bugt und scheint sich in Wollaston Forland (Südwestseite der Brorsons Halbinsel, vgl. pag. 99) fortzusetzen, wo Aptien-Albien gegen Kimeridgien, bzw. Valanginien, verworfen wird.

Durch die erosive Wirkung des Baches in der *Perisphinctes*-Ravine sind die Kuhn-Schichten als Fenster in den hellen Aucellenkalken (Valanginien) blossgelegt worden (vgl. Fig. 10).

Infolge der Schneebedeckung (Profilaufnahme am 6. April 1937) fanden sich die ersten Jura-Aufschlüsse erst in einer Meereshöhe von 50 m.

- 50 m Bröcklige, schwarzgraue, sandige Schiefer mit Muskovitblättchen (1) und Zwischenlagen von gelbrötlichem Kalk (2). (Ammonitenfragment).
 Ausserdem mit dünnen Zonen von hellgrauem, blättrigem Glimmersandstein (3) mit Aucellen, der rostig anwittert und leicht zerbröckelt. Orientierung der Schichten: N 198° E/ 12°.
- 55 m Die Kalkbänke werden zahlreicher und auch etwas mächtiger, dazwischen schalten sich schwarze Tonschiefer ein (4).
- 60 m Rotbraune bis graue Bänke von Sandkalk (5), die lateral rasch auskeilen können und lokal vereinzelte Aucellen enthalten. Sporadisch wurden in hellen Sandsteinlagen (6) Schwefelausbildungen festgestellt. Die schwarzen Schiefer zwischen den genannten Bänken zerfallen polyedrisch

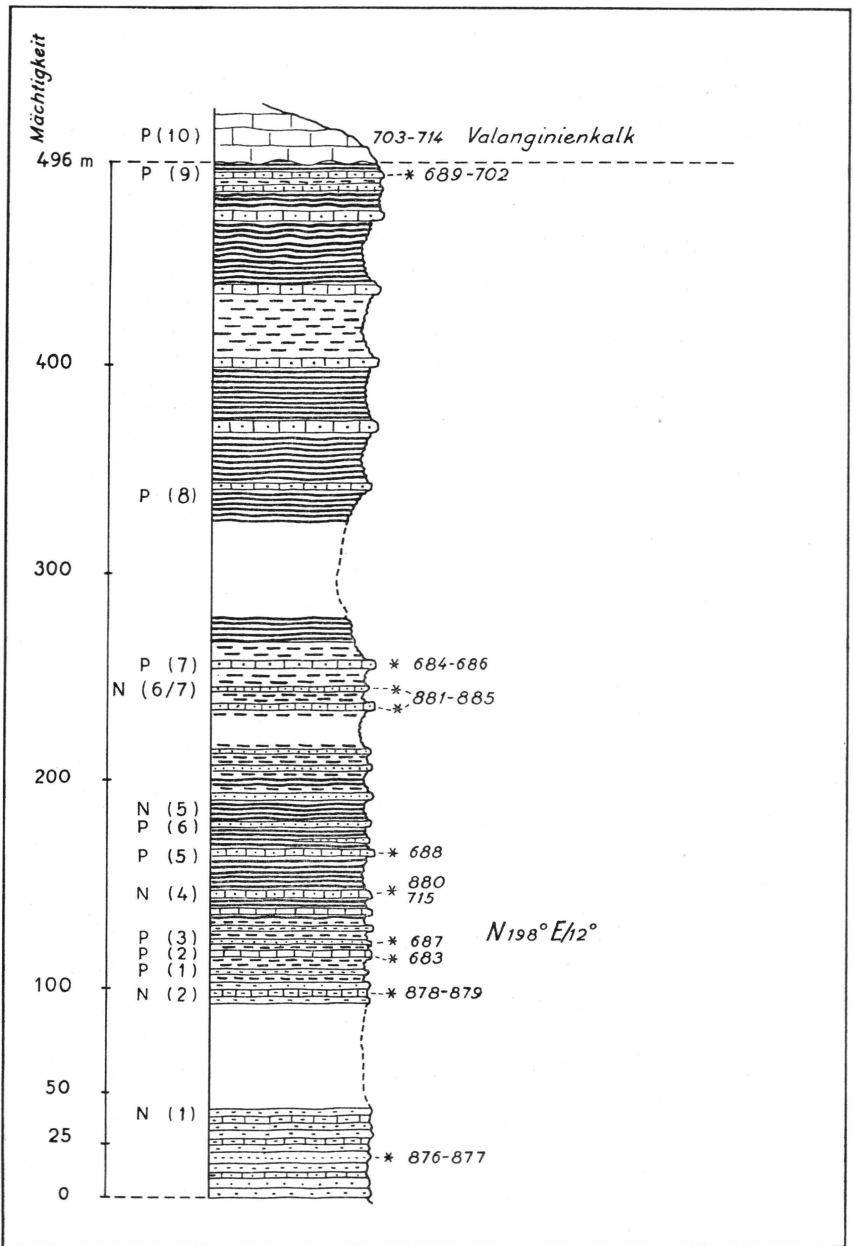


Fig. 11. Stratigraphisches Profil durch die Kuhn-Schichten (oberes Kimeridgien).
Kombiniertes Profil Perisphinctes-Ravine (P)/Nordprofil (N).

- 80 m Helle, oft rostbraune Bank von sandigem Kalk (7) mit Aucellen und Pflanzenresten.
- 95 m Schwarze, bröcklige, pyritreiche Tonschiefer mit rötlich anwitternden Bänken von Sandkalk (8) (mit Pflanzenresten). Dazwischen auch graue oder rötliche, sandige Schiefer, mit Einlagerungen von
- 130 m gelbbraunem bis rötlichem, dünngeschichtetem Kalksandstein (9), der zahlreiche *Perisphinctidae* führt. Über der letzten dieser Bänke (130 m) folgen noch wenige cm Tonschiefer, die dann direkt von hellgrauen Aucellenkalcken (Valanginien) überlagert werden (10).

b) Direkt oberhalb der kleinen dänischen Hütte

sind die folgenden Schichten aufgeschlossen:

- 60 m Schwarze Tonschiefer mit gelb anwitternden Kalkbänken, die z. T. monogen-brecciös entwickelt sind.
- 65 m Überlagert von den typischen
- 65—100 m hellgrauen oder rosa gefärbten Kalken des Valanginiens mit Aucellen (*A. (Buchia) piriformis* PAVL. *A. (B.) keyserlingi* LAH. usw.).

c) Profile zwischen der Perisphinctes-Ravine und dem Romeydaalen.

(vgl. Kartenskizze pag. 12).

Nordprofil.

(vgl. Profil Fig. 11(N)).

- 5—20 m Gelbbraune und hellgraue Sandsteine und glatt brechende Sandkalke von gelber Anwitterungsfarbe (1); ausserdem braunviolette Sandsteine mit einigen Fossilien
- 40 m Zwischen hellgrauen Sandsteinen eingelagert ein bräunlicher Kalksandstein mit Ammoniten und schlechten Pflanzenresten (2).
- 50 m Graue, mehr oder weniger sandige Schiefer, z. T. rostig anwitternd (oxydierter Pyrit) und zerfallend, mit zwischengelagerten, bräunlichen Sandsteinbänken (3).
- 55 m Eingelagerte Bank von rotbraunem Sandkalk (4) mit Aucellen.
- 70 m Tonigere, ruschelige Schiefer (5) mit pyritreichen Horizonten und Lagen von blättrigen, rostigen, schiefrigen Sandsteinen.
- 90 m Innerhalb sandiger, aschgrau anwitternder Schiefer rötliche Bänke von sandigem Kalk (6) mit Ammoniten und Aucellen. Höhere Schichten sind hier nicht aufgeschlossen.

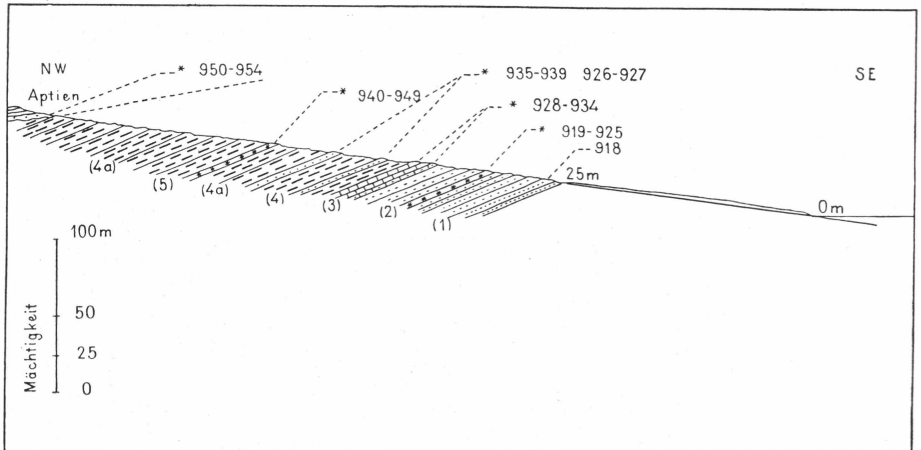


Fig. 12. Das »Mittlere Profil« durch die Kuhn-Schichten.

Mittleres Profil.

(vgl. Profil Fig. 12).

25 m Graugelbe und braun anwitternde, im frischen Bruch weissgraue, muskovitreiche Sandsteine (1), oft mit Rostflecken und chondritenähnlichen Gebilden.

Etwa 20 m aufgeschlossen.

30 m Idem, mit einem Niveau von Schalenentrümmern (2).

35 m Gelbbraune, teilweise sandige Kalkbänke (3) mit Fossilien.

40 m Graue, fossilführende Sandsteine (4) mit Lamellibranchiaten und Belemniten, eingeschaltet in grauen, sandigen Schiefen (4a).

50 m Innerhalb gleicher sandiger, z. T. rötlicher Schiefer (69 m mächtig) ein dünnes Fossil-Niveau (Muscheln) (5).

70 m Überlagert von hellen Sandsteinbänken mit kleinen Muscheln und Inoceramen, zwischen denen dunkle Tonschiefer mit gelbroten Konkretionen von Toneisenstein eingeschaltet sind (Aptien).

Die aufgeschlossene Mächtigkeit der Kuhn-Schichten beträgt hier 158 m.

Zwischen Nordprofil und Mittlerem Profil wurden weitere fossilführende Jurabildungen angetroffen:

45 m Graue, sandige und rostige Schiefer mit gelbbraun anwitternden Bänken von sandigem Kalk, der Ammoniten und Pelecypoden enthält.

- 55 m Eingelagerte, braune, knorrige Sandsteinbank mit vereinzelt Muscheln.
- 60 m In schwarzen Schiefeln harte Kalkbänke mit Aucellen u. a. Lamellibranchiaten und Bruchstücken von Ammoniten.

Die Schichten (1) und (2) des Mittleren Profils entsprechen den untersten aufgeschlossenen Sandsteinen (N(1)) des Nordprofils, während die Fossilbänke (N(2)) des letzteren etwa den Schichten (3) des Mittleren Profils gleichgesetzt werden können. Der ganze obere Komplex sandiger Schiefer mit zwischengelagerten Sandsteinbänken kann demnach ungefähr mit den Bildungen P(1) bis P(6), resp. N(5), des kombinierten Profils *Perisphinctes*-Ravine-Nordprofil korreliert werden. Die geringmächtigen Ablagerungen zwischen Nordprofil und Mittlerem Profil dürften etwa den Schichtgliedern (4) und (5) des letztgenannten Profils entsprechen.

Im kombinierten Profil *Perisphinctes*-Ravine/Nordprofil beträgt die Mächtigkeit der Kuhn-Schichten 496 m.

Südprofil.

Kurz bevor das kaledonische Kristallin der Kuhn Insel an der Südostküste austreicht (etwa 7 km NE Kap Hamburg), wurden noch Sedimente an einigen schneefreien Stellen beobachtet.

In 40 m Höhe schwarze und graue Tonschiefer mit Lagen von graugelbem, z. T. mikrokonglomeratischem Sandstein und vereinzelt kohligem Bändern. Auch harte, gelb-orange gefärbte, muskovitreiche Konkretionen treten innerhalb der Schiefer auf.

Da in diesen Ablagerungen keine Fossilien gefunden wurden, ist eine Altersbestimmung unsicher. Es könnte sich natürlich noch um Jura handeln, aber auf Grund der für die Bildungen des Aptien-Albiens so typischen, gelbroten Konkretionen innerhalb schwarzer Tonschiefer hält der Verfasser es für angezeigt, diese Sedimente ins jüngere Néocomien zu stellen. In diesem Fall müsste allerdings der Kontakt dieser Schichten mit dem nördlichen Oberkimeridgien ein tektonischer sein (kleine Querstörung mit Absenkung des Südflügels).

B. Th. Thomsens Land.

(vgl. Kartenskizze pag. 12, Profil Fig. 13, 14, Tafel II).

Im Küstencliff bei der sog. »Blaabærhytten« haben C. TEICHERT und H. G. BACKLUND im Jahre 1932 Jurafossilien gefunden (vgl. Lit. FROBOLD 1933b), von denen H. FROBOLD die folgenden beschrieben hat (op. cit.):

Macrodon (Parallelodon) keyserlingi D'ORB.
— — *cf. keyserlingi* D'ORB.

- Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH.
 — — ?*sinzovi* PAVL.
Terebratula sp. ind.
Tancredia cf. jarneri RAVN
 — *cf. axiniiformis* PHILL.
Perna groenlandica RAVN
 — *aff. rugosa* MUENST.
Pecten aff. broenlundi RAVN
 — *sp. ind.*
Cyprina syssollae KEYS.
Modiola sp.
Ostrea sp. (aff. eduliformis) SCHLOTH.)
Cardioceras (Amoeboceras) cf. alternans VON BUCH
 — — *cf. kitchini* SALF.

Im Bereiche des Fligelys Fjordes, d. h. zwischen zwei tektonischen Bruchschollen, streicht eine grosse Störungslinie durch, welche ja auch die Anlage des heutigen Fjordes bedingt hat (vgl. auch Lit. VISCHER 1940).

Entsprechend der Abdachung der »Kuhn-Scholle« nach WSW sind jurassische Ablagerungen auf der westlichen Kuhn Insel regional verbreitet, und auch an der Ostküste von Th. Thomsens Land ist noch ein Relikt solcher erhalten geblieben (südlich der dänischen Hütte »Blaabærhytten«, vgl. Kartenskizze pag. 12).

Wie im Folgenden gezeigt werden soll, entsprechen sich die Schichten am »Blaabærcliff« und diejenigen der Gelben Serie auf der Kuhn Insel (Ugpik-Ravine, Kingofjældet). Wenn wir jedoch ein geologisches Querprofil von der Kuhn Insel über den Fligelys Fjord nach Th. Thomsens Land konstruieren, finden wir (bei Annahme des Normalfallens von 10—12° WSW), dass mit einer grossen Verwerfungslinie gerechnet werden muss. Auf Grund der bekannten Mächtigkeiten und der Profilkonstruktion besitzt diese Dislokationslinie eine Sprunghöhe von über 2000 m. Infolge der Überschneidung einer etwa NS-streichenden Verwerfung (nördlicher Teil des Fjordes) und dieser mehr NNW—SSE-streichenden Linie wird auch der deutliche Fjordkniek sowie der parallele Küstenverlauf zu beiden Seiten des Fligelys Fjordes verständlich.

Die tektonisch exponierte Lage der Sedimentzone am »Blaabærcliff« dicht bei alten und in spätjurassischer Zeit reaktivierten Verwerfungen kommt zum Ausdruck im Vorhandensein kleiner Brüche, Flexuren und Stauchungen.

Bei dem Vorkommen südlich der Hütte handelt es sich um ein im Frühjahr mehr oder weniger verschneites Strandcliff, das infolge seines Fossilreichtums für uns von grosser Wichtigkeit ist.

Im Folgenden soll das stratigraphische Profil durch das »Blaabærcliff« von S nach N wiedergegeben werden (vgl. Kartenskizze pag. 12, Profil Fig. 13, Fig. 14, Tafel II).

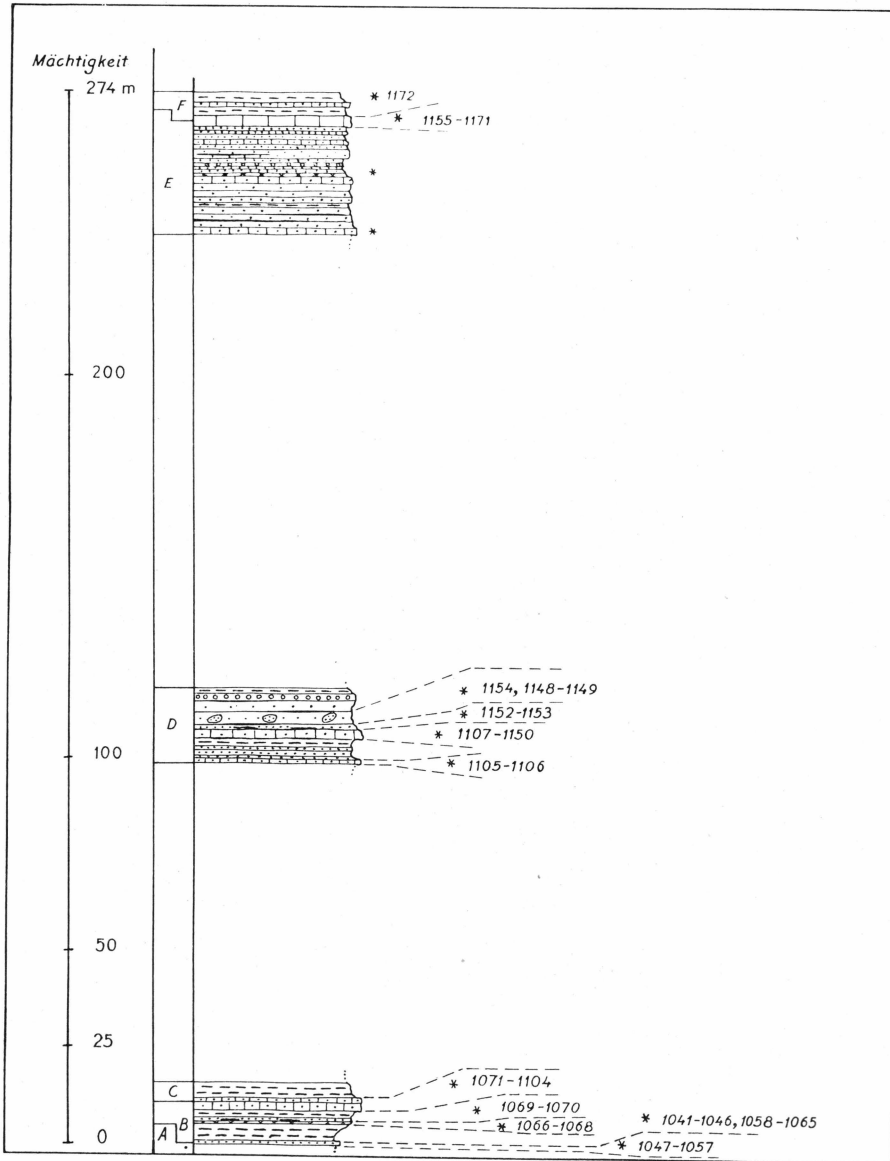


Fig. 13. Das Profil am »Blaabærhytten«-Cliff (Th. Thomsens Land).

8. Das Juraprofil südlich der „Blaabærhytten“.

(vgl. Fig. 13; Tafel II).

Im südlichsten Aufschluss A (C. TEICHERT's Aufschluss I) stehen an der Basis

dunkelgraue, kohlige und sandige, teilweise tonige, mürbe Muskovitschiefer an, die lehmig verwittern. Innerhalb dieser

Schiefer tritt eine etwa 5 cm mächtige Zone mit bräunlichen Fossiltrümmern auf, ferner hie und da *Amoeboceras* und Muscheln (*Pseudomonotis braamburiensis* Sow., *Ostrea* sp., *Aucella* (*Buchia*) sp. usw.).

Die Lagerung dieser 3—4 m mächtigen Serie ist mehr oder weniger horizontal.

Etwa 40 m weiter nördlich befindet sich der Aufschluss B (C. TEICHERT's Aufschlüsse II und III), wo noch ein etwas tieferer Horizont ausstreicht:

An der Basis ist eine harte, dunkle, etwas sandige Kalkbank (1) vorhanden (1,5 m), die gelblich anwittert und zahlreiche weiss-schalige Lamellibranchiaten sowie vereinzelt Exemplare von *Amoeboceras* enthält. An Mollusken finden sich hier *Macrodon* (*Parallelodon*) *keyserlingi* D'ORB., *Pseudomonotis braamburiensis* Sow., *Pecten* (*Entolium*) cf. *demissum* PHILL., *P. broenlundii* RAVN, ?*Cyprina* sp. *Modiola* sp., *Terebratula* sp. u. a.

Über dieser Bank folgen die gleichen grau-sandigen Schiefer (2) mit tonigen Lagen (wie in Aufschluss A), die hier normal (d. h. schwach nordwestlich) fallen und gelegentlich Belemniten führen. Ihre Mächtigkeit beträgt ungefähr 4 m.

Darüber folgen eine dünne, pyritreiche Zone (3) mit *Ditrupe* und Muscheln (*Pecten* aff. *lens* Sow., *Pseudomonotis* sp. etc.), und 0,8 m höher in Schiefen eine

0,3 m mächtige Muschelbreccie (4) mit *Ostrea* sp., *Perna* sp. usw.. Nach 2,5 m von Pyrit infiltriertem, brüchigem, kohligem Sandstein und grauen, sandigen Schiefen (5) mit Pflanzenresten, Muschel- und Ammonitenresten tritt eine

harte, gelb anwitternde Fossilbank (6) auf von grauem Sandkalk (2,5 m), die besonders charakterisiert wird durch *Macrodon* (*Parallelodon*) *keyserlingi* D'ORB. und im übrigen folgende Fauna enthält:

Pecten broenlundii RAVN

— sp.

Modiola sp.

Perna sp. aff. *groenlandica* RAVN

Tancredia sp. aff. *jærneri* RAVN

Pleuromya sp.

Terebratula sp.

Pachyteuthis panderi D'ORB.

Amoeboceras sp.

Pflanzenreste

usw..

Auf Grund des ungemein häufigen Auftretens von *Macrodon* (*Parallelodon*) *keyserlingi* D'ORB. sind diese Muschelbänke vom Verfasser auch »Keyserlingi-Schichten« genannt worden (Lit. MAYNC 1940).

Der nächst nördliche Aufschluss C (C. TEICHERT's IV) mit annähernd horizontal gelagerten Schichten schliesst direkt an B an (Entfernung beider Aufschlüsse etwa 50 m).

Aus dem Schnee ragend konnte an der Basis ca. 1 m der Fossilbank (6) wiedergefunden werden.

Darüber lagern sich — durch eine 0,5 m mächtige Übergangszone verbunden —

4 m mächtige, graue, bröcklig zerfallende Schiefer (7), die lokal kohlig entwickelt sein können und lithologisch etwa der Zone (2) in Aufschluss B entsprechen. Neben schlecht erhaltenen Lamellibranchiaten wurden Pyritknollen beobachtet

Der folgende Aufschluss D (V von C. TEICHERT) ist schon etwa 600 m weiter nördlich (vgl. Taf. II).

Die unterste Bank besteht aus einem kompakten, harten, gelb anwitternden Sandkalk (8) von grauem Bruch (0,3 m), mit Kohlenschmitzen und Pflanzenresten, ferner mit Pectenschalen und *Amoeboceraten*. Diese Bank geht nach oben allmählich über in mürbe, weiche, rostig anwitternde, schiefrige Sandsteine (1 m), die ebenfalls Pflanzenreste enthalten. Diese Sandsteinschiefer wiederum leiten über in

graue, teilweise kohlige Muskovitsandsteine (9) (2 m), die oben von einer 0,1 m mächtigen, rostig-kohligen Austerbank überlagert werden. Höher folgen (1 m) graue, blättrige Sandsteine von rostbrauner Anwitterungsfarbe (fossilteer) und weiche, graue, sandige Schiefer (2 m). Darüber schaltet sich wieder eine

etwa 2 m mächtige, gelb anwitternde Bank (10) von grauem Sandkalk ein mit Kohlespuren, die massenhaft weiss-beschalte etc.).

Muscheln führt (*Macrodon* (*Parallelodon*) *keyserlingi* D'ORB., *Pecten broenlundii* RAVN, ?*Arctica* (*Cyprina*) sp., *Tancredia* sp. div., *Modiola* sp. usw., Ammonitenfragmente (*Amoeboceras*)

Darauf folgen

ca. 1 m schiefrige, brüchige, graue Muskovitsandsteine (11) (mit Pflanzenresten und Kohlenschmitzen), die in rostig verwitternden Horizonten auch noch weisse Schalenrümmner enthalten.

Mit scharfem Farbkontrast wird diese dunkle Serie überlagert von einem

etwa 8 m mächtigen, weissgrauen, mürben Sandstein (12), der Kohlen- und Limonitschnüre aufweist und in seinen tiefern Partien limonitisierte Sandsteinkhauer sowie gelegentlich Lamellibranchiaten enthält. Die obere Grenze dieses Sandsteins wird durch eine lockere, grell gelbe Zone mit Quarzgeröllen markiert.

Oben in diesem Aufschluss kommen schliesslich wieder graue, mürbe, tonig-kohlige Sandsteine (13) mit Pyrit vor.

Im nächst nördlichen Aufschluss E (C. TEICHERT's VI) ist an der Basis wieder eine

Muschelbank (14) (wie (10)) anwesend (2 m), in deren Hangendem sich

5 m eines weissen Sandsteins (15) mit dünnen kohligen Fugen und darüber

1 m mächtige, hellgraue, sandige Schiefer (mit Kohle und Pyrit) einstellen (16). Diese Sedimente werden ihrerseits überlagert von

1 m gelbem, knorrigem Sandstein (17) mit kohligen Schnüren und fossilem Holz (Stämme bis zu 0,3 m Durchmesser), der langsam übergeht in

4 m mächtigen, weissen, bröckligen Sandstein (18) (wie unten), der in seinem Dach rostige Zonen mit zerbrochenen Muscheln (*Ostrea sp.*, *Perna sp.*) aufweist. Mit scharfer Grenze folgt darüber

harter, klotziger, gelbbraun anwitternder, grauer Sandkalk (19) (2 m), der von einigen Muschelbänken von wenigen cm Dicke überlagert wird.

Darauf liegen

4 m grauer, mürber Sandstein mit Kohlenschmitzen und Pyrit, der Horizonte mit kleinen Quarzgeröllen sowie solche mit Fossilrümmnern enthält. (20).

Darüber wurden

dicke Bänke von graugelbem Sandstein (2,5 m) mit Kohlennähten und geringmächtigen Arkosebändern beobachtet (21), in deren Hangendem sich

graue, mürbe Sandsteine (22) mit festeren, kalkigeren Bänken und kohligen Nestern und Linsen einstellen (6 m mächtig). Darüber folgt, durch ihre gelbe Anwitterungsfarbe und Härte auffallend,

eine 2,5 m mächtige Muschelbank (23) mit vielen Fossilien (*Amoeboceras sp. div.*, ?*Rasenia sp.*, *Macrodon (Parallelodon) keyserlingi* D'ORB., *Pseudomonotos sp.*, ?*Perna sp.*, *Modiola sp.*, *Terebratula sp.* usw.).

Oben in diesem Profil sind graue, schiefrige Sandsteine und Sandschiefer mit härteren Bänken, kohligen und ferruginösen Zonen aufgeschlossen (2—3 m).

Eine kleine, mit Schnee aufgefüllte Depression trennt das Profil E vom folgenden, am nächsten bei der »Blaabærhytten« gelegenen Aufschluss F. Hier finden sich über (23)

graue, weiche, schiefrige Glimmersandsteine und Sandschiefer (24) mit Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB.) in einer Mächtigkeit von etwa 6 m, denen eine gelb anwitternde, glimmerreiche Bank von Sandkalk (0,6 m) eingelagert ist.

Höhere Schichten sind hier nirgends aufgeschlossen.

Bemerkungen zum »Blaabærhytten«-Profil (vgl. Fig. 14, Tafel II.).

Aus den Feldbeobachtungen geht einwandfrei hervor, dass die Schichten der Aufschlüsse A, B und C zusammengehören (Schichtglieder (1) bis (7)); denn A ist in B enthalten, während die Fossilbank (6) noch an der Sohle von C ausstreicht.

Die Korrelation zwischen den Aufschlüssen C und D muss durch Interpolation gefunden werden; der Abstand zwischen beiden Lokalisationen ist gross (600 m) und ausserdem variieren die Fallwinkel.

Da die Fallwinkel der Aufschlüsse D und E übereinstimmen, kann bei dem bekannten Abstand (450 m) die Tiefenlage von D unter E berechnet werden: Die Fossilbank (10) taucht mit 17° unter und befindet sich somit in einer Tiefe von 137,5 m unter E.

Die beiden nördlichsten Aufschlüsse E und F sind leicht zu korrelieren, da die Fossilbank (23) in beiden Profilen vorhanden ist.

Gestützt auf diese in Fig. 14 zur Darstellung gebrachte Korrelation der Aufschlüsse A, B, C, D, E und F ergibt sich zur Berechnung der Mächtigkeit das Folgende.

Die im Aufschluss F ausstreichenden Ablagerungen (24) repräsentieren die jüngsten Schichten des Profils (6 m einer sandig-schiefrigen

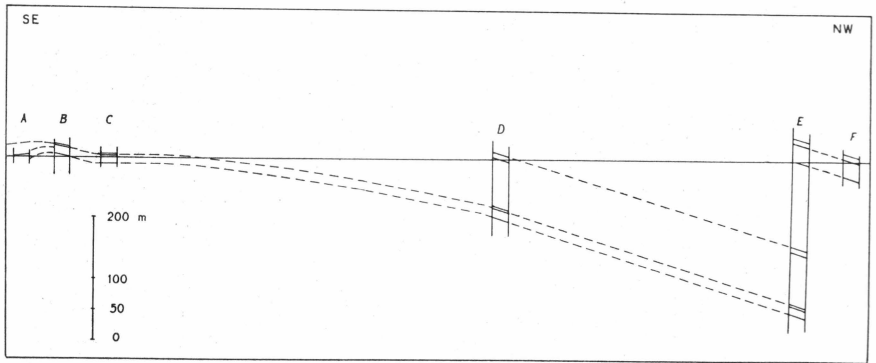


Fig. 14. Korrelation der Jura-Aufschlüsse am »Blaabærhytten«-Cliff (Th. Thomsens Land).

Serie + 1 m der Bank (23)). Die Fossilbank (23) ist auch im Dach von E aufgeschlossen (2,5 m mächtig). Im Liegenden dieses Horizontes sind im Aufschluss E noch die Schichtglieder (22) bis (14) vorhanden in einer Mächtigkeit von 27,7 m.

Die Berechnung ergibt, dass die Muschelbank (10) 137,5 m tief unter Aufschluss E anstehen muss, was einem Sedimentpaket von 131,6 m entspricht. Die Bank (10) selbst ist 2 m stark, darunter befindet sich noch aufgeschlossen (bis zur Fjordküste) ein 6,4 m mächtiges Schichtenpaket (9) bis (8). Die Fossilbank (6) an der Basis von Aufschluss C befindet sich nach unseren Berechnungen 84,3 m unter der Bank (10) von D, die Mächtigkeit des Schichtenkomplexes zwischen beiden Bänken beträgt 83,5 m. Das Niveau (6) ist auch im Dach von B vorhanden (2,5 m mächtig + 1 m in C), im Liegenden davon befindet sich ein Paket von 10 m Mächtigkeit ((5) bis (1)).

Die sandige Kalkbank (1) an der Sohle von Aufschluss B stellt demnach das älteste Schichtglied der Sedimentserie des »Blaabærhytten«-Profils dar.

Als Wert unserer Berechnung der gesamten aufgeschlossenen Mächtigkeit der Jurabildungen (1) bis (24) erhalten wir somit 274,2 m.

In lithologischer Hinsicht weisen die Sedimente des »Blaabærhytten«-Profils Anklänge auf an unsere Gelbe und Graue Serien (Verzahnung der Fazies). Auffallend ist das Überwiegen von grauen, sandigen Schiefen im unteren Teil, an der Basis von Aufschluss D und dann wieder im Dach von E—F (Typus der Grauen Serie). Dagegen sind z. B. die Knauer-sandsteine in D wieder ganz typisch für die Gelbe Serie, ebenso die zahlreichen Muchelbänke mit ihrer reichen Fauna (Keyserlingi-Schichten).

Die Fauna aus diesem Profil am »Blaabærhytten cliff« ist identisch mit derjenigen aus dem »Pecten-Sandstein« des Neo-Oxfordiens (Argoviens) von Milne Land (Scoresbysund-Areal), vgl. Lit. SPATH 1935b, MAYNC 1940.

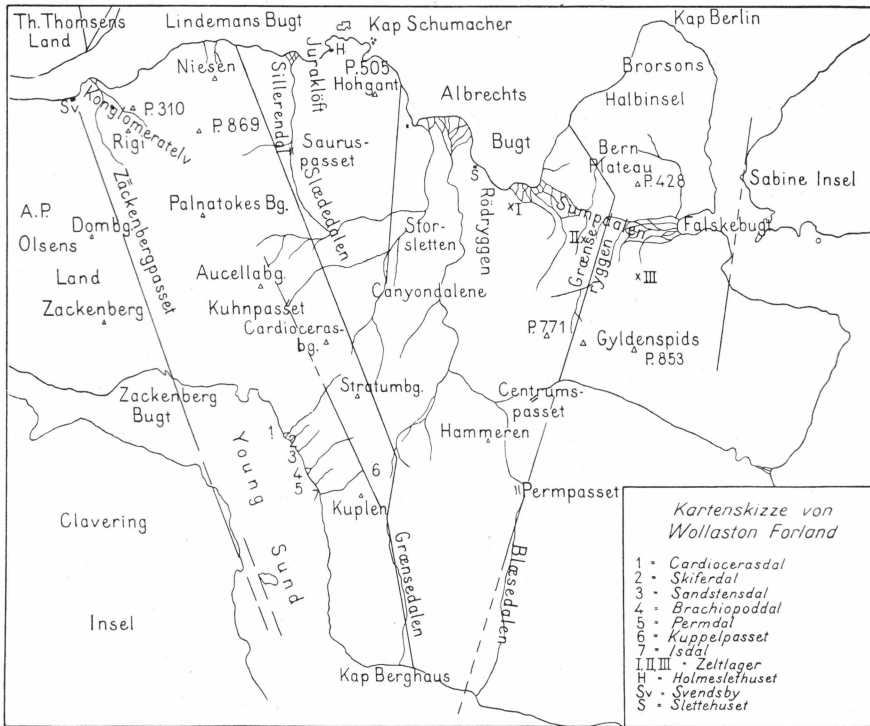


Fig. 15. Kartenskizze von Wollaston Forland. (Verwerfungen vorw. nach A. VISCHER).

Wie gewisse Niveaux unseres Profils enthält auch die Muschelfauna des Argoviens von Milne Land einzelne *Cardioceraten*, wie z. B. *Cardioceras aff. zenaidae* ILOV., *Amoeboceras (Prionodoceras) transitorium* SPATH, *A. (P.) aff. pseudocaelatum* SPATH, *A. (P.) aff. alternoides* NIK. und *A. (P.) aff. superstes* PHILL. (vgl. Lit. SPATH 1935b).

C. Wollaston Forland.

Das schematische Profil (Fig. 16) und das auf Tafel V wiedergegebene Stereogramm sollen die Lagerungsverhältnisse der Jurabildungen im inneren Wollaston Forland verdeutlichen.

Tektonisch sind die Verhältnisse hier etwas komplizierter als auf der Kuhn Insel, indem in Wollaston Forland verschiedene kaledonische Kristallinschollen mit darüber transgredierenden Sedimenten auftauchen.

Diese Schollen wurden mitsamt den sie überlagernden Schichten im obersten Kimeridgien gegeneinander bewegt, abgesenkt und nach W geneigt (jungkimmerische oder nevadische Bewegungen, vgl. Lit. FREBOLD 1932 a u. a., MAYNC 1938, 1940, VISCHER 1938, 1940). Lokal kamen während der noch andauernden Vertikalbewegungen einzelner

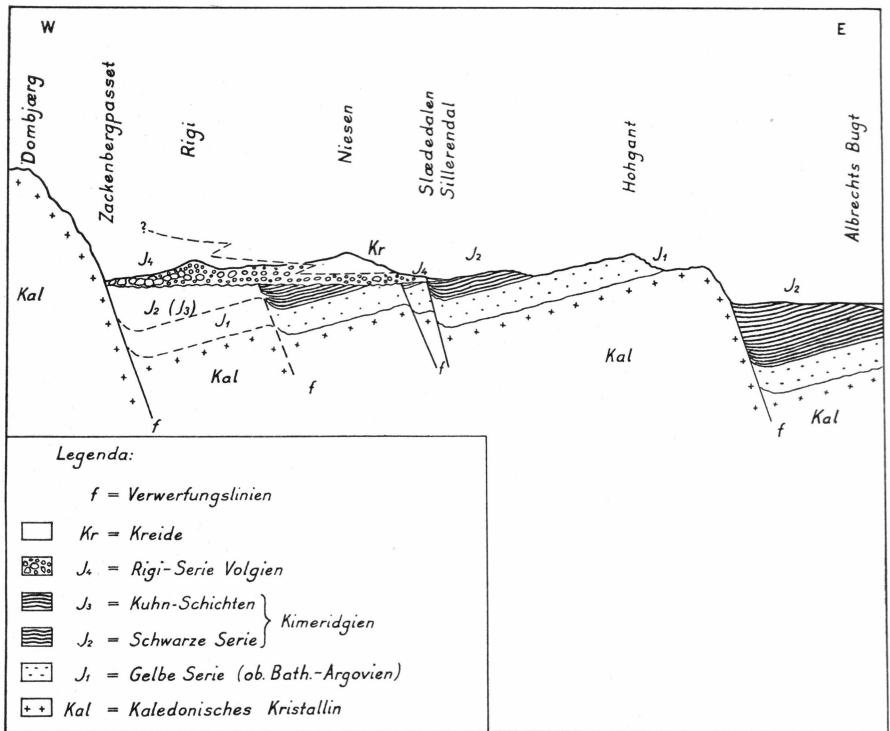


Fig. 16. Schema der Lagerungsverhältnisse der Jurabildungen im inneren Wollaston Forland (überhöht).

Bruchschollen grobklastische, synorogene Sedimente des Volgiens zur Ablagerung, nämlich im Bereiche der Schollenkerbe zwischen den Kristallinblöcken von Th. Thomsens Land, A. P. Olsens Land und der Clavering Insel einerseits und von der Kuhn Insel, Kap Schumacher-Kuplen (Wollaston Forland) andererseits. Ausserhalb dieses Bruchsenkengebietes der heutigen Lindemans Bugten und des inneren Wollaston Forlandes (und der Clavering Insel) kam kein Volgien zur Ablagerung, wir haben hier einen Hiatus (tektonische Diskordanz) vor uns.

Im nordöstlichen Teil von Wollaston Forland taucht bei Falskebugt (vgl. Karte) ein kaledonischer Kristallinrücken auf, der direkt von klastischen Ablagerungen des Valanginiens transgressiv überlagert wird. Dagegen sind auf beiden Seiten des Sumpdalen (Einzugsgebiet der Albrechts Bugt) und westlich des Centrumspasset Teile des Kimeridgiens (Schwarze Serie-Kuhn-Schichten) aufgeschlossen. Ältere Jura-Ablagerungen treten hier nirgends zutage infolge der tektonischen Schollenstruktur (labile, gegen E zu abgesenkte Blöcke einer antithetischen Schollentreppe, vgl. auch Lit. VISCHER 1938, 1939, 1940). Immerhin ist auch mit der Möglichkeit zu rechnen, dass die Juraschichten im Bereiche des äusseren Wollaston Forlandes, d. h. der »Hühnerberg«- und

»Wynn-Sabine-Schollen« A. VISCHER's, primär fehlen könnten (Auskeilen nach E hin), eine Alternative, die durch die bedeutende Sedimentationslücke zwischen kaledonischem Kristallin und den transgredierenden Falskebugt-Schichten (Valanginien) am Falskebugt-Rücken nahegelegt wird. Ein sicherer Entscheid in dieser Frage kann jedoch nicht gefällt werden, da das Fehlen von Jurasedimenten in der Region der Falskebugt ebenso gut nur auf ganz lokalen Verhältnissen beruhen kann, die keineswegs Verallgemeinerungen in diesem Sinne gestatten.

Am Permpasset¹⁾, wo eine kleine Kristallinscholle entblösst ist mit oberpermischen Sedimenten (vgl. Lit. MAYNC 1942), transgredieren noch grobklastische Bildungen, die lithologisch mit unserer Gelben Serie (oberes Bathonien-Argovien) übereinstimmen, über deren Alter jedoch infolge des Fehlens von Fossilien vorläufig nichts Bestimmteres ausgesagt werden kann.

Nachstehend sollen nun die stratigraphischen Einzelprofile durch den Jura des inneren Wollaston Forlandes beschrieben werden. Nachher folgt die Darstellung der Juraprofile am Young Sund und schliesslich der Aufschlüsse im äusseren Wollaston Forland (Region der Albrechts Bugt und des Sumpdalen).

9. Das Juraprofil am Hohgant (P. 658 m).²⁾

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

Die über das kaledonische Kristallin transgredierende Gelbe Serie des Hohgant fällt mit etwa 12° nach WSW ein und taucht im Sillerendal unter die jüngere Schwarze Serie. Etwa 1,5 km östlich dieses Tales zieht sich eine steile Schlucht von der Küste (Lindemans Bugt) hinauf zum Grat (260 m), welche vom Verfasser Jurakløft genannt wird.

Profil in der Jurakløft.

(vgl. Profile Fig. 17 u. 18).

Am 28. April 1937 wurde hier nach Neuschneefall das folgende Profil durch die tiefere Juraserie (Gelbe Serie) aufgenommen:

- Delta, Schutt und Schnee bis 95 m.
- 95 m Rotbrauner, muskovitführender, grobkörniger Sandstein von dünnbankiger Textur (1), mit geringmächtigen, kohligen Bändern. Ungefähr 1 m aufgeschlossen. Dann folgen

¹⁾ Als Permpasset wurde der Übergang vom Blæsedalen ins centrale Wollaston Forland bezeichnet (vgl. Lit. MAYNC 1942).

²⁾ Namengebung von A. VISCHER und dem Verfasser auf Grund der morphologischen Ähnlichkeit mit dem Bergrücken gleichen Namens im Berner Oberland (Schweiz).

härtere Konglomeratbänke (2), graubraun anwitternd, mit bis haselnussgrossen Quarzitgeröllen, Pflanzenresten, Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB.) und schlecht erhaltenen Muschelresten.

100 m 1 m mächtiger, hellgelblich anwitternder, weisslicher, weicher Sandstein (3) mit kohligen Bändern und Pflanzenresten. Darüber folgen eine

0,8 m mächtige, rotbraun anwitternde, rotviolett brechende, kompakte und grobkörnige Sandsteinbank (4) und höher wieder 1 m des liegenden, weisslich-gelben Sandsteins (5) (wie (3)). Dieser wird überlagert von einer

1 m mächtigen, harten, quarzitischen, rötlichen Sandsteinbank (6) mit Belemniten und Lamellibranchiaten.

Grosse Linsen und Knauer von (6), mit Pflanzenresten, konzentrisch-schalig struiert (Pigmentanreicherung in den äusseren Schalen), eingelagert in 4—5 m mächtigen, weisslich-gelben Sandsteinen (7) (wie (3), (5)), lokal auch als Bank. Die äusserste Rinde dieser Knauer besteht aus einem gelblichbraunen, pyritreichen Gestein.

Darüber treten Bänke eines

harten, graubraunen, feinkörnigen Sandsteins (8) auf, mit vielen Belemniten (*Pachyteuthis panderi* d'ORB.), in einer Mächtigkeit von 4 m, die vollkommen mit gewissen Sandsteinen im Payers Dal (südliche Kuhn Insel) übereinstimmen (vgl. pag. 18)

Über

0,2 m schiefrigem Sandstein mit Deltaschichtung (9) lagern sich etwa 2 m mächtige, graue, wulstig verwitterte Sandsteine (10), in deren Dach sich eine

0,8 m mächtige Muschel-Belemnitenbank (11) einstellt, in welcher zahlreiche, meist zerbrochene Fossilien zusammengeschwemmt worden sind. Zwischen denselben sind auch konglomeratische Nester vorhanden mit bis walnussgrossen Quarzitgeröllen. Unter den hier gefundenen Fossilien ist vor allem *Macrodon* (*Parallelodon*) *keyserlingi* D'ORB. häufig vertreten.

Diese charakteristische Fossilbank geht nach oben hin über in

harte, violett-rötlich brechende Sandsteine (12) mit Quarzitgeröllen, die höher etwas feinkörniger und schiefriger ausgebildet sind. 3 m mächtig.

Nun folgen

3 m mächtige, gelb-rostige, feinkörnige Muskovitsandsteine (13) und

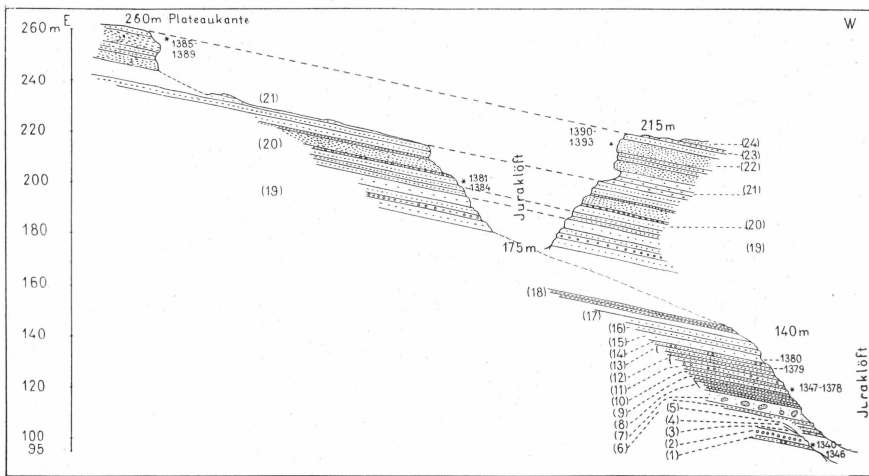


Fig. 17. Stratigraphisches Profil durch die Gelbe Serie in der Jurakløft, Hoggant (nördliches Wollaston Forland).

1,5 m dunkelgrauer, bräunlich anwitternder Sandstein (14) mit sporadischen Quarzgeröllchen und verkohlten Pflanzenresten, der in seinen oberen Teilen etwas schiefriger entwickelt sein kann, leicht zerbröckelt und gelegentlich Fossilbruchstücke führt.

Darüber finden sich gelb-weisslich gestreifte, weiche Sandsteine (15) in einer Mächtigkeit von 2,5 m und harte, braungraue Quarzsandsteine (16) mit Glimmer (2 m).

Diese Schichten werden überlagert von wulstigen, limonitisch angewitterten Sandsteinen (17), (2—3 m), und 140 m dunklen, schiefrigen Sandsteinen (aus dem Schnee herausragend) (18).

Hier ist das Profil unterbrochen (Schneehang).

Am Fusse einer Wandstufe in einer Höhe von etwa 180 m sind weiter aufgeschlossen

180 m braungrau anwitternde, harte Muskovitsandsteine (19), die knollig-höckerig verwittern (Rostzonen). In einzelnen Lagen ist eine ausgesprochene Kreuzschichtung wahrzunehmen. Diese Sandsteine treten in Bänken von etwa 1 m Mächtigkeit auf, dazwischen finden sich dünngeschichtete Horizonte von gelblichem oder grauem Sandstein.

Zuweilen treten in diesem etwa 25 m mächtigen Komplex schlechte Muschelreste auf.

- 210 m Brauner, grobkörniger, gebankter Sandstein (20) mit konglomeratischen Niveaux und Schalentrümmern, ausserdem *Tancredia cf. planata* MORR. & LYC., *Astarte cf. alta* RAVN usw., sowie zahlreiche Crinoidenstielglieder (*Pentacrinus*) besonders in den psephitischen Zonen; in den letzteren finden sich zudem grosse Muskovitblättchen.
- 220 m Von hier an zieht sich ein flacherer, verschneiter Hang hinauf zur Plateaukante. Vereinzelte Aufschlüsse zeigen mürbe, weissliche Sandsteine mit limonitischen Schnüren und Schichtfugen (21).

An der Kante des Juraplateau streichen graubraune, feinkörnige Sandsteine (Deltaschichtung) mit Geröllhorizonten und zerbrochenen Fossilien aus (22) (Steilstufe von etwa 15 m). Gelegentlich wittern diese Sandsteine rötlich an und enthalten *Ostrea*-bänke, verschiedene Pelecypoden (*Perna sp.* usw.) und Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB.).

Diese Schichten mit zwischengeschalteten Muschelzonen und -pflastern entsprechen faziell den *Ostreasandsteinen* auf der südlichen Kuhn Insel (vgl. pag. 18—19 ff.).

Gut aufgeschlossen sind die Schichten (19) bis (22) an der Westflanke der Jurakløft in etwa 175 m Höhe:

Über einem etwa 30 m mächtigen Komplex braungrauer, harter Sandsteine mit wenigen Geröllzonen und -nestern, die mit helleren Sandsteinen wechsellagern und Muschelreste enthalten, (= (19) bis (20)), folgen 5—6 m eines weissen bis hellgelben Sandsteins mit rostigen Streifen (entspricht dem verschneiten Hang bei 215 m auf der anderen Seite der steilen Schlucht, Sandsteine (21)).

Über dieser weicheren Zone folgt eine senkrechte Wandstufe von etwa 15 m Höhe (Plateaukante), wo graubraune, teils kreuzgeschichtete Sandsteine anstehen (22), mit vereinzelt Geröll-Niveaux. Sehr häufig kommt hier *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. vor, neben anderen Lamellibranchiaten und Belemniten.

Oben auf der Gratkante finden sich eine geringmächtige Austerbank (23) und in deren Hangendem ein braun-limonitischer Sandstein (24).

Bei einer Profilaufnahme vom »Holmeslethuset« (Hütte in der Bucht westlich von Kap Schumacher) hinauf zum Juraplateau wurde die Plateaukante in einer Höhe von ca. 360 m überklettert und dieselbe dann bis zu P. 505 m (vgl. Kartenskizze pag. 51) verfolgt.

- 365 m An der Gratkante stehen gelbbraune, feinkörnige, ziemlich dünn gebankte Muskovitsandsteine an, die denjenigen in (19) der Jurakløft entsprechen. Darin eingelagert wurde ein
- 445 m geringmächtiges Konglomerat-Niveau mit Belemniten und Muschelresten beobachtet, das denjenigen in (20) der Jurakløft gleichgesetzt werden kann. Noch etwas höher trifft man auf
- 450 m braunrote Knauersandsteine, die genau dem Schichtglied (7) der Jurakløft entsprechen und ihrerseits von einem
- 505 m etwas schiefrigen, z. T. kreuzgeschichteten Sandstein überlagert werden.

Südlich von P. 505 m stehen auf dem Grat grell gelbe Sandsteine mit Rostzonen an, die den Sandsteinen (4) und (5) der Jurakløft gleichzusetzen sind.

Anlässlich des Abstieges von P. 505 m nach E gegen die zwischen diesem Gipfel und dem Hohgant (P. 658 m) eingeschnittene, westliche Ravine konnte unter diesen gelben Sandsteinen Folgendes beobachtet werden.

- 425 m Rötlichbraune, grobe bis konglomeratische Sandsteine (b) mit haselnussgrossen, wenig abgerundeten Quarzgeröllen. Darin eingelagert eine
- 405 m 0,8 m mächtige Muschelbank mit Pflanzenresten (a), welche u. a. *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. führt.

Die Berechnung ergibt, dass die Schichten (a) und (b) tief unter der Jurakløft liegen und zwischen ihnen und dem Sandstein (1) derselben ein Schichtpaket von 112 m Mächtigkeit vorhanden ist. Die Mächtigkeit der Ablagerungen zwischen 425 m und 405 m beträgt 19 m.

Weder beim Aufstieg zum Juraplateau noch beim Abstieg von P. 505 m gegen die Bachrunse westlich des Hohgantgipfels (P. 658 m) konnte der Kontakt der Gelben Serie mit dem kaledonischen Kristallin von Kap Schumacher (Sockel des Hohgant) beobachtet werden (Schutt- und Schneebedeckung). Die Grenze mag in ungefähr 100 m ü. M. liegen; in 70 m Höhe, genau südlich der kleinen Hütte »Holmeslethuset«, wurde noch anstehendes Kristallin festgestellt.

Wenn wir mit der wahrscheinlichen Höhe des Kontaktes Jura/Kristallin von 100 m rechnen, die bestimmt nicht viel von der tatsächlichen abweichen kann, so erhalten wir für die Mächtigkeit der Gelben Serie von ihrer Untergrenze bis zu den obersten in der Jurakløft aufgeschlossenen Schichten (24) in 215 m Höhe einen Wert von 385 m; zwischen dem Gneis und den ältesten hier beobachteten Lagen (a) und (b) existiert ein Sedimentkomplex von 145 m Mächtigkeit.

Die ganze Gelbe Serie des Hohgant taucht im Sillerental unter die jüngeren Juraserien, und erst westlich davon streicht eine Verwerfung durch, an welcher nochmals ein Komplex der tiefsten Jurabildungen (Gelbe Serie) zutage tritt in 200 m Höhe (vgl. unten).

Die oberhalb des Deltas des Sillerental in 45—55 m Höhe anstehenden Sandsteine (vgl. pag. 58) gehören unzweideutig noch zur ungestörten Hohgant-Serie und repräsentieren die jüngsten Schichten der Gelben Serie.

Bei Berücksichtigung dieses Aufschlusses in 45—55 m Höhe ergibt sich eine Gesamtmächtigkeit der Gelben Serie von 528 m.

Die stratigraphisch höchsten Teile der Gelben Serie konnten — wie erwähnt — im Sillerental¹⁾ in 45—55 m Höhe ü. M. anstehend festgestellt werden.

45 m Gelb-weissliche Sandsteine mit Pflanzenresten (25).

Etwa 300 m bachaufwärts wurden

55 m gelbe Sandsteine (26) mit kohligen Schmitzen und grossen Knauerkonkretionen von rotbraunem, grobkörnigem Sandstein beobachtet (etwa 10 m hohe Wand).

Noch höher im Tal wurden

200 m gelbe, geschichtete Sandsteine mit muskovitreichen Horizonten angetroffen, und noch etwas höher (gegen P. 869 m) hin

230 m schwarzgraue, blättrige, sandige Schiefer mit dünnen, gelb anwitternden, dunkelgrauen Sandkalkbänken.

Bei 250 m wurden in dunklen, kohligen Schiefen einige Aucellen gefunden, u. a. *Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH..

Im Strandeliff westlich des Sillerental sind ähnliche Schichten aufgeschlossen:

Grauschwarze, z. T. gelblich anwitternde, gebänderte, sandige Muskovitschiefer (Kohlenhäutchen), mit *Amoeboceras*, Belemniten und weisslichen Muschelfragmenten. Diese sandigen Schiefer wechsellagern mit dünnen, rostigen Sandsteinbänken (Pflanzenreste), und sind in einer Mächtigkeit von etwa 20 m aufgeschlossen.

Eine Profilkonstruktion zeigt, dass die einzelnen Juraserien nicht so ungestört ins Sillerental abtauchen wie vermutet und auch auf der geologischen Karte von A. VISCHER (Lit. VISCHER 1939) angegeben wurde. Unmittelbar westlich des Sauruspasset muss eine Verwerfungslinie durchstreichen, da die mit etwa 14° WSW fallende Schwarze Serie,

¹⁾ Das weite Tal, welches sich zwischen Hohgant (P. 658 m) und Niesen (P. 688 m) in NS-Richtung zum Sauruspasset (230 m) hinauf zieht, ist vom Verfasser Sillerental genannt worden.

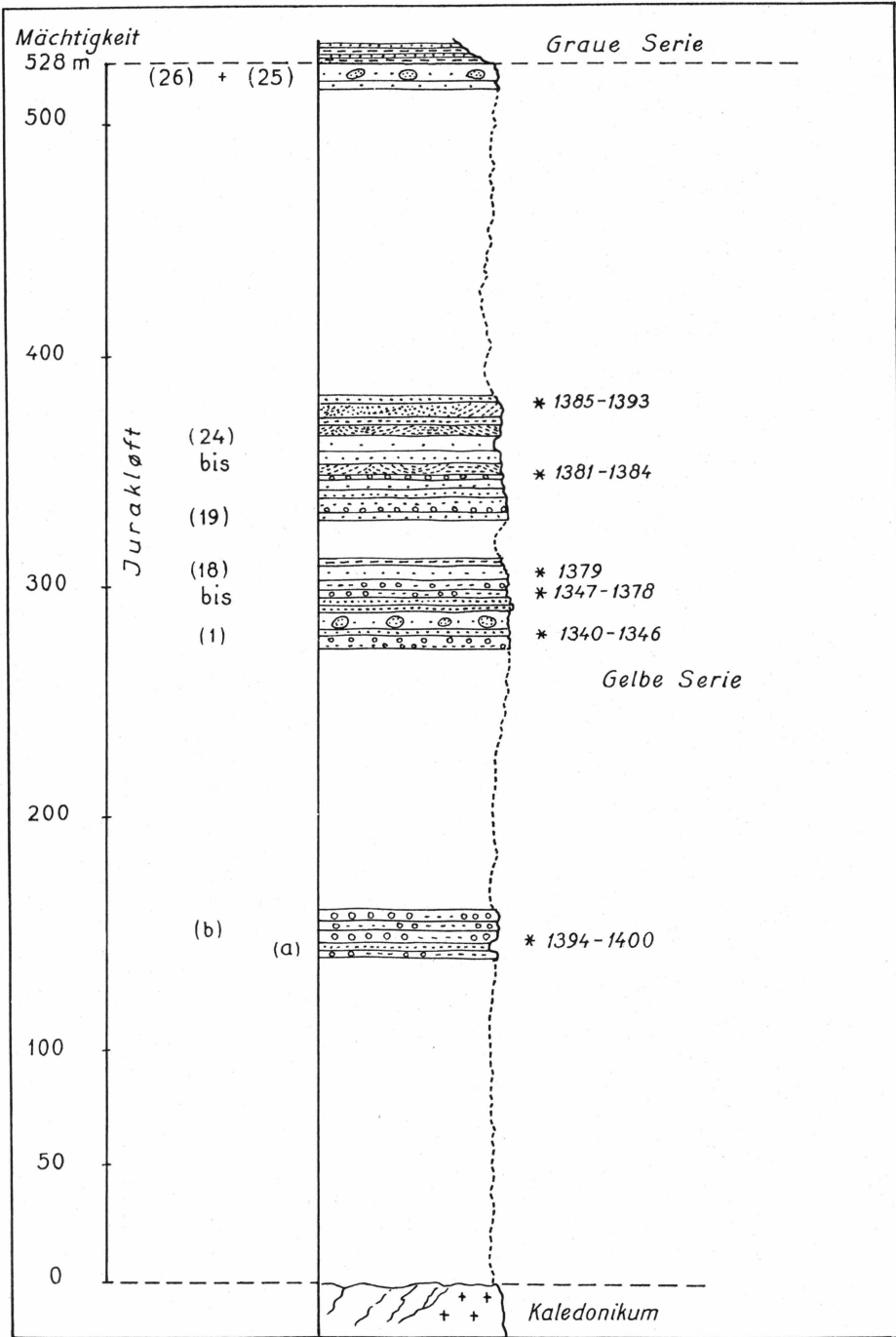


Fig. 18. Das Profil durch die Gelbe Serie vom Høhgant ins Sillerendal (nördliches Wollaston Forland).

die von der Passhöhe (230 m) am Osthang bis in eine Höhe von 310 m verfolgt wurde (vgl. unten), im Sillerendal bei etwa 200 m gegen ältere Ablagerungen stösst. Die im Sillerendal unten bei 45—55 m anstehenden Psammite der Gelben Serie gehören (wie schon oben erwähnt) zum normalen Paket des Hohgant-Profiles und können unmöglich mit der in 200 m Höhe angetroffenen Gelben Serie in Verbindung gebracht werden. Hier muss eine Verwerfung vorliegen, an welcher die ganze Scholle des Hohgant gegen eine westlichere Einheit abgeglitten ist, so dass in der letzteren wieder stratigraphisch tiefere Sedimente ausstreichen. Die saigere Sprunghöhe dieser Verwerfung beträgt 400—500 m.

Die schwarzgrauen, sandigen Schiefer, die in 230 m Höhe im Sillerendal anstehen, stellen das Normal-Hangende der gelben Sandsteine (200 m) dar und korrespondieren mit unserer Grauen Serie; die bei 250 m gefundenen Schiefer mit *Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH. sind schon zur Schwarzen Serie (Eo-Kimeridgien) dieser Zwischenscholle zu stellen.

Die im Küstencliff westlich des Sillerendalen beobachteten grauschwarzen Muskovitschiefer entsprechen der Grauen Serie höher im Tal (230 m).

Die Mächtigkeit der Grauen Serie im Sillerendal beträgt ungefähr 30—40 m.

10. Profil am Sauruspasset¹⁾ (230 m).

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

Auf dem Rücken, der sich vom Sauruspasset nach E hinauf zieht, wurden die folgenden Sedimente in den mit 14° WSW gegen den Pass einfallenden *Amoebites*-Schichten (Schwarze Serie) beobachtet:

Sauruspasset

- (230 m) Schwarze, etwas sandige Schiefer mit staubig-gelb oder hellgrau anwitternden Kalkbänken, in denen Aucellen (u. a. *Aucella (Buchia) ex gr bronni* LAH.) und zahlreiche Belemniten gefunden wurden. Häufig wittern die Schiefer aschgrau an.
- 280 m Graue, weiche Tonschiefer mit gelb anwitternden Kalklagen. Die Schichten sind zuweilen kohlig und enthalten neben Pflanzenresten fossiles Holz in grosser Menge (bis meterlange Stämme eingebettet). Daneben finden sich Aucellen und Bruchstücke grosser Ammoniten (*Rasenia sp.*) und *Amoeboceras sp.*. Häufig sind die hellgelben Kalke auch als Linsen und Konkretionen (mit Trockenrissen) in den dunklen Schiefeln vorhanden.

¹⁾ Sauruspasset wurde vom Verfasser der Übergang vom Sillerendal nach dem Slædedalen genannt auf Grund der hier gemachten Vertebratenfunde (Saurierreste).

Das Slædedalen vereinigt sich in etwa 150 m Höhe mit den zahlreichen, von W und SW her kommenden Runsen zu einem breiten Tal, das in der Storsletten in die westlichen Canyonaldale mündet (vgl. Kartenskizze pag. 51).

310 m 0,2 m mächtige, brecciöse, fossilreiche Kalkbank von gelber Anwitterungsfarbe, mit *vertebrae* und *costae* von Sauriern, die oft noch miteinander im Zusammenhang stehen (»Bone bed«). In derselben knolligen Kalkbank fanden sich ausserdem wieder fossile Holzstämme, Pflanzenreste, sowies zusammengeschwemmte *Amoeboceraten* und *Aucella (Buchia) bronni* LAH..

Zuoberst auf dem Bergrücken wurden über diesem »Bone bed« noch geringmächtige, schwarze Tonschiefer angetroffen.

Zwischen dem Sauruspasset und P. 310 m sind die Ablagerungen der Schwarzen Serie in einer Mächtigkeit von 309 m aufgeschlossen. Wenn wir noch den Aufschluss bei 55 m (Sillerendal) hineinprojizieren (der als unmittelbar Liegendes der Grauen Serie aufzufassen ist), so erhalten wir für die aufgeschlossene Mächtigkeit der Grauen + Schwarzen Serien 407 m, wovon 30—40 m auf die Graue Serie entfallen, so dass die Mächtigkeit der Schwarzen Serie hier etwa 370 m beträgt; es muss aber berücksichtigt werden, dass ihre Obergrenze nirgends erhalten und somit auch die primäre Mächtigkeit unbekannt ist.

11. Profil an der Nordflanke des Niesen¹⁾ (P. 688 m).

(vgl. Kartenskizze pag. 51; Tafel III, Fig. 1; Profil Fig. 19).

In der grossen, tief eingeschnittenen Ravine (I), welche nördlich des Niesen in den Lindemans Fjord einmündet, ist die Schichtfolge Oberjura-Unterkreide gut aufgeschlossen (mehr oder weniger horizontale Lagerung).

Diesem Profil kommt insofern besondere Bedeutung zu, als hier eine durchgehende Schichtserie vom Volgien ins Infravalanginien-Valanginien²⁾ nachgewiesen werden konnte.

Die ersten Aufschlüsse (oberhalb des Deltas) fanden sich zur Zeit der Profilaufnahme in einer Meereshöhe von 45 m.

45 m Schwarze, sandige, ruschelige Schiefer mit dünnen Zwischenlagen von gelbem, pyritreichem Sandstein, wechsellagernd mit

¹⁾ Dieser pyramidenförmige Berg (P. 688 m) wurde wegen seiner Ähnlichkeit mit dem bekannten Gipfel im Berner Oberland von A. VISCHER und dem Verfasser als Niesen bezeichnet.

²⁾ Auf Grund der grobklastischen Fazies wurde ursprünglich die ganze Niesenserie sowie die synorogenen Ablagerungen weiter westlich (Rigi) in Analogie mit den Konglomeraten und Breccien im südwestlichen Wollaston Forland ins Valanginien verwiesen (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940). Im Anschluss an die definitiven Ausarbeitungen der heimgebrachten Feldresultate und gestützt auf die Infravalanginien-Fauna am Niesen müssen jedoch die liegenden, winkeldiskordanten, synorogenen Bildungen (Rigi-Serie) im inneren Wollaston Forland ins Volgien gestellt werden, zusammen mit den Sedimenten in der Umgebung der »Haakonshytta« auf der südwestlichen Kuhn Insel (vgl. pag. 28 bis 36).

bis etwa 0,25 m mächtigen Bänken eines teilweise grobkörnigen, grauen Muskovitsandsteins. Diese letzteren wittern häufig rostig an und sind von kohligen Häutchen durchzogen. Nach 100 m oben hin verschwinden die Schiefer-Horizonte allmählich.

Diese Sedimente (1) sind bis hinauf in eine Höhe von 100 m zu verfolgen.

100 m 1—2 m mächtige, braunrötlich anwitternde, graue, gebankte Muskovitsandsteine (2), lokal ziemlich grobkörnig ausgebildet (Geröll-Niveaux). Die hier gefundenen Aucellen gehören zu den Formen, die in den Volgienbildungen der »Haakonshytta« auftreten (vgl. pag. 28 ff.).

120 m Grobe, gelbe Sandsteine mit Diagonalschichtung, wechselnd mit mächtigen Konglomeratbänken (3). Im Dach der kleinen Sedimentationszyklen treten meistens schwarze Schnüre von Muskovitschiefern mit gelben Sandstreifen und feinkörnigen Sandsteinlagen auf, die nach oben hin allmählich grobkörniger werden.

Die klastischen Bildungen (1) bis (2) sind mit der Schieferigen Bänderserie und den Konglomeraten des Volgiens aus der Umgebung der »Haakonshytta« zu korrelieren; besonders die erstgenannten, gebänderten Schiefer stimmen mit denjenigen auf der südwestlichen Kuhn Insel (Laugeites-Ravine) vollkommen überein.

Darüber (bis in etwa 200 m Höhe) stellen sich grobe Konglomerate ein, die neben grossen, polygenen Geröllen Knauer und Linsen (bis 1 m lang) des liegenden, braunrötlich anwitternden Sandsteins (2) mit Aucellen enthalten und deshalb vom Verfasser schon als Basis des Infravalanginiens betrachtet werden. Die kristallinen Geröllkomponenten sind stark abgerundet, periodisch treten ganz grosse Blöcke in Schwärmen auf und dann in riesiger Zahl, so dass sich die einzelnen Komponenten berühren (dichte Geröllpackung und fast kein Bindemittel). Die Gerölle sind stets in einer graugrünlichen Sandsteinmatrix (zuweilen ebenfalls psephitisch) eingebettet, worin gelegentlich schlecht erhaltene Aucellen vorkommen. Abgesehen von schönen Deltastrukturen sind häufig Unregelmässigkeiten in der Sedimentation zu beobachten wie Stauchungen, Rutschungen und kleine lokale intraformationale Verwerfungen.

In 220 m Höhe findet sich als Einlagerung innerhalb von Konglomeraten eine

0,3 m mächtige Bank (4) von hartem, gelb anwitterndem, graubraunem Kalk mit Aucellen, die ebenfalls in unmittelbare

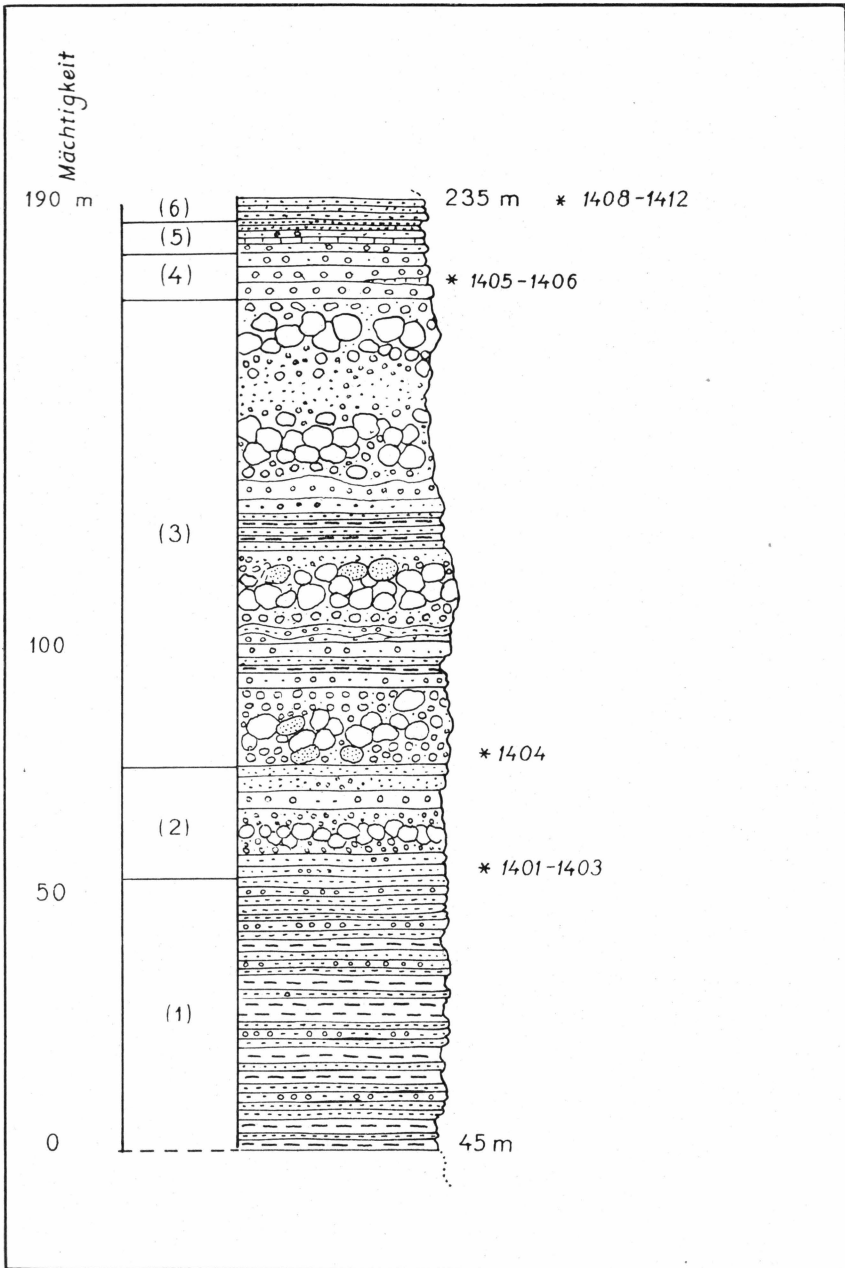


Fig. 19. Das Volgien-Infravalanginien-Profil an der Nordflanke des Niesen (P. 688 m), Nordküste des inneren Wollaston Forlandes.

Nähe der bei der »Haakonshytta« gefundenen Arten gehören. Seitlich keilt diese Bank schnell aus.

Ähnliche Kalke scheinen auch höher als Konkretionen oder Zwischenlagen aufzutreten (Fließerde mit gelblichen Kalkknollen).

Noch höher wird ein

- 230 m grobkörniger, Biotitsandstein (dem eine ähnliche, orange-gelb anwitternde Kalkbank eingelagert ist) überlagert von feinkörnigem, graugelblich anwitterndem, dunklem Sandstein (5), der oft etwas schiefrig ausgebildet sein kann und schlecht erhaltene, kleine Aucellen führt.

Etwas höher oben am Hang (Ostseite der Schlucht) finden sich in einem

- 235 m grau-rötlichen Sandstein eingelagert gelb anwitternde, sandige Kalkbänder (6) mit Ammoniten (*Berriasellidae*) welche z. T. das Infravalanginien von Jameson Land (Scoresbysund-Gebiet) charakterisieren¹⁾ (vgl. Lit. ALDINGER 1935, SPATH 1936, MAYNC 1939, 1940).

Die stratigraphischen Verhältnisse dieser im Folgenden als Niesen-Schichten bezeichneten Ablagerungen (Untere Niesen-Schichten = Infravalanginien/Rjasanien, Obere Niesen-Schichten = höheres Valanginien) sind in einer im Druck befindlichen Publikation des Verfassers behandelt.

Etwa 1 km weiter westlich (in der nächsten grossen Bachrunse II am Nordwesthang des Niesen, vgl. Tafel III, (Fig. 1) wurde an der westlichen Flanke ein weiteres Volgien-Infravalanginien Profil aufgenommen.

Über dem Delta und dem untersten, verschneiten Teil der Ravine wurden

in 110 m Höhe sehr grobe Breccien und Konglomerate angeschlagen.

In der mehr oder weniger konglomeratischen, grauen Matrix mit bis nussgrossen Quarzitgeröllen sind eckige, kristalline Brocken (Biotitgneise) und schwach abgerollte, weisse Quarzite eingebettet. Auch hier ist die dichte Geröll- und Blockpackung charakteristisch. Unter den kristallinen Komponenten wurden zahlreiche Gneisblöcke von über 1 m Durchmesser beobachtet, so dass die Sedimentation dieser Felsbreccien als synorogen bezeichnet werden darf, d. h. das Gestein wurde in der Nähe einer mobilen Steilküste (»Fault Scarp«) gebildet, zur Zeit der Reaktivierung der tektonischen Verwerfungslinien und der

¹⁾ Briefliche Mitteilung von L. F. SPATH (London) an den Verfasser.

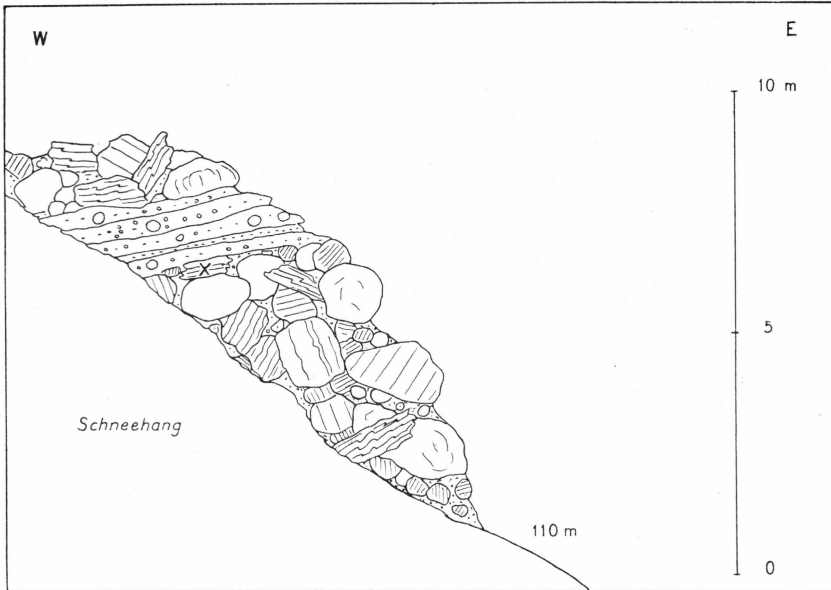


Fig. 20. Detailskizze zum Profil am Nordwesthang des Niesen (P. 688 m).

Bewegung einzelner Bruchschollen (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940, VISCHER 1938, 1940).

Nach ungefähr 5 m dieses Blockkonglomerates folgen plötzlich 1,5 m mächtige Arkosesandsteine mit ganz vereinzelt, grösseren Geröllen und darüber wieder ein wirres, synorogenes Blockkonglomerat wie unten (vgl. Fig. 20).

Im Bindemittel eines relativ feineren Konglomerates konnte nach langem Suchen ein Exemplar einer *Aucella* (*Buchia*) sp. gefunden werden.

140 m Höher wurden ebenfalls schlechte Aucellen in einem konglomeratischen Sandstein entdeckt.

Bei 190 m streicht wieder eine Konglomeratzone aus (Steilstufe), die von einem grauen, bräunlich anwitternden Arkosesandstein überlagert wird.

In 260 m Höhe tritt erneut eine morphologische Steilwand hervor, die aus groben Konglomeraten mit zwischengeschalteten Sandsteinen aufgebaut wird. Hier wurden neben eckigen Gneisbrocken abgeschliffene Facettengerölle von Quarzit (grösster Durchmesser 8 cm) beobachtet und des Weiteren zertrümmerte Aucellen.

290 m Innerhalb von Geröllhorizonten eine Aucellenbank mit ziemlich gut erhaltenen Formen, worunter *Aucella* (*Buchia*) aff.

piriformis PAVL., *A. (B.) ?terebratuloides* LAH., *A. (B.) cf. fischeriana* d'ORB., *A. (B.) aff. mosquensis* (VON BUCH) usw..

340 m Konglomerate mit feinkörnigeren Sandsteinzonen. Neben Gneis- und Granitgeröllen kommen hier auch femische Komponenten vor (Amphibolite mit rostiger Zersetzungsrinde). In den Sandsteinen finden sich lokal Aucellen.

Ab und zu schalten sich hier geringmächtige Lagen (0,2 m) von hellgrau anwitterndem, etwas sandigem Kalk ein.

Bei 360 m stehen

grobkörnige Sandsteine mit grossen Aucellen und einzelnen Konglomeratbänken an. Dünne Kalkbänder und -konkretionen finden sich ebenfalls zwischengelagert.

Nach einer Traversierung der Niesen-Nordflanke wurden beim Abstieg über den Rücken östlich des Zeltlagers (vgl. Tafel III, Fig. 1) noch die folgenden Sedimente angetroffen:

310 m Grobkörnige Aucellensandsteine, dazwischen dünne, hellgraue Kalkbänder und feinkörnige, geschichtete Sandsteine in enger Verzahnung.

Sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung fallen die raschen lithologisch-faziellen Wechsel auf.

280 m Grell gelb anwitternde, grau-weissliche, mürbe Sandsteine mit Geröllen und rostigen Knauern. Eingelagerte Linsen von grobem Sandstein und Konglomeraten, ausserdem geringmächtige Kohlenschnüre und Limonitzonen; Deltastrukturen.

Unterlagert von

275 m ca. 4 m mächtigen, polygenen Konglomeraten.

Tiefer finden sich

gelbe Sandsteine mit zahlreichen Zwischenlagen von schwarz-grauen Schiefen und gebanktem, grauem Sandstein (mit graubraunen Sandsteinknauern und Nestern mit kristallinen Geröllen).

200 m Gelblicher oder grauer, feinkörniger Sandstein mit vereinzelt Geröll-Niveaux.

Weiter unten am Bergrücken konnten keine schnee- und schutfreien Stellen untersucht werden.

Diese Infravalanginien-Volgienbildungen am Niesen liegen annähernd horizontal (gelegentlich wurde ein Schichtfallen von 2—3° S gemessen), während die älteren Juraserien (Schwarze, Graue und Gelbe Serien) in Wollaston Forland mit 10—20° W oder WSW einfallen. Die Lagerung des Volgiens (Rigi-Serie) ist demnach diskordant, genau wie dies für die Bildungen bei der »Haakonshytta« (vgl. pag. 28 bis 36), am Konglomeratrücken (vgl. pag. 25—26) und im Slaededalen (vgl. pag. 68) nachgewiesen werden konnte.

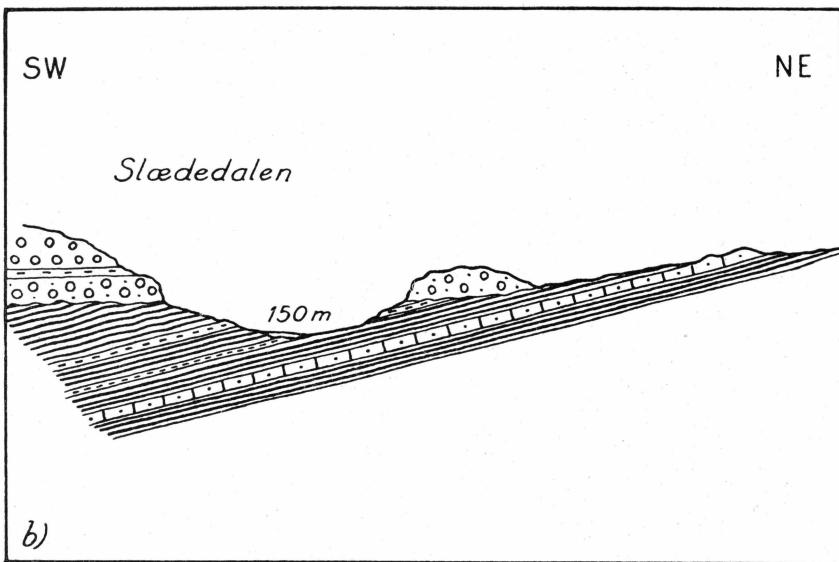
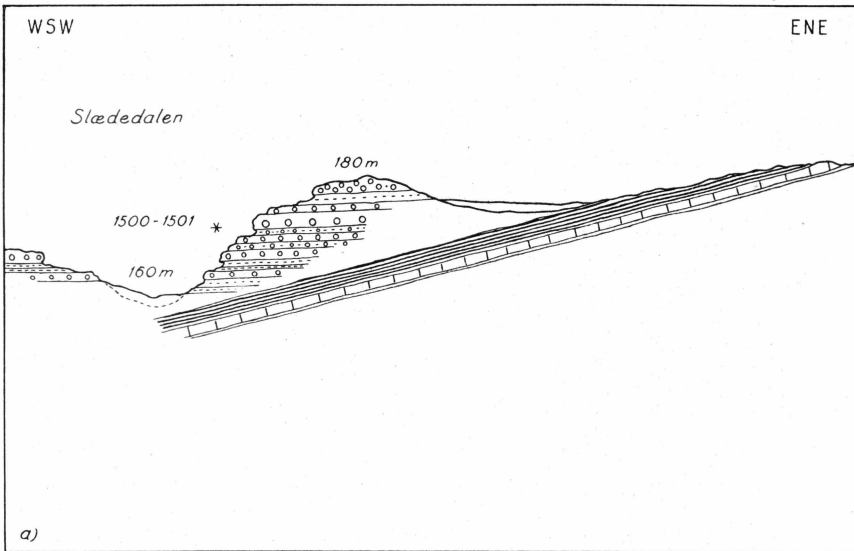


Fig. 21 a—b.

Relikte der klastischen, über die Schwarze Serie (Eo-Kimeridgien) transgredierenden Rigi-Serie des Volgiens im Slædedalen (inneres Wollaston Forland).

Die tiefsten bei unseren Aufnahmen am Niesen aufgeschlossenen Sedimente in 45—100 m Höhe ü. M. entsprechen vollkommen der Schieferigen Bänderserie des Volgiens in der Umgebung der »Haakonshytta«. Da diese der Phase B eines jeden Sedimentationszyklus' entsprechenden Schiefer auf der südwestlichen Kuhn Insel naturgemäss von psephitischen Ablagerungen der Transgressionsphase A unterlagert werden, dürfen wir auch hier am Niesen solche noch unter den Schichten bei 45 m anstehend erwarten. In diesem Falle dürfen wir dem Volgien am Niesen eine Mächtigkeit von sicher 200—250 m zuschreiben, obschon nur höchstens etwa 190 m davon aufgeschlossen sind (Aufschluss bei 45 m bis Fossilfundstelle des Infravalangiens bei 235 m).¹⁾

12. Aufschlüsse im Slædedalen²⁾.

(vgl. Kartenskizze pag. 51, Fig. 21).

Am östlichen Talhange kann die transgressiv-diskordante Lagerung der konglomeratischen Rigi-Serie des Volgiens auf den schwarzen *Amoebites*-Schichten des unteren Kimeridgiens beobachtet werden.

Über den mit 14° WSW-fallenden *Amoebites*-Schichten (schwarze, teilweise sandige Tonschiefer mit hellgelb anwitternden Kalkbänken, vgl. das Profil am Sauruspasset, pag. 60) folgen die annähernd horizontal gelagerten (oder mit 2—3° W-fallenden) grobklastischen Bildungen des Volgiens.

Etwas oberhalb des Bachbettes stehen in 160 m Höhe graubraune Sandsteine mit Konglomeratlagen an (2—3 m), darüber folgt ein grobes, polymiktes Konglomerat von etwa 1 m Mächtigkeit, das wieder überlagert wird von grauen Sandsteinen (wie unten). Darüber folgen dickbankige Konglomerate, denen eine 1 m mächtige Bank eines grobkörnigen Sandsteins zwischengelagert ist, welche schlecht erhaltene Aucellen führt.

Darüber folgen

hellgraue Konglomerate (1 m),

hellgelb anwitternde, graubraun brechende Sandsteine und

¹⁾ Da unseres Erachtens die Blockkonglomerate 120—200 m, mit Blöcken von Kaledonikum und aufgearbeitetem Aucellensandstein, schon zum Infravalangien gehören könnten als Basis der Unteren Niesen-Schichten, würde sich allerdings ein wesentlich kleinerer Wert für die aufgeschlossene Mächtigkeit des Volgiens ergeben.

²⁾ Anlässlich einer Schlittenreise von der Kuhn nach der Clavering Insel wurde das Tal südlich des Sauruspasset (230 m) so bezeichnet. Vgl. auch Anmerkung 1), pag. 60.

180 m rötlich-braune Konglomerate.

Jüngere Schichten dieses Volgien-Reliktes sind uns nicht erhalten, höher am Hang sieht man sich mehr oder weniger den Schichtflächen der gegen das Tal hin einfallenden, älteren Jurabildungen (Schwarze Serie des Eo-Kimeridgiens) gegenüber (vgl. Fig. 21).

Etwas weiter südlich finden sich an beiden Talhängen weitere Erosionsrelikte klastischer Volgienablagerungen in horizontaler Lagerung gleichsam angeklebt an den Schichtflächen der mit 12—16° WSW-fallenden Schiefer der Schwarzen Serie (vgl. Fig. 21). An den Ufern des Baches (150 m) stehen ebenfalls schwarze Schiefer mit rostigen Sandlagen und eingelagerten, gelblichen Bänken von feinkörnigem Kalksandstein an, d. h. die Ablagerungen der Schwarzen Serie kommen hier als Fenster unter dem Volgien zum Vorschein.

Diese Aufschlüsse im Slædedalen erbringen demnach den definitiven Beweis der diskordant-transgressiven Lagerung der Rigi-Serie (Volgien).

13. Profil am Nordosthang des Aucellabjærgset P. 950 m).

(vgl. Kartenskizze pag. 51, Profil Fig. 22).

Beim Aufstieg von unserem Zeltlager (9. Mai 1937), gelegen an der Virgation des Slædedalen und der vom Aucellabjærgset her kommenden Bäche, hinauf gegen den eben genannten Gipfel (950 m) konnte das nachstehende Profil aufgenommen werden.

Schnee, Vegetation und Schutt.

Über gelb anwitternden, feinkörnigen Sandsteinen (1) mit Pflanzenresten, wie sie auf beiden Seiten des unteren Slædedalen häufig vorkommen, folgt eine Zone von

190 m Knauersandsteinen (2), d. h. innerhalb der hellen Sandsteine finden sich zahlreiche, grosse Knauer, Walzen und Zapfen eines rötlichgrauen, harten Sandsteins mit rostiger Zersetzungskruste. Diese charakteristischen, wulstigen Bänke fallen als Steilstufe von etwa 8 m Höhe direkt auf.

Nach einem Schuttband treten wieder gelb anwitternde Sandsteine (3) (wie unten) auf mit schlechten Muscheln (*Tancredia sp.* usw.), und wenig höher

5 m mächtige, grell gelb anwitternde, weiche Sandsteine (4) von weissgrauem Bruch, mit kohligen Häutchen und Pflanzenresten.

220 m Feinkonglomeratische Sandsteine (5) (3—4 m mächtig) mit Belemniten (*Pachyteuthis panderi* d'Orb.) und

rötlich-graue Sandsteine (6) mit schiefrigen Zonen und geringmächtigen Kohlenbändchen, die ein Schichtfallen von 12° SW aufweisen (Steilstufe von etwa 6 m).

Darüber lagern sich

rot anwitternde Sandsteine mit Knauern (wie (2)) (7).

Auf einem scharfen Grate ist das Profil schön aufgeschlossen weiter zu verfolgen:

Hier finden sich

graue und gelbe, teilweise schiefrige Sandsteine (8) mit intensiv gelben (oder grünlichen) Zonen und grauen, kohleführenden Bändern.

Dann folgt ein

290 m ungefähr 1 m mächtiges Band von dunkelgrauen, kohligem Schiefen (9), die überlagert werden von einem dickbankigen, hellgelben Sandstein (10) mit Pflanzenresten und rostigen Zonen, der gelegentlich rotbraune Sandstein knauer führt.

300 m Oben an der Steilstufe (300 m) ist das Gestein schiefriger entwickelt und weist limonitische Färbungen auf.

330 m Graubrauner, feinkörniger, massiger und harter Sandstein (11) bis 340 m mit *Ditrupa* und Pflanzenresten.

Von 340 m an war das Profil hier verschneit.

In einer Höhe von 370—380 m steigt aus dem ziemlich verflachten Grat eine neue Steilstufe auf.

Hier finden sich anstehend¹⁾

380 m graubraune, horizontal gelagerte Konglomerate (12) mit bis etwa nussgrossen, meistens nur kantengerundeten Quarzgeröllen und sehr zahlreichen Belemniten. Diese Konglomerate wechseln ab mit Bänken eines groben, häufig psephitischen Sandsteins.

Die helle Sandsteinserie mit eingelagerten Knauersandsteinen (1) bis (11) entspricht vollkommen unserer Gelben Serie (oberes Bathonien-Argovien), während wir die Psephite (12) mit den klastischen Bildungen des Volgiens (Rigi-Serie) korrelieren möchten, wie sie im nördlichen Wollaston Forland, z. B. am Niesen und an der Rigi, so typisch und in grosser Mächtigkeit verbreitet sind. Riesige Blöcke wie in der Rigi-Serie der soeben genannten Gegend finden sich hier allerdings keine.

Die Mächtigkeit der hier am Aucellabjærget aufgeschlossenen Gelben Serie beträgt 371 m.

¹⁾ Schon in einer Höhe von 360 m wurden diese Konglomerate angetroffen, infolge der Schneebedeckung konnte jedoch nicht festgestellt werden, ob es sich um anstehende oder nur heruntergefallene Massen handelt. Der morphologisch flache Grat bis hinauf zu der Steilwand (380 m) spricht eher für die letztere Annahme.

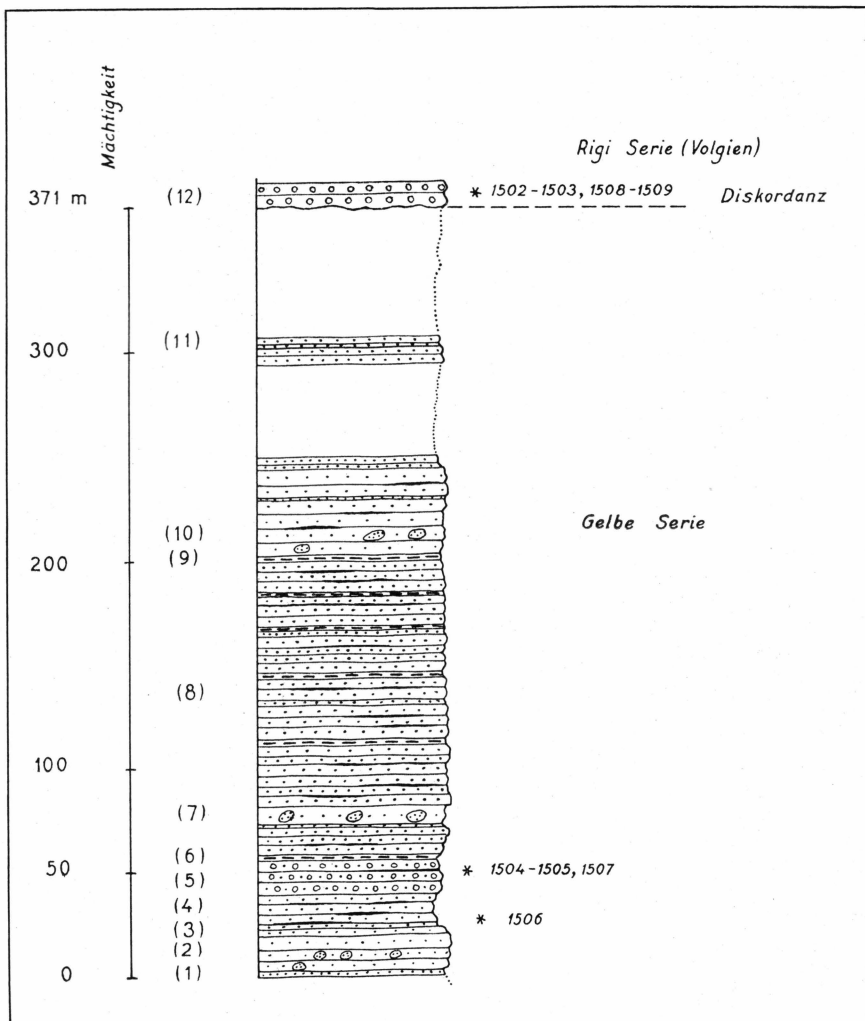


Fig. 22. Das Juraprofil am Nordosthang des Aucellabjæret (Wollaston Forland).

In diesem Profil fehlt demnach das ganze Eo-Kimeridgien, wenn man solches nicht etwa in dem flachen, zur Zeit der Aufnahmen verschneiten Teile zwischen 340 m und 380 m noch anstehend vermuten möchte.

Man könnte beim Fehlen der Schwarzen Serie hier im inneren Wollaston Forland eventuell an eine primäre, das Kimeridgien umfassende Schichtlücke denken, was jedoch sehr unwahrscheinlich ist in Anbetracht der Tatsache, dass sowohl nördlich wie südlich des Profils Unterkimeridgien vorkommt (Region Sillerendal-Sauruspasset in einer Mächtigkeit von über 370 m, am Cardiocerasbjærg in einer solchen von 155 m).

Eine transgressive Lagerung der Rigi-Serie (Volgien) ist sowohl im Slædedalen wie auf der südwestlichen Kuhn Insel erwiesen (vid. sup.) und muss auch hier vorliegen. Eine analoge Überlagerung von Rigi-Serie auf Gelber Serie existiert ja beispielsweise auch am Küstencriff der nordöstlichen Clavering Insel (vgl. pag. 110—112).

Das einwandfrei transgredierende Volgien über mächtigem Eo-Kimeridgien nur 2 km NE unseres Profils im Slædedalen deutet auf Dislokationen vor Ablagerung des ersteren hin (vgl. Lagerungsstereogramm Tafel V). Eine bedeutende SSE—NNW-streichende Verwerfung zieht sich durch das ganze Wollaston Forland und macht sich auch noch im südlichen Teile des Fligelys Fjordes geltend (vgl. das auf pag. 44 Gesagte); sie trennt zwei Bruchschollen, wovon die östlichere tiefer abgesenkt ist. Die NE des Aucellabjærg et auftauchende Gelbe Serie entspricht schon der denudierten Kante der westlicheren Scholle und gehört somit schon zum Jura am »Blaabærcliff« (Th. Thomsens Land). Zur Zeit der Sedimentation des Volgiens war dieser Verwerfungssprung morphologisch schon wieder ausgeglichen, und die Rigi-Serie konnte über beide Bruchschollen hinweg transgredieren, d. h. im E über Kimeridgien, im W über Gelbe Serie.

Dieselben Lagerungsverhältnisse wurden in dem südlich angrenzenden Tal, das zum Kuhnpasset (330 m) hinaufführt, beobachtet. Hier finden sich in einer Höhe von 220—250 m typische Aufschlüsse von Sedimenten der Gelben Serie, und von 250 m an treten unvermittelt die Konglomerate und groben Sandsteine der Rigi-Serie auf, die noch bis weit hinauf gegen den Pass verfolgt werden können. Infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse an diesen Hängen konnte jedoch bei unserer Schlittenreise von der Kuhn nach der Clavering Insel hier kein Profil aufgenommen werden. Auch hier fehlt also anscheinend die mächtige Schwarze Serie vollständig, die doch nur etwa 800 m weiter nordöstlich, jenseits der grossen, hier durchstreichenden Verwerfung, als Normal-Hangendes der Gelben Serie (Hohgant-Scholle) regional verbreitet ist. Wir müssen demnach hier gleichfalls ein diskordantes Aufliegen des Volgiens und somit eine Abtragung der Schwarzen Serie unmittelbar vorher annehmen, da für eine weitere Störungslinie keine Anzeichen vorhanden sind. Ausserdem müsste eine Verwerfung, die den Ausfall des Kimeridgiens hier und im Profil NE des Aucellabjærg erklären sollte, ein von allen beobachteten Verwerfungssystemen abweichendes Streichen besitzen.

Östlich der grossen genannten Verwerfung wurden in einer Höhe von 270 m typische *Amoebites*-Schichten (Schwarze Serie) mit *Amoeboceras sp.*, *Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH. usw. festgestellt. Diese Ablagerungen sind im Gebiet der oberen Canyonaldene (Cardiocerashjærg) weit verbreitet, sie sind aber meistens von Fliesserde und unten in der

Storsletten von mächtigen Alluvialbildungen verdeckt (vgl. Kartenskizze pag. 51).

Unten am Ostabsturz des Hohgant (P. 658 m) fand der Verfasser auf einer Schlittenreise nach den Sabine-Pendulum Inseln (Februar 1938) in einer Runse nördlich der kleinen Hütte (westlich vom Delta des Canyonflod) ebenfalls solche schwarzen Schiefer mit gelb anwitternden Kalkbänken und rotbraunen Bänken von Sandkalk. Dieser kleine Aufschluss liegt direkt in der südlichen Fortsetzung der Juraschiefer auf der südöstlichen Kuhn Insel (Kuhn-Schichten).

Das ganze Sedimentgebiet jurassischer Ablagerungen (Kimeridgien) südlich der Albrechts Bugt (vgl. auch pag. 101 ff.) bildet ja eine tektonische Einheit und ist im W gegen dasselbe kaledonische Kristallin (Kuhn Insel—Kap Schumacher) verworfen. Aus diesem Grunde ist die Wahrscheinlichkeit gross, dass diese Schieferserie in der Umgebung der Albrechts Bugt in Übereinstimmung mit der Kuhn Insel z. T. schon den Kuhn-Schichten (unteres Oberkimeridgien) entspricht und nicht der Schwarzen Serie.

14. Profil an der Rigi (P. 484 m)¹⁾.

(vgl. Kartenskizze pag. 51; Profil Fig. 23; Tafel III Fig. 2).

Von der Bucht östlich des in den Lindemans Fjord vorstossenden Deltas (Lindemansdalen) nach S hinauf zu einem etwa 310 m hohen Gipfel (vgl. Kartenskizze pag. 51) wurde folgendes Profil durch die grobklastischen Bildungen des Volgiens (= synorogene Rigi-Serie) aufgenommen:

In einer Meereshöhe von 60 m wurde ein aus dem Schnee herausragender Aufschluss angetroffen

- 60 m Grober, braungrauer Sandstein und polygene Konglomerate (1).
- 170 m 0,3 m grauer, feinkörniger Arkosesandstein (Schichtfallen etwa 3° SE)²⁾, übergehend in gelb anwitternde, grobe Sandsteine (2) (0,8 m) mit vereinzelt grossen Geröllen.

Nach einem dünnen Kohlenbändchen (1—2 cm) folgt wieder gelber Sandstein (wie unten), der zahlreiche, bis kopfgrosse, meist wenig gerundete Gerölle führt. In einzelnen Niveaux sind viele kleine Gerölle angereichert (gut abgerollt), in anderen dagegen kommen nur wenige, aber grosse Komponenten vor.
Mächtigkeit: 4 m.

¹⁾ Der Gipfel P. 484 m zwischen dem Lindemans Fjord und dem Zackenbergpasset (Übergang nach dem Young Sund) erhielt vom Verfasser den Namen Rigi in Anlehnung an den bekannten, ebenfalls durch Konglomerate aufgebauten Berg am Vierwaldstättersee (Zentralschweiz).

²⁾ Dieses abweichende Schichtfallen ist auf flexurartige Verbiegungen im Bereiche der grossen Verwerfungslinie (Zackenberg-Verwerfung) zurückzuführen.

0,1 m dicke, hellgraue, bröcklige Schieferzone (3) mit verkohlten Pflanzenresten und sporadischen grossen Geröllen.

Darüber folgen

12 m mächtige Konglomerate und Blockbreccien mit sehr dichter Geröllpackung. Neben riesigen, eckigen Kristallinblöcken finden sich gut gerundete, häufig auch ovale, durchschnittlich faustgrosse Gerölle, vorwiegend aus hellem Quarzit bestehend. Wir haben hier das typische Bild einer bergsturzartigen Sedimentation am Rande einer Steilküste (»falaise«) mit einer gewaltigen Blockförderung (Abrisse) in die weiten Deltafächer³⁾ der aus dem westlichen Kristallingebiet her kommenden Flüsse. Die zwischen Kaledonikum und dem östlichen Sedimentgebiet durchstreichende Zackenberg-Verwerfung, d. h. der »Fault Scarp« der westlichen Scholle, bildete zur Zeit der Ablagerung dieser synorogenen Rigi-Serie den Küstenabfall.

Auf einer Fläche von etwa 5 Quadratmetern wurden hier beispielsweise ausschliesslich eckige Blöcke von dunklem Biotitgneis beobachtet, andere Komponenten fehlen vollkommen.

Diese Psephite bilden auffallende, steile Zacken und Felstürme.

Im Hangenden einer

0,5 m mächtigen Zone von konglomeratischem Arkosesandstein (= Matrix der liegenden Konglomerate) folgen wieder

1—2 m solche synorogene Breccien und Konglomerate (wie unten) mit bis kubikmetergrossen Schollen und Tafeln von Biotitgneisen, mehr oder weniger gerundeten Blöcken von Granitplit usw..

Nach einer

0,8 m mächtigen Bank von Arkosesandstein (wie unten) wurden am zackigen Grat wieder 6—7 m mächtige Blockkonglomerate und -breccien mit riesigen Gneisschollen beobachtet. (4)

190 m 2,5 m mächtiger, grober, gelbbrauner Sandstein (5) mit vereinzelt faustgrossen Geröllen.

Bis hinauf in eine Höhe von etwa 230 m waren bei meiner Aufnahme (6. Mai 1937) an den Schneehängen nur gelegentliche Aufschlüsse vorhanden von

gelbbraunen Konglomeraten und Sandsteinen (6), die nach oben hin langsam eine dunkelgraue Farbe annehmen und im Ver-

³⁾ Die abweichende, leicht östliche Fallkomponente der Schichten kann z. T. auch das primäre Schichtfallen sein und braucht nicht durchwegs als tektonischen Ursprungs gedeutet zu werden (Deltabildungen an einer im W gelegenen Steilküste).

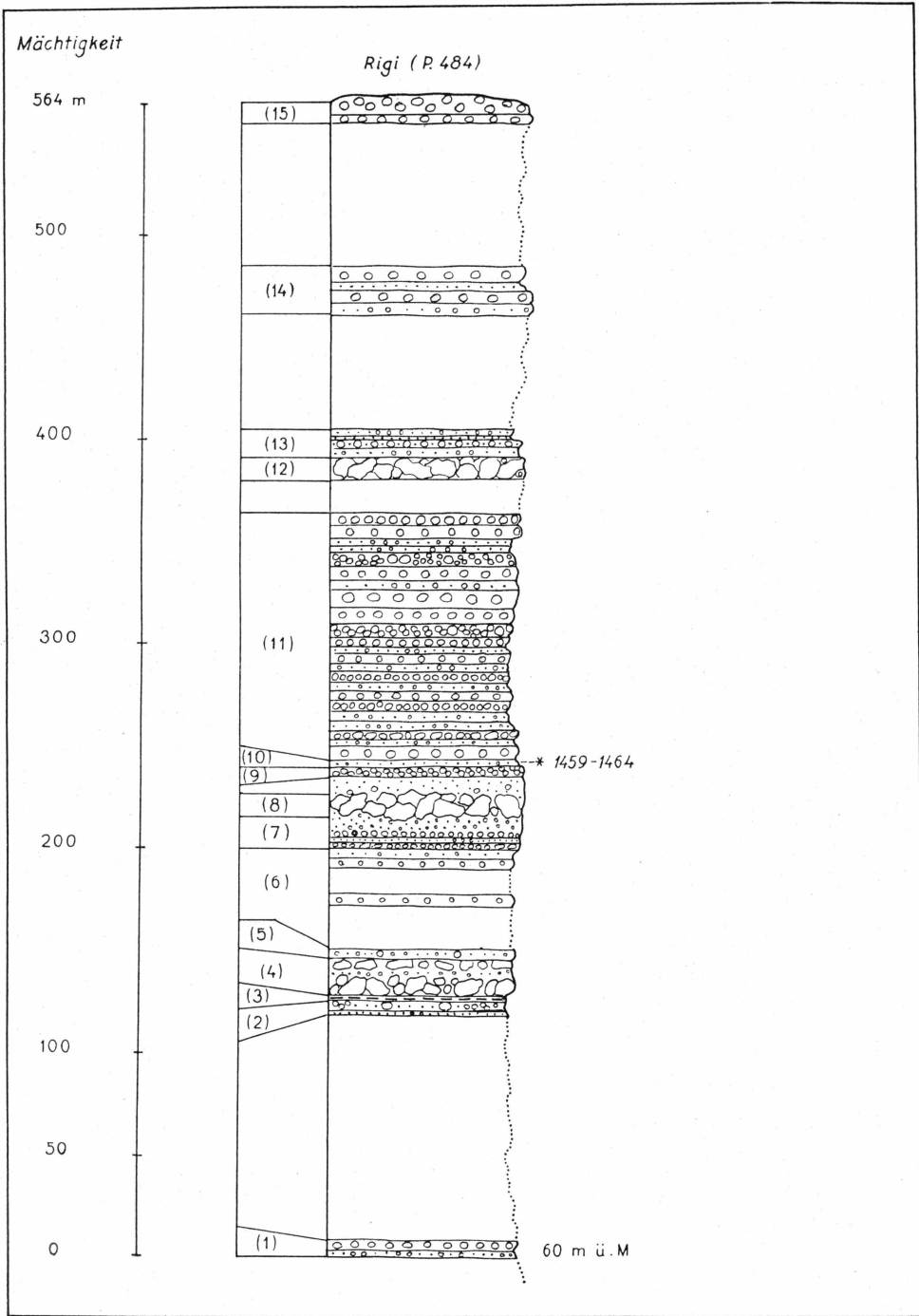


Fig. 23. Das Volgien-Profil (Rigi-Serie) an der Rigi, inneres Wollaston Forland.

gleich mit den liegenden synorogenen Klastika als feinkörnig zu bezeichnen sind.

Am Fusse einer etwa 20 m hohen Steilstufe stehen wieder
235 m Konglomerate, Breccien und Sandsteine (7) an.

In der tiefsten Bank sind sehr viele, runde Gerölle und wenige eckige Kristallinbrocken vorhanden in einer grauen Sandsteingrundmasse (2 m mächtig). Im Hangenden finden sich in einer etwa 2 m starken Zone nur ganz wenige Gerölle, dann wieder viele etc. (periodische Geröllförderung in Schwärmen). In den Sandstein-Horizonten ist häufig Deltaschichtung zu beobachten und auf gewissen Schichtfugen Schnüre von erbsengrossen Quarzitgeröllen und Muskovitblättchen. Auch flache Flussgeschiebe sind in diesen Bildungen vertreten, die vollkommen ungeordnet und wirr im Sandzement eingebettet sind.

250 m Riesige Gneisblöcke und Kristallinpakete (8) inmitten eines relativ feinkörnigen Sandsteins (15 m).

260 m 3—4 m mächtige Geröllbank (9) (mit dicht aneinander gelagerten, aufgeschütteten Geröllen), welche von 1,5 m mächtigen muskovitreichen Sandsteinbänken (10) überlagert wird, worin zahlreiche Aucellen gefunden wurden.

Im Hangenden dieser Aucellenzone stellen sich wieder grobkonglomeratische, nagelfluhartige Gesteine mit aufeinandergehäuften Geröllen ein (11).
Gipfel
310 m

Von dem zwischen P. 310 m und der Rigi (P. 484 m) gelegenen Tälchen, das hier als Konglomerateltv bezeichnet wird, wurden beim Aufstieg zur Rigi selbst die folgenden Beobachtungen gemacht.

In 200 m Höhe finden sich im Konglomerateltv ebenfalls 2—3 m mächtige, hellgelbe, grobkörnige Sandsteine mit Schrägschichtung, die wenige nussgrosse Quarzitgerölle führen.

Im Hangenden setzen plötzlich polygene Breccien und Konglomerate ein (Komponenten aus Quarzit, Granit, Gneis, Amphibolit etc. bestehend), deren Mächtigkeit etwa 3 m beträgt. Darüber lagern sich wieder 4 m mächtige, grobe Sandsteine mit zwischengelagerten Geröllzonen, welche gelegentlich ferruginöse Infiltrationen aufweisen.

Darüber folgen grobkörnige Sandsteine (11) mit Geröll-Niveaux in enger Wechsellagerung mit dunklen Konglomeraten, in einer Mächtigkeit von etwa 50 m (Steilstufe).

Durch ein Schuttband getrennt finden sich darüber etwa 3—4 m mächtige Gneisbreccien (12), die von grossen, dicht gehäuften Paragneisbrocken aufgebaut werden.

Im Hangenden dieser charakteristischen Breccien finden sich
 330 m braungraue, grobe Sandsteine (13) mit grossen Muskovitblättchen und zahlreichen kristallinen Geröllen, dazwischen wieder feinkörnige Zonen mit plattiger Absonderung (Schichtfallen 3° SE). Mächtigkeit: 6 m.

Von hier an war das Profil stark verschüttet und durch Schneebänder unterbrochen.

400 m Konglomerate und grobe Sandsteine (14) (wie unten), seltener mit feinkörnigen Partien.

P.484m Am Gipfel der Rigi stehen graubraune Konglomerate (15) an mit zahlreichen, über faustgrossen Geröllen von weissem und bläulichem Quarzit.

Bei der Skiabfahrt durch das Tälchen des Konglomerateltv konnten auf beiden Seiten

200 m bizarre Zacken und Türme mit Konglomeraten und Sandsteinen (vielfache Wechsellagerung) angeschlagen werden.

160 m Etwa 5 m hoher Turm aus dem Schnee ragend, an dessen Fuss gelbbraune Konglomerate mit grossen Kristallingeröllen auftreten, die in sehr grobe, synorogene Konglomerate und Breccien mit dichter Geröll- bzw. Blockpackung übergehen. Diese Psephite werden wieder von gelben Sandsteinen (mit kleinen Geröllen an der Basis) überlagert, über denen dann wieder eigentliche Konglomerate (Nagelfluh) folgen.

Wenig oberhalb der Mündung des Konglomerateltv in den Hauptfluss (Lindemansdalen), der das Delta östlich der norwegischen »Fangsthytta Svendsby« bildet, finden sich

100 m graue bis braungelbe, grobkörnige, lokal etwas schiefrige Sandsteine mit Geröll- und Blockhorizonten, ferner intensiv gelbe Sandsteine mit Rostschnüren. Die einzelnen Niveaux sind jedoch nicht zu verfolgen, sondern keilen lateral rasch aus. Weiterhin wurde ein gelber Sandstein mit grossen Blöcken, ja oft ganzen Schichtpaketen, eines dunklen aufgearbeiteten Konglomerates wahrgenommen.

Im Anschluss an das obenstehende Profil sei auf die grosse Mächtigkeit der charakteristischen Rigi-Serie (Volgien) hingewiesen, die am Niesen (P. 688 m) 190—250 m beträgt, hier an der Rigi jedoch schon auf 564 m angewachsen ist, wobei noch berücksichtigt werden muss, dass hier die Basis der Serie in unbekannter Tiefe liegt und ihre jüngsten Schichten der Erosion anheim gefallen sind; die primäre Mächtigkeit des Volgiens dürfte deshalb hier bedeutend grösser gewesen sein.

Ob im oberen Teil der hier so mächtigen Klastika der Rigi-Serie eventuell noch Infravalanginien-Valanginien vertreten sein könnten, ist noch nicht zu entscheiden.

15. Profil südlich des Zackenbergpasset¹⁾, Lindemansdalen.

(vgl. Kartenskizze pag. 51; Profil Fig. 24; Stereogramm Tafel V).

Das schmale Lindemansdalen liegt in der tektonischen Kerbe zwischen der inneren (westlichen), komplexen »Clavering-Scholle« (A. VISCHER 1938, 1939) und den äusseren Bruchschollen. Diese Verwerfungslinie tritt morphologisch prächtig hervor (»Fault Scarp«), indem westlich des genannten Tales auf einmal steile, über 1000 m hohe Kristallinwände (kaledonisch gefaltetes Praekambrium) aufragen (Zackenberg P. 1372 m, Dombjærg P. 1444 m usw.), während östlich davon sanftere Sedimentgipfel liegen (Palnatokes Bjærg P. 1056 m, Rigi P. 484 m).

Diese so ausgeprägte tektonische Linie hat sich schon früh manifestiert und ist später reaktiviert worden. So macht sie sich besonders deutlich geltend während der Sedimentation der jungjurassischen Bildungen, die unmittelbar an einer westlich gelegenen Steilküste zur Ablagerung gelangt sind (synorogene Blocksedimentation zur Zeit tektonischer Bewegungen), an einer Steilküste, die uns heute durch die gewaltigen kaledonischen Kristallinblöcke in der Rigi-Serie des Volgiens dokumentiert wird (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1940).

Dass die erwähnte Verwerfung auch im jüngeren Mesozoikum (und Tertiär) reaktiviert worden ist, zeigt das lokale flexurartige Abbiegen der Rigi-Serie (Schichtfallen etwa 15° NE) sowie das teilweise gestörte Schichtfallen z. B. nördlich des Zackenbergpasset (bis etwa 34° S nach einer Messung von A. VISCHER).

Da das Profil am Zackenbergpasset früh im Winter (24. Februar 1938) auf einer Schlittenreise nach N aufgenommen wurde, fand der Verfasser im unteren Teil des Lindemansdalen keine Aufschlüsse, wo solche im Sommer wahrscheinlich vorhanden wären.

Am Westfuss des Palnatokes Bjærgs (P. 1056 m) wurde vom Lindemansdalen aus das folgende Teilprofil untersucht.

180 m Sehr grobe Breccien²⁾ und Konglomerate mit gewaltigen, eckigen Kristallinblöcken und Gneisplatten (1). Typisch ist hier, dass in gewissen Zonen ausschliesslich gleiche Gesteinsblöcke vorkommen, also z. B. nur Gneiskomponenten usw., was auf einen raschen Abbau der Kristallinküste schliessen lässt (sub-

¹⁾ Als Zackenbergpasset (nach den Messungen des Verfassers etwa 260 m ü. M.) bezeichnen die dänischen und norwegischen Pelzjäger den Übergang vom Young Sund (Zackenberg Bugt) nach dem Lindemans Fjord (P. 201 der topographischen Karte des Geodätischen Institutes, Kopenhagen 1938).

²⁾ Identische grobe Breccien wurden schon im Bachbett des Lindemansdalen (170 m) anstehend beobachtet, direkt auf kaledonischem Kristallin einer abgeenkten Zwischenscholle liegend (vgl. Fig. 26), Stereogramm Tafel V).

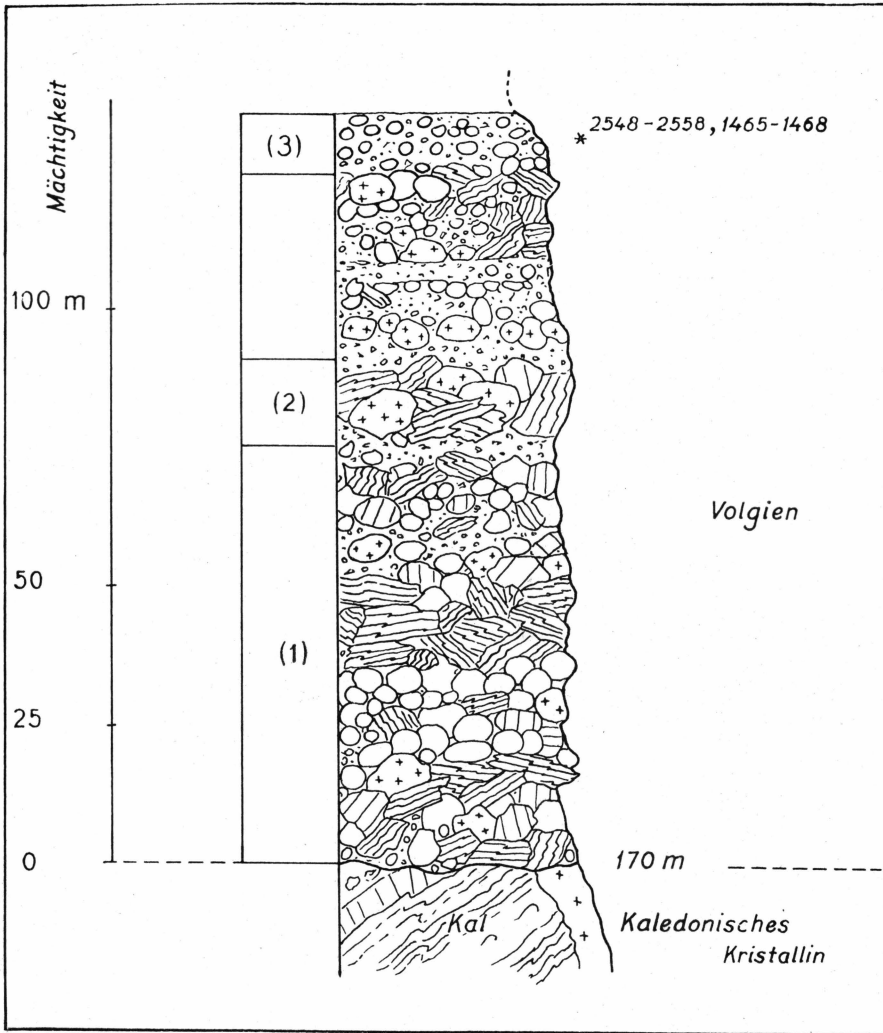


Fig. 24. Basales Profil der synorogenen Rigi-Serie (Volgien) am Westfusse des Palnatokes Bjærgs (P. 1056 m), inneres Wollaston Forland.

marine Schutthalden und Bergsturzschtüttung). Neben den Gneisen sind unter den Geröllen und Blöcken rötliche Granite, ziemlich viel gabbroide, teilweise stark umgewandelte Gesteine und helle Quarzite vertreten, die in eine graue, grobkörnige Matrix (Arkose) eingebettet sind, welche lokal intensiv gelb verwittert (nestförmige Zersetzung). Die durchschnittliche Grösse der Breccien- und Konglomeratkomponenten beträgt mehr als 0,5 m.

250 m Riesige Gneisschollen und Granitblöcke (2) von über 2 m Durchmesser einsedimentiert in grauer Arkose (vgl. Fig. 25).

300 m Im Arkosezement von polygenen Konglomeraten (3) (mit über 0,1 m grossen Kristallingeröllen) finden sich Partien mit zertrümmerten, weissen Muschelschalen sowie Aucellen aus dem Artenkreis, der auch die Volgiensedimente der »Haakonshytta« charakterisiert (vgl. pag. 30).



Fig. 25. Synogene Blockbreccien und -konglomerate des Volgiens (Rigi-Serie) südlich des Zackenbergpasset (250 m ü. M.), inneres Wollaston Forland.
(Fot. W. MAYNC, 24. 2. 1938).

Etwas südöstlich der Passhöhe konnte die direkte Auflagerung dieser kristallinen Blockbreccien auf metamorphosierter »Eleonore Bay Formation« L. KOCH 1927 (= Grönlandium = Praekambrium) beobachtet werden, und in der grünlichgrauen quarzitischen Grundmasse der basalen Kristallinbreccien konnten nach langem Suchen ebenfalls einige Aucellenabdrücke gefunden werden.

Die Lagerung der grobklastischen Rigi-Serie ist hier mehr oder weniger horizontal, abgesehen von lokalen Flexuren und Schleppungen; ausserdem glaubt der Verfasser vom Zackenbergpasset aus am Palna-

tokes Bjærg (P. 1056 m) intraformationale Diskordanzen innerhalb der synorogenen Ablagerungen beobachtet zu haben.

In der Schlucht, die vom Zackenbergpasset nach N hinabführt, wurden zersetzte, hellgelbe Arkosen (mit Deltastrukturen) angetroffen, welche grosse Schollenpakete und Linsen sowie ganze Bänke

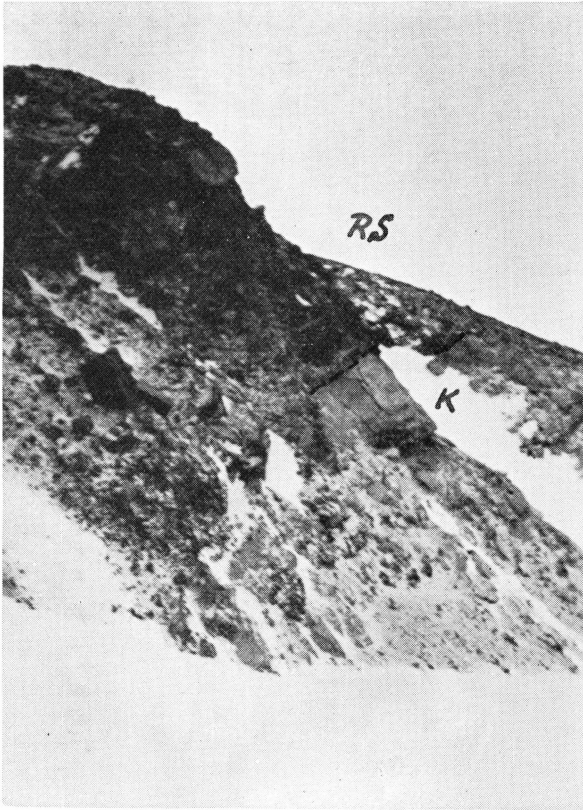


Fig. 26. Auflagerung synorogener Blockbreccien und -konglomerate der Rigi-Serie auf Kaledonikum am Zackenbergpasset (inneres Wollaston Forland). RS = Rigi-serie (Volgien), K = Kaledonisches Kristallin. (Fot. W. MAYNC, 23.2.1938).

von grobem Konglomerat enthalten, d. h. die Konglomerate sind aufgearbeitet und neusedimentiert worden.

Hier wurde übrigens ein normales SW-Fallen festgestellt.

An den Nord- und Nordosthängen der Berggipfel im südwestlichen Wollaston Forland (Einzugsgebiet des grossen Canyonflod) waren bei unseren Schlittenreisen im Frühjahr 1937 noch keine guten Profile aufzufinden, sondern nur kleine, mehr oder weniger isolierte Aufschlüsse. Da aber die Südwestflanke dieser Kette (vom Zackenbergpasset her bis

zur Kuplen P. 506 m) nach der Schneeschmelze untersucht werden konnte, ergaben sich hier zusammenhängende Profile, die einen guten Einblick in die stratigraphischen Verhältnisse dieser Region vermitteln, und von denen aus auch der Zusammenhang mit den oben beschriebenen Juraprofilen im nördlichen Wollaston Forland gewonnen werden konnte.

Im Folgenden sollen nun die Juraprofile an der Südwestküste (Young Sund) beschrieben werden, von denen dasjenige im Cardiocerasdal auf Grund seiner reichen Fauna aus der Gelben Serie das wichtigste ist und an erster Stelle dargestellt werden soll.

Die Jurabildungen des südwestlichen Wollaston Forlandes wurden im Jahre 1927 von LAUGE KOCH entdeckt.

In der Region des Cardiocerasdalen stellte dieser Forscher gelbe Sandsteine, Konglomerate und sandige Schiefer fest (mit *Ostrea*, Belemniten), von denen er annahm, dass sie über die kaledonischen Gneise transgredieren (vgl. Lit. KOCH 1929a). Höher wurden in schwarzen Schiefen (mit Sandsteinlagen) zahlreiche grosse Ammoniten und *Amoeboceras* (ex. gr. *A. alternans* von BUCH — *nathorsti* LUNDGR.), Muscheln und Belemniten gefunden (Kimeridgien). Über einem Komplex scheinbar fossilereicher Schiefer, die der sog. »Cape Maurer Formation« L. KOCH 1927 (»mittleres Portlandien«) gleichgesetzt wurden, fand L. KOCH grobe, helle Sandsteine (vermutliches »Neokom«); am Aucellapasset wurde die letztgenannte Stufe durch *Aucella* (*Buchia*) *keyserlingi* LAH., *A. (B.) piriiformis* PAVL. und *Hibolites* sp. nachgewiesen (Bestimmungen A. ROSENKRANTZ', vgl. Lit. KOCH 1929a).

CH. POULSEN und A. NOE-NYGAARD nahmen später ein Profil an der Südostseite des Cardiocerasdalen auf (Lit. ROSENKRANTZ 1932). Im Hangenden von Bildungen mit Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB., *B. breviaxis* PAVL.) wurde ein steriles, sehr grobes Konglomerat aufgefunden, das H. FREBOLD 1931 auch in der Umgebung des Tales angetroffen hatte (vgl. pag. 94—95). Auf der anderen Talseite fand A. ROSENKRANTZ unmittelbar über dem »Callovien-Sandstein« *Cardioceras alternoides* NIK. (von L. F. SPATH als *Amoeboceras* (*Prionodoceras*) *rosenkrantzi* SPATH beschrieben, vgl. Lit. SPATH 1935b), weshalb diese Schiefer mit sandigen Lagen ins »obere Oxfordien-Unterkimeridgien« gestellt wurden (Lit. ROSENKRANTZ op. cit.). In schwarzen Schiefen mit eingelagerten sandig-kalkigen Bänken wurden höher *Cardioceras* ex gr. *kitchini* SALF. (= *Amoeboceras* (*Prionodoceras*) *ravni* SPATH, Lit. SPATH 1935b), *Rasenia groenlandica* RAVN, *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH., *A. (B.) ?kirghisensis* SOK. und *Aequipecten spitzbergensis* LUNDGR. (unteres Kimeridgien) gefunden. A. ROSENKRANTZ schätzte die Mächtigkeit der Cardiocerasführenden Schichten auf etwa 50 m (op. cit.), während L. KOCH 180 m dafür angibt (Lit. KOCH 1929a). Die liegenden psammitischen Ablagerungen berechnet derselbe Forscher auf 250 m, während für die sterilen Schiefer im Hangenden der »*Cardioceras*-Schichten« (= »Portlandien« *vide* L. KOCH) eine Mächtigkeit von 140 m angegeben wird (Lit. KOCH 1929a). H. FREBOLD gibt die folgenden Mächtigkeiten für die Jurabildungen von Wollaston Forland (Gebiet am Young Sund): »Portlandien-Kimeridgien« ca. 140 m, »Oberoxford« ca. 180 m und »Unteroxford-Callovien« ca. 250 m (Lit. FREBOLD 1932a).

16. Juraprofile im Cardiocerasdal und am Cardiocerasbjærg (P. 858 m).

(vgl. Kartenskizze pag. 37, Fig. 27; Profil Fig. 29).

Wie aus der geologischen Karte von A. VISCHER hervorgeht (Lit. VISCHER 1939, 1940), spalten sich von der Verwerfung der Kuplen einige Nebenverwerfungen gabelförmig ab, wodurch das Gebiet am Young Sund ziemlich zerhackt wird. Schon H. FREBOLD hat solche Störungen

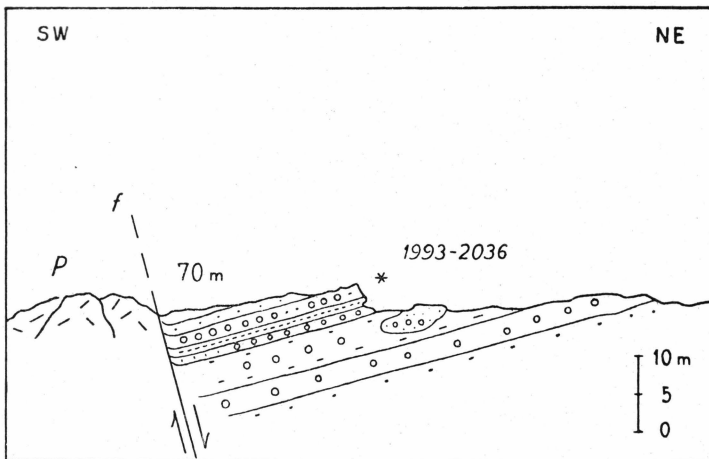


Fig. 27. Der Aufschluss im unteren Cardiocerasdalen (70 m) mit der Fundstelle der *Arctocephalites*-Fauna (Gelbe Serie).

hier kartiert (Lit. FREBOLD 1932 a), doch seine einseitige Interpretation, dass alle Kontakte abnormal, d. h. tektonisch, gedeutet werden müssen, ist nicht zutreffend; die Jurabildungen der Gelben Serie in unmittelbarer Nähe der Küste zwischen Isdal und Cardiocerasdal transgredieren über die jungpermischen Ablagerungen (vgl. Lit. MAYNE 1942). Erst weiter landeinwärts stösst die Gelbe Serie an einer Dislokationslinie gegen Perm oder dessen kaledonisches Substratum (Ausläufer des Kuplen-Kristallins).

Als Cardiocerasdal wird das Tal zwischen Cardiocerasbjærg (P. 858 m) und Stratumbjærget¹⁾ (P. 657 m) bezeichnet, dessen Fluss mit einem grossen Delta in den Young Sund einmündet²⁾.

Auf der linken (südöstlichen) Talseite wurde ein sehr fossilreicher

¹⁾ Von A. VISCHER und dem Verfasser so genannt der interessanten stratigraphischen Verhältnisse wegen (vgl. pag. 90).

²⁾ Dieses Tal ist auf der topographischen Karte des Geodätischen Institutes (Kopenhagen 1938) irrtümlicherweise als »Skiferdal« bezeichnet; auch der Name »Permdal« ist an der unrichtigen Stelle eingetragen.

Aufschluss von normal WSW-fallenden, gegen Perm verworfenen Bildungen der Gelben Serie entdeckt (vgl. Fig. 27):

Innerhalb gelbbrauner Sandsteine (1) (z. T. als feinkörnige Ditrupasadsteine entwickelt) ist eine
 70 m 3—4 m mächtige, braun oder rötlich-rostig anwitternde, dunkelbraune, konglomeratische Kalksandsteinbank (2) mit bis erbsengrossen Geröllen eingelagert, die eine interessante Fauna geliefert hat (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940), mit *Arctocephalites* sp., *Arcticoceras* sp.¹⁾, *Cadoceras* sp., *Seymourites* (*Kepplerites*) *tychonis* RAVN usw. sowie *Pachyteuthis panderi* D'ORB., *Pseudomonotis braamburiensis* SOW., *Macrodon* (*Paralalodon*) *keyserlingi* D'ORB., *Pecten* (*Entolium*) *demissum* PHILL., *Goniomya* cf. *v-scripta* SOW., *Perna* aff. *groenlandica* RAVN, *Ostrea* sp., *Cyprina* (?*Arctica*) sp., *Modiola* sp., *Tancredia* cf. *jarneri* RAVN, *Terebratula* sp., *Chemnitzia* cf. *hamptonensis* MORR. & LYC., *Amberleya* sp. usw..

Grosse Bedeutung kommt vor allem den Cephalopoden zu, von denen eine ganze Anzahl gut erhaltener Exemplare gefunden wurden. Es handelt sich dabei um *Macrocephalitidae*, u. a. um *Arctocephalites* (SPATH) (vgl. Lit. MAYNC 1940), der ja auch aus der »Vardekløft Formation« A. ROSENKRATZ 1929 von Jameson Land bekannt geworden ist und oberes Bathonien anzeigt (vgl. Lit. SPATH 1932).

Sehr häufig ist in diesem litoralen Muschelsandstein oder in eigentlichen Belemnitenbreccien (mit *Pachyteuthis panderi* D'ORB.) auch fossiles Holz vorhanden.

Innerhalb der konglomeratischen Bank kommen auch dünne Niveaux von grauem oder lila gefärbtem, fei körnigem Sandstein vor, der ebenfalls *Pachyteuthis panderi* D'ORB. sowie Holz und Kohlenschmitzen enthält. Gelegentlich wurden angeereicherte, erbsengrosse Quarzitgerölle in dunklen, rostig umkrusteten Knauern und Linsen beobachtet, die lithologisch genau übereinstimmen mit der groben, fossilreichen Bank und in denen auch Lamellibranchiatenreste vorkommen. Diese Knauer finden sich als Einlagerungen im hellgelben Ditrupasadstein, der hier grobkonglomeratische Horizonte enthält. Sowohl in den verschiedenen Varietäten dieses Ditrupasadsteins wie in den dunklen, darin eingebetteten, psephitischen Knauern (»Mauersandstein« H. FREBOLD's) wurden zahlreiche Exemplare von *Pseudomonotis braamburiensis* SOW. gefunden.

¹⁾ In den vorläufigen Rapporten vom Verfasser als *Macrocephalites* bestimmt, weshalb für diese Ablagerungen »Callovien-Alter« angegeben wurde (Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940). Die von L. F. SPATH determinierten Formen von *Arctocephalites* deuten aber schon auf oberes Bathonien (Lit. SPATH 1932).

Etwas taleinwärts wurden die folgenden Aufschlüsse angetroffen:

100 m Graue, sandige, mürbe, häufig aschgrau anwitternde, kohlige Muskovitschiefer (3) mit Rostzonen und grau-schiefrige Sandsteine, lokal mit kohligem Schnüren. Lokal finden sich darin eingelagert

geringmächtige Bänke von grell gelb anwitterndem Ditrupasandstein (4), der vielfach auch in Form von riesigen Knollen innerhalb der grauen Schiefer auftreten kann.

Diese Schichten (3) und (4) entsprechen der Grauen Serie.

Steigt man vom Bett des unteren Cardiocerasdalen (100 m) in nördlicher Richtung gegen den Cardiocerasbjærg hinauf, so kann man nachstehendes Profil (I) durch die Graue und Schwarze Serien (mit 18° WSW-fallend) beobachten (vgl. Fig. 28).

100 m Helle Ditrupasandsteine und graue Sandschiefer in inniger Wechsellagerung (wie (3)/(4)).

170 m Graue Schiefer (wie (3)), mit eingeschalteten gelben Sandsteinbänken. Darüber folgt eine

180 m 1 m mächtige, graugelb anwitternde, dunkle Kalkbank (5), die zahlreiche, jedoch schlecht erhaltene Lamellibranchiaten (*Aucella*, ?*Leda*) und *Amoeboceras sp.* führt.

Diese Bank (5) bezeichnet demnach die Untergrenze der *Amoebites*-Schichten (Schwarze Serie), in Analogie zu den Profilen auf der Kuhn Insel (vgl. pag. 20 ff.).

Wenig höher ragen aus dem Schutt gelbe Sandsteine (6) hervor.

240 m Grobklastische, diskordant auf den *Amoebites*-Schichten ruhende
bis Bildungen (7) (Erosionsrelikt von transgredierendem Valanginien).
265 m

Höher am Hang sind wieder SW-fallende *Amoebites*-Schichten aufgeschlossen:

280 m Schwarze Tonschiefer (8) mit hell anwitternden Bänken von z. T. sandigem Kalk und Sandstein. Die gelben, kalkigen Bänke zerfallen zu Haufen, genau wie z. B. am Sauruspasset (vgl. pag. 60), und führen neben einer grossen Menge von Pflanzenresten und Kohlenschmitzen *Amoeboceras sp. div.*, Belemniten, *Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH. usw..

Bei diesen hellen Kalkbänken handelt es sich selten um durchgehende Lagen, meistens keilen dieselben nach wenigen m aus oder dann sind es nur Konkretionen.

300 m Schwarze Tonschiefer (wie unten), mit schlecht erhaltenen, weissbeschalteten Muscheln, u. a. Aucellen.

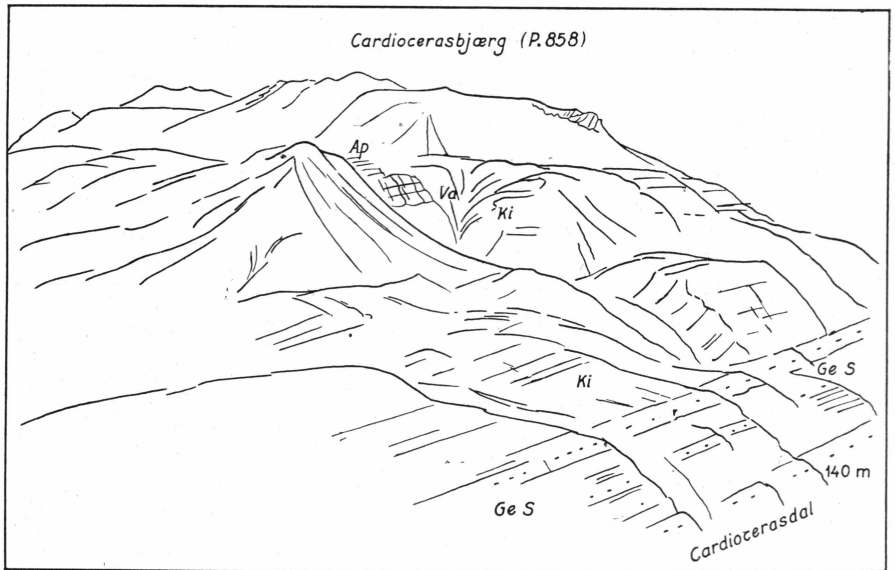


Fig. 28. Cardiocerabjærg, von S gesehen.

- 305 m Schwarze Tonschiefer (wie unten), mit gelb anwitternden, zuweilen brecciösen Kalkbändern und -konkretionen, worin riesige fossile Holzstämme in grosser Zahl eingebettet sind (vgl. auch das Profil am Saurusspasset, pag. 60).
- 320 m Schwarze Schiefer mit gelb anwitternden, mehr oder weniger sandigen Kalkbänken und -linsen. Letztere enthalten *Amoeboceras sp. div.*, *Aucella (Buchia) bronni* LAH., Holz usw..
- 350 m Schwarze Tonschiefer mit grossen, staubig verwitternden Kalkkonkretionen, mit *Amoeboceras sp. div.* und fossilem Holz.
- 352 m Knauer und Lagen von gelb anwitterndem, kohleführendem Sandstein von oft ziemlich grobkörniger Struktur.
- 360 m Dunkle Tonschiefer mit einer zwischengelagerten Bank von rötlichem, hartem Sandkalk mit *Amoeboceras sp.*
- 375 m Gelb anwitternde Kalkbank (mit dünnen Lagen von rötlichem Sandstein mit Pflanzenresten), die schlecht erhaltene Exemplare von *Amoeboceras sp.*, Belemniten, *Aucella (Buchia) bronni* LAH. u. a. Species sowie viele Pflanzenreste enthält.
- 400 m Rötliche Bank von Kalksandstein mit *Amoeboceraten*, *A. (Hoplcardioceras) decipiens* SPATH u. a..
- 430 m Rötlich-gelbe, brecciöse, sandige Kalkbank mit *Aucella (Buchia) bronni* LAH., *A. (B.) cf. sinzovi* PAVL. u. a. Arten, *Amoeboceras (Amoebites) sp.* usw..
- 440 m Transgredierende, helle oder rosa gefärbte Aucellenkalke (9) des Valanginiens (Polyptychitan).

Weiter hinten im Cardiocerasdal (140 m) wurde ein zweites Profil (II) an der Südflanke des Cardiocerasbjærgs (P. 858 m) aufgenommen (vgl. Profil Fig. 29).

140 m Im Tale selbst ist die mit 18° WSW-fallende Gelbe Serie schön aufgeschlossen:

Gelb anwitternder, weicher, gebankter Sandstein (1), mit *Ditrupa nodulosa* LUNDGR., *Pseudomonotis braamburiensis* Sow..
Darin eingelagert

Linsen von dunklem, grobkörnigem bis konglomeratischem Sandstein (2), der bröcklig zerfällt und Kohlenester mit Holzresten führt. In grosser Menge kommt darin *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. vor.

Übergang in

155 m weisslich-graue, mürbe Ditrupasandsteine (3), zu losem Sand zerfallend, mit

festeren Bänken (4) von graubraun anwitterndem,

170 m feinkörnigem Muskovitsandstein, mit Muscheln, *Pachyteuthis panderi* D'ORB. etc..

220 m Hellgelblicher Ditrupasandstein (5) mit

Lila-braunen Sandsteinlinsen (Knauersandstein) (6).

Wenig höher folgt ein

hellgrauer, gebankter, ziemlich harter Sandstein (7) (Steilhang), mit kohligen Nestern und Schnüren.

230 m Geschichteter bis schiefriger, heller Sandstein (7a) mit zwischengeschalteten dunklen Zonen von (6).

Überlagert von

grauschwarzen, sandigen Schiefen und schiefrigen Sandsteinen (8) (mit *Ditrupa nodulosa* LUNDGR.), die mit Lagen von härterem, hellem Sandstein wechsellagern.

Hier ist das Profil stark verschüttet, doch geht aus den losen Gesteinen hervor, dass sich in dieser Zone (Graue Serie) der Übergang in die hangenden *Amoebites*-Schichten (Schwarze Serie) vollzieht; einerseits nimmt der Sandgehalt der grauschwarzen Schiefer langsam ab und andererseits werden die zwischengeschalteten Sandsteinbänke allmählich durch gelb anwitternde Kalkbänder ersetzt, die haufenförmig auswittern.

320 m Schwarze Tonschiefer (9) mit hellgelb verwitternder, brecciöser Kalkbank und Kalkkonkretionen. Bruchstücke von *Amoeboceras* sp., *Aucella (Buchia) bronni* LAH. usw..

340 m Dunkle Schiefer (10) mit Pflanzenresten. Zwischengelagert eine Bank mit viel fossilem Schwemmholz (der grösste beobachtete

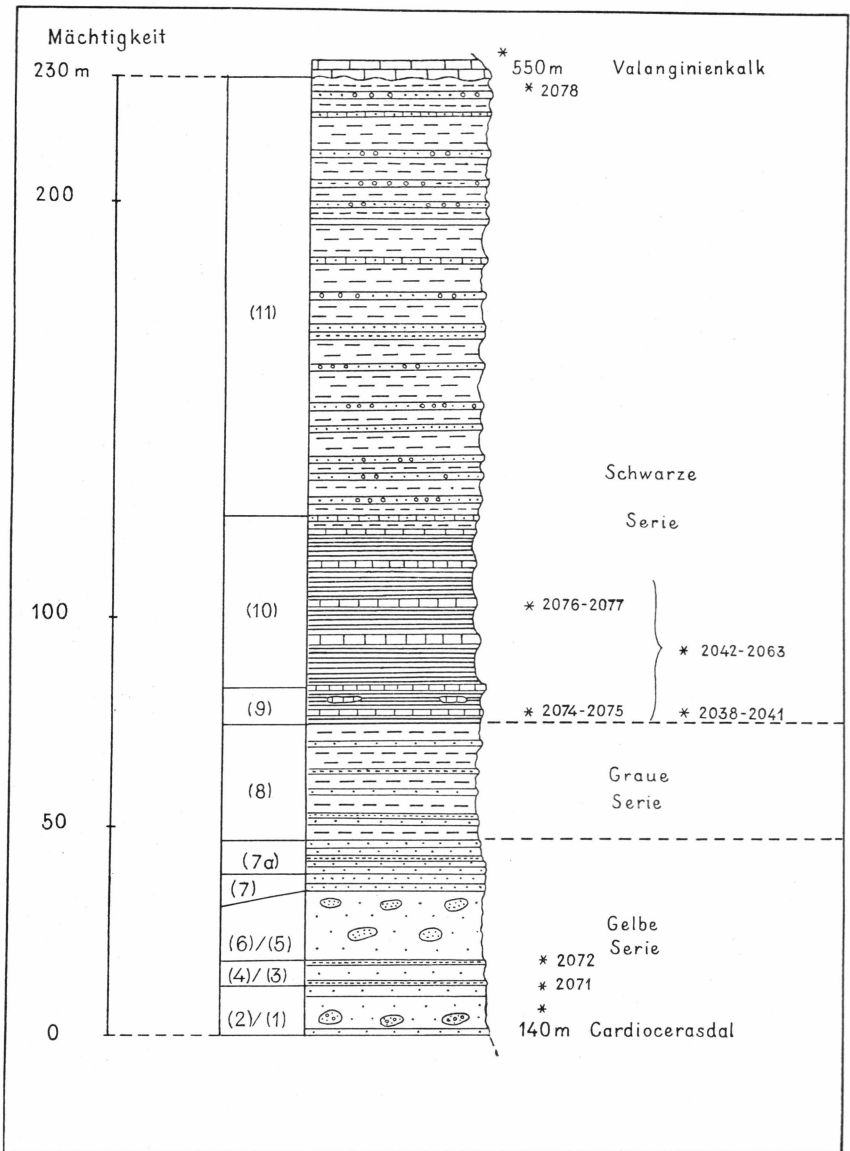


Fig. 29. Juraprofil (II.) am Cardiocerasbjærg (südwestliches Wollaston Forland).

Stamm besitzt eine Länge von 3,6 m bei einem Diameter von 0,57 m).

Wenig höher wurden Fragmente von *Amoeboceras* sp. gesammelt.

Nach oben hin wird die ganze Serie wieder sandiger, und von etwa 400 m an findet sich eine

- 400 m Wechsellagerung (11) von schwarzgrauen, teilweise sandigen bis Schiefen mit Bänken eines gelben oder rotbraunen, oft grob-
 550 m körnigen oder sogar konglomeratischen Sandsteins, worin gelegentlich
 540 m Pflanzenreste, *Amoeboceraten* und Belemniten vorkommen.
 550 m Transgredierende, weiche, fossilreiche Aucellenkalke des Valanginiens (12).

Auf Grund der ersten Kalkbank über den Bildungen der Grauen Serie können wir die Profile I und II am Cardiocerasbjærg sicher korrelieren: Es entsprechen sich die Bänke (5) von Profil I und (9) in II, wie sich ja auch die liegenden Pakete sandiger Schiefer mit Sandsteinlagen (= Graue Serie) entsprechen. Auffallend bleibt aber bei dieser Parallelisation der renegante Habitus der Schwarzen Serie in Profil I und II: Während Profil I die normale Fazies (dunkle Tonschiefer mit Kalkbänken und -konkretionen) zeigt und sich erst im oberen Teil eine akzessorische Sandkomponente bemerkbar macht, ist in Profil II nur das unterste Drittel der *Amoebites*-Schichten in der gewohnten Fazies entwickelt, und der ganze hangende, etwa 100 m mächtige Komplex (Schichten (11)) wird durch sandige Schiefer mit Sandsteinbänken und selbst Psephiten zusammengesetzt; man kann hier von einem Rückschlag der Fazies sprechen, da nach einer kurzen Periode der Tonschiefer-Kalk-Sedimentation plötzlich wieder Bildungen vom Typus der liegenden Serie zum Absatz gelangten. Eine ganz entsprechende Faziesumkehr der Schwarzen Serie (in Tonschiefer-Kalk-Entwicklung) zu erneut sandigen Ablagerungen zeigen ja übrigens auch unsere regressiven Kuhn-Schichten (unteres Oberkimeridgien) der östlichen Kuhn Insel und des nördlichen Wollaston Forlandes (Region der Albrechts Bugt). Vielleicht gelingt später der faunistische Nachweis, dass die jüngeren sandigen Partien der Schwarzen Serie am Cardiocerasbjærg teilweise zu den Kuhn-Schichten gerechnet werden müssen.

Andrerseits könnte auch einfach eine Faziesänderung unserer *Amoebites*-Schichten in dem Sinne vorliegen, dass hier im Bereiche der Nordküste von »Neo-Eskimonia« lokal sandiges Material ins Kimeridgien-Becken verfrachtet wurde, während in etwas grösserer Entfernung von diesem Festlande eine Ton-Kalk-Fazies vorherrschte.

Infolge des WSW-Fallens der Schichten treten im Profil II weiter hinten im Tal ältere Ablagerungen zutage als in Profil I. Die folgenden Mächtigkeiten wurden für dieses vollständigere Profil berechnet: Gelbe Serie: $x + 47$ m, Graue Serie: 28 m, Schwarze Serie: 155 m.

Abgesehen von der hier am Cardiocerasbjærg an der Sohle der Schwarzen Serie auftretenden Zone sandiger Schiefer (= Graue Serie) kommt eine solche schon tiefer inmitten der Gelben Serie vor: In dieses

Niveau gehören z. B. die grauen, sandigen Muskovitschiefer und schiefrigen Sandsteine (3)—(4) (vgl. pag. 85), die in einer Höhe von etwa 100 m im Cardiocerasdal aufgeschlossen sind; sowohl in ihrem Liegenden wie im Hangenden finden sich die typischen Ditrupasandsteine und Knauersandsteine der Gelben Serie. Auch die im Skiferdal bei ungefähr 160 m ausstreichenden Bildungen (5) der Grauen Serie (vgl. pag. 94), die direkt von transgressivem Valanginien überlagert werden, tauchen ja unter Ditrupasandsteine mit konglomeratischen Knauern der Gelben Serie (vgl. Fig. 31). Diese beobachtete Zone mit Bildungen, die faziell unserer Grauen Serie entsprechen, inmitten von Psammiten der Gelben Serie beweist, dass sich hier beide Fazies verfingern. Derselbe Faziesübergang kommt ja auch am Stratumbjærgget zum Ausdruck, sowie am »Blaabærcliff« und am Aucellabjærgget (vgl. die betreffenden Profile).

17. Westflanke des Stratumbjærgget¹⁾ (P. 657 m).

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

Vom Cardiocerasdal (140 m) zum Stratumbjærgget hinaufsteigend geht man meistens auf den Schichtflächen der westfallenden Jurasedimente (Graue Serie), weshalb hier kein Profil aufgenommen werden konnte. Da auch das Profil vom Sandstendal hinauf zum Stratumbjærgget noch zu schief zum Streichen liegt, konnte auch dort nur eine geringmächtige Schichtfolge aufgenommen werden. Die zu beiden Seiten des Berges durchziehenden Verwerfungen bringen es mit sich, dass hier nirgends ein befriedigendes Juraprofil aufgeschlossen ist.

140 m Gegen das Tal einfallende, leicht verbogene, graue sandige bis Schiefer (1) mit Bänken von weissgelbem Ditrupasandstein
250 m und Knauern von dunkelgrauem Arkosesandstein. *Pachyteuthis panderi* D'ORB..

Die Sandsteinlagen werden nach oben zu häufiger, und in den obersten Horizonten finden sich
260 m dünne, schwarze, bituminöse Tonschieferbänder (2) (0,2—0,4 m), die grau anwittern und sehr viele Pflanzenreste enthalten. Dazwischen und dann als oberste Bank treten wieder geringmächtige Niveaux und Knauer von weissgelbem Sandstein (3) (mit *Ditrupe nodulosa* LUNDGR.) auf, der oft wellig verbogen ist und ebenfalls Pflanzenhäcksel führt.

Diese obersten Sandsteinbänke (mit *Ditrupe*) werden in
265 m Höhe von transgredierenden, groben Konglomeraten und Breccien (4) des Valanginiens überlagert (horizontal liegend).

¹⁾ Vgl. Anmerkung 1), pag. 83.

18. Profil vom Sandstendal¹⁾ hinauf zum Stratumbjærgget (P. 657 m).

(vgl. Kartenskizze pag. 51, Fig. 30).

Bei seinen Untersuchungen (1929) hat A. ROSENKRANTZ in der nördlichen Gabelung des »Karbon-Elv« (= Sandstendal) Jurabildungen angetroffen (Lit. ROSENKRANTZ 1932).

Im unteren Teil der Schichten stellte dieser Autor grobe, helle Quarzsandsteine mit harten, groben, kalkhaltigen Sandsteinknuern fest (Fund eines unbestimmbaren Belemniten). Höher wurden 3 m kalkige Arkose beobachtet mit zahlreichen Exemplaren von *Pseudomonotis*, unbestimmbaren Schalen (*Liotrea*) und Knochenresten (op. cit.).

Diese Ablagerungen waren früher von L. KOCH als »?Callovien« betrachtet worden (Lit. KOCH 1929a).

Im Sommer 1931 nahm H. FREBOLD das nachstehende Juraprofil an der Südwestküste von Wollaston Forland auf (Lit. FREBOLD 1932a):

- »Hangendes: Schwarze Schiefer mit *Cardioceras alternans*.
- Weisse und Gelbe Sande mit Sandsteinbänken.
- Konglomerat, vorwiegend aus Quarziten bestehend.
- »Belemnitenschiefer«.
- »Mauersandsteine« mit Ammoniten, Belemniten und Lamelli-branchiaten.
- Weisse und gelbe, vielfach kreuzgeschichtete Sande mit Belemniten.
- »Belemnitenschiefer«.
- »Mauersandstein« mit Ammoniten, Belemniten und Lamelli-branchiaten.
- Weisse und gelbe Sande, vielfach mit Kreuzschichtung. Einige kleine Kohlenflözchen.

Liegendes unbekannt. Tektonische Grenze gegen Permtrias bzw. gegen Oberkarbon.«

In derselben Arbeit werden die folgenden Fossilien aus H. FREBOLD's »Gelber Sandsteinserie« angeführt:

- Macrocephalites aff. ishmae* KEYS.
- Macrocephalites* oder *Cadoceras* sp.
- Pseudomonotis* sp.
- Pecten* sp..

Aus den sog. »Belemnitenschiefern« citiert H. FREBOLD

- Quenstedticeras* (?) sp.
- Belemnites cf. subextensus* NIK. — *panderi* D'ORB.

(Lit. FREBOLD 1932a).

In einer späteren Publikation beschreibt H. FREBOLD aus seinem sog. »Mauersandstein«

- Pseudomonotis braamburiensis* SOW.,

und aus den »Belemnitenschiefern«

- Pachyteuthis panderi* D'ORB.
- Ammonites* sp. (*Quenstedticeras* oder *Cadoceras*)

(Lit. FREBOLD 1932c).

¹⁾ Das Sandstendal (Namengebung von H. FREBOLD, Lit. 1932a) liegt am Südwestabhang des Stratumbjærgget, zwischen Skiferdal und Brachiopoddal (vgl. Kartenskizze pag. 51).

Die Mächtigkeit des oben im Profil erwähnten Konglomerates gibt H. FREBOLD zu etwa 15 m (Lit. FREBOLD 1932a). Später zeigte es sich, dass dasselbe schon dem Valanginien zuzurechnen ist (Lit. FREBOLD 1932c), d. h. das oben gegebene Sammelprofil H. FREBOLD's berichtigt werden muss (vgl. pag. 95 der vorliegenden Arbeit).

Die jüngeren »*Cardioceras*-Schichten« hat L. KOCH erstmals in Wollaston Forland festgestellt (Lit. KOCH 1929a). Seither wurden aus denselben wohl weitere Fossilfunde namhaft gemacht, ein stratigraphisches Profil stand jedoch nicht zur Verfügung. Scheinbar fossilere, dunkle Schiefer im Hangenden der *Cardioceras*-führenden Bildungen stellte L. KOCH mit Vorbehalt ins »Portlandien« (Lit. KOCH 1929a), eine Auffassung, die später auch von anderen Forschern geteilt wurde (Lit. FREBOLD 1932a), heute jedoch durch die neuesten Aufnahmen überholt ist.

Im Sandstendal wurde in einer Höhe von 55 m ü. M. ein gebankter, braungrauer, gelbbraun oder gelb anwitternder Sandstein angetroffen, der ganz erfüllt ist von *Ditrupa nodulosa* LUNDGR.. Neben kohligen Schmitzen wurde in mittelgroben Partien viel Muskovit beobachtet.

Etwas oberhalb der jungpermischen Ablagerungen im Tale (vgl. Lit. MAYNC 1942) stehen am Bachbett verworfene, etwa 10° WSW-fallende Jurasandsteine an.

150 m Harte, grünlichgraue, rostig anwitternde Sandsteine (1), reich an Muskovit, mit Linsen von grobem bis konglomeratischem, kalkigem Sandstein, der sehr häufig *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. führt (vgl. auch Lit. FREBOLD 1932 c). Darüber folgen

4 m eines dunkelgrauen, gebankten, ziemlich groben Sandsteins (2) mit gelben Limonitstreifen, und

weissgelber, grober Sandstein (3), sehr mürbe und zu losem Sand zerfallend, mit

rostigen Sandsteinknuern und braunlila gefärbten Sandsteinpartien (4). Hier und da schalten sich kohlige Schnüre ein. In groben, knorrigen Linsen mit erbsengrossen, kantengerundeten Geröllchen und grossen Muskovitblättchen finden sich zahlreiche Exemplare von *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. und *Pachyteuthis panderi* D'ORB. usw.. Nicht selten sind die aussen grobkörnigen Sandsteine (mit gelber, limonitischer Rinde) innen feiner struiert (rötlicher Muskovitsandstein).

Wenige m höher findet sich derselbe grobkörnige, oft konglomeratische, kalkige Sandstein (4a) als Bank in einem weissgelben Sandstein (wie (3)) und führt massenigen *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. sowie durch Strömungen zertrümmerte Belemniten und fossiles Holz.

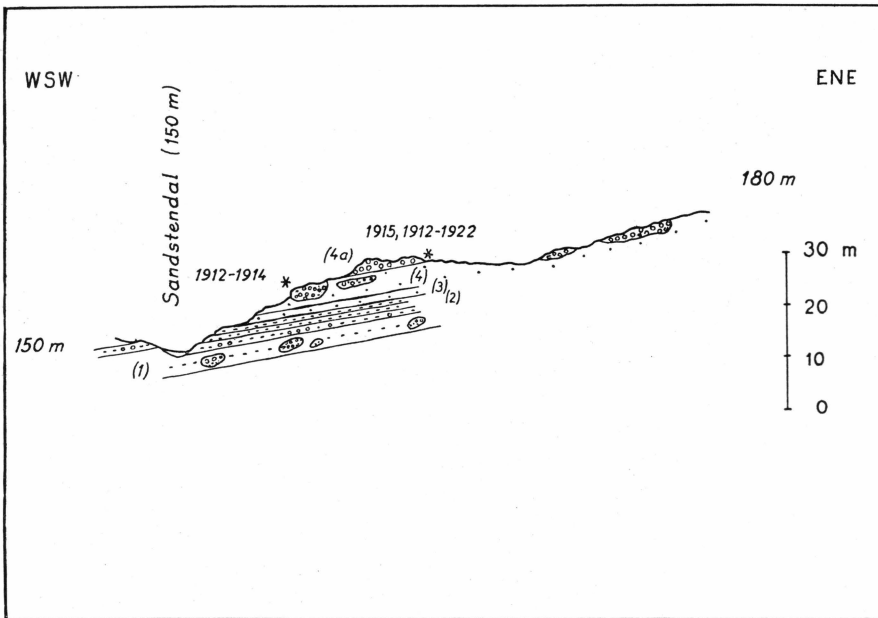


Fig. 30. Detailprofil aus der Gelben Serie im Sandstendal.

Darüber folgen (z. T. ausgedehnte Schuttbedeckung)

180 m braungrau oder hellgelb verwitternde, kohlige, feinkörnige
bis Ditrupasandsteine (5) die oft dünn geschichtet sind und mit
230 m grauschwarzen Schiefersandsteinen wechsellagern (Schichtfal-
len 12—15° WSW).

230 m Mürbe, graue, sandige Schiefer mit geringmächtigen Sand-
bis steinlagen (6).

285 m Diese schiefrigen Bildungen, die unserer Grauen Serie gleich-
zustellen sind, werden unmittelbar überlagert von

285 m diskordant aufliegenden, sehr groben polygenen Konglomeraten
(4—5 m mächtiges Relikt von Valanginien) (7).

Wenig höher am Hang treten unter dem Erosionsrelikt des
transgressiven, horizontal liegenden Valanginienkonglomerates
wieder die WSW-fallenden Juragesteine hervor:

285 m Weissgraue, intensiv gelb-limonitisch verwitternde-Sandsteine
bis (8) mit *Ditrupa nodulosa* LUNDGR..

310 m

325 m Dunkelbraun-rötliche, feinkonglomeratische Sandsteine (9), als
Knauer im hellen Ditrupasandstein mit Kohlenschmitzen.

Darüber folgen

schiefrige, intensiv rostig-braune Sandsteine (9 a) und ein

340 m gelber Sandstein mit schwarzen Schieferbändern (10).

In 360 m Höhe tritt wieder ein diskordant gelagerter Komplex von

360 m Konglomeraten und Breccien (11) des Valanginiens auf.

Da in diesem Teilprofil Böschungswinkel und abgeleiteter Fallwinkel annähernd übereinstimmen, ist nur ein geringmächtiges Schichtenpaket von etwa 36 m aufgeschlossen. Davon entfallen etwa 15 m auf die Schichten (1) bis (4 a).

Auch hier zeigt es sich, dass Ditrupasandsteine und Knauersandsteine, d. h. die charakteristischen Schichtglieder der Gelben Serie, mit den grauen, sandigen Schiefern der Grauen Serie (5) bis (10) wechselagern. Sowohl Gelbe wie Graue Serie sind demnach faziell bedingte »Formationen«, und zwischen beiden Serien besteht somit keine chronologische Grenze. Dieselbe Erscheinung wurde ja auch in anderen Juraprofilen beobachtet (vgl. Cardiocerasdal, pag. 83—87, Skiferdal, vgl. unten, Aucellabjærget, pag. 70, »Blaabærcliff«, pag. 45—49).

19. Profil im Skiferdal¹⁾.

(vgl. Kartenskizze pag. 51, Fig. 31).

Beim Aufstieg durch das Skiferdal wurden die nachstehenden Beobachtungen über die Jurabildungen gemacht.

Bis in eine Meereshöhe von etwa 100 m stehen die permischen Ablagerungen oder teilweise denudiertes kaledonisches Kristallin (Kuplen P. 506 m) an (vgl. Lit. MAYNC 1942). Darüber folgen (tektonischer Kontakt) die Sandsteine der Gelben Serie.

100 m Grobkörniger, gelber Sandstein (1) (mit *Ditrupa*); Bänke und Knauer von graubraunem, grobem Sandstein.

Grobkörniger bis konglomeratischer Sandstein (2), in dem ausschliesslich und in sehr grosser Zahl *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. auftritt.

125 m Ausstreichendes (3) von Bank (1).

160 m Graugelber Sandstein (4), der langsam übergeht (Zone von 5—6 m Mächtigkeit) in

graue, sandige Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen (5).

Die Fazies der Grauen Serie greift hier demnach unter die Sandsteine der Gelben Serie mit *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. (Faziesverzahnung, vgl. die Ausführungen oben).

Über diesen W-fallenden Juraschichten folgt

175 m horizontal gelagertes, grobes Valanginienkonglomerat (6) mit Aucellenkalkblöcken.

¹⁾ Namengebung von H. FREBOLD (Lit. FREBOLD 1932a).

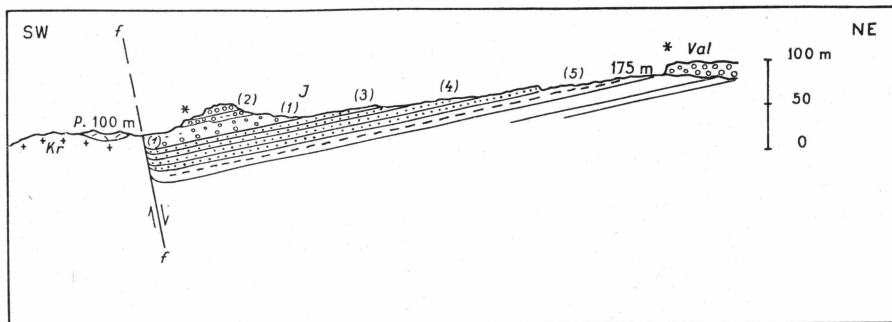


Fig. 31. Die geologischen Verhältnisse im Skiferdal (südwestliches Wollaston Forland).

Die liegende, sandige Schieferserie (5) (= Graue Serie) hat H. FREBOLD in seinem Juraprofil als »Belemnitenschiefer« bezeichnet (Lit. FREBOLD 1932 a). Die diskordante Lagerung des gleichsam am Berghang angeklebten Valanginienkonglomerates hat H. FREBOLD übersehen und hat dasselbe als ein normal zwischen die Jurabildungen eingelagertes Niveau wiedergegeben (op. cit.); die erwähnte Aufeinanderfolge von Konglomerat, hellen Sanden mit Sandsteinbänken und schwarzen *Cardioceras*-Schiefern (vgl. pag. 91) beruht jedoch auf mangelhaften Feldbeobachtungen. Das ergab sich ja dann auch deutlich, als H. FREBOLD selbst *Aucellae* *mf. keyserlingi-piriformis* LAH. aus diesem Konglomerat beschrieb, das demnach Valanginienalter besitzt und unmöglich von Schiefen mit *Amoeboceras alternans* VON BUCH überlagert sein kann (Lit. FREBOLD 1932 c).

20. Die Juravorkommen im Perm- und Brachiopoddal¹⁾.

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

Aus den Jurabildungen des Brachiopoddalen stammt ein Fund von *Macrocephalites* (*Arcticoceras*) *aff. ishmae* KEYS. (vgl. Lit. FREBOLD 1932 a), der nach der Zonenfolge L. F. SPATH's auf unteres Callovien hinweist (vgl. Lit. SPATH 1932).

Wie schon in früheren Arbeiten erwähnt worden ist, transgredieren die Jurasedimente am Young Sund über die oberpermischen Ablagerungen (Lit. MAYNC 1938, 1942, VISCHER 1938, vgl. auch das Lagerungsschema pag. 107).

Die klastischen Juraschichten fallen mit 12—15° SW gegen den Young Sund ein und werden von der Küste an bis in eine Höhe von etwa 30 m von Schotterterrassen und Vegetation verhüllt.

Es handelt sich hier (ganz analog wie in den benachbarten Tälern) um intensiv gelbbraun oder rötlichgrau anwitternde, graue Sandsteine

¹⁾ Zur Nomenklatur vgl. Lit. FREBOLD 1932a, MAYNC 1942.

mit braungrauen Konglomeratlagen (kristalline und weisse Quarzgerölle von maximal Hühnereigrösse). Die Gerölle können auch in Nestern auftreten. Häufig sind die groben Sandsteinvarietäten muskovitreich (teilweise auch etwas kalkig) und enthalten Kohlenschmitzen. Feinkörnige Partien des gelben Sandsteins führen oft *Ditrupa nodulosa* LUNDGR. und enthalten gelegentlich braun-rostige Knauer von Limonit-sandstein mit Belemniten. Arkoseartige oder konglomeratische Niveaux können zuweilen vollkommen erfüllt sein von *Pseudomonotis braamburiensis* Sow..

In einer Höhe von 45 m in Permdal, bzw. 60 m im Brachiopoddal, stehen schon die Permablagerungen an (vgl. Lagerungsschema, pag. 107).

21. Der Jura am Kuppelpasset¹⁾.

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

In der Nähe der Passhöhe und nordöstlich davon treten über den permischen Dolomiten und dem Productuskalk s. str. (vgl. Lit. MAYNC 1942) die Jurabildungen²⁾ zutage.

An der Basis des Aufschlusses finden sich

- 180 m grobe, polymikte Konglomerate (1), mit
zwischenlagerten, rötlichbraunen, ferruginösen Sandsteinen (2)
und auch hellen und gelblich-weissen Varietäten (oft psephitische Partien). Ausser Pflanzenresten und Kohlenschnüren wurden hier *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. und Belemniten gefunden. Nach oben hin verschwinden die konglomeratischen Niveaux.
- 220 m Rötlichbraune, mittelkörnige, muskovitreiche sowie gelbbraune,
bis dickbankige Sandsteine (3).
- 270 m
- 270 m Dunkelgraue oder braune, grobkörnige Sandsteine (4), ebenfalls mit grossem Muskovitgehalt. Auch hier wurde (zusammen mit verkohlten Pflanzenresten) *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. gefunden.

Im Engpass nordöstlich des Kuppelpasset wurden auf einer Schlittenreise nach der Kuhn Insel graue, feinkonglomeratische Sandsteine mit Belemniten, fossilem Holz und Kohlenschmitzen angetroffen, die mit gelbem Ditrupasandstein wechsel-lagern, worin vereinzelt Ammonitenabdrücke (*Macrocephali-tidae*) beobachtet wurden.

¹⁾ Als Kuppelpasset (180—190 m hoch) wird von den dänischen und norwegischen Pelzjägern der Übergang vom Isdal nach der Storsletten und Albrechts Bugt genannt, der vielfach für Schlittenreisen benutzt wird.

²⁾ Entsprechende Sedimente mit *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. sind auch am Nordwestrande der Kuplen (P. 506 m) hie und da aufgeschlossen.

22. ?Juravorkommen im Grænsedalen¹⁾ und am Permpasset.

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

Im Grænsedalen ist der oberpermische Productuskalk s. str. in seinen höchsten Partien aufgelockert (Nester und Schlieren mit Breccien von Permgesteinen und Quarz, lokal Glaukonit, zertrümmerte Fossilien, Rotfärbung). Darüber folgen deuterogene Bildungen, die früher vom Verfasser als Basis des transgredierenden Aptiens betrachtet worden sind (Lit. MAYNC 1942).

Über dem rötlichen und hellgrauen Spiriferensandstein mit Lagen von Productuskalk s. str. (Rote Serie) folgt am Permpasset ein etwa 3 m mächtiges Niveau von weinrotem, brecciös-knolligem Kalk und rotbraunem Mergelkalk (vgl. Lit. MAYNC 1942), das vom Verfasser als kontinental-subkontinentaler Entstehung gedeutet worden ist (oberstes Perm oder Trias). Diese Zone wird überlagert von etwa 20 m mächtigen, rötlichbraunen Konglomeraten, Arkosen und groben, gelbbraunen oder dunkelbraunen Limonitsandsteinen, wie sie im Grænsedalen auftreten. Neben kristallinen Geröllen, deren Grösse beträchtlichen Schwankungen unterworfen ist (Haselnuss- bis Eigrösse, seltener kopfgrosse Komponenten), wurden auch solche des liegenden Spiriferensandsteins beobachtet. Zwischen diesen grobklastischen Bildungen finden sich weissliche Sandsteinbänke. Höher folgen direkt die Ablagerungen des Aptien-Albiens (vgl. Lit. MAYNC 1942).

Sowohl im Grænsedalen wie am Permpasset ist ein jurassisches Alter für diese psephitisch-psammitischen Schichten zwischen Perm und dem jüngeren Néocomien nicht mit Sicherheit nachzuweisen, da keine bestimmbareren Fossilien darin gefunden wurden. Auf Grund von Vergleichen mit den lithologisch sehr ähnlichen, fossilführenden Jurabildungen in entsprechender stratigraphischer Stellung (Kuppelpasset, Permdal, Brachiopoddal) aber dürfen diese Ablagerungen als ein Relikt unserer Gelben Serie aufgefasst werden.

Es ist auffallend, dass demnach hier nur ein unbedeutender Rest von Gelber Serie erhalten geblieben ist und die hangenden, sonst so mächtigen Jurabildungen vollständig fehlen, die doch z. B. nur einige km weiter nordöstlich (Profil am Hammeren, vgl. pag. 102 ff.) wieder vorhanden sind. Infolgedessen ist es unmöglich zur Erklärung der stratigraphischen Verhältnisse am Permpasset etwa an ein primäres Fehlen, d. h. Nichtsedimentation, der jüngeren Juraschichten zu denken, sondern wir müssen nachträgliche Abtragung vor dem Einsetzen der Kreidetransgression (Aptien) annehmen.

¹⁾ Das Grænsedalen schneidet sich zwischen der Kuplen (P. 506 m) und P. 703 m ein und mündet östlich von Kap Berghaus in den Young Sund (vgl. Lit. MAYNC 1942).

Es wurde festgestellt, dass gerade am Permpasset eine grosse Verwerfung durchstreicht, längs welcher das äussere Wollaston Forland im obersten Kimeridgien als Bruchscholle abgesenkt wurde (vgl. Lit. VISCHER 1939); die exponierte Schollenkante der westlichen Einheit (Permpasset) wurde Denudationsgebiet. Das ältere Kimeridgien fiel als jüngste Sedimentdecke zuerst der intensiven Ablation zum Opfer; daraufhin wurde auch die ältere Gelbe Serie angegriffen. In der Kreide war nur noch ein geringmächtiges Relikt davon übrig, das durch die darüber transgredierenden Aptien-Albien-Sedimente vor gänzlicher Entfernung bewahrt geblieben ist. An der eigentlichen Schollenkante ist heute ja noch Perm und selbst der kaledonische Kristallinsockel entblösst.

Für die Heraushebung der Bruchschollenkante am Permpasset und die darauffolgende Reliefbildung sind demnach die jungkimmerischen (nevadischen) Bewegungen verantwortlich (Hebungen, Bruchbildung oder Reaktivierung älterer Verwerfungen und Westneigung der abgestaffelten Schollen).

Aufschlüsse im äusseren Wollaston Forland.

Wie weiter oben (pag. 52) erwähnt worden ist, sind im äusseren Wollaston Forland (östlich der Linie Albrechts Bugt-Kap Berghaus) Jurasedimente nur lokal aufgeschlossen: Weiter östlich und südlich sind die tektonisch abgestaffelten Bruchschollen schon so tief abgesenkt, dass die älteren Bildungen verborgen sind und meistens erst das jüngere Néocomien an der Oberfläche austreicht.

Der Jura oder Teile davon sind allerdings zuweilen der intensiven Erosion (Reliefbildung) in jungkimmerischer Zeit (Oberjura-Unterkreide) zum Opfer gefallen (Falskebugt).

Im nördlichen äusseren Forland zieht sich südlich der Brorsons Halbinsel (vgl. Kartenskizze pag. 51) eine breite Querdepression von der Albrechts Bugt nach der Falskebugt. Die nach den beiden genannten Meeresbuchten abfliessenden Bäche und Flüsse zeigen infolge des äusserst geringen Gefälles (die Wasserscheide dieser flachen Senke liegt maximal 20 m ü. M.) eine ausgesprochene Mäanderbildung. Wegen der vorhandenen stagnierenden Schneesümpfe zur Zeit der Schneeschmelze ist diese Senke von uns Sumpdalen genannt worden.

23. Profil südwestlich des Bern Plateau¹⁾ (Brorsons Halbinsel).

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

An der Südwestseite der Halbinsel, die von jungmesozoischen Sedimenten und Plateaubasalt aufgebaut wird, treten nördlich der Mün-

¹⁾ Der südliche Teil der basaltgekrönten Fläche der Brorsons Halbinsel wurde von A. VISCHER und dem Verfasser Bern Plateau genannt.

dung des Sumpdalen in die Albrechts Bugt dunkle Schiefer des Kimeridgiens auf. Das durchschnittliche Schichtfallen nach SE (etwa 14°) beruht auf Schleppung längs einer Verwerfung (vgl. pag. 39).

Über Schnee und Fliesserde waren hier aufgeschlossen

- 10 m schwarze, blättrige, sandige Schiefer (1) mit Pyrit (vereinzelte bis Muscheln führend), wechsellagernd mit
- 50 m grell gelb (oder rötlich) anwitternden Bänken von dunkelgrauem Sandkalk (2) mit Pflanzenresten.
- 30 m Ammoniten und Lamellibranchiaten.
- 50 m Schieferige, hellgraue Sandsteinlagen (2—3 m) mit Pflanzenresten (3), darüber wieder dunkle, sandige Schiefer mit gelben Sandsteinbänken (wie (1)/(2)).
- 60 m Gelb anwitternde Bank von Sandkalk (4) (rötlich glänzende Anwitterungsoberfläche) mit grossen Pyritknollen.
- 70 m Schwarze Sandschiefer (5) mit gelb-rötlichen, sandigen Zwischenlagen (höckerige Schichtfugen), in denen schlecht erhaltene Abdrucke von Ammoniten und Pelecypoden auftreten. 0,2 m höher folgt eine harte Bank (6) von sandigem Kalk mit Knollen, die röhrenförmige Gebilde und Pflanzenreste führen (z. T. Pflanzenbreccien).
- 80 m 2 m mächtige Zone von mürbem, hellgrauem, schiefrigem Sandstein (7) mit rostigen Fugen, wechsellagernd mit gelb anwitternden Sandkalken und harten, rötlich-gelben Kalklagen (8), in denen neben
- 100 m Pflanzenhäcksel vereinzelte Ammoniten vorkommen. Das kalkige Material ist häufig in Form von brecciösen Knollen und Konkretionen angereichert.
- 140 m Innerhalb von schwarzen, sandigen Schiefen eine Bank von gelblichem Sandkalk (9) mit Ammoniten.
- 160 m Schwarzer, grau anwitternder, schiefriger Sandstein (10) und Niveaux mit gelb verwitternden Sandkalken (Ammoniten reste).
- 165 m Grauschwarze, sandige Schiefer (11), mit 45—55° nach NE bis SE einfallend; eingelagerte Bank von gelbem Sandkalk. Ammoniten.
- 175 m 2 m graue, sandige Schiefer (12), darüber gelbe, brecciöse Kalkbank (13) (0,3 m) mit aufgearbeitetem Material (Strömungsschlieren), mit fossilem Holz in grossen Stücken. Ausserdem Pflanzenbreccien (wie (6)).
- Darüber folgt eine
- 1 m mächtige, gelb anwitternde Kalkbank (14) mit zertrüm-

merten kleinen Muscheln (u. a. *Aucella* sp. div., *Terebratula* sp.) und Ammonitenresten.

- 190 m dunkle Schiefer (15), bis 60° E-fallend, wechsellagernd mit kaligen, teilweise heterogen-brecciösen Bänken.
 191 m *Aucella* (*Buchia*) cf. *bronni* LAH..
 200 m Ammoniten.
 202 m Bank von gelbem, sandigem Kalk mit zahlreichen, schlecht erhaltenen Ammoniten.

Etwa 5 m höher (Bachrunse) stehen diese stark geschleppten Schiefer des Kimeridgiens in abnormalem Kontakt mit den charakteristischen Ablagerungen des Aptien-Albiens (mit *Hoplitidae* und Muscheln), die bis hinauf zum Basalt des Bern Plateau aufgeschlossen sind.

24. Profil nördlich des Sumpdalen (westlich von P. 428 m des Bern Plateau).

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

Zur Zeit meiner Aufnahmen waren hier über Schnee und Fließerde die folgenden, mit 10—20° NE fallenden Sedimente aufgeschlossen:

- 20 m Schwarze, etwas sandige, blättrige Tonschiefer (1) mit grell gelb oder rötlich anwitterndem, graubraunem, plattigem Sandstein (2).
 Höher finden sich grauschwarze, weiche, oft rostige Schiefer (3), die mit gelb anwitternden Kalkbändern wechsellagern (zu knolligen Haufen auswitternd) (4).
 Rot anwitternde, graubraune Sandkalke (5) (geringmächtige Bänke) innerhalb der dunklen Schiefer.
 60 m Schwarze Schiefer (6) mit gelben, etwas unrein-sandigen Kalkbänken (7), die zellig verwittern und fossiles Holz führen.
 62 m Grauschwarze, bröcklige, sandige Schiefer (8) mit zahlreichen Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB.), wechsellagernd mit einigen Bänken (à 0,1 m) von rostigem, fleckigem, dunkelgrauem Sandkalk (9) von gelber Anwitterungsfarbe.
 In den zwischengelagerten Schichten (8) sind sehr pyrit- und schwefelreiche Zonen vorhanden.
 Schwarze, sandige Schiefer (10) mit Linsen und Bänken von knolligem, dunklem, rostigem Kalk, darüber wieder 2 m mächtige, grau verwitternde, schwarze und weiche Schiefer (11).

Darüber folgt eine
70 m 0,3—0,4 m mächtige, rot-rostige Schieferzone (12) mit fossilem Holz, Kohlenschmitzen und Pyritknollen.

Dieses in Folge seines Farbkontrastes mit den liegenden dunklen Schiefen auffallende Niveau (Sedimentationslücke) wird diskordant überlagert von hellgrauem, schiefrigem Mergelkalk mit Konkretionen und Bändern eines rosa anwitternden, grauen Kalkes (13). In diesen ausserordentlich fossilreichen Kalksedimenten wurde eine schöne Fauna des Polyptychitan (mittleres Valanginien) gesammelt, die der borealen *polyptychus*-Fauna Russlands und Englands (Speeton) entspricht (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1939).

25. Juravorkommen im Gebiet südlich der Albrechts Bugt.

(vgl. Kartenskizze pag. 51).

Südwestlich der Albrechts Bugt ist am Strandeliff (zwischen dem norwegischen »Slettehuset« und dem Sumpdalen) horizontal bis schwach südfallendes Kimeridgien aufgeschlossen.

Schwarze, sandige, etwa 20 m mächtige Tonschiefer (1) mit pyritreichen Zonen, in denen grosse Linsen (Diameter bis zu 4 m) von gelb oder rostrot anwitterndem, hartem Sandkalk (2) von graubraunem Bruch (mit wulstigen, ferruginösen Schichtflächen) eingebettet sind. Dieselben sind horizontbeständig (2—3 m über dem Meeresspiegel) und führen neben verkohlten Pflanzenresten nicht selten grosse fossile Holzstücke.

Südlich des »Slettehuset« wurde im unteren Teil des Rødryggen¹⁾ bis in eine Höhe von 110 m im Liegenden des Valanginienkalkes ebenfalls Kimeridgien festgestellt, nämlich

schwarze, sandige Schiefer, wechsellagernd mit rotbraunen Lagen von Sandkalk, worin Ammoniten sowie *Aucella* (*Buchia*) cf. *bronni* LAH. gefunden wurden.

Auch östlich des Rødryggen, zwischen Zeltlager I und II (vgl. Kartenskizze pag. 51), wurden bis in eine Höhe von etwa 110 m

leicht SW-fallende, schwarze Sandschiefer mit Bänken von gelb (oder rotbraun) anwitterndem sandigem Kalk festgestellt, die Pflanzenreste, Ammoniten und ?Aucellen führen.

¹⁾ Rødryggen (»Roter Rücken«) wurde vom Verfasser der NS-streichende Sedimentrücken südlich der Albrechts Bugt genannt auf Grund der hier anstehenden Kreideablagerungen, die z. T. intensiv rot gefärbt sind und schon von Weitem auffallen (vgl. Lit. MAYNC 1940).

Am Grænseryggen, zwischen Lager II und dem nördlich des Gyldenspids¹⁾ entspringenden Bach (vgl. Kartenskizze pag. 51), steht Kimeridgien an:

Lager II

(70 m)

- 80 m Grell gelb anwitternder, hellgrauer, plattiger Sandstein (1) mit wulstiger Oberfläche. Schneeang bis 95 m.
- 95 m Schwarze, sandige Schiefer (2) mit Rostzonen und gelb oder bis rot braun anwitternden Kalkbändern.
- 130 m
- 130 m Grau anwitternde Kalkbank (3), innerhalb von schwarzen blättrigen Schiefen.
- 140 m dito.
- 160 m Schwarze Schiefer mit Kalkbänken. (4)

Diese Schieferserie wird (wie am Rødryggen und am Bern Plateau) überlagert von

- 165 m transgressiven, hellen, fossilreichen Mergelkalken (5) des mittleren Valanginiens (*polyptychus*-Zone).

26. Profile nördlich des Hammeren (Antoinette's Bjærg P. 992 m).

(vgl. Kartenskizze pag. 51, Sammelprofil Fig. 32, 33).

Der Fluss, der am Permpasset (360 m nach eigenen Messungen) entspringt und in den Canyonflod (Storsletten) mündet, macht nach seiner Vereinigung mit dem vom Centrumpasset²⁾ (310 m) her fließenden Bach eine scharfe Biegung nach NW. Westlich derselben wurde beim Aufstieg zum Basaltgipfel P. 992 m Folgendes beobachtet.

- 130 m Dunkle, aschgrau anwitternde, etwas sandige Schiefer (1) mit eingeschalteten Lagen von gelblich anwitternden, dunkelgrauen Sandkalken (mit Wellenfurchen), die fossiles Holz in grossen Stämmen enthalten. Ausserdem wurden hier zahlreiche Abdrücke von *Amoeboceras* sp. und Belemniten gefunden. Höher folgt innerhalb grauschwarzer, sandiger Schiefer mit gelben Zonen (fossiles Holz) eine

¹⁾ Der Gipfel P. 660 m (nach Messung des Verfassers) zwischen Murbjærg (P. 853 m) und P. 771 m wurde als Gyldenspids (»Goldene Spitze«) bezeichnet, weil er zuoberst eine kleine Kalotte von weissgelben, pflanzenführenden Tertiärsedimenten trägt, die mit der liegenden, dunklen Schieferserie des jüngeren Néocomien schon aus der Entfernung kontrastieren.

²⁾ Von A. VISCHER und dem Verfasser so benannt auf Grund seiner zentralen Lage.

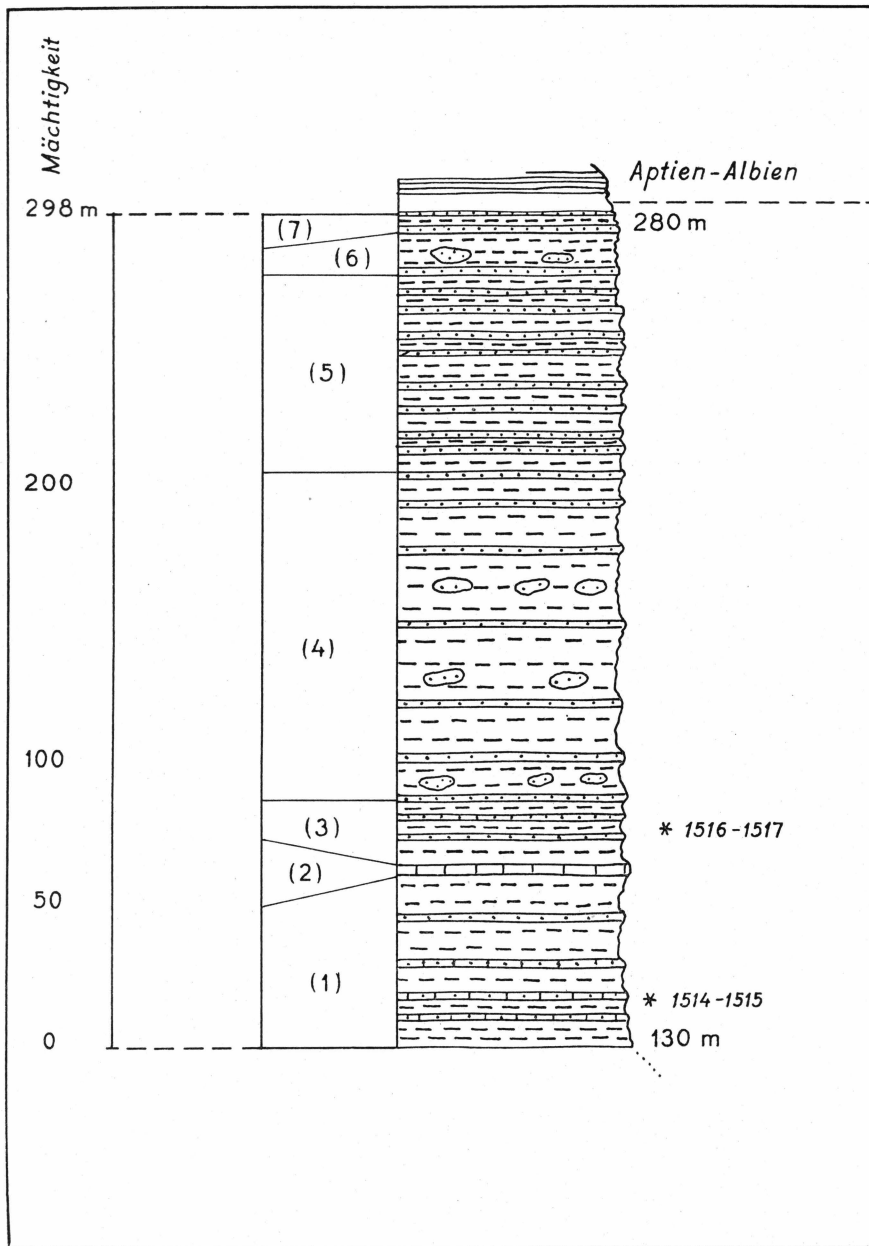


Fig. 32. Profil durch die Juraserie an der Nordseite des Hammeren (P. 992 m), zentrales Wollaston Forland.

- dunkelgraue, harte, intensiv gelb anwitternde Kalkbank (2) (0,4 m), und darüber
- 160 m graue, bröcklige, sandige Schiefer (3) mit Belemniten, dazwischen vereinzelte Horizonte von gelblichem Sandstein.
- 170 m Graue, sandige Schiefer (4), mit eingelagerten Linsen und Bändern von gelb-weisslichem oder rotbraunem Sandstein, mit *Ditrupe* oder *Dentalium*, Pflanzenresten.
Höher finden sich
- 230 m schwarzgraue Schiefer (5) mit dünnen Bänken von graubraunem Sandstein, und darüber folgen blättrige, schwarze, sandige Schiefer mit
- 250 m dünnen, zwischengeschalteten Sandsteinbänken (Fallen: 15° SW).
- 260 m Schwarze, hellgrau anwitternde, sandige Schiefer mit Lagen von graubraunem, schiefrigem Sandstein.
Etwas höher finden sich in den gleichen Schieferrn Platten und grosse Knauer von gelb-weissem, feinkörnigem Sandstein (6) mit kohligen Spuren.
- 280 m Schwarze, sandige Muskovitschiefer (7) mit rostig-braunen, kohligen Sandsteinbänken. Hangendes nicht aufgeschlossen.

Weiter westlich wurden die folgenden Schichten angetroffen (vgl. Fig. 33):

- Schwarze, sandige Schiefer (1) mit *Amoeboceras sp.*, *Pachyteuthis panderi* D'ORB. usw., wechsellagernd mit Bänken von hellgelbem Ditrupasandstein (2). Schichtfallen: 16° SW.
Darüber folgen
- 150 m schwarz-graue Schiefer (3) mit gelb anwitternden Kalkbändern mit Pflanzenresten.
- 160 m Graue, sandige Schiefer (4) (wie (3)), muskovitreich, mit einer zwischengelagerten Bank von rostig-braunem Sandstein von dunkelgrauem Bruch (Kohlenspuren).
- 170 m Rostige, blättrige, sandige Schiefer (5) mit dünnen Sandsteinbänken, zuweilen infolge zahlreicher Pyritknollen (P) von wulstigem Habitus.
Überlagert von
- 180 m schwarzen Tonschiefern (6) mit rotgelben Konkretionen von Toneisenstein usw. des Aptien-Albiens.

Die gesamte hier aufgeschlossene Mächtigkeit der sandigen Schieferserie wurde zu 298 m berechnet.

Die genaue stratigraphische Stellung dieser Jurasedimente an der Nordflanke des Hammeren (sowie in der Region des Sumpdalen) ist

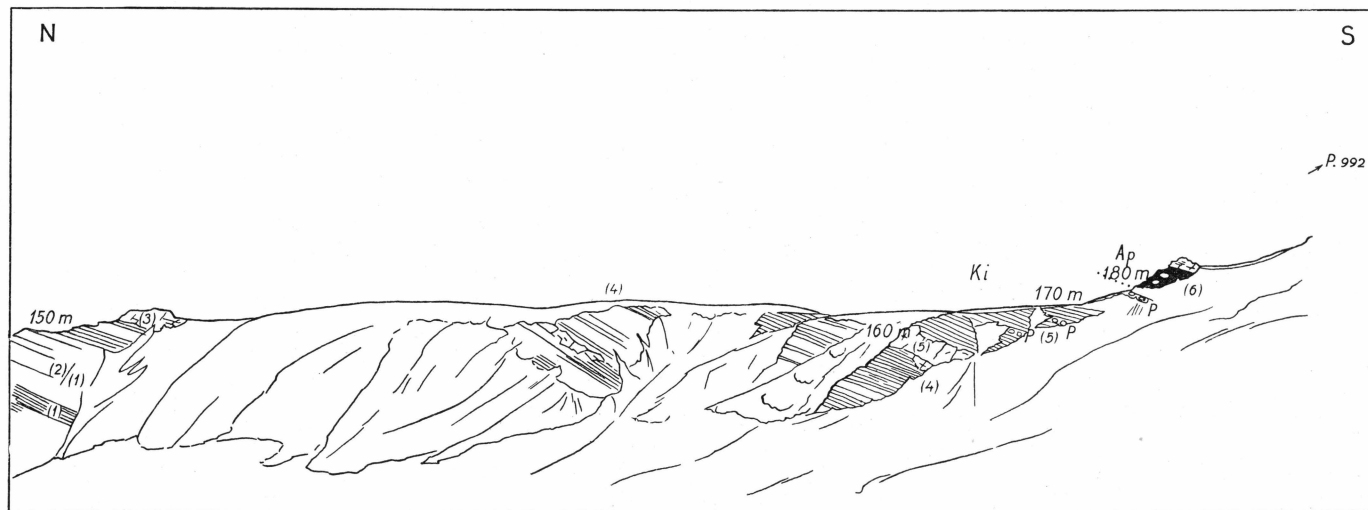


Fig. 33. Kontakprofil von Kimeridgien (Ki) und Aptien (Ap) nördlich des Hammeren (P. 992 m) im zentralen Wollaston Forland.

noch etwas unsicher. Faziell erinnern sie an unsere Graue Serie (aschgraue sandige Schiefer mit Zwischenlagen von gelbem, teils kohligem Ditrupasandstein). *Amoeboceras sp.* und *Pachyteuthis panderi* D'ORB. erscheinen ja häufig in diesen Übergangsschichten; vielleicht kann eine spezifische Bestimmung der *Amoeboceraten* nähere Schlussfolgerungen gestatten. Andererseits könnte man die betreffenden Ablagerungen eventuell als eine sandigere Fazies der Schwarzen Serie (Eo-Kimeridgien) betrachten, wie sie scheinbar auch am Cardiocerasbjærg vorkommt (vgl. pag. 88 ff.). Die gelegentlich den Schiefeln eingelagerten Kalkbänke dürften für eine solche Korrelation sprechen. Vielleicht aber handelt es sich sogar schon um Kuhn-Schichten (oberes Kimeridgien). Jedenfalls gehen wir kaum fehl, wenn wir diese Sedimentserie ins Kimeridgien verweisen (im tiefsten Teil eventuell Argovien?).

D. Clavering Insel.

(vgl. Kartenskizze pag. 109).

Dass — im Gegensatz zur Ansicht anderer Forscher (Lit. FREBOLD 1932 a, 1933 b, NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH 1932, KOCH 1929, 1935) — auf dieser Insel jurassische Ablagerungen vorkommen, konnte durch die Feldaufnahmen und Fossilfunde des Verfassers (Sommer 1937) bewiesen werden (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1940).

Auf der dänischen »Drei-Jahres-Expedition« wurden im nordöstlichen Teil der Insel von A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH summarische Aufnahmen gemacht (Lit. NOE-NYGAARD & SÄVE SÖDERBERGH 1932). Infolge ungenauer Feldbeobachtungen wurden alle hier angetroffenen mesozoischen Bildungen als kretazisch betrachtet. Aus dem sog. »unteren Sandstein« (op. cit.) stammen die »Cyrenen«, die H. FREBOLD beschrieben hat (Lit. FREBOLD 1932c). Auf Grund derselben und der ganzen Fazies hat H. FREBOLD diese Sandsteinserie mit dem »Wealden« Südenglands und des Artois verglichen, dessen kontinental-lagunäre Fazies in Ostgrönland demnach in »jüngeren« Stufen auftreten müsste¹⁾ (Lit. FREBOLD 1932a).

Weiter haben A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH eine »Obere Sandsteinserie« ausgeschieden und infolge unrichtiger Interpretation der Lagerungsverhältnisse als Oberkreide betrachtet (op. cit.).

Nach H. FREBOLD fehlen auf der Clavering Insel jegliche Jurabildungen entweder primär oder sie streichen infolge von Dislokationen nirgends zutage (Lit. FREBOLD 1932a).

Weshalb den genannten Forschern die Identität ihrer beiden Sandsteinkomplexe sowohl in lithologisch-fazieller wie auch faunistischer

¹⁾ Dieser »Untere Sandstein« wurde nämlich bisher ins jüngere Néocomien (Aptien-Albien) verwiesen, während er vom Verfasser mit der Gelben Serie (oberes Bathonien-Argovien) korreliert wird.

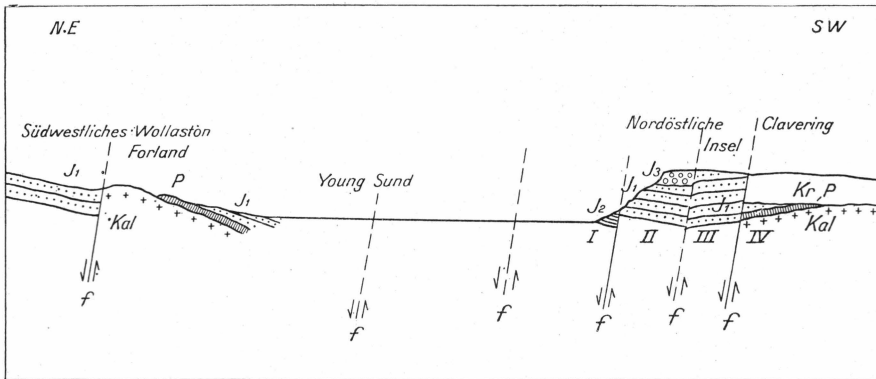


Fig. 34. Lagerungsschema der Jurasedimente auf beiden Seiten des Young Sunds.

Hinsicht nicht aufgefallen ist, die schon bei einer kurzen Rekognoszierung im Gelände direkt ins Auge fällt, kann nicht erklärt werden.

Diese unserer Gelben Serie entsprechenden Sandsteine und Konglomerate, die am Küstencliff (Dolomitdal) von der transgressiven Rigi-Serie (Volgien) überlagert werden, finden sich nur am NE-Rande der kaledonisch-kristallinen Zentralzone (A. VISCHER's »Clavering-Scholle«) in einer von verschiedenen Verwerfungssystemen dreieckförmig begrenzten, untergeordneten Zwischenscholle des antithetischen Treppenbaus (Fig. 35), vgl. auch Lit. VISCHER 1940).

Abgesehen vom Nachweis der tiefsten Juraserie und der synorogenen Rigi-Serie des Volgiens auf der Clavering Insel gelang es dem Verfasser auch ein Relikt von Kimeridgien-Schiefern hier aufzufinden (Lit. MAYNE 1938, 1939). Der Aufschluss an der Küste nördlich der Djævlekløft wurde von A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH den »Inoceramenschiefern« (Aptien-Albien) zugerechnet, gehört jedoch auf Grund der hier gemachten Funde von *Aucella (Buchia) bronni* LAH. u. a. Formen ins Kimeridgien.

Nachstehend soll Näheres über die stratigraphisch-faziellen Verhältnisse dieser Jurabildungen der Clavering Insel mitgeteilt werden.

Fig. 34 soll die Lagerungsverhältnisse des Mesozoikums auf der Clavering Insel schematisch erläutern. Es zeigt sich, dass das Gebiet von zahlreichen Verwerfungen zerlegt wird (vgl. Lit. VISCHER 1938, 1939, 1940). In Scholle IV ist nur noch ein Erosionsrelikt von Jura zwischen Perm (P) und der transgredierenden Kreide (Kr) erhalten (Südwestseite der Kontaktravine, vgl. pag. 114); die Kontaktravine selbst hat sich an der Verwerfung zwischen den Bruchschollen IV und III eingeschnitten. Der kleine Jura-Aufschluss auf der linken Seite des Dolomitdalen (vgl. pag. 113) gehört schon zur Basis von III, während das Profil südlich von P. 417 m die hangenden Jurabildungen davon durchschneidet (vgl.

pag. 115 ff.). Die Gelbe Serie (J1) und das transgressive Volgien (J3) am Küsten cliff (pag. 110 ff.) entsprechen der Bruchscholle II, die ihrerseits längs der »Zackenbergs-Dombjerg-Verwerfung« gegen die stark abgesenkte Einheit I stösst (Küstenaufschluss von Schiefen des Kimeridgiens J2, vgl. pag. 117 ff.).

Wie eine Berechnung ergibt, muss auch im heutigen Young Sund eine (oder vielleicht mehrere) Störungslinie durchstreichen, da die Gelbe Serie (J 1) zwischen dem Perm von Wollaston Forland und dem Kimeridgien (J 2) an der Küste der Clavinger Insel sonst eine unglaubliche Mächtigkeit aufweisen müsste. Gesetzt der Fall, dass die auf der kleinen Basalt Insel anstehenden Schiefer, in denen L. KOCH 2 Ammoniten gefunden hat (Lit. KOCH 1929 a), nicht dem Kimeridgien, sondern dem jüngeren Néocomien entsprechen (was sehr wahrscheinlich ist), würde dies eine solche Bruchsenke im heutigen Young Sund beweisen.

27. Profil am Küstencliff zwischen Dolomitdal und Djævlekløften

(zu P. 546 m der Troldmarkerne).

(vgl. Kartenskizze pag. 109, Profil Fig. 36).

Durch die gut aufgeschlossenen, mehr oder weniger horizontal liegenden (etwa 3° WSW-fallenden) Sedimente der Gelben Serie (= »Unterer Sandstein« des jüngeren Néocomiens fide A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH 1932) konnte das nachstehende Profil aufgenommen werden.

Über einem kleinen Bachdelta stehen an

- 85 m hellgelb anwitternde und zu losem Sand zerbröckelnde, weisslich-gelbe, ziemlich grobkörnige Sandsteine (1), die Knauern und Linsen von dunkelbraunem, feinkonglomeratischem Sandstein (2) mit rostiger Rinde enthalten, welche neben schlechten Muschelresten zahlreiche Exemplare von *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. führen.
Schutt.
- 120 m Braun-rostiger, feinkörniger Sandstein (3) mit *Pseudomonotis* sp. und Pflanzenresten,
darüber folgen
hellgelbe Sandsteine (4) (wie (1)), mit Knauern und Lagen von dunklem, psephitischem Muskovit-sandstein (5) (wie unten (2)), in denen *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. in ungeheurer Zahl vorkommt und ausserdem Nester mit zusammengeschwemmten Belemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB.) vorhanden sind. Die Gerölle sind im Durchschnitt erbsengross, können aber Haselnussgrösse erreichen.

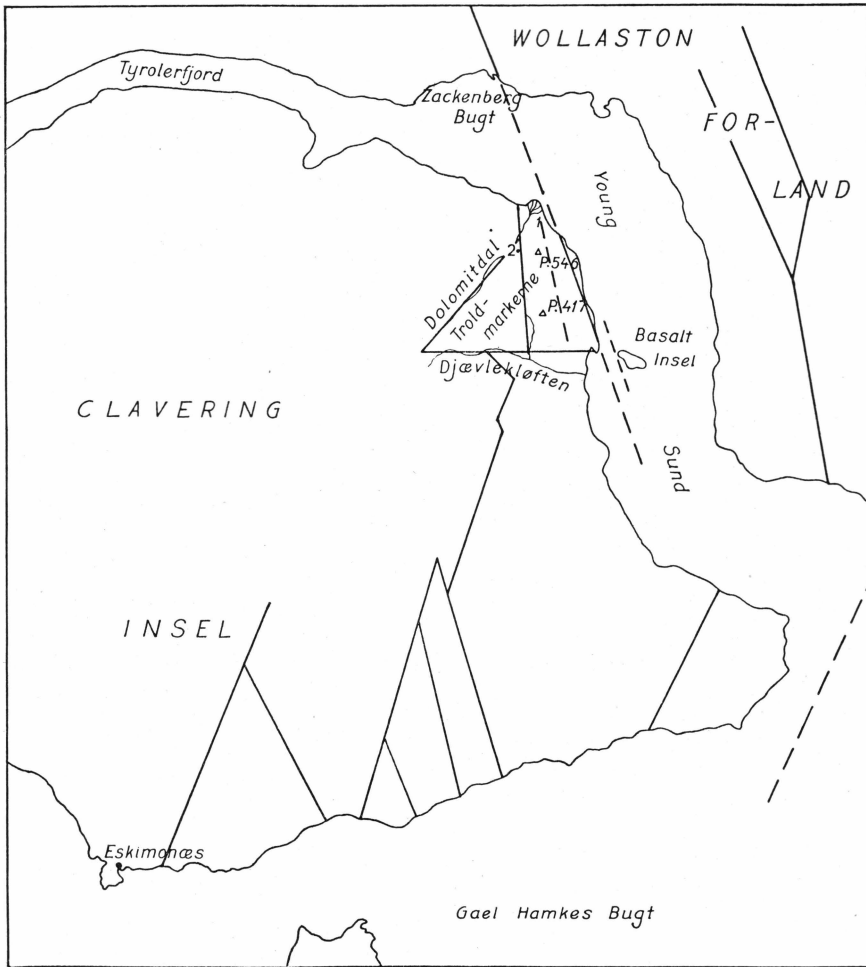


Fig. 35. Kartenskizze der Clavering Insel. (1 = Küstencliff; 2 = Kontaktravine).

150 m Heller, weicher Sandstein (6) (Pflanzenreste), mit dunklen, konglomeratischen Sandsteinlinsen (wie unten), die ebenfalls reichlich *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. führen.

Höher sind sowohl die hellen Sandsteine wie die darin eingebetteten dunklen Knauer (mit bröckliger, zersetzter Rinde) recht grobkörnig bis konglomeratisch entwickelt.

190 m 2—3 m mächtige Bank (7) von rostbraunem Sandstein mit wenigen Geröllzonen,

darüber folgen

harte, grau oder gelbliche, dickbankige Sandsteine (8) mit bis 1 m langen Linsen und Knauern von dunkelbraunem, grobkörnigem Sandstein (wie unten (2) und (5)), der Lamelli-

- 210 m branchiaten (vor allem *Pseudomonotis braamburiensis* Sow.) führt.
- 220 m Eingebettet in gelblichem Sandstein eine grosse Linse von dunkelbraunem, grobkonglomeratischem Sandstein (9) mit grossen Lamellibranchiaten, *Pachyteuthis panderi* D'ORB. usw..
- 230 m Gelb-weisslicher Sandstein (10) von dickbankiger bis massiger Textur, oft mit dünnen Zonen, Schlieren und Nestern von konglomeratischen Partien. Die eingelagerten, dunklen Konglomeratknauer besitzen hier kugelförmige Form (Fuss einer Wandstufe).
Höher wurden in einer in
- 240 m hellem Sandstein (11) eingelagerten, dunklen, grobkörnigen bis Sandsteinlinse mit gelbrostiger Rinde verschiedenen Muscheln
280 m gesammelt.
- Typisch ist, dass diese konkretionären Knauer nicht nur ganz unregelmässig in den hellen Sandsteinen verteilt sind (teils zahlreiche Linsen nebeneinander, dann wieder grosse Zwischenräume, hie und da auch lateral auskeilende Walzen und Wülste, anderswo runde Kugeln usw.), sondern dass einige darunter sehr fossilreich sind (Muschelbreccien)¹, während benachbarte völlig steril sein können.
- 270 m Grosse, dunkle Kugelkonkretionen von grobem, dunklem Sandstein (wie unten), in deren Nähe häufig auch der helle Sandstein konglomeratisch entwickelt ist.
- 280 m Bank von dunklem Konglomeratsandstein, darüber (Steilwand) hellgrauer bis gelblicher, massiger Sandstein (12) ohne Knauer (20 m mächtig).
- 300 m Darüber lagern sich ganz unvermittelt ungefähr horizontal gelagerte, z. T. sehr grobe synorogene, polymikte Konglomerate (13) mit bis metergrossen Blockgeröllen, die neben kristallinen Komponenten auch solche von fossilführendem Zechsteindolomit (mit *Lieea* sp. usw.) enthalten (vgl. auch Lit. NOE-NYGAARD & SÄVE-SÖDERBERGH 1932, MAYNC 1942).
- Neben diesen Konglomeraten sind typisch grünlich-graue, psephitische Sandsteine (14) mit Kohlenschmitzen, sowie schwarze, muskovitreiche, sandige Schiefer (15), die vor allem zwischen den klastischen Schichten eingelagert sind und auch als Häute um einzelne Gerölle auftreten.
- 325 m Weissgraue Sandsteine (16) zwischen grauen, groben Konglome-

¹ Die in den tieferen Niveaux massenhaft auftretende Form *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. ist in diesen höheren Lagen i. Allg. selten vertreten.

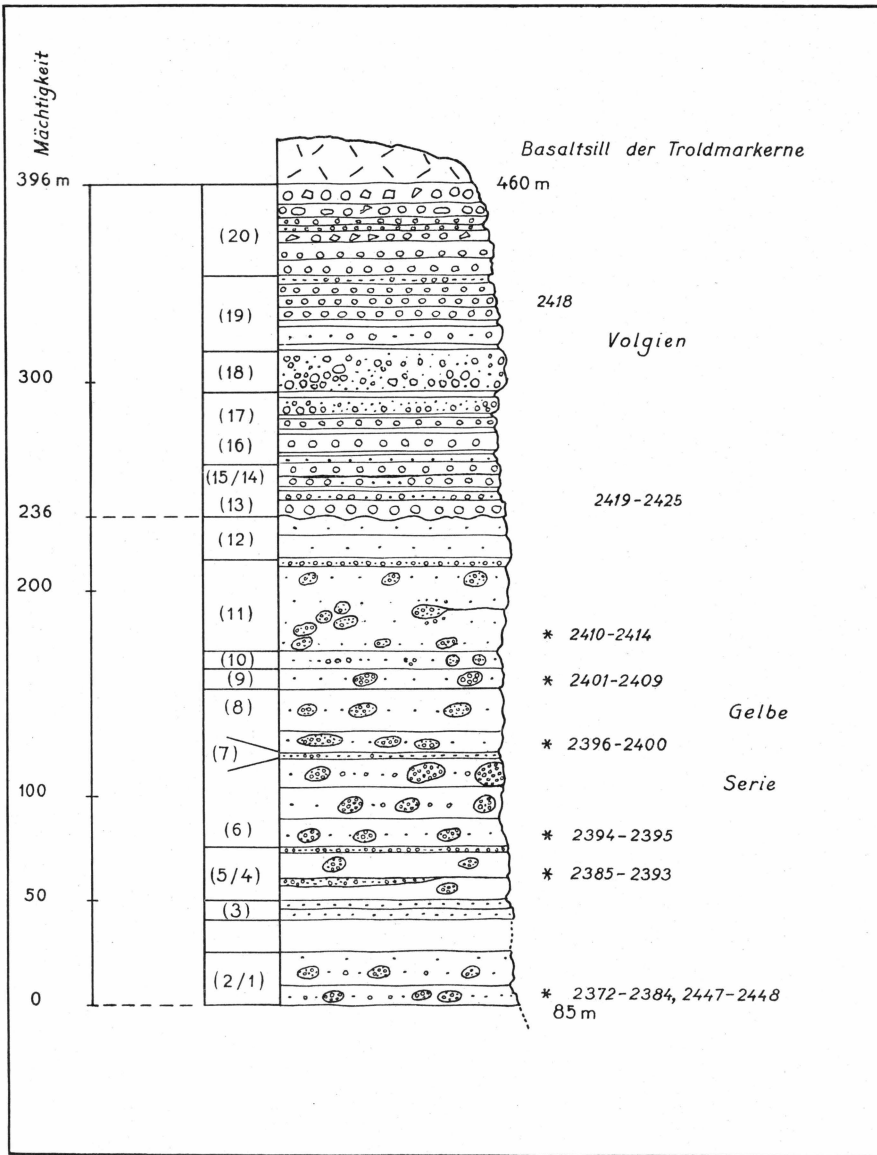


Fig. 36. Das Juraprofil am Küstenciff zwischen Dolomitdal und Djævlekløften (nordöstliche Clavering Insel).

raten, auf deren Schichtfugen sich schwarz-sandiges Material (wie (15)) findet (15).

Sowohl Konglomerate wie Sandsteine weisen eine ausgeprägte transversale Klüftung auf, die wohl als Folge von Dislokationen zu deuten ist (Nähe von sich schneidenden Verwerfungslinien, vgl. Lit. VISCHER 1939, 1940).

- Innerhalb der Konglomerate eingelagert
- 340 m dünne (bis 0,1 m mächtige) Bänder von schwarzen, kohlig abfärbenden Schiefen (17). Unmittelbar über, doch auch inmitten dieser kohligen Zonen sind dichte Packungen grober Gerölle zu beobachten.
- Höher nehmen die Schieferbänder mit dem kohligem Pigment ab.
- 360 m Grobe Konglomerate (18), worin oft eine schwarmweise Verbreitung der Gerölle auftritt, d. h. in einzelnen, oft unebenen Horizonten sind solche eng aufeinander gepackt, während dazwischen geröllarme Lagen oder Sandsteinbänke mit Delta-schichtung vorhanden sind. Das Bindemittel der Psephite ist brecciös (Kristallingrus), die grösseren Gerölle darin (vorw. Quarzite und Gneise) sind jedoch i. Allg. gut gerundet.
- In 380 m Höhe nimmt die Steilheit des Hanges ab, und zwischen den Konglomeraten treten wieder
- 380 m kohlige Schieferschnüre (19) (wie unten (17)) auf.
- bis 420 m
- 420 m Grobkonglomeratische und brecciöse Bänke (20), in denen u. a. flache, fluviatile Gerölle auffallen neben eckigen, grossen Brocken von weissem Quarzit.
- 460 m Kontakt mit einem mächtigen Basaltsill, der auch unterhalb von P. 546 m durchstreicht.

Die 236 m mächtig aufgeschlossenen Psammite (1)—(12) mit den typischen, fossilreichen Knauer sandsteinen, die viele Lamellibranchiaten und vor allem *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. in einer riesigen Individuenzahl enthalten, sind ohne den geringsten Zweifel mit unserer Gelben Serie (oberes Bathonien-Argovien) von Wollaston Forland und der Kuhn Insel zu korrelieren. Sie sind in ihrem ganzen Fazieshabitus nicht von den Ablagerungen der Gelben Serie in anderen Profilen zu unterscheiden, und das häufige Auftreten von *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. stützt diese Parallelisation.

Die sterilen Hangendbildungen (13)/(20) sind lithologisch-faziell mit Sicherheit von der Gelben Serie zu trennen. Neben ihrer grobklastischen Ausbildung spricht das vollständige Fehlen von Sedimenten der Grauen und Schwarzen Serien hier im Liegenden für ihren transgressiven Charakter. In Analogie zu den in Wollaston Forland und auf der südwestlichen Kuhn Insel festgestellten Tatsachen dürfen wir diesen Komplex unserer Rigi-Serie (Volgien) gleichsetzen. Entsprechende synorogene Blockbreccien und -konglomerate sind uns ja aus dem nördlichen inneren Wollaston Forland zur Genüge bekannt geworden (vgl. Profile am Niesen, pag. 61—66, an der Rigi, pag. 73 ff.), und die typischen schwarzen Sandschiefer und grünlichgrauen Psephitsandsteine finden sich im

Volgien in der Umgebung der »Haakonshytta« (pag. 28—36) wie auch am Niesen (pag. 61) häufig. Wir können demnach hier etwas wie eine Verzahnung der synorogenen Litoralfazies und der etwas ruhigeren, lokal kleinzyklischen Ausbildung konstatieren.

Eine Parallelisation der sterilen Schichten (13) bis (20) mit dem ja teilweise ebenfalls in grobklastischer Fazies entwickelten Valanginien kommt hier nicht in Frage, da das vom Verfasser entdeckte Valanginien-Relikt westlich von P. 417 m anders ausgebildet ist.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des transgredierenden Volgiens beträgt hier 160 m.

28. Juravorkommen im Dolomitdal.

(vgl. Kartenskizze pag. 109).

Auf der linken Seite des Dolomitdalen stehen am Flussbett in einer Höhe von 80 m die folgenden Schichten an:

- (Unten) a) 5 m knolliger Gips.
 b) Graubrauner, feinschichtiger Kalkdolomit, etwa 15 m mächtig.
 c) 7—8 m mächtiger, gebankter Productuskalk s. str. mit vielen Fossilien.

Über diesen mit 10—20° NE-fallenden Bildungen des Oberperms folgen in flacher Lagerung (5° NE-fallend)

sehr grobe, polygene Konglomeratbänke (1) (gut abgerundete, bis über kopfgrosse Gerölle in grobkörniger, weissgrauer Sandstein matrix. Vorherrschend sind Blöcke von kaledonischem Kristallin, doch wurden auch vereinzelt Gerölle von fossilführendem Zechstein gefunden. In gewissen Niveaux ist die Packung der eingebetteten Gerölle sehr dicht.

Auf Grund dieser psephitischen Fazies scheint es wahrscheinlich, dass wir uns hier in unmittelbarer Nähe der Transgressionsbasis der Gelben Serie befinden; der vorhandene Kontakt mit den jungpermischen Ablagerungen ist jedoch tektonischer Art, und eine normale Folge Perm-Jura wie z. B. am anderen Ufer des Young Sunds (südwestliches Wollaston Forland) konnte hier nicht festgestellt werden.

Am gegenüber liegenden Hang des Dolomitdalen finden sich

rostig-gelbe Konglomeratsandsteine (2) in Bänken (mit bis nussgrossen Geröllen), dazwischen feinkörniger, dunkelbrauner Sandstein (3) mit sehr vielen verkohlten Pflanzenresten.

Auf der rechten Seite des Dolomitdalen, in der Umgebung der Kontaktravine¹⁾, wurden die folgenden Verhältnisse konstatiert.

Am südwestlichen Hang stehen kaledonisches Kristallin und darüber transgredierendes Perm an (vgl. Lit. MAYNC 1942), welches seinerseits von den transgressiven Jurasedimenten überlagert wird.

Hier finden sich

- 345 m hellgrauer, weisslich brechender Sandstein (4) mit vereinzelt Kristallingeröllen, ferner mit Kriechspuren, Wellenfurchen usw.. Darin kommen zahlreiche Muschelabdrücke, u. a. *Pseudomonotis braamburiensis* Sow., vor. Gelegentlich treten typische Ditrupasandsteine auf mit rostig anwitternden Zonen.

Diese Bildungen unserer Gelben Serie (etwa 10—15 m mächtig) repräsentieren ein Sedimentrelikt, welches von den transgredierenden Ablagerungen des jüngeren Néocomiens (Aptien-Albien) überlagert wird (ungleich abgetragenes Relief²⁾).

Auf der Nordseite der Kontaktravine stehen ebenfalls Jurasandsteine an, die von Küstencliff südlich des Dolomitdalen in genanntes Tal ziehen (schwach synlinal verbogen infolge von Schleppung); aus diesem Grunde sind hier die gleichen Schichten vertreten wie im Profil nördlich der Troldmarkerne (vgl. pag. 108).

In 200 m Höhe wurden angetroffen

- eine 5 m mächtige, grobe, quarzische Sandsteinbank (5),
darüber
gelb anwitternde Sandsteine (6) mit Knauern von dunklem Sandstein (mit schlecht erhaltenen Muscheln). In solchen dunkelbraunen, grobkörnigen Sandsteinlinsen (eingelagert im hellen Ditrupasandstein) wurden in verschiedenen Zonen Exemplare von *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. gefunden (240 m, 340 m).

Sowohl dieser Jura wie das Kaledonikum (+ Perm) auf der Südseite der Bachrunse werden transgressiv von Aptien-Albien überlagert, wodurch das Alter der Verwerfung in der Kontaktravine als jungjurasisch, resp. prae-Aptien) festgelegt wird.

¹⁾ Namengebung von A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH (Lit. 1932).

²⁾ Weiter südwestlich greifen die Ablagerungen des Aptien-Albiens bis auf Oberperm und noch weiter taleinwärts bis auf die denudierte, kaledonische Kristallinbasis hinab.

29. Profil am Südhang der Troldmarkerne (sog. »Erster Weisse« P. 417m¹).

(vgl. Kartenskizze pag. 109, Profil Fig. 37).

Östlich des Baches, der von den Troldmarkerne her kommt und in etwa 70 m Höhe in den Fluss aus der Djævlekløften mündet, wurde das unten wiedergegebene Profil durch die Sandsteine der Gelben Serie (= »Oberer Sandstein« von A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH, 1932) aufgenommen; das abweichende Schichtfallen (0—10° NE) hier und im Dolomittedalen beruht auf Schleppung der Sedimente längs einer der Küste parallel verlaufenden Verwerfung (vgl. Kartenskizze pag. 109).

80 m Hellgelblich oder hellgraue, gebankte Sandsteine (1) mit ziemlich grobkörnigen, braungelben Sandsteinknauern. Zudem konglomeratische Niveaux mit Pflanzenresten und Kohlen-schmitzen.

Höher autochthoner Schutt, bis

310 m Gelbgrau anwitternde, brüchige, feinkörnige Sandsteine (2) von mehlig-weißem Bruch, die gelegentlich erbsengrosse Quarzitgerölle führen. Darin eingelagert rostige, arkoseartige Sandsteinknauer (3).

350 m Hellgrauer, brüchiger, grobkörniger Sandstein (4) mit schlechten Muschelresten (?*Pseudomonotis* sp.).

360 m Gelbbraune, konglomeratische Sandsteinbank (5), bei

365 m rötlich und gelbgrün verfärbt (Kontakt mit Basaltdyke).

Hellgrauer, feinkörniger Sandstein (6), mit

Linsen von grobem, dunkelbraunem Sandstein (7).

380 m Gelbgrauer, feinkörniger Ditrupasandstein (8), darin eingelagert

390 m grobkonglomeratische, braungelbe Knauern (9), die auch haselnuss-grosse, kantengerundete Fragmente der liegenden hellen Sandsteine enthalten.

P. 417m Gelbgraue Sandsteine mit wulstigen Schichtfugen und Schräg-schichtung (10).

Die Mächtigkeit der zu unserer Gelben Serie gehörenden Ablagerungen beträgt hier 472 m.

Beim Abstieg nach dem kleinen, westlich gelegenen Tal (vgl. Kartenskizze pag. 109) wurden dieselben Sandsteine (Schichten (10) bis (4)) nochmals angetroffen:

P. 417m Gelbliche Sandsteine, limonitisch und wulstig anwitternd, mit bis braunen konkretionären Knauern.

370 m

¹) Namengebung von A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH (1932).

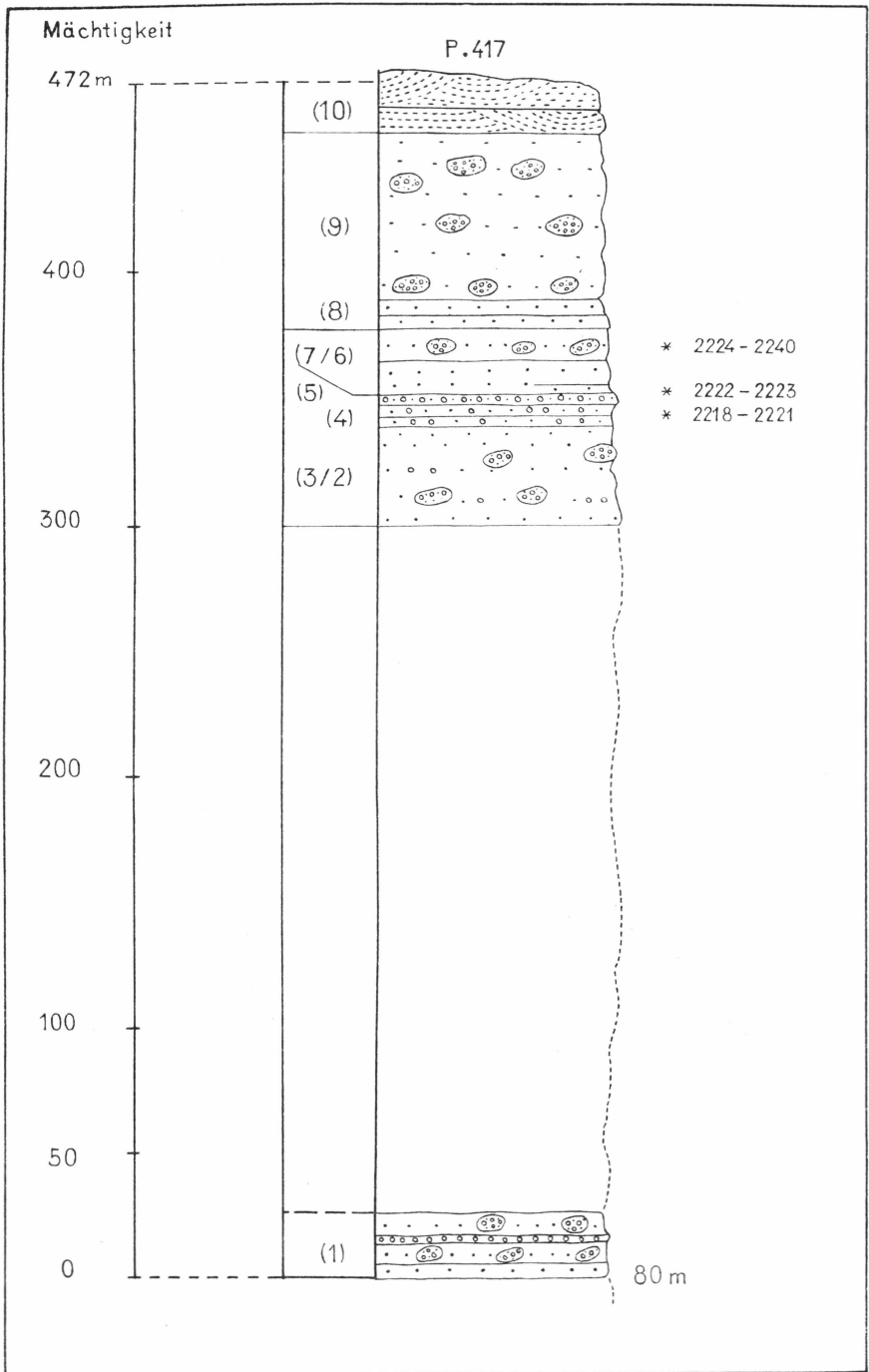


Fig. 37. Das Profil durch die Gelbe Serie am Südaabhang der Troldmarkerne (nord-östliche Clavering Insel).

360 m Gelbliche Sandsteine mit zahlreichen Exemplaren von *Pseudomonotis braamburiensis* Sow., darin eingelagert grosse Linsen von dunkelbraunem, grobkörnigem Sandstein, worin ebenfalls *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. in grosser Zahl sowie *Pachyteuthis panderi* D'ORB. vorkommen.

Über diesen Jurasandsteinen finden sich entweder transgredierende Valanginien-Relikte oder gleich die Schichten des Aptien-Albiens.

30. Das Vorkommen von Kimeridgien an der Küste (nordwestlich der Basalt Insel).

(vgl. Kartenskizze pag. 109).

Diesen kleinen Aufschluss direkt an der Küste haben schon A. NOE-NYGAARD & G. SÄVE-SÖDERBERGH (Lit. 1932) kartiert, und zwar waren es eben die hier auftretenden Schiefer, welche die genannten Forscher veranlasst haben ein kretazisches Alter für ihre »Untere und Obere Sandsteinserie« anzunehmen: Die Schiefer wurden nämlich ohne Weiteres mit den »Inoceramenschichten« (Aptien-Albien) parallelisiert, die auf der östlichen Clavinging Insel weit verbreitet sind.

Dieser Küstenaufschluss liegt genau in der Fortsetzung der nach SE ausklingenden »Zackenbergs-Dombjærgverwerfung«, welche von der norwegischen Hütte »Svendshy« im Lindemans Fjord durch das Lindemansdalen-Zackenbergpassee zur Zackenberg Bucht im Young Sund streicht (vgl. Lit. VISCHER 1939). Der Kontakt der Schiefer gegen die älteren Jurasandsteine (Gelbe Serie) des Küstencliffs weiter nördlich (vgl. pag. 108 ff.) ist demnach kein normal-stratigraphischer. Diese jüngeren Bildungen (Kimeridgien) gehören tektonisch zu einer nächst östlicheren Bruchscholle und dürfen etwa mit den Schichten (11) von Profil II am Cardiocerasbjærg korreliert werden (vgl. pag. 88—89).

Die betreffenden Ablagerungen sind vom Meeresspiegel bis hinauf zu einem Basaltsill in einer Mächtigkeit von etwa 20 m aufgeschlossen (Schichtfallen: 5—10° SW).

Am Ufer des Young Sund finden sich

0 m grauschwarze, bröcklige, sandige Muskovitschiefer (1) mit gelben Pyritzonen und dünnen Sandlagen. Dazwischen eingelagert Bänke und Linsen von höckerig verwitterten, rostigbraunen Sandsteinen (2) mit verkohlten Pflanzenresten und verschiedenen Exemplaren von *Aucella (Buchia) bronni* LAH. und Belemniten.

Hie und da kommen in diesen Sandsteinlagen feinkonglomeratische Fugen vor (etwa erbsengrosse Gerölle).

Gelegentlich wechsellagern auch

harte, schwarze Sandkalkbänke (3) (mit *Aucella (Buchia) bronni* LAH.) von wenigen cm Mächtigkeit mit den oben genannten Schiefeln.

Wenig weiter südlich sind die Schiefer bunt gebrannt und aufgeblättert (Kontakt mit Basaltdyke).

II. LITHOLOGIE UND FAZIESCHARAKTER DER NORDOSTGRÖNLÄNDISCHEN JURASEDIMENTE

(vgl. Korrelationsschema Tafel IV , Stereogramm Tafel V).

Beim Studium der ostgrönländischen Jurabildungen fällt vor allem die grosse Kalkarmut der Gesteine auf, eine Tatsache, die mit der hohen Wasserstoffionen-Konzentration der kalten, borealen Meere in Zusammenhang gebracht worden ist (Lit. ALDINGER 1935). Auf der anderen Seite aber dürfte der Kalkmangel auch darauf zurückzuführen sein, dass z. B. der schwarze, oft bituminöse sapropelartige Schlamm (Schwarze Serie, Kuhn-Schichten) einen merklichen Überschlus an Schwefelwasserstoff erzeugte (Verwesung organischer Substanz), so dass eine Kalkbildung im Grossen infolge der Bildung von Calciumbisulfid unmöglich gemacht wurde.

In lithologischer Hinsicht können wir bei den Jura-Ablagerungen des untersuchten Gebietes verschiedene typische Serien unterscheiden, wobei jedoch daran zu denken ist, dass dieselben sich nicht vollständig mit faunistisch einheitlichen Komplexen decken; die lithologischen Seriengrenzen stellen somit nicht gleichzeitig auch Faunengrenzen dar.

Die folgenden Schichtserien werden von unten nach oben vom Verfasser ausgeschieden (vgl. Lit. MAYNC 1940):

- (a) Gelbe Serie (oberes Bathonien-Argovien), z. T. »Keyserlingi-Schichten« (MAYNC 1940).
- (b) Graue Serie (Argovien), Übergang in
- (c) Schwarze Serie (Eo-Kimeridgien) = *Amoebites*-Schichten.
- (d) Kuhn-Schichten (Neo-Kimeridgien).
- (e) Rigi-Serie (Volgien), z.T. in synorogener Blockfazies.
- und (f) Niesen-Schichten (Infravalanginien/Rjasanien-Valanginien).

Es zeigt sich, dass diese Juraserien (a) bis (e) als Phasen zweier grosser Sedimentationszyklen aufgefasst werden können, wodurch eine natürliche stratigraphische Gliederung geschaffen wird.

Von oben nach unten erhalten wir die folgende Einteilung:

Zyklus II	(f) Niesen-Schichten = Inundationsphase
	(e) Rigi-Serie = Transgressionsphase
~~~~~ Tektonische Diskordanz ~~~~~	
Zyklus I	(d) Kuhn-Schichten = Regressionsphase
	(c) Schwarze Serie = Inundationsphase
	(b) Graue Serie (= Übergang zu (c))
	(a) Gelbe Serie = Transgressionsphase
~~~~~ Diskordanz ~~~~~	
Oberperm oder Kaledonikum	

Wie die Verhältnisse in der Umgebung der »Haakonshytta« (südwestliche Kuhn Insel) zeigen, ist im Volgien selbst gelegentlich eine kleinzyklische Gliederung vorhanden (vgl. pag. 28—36).

a. Gelbe Serie.

Zu dieser psammitischen Serie gehörende Schichten sind schon früher beschrieben worden (vgl. Lit. KOCH 1929 a, 1929 b, 1935, FREBOLD 1932 a, 1932 b, 1933 b, ROSENKRANTZ 1932, ALDINGER 1935, SPATH 1932, 1935 b, MAYNC 1938, 1939, 1940).

Wie LAUGE KOCH seinerzeit richtig vermutete (Lit. KOCH 1929, 1935), hat diese älteste Juraserie von Nordostgrönland regional einen einwandfrei transgressiven Charakter, und die von anderer Seite wiederholt unternommenen Versuche einer anderen Interpretation der Lagerungsverhältnisse (Bruchtektonik, vgl. auch Abschnitt III der vorliegenden Abhandlung, pag. 138 ff.) können heute nicht mehr gerechtfertigt erscheinen.

Die grossen Mengen klastischen Materials, das die paralische Gelbe Serie aufbaut, stammen von denudierten Kristallingebieten, d. h. während der Sedimentation dieser detritogenen Jurabildungen existierten gehobene Kristallin-Areale, deren Verwitterungs- und Abtragsprodukte das Aufbaumaterial für die sich bildenden Sedimente in den benachbarten Meeresbecken lieferten. Bei solchen Emersionsgebieten denken wir an die westlichen Kristallinschollen (Clavering Insel, A. P. Olsens Land, Th. Thomsens Land), welche das marine Becken im W begrenzen. Andererseits kommen aber auch Gebiete östlich des Sedimentations-

bassins in Frage, wie z. B. die kaledonische Scholle bei Falskebugt, wo ja Jurabildungen fehlen und erst Valanginien transgredierte. Diese Region (und vielleicht weitere, heute tief abgesenkte, tektonische Kristallinschollen der antithetischen Treppe könnten als vorgelagerte Inselgürtel oder Borderländer ihre Schuttmassen auch ins westliche Becken verfrachtet haben. Für Hochstetter Forland kann z. B. in diesem Sinne das Kristallingebiet der nördlichen Shannon Insel betrachtet werden, wie dies schon H. F**REBOLD** getan hat (Lit. F**REBOLD** 1932 b).

Ein Basalkonglomerat der Gelben Serie konnte an verschiedenen Lokalitäten in situ beobachtet werden. Auf der südlichen Kuhn Insel (Profil am Kingofjældet, pag. 14) überlagert es unmittelbar die kaledonischen Paragneise, während sich im südwestlichen Wollaston Forland und auf der Clavinger Insel noch oberpermische (und z. T. Triasische?) Bildungen dazwischen schalten (vgl. Lit. M**AYNC** 1942). Wie allgemein bei der Transgressionsphase eines stratigraphischen Zyklus' (vgl. Lit. A**RBENZ** 1919) handelt es sich bei diesen basalen Klastika um neusedimentierte Erosionsprodukte der früheren Landoberfläche, in unserem Falle um polygene Konglomerate mit Komponenten von kaledonischem Detritus. Sowohl auf der Kuhn wie auf der Clavinger Insel erreichen die in einer grobkörnigen Matrix von muskovitreichem Quarzsandstein eingebetteten Gerölle Kopfgrösse, und auch auf Wollaston Forland wurden bis faustgrosse Quarzitgerölle darin angetroffen.

Dieses diskordant liegende, wenig mächtige Basiskonglomerat leitet über in die eigentliche Gelbe Serie, die im Einzelprofil wohl sprunghaft wechselnd, in regionaler Hinsicht jedoch sehr monoton entwickelt ist. Vor allem sind gelbe, limonitische oder weiss-gebleichte, mürbe Quarzsandsteine von ziemlich feinkörniger Struktur verbreitet (Ditrupasandsteine); ausserdem finden sich braunrote, rostige, eisenschüssige, vielfach grobkörnigere und muskovitreiche Sandsteinvarietäten. Zwischen diesen gebankten oder teilweise diagonal geschichteten Sandsteinen können sich immer wieder harte Konglomeratzonen oder auch sporadische Geröllnester einschalten. Sehr typische Knauer und Linsen (mit einem Durchmesser von bis über 1 m) von grobkörnigem, braunviolettem, schwach kalkigem Muskovit-sandstein (mit erbsengrossen Kristallingeröllen) finden sich innerhalb der hellen, feinkörnigen Sandsteine, und diese harten, meistens fossilreichen Einlagerungen bilden sehr oft steile Böschungen und Wandstufen. Aus diesem Grunde hat H. F**REBOLD** diese intraformationalen Bildungen als »Mauersandsteine« bezeichnet (Lit. F**REBOLD** 1932 a). Hier sei — wie übrigens schon H. F**REBOLD** betont hat — darauf hingewiesen, dass dieselben keineswegs stratigraphisch konstante Niveaux repräsentieren, sondern eine rein fazielle Erscheinung sind. Im Skiferdal

findet sich z. B. eine Zone von solchen Knauersandsteinen im Hangenden von grauen, sandigen Schiefen (Graue Serie), genau wie auch am »Blaabærcliff« in Aufschluss D (Schichtglied (12)), am Nordosthang des Aucellabjærget (Schichten (10)) und am Stratumbjærget (Schichten (6) und (9)). Im Hohgant-Sillerendal-Profil schliessen solche Knauersandsteine die Gelbe Serie nach oben ab (Schichtglied (26)), doch auch im mittleren Teil desselben Profils kommen solche vor (Schicht (7)). Am Cardiocerasbjærg finden sich Knauersandsteine ebenfalls im obersten Teil der Gelben Serie (Schichten (2), (6)), während sie im unteren Cardiocerasdal eine *Macrocephalitidae*-Fauna (oberes Bathonien-Callovien) geliefert haben und demnach wohl tief in der Gelben Serie auftreten. Dasselbe ist auf der Kuhn Insel zu beobachten: In der Ugpik-Ravine schalten sich Knauersandsteine in den obersten Partien der Gelben Serie ein (Schichtglied (4)), was auch am Kingofjældet der Fall ist (Schichten (9)). Im letztgenannten Profil kommen jedoch solche Knauersandsteine auch schon 20 m über der Transgressionsfläche vor (Schichten (2 a)). Auf der Clavinging Insel zeigt sich vielleicht am deutlichsten, dass diesen Knauersandsteinen auf weitere Entfernung kein »Leitwert« zukommt; denn sowohl am Küstencliff wie an der Südseite der Troldmarkerne sind diese charakteristischen Bildungen durchgehend von den basalen Teilen bis in die höchsten aufgeschlossenen Partien verbreitet (Schichtglieder (2), (5), (6), (8), (9), (10) und (11) des Profils am Küstencliff, (1), (3), (7) und (9) im Profil südlich der Troldmarkerne (vgl. die stratigraphischen Einzelprofile, pag. 11 bis 118).

Als weitere typische Ablagerungen der Gelben Serie kommen eingelagerte Muschelbänke und -pflaster vor, die meistens von konglomeratischen Nestern mit bis nussgrossen Geröllen begleitet werden. Vielfach verbreitet sind weiter allochthone Kohlenlagen und eingeschwemmter Pflanzendetritus.

Die genannten lithologisch-faziellen Züge beweisen, dass wir es bei der Gelben Serie mit einer litoralen Schelfablagerung zu tun haben, und die zahlreichen groben Gerölleinstreuungen, Pflanzenreste und Holztrümmer zeigen die naheliegende Küste an (vgl. auch Lit. KOCH 1929 a, FREBOLD 1932 a). Auch die verbreiteten Deltastrukturen (primäre Schichtungsdiskordanzen) deuten auf einen Sedimentationsbereich hin, wo Strömungen und Wellenschlag ihre Wirkungen ausüben konnten. Es ist selbst nicht ausgeschlossen, dass sich gelegentlich infolge von Aussüßungen brackische Habitate herausdifferenzieren konnten, ja, dass der Sandstrand lokal selbst amphibischen Charakter besass und bei Ebbe zeitweise trocken lag. In diesem Sinne dürften auch die von H. FREBOLD (Lit. 1932 c) beschriebenen »?Cyrenen« aus dem Küstencliff südlich des Dolomitdalen (Clavinging Insel) hinweisen (vgl. pag. 106), falls es sich tatsächlich um solche handeln sollte. Infolge von gesteigerter

Materialzufuhr konnte es leicht zu lokalen Verlandungen kommen oder eine brackisch-limnische Fazies in Erscheinung treten. Das scheint ja auch in der Gelben Serie von Hochstetter Forland zu einem gewissen Zeitpunkt der Fall gewesen zu sein, erwähnt doch H. FREBOLD neben marinen Fossilien einige Lamellibranchiaten, die vielleicht zu *Corbula* gehören (Lit. FREBOLD 1932 b).

Des Weiteren werden diese litoralen Ablagerungen als solche charakterisiert durch das häufige Vorkommen lagenweise angehäufte Molluskenschalen. Meistens handelt es sich um Konzentrationen von Einzelklappen mit der Wölbung nach oben, d. h. dieselben wurden bei bewegtem Wasser eingebettet. Dass hierbei die gravitative Selektion eine Rolle spielte mag die Tatsache beweisen, dass man in diesen Muschelpflastern sehr häufig nur gleich grosse Klappen findet, ja es kommt sogar vor, dass man oft eine Anhäufung zahlreicher, gleich grosser Individuen einer oder weniger Lamellibranchiatenspecies beobachten kann (Schwemmzonen oder Knauer, die ausschliesslich *Pseudomonotis braamburiensis* Sow. oder *Ostrea sp.* oder *Pecten sp.* führen, ferner Blemnitenlager usw.). Im Uebrigen stellt die gesamte Fauna der Gelben Serie eine ganz ausgesprochene Litoralassoziation dar, so vor allem die artenreiche Muschelfauna der »Keyserlingi-Schichten« (Namengebung des Verfassers nach der verbreitetsten Form *Macrodon (Parallelodon) keyserlingi* D'ORB.).

Die lithologisch-fazielle Ausbildung der Gelben Serie bleibt in der ganzen Region (Kuhn Insel, Wollaston Forland, Clavering Insel) dieselbe, mit anderen Worten: Das ganze Verbreitungsgebiet dieser Serie stellt eine einheitliche Faziesprovinz dar, und die Transgression der betreffenden Schichten (oberes Bathonien-Argovien) kann nicht nur von untergeordnetem Ausmass gewesen sein. Tatsächlich kommen mehr oder weniger isope Ablagerungen dieses Alters auch von der Grossen Koldewey Insel im N bis hinab zum Scoresby Sund vor (vgl. Abschnitt III, pag. 145 ff.).

Das Jurameer Nordostgrönlands war im W von einem Festlande begrenzt, das seine Herausbildung den lange andauernden positiven Bewegungen unserer Landmasse »Eskimonia« verdankt (vgl. Lit. MAYNC 1939, 1940, 1942). Der eigentliche Küstenabfall (»falaise«) aber ist vorwiegend tektonisch bedingt: Auf der Clavering Insel konnte eine postpermische, d. h. altkimmerische Bruchbildung mit Schollenverlagerungen nachgewiesen werden (vgl. auch pag. 141), während in Wollaston Forland sowie auf der Kuhn Insel eine jungkimmerische (nevadische) Bruchorogenese im obersten Kimeridgien stattgefunden hat. Als Landgebiet, das einem weiteren Vorrücken des Jurameeres nach W Halt geboten hat, kommt im N unseres Gebietes Th. Thomsens Land mit seinem »Fault Scarp« gegen den jurassischen Fligelys Fjord in Betracht,

während A. P. Olsens Land mit dem »Fault Cliff« des Zackenberg-Kristallins das Meer in Wollaston Forland nach W begrenzt hat. Auf der Clavering Insel bildete das kaledonische Zentralmassiv (Schollenkante mit oberpermischen Sedimenten) das Hinterland und sein Verwerfungsabfall nach E die eigentliche Küstenlinie. Auf der Clavering Insel kommt die unmittelbare Nähe dieser Küste übrigens auch in der auffallend grobklastischen Fazies der Gelben Serie zum Ausdruck.

Wenn demnach auch die regionale Ausbildung der Gelben Serie im Gebiet zwischen Clavering und Kuhn Insel dieselbe ist, so können wir doch beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen konstatieren.

Infolge von intra- und postjurassischen Emersionen (Denudationen) finden sich im erforschten Gebiet meistens nur lückenhafte Profile. Vor allem die klastischen Ablagerungen des Volgiens, die deutlich transgressiv-diskordanten Charakter besitzen, greifen häufig bis tief hinab in die stratigraphischen Serien, weshalb wir auf eine intensive Reliefbildung vor dieser Transgression schliessen müssen.

In 2 Profilen ist uns jedoch die primäre Mächtigkeit der Gelben Serie erhalten geblieben, weil dieselbe hier durch die mächtigen hangenden Sedimente des Kimeridiens vor der Abtragung geschützt war. Im ersten Normalprofil auf der südlichen Kuhn Insel (am Kingofjældet) beträgt die totale Mächtigkeit der Gelben Serie nur 216 m, während sie im Hauptprofil auf der anderen Seite der Lindemans Bugt (Hohgant-Sillerendal) 528 m erreicht. Auf der Clavering Insel ist dieselbe Serie in einer Mächtigkeit von 472 m aufgeschlossen. Die gesamte Mächtigkeit der Gelben Serie im südwestlichen Wollaston Forland ist nicht anzugeben, weil sie erstens nirgends im ungestörten Schichtenverband aufgeschlossen ist, so dass keine sichere Grenze zwischen beiden Schichtserien besteht. Im Profil vom hinteren Cardiocerasdal hinauf zum Cardiocerasbjærg ist die Gelbe Serie in einer Mächtigkeit von nur 47 m entblösst (vgl. pag. 88); ihre totale Mächtigkeit darf jedoch in Anlehnung an die Profile am Aucellabjærg et auf der Clavering Insel auf einige hundert m geschätzt werden.

Sowohl Fazies wie Korngrösse stimmen im Allgemeinen in allen Profilen überein, und der Fauneninhalt der Schichten hier wie dort schliesst etwaige Altersdifferenzen aus. Dementsprechend kann die Ablagerung der Gelben Serie beispielsweise im Hohgant-Gebiet nicht schon früher begonnen oder viel später aufgehört haben, wodurch die viel grössere Mächtigkeit hier im Vergleich zu der benachbarten Kuhn Insel erklärt werden könnte. Somit müssen wir die Mächtigkeitsunterschiede über diese kurze Entfernung auf die Weise erklären, dass das Sedimentationsgebiet in der heutigen Hohgant-Region zur Zeit der Ablagerung der Gelben Serie stetig abgesunken ist und hier die Sedimentation eventuell infolge von Hebungen im Denudationsareal beträchtlich stärker

und rascher gewesen sein muss. Da jedoch im Hohgant-Profil mit Ausnahme lokal bedingter exogener Einwirkungen wie wechselnde Geröllführung mündender Flüsse, Versandung etc. nirgends welche Fazieswechsel festzustellen sind, sondern die Serie durchwegs rein marin entwickelt ist¹⁾, müssen Materialförderung und Senkungsgeschwindigkeit miteinander Schritt gehalten haben. In Hochstetter Forland jedoch scheint die Zufuhr terrigenen Materials zeitweise grösser gewesen zu sein, so dass es zur Entstehung von paralischen Kohlenflözen kommen konnte (»JARNER's Kohlengrube«, vgl. Lit. FREBOLD 1932 b).

Anschliessend sei bemerkt, dass die Graue Serie wenigstens lokal faziell mit der älteren Gelben Serie verknüpft oder verfinger ist. Diese Tatsache fällt vor allem im Juraprofil am »Blaabærcliff« auf, wo die Schichten vielfach lithologisch zur Grauen Serie gehören, dabei jedoch faunistisch noch ganz der Gelben Serie (»Keyserlingi-Schichten«) entsprechen (vgl. pag. 43—50).

In fazieller Hinsicht weisen die Sedimente der Gelben Serie im südwestlichen Wollaston Forland Anklänge auf an diejenigen am »Blaabærcliff«: In Abweichung zu den Verhältnissen auf der Kuhn Insel und im nördlichen Wollaston Forland (Hohgant-Sillerendal) kann hier keine scharfe Grenze zwischen Gelber und Grauer Serie gezogen werden, vielmehr besteht zwischen beiden Serien ein Übergang (Verzahnung der Fazies). Im Profil Sandstendal-Stratumbjærgget finden sich wohl die für die Gelbe Serie charakteristischen Ditrupa- und Knauersandsteine in verschiedener stratigraphischer Höhe, dazwischen aber schalten sich stets wieder die typischen grauen, sandigen Schiefer ein wie sie unsere Graue Serie sonst kennzeichnen (vgl. pag. 91—94). Wir haben es hier mit einer kontinuierlichen Wechsellagerung von Gesteinen der Gelben mit solchen der Grauen Serie zu tun, beide Gesteinsserien verschmelzen hier also zu einer Faziesinheit.

Dieselbe Faziesverteilung wurde auch im Cardiocerasdal (pag. 85—90) und im Skiferdal (pag. 94) konstatiert, wo ein Komplex der Grauen Serie inmitten der fossilführenden Gelben Serie auftritt, resp. ein Schichtenpaket der Grauen Serie unter Ditrupa- und Knauersandsteine taucht. Dieser Faziesübergang ist übrigens auch im Profil am Nordosthang des Aucellabjærgget zu beobachten, wo sich innerhalb der Psammite der Gelben Serie ebenfalls graue Sandschiefer und weiche Sandsteine vom Typus der Grauen Serie einschalten (vgl. pag. 69—71).

Immerhin, auch wenn mit solchen Faziesverzahnungen von Gelber und Grauer Serie Rechnung getragen wird, bleiben die grossen Mächtigkeitsdifferenzen auf beiden Seiten der Lindemans Bugt bestehen, da die

¹⁾ Die hier ganz untergeordneten Kohlenbildungen sind nicht autochthoner Natur und kommen zusammen mit verschwemmtem Pflanzendetritus und Treibholz vor.

Graue Serie nicht etwa dort eine mächtigere und vollständigere Entwicklung aufweist, wo die Gelbe Serie geringmächtig ist und *vice versa*.

Zur Altersfrage der Gelben Serie.

Einzig im Cardiocerasdal führt die Gelbe Serie eine *Macrocephaliten-fauna* des oberen Bathoniens (*Arctocephalites*-Zone L. F. SPATH's, 1932). H. FREBOLD hat ferner *Macrocephalites* oder *Cadoceras* und einen ?*Quenstedticeras* citiert (Lit. FREBOLD 1932 a, vgl. auch Lit. KOCH 1935), welche — wie der beim Brachiopoddal gesammelte *Macrocephalites* (*Arcticoceras*) *aff. ishmae* KEYS. (Lit. FREBOLD, op. cit.) — auf Callovien hinweisen.

Die im Cardiocerasdal vom Verfasser zusammen mit den *Macrocephalitidae* usw. gefundene Fauna ist identisch mit der Muschelfauna, wie sie sonst die Gelbe Serie kennzeichnet, worunter besonders *Macrodon* (*Parallelodon*) *keyserlingi* D'ORB., *Pseudomonitis braamburiensis* Sow., *Modiola sp.*, *Pecten sp.*, *Perna sp.*, *Terebratula sp.* etc. in verschiedenen Species vertreten sind. Ein Altersunterschied ist demnach kaum anzunehmen (vgl. die Ausführungen oben, pag. 8), obwohl es natürlich nicht ganz ausgeschlossen ist, dass die *Macrocephalitidae* und *Cadoceratinae* hier auf sekundärer Lagerstätte liegen und später, im Callovien-Argovien, zusammen mit der Lamellibranchiatenfauna vermischt und erneut sedimentiert worden sind. Das würde selbstverständlich an der Tatsache nichts ändern, dass wirklich Bildungen des oberen Bathoniens primär über die kaledonischen Gneisflächen transgrediert haben; für die Muschelfauna der »Keyserlingi-Schichten« (MAYNC 1940) aber dürften wir in diesem Falle nicht mehr ohne Weiteres eine so grosse vertikale Verbreitung (oberes Bathonien-Argovien) annehmen.

Die muschelreichen Ablagerungen unseres Untersuchungsgebietes (»Keyserlingi-Schichten«) besitzen ihr isopisches Äquivalent im »*Pecten*-Sandstein« von Milne Land, ja, es ist ausgeschlossen Handstücke aus beiden Teilen Ostgrönlands voneinander zu unterscheiden. Auch in der sog. »Kløft I Formation« RAVN 1911 (L. KOCH 1929 a, 1929 b) der Grossen Koldewey Insel scheint diese Lumachellenfazies entwickelt zu sein.

Unsere Gelbe Serie umfasst demnach die stratigraphischen Stufen oberes Bathonien, Callovien und Argovien (Neo-Oxfordien). Oxfordien s. str. (Eo-Oxfordien = Divésien) konnte jedoch bis heute nirgends faunistisch nachgewiesen werden, so dass eventuell an eine Schichtlücke gedacht werden könnte (vgl. auch Lit. SPATH 1935 b). Möglicherweise wird eine derartige Diskontinuitätsfläche (Omission) durch ein Konkretions-Niveau oder eine submarine Denudationsfläche dargestellt, ohne dass es also zu wirklichen Emersionen gekommen sein muss. Auf der anderen Seite bleibt immerhin die

Möglichkeit bestehen, dass es sich einfach um eine Fundlücke handelt, oder dass das untere Oxfordien in Ostgrönland vielleicht nur eine banale atypische Fauna führt und aus diesem Grunde noch nicht als solches erkannt werden konnte.

b. Graue Serie.

Diese grauen, schiefrigen Bildungen fallen im Gelände sogleich auf infolge ihres Farbkontrastes mit den hellen liegenden Sandsteinen der Gelben Serie.

Die lithologische Grenze Gelbe-Graue Serie ist häufig messerscharf (Kingofjædet, Ugpik-Ravine, Sillerendal), doch können andererseits beide Serien auch faziell miteinander verzahnt sein und eine übereinstimmende Fauna führen (Muscheln der »Keyserlingi-Schichten«, *Amoeboceraten*), wie z. B. am »Blaabærcliff« und im südwestlichen Wollaston Forland (vgl. die Einzelprofile pag. 11—118). Die Grenze ist demnach eine Fazieslinie.

Die Graue Serie markiert das Einsetzen der zweiten Phase des jurassischen Sedimentationszyklus' (I) und vermittelt somit den Übergang in das hangende Kimeridgien (Schwarze Serie).

Das weitere Übergreifen (Vertiefung) des Jurameeres kommt im Wechsel der Sedimentation zum Ausdruck. Wo bisher grosse Mengen Detritus vom Festlande her zugeführt und abgelagert wurden (Gelbe Serie), vollzieht sich nun eine Sedimentation von feinerem, sandig-tonigem Material. Vorherrschend sind in der Grauen Serie graue, sandige, mürbe Schiefer mit wechselndem Muskovitgehalt, die mit schiefrigen, feinkörnigen, häufig losen Sandsteinen oder Bänken von weisslich-gelbem Ditrupasandstein wechsellagern. Zwischen den Sandschiefern treten tonigere Lagen auf, welche nach oben hin an Häufigkeit zunehmen (gleichzeitig verschwindet die Sandkomponente allmählich), bis man dann einwandfrei die tonige-kalkige Schwarze Serie (Eo-Kimeridgien) vor sich hat.

Verbreitet sind in der Grauen Serie verkohlter Pflanzendetritus (muskovitreiche Lagen) sowie dünne, abfärbende Kohlschnüre; gelegentlich kommen auch rostige Limonithorizonte und Pyritknollen vor. An Fossilien wurden Belemniten wie *Pachyteuthis panderi* D'ORB, ?*Cylindroteuthis subextensus* NIK. usw. gefunden, welche lokal sehr zahlreich auftreten¹⁾. Ausserdem kommen vereinzelte *Amoeboceraten* vor.

¹⁾ Auf Grund des Vorkommens von Belemniten hat H. FREBOLD diese Ablagerungen im südwestlichen Wollaston Forland als »Belemnitenschiefer« bezeichnet (Lit. FREBOLD 1932a). Das Auftreten der Belemniten in der Grauen Serie ist aber kein regional gültiges Kriterium, weshalb die Bezeichnung H. FREBOLD's fallen gelassen und durch eine neutralere ersetzt wurde.

Am Kingofjældet auf der südlichen Kuhn Insel finden sich in den Sandsteinbänken, welche die eigentlichen grauen Sandschiefer überlagern, verschiedene *Amoeboceraten* und eine kleine Muschel in grosser Individuenzahl. Hier ist die Graue Serie ja überhaupt etwas abweichend ausgebildet: Im Sattel 750 m stehen nämlich innerhalb der bekannten grauen, bröckligen Muskovitschiefer mit Pflanzenhäcksel noch geringmächtige Geröllhorizonte und Belemnitenbreccien an. Diese »Belemnitenschlachtfelder« sind das Resultat von postmortal akkumulierten Individuen von *Pachyteuthis panderi* D'ORB. (*rostra* und *phragmocona*). Auf eine küstennahe Sedimentation dieser charakteristischen Belemnitenbreccien weisen auch die Quarzitgerölle, welche im Durchschnitt nur Erbsengrösse erreichen, worunter aber auch stark abgerundete Gerölle mit einem Diameter von 2,5 cm auftreten können. Allem Anschein nach muss zur Zeit der Ablagerung der Grauen Serie hier in der Nähe ein Fluss ins Jurameer gemündet haben, der bei erhöhter Stromgeschwindigkeit solch grobes Material verfrachten konnte.

Die primäre Mächtigkeit der Grauen Serie kann auf der Kuhn Insel (Ugpik-Ravine) mit 39 m angegeben werden, und im Sillerendal (Hohgant) beträgt sie ebenfalls 30—40 m (vgl. pag. 21, 60). Oft kann — wie wir gesehen haben — die Graue Serie noch Teile der tieferen Serie faziell ersetzen (vgl. pag. 125).

Sowohl *Pachyteuthis panderi* D'ORB. wie *P. (?Cylindroteuthis) subextensus* NIK., die in der Grauen Serie häufig auftreten, sind auch in der Gelben Serie verbreitet und werden auch aus der »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929, bzw. aus dem Argovien, von Südostgrönland citiert (vgl. Abschnitt III, pag. 161 ff.). Die heimgebrachten *Amoeboceraten* sind noch nicht bestimmt worden, so dass sich keine weiteren Anhaltspunkte über die Altersfrage der Grauen Serie ergeben.

c. Schwarze Serie

(*Amoebites*-Schichten).

Unter dieser Bezeichnung wird der mächtige Schieferkomplex mit zwischengelagerten, dünnen Kalk- und Kalksandsteinbänken zusammengefasst, der sich im Hangenden der Grauen Serie einstellt (vgl. Lit. MAYNC 1940).

Wir haben weiter oben gezeigt, dass die Graue Serie das Einsetzen der Ingression des Eo-Kimeridgiens dokumentiert, und die Schwarze Serie ist demzufolge das Resultat der Sedimentation während dieser grossen Indundation. Diese allgemeine Vertiefung des Ablagerungsraumes muss naturgemäss eine Verschiebung der Küstenlinie landeinwärts zur Folge gehabt haben (positive Strandverschiebung, Senkungstendenz des Küstengebietes), d. h. Ostgrönland als Randgebiet der weiträumigen

arktischen Geosynklinale ist somit nun teilweise dieser Geosynklinale selbst einverleibt worden

Es wurde schon erwähnt, dass die Graue Serie in lithologischer Hinsicht langsam in die Schwarze Serie überleitet, indem der Sandgehalt nach und nach abnimmt und schliesslich ganz verschwindet, und gleichzeitig eine vorwiegende Ton-Kalk-Sedimentation einsetzt.

Als Untergrenze der Schwarzen Serie wurde allgemein die erste Kalkbank innerhalb der Schieferformation angenommen. Diese Grenze ist demnach ebenfalls eine Faziesgrenze und darf nicht als strenge Faunengrenze gewertet werden. Wohl finden sich in dem von uns bearbeiteten Gebiete z. B. die ersten Exemplare von *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH. meistens erst in der Schwarzen Serie; aus den Jurabildungen am »Blaabærcliff« (Th. Thomsens Land), die eine Argovien-Fauna (»Keyserlingi-Schichten«) führen, wird diese Aucellenspecies jedoch auch schon citiert (Lit. FREBOLD 1933 b). Auch von der Grossen Koldewey Insel wird diese Form in den Faunenlisten unserer »Keyserlingi-Schichten« (Gelbe Serie) angeführt (Lit. KOCH 1929 a, FREBOLD 1932 a), und in Hochstetter Forland wurde sie (zusammen mit *Amoeboceras aff. alternans* VON BUCH und *Rasenia sp. ind.*) in Ablagerungen gefunden, die ebenfalls z. T. unserer Gelben Serie entsprechen (Lit. FREBOLD 1932 a, 1933 b). Nach L. F. SPATH erscheint *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH. erstmals im Argovien (Neo-Oxfordien) und geht bis ins mittlere Kimeridgien hinauf (Lit. SPATH 1935 b).

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die vertikale Verbreitung von *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH. sowie vieler *Amoeboceraten* für unsere grosszyklische, lithologisch-fazielle Gliederung zu wenig beschränkt ist. Irgendwelche brauchbaren, regional auftretenden Zonenfossilien gibt es für unsere Gelbe und Graue Serien nicht. Dagegen hat L. F. SPATH für die *Amoebites*-Schichten von Milne Land (Eo-Kimeridgien), die genau unserer Schwarzen Serie entsprechen, eine vorläufige Gliederung auf Grund von *Amoeboceraten* und *Raseni*en gegeben (vgl. pag. 170).

Summa summarum steht fest, dass die *Amoeboceras*-Fauna Ostgrönlands mit identischen oder eng verwandten Species sowohl den übrigen borealen Jura wie die entsprechenden Schichten Schottlands, der pazifischen Kordillere Nordamerikas usw. charakterisiert. Die im arktischen Jura verbreitete Gruppe des *Amoeboceras* (*Amoebites*) *kitchini* SALF. findet sich in England zusammen mit *Rasenia cymodoce* D'ORB. und kommt u. a. auch in den »*Tenuilobaten*-Schichten« Badens (oberes Unterkimeridgien/Meso-Kimeridgien) vor (Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931). *Rasenia orbigny* TORNU., die in den *Amoebites*-Schichten von Milne Land auftritt, ist ausserdem auch in Westeuropa vertreten (vgl. Lit. ROSENKRANTZ 1929, ALDINGER 1935, SPATH 1935 b).

Unter den Ablagerungen der Schwarzen Serie sind vor allem verbreitet dunkle, oft aschgrau anwitternde, blättrige Tonschiefer, in tieferen Partien sandig-kohlig, in höheren Teilen meistens rein tonig. Wechsellagernd damit finden sich staubig-gelb anwitternde, dünne Kalkbänke, die mit der Tonzunahme der Schiefer an Häufigkeit zunehmen. Neben den eigentlichen Kalkbänken, die jedoch seitlich schnell auskeilen und keine verfolgbaren Horizonte darstellen, sind in den Schiefen auch harte Kalkkonkretionen kleineren Ausmasses eingebettet, die meistens brecciös sind und zuweilen zu zelligen Kalkhaufen auswittern. Als Bildungszentren dieser Konkretionen findet man Ammoniten, Aucellen oder auch Knochen, welche von kolloider Materie sphärisch umhüllt worden sind. Häufig kann man ein »Umfließen« solcher (früher verfestigter) Konkretionen durch die umgebenden Tonschiefer beobachten (Phänomen der Diagenese, d. h. die Tone mit ihrem grossen Kolloidgehalt wurden durch den hangenden Gesteinsdruck zusammengequetscht und mussten sich der Form der Konkretionen anschmiegen).

Die Schwarze Serie ist durchwegs sehr reich an Fossilien. Sie finden sich sowohl zertrümmert in verschiedenen Niveaux angereichert (Lumachellen) wie in gut erhaltenem Zustand (z. T. mit erhaltener Perlmutter- schale) besonders in den Kalkbändern und -konkretionen. Meistens sind es Aucellen ex gr. *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH., die lokal prächtige Aucellenkalke aufbauen. Daneben kommen andere Mollusken, Blemniten (*Pachyteuthis panderi* D'ORB.) und dann vor allem zahlreiche *Amoeboceratinae* (*Ameobites* cf. *kitchini* SALF. u. a., *Hoplocardioceras decipiens* SPATH, *Euprionoceras* sp. usw.) vor (*Amoebites*-Schichten).

Auch die Schwarze Serie weist Merkmale auf, die dokumentieren, dass in gewissen Gebieten die Küste nicht allzu fern gelegen haben kann. Dafür sprechen die grossartigen Anschwemmungen von fossilem Treibholz, das lokal in meterlangen Stämmen gestrandet und in den betreffenden Ablagerungen eingebettet worden ist. Diese Holzreste sowie der reichlich vorhandene Pflanzendetritus sind sichere Kennzeichen litoraler Bildungen.

Am Sauruspasset (vgl. pag. 60) wurden vom Verfasser weitere fossilführende Sedimente aufgefunden, welche marine Anschwemmungen in Küstennähe beweisen. Brecciöse Kalkknauer inmitten der schwarzen Tonschiefer sind dort nämlich in einer schönen »Bone Bed-Fazies« entwickelt. Sowohl *vertebrae* wie *costae* von Sauriern (teilweise noch miteinander im Zusammenhang) wurden hier gefunden, und wir müssen annehmen, dass es sich um verfrachtete und angeschwemmte Kadaver handelt, die hier eingesedimentiert worden sind. Zusammen mit den genannten Knochenresten wurden Zähne, viel fossiles Holz und Pflanzen sowie zerbrochene Amoeboceraten und Aucellen gefunden. Saurierreste sind uns übrigens auch aus den entsprechenden Bildungen von der

Koldewey Insel und aus dem Scoresbysund-Gebiet bekannt geworden (Lit. RAVN 1911, ALDINGER 1935).

Die Mächtigkeit der Schwarzen Serie des Eo-Kimeridgiens ist bisher von allen Forschern unterschätzt worden: Nach H. FREBOLD beträgt sie für das Argovien im südwestlichen Wollaston Forland ca. 180 m, während für das »Kimeridgien-Portlandien« etwa 140 m angegeben werden (Lit. FREBOLD 1932 a). L. KOCH glaubt in seiner zusammenfassenden Arbeit (KOCH 1935), dass die Mächtigkeit dieser Schichten meist geringer sei als 10 m. Der Verfasser hat in seinen vorläufigen Rapporten (Lit. MAYNC 1938, 1940) als Mächtigkeit der Schwarzen Serie (Gebiet des Young Sund) 0—180 m angegeben. Nach den nun vorliegenden, vollständigen Daten und Berechnungen gelangen wir für die nördliche Region zu bedeutend höheren Werten. In wenigen Normalprofilen sind uns diese Sedimente noch vollständig oder wenigstens zum grössten Teil erhalten geblieben, d. h. wohl sind Teile davon zur Zeit des Volgiens oder in der untersten Kreide abgetragen worden, aber sie sind wenigstens von der jüngeren Erosion infolge der Sedimentbedeckung verschont geblieben. Die Schwarze Serie ist am Cardiocerasbjærg (Profil II) 155 m mächtig. Sehr auffallend ist ihr vollständiges Fehlen jenseits des Cardiocerasdalen, am Stratumbjærg et und im Skiferdal, wo direkt Valangien (+ Aptien-Albien) über den Komplex Gelbe/Graue Serie transgrediert. Dieses Phänomen beruht auf der sich komplex verzweigenden »Kuplen-Verwerfung«, längs welcher die westlichere Teilscholle abgesunken ist; diese Störungslinie war zu Beginn der Kreidezeit noch nicht morphologisch ausgeglichen, wie die Faziessprünge des Valanginiens dokumentieren.

Auf der südlichen Kuhn Insel (Bernbjærg et) finden wir die Schwarze Serie in einer Mächtigkeit von 630 m entwickelt, und im nördlichen Wollaston Forland (Gebiet des Sauruspasset) beträgt sie noch 370 + x m.

Ohne Annahme von regionalen Senkungen sind diese Mächtigkeitsbeträge nicht zu erklären, und dies steht im Einklang mit der Tatsache, dass die Transgressionen des Unterkimeridgiens als eine der grössten regionalen Transgressionen im ganzen Arktikum angesehen wird.

d. Kuhn-Schichten.

Man muss zweifelsohne damit Rechnung halten, dass unsere ausgeschiedene Schwarze Serie z. T. noch jüngere stratigraphische Zonen umfassen könnte. Diese Vermutung wird dadurch wahrscheinlich gemacht, dass z. B. auf der südöstlichen Kuhn Insel die hier als Kuhn-Schichten bezeichneten Ablagerungen gut mit dem Sedimentationstypus der Schwarzen Serie übereinstimmen (abgesehen von ihrem allgemein grösseren Sandgehalt), Schichten, die jedoch faunistisch schon unterstes

Oberkimeridgien (*Pectinatites*-Schichten Z. des *Pectinatites pectinatus* PHILL.) repräsentieren (Lit. MAYNC 1939, 1940, SPATH 1936). Sicher ist dies auch in der Fortsetzung der abgesenkten Staffel der östlichen Kuhn Insel der Fall, nämlich im Gebiet der Albrechts Bugt (Wollaston Forland).

Unsere Kuhn-Schichten der Typuslokalität (vgl. pag. 36—42) sind bis dahin von allen Forschern ins »Portlandien« verwiesen worden, doch haben die neuen, horizontierten Faunen aus diesem Gebiet bewiesen, dass diese Ablagerungen älter sind (unterer Teil des Neo-Kimeridgiens). Auf diese Frage ist ja schon eingegangen worden (vgl. pag. 36 ff.).

Die Kuhn-Schichten werden vor allem durch grauschwarze, bröcklige, muskovitreiche, sandige Schiefer vertreten, die infolge der Zersetzung ihres grossen Pyritgehaltes häufig rostig anwittern. In gewissen Niveaux sind sie reich an kohligem Pigment und Pflanzenresten. Eingeschaltet zwischen diesen Sandschiefern finden sich Lagen von Glimmersandstein und Bänke von rötlich-braunem Kalksandstein oder Sandkalk. Der tiefere Teil der aufgeschlossenen Schichten wird durch gelbbraune und graue Sandsteine repräsentiert, während in den oberen Partien vielfach auch dunkle Tonschiefer auftreten.

Die Fauna der Kuhn-Schichten setzt sich — soviel bis heute bekannt ist — aus *Perisphinctidae* wie *Pavlovia*, *Dorsoplanites* und *Pectinatites*, aus Belemniten, Aucellen und anderen Lamelibranchiaten zusammen, ist aber leider noch nicht beschrieben worden.

An der Westküste der Kuhn Insel stehen ebenfalls solche grauschwarzen, bröckligen, muskovit- und pyritreichen Sandschiefer mit Bänken von gelbbraunem Sandkalk und Kalk an; auch Sandsteinzonen (lokal mit einem Geröllhorizont) wurden beobachtet. Bei den sandigen Schiefen ist oftmals eine Mikrobänderung wahrzunehmen, die auf einer innigen Wechsellagerung hellerer, muskovitreicher Lamellen und kohliger Schieferschnüre beruht. Gestützt auf die im *Amoebites*-Elv (vgl. pag. 23—24) gemachten Fossilfunde (*Amoebites* sp. div., *Hoplocardioceras decipiens* SPATH, *Aucella* (*Buchia*) *bronni* LAH. usw.) gehören diese Bildungen aber noch ins untere Kimeridgien. Hier hat demnach schon etwas früher eine langsame Versandung der Schieferserie eingesetzt.

Die Kuhn-Schichten markieren also den Umschlag von der tonig-kalkigen Schwarzen Serie in eine vorherrschend sandige Fazies (vom Typus unserer Grauen Serie), d. h. wir dürfen sie schon als Bildungen der regressiven Phase des grossen Sedimentationszyklus¹ I auffassen, in welchem unsere Gelbe Serie der Transgressionsphase entspricht und die Graue Serie den Übergang in die Schwarze Serie (Inundationsphase) vermittelt (vgl. pag. 120).

e. Rigi-Serie.

Vor der Ablagerung der deuteroenen Rigi-Serie (Volgien) manifestierten sich weitgehende tektonische Bewegungen am ostgrönländischen Kontinentalrande (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1940, VISCHER 1938, 1939, 1940). Infolge von Tensionstendenzen kam es zur Bildung abgestaffelter Blöcke (»antithetische Schollentreppe« im Sinne von H. CLOOS, vgl. Lit. CLOOS 1939 a, 1939 b). Diese im Allgemeinen mit dem heutigen Küstenverlauf übereinstimmenden Verwerfungen waren schon viel früher (wohl variscisch) praeformiert und wurden in jungkimmerischer Zeit reaktiviert (vgl. Lit. VISCHER 1940). Auch intrakretazische Bewegungen wurden konstatiert. Dass übrigens noch in postbasaltischer (tertiärer) Zeit eine solche Zerrungskomponente den ostgrönländischen Festlandsrand beeinflusst hat, beweisen monoklinale, flexurartige Verbiegungen der tertiären Basaltdecke sowie postbasaltische Brüche und Schleppungen (vgl. auch Lit. WAGER 1934, VISCHER 1940).

Die Dislokationen hatten jedoch im bearbeiteten Gebiete nicht nur eine Zerlegung des labilen Kontinentalrandes in autonome Schollen zur Folge, sondern diese Bruchschollen (aufgebaut aus Kaledonikum, eventuellem Perm und den transgressiven Jurabildungen) wurden gleichzeitig infolge der Distraktion antithetisch nach W gekippt (vgl. das Stereogramm Tafel V). Als Resultante der jungkimmerischen Bruchorogenese ergeben sich demnach abgestaffelte Blöcke, die an ungefähr parallelen Verwerfungen mitsamt den sie überlagernden Sedimenten nach W geneigt und sodann der Denudation und Erosion (post-Kimeridgien) ausgesetzt wurden.

Noch bevor diese tektonischen Bewegungen jedoch ausgeklungen waren, setzte in der innersten Schollenkerbe von Wollaston Forland (Bruchsenke der »Zackenbergs-Dombjærg-Verwerfung«) schon die Sedimentation des Volgiens ein; denn diese Ablagerungen sind meistens in typischer Weise noch vom orogenetischen Geschehen beeinflusst (Blockschüttung usw. am Rande einer Steilküste, d. h. längs der noch aktiven Verwerfungslinie zwischen dem kaledonischen Kristallinsockel von A. P. Olsens Land und Th. Thomsens Land und dem Sedimentgebiet des übrigen Wollaston Forland).

Als besonders charakteristische Merkmale der Rigi-Serie sind demnach ihre transgressive, winkeldiskordante Lagerung und ihre grobe Blockfazies gegen das westliche Festland hin hervorzuheben (vgl. die stratigraphischen Profile am Niesen, pag. 61—66, an der Rigi, pag. 73—77, am Zackenbergpasset, pag. 78—81). Schon früher hat der Verfasser hier von einer teilweise orogenen Fazies gesprochen (Lit. MAYNC 1938, 1940), wobei die Bezeichnung orogen oder synorogen die

Tatsache betonen soll, dass die betreffenden Schichten im Bereiche und während tektonischer Bewegungen abgelagert wurden.

In unmittelbarer Nähe der alten Küstenlinie, die etwa mit dem Verlauf des heutigen Lindemansdalen-Zackenbergpasset zusammenfällt, sind die Volgiensedimente als typische Steilküstenablagerungen entwickelt (vgl. die Profile am Niesen, an der Rigi, am Westfuss des Palnatokes Bjærg-Zackenbergpasset). Infolge der tektonischen Bewegungen längs dieses »Fault Scarps« (Hebungen des westlichen Festlandsblockes, resp. Senkungen des östlichen Sedimentationsbeckens) wurden immerfort neue Ablagerungsbedingungen geschaffen, und ein stetiges Abgleiten von Schutt und Gesteinsmassen sowie eine ruckweise Sturzsedimentation von kaledonischem Detritus kennzeichnen demnach unsere Rigi-Serie. Jegliche epirogenetisch-grosszyklische Gliederung wurde durch die plötzlichen, schnellen Materialförderungen aus dem kristallinen Denudationsgebiet (»falaise«) im W verwischt und eine gravitative Sonderung des terrigenen Schutttes verunmöglicht. Das Resultat dieser rutschweisen Sedimentation an einer steilen Kristallinküste, mit Steilabbrüchen, Schutthalden, submarinen Aufschüttungskegeln, Block- und Kieslagern, Kiesstrandwällen, Felsagglomeraten usw., sind die azyklischen, schichtungsgelosen Blockbreccien mit über 2 m langen Schollen und riesigen Gneistafeln, die in den westlichen Profilen weit verbreitet und teilweise selbst dominierend sind. Infolge grosser Abrutschungen von Felsmassen und der dadurch bedingten plötzlichen Schüttung von Gesteinsmaterial sind diese Blockbreccien meist sehr dicht gepackt (Haufensedimentation grosser Gesteinsbrocken übereinander, fast keine bindende Matrix zwischen den einzelnen Komponenten). Im Profil an der Rigi (vgl. pag. 73—77) z. B. wird ein solches Abgleiten von ganzen Felspartien ins Volgienmeer durch die lokale, ausschliessliche Häufung von kubikmetergrossen, eckigen und petrographisch identischen Blöcken von Biotitgneis bewiesen, die auf einmal abgestürzt sein müssen und dann direkt übereinandergetürmt worden sind. Dieses mehrfach wiederholte Losbrechen von Kristallinblöcken und groben Felstrümmern und ihre Häufung am Rande des jungjurassischen Meeresbeckens von Wollaston Forland macht die ganze Sedimentation äusserst wild und wirr.

Abgesehen von diesem bergsturzartigen Steilküstentalus gelangten im Volgienbecken auch noch andere Abbauprodukte des westlichen, aus kaledonisch gefalteten Paragesteinen und Eruptiven aufgebauten Festlandssockels zur Ablagerung. Einmündende Ströme verfrachteten grobe, abgeschliffene Gerölle, und infolge der plötzlichen Strömungsabnahme der Gewässer an ihren Mündungen ins Meer konnten sich Deltafächer ausbreiten. Viele, teilweise grobe Konglomerate mit bis faustgrossen polygenen Geröllen in eckigem Kristallingrus zeugen von solchen fluviatil-marinen Delta-Bildungen, deren Entstehung und Wachstum

durch eventuelle Küstenhebungen noch begünstigt wurden. Flach-ovale Flussgeschiebe in den Konglomeraten fand der Verfasser sowohl auf der Clavinger Insel wie auf Wollaston Forland; auch schöne Diagonalschichtungen wurden in vielen Sandsteinpartien wahrgenommen.

Die wechselnden Sedimentationsfaktoren wie Änderung von Schuttmenge, Geröllgrösse, Strömungsgeschwindigkeit, Mündungstiefe von Flüssen etc. kommen weiterhin im Vorhandensein von Rutschungen, Aufarbeitungen, intraformationalen Schichtungsdiskordanzen und schiefen Faziesböschungen und -keilen zum Ausdruck, ferner in der Zufuhr periodischer Geröllschwärme und in der kontinuierlichen Wechsellagerung der verschiedenen Volgiensedimente. Auf sekundäre Umlagerungen deuten aufgearbeitete Konglomeratkomplexe innerhalb von Arkosen und Sandsteinen (Konglomeratelv, vgl. pag. 77, nördlich des Zackenbergpasset, vgl. pag. 81) und Linsen von Aucellensandstein des Liegenden in höheren Konglomeratzonen, z. B. im Niesen-Profil (vgl. pag. 62).

Neben den Blockbreccien und Konglomeraten treten in der Rigi-Serie auch mehr oder weniger grobkörnige Sandsteine auf, meistens Zweiglimmersandsteine, gelegentlich Aucellenführend, mit bis erbsengrossen Quarzitzeröllen, die häufig in geringmächtigen Niveaux angereichert sind. Vielfach sind diese Sandsteine geschichtet.

Als weitere typische Ablagerungen des Volgiens sind noch schwarze, teilweise kohlige Sandschiefer zu erwähnen, die fast ausnahmslos ausserhalb des Bereiches tektonischer Verwerfungslinien (und somit der eigentlich synorogenen Sedimentation) vorkommen (Profile bei der »Haakonshytta«, am Niesen usw.). Diese häufig muskovitreichen Schieferzonen weisen oft Geröllnester oder konglomeratische Schichtfugen auf und wechsellagern vielfach mit grell gelben Sandlagen und pyritreichen Zonen (schiefrige Bänderserie). Ausserdem können sich geringmächtige Bänke von grobkörnigem Muskovitsandstein mit Aucellen einschalten (Niesen-Profil).

Wie sich bei der Beschreibung der Juraprofile von Wollaston Forland gezeigt hat, ist dort, unmittelbar am Fusse labiler »Fault Scarps«, das Volgien vorwiegend in einer grobklastischen, synorogenen Fazies entwickelt (Rigi-Serie); eine bergsturzähnliche Schüttung grober Felsmassen hinunter ins Volgienbecken erfolgte dort ruckweise während der Ausgleichsbewegungen der jungkimmerischen Tektogenese, und aus diesem Grunde war die Sedimentation dort eben äusserst gestört. Anders aber war es in den Gebieten ausserhalb der Einfluss-Sphäre solcher instabiler Schollenkanten; hier kamen keine schichtungslosen, dicht gepackten Blockbreccien mehr zur Ablagerung, sondern die Sedimentation verlief viel ruhiger. Wir können sogar kleinere Sedimentationszyklen unterscheiden, und auf der südwestlichen Kuhn Insel (»Haakonshytta«) sind sicher 4 solcher Zyklen zu konstatieren; jeder beginnt mit psephi-

tischen Bildungen und endet mit einem Schichtkomplex feinsandiger, dunkler Schiefer mit Sandlagen (schiefrige Bänderserie), worüber dann erneut, mit messerscharfer Grenze, Konglomerate und grobe Sandsteine des höheren Zyklus¹ folgen. Jeder Sedimentationszyklus umfasst ein Schichtenpaket von 25—30 m Mächtigkeit (vgl. pag. 28—36).

Die grobklastischen Gesteine der Rigi-Serie sind naturgemäss fossilarm oder die Fossilien sind mechanisch zertrümmert, wie das ja auch bei rezenten Strandwällen oder litoralen Kiesablagerungen der Fall ist. Immerhin konnten auch im Bindemittel (Arkose oder grobkörnige Sandsteine) verschiedener, z. T. sehr grober Klastika Aucellen u. a. Muschelreste gefunden werden (Profile im Slædedalen, an der Rigi, am Zackenbergpasset), und in ziemlich grob struierten Sandsteinen (Niesen, Rigi, »Haakonshytta«) kommen solche sogar recht häufig vor.

Die reichste Fauna wurde in der Umgebung der »Haakonshytta« gefunden und setzt sich aus *Pavlovinae* (u. a. *Dorsoplanites aff. panderi* D'ORB.), Aucellen (u. a. *Aucella (Buchia) ?volgensis* LAH.) und Belemniten zusammen (vgl. auch Lit. F'REBOLD 1933 b); häufig sind fossiles Holz und Kohlenschmitzen vorhanden. Nach einer kurzen Durchsicht der bei der »Haakonshytta« gesammelten *Palvovinae* kam L. F. SPATH zum Resultat, dass es sich um Äquivalente der südostgrönländischen Fauna mit *Laugeites (»Kochina«) groenlandica* SPATH handelt, d. h. die Bildungen auf der südwestlichen Kuhn Insel würden den mittleren Partien des sog. »Hartzfjæld Sandsteins« (Volgien) von Milne Land entsprechen (vgl. Lit. SPATH 1936). Allerdings beweist der Fund von *Subcraspedites* (SPATH) im obersten Zyklus (IV), dass hier schon Infravalanginien/Rjasanien vertreten ist (vgl. pag. 29).

Die Mächtigkeit der Rigi-Serie ist scheinbar grossen Schwankungen unterworfen. Im Sammelprofil aus der Gegend der »Haakonshytta« sind diese Ablagerungen in einer Mächtigkeit von 77 m aufgeschlossen. Am Niesen ist die Schichtserie etwas gröber klastisch entwickelt und in einem Profil von mindestens 75 m zu beobachten. In unmittelbarer Nähe der alten Volgienküste (»falaise«), wo die Serie in synorogener Fazies entwickelt ist (grobe Blockbreccien und Konglomerate), beträgt ihre Mächtigkeit naturgemäss ganz bedeutend mehr (an der Rigi sind davon 564 m aufgeschlossen)¹. Am Strandcliff der nordöstlichen Clavinger Insel ist die über die Gelbe Serie transgredierende Volgien-Serie noch in einer Mächtigkeit von 160 m erhalten.

Diese jüngsten Jurabildungen finden sich — wie schon erwähnt worden ist — nur in der tektonischen Schollenkerbe zwischen der Kuhn

¹ Es muss allerdings hervorgehoben werden, dass die höheren Teile unserer Rigi-Serie schon der tiefsten Kreide entsprechen könnten, dass also die synorogene Blockfazies im W höher hinauf reicht. Diese Frage konnte leider mit Hilfe der wenigen Aucellen nicht abgeklärt werden.

Insel—Kap Schumacher-Kuplenkristallin und dem kaledonischen Claving—A. P. Olsens Land—Th. Thomsens Land—Block. Nirgends konnte sonst im erforschten Gebiet auch nur eine Spur der Rigi-Serie oder ihres stratigraphischen Aequivalentes gefunden werden. Im Liegenden dieser Volgienbildungen kommen überall Hiaten (tektonische Diskordanz) vor, denen Sedimentkomplexe von bis tausend Metern Mächtigkeit entsprechen: Die diskordante, klastische Rigi-Serie im Hangenden der älteren, unter sich konformen Jurabildungen markiert eben schon eine neue Transgression, welche den Zyklus II der Unterkreide einleitet. Die Region der heutigen Lindemans Bugten, wo — wie wir sehen werden — eine fast kontinuierliche Sedimentation vom Volgien ins Infravalanginien (Rjasanien) und Valanginien stattgefunden hat, steht somit im Gegensatz zu den grossen Gebieten, wo die älteren Juraserien erst von transgressivem Valanginien überlagert werden. An Stelle von Denudation und Erosion haben wir hier ein lokales Ablagerungsbecken (»Niesen Fjord«), wo fossilführendes Volgien zum Absatz gelangte, Schichten, die uns bisher — die Grosse Koldewey Insel ausgenommen (vgl. pag. 151—152) — nirgends aus Nordostgrönland bekannt geworden sind.

III. LAGERUNG UND STRATIGRAPHISCH-PALAEOGEOGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DER OSTGRÖNLÄNDISCHEN JURABILDUNGEN

(vgl. Stereogramm Tafel V).

Seit seiner Hauptarbeit über die Geologie von Ostgrönland hat LAUGE KOCH wiederholt auf den litoralen Charakter der mesozoischen Sedimente hingewiesen und die Ansicht vertreten, dass dieselben zwischen Wollaston Forland und Jameson Land (Scoresby Sund-Region) über eine alte Strandebene (Prae-Callovien) transgrediert hätten und vorwiegend an einer noch heute teilweise erhaltenen Küste abgelagert worden seien (Lit. KOCH 1929 a, 1931, 1935).

Diese Auffassung wurde von H. FREBOLD abgelehnt (Lit. FREBOLD 1932). Auf Grund einiger beobachteter Verwerfungen zwischen Jura und Perm-Kaledonikum am Young Sund (Wollaston Forland) neigte dieser Autor dazu, alle aufgeschlossenen Kontakte tektonisch zu deuten, d. h. die im Scoresby Sund-Gebiet existierende mesozoische Schichtserie (u. a. mit Trias, Rhaet, Lias) sollte auch in Nordostgrönland vorhanden, jedoch infolge von Dislokationen nirgends aufgeschlossen sein (Lit. FREBOLD 1932 a). Selbst die Auflagerung von Aptien auf Eotrias an der Nordküste von Hold-with-Hope, d. h. das Fehlen des Jura und der untersten Kreide, suchte H. FREBOLD z. B. mit Hilfe ganz flach einfallender Verwerfungen zu erklären.

In einer späteren Arbeit hält dieser Autor wenigstens teilweise noch an dieser Auffassung fest, indem er nämlich neben der Alternative, dass die Schichtglieder zwischen Kaledonikum und Callovien primär fehlen (und somit letzteres transgrediert) an die Möglichkeit denkt, die altmesozoisch-jungpalaeozoischen Ablagerungen seien wohl vorhanden, aber infolge tektonischer Vorgänge abgesenkt (Lit. FREBOLD 1932 b).

Erst in seiner folgenden Publikation (Lit. FREBOLD 1933 b) bekennt sich H. FREBOLD zu LAUGE KOCH's Interpretation. Auf Grund verschiedener (z. T. allerdings auf unrichtigen Voraussetzungen basieren-

der¹⁾ Beobachtungen nimmt H. FREBOLD hierin die Transgression der Jurabildungen auf kaledonischem Kristallin an. Auf die in dieser Arbeit ausserdem vertretenen Ansichten, dass zwischen Hochstetter Forland und Hold-with-Hope eine breite Synklinalregion zwischen Kristallinhorsten (oder Antiklinalkernen) vorhanden sei (»Fligelys Fjord Mulde«) brauchen wir nicht einzugehen, da A. VISCHER'S Untersuchungen dieselben schon überholt haben.

In seiner Abhandlung über das Aptien der Grossen Koldewey Insel (Lit. FREBOLD 1935 a) schliesslich unterstützt H. FREBOLD die alte KOCH'sche Auffassung vollständig, d. h. auch er nimmt nun an, dass die mesozoischen Transgressionen (Callovien, Valanginien und Aptien) über alte Strandebenen gegriffen haben, und dass die mesozoischen Küstenlinien ungefähr mit den heutigen übereinkommen.

Obschon in der vorliegenden Arbeit keine tektonischen Probleme erörtert werden sollen, möchte ich doch ganz kurz die verschiedenen Interpretationen über die postdevonische Geschichte Ostgrönlands andeuten, da dieselbe für unsere stratigraphischen und palaeogeographischen Ausführungen naturgemäss von Bedeutung sind. Im übrigen sei auf die Veröffentlichungen meines Arbeitsgefährten in Grönland, ANDREAS VISCHER, verwiesen (Lit. KOCH 1935, VISCHER 1938, 1939, 1940).

Die kaledonischen Kristallingebiete Nordostgrönlands wurden früher als Horste aufgefasst, denen im Gegensatz zu den dazwischen liegenden Sedimentbecken positive Tendenzen zugesprochen wurden. Der Baustil des ostgrönländischen Kontinentalrandes wurde demnach als »germanotyp« bezeichnet (»Blockfaltung« mit »Horsten« und »Gräben«, vgl. Lit. FREBOLD 1932 a, 1932 c). Später wurden diese kristallinen Gebiete als sog. »Wölbungszonen« mit andauernden Hebungstendenzen charakterisiert und die sedimentären Areale als selbständige, in Senkung begriffene Becken und Tröge angesehen (Lit. BACKLUND & MALMQUIST 1935, vgl. KOCH 1935). Diese variskischen »Wölbungszonen« oder »Ovale« wurden ebenfalls mit einer Blockfaltung in Zusammenhang gebracht, d. h. mit Kompressionserscheinungen am Kontinentalrande. Es ist aber dabei stets übersehen worden, dass diese Kristallinrücken nur einseitig, nämlich an ihrem Ostrande, von Verwerfungen begrenzt sind und demnach nichts mit Blockfalten-Elementen zu tun haben können. Unsere Untersuchungen (1936—1938) haben ergeben, dass diese kaledonischen Zonen als die entblössten Ostkanten der Kristallinblöcke aufgefasst werden müssen, welche die abgestaffelte Schollentreppe des Kontinentalrandes

¹⁾ So stellen die von H. G. BACKLUND auf der Westseite des Fligelys Fjordes beobachteten, transgredierenden Konglomerate nicht die Jurabasis dar, wie H. FREBOLD glaubt, sondern gehören ins Volgien(-?Valanginien).

bilden. Die einzelnen Bruchschollen dieser »antithetischen« Staffe­lung haben mitsamt ihrer eventuell vorhandenen Sedimentdecke im obersten Kimeridgien eine ziemlich regelmässige Westneigung erfahren (vgl. das Stereogramm Tafel V). Unsere Deutung der tektonischen Bauform Ostgrönlands basiert somit — im Gegensatz zu früheren Interpretationen — auf beträchtlichen Zerrungen der kontinentalen Kruste und kann niemals auf seitliche Kompression zurückgeführt werden. In wie weit diese Tensionen als Folgeerscheinung einer kontinentalen Westdrift Grönlands, d. h. eines passiven Zurückbleibens des östlichen Kontinentalrandes, gedeutet werden können, soll hier nicht erörtert werden.

Die Existenz tektonischer Diskordanzen, beispielsweise diejenige zwischen Kimeridgien und Volgien, beweist wirkliche Strukturänderungen der Kruste, d. h. eine echte Orogenese. Diese jungkimmerische Bruch-Orogenese (Bruchbildung infolge von Tensionen, »antithetische«, d. h. dem Einfallen der Verwerfungen entgegengesetzte, kompensierende Kippung der Bruchschollen), die der ganzen jungmesozoischen Geschichte des ostgrönländischen Kontinentalrandes ihr Gepräge verleiht, steht im Gegensatz zu den epirogenetischen Bewegungen, welche die Sedimentation dieser labilen Randregion Grönlands mehrmals beeinflusst haben. Diese letztgenannten Bewegungen sind atektonische, »strukturerhaltende« Vorgänge (Hebungen und Senkungen von Krustenteilen *en bloc*) im Sinne von K. ANDRÉE (Lit. ANDRÉE 1924).

Es zeigt sich, dass die erwähnten Kanten der kontinentalen Rand­schollen in stratigraphisch-fazieller Hinsicht von grosser Wichtigkeit sind, da sie vielfach mesozoische Küstenlinien gebildet haben. Ähnlich wie A. VISCHER's »Postdevonische Hauptverwerfung« im Landinneren, die im N die Grenze zwischen dem eigentlichen Festlandssockel und dem labilen ostgrönländischen Küstenstreifen markiert, das Verbreitungsgebiet des Karbons (Dinantien-Namurien) nach W abschliesst, so haben die auf ihrer Ostseite durch steile »Fault Scarps« begrenzten Kristallinschollen den mesozoischen Transgressionen Einhalt geboten.

Das ganze Gebiet von »Eskimonia« war ja vom Palaeozoikum bis in den Dogger Festland (vgl. Lit. FREBOLD 1933 b, MAYNC 1939, 1940, 1942). Dass die Transgression des Bathonien-Calloviens nicht nur durch negative epirogenetische Vorgänge ermöglicht wurde, sondern dass echte tektonische Schollenverlagerungen stattgefunden haben, zeigt die Existenz einer tektonisch bedingten Steilküste (»falaise«) des Jurameeres im W. Das Fehlen jeglicher Jurabildungen auf den heute hoch gelegenen Bruchschollen von Th. Thomsens Land, A. P. Olsens Land und der zentralen Clavinger Insel macht es wahrscheinlich, dass diese Gebiete im oberen Bathonien-Callovien, d. h. zur Zeit der Transgression unserer ältesten Juraserie, ausserhalb des Bereiches unseres Sedimentationsraumes gelegen haben müssen; sie haben als damaliges Festland das

Jurameer im W begrenzt. Dieselbe Küstenlinie finden wir — nur faziell viel ausgeprägter — im Volgien wieder, wobei infolge weiterer tektonischer Bewegungen der Bruchschollen dieses antagonistische Relief Festland-Sedimentationsraum besonders betont zum Ausdruck kommt. Die Anlage dieser im obersten Kimeridgien reaktivierten Verwerfungen datiert vielfach schon früher, ja, ist teilweise schon variskischer Entstehung. Wenn wir z. B. feststellen, dass auf der nordöstlichen Clavering Insel Kaledonikum und Perm im Liegenden der Jurabildungen in geringer Höhe anstehen (80—300 m), während das Perm auf der westlich angrenzenden Scholle am Forposten und am Korallbjærg erst in etwa 1000 m Höhe die kaledonischen Gneise überlagert (vgl. auch Lit. MAYNC 1942), so deutet das auf unzweifelhafte tektonische Verlagerungen in postpermischer Zeit hin. Da triasische Ablagerungen im genannten Gebiet primär fehlen und erst unsere Gelbe Serie über die jungpermischen Bildungen transgrediert, kann der Zeitpunkt dieser Schollenbewegungen nicht präzisiert werden; sie können jungvariskisch (»pfälzisch«), aber auch posttriasisch sein. In Anlehnung an das Vorkommen litoraler Eotrias auf der südöstlichen Clavering Insel in einer Höhe von etwa 300—400 m, am Brinkley Bjærg von 700 m bis über 900 m, wird die Annahme wahrscheinlicher, dass diese tektonischen Verlagerungen (Höherlegung der westlichen Bruchschollen und Absinken der östlichen Einheiten) erst in posttriasischer Zeit erfolgte. In diesem Falle wären somit die genannten Bewegungen altkimmerischen Alters.

Wegen des unruhigen Schollenmosaiks und der vikariierenden Verwerfungslinien (vgl. die geologische Karte in Lit. VISCHER 1939) kam es bei den verschiedenen mesozoischen Transgressionen zur Entstehung von Fjorden und Sunden, Inseln und Halbinseln, und diese alten Landschaftselemente können wir auf Grund stratigraphisch-fazieller Merkmale der mesozoischen Sedimente häufig rekonstruieren. So war es beispielsweise möglich im Volgien eine Steilküste nachzuweisen (inneres Wollaston Forland), die mit dem Verwerfungsabfall (»Fault Scarp«) des Zackenberg-Kristallins zusammenfällt. An der Falskebugt (äusseres Wollaston Forland) kann auf eine kurze Strecke eine Uferlinie des Valanginiens verfolgt werden, und eine typische Küstenlinie des Aptienmeeres (wie übrigens früher für die Eotrias) tritt uns auf der östlichen Clavering Insel entgegen (vgl. Lit. MAYNC 1940, 1942). Das Vorhandensein eines »Buried Hills« im inneren Wollaston Forland beweist uns ferner, dass hier am Nordfuss des Hammeren ein isolierter, durch intensive Erosion herausmodellierter Kimeridgien-Rücken existiert hat, der von den Aptien-sedimenten vollständig eingebettet wurde (Relieftransgression). Weitere solche Transgressionen über eine ausgeprägte Relieflandschaft sind diejenigen des Volgiens und des Valanginiens, welche winkeldiskordant über

verschieden alte Jurabildungen und lokal selbst über das Kristallin hinweggreifen (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940, 1942).

Diese genannten Beispiele des meist tektonisch bedingten Reliefuntergrundes der mesozoischen Meere Ostgrönlands mögen genügen, um den kausalen Zusammenhagn zwischen Tektonik und Stratigraphie darzulegen.

Wir können jedoch aus den von uns erkannten stratigraphischen Tatsachen in Nordostgrönland nicht nur solche lokalen Gliederungen des mesozoischen Sedimentationsraumes herauslesen, sondern sind in-stande *a posteriori* wichtige Rückschlüsse auf das epirogenetische Verhalten grosser Teile des labilen Kontinentalrandes zu ziehen und so eine geologisch-stratigraphische Synthese Ostgrönlands durchzuführen.

Der Verfasser hat früher gezeigt, dass die sonst weit verbreiteten Ablagerungen des Oberperms vom nördlichen Wollaston Forland bis hoch hinauf nach Nordgrönland fehlen und hier ein jungpalaeozoisches Festland »Eskimonia« gelegen hat. Die Transgression des Oberperms hat dieses Landgebiet nicht erreicht, dem wir in damaliger Zeit kontinuierliche Hebungstendenzen zuschreiben müssen; erst auf Holms-Amdrups Land und weiter nördlich auf Pearys Land sind dann wieder permische Sedimente entwickelt (Lit. MAYNC 1939, 1940, 1942). Schon LAUGE KOCH und andere Forscher haben den geokraten Charakter der Region zwischen Germania Land und Wollaston Forland in postkaledonischer Zeit betont (Lit. KOCH 1929 a, 1935, FREBOLD 1932 a, 1933 a). H. G. BACKLUND stellte in 1932 eine tiefgreifende Kaolinisierung des kaledonischen Sockels unter den transgredierenden Sedimenten auf der Kuhn Insel fest, die ebenfalls mit einer Festlandsperiode in Zusammenhang zu bringen ist (vgl. Lit. KOCH 1935). Auch H. FREBOLD weist auf das Fehlen von Perm in der Region zwischen Hochstetter Forland und der Lindemans Bugt, wo direkt Jura über Kaledonium transgrediert (Lit. FREBOLD 1933 a). Ein weiteres Landgebiet, das die sog. »Weissen Blöcke« (Zechsteingerölle in der Eotrias) der Kap Stosch-Küste (Hold-with-Hope) liefern sollte, wurde westlich des Godthaabs Gulf angenommen (Lit. KOCH 1931, FREBOLD 1931 usw.); seit der Entdeckung dieses Zechsteins *in situ* auf der Clavinger Insel durch den Verfasser ist jedoch dieses Festland nicht mehr unbedingt zwingend zur Erklärung der stratigraphischen Tatsachen (Lit. MAYNC 1942).

Wir haben sichere Beweise für die Persistenz dieses Landgebietes »Eskimonia« in altmesozoischer Zeit, ja, wir können selbst erkennen, dass sich dieses Festland damals noch weiter ausgedehnt hat als im Palaeozoikum; denn irgendwelche Ablagerungen wie Obertrias¹⁾, Rhaet, Lias und unterer Dogger fehlen nicht nur im Bereiche dieses permischen

¹⁾ Möglicherweise kann die »Rote Serie« von Wollaston Forland teilweise mit der kontinentalen Trias korreliert werden (vgl. Lit. MAYNC 1942).

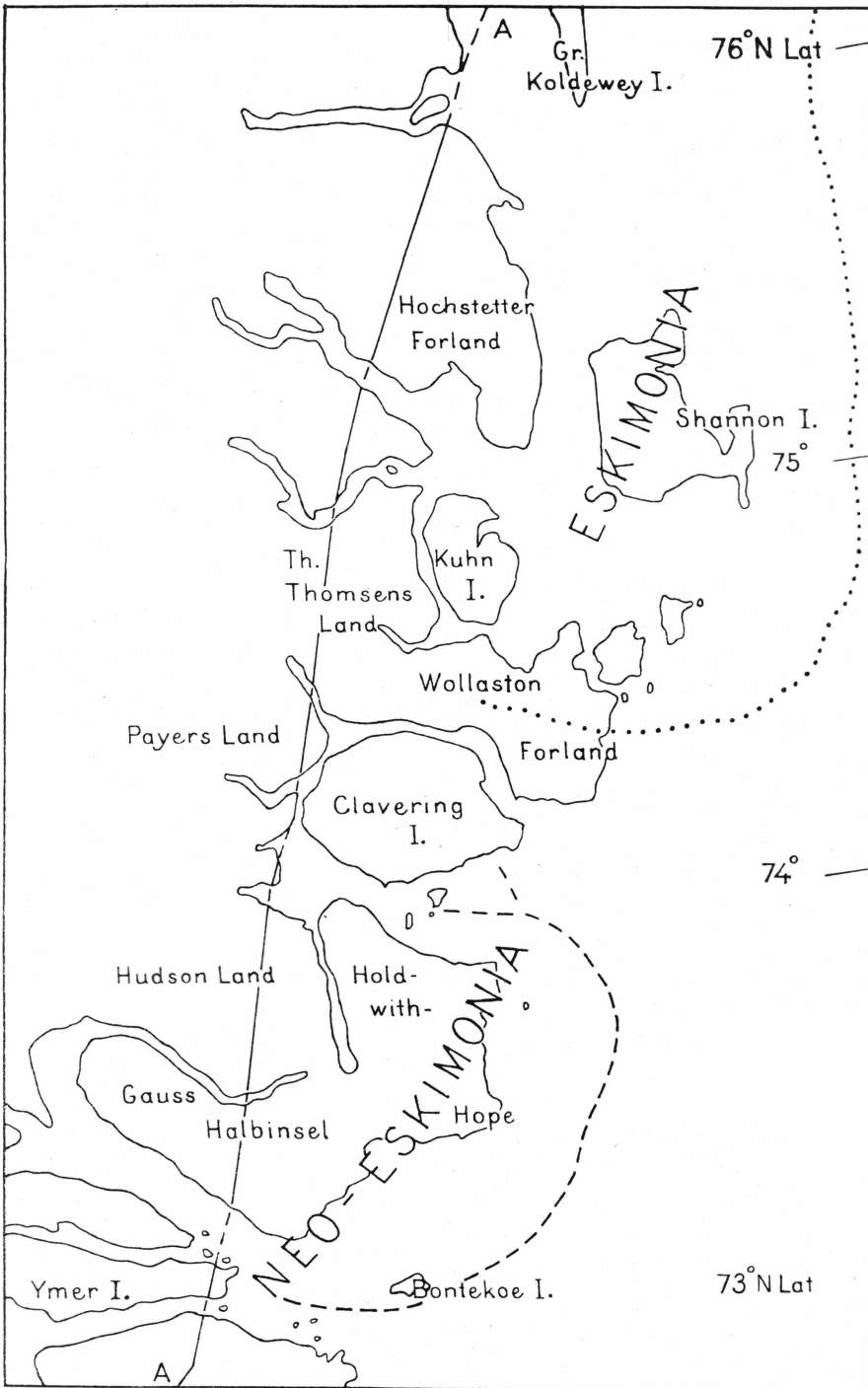


Fig. 38. Palaeogeographische Skizze von Ostgrönland zwischen 73° und 76° N. Lat. AA = „Postdevonische Hauptverwerfung“ A. VISCHER's (Grenzlinie zwischen dem konsolidierten Westblock und dem labilen Küstenstreifen); bildet gleichzeitig die Westgrenze der postkarbonischen Transgressionen.

Landes, sondern auch weiter südlich, in Wollaston Forland, auf der Clavering Insel, in Hold-with-Hope und in den Giesecke Bjærge. Das heisst mit anderen Worten: Die altkimmerischen Hebungen haben immer grössere Gebiete beeinflusst und dem marinen Sedimentationsraume entzogen. Einzig in der unteren Trias ist eine Transgression bis in die heutige Gael Hamkes Bugt vorgedrungen, finden sich doch auf der Clavering Insel, in Hold-with-Hope, in den Giesecke Bjærge bis hinab zum Scoresby Sund mächtige eotriassische Ablagerungen. Die eindeutigen Hebungstendenzen von »Eskimonia« in N aber machen sich noch während der Eotrias auch in diesem Sedimentationsbecken geltend. So kommen beispielsweise grobe eotriassische Konglomeratzonen sowohl auf der südlichen Clavering Insel wie auf Hold-with-Hope vor, die ausser kaledonischen und oberpermischen Geröllen auch solche von aufgearbeiteten Triasablagerungen mit *Myalinen* führen (vgl. Lit. FREBOLD 1931, MAYNC 1942). Dies deutet auf starke Denudationen während der Eotrias, d. h. auf Hebungsvorgänge im Hinterland.

Im oberen Bathonien-Callovien erst transgredierte das Meer über die Rumpfflächen von »Eskimonia«. Nirgends sind unter den polymikten Geröllen der Juraserien von Wollaston Forland und weiter nördlich permische oder triassische Komponenten vertreten, woraus man auf das primäre Fehlen solcher Ablagerungen im Bereiche von »Eskimonia« schliessen kann.

Während somit die Hebungen dieses Landgebietes im Bajocien-unteren Bathonien ihren Abschluss finden und im oberen Bathonien-Callovien wieder eine thalattokrate Periode einsetzt, verhält sich das Gebiet südlich davon (73—74° n. Br.) ganz anders. Hier manifestierten sich ja erst in post-eotriassischer Zeit positive Bewegungen, also zu einer Zeit, wo das nördliche Festland »Eskimonia« schon lange existierte, dafür aber dauerten diese Hebungen viel länger an: Während im N schon das Bathonien-Callovien (Gelbe Serie) transgredierte, finden sich zwischen der Clavering Insel und der Foster Bugt überhaupt keine Jura-Ablagerungen (vgl. auch Lit. KOCH 1931, FREBOLD 1932 a), sondern hier transgredieren erst die Bildungen des Aptien-Albiens über die Eotrias. Wir möchten dieses jüngere Landgebiet als »Neo-Eskimonia« bezeichnen.

Wir können demnach im untersuchten Areal Ostgrönlands (73—75° n. Br.) deutlich epirogenetisch differenzierte Gebiete und gleichzeitig sich gegenseitig ablösende (schaukelnde) Bewegungsvorgänge unterscheiden. Die Heraushebung von »Eskimonia« setzte früher ein als die Emersion von Hold-with-Hope, dafür aber wurde ersteres auch viel früher wieder vom Meere überflutet als »Neo-Eskimonia«. Es lässt sich somit ein Nach-Süden-Wandern des epirogenetischen Hebungszentrums feststellen, und wir können das heutige Gebiet von Hold-with-Hope

und der Gauss Halbinsel (Giesecke Bjærg) als eine jüngere Fortsetzung des nördlichen Festlandes »Eskimonia« deuten und nennen es deshalb »Neo-Eskimonia«.

Vergleich unseres Gebietes mit anderen Teilen Ostgrönlands.

(vgl. Korrelationstabelle Tafel VI).

Bevor wir die stratigraphischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Hochstetterbugten und dem Kejser Franz Joseph Fjord mit denjenigen des übrigen Ostgrönland in Beziehung bringen, sei nochmals kurz das mesozoische Geschehen in der von uns erforschten Region rekapituliert.

Im nördlichen Teil unseres Gebietes (74—75° n. Br.) setzt die Juratransgression im oberen Bathonien-Callovien ein, und die fossilreichen, älteren Juraschichten (Lias) des Scoresby Sund-Areals entsprechen hier einer Sedimentationslücke.

Vom oberen Bathonien an (*Arctocephalites*-Zone) bis ins obere Kimeridgien haben thalattokrate Verhältnisse geherrscht. Wie wir im Abschnitt II. (pag. 119—137) auseinandergesetzt haben, gehören diese marinen Ablagerungen einem Sedimentationszyklus an: Die Gelbe Serie (oberes Bathonien-Argovien) repräsentiert die Transgressionsphase, während die Graue und Schwarze Serien (Argovien-Kimeridgien) der Inundationsphase entsprechen. Die Schichten dieses Zyklus' liegen konkordant. Irgendwelche lithologisch erkennbaren Sedimentationslücken oder Diskontinuitäten können nicht festgestellt werden, obschon aus verschiedenen Zonen keine oder keine leitenden Fossilen vorliegen (Eo-Oxfordien = Divésien, mittleres Kimeridgien). Ob wir dabei an einfache Fundlücken oder an Omissionen denken müssen, ist ungewiss.

Bruchdislokationen haben im obersten Jura den labilen Kontinentalrand in ein Schollenmosaik zerlegt, und gleichzeitig hat dabei eine Kippung der Bruchschollen nach W, gegen den Festlandsblock hin, stattgefunden. Als Zeitpunkt dieses tektonischen Geschehens kommt das oberste Kimeridgien in Betracht, da die Kuhn-Schichten des unteren Oberkimeridgiens noch dasselbe Westfallen von 10—20° W aufweisen wie die liegenden, konkordanten Juraserien. Da die Kuhn-Schichten jedoch erst diskordant von transgressivem Valanginien überlagert werden, könnte man auf den ersten Blick für die Bruchbildung und Westneigung der Schollen auch noch Volgienalter postulieren. In der Bruchsenke Fligelys Fjord-inneres Wollaston Forland-nördliche Clavinger Insel aber finden sich Ablagerungen des Volgiens (Rigi-Serie), und zwar ruhen diese transgressiven Klastika diskordant über unterem Kimeridgien oder älteren Bildungen, am Zackenbergpasset ja selbst über kaledonischen Gneisen. Diese Tatsache beweist eindrucklich, dass sich die tektonischen Vorgänge schon vor der Sedimentation des Vol-

giens abgespielt hatten und die prinzipielle Bruch-Orogenese demnach nur im obersten Kimeridgien stattgefunden haben kann. Dass die Bewegungen einzelner Bruchschollen allerdings noch während des Volgiens anhielten, beweist die synorogene Fazies der Rigi-Serie im Bereiche solcher mobiler Blöcke (Zackenbergs-Dombjærg-Verwerfung).

Diese tektonischen Vorgänge hatten eine Emersion bedeutender Gebiete Nordostgrönlands zur Folge, so dass grosse Areale nun auf einmal der Denudation und Erosion ausgesetzt waren. Einzig in der Bruchsenke zwischen den tektonischen Schollen (Th. Thomsens Land—A. P. Olsens Land—Clavering-Scholle und Kuhn-Kuplenscholle) fand eine kontinuierliche Sedimentation vom Volgien ins Infravalanginien (Rjasanien) und ins höhere Valanginien statt, doch liegt diese Schichtfolge — wie gezeigt wurde — diskordant auf den älteren Jurabildungen, d. h. auch hier existiert ein (allerdings nur kurzfristiger) Hiatus.

Im Valanginien transgrediert das russo-boreale Aucellenmeer (Polyptychitan) über grosse Teile des Nordgebietes, was auf erneute Senkungen zu Beginn der Kreidezeit schliessen lässt.

Gestützt auf die Resultate unserer Erforschung können wir unter Benützung der uns zur Verfügung stehenden palaeontologischen Daten das nachstehende stratigraphische Gliederungsschema für das Küstengebiet Ostgrönlands aufstellen (Tab. pag. 184/185; Taf. VI).

Im SüdaREAL unseres Gebietes (73—74° n. Br.) sind die Verhältnisse wesentlich andere. Hier erfolgte eine epirogenetische Hebung *en bloc* erst in posttriasischer Zeit, und diese positiven Bewegungen dauerten während des ganzen Jura und der unteren Kreide an. Infolgedessen fehlen jurassische Ablagerungen hier vollständig, während sie sowohl nördlich wie südlich dieses mesozoischen Festlandes »Neo-Eskimonia« in ziemlich gleichmässiger Fazies und in grosser Mächtigkeit auftreten. Erst die grosse zirkumpolare Transgression des jüngeren Néocomiens (Aptien-Albien) hat dieses Gebiet wieder überflutet (vgl. Lit. KOCH 1931, MAYNC 1939, 1940, 1942).

Vergleichen wir nun vorerst die stratigraphischen Befunde unseres Untersuchungsgebietes mit den leider noch lückenhaft bekannten Verhältnissen weiter im N (Hochstetter Forland, Grosse Koldewey Insel und Germania Land, vgl. die Korrelationstabelle Tafel VI).

Hochstetter Forland.

Anlässlich der »Zweiten Deutschen Nordpolarfahrt« unter Kapitän K. KOLDEWEY wurden im Jahre 1870 auf Hochstetter Forland durch J. VON PAYER sog. »Lias-Ablagerungen« entdeckt. Diese Sedimente sowie die von der »Danmark-Expedition« (1906—1908) heimgebrachten Fossilien (vermeintliches Tertiär) wurden von J. P. J. RAVN als oberjurassisch betrachtet und beschrieben (Lit. RAVN 1911). Citiert wird die folgende Fauna (vgl. Lit. KOCH 1935):

- Pecten (Camptonectes) broenlundii* RAVN
Ostrea sp.
Modiola strajeskiana D'ORB. sp.
Tancredia axiniiformis PHILL. sp.
 — *jarneri* RAVN
Cyprina kharoschovensis ROUILL.
 — *sysollae* KEYS.
Goniomya sp.
Amoeboceras alternans VON BUCH.

L. KOCH entdeckte in 1927 kaledonisches Kristallin (metamorphe »Eleonore Bay Formation« L. KOCH 1927 des Praekambriums) am Muschelberg, überlagert von ?Jurabildungen. H. FREBOLD vertritt die Auffassung, dass zwischen diesem Kristallin und Jura Verwerfungskontakte bestünden und also nicht von einer primär-stratigraphischen Überlagerung gesprochen werden könne (Lit. FREBOLD 1932a, 1932b).

1931 untersuchte H. FREBOLD kurz das Gebiet der Peters Bugt (Lit. 1932b, 1933b). Die Sandsteine mit den Kohlenflözen (»JARNER's Kohlengrube«) verwies dieser Autor auf Grund ihrer Fauna ins »Callovien-Unteroxfordien« und verglich sie mit den Jurasandsteinen von Wollaston Forland. H. FREBOLD erwähnt aus den Psammiten von Hochstetter Forland

- Perna groenlandica* RAVN
 — sp. ind.
Pecten (Camptonectes) lens Sow.¹⁾

In einer folgenden Arbeit gab H. FREBOLD weitere Fossilbestimmungen von Hochstetter Forland bekannt (Lit. FREBOLD 1933b). Aus einer kleinen Sammlung H. G. BACKLUND's von der Peters Bugt werden

- Ammonites* sp. ind.
Pecten (Camptonectes) broenlundii RAVN
Tancredia jarneri RAVN
 — *curtansata* PHILL.
Oxytoma ?sp. ind.
Aucella (Buchia) cf. bronni LAH.

citirt.

¹⁾ *Pecten (Camptonectes) lens* Sow., der ja auch aus dem Bathonien-Callovien wie aus dem Argovien von Milne Land citirt wird (Lit. SPATH 1932, 1935b), kommt im Dogger Europas vor (Lit. FREBOLD 1932b). Diese Art wurde übrigens zusammen gefunden mit dem ebenfalls in Ostgrönland verbreiteten *Pecten (Entolium) demissum* PHILL. in der Eisenerzformation von Elsass-Lothringen, im autochthonen Dogger (Aalénien und Z. d. *Oppelia fusca* QUENST. des Bathoniens) von Innerkirchen/Aarmassiv (Lit. ROHR 1926), im Bathonien der Préalpes Maritimes (Lit. KILIAN & GUÉBHARD 1902), im Bajocien-Kimeridgien Russlands (Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931). Nach L. F. SPATH kommt diese Species auch auf der Grossen Kolde- wey Insel vor (Lit. SPATH 1935b) und wird ferner aus dem Kimeridgien Spitzbergens angeführt (Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931).

In den Jurabildungen von Kachh (Britisch Indien) wird *Pecten (Camptonectes) aff. lens* Sow. aus der *athleta*-Zone (unterstes Oxfordien) angeführt, zusammen mit *Inoceramus cf. galoi* BOEHM (Lit. SPATH 1933).

Eine von R. BÖGVAD 1930 in losen Blöcken gesammelte Fauna von »LAUGE KOCH's Vig« wurde von H. FREBOLD in oben genannter Publikation beschrieben. In Sandsteinblöcken wurden gefunden

- Ammonites (Rasenia?) aff. groenlandica* RAVN
 — *sp. ind.*
Cyprina sp. ind. aff. syssollae KEYS.
 — *sp. ind. cf. kharoschovensis* ROUILL.
Tancredia sp. ind.
 — *cf. planata* MORR. & LYC.
Pecten (Camptonectes) broenlundi RAVN
Ditrupea nodulosa LUNDGR.

Aus nicht *in situ* gefundenen schwarzen Schiefern erwähnt H. FREBOLD ausserdem

- Amoeboceras sp. ind. ex gr alternans* VON BUCH oder *kitchini* SALF.
Aucella (Buchia) cf. bronni var. *lata* LAH.
Cucullaea? sp.

Alle diese kleinen Faunen gehören nach H. FREBOLD ins Neo-Oxfordien-Unterkimeridgien (Lit. FREBOLD 1933b).

Die am Muschelberg vorkommenden, weisslichen Sandsteine sowie die Muschelsandsteine mit Kohlenflözen entsprechen lithologisch unserer Gelben Serie. Diese Korrelation wird durch die von Hochstetter Forland erwähnte Muschelfauna (vgl. oben) bestätigt, die mit derjenigen unserer »Keyserlingi-Schichten« übereinstimmt. Weitaus die meisten der aus Hochstetter Forland bekannten Lamellibranchiaten sind in den Sammlungen des Verfassers vom »Blaabærcliff« usw. vertreten.

Die Muschelsandsteine von Hochstetter Forland sind weiterhin mit dem »*Pecten* Sandstein« (Argovien) von Milne Land im Scoresby Sund-Gebiet zu vergleichen (vgl. Lit. ALDINGER 1935).

Die von R. BÖGVAD bei »LAUGE KOCH's Vig« gesammelten Fossilien weisen auf Argovien oder z. T. schon Eo-Kimeridgien hin. Auch schwarze Schiefer mit *Amoeboceraten* und *Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH., die unserer Schwarzen Serie entsprechen dürften, müssen in Hochstetter Forland anstehen. Einzig Bildungen des Volgiens oder irgendwelche Kreideablagerungen sind hier noch nicht nachgewiesen worden.

Grosse Koldewey Insel.

Von der KOLDEWEY-Expedition (1869—1870) wurden am sog. Trækpasset Ammoniten gefunden, die J. P. J. RAVN (Lit. RAVN 1911) als

- ?*Quenstedticeras sp.*
Kosmoceras (Gulielmiceras) borealis RAVN ¹⁾
 und *Keplerites (Seymourites) tychonis* RAVN

bestimmt hat (Callovien).

¹⁾ Möglicherweise als juvenile Form von *Keplerites* (NEUMAYR) zu betrachten (Lit. SPATH 1932).

Derselbe Autor beschrieb zudem (op. cit.) ein grobes, fossilieres Gneiskonglomerat, das von »Aucellakonglomeraten« (mit Kalkgeröllen und Aucellen des mittleren Valanginiens) überlagert wird. Dieses Konglomerat betrachtet J. P. J. RAVN ebenfalls als Callovien.

Im Jahre 1927 untersuchte L. KOCH dieselben Lokalitäten und konstatierte weitere Callovien-Ablagerungen (nördlich von »Kløft I«, zwischen der »nördlichen« und »südlichen Gneisnæs« und am »Aucellabjærg« (harte, rotbraune, meistens sterile Kalksandsteine von etwa 50 m Mächtigkeit) (Lit. KOCH 1929a).

Vom klassischen Trækpasset und von Kap Arendts sind in der vorhandenen Literatur ferner angeführt

Pecten (Entolium) cingulatum PHILL.
Posidonomya ornata QUENST.
Oxytoma inaequalvis SOW. var. *macroptera* ROEM.
Gervilleia sp.
Amberleya groenlandica RAVN
Belemnites sp. ind.
Waldheimia sp.

(Lit. RAVN 1911, KOCH 1929a).

Obschon wir demnach über diese Jurabildungen auf der Grossen Koldewey Insel sonst so gut wie nichts wissen, dürfen wir sie doch als Aequivalent unserer Gelben Serie betrachten (sandige Schichten mit *Macrocephalitidae* und *Kosmoceratidae*). *Seymourites* (NEUMAYR) ist nach L. F. SPATH leitend für mittleres Callovien (Lit. SPATH 1932), und die lose gefundene Art *Seymourites rosenkrantzi* SPATH von der Koldewey Insel (vgl. Lit. FREBOLD 1935 a) ist auch in der »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 (Bathonien-Callovien) von Südostgrönland verbreitet (Lit. SPATH 1932).

Mit der Bezeichnung »Kløft I Formation« (RAVN 1911) L. KOCH 1929 wurde ein jüngerer Schichtenkomplex auf der Grossen Koldewey Insel belegt, der mit unseren Grauen und Schwarzen Serien parallelisiert werden kann (Lit. MAYNC 1940). Es handelt sich nach L. KOCH (Lit. KOCH 1929a, 1935) um glimmerführende, fossilreiche Kalksandsteine, Sandsteine und schiefrige Sandsteine (mit fossilem Holz), d. h. in fazieller Hinsicht würden diese Ablagerungen des Argovien-Kimeridgiens noch eher unserer Gelben Serie entsprechen. Die folgenden *Amoeboceras* stammen aus dieser Formation (Lit. RAVN 1911, KOCH 1929a):

Cardioceras nathorsti LUNDGR.
 (= *Amoeboceras (Euprionoceras) kochi* SPATH (Lit. SPATH 1935b)
Cardioceras alternans VON BUCH
 (≈ *Amoeboceras (Prionodoceras) ex gr serratum* SOW. — *marstonense* SPATH (Lit. SPATH 1935b)
Cardioceras sp.
 (= *Amoeboceras (Prionodoceras) ravni* SPATH (Lit. SPATH 1935b).

Folgende Faunen werden von den 3 bekannten Fundstellen auf der Grossen Koldewey Insel, »Kløft I«, »Kløft II« und »4. Sænkning«, erwähnt (Lit. RAVN 1911, KOCH 1929a):

Lokalität »Kløft I«.

- Aucella (Buchia) bronni* LAH.
 — — *sinzovi* PAVL.
 — — *kirghisensis* SOK.
 — — ? *mosquensis* VON BUCH
Pecten (Camptonectes) broenlundi RAVN
Perna groenlandica RAVN
Ostrea sp.
Modiola strajeskiana D'ORB.
 — *hannoverana* STRUCKM.
Astarte striato-costata MÜNST.
 — *minima* PHILL.
 — *alta* RAVN
Tancredia planata MORR. & LYC.
 — *axiniformis* PHILL.
Protocardia sp.
Cyprina syssollae KEYS.
 — *kharoschovensis* ROUILL.
 — *cf. inconspicua* LINDSTR.
 — *aff. mosquensis* D'ORB.
 — *panderi* ROUILL.
Pleuromya peregrina D'ORB.
Terebratula sp.
Rhynchonella sp.
Natica aff. *plicata* MÜNST.
Turritella sp.
Chemnitzia hamptonensis MORR. & LYC.
 — *undulata* TULLB.
Belemnites (Pachyteuthis) panderi D'ORB.
 — *breviaxis* PAVL..

Lokalität »Kløft II«.

- Aucella (Buchia) bronni* LAH.
 — — *sinzovi* PAVL.
Macrodon (Parallelodon) keyserlingi D'ORB.
Pecten (Camptonectes) broenlundi RAVN
Modiola strajeskiana D'ORB.
Tancredia jarneri RAVN
 ? *Lucina substriata* ROEM.
Turritella sp.
 »*Amoeboceras nathorsti* LUNDGR.«
 ? *Aulacostephanus groenlandicus* RAVN.

Lokalität »4. Sænkning«.

- Aucella (Buchia) bronni* LAH.
 — — *sinzovi* PAVL.
 ? *Macrodon (Parallelodon) keyserlingi* D'ORB.
Astarte minima PHILL.
 — *retrotracta* ROUILL.
 ? *Lucina substriata* ROEM.

- Tancredia jarneri* RAVN
 — *planata* MORR. & LYC.
 — *axiniformis* PHILL.
 — *curtansata* PHILL.
Protocardia sp.
Cyprina syssollae KEYS.
 — *kharoschovensis* ROUILL.
 — cf. *inconspicua* LINDSTR.
Pleuromya peregrina D'ORB.
Ostrea sp.
Gervilleia sp.
Natica aff. *plicata* MÜNST.
Turritella sp.
Chemnitzia hamptonensis MORR. & LYC.
 — *undulata* TULLB.
Amberleya jasicofiana D'ORB.
 ?*Pentagonaster* sp.
Serpula cf. *convoluta* GOLDF.
Dentalium nodulosum LUNDGR.
 »*Amoeboceras alternans* VON BUCH«
 »*Amoeboceras nathorsti* LUNDGR.«

L. KOCH citiert ferner aus der »Kløft I Formation« (RAVN 1911) L. KOCH 1929

- Aucella (Buchia) cf. reticulata* LUNDGR.
 ?*Lucina* sp.
Leda sp.
Pinna sp.
Waldheimia sp.
 ?*Thecocyathus* sp.
 (Lit. KOCH 1929a).

Diese Faunenlisten zeigen die engen Beziehungen zwischen den Ablagerungen der »Kløft I Formation« (RAVN 1911) L. KOCH 1929 und unseren Formationen, die ohne Zweifel noch viel deutlicher hervortreten werden, sobald die definitiven Fossillisten unseres Gebietes vorliegen. Dass diese Bildungen auf der Koldewey Insel des Weiteren dem unteren Teil der Juraformation von Milne Land (»*Pecten*-Sandstein«) entsprechen, haben A. ROSENKRANTZ und L. F. SPATH gezeigt (Lit. ROSENKRANTZ 1929, SPATH 1935 b).

H. FREBOLD ist der Meinung, dass am Trækpasset keine Ablagerungen des Eo-Kimeridgiens vorkommen, sondern direkt das Valanginien über die Callovien-Sandsteine transgrediert (Lit. FREBOLD 1935 a). Auch J. P. J. RAVN kam ja früher zu derselben Auffassung (vgl. pag. 149). Obschon der Verfasser der vorliegenden Arbeit die Verhältnisse auf der Grossen Koldewey Insel nicht aus eigener Anschauung kennt, so möge ihm doch der Versuch gestattet sein das Profil am Aucellabjærget etwas anders zu interpretieren. Auf Grund der eingehend untersuchten stratigraphischen Verhältnisse der Jurabildungen in Wollaston Forland könnte man

nämlich zu der Auffassung kommen, dass J. P. J. RAVN's steriles »Gneiskonglomerat« auf der Grossen Koldewey Insel (Aucellabjærg) nicht Callovien Alter besitzt, sondern den kristallinen Blockbreccien und Konglomeraten unserer Rigi-Serie (Volgien) entspricht. Die sog. »Koch'sche Linie« H. FREBOLD's, die in etwas modifizierter Form neuerdings als »Post devonische Hauptverwerfung« bezeichnet worden ist (Lit. VISCHER 1939 1940), nähert sich infolge ihrer Streichrichtung (SSW—NNE) immer mehr den äusseren Küstenteilen Nordostgrönlands. Die Kuhn Verwerfung verläuft *de facto* schräg durch die Grosse Koldewey Insel, um von hieraus in die Grönland See hinaus zu streichen. Eine in jungkimmerischer Zeit aktivierte Dislokationslinie gegen einen nordwestlichen oder westlichen Gneissockel (»Fault Scarp«), d. h. die Bedingungen zur Entstehung synorogener Blockbreccien und Konglomerate vom Typus unserer Rigi-Serie wären demnach gegeben. Die Fazies dieses Gneiskonglomerates spricht ganz für eine Korrelation desselben mit den Klastika in Wollaston Forland und müsste als Fazies des Calloviens in Nordostgrönland als sehr renegant bezeichnet werden. Ausserdem steht ja Callovien unweit dieses Gneiskonglomerates in normaler Fazies auf der Insel an. Aus diesem Grunde zieht der Verfasser es vor, die autoklastischen Gneisbreccien und -konglomerate im Liegenden des Valanginien-Konglomerates (mit Aucellen) auf der Grossen Koldewey Insel mit seiner Rigi-Serie zu korrelieren, wenigstens solange keine altersbezeichnenden Fossilien darin gefunden werden.

Somit stimmen die stratigraphischen Verhältnisse auf der Koldewey Insel ganz mit denjenigen unseres südlicheren Gebietes überein (Callovien-Sandsteine der Gelben Serie, »Kløft I Formation« (RAVN 1911) L. KOCH 1929 des Argovien-Kimeridgiens = Graue + Schwarze Serie, Gneiskonglomerate des Volgiens (Rigi-Serie).

Danmarkshavn (Germania Land).

Die »Danmark-Expedition« (1906—1908) brachte vom Vesterdalen, dem nördlichsten bekannten Vorkommen mesozoischer Ablagerungen in Ostgrönland, einige lose Blöcke mit Fossilien mit. Es ist leider nicht bekannt, wo diese Sedimente anstehen, möglicherweise aber dürfte es sich um dieselben Bildungen handeln, die I. P. KOCH & A. WEGENER im Inneren von Germania Land damals beobachtet haben (Lit. KOCH & WEGENER 1911, vgl. Lit. TEICHERT 1939).

Die nachstehende Fauna wurde von J. P. J. RAVN bestimmt (Lit. RAVN 1911):

- Aucella* (*Buchia*) *tenuistriata* LAH.
 — — *mosquensis* VON BUCH
 — — *cf. reticulata* LUNDGR.
Oxytoma *inaequivalvis* Sow. var. *muensteri* BRONN
Pecten (*Entolium*) *demissum* PHILL.
 — — *erraticum* FIEB.?
 — (*Camptonectes*) sp.

- Pecten (Camptonectes) ?broenlundii* RAVN
 ?*Pseudomonotis* sp.
Macrodon schourovskii ROUILL.
Modiola sp.
Pinna sp.
Yoldia sp.
Dentalium (Ditrupa) nodulosum LUNDGR..

J. P. J. RAVN stellt diese Fauna ins »untere und mittlere Portlandien«, vor allem auf Grund der Gegenwart von *Aucella (Buchia) mosquensis* VON BUCH.

Diese Altersbestimmung scheint uns fraglich zu sein; denn die meisten der citierten Formen sind nicht nur in Ostgrönland, sondern auch in anderen Gegenden der Arktis in älteren Bildungen vorhanden. Es unterliegt zudem keinem Zweifel, dass diese Fauna aus verschiedenen stratigraphischen Niveaux stammt, was ja auch schon durch die erratische Herkunft der sie enthaltenden Blöcke nahegelegt wird. Aus diesem Grunde scheidet die Jurafauna von Danmarkshavn für unsere Korrelationen aus. Viele der angeführten Formen dürften auf die »Kløft I Formation« (RAVN 1911) L. KOCH 1929 hinweisen; ob tatsächlich noch Volgien vertreten ist, kann heute nicht entschieden werden.

Nachdem wir gesehen haben, dass sich die Jurabildungen unseres Untersuchungsgebietes und des weiter nördlich gelegenen Küstenstreifens (Hochstetter Forland, Grosse Koldewey Insel) faziell-faunistisch vergleichen lassen, wollen wir versuchen sie mit dem südlichen Küstengebiet Ostgrönlands bis hinab zum Scoresby Sund-Distrikt zu korrelieren.

Dass im Areal zwischen der Gael Hamkes Bugt und Kap Franklin (74—73° n. Br.) zur Zeit des ganzen Jura und der Unterkreide geokrate Verhältnisse geherrscht haben (Festland »Neo-Eskimonia«), wurde schon erwähnt (vgl. pag. 144 ff.).

Leider stehen dem Verfasser die verschiedenen Arbeiten seiner Kollegen im südlichen Ostgrönland nicht zur Verfügung, abgesehen von kurzen Übersichtsrapporten (Lit. MAYNC, VISCHER, STAUBER & SCHAUB 1938, STAUBER 1939, BIERTHER 1939). Infolgedessen kann nur ein ganz summarischer Vergleich gezogen werden, was das Gebiet der Geographical Society Insel, Traill Insel, von Scoresby Land und Nord-Jameson Land betrifft. Für den südlichen Teil von Jameson Land und Milne Land können wir uns auf die Abhandlungen von H. ALDINGER und L. F. SPATH stützen (Lit. ALDINGER 1935, SPATH 1932, 1935 b, 1936).

Geographical Society und Traill Inseln.

Wie aus den Berichten von H. STAUBER und H. P. SCHAUB (Lit. STAUBER 1938, 1939, SCHAUB 1938) sowie aus mündlichen und brieflichen

Mitteilungen H. STAUBER's an den Verfasser hervorgeht, ist hier in der Region zwischen 72 und 73° n. Br. dasselbe tektonische Bauschema wie im nördlichen Distrikt (Clavering Insel—Kuhn Insel) erkennbar. Östlich der »Postdevonischen Hauptverwerfung« A. VISCHER's, welche im westlichen Teil der Geographical Society Insel und Traill Insel durchstreicht und quer über den König Oscars Fjord gegen Kap Petersens (nördliches Scoresby Land) verläuft, befindet sich ebenfalls ein tektonisch labiler Streifen abgestaffelter und teilweise gekippter Bruchschollen (vgl. Lit. STAUBER 1939).

In dieser Zone sind neben kontinentalem Karbon und Perm auch mesozoische Bildungen verbreitet.

So folgen über mächtiger Eotrias (Traill Insel) mit einer *Ophiceras-Claraia*-Fauna (analog der »Wordie Creek Formation« L. KOCH 1929 von Hold-with-Hope) regressive Ablagerungen triasischen Alters (Arkosen, Sandsteine, rote Schiefer, Gips), die teilweise als Aequivalente der sog. »Cape Biot Formation« L. KOCH 1927 (= Keuper) betrachtet werden (Lit. KOCH 1929 a, 1929 b, 1935, STAUBER 1938, 1939). Diese Bildungen gehen allmählich über in eine mächtige, kontinentale Serie des Rhaets (mit *Neocalamites*). Die plattigen, z. T. grobkörnigen Rhaetsandsteine kommen auch auf der Geographical Society Insel vor (Lit. STAUBER 1939). Darüber folgen transgressive, fossilere Lias-Ablagerungen, über die nichts Näheres ausgesagt wird. Zudem hat es den Anschein, als ob die terrigene Rhaet-Serie auch noch Teile des unteren Lias umfassen könnte, wie das ja auch in der »Cape Stewart Formation« HARTZ 1896) L. KOCH 1929 von Jameson Land der Fall ist (Lit. HARRIS 1926, vgl. KOCH 1929 a, 1929 b, 1935, NOE-NYGAARD 1934).

Zwischen dem Rhaetolias und den *Cardiocerass*schiefern des »Oberjura« H. STAUBER's können auf beiden Inseln helle Sandsteine auftreten, die als Lias oder Dogger betrachtet werden (Lit. STAUBER 1939).

Auf der südöstlichen Traill Insel wurden ferner im Liegenden der *Cardiocerass*schiefer mächtige, grobe Sandsteine mit Konglomeratlagen gefunden, die — gestützt auf Funde von *Macrocephalitidae* — als Bathonien-Callövien betrachtet werden (Mitteilung H. STAUBER's an den Verfasser). Mit grösster Wahrscheinlichkeit stammt demnach der früher auf der südlichen Traill Insel lose gefundene *Cranocephalites cf. furcatus* SPATH (oberes Bathonien) aus diesem Sedimentkomplex (Lit. KOCH 1935, FREBOLD & NOE-NYGAARD 1938). In den Rold Bjærge (Nordküste der Traill Insel) hat ja A. NOE-NYGAARD ebenfalls Fossilien gefunden, die (nach L. F. SPATH) Bathonien-Callövien anzeigen (Lit. FREBOLD & NOE-NYGAARD 1938). Nach einer brieflichen Mitteilung H. STAUBER's kommen am Forchhammersbjærg (südöstliche Traill Insel) in einer Kalkbank schlecht erhaltene *Macrocephalitidae* vor (früher für Permammoniten gehalten, vgl. Lit. STAUBER 1938).

Die schwarzen »Oberjuraschiefer«, welche auf beiden genannten Inseln verbreitet sind, entsprechen scheinbar einer Inundation. Sie enthalten am Forchhammersbjærg eine *Amoeboceras*-Fauna des »Oxford-Kimmeridge« (Lit. STAUBER 1939). Eine Grenze gegen die hangenden Schiefer der »Unterkreide« konnte bis dahin nicht gezogen werden. A. NOE-NYGAARD hat an der Nordküste der Traill Insel, gegenüber der Grossen Scott Keltie Insel (wenig östlich von H. STAUBER's Fossilfundstelle o, vgl. Lit. STAUBER 1938) einige Pelecypoden und Belemniten gesammelt, die nach L. F. SPATH Portlandien andeuten (Lit. FREBOLD & NOE-NYGAARD 1938). An einer »sehr zweifelhaften Lokalität« auf derselben Insel soll übrigens auch »?Infravalanginien« nachgewiesen worden sein, doch ist bis heute darüber nichts Näheres bekannt geworden (Lit. KOCH 1935).

Diese wenigen stratigraphischen Tatsachen lassen schon erkennen, dass das Gebiet zwischen dem Kejsler Franz Joseph Fjord und Davy Sund eine eigene geologische Geschichte gehabt hat, wenn wir es mit unserer Region im N vergleichen. Wie wir schon erwähnt haben, ist die Eotrias-Transgression bis hinauf zur Clavinging Insel vorgedrungen (vgl. pag. 144). Während jedoch im Nordgebiet (Region des Festlandes »Neo-Eskimonia«) sodann direkt eine ziemlich rapide Hebungsphase einsetzt und die mesozoische Schichtreihe mit dieser Eotrias abschliesst, ist weiter im S die Regression des Triasmeeres ganz allmählich erfolgt und anscheinend stets durch neue Transgressionen geringen Ausmasses wieder unterbrochen worden, so dass während der oberen Trias sowohl kontinentale wie marine und lagunäre Sedimente abgelagert werden konnten. Dass sich jedoch auch im Südgebiet regionale epirogenetische Hebungen geltend gemacht haben, beweist neben der triasischen Regression die darauffolgende Ablagerung mächtiger kontinentaler und lagunärer Deltabildungen des Rhaet, die sich in dem mehr oder weniger ausgetrockneten Becken angehäuft haben (vgl. auch Lit. KOCH 1935).

Mit dem Einsetzen der Juraperiode aber war der ganze südliche Teil Ostgrönlands wieder in Senkung begriffen und die Hypothese, das ganze Areal der heutigen Traill und Geographical Society Inseln sei eine nach E vorspringende Halbinsel gewesen, die »wahrscheinlich nie marine jurassische Sedimente getragen hat«, muss auf Grund der neuen Befunde in diesem Gebiet aufgegeben werden (Lit. ALDINGER 1935, vgl. auch ROSENKRANTZ 1929).

Nach H. STAUBER kommen transgressive Sedimente des Lias und dann litorale Doggerbildungen vor, wobei Funde von *Macrocephalitidae* auf Bathonien-Callovien schliessen lassen (vgl. oben). Die mesozoische Sedimentationslücke ist demnach hier im S ungleich kleiner (oberer Lias-Bajocien) als im Bereiche von »Eskimonia« (sicher Perm-Bajocien) oder gar von »Neo-Eskimonia« (Trias-Aptien). Es ist nicht ausgeschlossen, dass im Südgebiet (72—73° n. Br.) noch kleinere Regressionen, Hiaten

und Transgressionen vorkommen, aber solange nichts Näheres über die Schichtfolge bekannt ist, kann darauf nicht eingegangen werden.

Die erwähnten Doggersandsteine und -konglomerate mit ihrer Bathonien-Callovien-Fauna scheinen prinzipiell mit unserer Gelben Serie übereinzukommen; ob dies jedoch auch im Einzelnen der Fall ist, kann nicht entschieden werden, bevor die stratigraphischen Veröffentlichungen H. STAUBER's vorliegen. Dasselbe gilt für einen Vergleich von H. STAUBER's *Cardioceras*-führenden »Oberjuraschiefern« (»Oxford-Kimmeridge«) mit unserer Schwarzen Serie (+ Kuhn-Schichten) und der »Kløft I Formation« (RAVN 1911) L. KOCH 1929. Hier sei nur auf die fazielle Übereinstimmung der genannten Schichten im N und im S hingewiesen.

Wir besitzen keinerlei Anzeichen dafür, dass in der Region der Geographical Society und Traill Inseln irgendwelche Ablagerungen existieren, die mit unserer Rigi-Serie (Volgien) zu vergleichen wären. Diese Tatsache könnte eventuell mit der Annahme schwächerer jung-kimmerischer Bewegungen in diesem Gebiet in Zusammenhang gebracht werden. Vielleicht gelingt es jedoch nach der Bearbeitung der STAUBER'schen Sammlungen Volgien in der einheitlichen Schieferserie des »Oberjura« und der »Unterkreid« auszuschneiden, was durch den Fund von Portlandienfossilien auf der nördlichen Traill Insel (A. NOE-NYGAARD, vgl. pag. 155) nahegelegt wird. Volgien-Portlandien ist ja dann ferner auf Milne Land (Scoresbysund) nachgewiesen worden (Lit. ROSENKRANTZ 1929, ALDINGER 1935, SPATH 1936).

Scoresby Land.

Über die Ergebnisse der neuen stratigraphischen Untersuchungen von W. BIERTHER in Scoresby Land bin ich nur durch ein kurzes Referat unterrichtet (Lit. BIERTHER 1939).

W. BIERTHER hat die folgenden Formationen in Scoresby Land nachweisen können.

Über kontinentalem Karbon folgt diskordantes Perm, das von 400 m mächtigen Sandsteinen und Tonschiefern (mit Kalkbändern) der Eotrias überlagert wird. Darüber findet sich ein 1200 m mächtiger, fossilereicher Schichtenkomplex, der als kontinentale Trias betrachtet wird und über welcher mit schwacher Diskordanz die marine »Cape Biot Formation« L. KOCH 1927 (= Keuper) liegt. Das Rhaet wird durch pflanzenführende Sandsteine vertreten. Auf Grund früherer Untersuchungen wird weiterhin mariner Lias (*Bifrons*-Zone des Whitbien/Toarcien nach A. ROSENKRANTZ 1929) aus der Umgebung von Antarctic Havn citiert (vgl. Lit. NOE-NYGAARD 1934). Nach H. STAUBER kommt mittlerer und oberer Lias sowohl in Scoresby Land wie im nördlichen Jameson Land vor (Lit. STAUBER 1939).

Im Jahre 1929 wurden anlässlich der »Cambridge University Expedition« J. WORDIE's bei Antarctic Havn in groben, pflanzenführenden Sandsteinen einige Ammoniten gefunden, die A. ROSENKRANTZ ins Callovien verwiesen hat (Lit. PARKINSON & WHITTARD 1931, vgl. ALDINGER 1935). L. F. SPATH stellte darunter *Cranocephalites cf. pompeckji* MADSEN, ein Zonenfossil des oberen Bathoniens, fest, neben *Cranocephalites inversus* SPATH, *Cr. inconstans* SPATH, *Cr. subbullatus* SPATH u. a. Formen (Lit. SPATH 1932). W. BIERTHER konnte nachweisen, dass die mächtige, früher zum kontinentalen Karbon (?Dinantien) gerechnete »Mt. Pictet Formation« (NATHORST 1911) L. KOCH 1929 z. T. jurassisches Alter besitzt. In dieser mindestens 1000 m mächtigen Serie (Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer) wurde durch Funde von *Macrocephalitidae* Bathonien festgestellt.

Von irgendwelchen jüngeren Schichten (Argovien-Kimeridgien-Volgien-Kreide) wird Nichts erwähnt.

Mit Ausnahme der viel grösseren Mächtigkeit der kontinentalen Trias in Scoresby Land bestehen demnach keine prinzipiellen stratigraphischen Unterschiede auf beiden Seiten des König Oscars Fjordes. Solange aber die jurassische Schichtfolge nicht besser bekannt ist, muss von Parallelisationen mit unserem Nordgebiet abgesehen werden.

Jameson Land und Milne Land (Scoresby Sund).

Die jurassische Schichtfolge ist hier in der Region des Scoresby Sundes vollständiger entwickelt als in Nordostgrönland, und eine ganze Anzahl von sonst in Grönland unbekanntem stratigraphischen Horizonten ist hier durch spezifische Fossilien nachgewiesen (Lit. LUNGGREN 1896, MADSEN 1904, HAUG 1926, HARRIS 1931, 1932, vgl. Lit. KOCH 1929 a, 1929 b, 1935, ROSENKRANTZ 1929, FREBOLD 1932 a, SPATH 1932, 1935 b, 1936, ALDINGER 1935, STAUBER 1939).

In Analogie zu den Geographical Society und Traill Inseln und Scoresby Land sind auch auf Jameson Land mächtige Sedimente der Trias und des Rhaeto-Lias verbreitet. Neben den einwandfrei marinen Bildungen der Eotrias (»Mt. Nordenskjöld Formation« L. KOCH 1927, z. T. Äquivalent der »Wordie Creek Formation« L. KOCH 1929 des Nordgebietes) wurden Ablagerungen kontinental-lagunärer Entstehung festgestellt, so z. B. die »Klitdal Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 und die »Cape Biot Formation« L. KOCH 1927. Es handelt sich grösstenteils um ferruginöse Arkosen, Sandsteine, Konglomerate, rote Mergelschiefer, teilweise mit Gips, Steinsalzpseudomorphosen, Trockenrissen usw.. Auf Grund ihrer stratigraphischen Stellung zwischen Eotrias und Rhaet sowie ihrer Fazies sind diese bunten Ablagerungen schon von A. G. NATHORST mit dem germanischen Keuper verglichen worden (Lit.

NATHORST 1900). Es scheint jedoch, dass es sich dabei nicht ausschliesslich um Regressionsprodukte handelt, hat doch H. STAUBER in dieser Triasserie verschiedene Sedimentationszyklen feststellen können (Lit. STAUBER 1939), so dass man auf ein Hin-und-Her-Pendeln der damaligen Küstenlinie schliessen kann. Zweifellos aber kamen diese Bildungen in einem in Hebung begriffenen Sedimentationsraume zum Absatz (Sund zwischen Scoresby-Milne Land und Liverpool Land), und man kann vermuten, dass die regressiven sterilen Bildungen der Beckenränder gegen das Beckeninnere (Mulde von Jameson Land) hin in rein marine Schichten übergehen. Einzelheiten über solche fazialen Übergänge und über die detaillierte Gliederung der Triasserie dürften H. STAUBER'S Studien in Jameson Land ergeben haben.

Die mächtigen hangenden, kontinental-ästuarinen Ablagerungen des Rhaet-Hettangiens¹⁾ dokumentieren andauernde Hebungen Südostgrönlands. Da die Grösse der terrigenen Komponenten nach N hin zunimmt (Lit. NOE-NYGAARD 1934), muss der Hebungsbetrag im N grösser gewesen sein, und diese Tatsache kommt auch durch die bedeutende Mächtigkeitzunahme dieser Serie nach N hin zum Ausdruck: Nach T. HARRIS beträgt die Mächtigkeit der Rhaeto-Lias-Serie (»Cape Stewart Formation« (HARTZ 1896) L. KOCH 1929) 90 m (Lit. HARRIS 1931, 1932, vgl. KOCH 1935), während H. STAUBER für das kontinentale Rhaet (mit Pflanzen und Vertebraten) des nördlichen Jameson Landes über 500 m angibt (Lit. STAUBER 1939).

Zwischen der Flora des Rhaet-Hettangiens von Jameson Land und den entsprechenden Floren von Schonen (Südschweden) und Südwest-Deutschlands besteht nach Aussage kompetenter Autoren eine enge Verwandtschaft (Lit. HARRIS op.cit., vgl. KOCH 1929 a, 1935). Interessant ist, dass die Flora von Jameson Land auf ein feuchtes Klima hinweist, während die bunten, keuperartigen Liegendbildungen doch noch auf ein extrem arides Klima schliessen lassen.

Liasische Ablagerungen werden in Jameson Land durch die sog. »Neills Cliff Formation« A. ROSENKRANTZ 1926 repräsentiert. Wenn wir vorläufig von den bis dahin noch zu wenig bekannten Liasvorkommen nördlich des 71. Breitenkreises absehen, so fällt das jeweilige Auskeilen der einzelnen Liasstufen nach N hin auf (sukzessives Vorrücken des flachen Liasmeeres nach N). Diese Tatsache, auf welche A. ROSENKRANTZ aufmerksam gemacht hat (Lit. ROSENKRANTZ 1929), steht ganz im Einklang mit unserer Auffassung, dass die positiven Bewegungen

¹⁾ Nach T. HARRIS sind neben der »*Lepidopteris*-Zone« des Rhaets auch noch die Zonen d. *Psiloceras planorbis* Sow. und d. *Schlotheimia angulata* SCHLOTH. (Unterlias) in dieser kontinentalen Fazies entwickelt (»*Thamatopteris*-Zone«), vgl. Lit. KOCH 1935.

im Rhaeto-Lias im nördlichen Teil von Jameson Land ein grösseres Ausmass besessen haben als weiter südlich (vgl. oben). So keilt nach A. ROSENKRANTZ die »*Pecten limestone series*« (Pliensbachien) schon im Klitdal aus, der »*Gervilleia horizon*« (?Domérien) reicht etwas weiter nach N (Vardekløft), während das Toarcien-Aalénien bis ins nördliche Jameson Land zu verfolgen sind.

Näheres über die Verhältnisse im Grenzgebiet zwischen dem marinen Liasbecken und dem Festlande »Neo-Eskimonja« kann leider nicht mitgeteilt werden, bevor über die stratigraphische Stellung der teilweise noch fraglichen Liasablagerungen von den Traill und Geographical Society Inseln und aus der Umgebung von Antarctic Havn (Scoresby Land) völlige Klarheit herrscht.

Nach T. HARRIS ist die »*Thaumatopteris-Zone*« des Hettangiens (Aequivalent der *planorbis/angulata*-Zonen) noch in der mehr oder weniger terrigen-detritischen »Cape Stewart Formation« (HARTZ 1896) L. KOCH 1929 enthalten (vgl. Lit. LOCH 1935). Das Sinemurien s. l. scheint möglicherweise einer Sedimentationslücke zu entsprechen (Lit. HARRIS 1931, vgl. Lit. KOCH 1935). H. ALDINGER aber neigt zu der Auffassung einer kontinuierlichen kontinentalen Sedimentation vom Rhaet bis zum Pliensbachien, d. h. das Sinémurien würde dann auch noch in der pflanzenführenden »Cape Stewart Formation« (HARTZ 1896) L. KOCH 1929 enthalten sein (Lit. ALDINGER 1935). Andererseits jedoch wird in den Fossilisten der litoralen Liasablagerungen auch *Gryphaea arcuata* LAM. citiert (vgl. Lit. KOCH 1935), eine Form, die doch allgemein als Zonenfossil des unteren Sinémuriens betrachtet wird. So scheint das letzte Wort über das Sinémurien s. str. in Jameson Land noch nicht gesprochen zu sein.

Sicher ist dann das Pliensbachien (= unteres Charmouthien mit *Uptonia jamesoni* Sow., *Aegoceras ibex*, *Gryphaea cymbium* LAM. usw.) in Jameson Land vertreten (»*Pecten limestone series*« A. ROSENKRANTZ'). Im Hangenden dieses Horizontes kommen faunistisch atypische Ablagerungen vor mit *Gervilleia sp.*, *Pseudomonotis sp.* etc. (»*Gervilleia horizon*« A. ROSENKRANTZ'), die auf Grund ihrer stratigraphischen Stellung mit dem ?Domérien korreliert worden sind. Die hangenden Konglomerate und Kalksandsteine enthalten verschiedene Fossil-Niveaux (*Dactylioceras*, *Pseudolioceras*, *Coeloceras*) des Toarciens (Zone d. *Hildoceras bifrons* BRUG., = Yeovillien) (Lit. ROSENKRANTZ op. cit., ALDINGER 1935). Nach A. ROSENKRANTZ könnten die jüngsten Schichten des Mt. Nathorst in Jameson Land mit *Pseudolioceras beyrichi* SCHLOENB. schon dem Aalénien entsprechen. Ähnliche marine Ablagerungen des Toarciens finden sich übrigens auch in Spitzbergen (Lit. FREBOLD 1935b, vgl. pag. 188).

Die Untersuchungen von H. STAUBER haben ergeben, dass die liasischen Sedimente von Jameson Land nicht nach W euskeilen (wie bisher angenommen wurde), sondern auch am westlichen Beckenrand der Jameson Land-Senke verbreitet sind (Lit. STAUBER 1939).

Auf Milne Land scheinen liasische Bildungen gänzlich zu fehlen, sei es primär oder infolge nachträglicher Abtragung; nach H. ALDINGER transgrediert der sterile »Charcotbucht Sandstein« (»?Oxfordien«) unmittelbar über den kaledonischen Milne Land Granit (Lit. ALDINGER 1935).

Nach der Ablagerung des Lias machte sich erneut eine Regression geltend, welche aber nicht sehr bedeutend gewesen sein kann, da der Lias nicht einmal in den Randgebieten des Beckens nennenswerten Erosionswirkungen ausgesetzt war. Diese Regression ist die Folge einer allgemeinen Hebungstendenz des ganzen Küstenstreifens von Ostgrönland, wo ja nirgends Schichten des Bajociens oder unteren Bathoniens abgelagert worden sind.

Die liasischen Bildungen von Jameson Land werden von der sog. »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 überlagert, die nach L. F. SPATH dem oberen Bathonien bis mittleren Callovien entspricht (Lit. SPATH 1932).

Diese fossilreichen Doggerschichten werden im S durch glimmerführende Tonschiefer und Sandsteine repräsentiert, welche im nördlichen Jameson Land in grobe Sandsteine mit *Macrocephalitidae* übergehen (Lit. ALDINGER 1935).

Nach A. ROSENKRANTZ finden sich im basalen Teil dieser Formation im Gebiet des Hurry Inlet ammonitenführende Kalkkonglomerate. Nach der Auffassung dieses Autors wird die »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 im nördlichen Jameson Land von einer jüngeren Schichtserie, der sog. »Fossil Mountain Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 überlagert (Sandsteine und Tonschiefer), die -gestützt auf das Vorkommen von »*Quenstedticeras*« (fide A. ROSENKRANTZ) als Oxfordien betrachtet wurde (Lit. ROSENKRANTZ 1929, ALDINGER 1935). L. F. SPATH jedoch kam bei der Bearbeitung dieser Doggerfaunen zum Schluss, dass diese »Fossil Mountain Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 nur eine Fazies der oberen »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 darstellt und als stratigraphische Bezeichnung nicht beibehalten werden sollte. Die »*Quenstedticeras*« A. ROSENKRANTZ' wurden als *Arcticoceras* bestimmt (Lit. SPATH 1932).

In der ostgrönländischen »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 sind die folgenden palaeontologischen Zonen ausgeschieden worden (Lit. SPATH 1932):

Stufen			Ammonitenzonen (SPATH 1932)
Callovien	mittleres		(4) { <i>Kosmoceras (Gulielmiceras) pauper</i> SPATH <i>Kepplerites (Seymourites) tychonis</i> RAVN <i>Cadoceras victor</i> SPATH
	unteres	macrocephalus-Zone	(3) { <i>Cadoceras pseudishmae</i> SPATH <i>Arcticoceras kochi</i> SPATH (<i>Lingula beani</i> PHILL.)
Bathonien	oberes		obere
		untere	(1) { <i>Cranocephalites pompeckji</i> MADSEN <i>Cranocephalites subbullatus</i> SPATH
	unteres		In Grönland unbekannt

Somit entsprechen die *Cranocephalites*- und *Arctocephalites*-Zonen dem oberen Bathonien, die Zone mit *Arcticoceras* dem unteren und die *Kepplerites*-*Kosmoceras*-Zonen dem mittleren Callovien.

L. F. SPATH gibt des Weiteren die nachstehende Faunenliste aus der »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929:

- Cranocephalites pompeckji* MADSEN
 — *vulgaris* SPATH
 — *gracilis* SPATH
 — *maculatus* SPATH
 — *inversus* SPATH
 — *inconstans* SPATH
 — *subbullatus* SPATH
 — *furcatus* SPATH
 — *subextremus* SPATH
 — *sp. nov.*
 — *sp. ind.*
Arctocephalites greenlandicus SPATH
 — *nudus* SPATH
 — *elegans* SPATH
 — *ornatus* SPATH
 — *sphaericus* SPATH
 — *sp. nov.*
 — *sp. ind.*
 ? — *platynotus* SPATH
Xenocephalites borealis SPATH

- Pleurocephalites* (?) *sp. ind.*
Arcticoceras kochi SPATH
 — *michaelis* SPATH
 — *sp. juv. ind.*
Cadoceras crassum MADSEN
 — *frebaldi* SPATH
 — *victor* SPATH
 — *sp. nov. aff. victor* SPATH
 — *calyx* SPATH
 — *dubium* SPATH
 — *franciscus* SPATH
 — *variabile* SPATH
 — *pseudishmae* SPATH
 ? — *sp. ind.*
Paracadoceras ammon SPATH
Kepplerites (*Seymourites*) *tychonis* RAVN
 — — *svalbardensis* SOK. & BOD.
 — — *peramplus* SPATH
 — — *rosenkrantzi* SPATH
 — — *antiquus* SPATH
 — — *nobilis* SPATH
Kosmoceras (*Gulielmiceras*) *pauper* SPATH
Cylindroteuthis subextensa NIK.
 — *subrediviva* LEM.
 ? *sp. ind.*
Amberleya sp. ind.
Natica sp. nov. aff. chauviniana D'ORB.
 — (?*Ampullina*) *sp. ind.*
 »*Chemnitzia*« *sp. nov.?*
Procerithium spp. ind.
Pseudomonotis aff. doneziana BOR.
 — *sp. ind.*
Pinna sublaceolata EICHW.
Inoceramus aff. ambiguus EICHW.
 — *retrorsus* KEYS.
 — *sp. juv. ind.*
Pecten (*Entolium*) *demissum* PHILL.
 — (*Camptonectes*) *rigidus* SOW.
Velata sp. ind.
Ostrea sp. ind.
Liostrea? *sp. ind.*
Exogyra cf. reniformis (GOLDF.) KRENKEL
Modiolus sp. ind.

- Trigonia sp. ind.*
Astarte sp. ind.
Protocardia aff. subtrigona MORR. & LYC.
Pleuromya decurtata PHILL.
 — *securiformis* PHILL.
 — *aff. burnsi* WARREN
Homomya sp. ind.
Goniomya V-scripta Sow.
Pholadomya cf. angustata Sow.
Anatina sp. juv.
Rosenbuschia? sp. nov. ind.
Eolepas sp. nov. aff. bathonica WITHERS
Lingula beani PHILL.
Orbiculoidea reflexa Sow.
Pentacrinites sp. ind.

(Lit. SPATH 1932).

Es zeigt sich somit, dass im oberen Bathonien das boreale Meer wieder über den ostgrönländischen Kontinentalrand transgredierte, und diese Dogger-Transgression (Bathonien-Callovien) hat ja übrigens in der ganzen Arktis ihre Spuren hinterlassen (vgl. Abschnitt IV., pag. 187—207). Wie im Lias rückte das Meer auch im Dogger von S (SE) her vor (vgl. Lit. ALDINGER 1935): Die ältesten Ablagerungen (*Cranocephalites*-Zone) sind noch bei Antarctic Havn (Scoresby Land) und auf der Traill Insel nachgewiesen (vgl. pag. 153 ff.), doch kann die Grenze ihrer Verbreitung im N noch nicht gezogen werden, bis die neuen Faunen von der Geographical Society Insel determiniert sind. Die Dogger-Transgression scheint weiter im N (z. B. in Wollaston Forland) erst mit der *Arctocephalites*-Zone einzusetzen, während die transgressiven Basisbildungen des Jura auf der Grossen Koldewey Insel — soweit wir wissen — Callovien-Alter besitzen (vgl. pag. 148). Im Hinblick auf die universelle Verbreitung des Bathonien-Calloviens in Ostgrönland (vom Scoresby Sund bis hinauf zum 76. Breitengrad) muss die epirogenetische Absenkung des Kontinentalrandes grösser gewesen sein als z. B. im Lias oder in der Eotrias.

Im südlichen Teil von Ostgrönland existiert anscheinend zwischen der »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 in Jameson Land und dem Argovien-Kimeridgien von Milne Land ein Hiatus. Immerhin ist es nicht ausgeschlossen, dass der fossilleere »Charcotbucht Sandstein« von Milne Land, der unmittelbar das kaledonische Kristallin überlagert, den hier scheinbar fehlenden Stufen (oberes Callovien — unteres Oxfordien) entspricht.

Soweit wir die »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 mit Teilen unserer Gelben Serie vergleichen können, bevor die heimgebrach-

ten Faunen aus Nordostgrönland bestimmt sind, so scheinen beide Formationen sehr ähnlich zu sein, sowohl in lithologisch-fazieller wie in bionomischer Hinsicht. Hier wie dort setzt sich die Serie vorwiegend aus Sandsteinen zusammen, nur im südlichen Jameson Land treten noch Tonschiefer auf. Auch in den Pictet Bjaerges (Scoresby Land) sind es mächtige, grobe Sandsteine, welche eine *Cranocephalites*-Fauna geliefert haben. L. F. SPATH hat die folgenden Formen determiniert:

Cranocephalites cf. pompeckji MADSEN

— *inversus* SPATH

— *inconstans* SPATH

— *sp. ind.*

— *subbullatus* SPATH

— *sp. nov.*

? *Cylindroteuthis sp. ind.*

(Lit. SPATH 1932).

Auch auf der Traill Insel finden sich ja über dem Rhaeto-Lias Sandsteine und Konglomerate, welche zum Bathonien-Callovien gerechnet werden (vgl. pag. 154).

Im südlichen Teil von Jameson Land wird die »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 (d. h. die »Fossil Mountain Formation« A. ROSENKRANTZ 1927) durch die sterile »Koch Fjæld Formation« A. ROSENKRANTZ 1926 überlagert. A. ROSENKRANTZ stellt diese Serie ins »?Kimeridgien«, während H. ALDINGER eine Korrelation mit dem »Oxfordien« für möglich hält (Lit. ALDINGER 1935).

Nach L. F. SPATH besteht die Wahrscheinlichkeit, dass im nördlichen Jameson Land direkt Volgien oder Infravalanginien über das Bathonien-Callovien transgrediert, ein Schluss, der durch die von V. MADSEN 1904 citierten, schlecht erhaltenen Ammoniten »?*Olcostephanus*« oder »?*Simbirskites*« vom Fossil Mountain, die nach L. F. SPATH eher zu den *Polyptychitidae* oder zu *Subcraspedites* zu stellen sind, nahe gelegt wird (Lit. SPATH 1932).

Auf der geologischen Karte von H. STAUBER (Lit. STAUBER 1939) wird im Beckengebiet von Jameson Land über den Doggerbildungen »Malm« angegeben. Auf was für palaeontologischen Funden diese Altersbestimmung basiert, ist dem Verfasser vorliegender Arbeit nicht bekannt.

Die psammitischen Bildungen des oberen Bathonien-Calloviens zeigen — wie schon eben erwähnt — eine regionale boreale Transgression an, die auch grosse Teile Ostgrönlands überflutet hat. Die allgemeine Senkungstendenz dieses labilen Küstenstreifens dauerte an bis ins Kimeridgien, wobei natürlich immer weitere Areale unter Wasser gesetzt wurden (Inundationsphase). Immerhin besteht die Möglichkeit einer allgemeinen Regression des Meeres zur Zeit des Eo-Oxfordiens

(Divésien), da diese Stufe bis dahin in Ostgrönland nirgends durch Fossilien belegt ist (vgl. pag. 126). Es kann sich im Sinne von L. F. SPATH (Lit. SPATH 1935 b) um einen wirklichen Emersionshiatus zwischen der »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 und dem Neo-Oxfordien (Argovien) handeln, es ist aber auch möglich, dass das Divésien noch in einer der genannten Formationen enthalten ist, jedoch eine banale Fauna führt. Es ist auch nicht ausgeschlossen, dass der in Milne Land dem Kristallin aufliegende »Charcotbucht Sandstein«, der nach oben hin allmählich in die *Cardioceras*-führenden Schichten übergeht, noch z. T. dem unteren Oxfordien (und älteren Bildungen) entspricht.

Nach H. STAUBER kommt mit den Doggersandsteinen »lokal noch etwas Unteroxford« vor (Lit. STAUBER 1939), aber in wie fern diese Altersbestimmung stichhaltig ist, bleibt der Zukunft vorbehalten.

Verbreitet dagegen sind im südlichen Jameson Land und in Milne Land die marinen Ablagerungen des Neo-Oxfordiens (Argovien), (vgl. Lit. ALDINGER 1935, SPATH 1935 b, STAUBER 1939). Leider stehen uns jedoch über Stratigraphie und Fazies dieser Bildungen in Jameson Land nur wenige Informationen zur Verfügung, während wir über die Verhältnisse in Milne Land gut orientiert sind (Lit. ROSENKRANTZ 1929, ALDINGER 1935). Vor allem die grossen Monographien L. F. SPATH's über die Dogger- und Malmfaunen von Jameson Land, resp. Milne Land, bilden heute die Grundlage stratigraphisch-palaeontologischer Forschung in der arktischen Juraprovinz (Lit. SPATH 1932, 1935 b, 1936).

Im südlichen Jameson Land finden wir im Argovien-Kimeridgien helle, oft grobkörnige Sandsteine mit *Amoeboceras*-führenden Tonschieferlagen.

In Milne Land geht der etwa 200 m mächtige, sterile »Charcotbucht Sandstein« (mit Basiskonglomerat) über in Arkosen, Sandsteine und dann in etwa 200 m mächtige Tonschiefer und glimmerreiche Mergel mit sandigen Lagen (»*Cardioceras*-Schichten«). In Konkretionszonen findet sich eine *Amoeboceras*-Fauna, Belemniten und Holzreste (Lit. ALDINGER 1935). Diese Schichten sowie der hangende »*Pecten*-Sandstein« (70 m mächtig) repräsentieren das Argovien. Infolge des Überganges dieser Sedimente nach unten in den »Charcotbucht Sandstein« könnte der letztere möglicherweise noch teilweise als Fazies der Argovien-Bildungen aufgefasst werden; nach der Meinung des Verfassers dürfte er allerdings eher älteren Bildungen entsprechen.

Folgende Fauna ist im Neo-Oxfordien (Argovien) vertreten:

Cardioceras aff. zenaidae LLOV.

— *sp. juv. ind.*

Amoeboceras (Prionodoceras) transitorium SPATH

— — *aff. pseudocaelatum* SPATH

- Amoeboceras (Prionodoceras) ravni* SPATH
 — — — *rosenkrantzi* SPATH
- Ringsteadia sp. ind.*
Cylindroteuthis sp. nov.? ind.
Pachyteuthis aff. panderi D'ORB.
Pseudomonotis sp. ind.
Pinna aff. lanceolata SOW.
Ostrea sp. ind.
 — (*Liostrea?*) *sp. ind.*
Exogyra nana SOW.
Pecten (Entolium) cf. demissum PHILL.
 — (*Camptonectes*) *aff. lens* SOW.
 — — — *?broenlundi* RAVN
- Lima (Plagiostoma) cf. mutabilis* ARKELL
 — — — *sp. ind.*
- Macrodon (Parallelodon) keyserlingi* D'ORB.
Astarte extensa PHILL.
Astarte? sp. ind.
Arctica? sp. ind.
Anisocardia? sp. ind.
Pleuromya cf. tellina AGASS.¹⁾
Mactromya sp. (fide A. ROSENKRANTZ)
Serpula cf. lacerata PHILL.
 — *sp. ind.*
Dentalium sp.
Ditrupa sp.
Ophiurites sp.

(Lit. SPATH 1935 b, 1936).

Einige Ammonitenbruchstücke aus dem »*Pecten*-Sandstein« sind von L. F. SPATH (op. cit.) als

- Amoeboceras (Prionodoceras) aff. alternoides* NIK. und
 — — — *aff. superstes* PHILL.

bestimmt worden.

Soweit sich schon vor der Bearbeitung der vom Verfasser heimgebrachten Fossilsammlungen beurteilen lässt, dürfen wir die Bildungen des Argoviens von Milne Land sowie die »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 (oberes Bathonien-Callovien) mit unserer Gelben Serie vergleichen. Falls es sich nicht herausstellen sollte, dass ein strati-

¹⁾ Im nördlichen Teil von Ostgrönland (Grosse Koldewey Insel, Kuhn Insel, Wollaston Forland) tritt eine sehr ähnliche Art, *Pleuromya peregrina* D'ORB. *sp.*, auf (Lit. RAVN 1911).

graphischer Hiatus innerhalb dieser ältesten Juraserie unseres Untersuchungsgebietes existiert (vgl. pag. 8, 126), repräsentiert unsere Gelbe Serie eine »faciès compréhensive« verschiedenalteriger Bildungen, die in Milne-Jameson Land in lithologisch voneinander abweichenden Serien vertreten sind.

Die folgenden Formen sind z. B. unserer Gelben Serie und der »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 sowie dem Argovien von Milne Land gemeinsam:

- Arctocephalites cf. greenlandicus* SPATH
Arcticoceras aff. ishmae KEYS.
Cadoceras sp.
Kepplerites (Seymourites) tychonis RAVN u. a.
Amoeboceras (Prionodoceras) ex gr serratum SOW.
— — — *alternoides* NIK.
— — — *rosenkrantzi* SPATH.
— — — *cf. ravni* SPATH u. a.
Pachyteuthis panderi D'ORB.
(?*Cylindroteuthis subextensus* NIK.
Pseudomonotis sp.
Ostrea sp.
Pecten (Entolium) demissum PHILL.
— (*Camptonectes*) *aff. lens* SOW.
— — — *aff. broenlundi* RAVN
Lima (Plagiostoma) sp.
Macrodon (Parallelodon) keyserlingi D'ORB.
Modiola sp.
Astarte sp.
Arctica? sp.
Goniomya V-scripta SOW.
Pleuromya aff. peregrina D'ORB.
? *Protocardia* sp.
Amberleya sp.
Chemnitzia sp.
Dentalium sp.
Serpula sp.
Ditrupe (Dentalium) nodulosa LUNDGR..

Isopen sind vor allem der »*Pecten* Sandstein« von Milne Land und die muschelreichen »*Keyserlingi*-Schichten« (MAYNC 1940 des Nordgebietes (vgl. pag. 126).

L. F. SPATH hat die jüngeren *Cardioceraten* Ostgrönlands (Argovien-Unterkimeridgien) ins Genus *Amoeboceras* (HYATT) verwiesen (Genotyp:

Amoeboceras alternans VON BUCH) und verschiedene Artengruppen in einzelne Subgenera zusammengefasst. So wird die Gruppe des *Amoeboceras serratum* SOW./*alternoides* NIK. ins Subgenus *Prionodoceras* (BUCKM.) verwiesen, die Gruppe des *Amoeboceras kitchini* SALF. im Subgenus *Amoebites* (BUCKM.) untergebracht, und ferner werden die *Amoeboceraten ex gr nathorsti-robustum-sokolovi* einer neuen Untergattung *Euprionoceras* (SPATH) eingeordnet. Als jüngstes ostgrönländisches Subgenus wird *Hoplocardioceras* (SPATH) aufgestellt (Lit. SPATH 1935 b).

Die nachstehenden *Cardioceratidae* Ostgrönlands sind nach L. F. SPATH (op. cit.) noch dem Argovien (Neo-Oxfordien) einzureihen:

Cardioceras caelatum PAVL.

— *zenaidae* ILOV.

Amoeboceras alternans VON BUCH (Gruppe *serratum* SOW./
marstonense SPATH).

— (*Prionodoceras*) *pseudocaelatum* SPATH

— — *alternoides* NIK.

— — *transitorium* SPATH

— — *superstes* PHILL.

— — *ravni* SPATH

— — *rosenkrantzi* SPATH.

Eine eigentliche Zonengliederung mit Hilfe dieser Formen kann jedoch noch nicht durchgeführt werden. Nach L. F. SPATH hingegen wird das ostgrönländische Neo-Oxfordien (Argovien) durch *Amoeboceras* (*Prionodoceras*) gekennzeichnet, während für das untere Kimeridgien *Amoeboceras* (*Amoebites*) spezifisch ist (Lit. SPATH 1935 b). Diese ganz generelle Gliederung lässt sich in der ganzen borealen Provinz erkennen, und mit den ostgrönländischen *Amoeboceraten* identische oder sehr ähnliche Formen sind sowohl aus Schottland, Russland-Sibirien, wie in Novaya Zemlya, Spitzbergen usw. verbreitet. *Amoeboceras alternans* VON BUCH (oder eng verwandte Arten) besitzt eine kosmopolitische Verbreitung (Ostgrönland, Spitzbergen, Andøy, Zentral-Europa, Sibirien, Mexico usw., vgl. Abschnitt IV).

Nach H. ALDINGER folgen über dem »*Pecten*-Sandstein« die sog. »*Amoebites*-Schichten«, d. s. dunkle, glimmerführende Mergel und sandige oder bituminöse Tonschiefer, zwischen denen sich dünne sandige Lagen einschalten. Höher finden sich Bänke von härterem Kalk sowie Toneisenstein-Konkretionen mit Ammoniten, Reptil- und Holzresten. Häufig treten *Amoeboceraten*, *Perisphinctidae* (*Rasenia*, *Pictonia*), Belemniten und vor allem Aucellen auf (Lit. ALDINGER 1935). Diese Serie entspricht dem Eo-Kimeridgien. L. F. SPATH, der die von H. AL-

DINGER gesammelten Faunen beschrieben hat, gibt die nachstehende Fossilliste aus dem tiefsten Konkretions-Niveau (δ), 19 m über dem »Pecten-Sandstein«:

- Amoeboceras* (?*Prionoceras*) *prorsum* SPATH
 — (*Amoebites*) *subkitchini* SPATH
 — — *irregularis* SPATH
 — (*Euprionoceras*) *aldingeri* SPATH
Pictonia sp. ind.
 — sp. juv.
Rasenia orbigny TORNQ.¹⁾
 — *inconstans* SPATH
 — sp. ind.
Pachyteuthis aff. *panderi* D'ORB.
Ostrea sp.
Pecten (*Entolium*) cf. *demissum* PHILL.
 »*Onychites*« sp.
 (Lit. SPATH 1935 b).

30 m höher findet sich im Konkretions-Horizont (γ)

Rasenia borealis SPATH,

und in den hangenden Schiefen

- Amoeboceras* (*Amoebites*) *elegans* SPATH
 — — *pseudacantophorum* SPATH
 — (*Euprionoceras*) *kochi* SPATH
 — (*Hoplocardioceras*) *decipiens* SPATH
 ? — sp. ind.
Aucella (*Buchia*) *bronni* LAH.
 ?*Lucina* sp. ind.
 (Lit. SPATH, op. cit.).

Im oberen Teil der fossilreichen *Amoebites*-Schichten wurden Fisch- und *Plesiosaurus*-reste gefunden (Lit. ALDINGER 1935).

Diese *Amoebites*-Schichten stellt L. F. SPATH (op. cit.) ins untere Kimeridgien. Mit Ausnahme eines Horizontes mit schlecht erhaltenen *Perisphinctidae*²⁾ sind über den 75 m mächtigen *Amoebites*-Schichten noch fast 90 m starke, sterile Schiefer vorhanden, und erst darüber finden sich die ersten eindeutigen *Pseudovirgatitinae* (*Pectinatites*) des Neo-Kimeridgiens (Lit. SPATH 1935 b, 1936). Es besteht demnach die

¹ *Rasenia orbigny* TORNQ. ist eine in West-Europa verbreitete Form des unteren Kimeridgiens (vgl. Lit. SPATH 1935b).

² ?*Subdichotomoceras* (?*Sphinctoceras*) sp. ind., ?*Subplanites* sp. ind., ?*Subplanites* (?*Virgatosphinctoides*) sp. ind. (Lit. SPATH 1936).

Möglichkeit, dass das bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesene mittlere Kimeridgien (Zonen des *Aulacostephanus pseudomutabilis* DE LOR., *Perisphinctes (Subdichotomoceras) bleicheri* DE LOR., *Gravesia portlandica* DE LOR.) in dem genannten fossilereen Schieferkomplex enthalten ist¹).

Während es noch nicht gelungen ist, die Schichtfolge des Argoviens von Milne Land mit Ammonitenzonen zu gliedern, glückte es L. F. SPATH eine solche Gliederung für das Kimeridgien durchzuführen (Lit. SPATH 1935 b, 1936). Die folgenden Zonen werden in den *Amoebites*-Schichten des Eo-Kimeridgiens ausgeschieden:

- Oben: 4. *Amoeboceras (Hoplocardioceras) decipiens* SPATH
 3. *Amoeboceras (Euprionoceras) kochi* SPATH
 2. *Rasenia borealis* SPATH
 1. *Rasenia orbigny* TORNQ.
 Unten: Neo-Oxfordien (Argovien).

Die *Amoeboceraten* Ostgrönlands und Spitzbergens sind jünger als die *Cardioceratidae* aus Alaska und Wyoming, weshalb keine Vergleiche möglich sind. Nur eine Form kennt man aus dem pazifischen Küstengebiet, *Amoeboceras dubium* HYATT, und dieselbe hat sich auch im Eo-Kimeridgien von Milne Land gefunden, zusammen mit *Amoeboceras (Amoebites) cf. elegans* SPATH.

Die im russo-borealen Faziesbezirk so häufig auftretende *Aucella (Buchia) bronni* LAH. hat eine grosse vertikale Verbreitung (Argovien bis oberes Kimeridgien) und kommt deshalb als Zonenfossil nicht in Frage.

L. F. SPATH vergleicht die »Kløft I Formation« (RAVN 1911) L. KOCH 1929 der Grossen Koldewey Insel mit dem Argovien-Unterkimeridgien von Milne Land (Lit. SPATH 1935 b). Mit denselben Bildungen korrelieren wir den oberen Teil unserer Gelben Serie, unsere Graue Serie und Schwarze Serie.

Während jedoch im S das Argovien vorwiegend in einer mergeligschieferigen Fazies (»*Cardioceras*-Schichten«) entwickelt ist und sich nur im obersten Teil eine muschelreiche Sandsteinfazies (»*Pecten*-Sandstein«) einstellt, die übrigens vollkommen unseren »Keyserlingi-Schichten« entspricht, so ist es auf der Kuhn Insel, in Wollaston Forland und auf der Clavering Insel in einer rein sandigen Fazies ausgebildet. Nur in der Grauen Serie unseres Gebietes stellen sich — wenn auch sehr sandige — Schiefer ein, während irgendwelche Schieferhorizonte innerhalb

¹) Von M. PARAT & P. DRACH (1933) werden allerdings sowohl *Aulacostephanus pseudomutabilis* DE LOR. wie *Perisphinctes (Subdichotomoceras) bleicheri* DE LOR. aus der Schichtserie von Kap Leslie (Milne Land) angeführt, es geht jedoch nicht deutlich hervor, aus welchem stratigraphischen Niveau sie stammen (vgl. Lit. SPATH 1936).

unserer Gelben Serie fehlen. Einzig im Profil am »Blaabærcliff« und im südwestlichen Wollaston Forland finden wir fazielle Verzahnungen, Übergänge und Wechsellagerungen von Gesteinen der Gelben und Grauen Serien. Besonders das erstgenannte Profil von Th. Thomsens Land scheint in jeder Beziehung ähnlich entwickelt zu sein wie das Argovien von Milne Land.

Unsere Schwarze Serie ist lithologisch-faziell ganz anders ausgebildet als die tieferen Serien. Ihre Tonschieferfazies sowie ihre Fauna beweisen, dass wir es hier mit dem Äquivalent der *Amoebites*-Schichten von Milne Land (Eo-Kimeridgien) zu tun haben. Immerhin besteht die Möglichkeit, dass die Untergrenze der Schwarzen Serie keine Zeitgrenze, sondern faziell bedingt ist; denn es bestehen in den meisten Profilen Übergänge von der Grauen Serie in die hangenden *Amoebites*-Schichten (vgl. pag. 127 usw.), so dass eine Grenzziehung ohne leitende Fossilien schwierig ist. In Milne Land scheint die Faziesgrenze »*Pecten*-Sandstein«/*Amoebites*-Schichten mit der stratigraphischen Grenze Argovien-Unterkimeridgien zusammenzufallen (vgl. Lit. SPATH 1935 b).

In dem von uns erforschten Gebiet haben wir die erste Kalkbank innerhalb der mächtigen Schiefer als Untergrenze der Schwarzen Serie aufgefasst. Vielleicht kann die Bestimmung unserer Jurafaunen diese Frage der Grenzziehung abklären und somit entschieden werden, ob unsere grosszyklische Gliederung der Juraformation im nördlichen Ostgrönland sich mit den in Milne Land erkannten Faunengrenzen deckt.

Die Abgrenzung der Schwarzen Serie gegen das ebenfalls durch schwarze Schiefer vertretene höhere Kimeridgien (Kuhn-Schichten) kann nur mit Hilfe von Leitfossilien geschehen und ist im Felde kaum möglich. Aus diesem Grunde hat der Verfasser früher in seiner Schwarzen Serie das ganze Kimeridgien zusammengefasst (Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940).

Lithologisch-faziell scheinen sich unsere Schwarze Serie und die *Amoebites*-Schichten von Kap Leslie vollkommen zu entsprechen, sogar die charakteristischen, haufenförmig auswitternden, gelbbraunen Kalkkonkretionen und Bone Bed-Niveaux mit Reptilresten, Holz, *Amoeboceraten* und Aucellen ex gr *bronni* LAH. sind in Milne Land genau gleich ausgebildet (vgl. Lit. ALDINGER 1935). Einzig die Mächtigkeiten der beiden Formationen hier wie dort sind sehr verschieden: Nach H. ALDINGER ist das Eo-Kimeridgien in Milne Land nur 75 m mächtig (+ etwa 90 m Schiefer unbestimmten Alters), während es im nördlichen Ostgrönland in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern entwickelt sein kann (vgl. die Einzelprofile, pag. 11—118).

Nachstehend sei eine vorläufige Fossilliste aus den *Amoebites*-Schichten unseres Nordgebietes angeführt, die allerdings ohne Zweifel nach der abgeschlossenen Bearbeitung der Faunen modifiziert werden muss.

- Amoeboceras* (*Prionodoceras*) *cf. ravni* SPATH
 — — — *rosenkrantzi* SPATH
 — (*Euprionoceras*) *kochi* SPATH
 — — — *nathorsti* LUNDGR.
 — (*Amoebites*) *ex gr kitchini* SALF.
 — — — *aff. elegans* SPATH
 — (*Hoplocardioceras*) *decipiens* SPATH
Rasenia groenlandica RAVN
 — *aff. inconstans* SPATH
 — *cf. borealis* SPATH
Pachyteuthis panderi D'ORB.
Aucella (*Buchia*) *bronni* LAH.
 — — — *cf. bronni* LAH.
 — — — *cf. reticulata* LUNDGR.
 — — — *sinzovi* PAVL.
 — — — *cf. kirghisensis* SOK.
 ?*Cucullaea* *sp.*
Aequipecten spitzbergensis LUNDGR. usw..

Nach H. ALDINGER wird die »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 am Ostrande von Jameson Land (Astartekløft) von Sandsteinen und Schiefen mit kleinen *Amoeboceras* überlagert, welche in die Nähe der Formen des Eo-Kimeridgiens von Milne Land gehören (Lit. ALDINGER 1935, SPATH 1935 b).

In Milne Land wird ein 80—90 m mächtiger Komplex von sterilen Tonschiefern und Mergeln im Hangenden des oberen Konkretions-Horizontes (Unterkimeridgien) mit Vorbehalt ins mittlere Kimeridgien gestellt (op. cit.).

Die Ablagerungen des oberen Kimeridgien-Volgiens von Milne Land sind als »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 ausgeschieden worden (Lit. ROSENKRANTZ 1929). Diese Schichten haben eine reiche Fauna geliefert, die in verschiedenen Arbeiten und Monographien behandelt worden ist (Lit. ROSENKRANTZ op. cit., PARAT & DRACH 1933, vgl. ALDINGER 1935, SPATH 1936).

A. ROSENKRANTZ hat das Volgien (Portlandien) von Kap Leslie folgendermassen gliedert (Lit. ROSENKRANTZ 1929):

- Oben: 5. ?*Aucellen*-Schichten
 4. *Lingula*-Schichten

¹⁾ = *Behemoth groenlandicus* SPATH (Lit. SPATH 1936).

3. *Perisphinctes*-Schichten

2. { Z. d. *Perisphinctes* (*Titanites*) *giganteus* Sow.¹⁾
 { Z. d. *Perisphinctes* (*Pavlovia*) *aff. nikitini* MICH.

1. *Pavlovia*-Schichten, mit

- Pavlovia aff. dorsoplana* MICH.¹⁾
 — *aff. panderi* EICHW.²⁾
 — *aff. pavlovi* MICH.³⁾
 ? — *sp.*

Aus den Schichten 1. bis und mit 4. wird zudem *Aucella* (*Buchia*) *mosquensis* VON BUCH citiert.

Nach H. ALDINGER finden sich im unteren Teil der Formation 100m mächtige, dunkle, glimmerreiche, sandige Tonschiefer (mit gelb anwitternden Konkretionen (β)), die Ammoniten, Belemniten, Muscheln, Fisch- und Crustaceenreste, Holz usw. führen. Über diesen Schiefen (Neo-Kimeridgien) folgt die fossilreiche »Glaukonitserie« H. ALDINGER's (weiche Glaukonitsandsteine mit Phosphorit-Konkretionen und Tonerdensteinen), mit Ammoniten, Muscheln usw. (Lit. ALDINGER 1935). Der von H. ALDINGER früher beschriebene Fischrest (*Caturus groenlandicus* ALD.) stammt wahrscheinlich auch aus dieser »Glaukonitserie« (Lit. ALDINGER 1932, 1935).

Höher folgen graue, glimmerführende und sandige Tonschiefer mit einem ferruginösen Konkretions-Niveau (α), welche von der sog. »Hartzfjæld Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 überlagert werden.

Nach H. ALDINGER beträgt die Mächtigkeit des »Hartzfjældsandsteins« 330 m. Während an seiner Basis ein massiger, 20—40 m mächtiger, fossilereicher Sandstein auftritt, folgen höher eine Wechsellagerung von Tonschiefern und Sandsteinen (etwa 200 m), und im Hangenden noch 100 m starke, dunkle Tonschiefer und Sandsteine (Lit. ALDINGER 1935).

Abgesehen von dem basalen Sandstein etwas schwankender Mächtigkeit lässt sich eine intraformationale, rhythmische Gliederung erkennen, indem die dunklen, sandigen Tonschiefer jeweils nach oben hin sandiger werden und in helle, teilweise eisenschüssige Sande und Kalksandsteine mit Diagonalschichtung (und Konglomerate) übergehen, wonach sich wieder dunkle Tonschiefer einstellen (Zyklen). Eine ähnliche Zyklengliederung weisen ja die Volgienbildungen in der Gegend der »Haakonshytta« (südwestliche Kuhn Insel) auf (vgl. pag. 28—36).

In L. F. SPATH's Abhandlung über die »Cape Leslie Formation«

¹⁾ = *Dorsoplanites aldingeri* SPATH (Lit. SPATH 1936).

²⁾ = *Dorsoplanites crassus* SPATH (Lit. SPATH 1936).

³⁾ = *Pavlovia* (*Pallasiceras*) *communis* SPATH (Lit. SPATH 1936).

	Infravalanginien/Rjasanien	80—90 m	Oberer »Hartzfjæld Sandstein«
Portlandien	Aquilonien		<i>Lingula</i> -Niveau
	Unteres Volgien	70 m	Unterer »Hartzfjæld Sandstein«
		20—30 m	<i>Crendonites</i> -Schichten
		25—50 m	»Glaukonitserie« $\left\{ \begin{array}{l} \textit{Behemoth-} \\ \textit{Epipallasicerias-Z.} \\ \textit{Pallasicerias-Z.} \end{array} \right.$
	Neo-Kimeridgien	45 m	<i>Pallasicerias</i> -Schichten
45 m		<i>Pectinatites</i> -Schichten	
?	? Meso-Kimeridgien	36 m	<i>Perisphinctes</i> -Niveau
	?	50 m	
?	Eo-Kimeridgien	75 m	<i>Amoebites</i> -Schichten

A. ROSENKRANTZ 1927 wird die ganze Fauna des Neo-Kimeridgiens und Portlandiens (Volgiens) beschrieben (Lit. SPATH 1936). Im oberen Kimeridgien finden sich Vertreter der *Perisphinctidae* (Subfamilien *Virgatosphinctinae* und *Pseudovirgatitinae*) mit verschiedenen Genera und Subgenera, während höher die formenreiche Unterfamilie der *Pavlovinae* gänzlich überhand nimmt. Im obersten Portlandien und Infravalanginien erscheinen schliesslich die *Craspeditidae* (Lit. SPATH, op. cit.).

Gestützt auf die Arbeiten von H. ALDINGER (1935) und L. F. SPATH (1936) kann man die »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 wie obenstehend gliedern.

<i>beraspedites groenlandicus</i> SPATH, ? <i>Titanites</i> sp. ind., <i>Craspedites ferrugineus</i> SPATH, <i>Cr. leptus</i> SPATH, <i>Cr. sp. ind.</i> (aff. <i>fragilis</i> TRAUTSCH.), ferner <i>Aucella</i> (<i>Buchia</i>) <i>volgensis</i> LAH., <i>A. (B.) fischeriana</i> D'ORB., <i>Astarte</i> , <i>Trigonia</i> usw.	
Fauna 5	<i>Oxytoma expansa</i> PHILL., <i>Pinna constantini</i> DE LOR., <i>Pecten</i> (<i>Camp-tonectes</i>) <i>morini</i> DE LOR., <i>P. (C.) suprajurensis</i> BUV., <i>Lima</i> (<i>Pseudo-limea</i>) aff. <i>blakei</i> COX., <i>Astarte</i> aff. <i>saemanni</i> DE LOR., <i>Corbicella</i> aff. <i>portlandica</i> MORR. & LYC., <i>Pseudotrapezium groenlandicum</i> SPATH, <i>Pleuromya tellina</i> AGASS., <i>Goniomya</i> aff. <i>sulcata</i> AGASS., <i>Pholadomya</i> aff. <i>inaequiplicata</i> STANT., <i>Lingula zeta</i> QUENST.
Fauna 4	<i>Actaeonina</i> (<i>Ovactaeonina</i>) <i>groenlandica</i> SPATH, <i>Aucella</i> (<i>Buchia</i>) <i>rugosa</i> FISCHER
Fauna 3	<i>Pachyteuthis</i> aff. <i>panderiana</i> D'ORB., <i>Macrodon</i> (<i>Parallelodon</i>) sp. nov. aff. <i>keyserlingi</i> D'ORB., <i>Pecten</i> (<i>Entolium</i>) <i>nummularis</i> D'ORB.
Fauna 2	
Fauna 1	<i>Aucella</i> (<i>Buchia</i>) <i>mosquensis</i> VON BUCH, <i>Macrodon</i> (<i>Parallelodon</i>) <i>schourovskii</i> ROUILL., <i>Ostrea bononiae</i> SAUV., <i>Modiolus</i> aff. <i>boloniensis</i> DE LOR., <i>Lucina</i> sp. nov. aff. <i>inaequalis</i> D'ORB., <i>Homomya</i> aff. <i>hortulana</i> AGASS., <i>Orbiculoidea</i> aff. <i>latissima</i> SOW.
<i>tinatites</i> aff. <i>eastlecottensis</i> SALF., <i>P.</i> aff. <i>tricolatus</i> BUCKM., <i>P. (Keratinites)</i> aff. <i>devillei</i> DE LOR., (<i>K.</i>) cf. <i>boidini</i> DE LOR., <i>P. (K.) groenlandicus</i> SPATH, <i>Pavlovia</i> (<i>Paravirgatites</i>) sp. ind.	
fossilleer	
? <i>Subdichotomoceras</i> (? <i>Sphinctoceras</i>) sp. ind., ? <i>Subplanites</i> sp. ind., ? <i>Subplanites</i> (? <i>Virgatosphinctoides</i>) sp. ind.	
fossilleer	

Die Zusammensetzung der verschiedenen, mit (1), (2), (3), (4) und (5) in diesem Gliederungsschema angeführten Faunen ist die folgende (Lit. SPATH 1936):

Fauna (1): *Dorsoplanites antiquus* SPATH, *D. flavus* SPATH, *D. aldingeri* SPATH, *Pavlovia* (*Pallasiceras*) *jubilans* SPATH, *P. (P.) subaperta* SPATH, *P. (P.) variabilis* SPATH, *P. (P.) perinflata* SPATH, *P. (P.) regularis* SPATH, *P. (P.) communis* SPATH.

Fauna (2): *Dorsoplanites triplex* SPATH, *D. subpanderi* SPATH, *D. gracilis* SPATH, *D. crassus* SPATH, *D. transitorius* SPATH, *D.*

- antiquus* SPATH, *Pavlovia* (*Pallasiceras*) *rugosa* SPATH, *P.* (*P.*) *kochi* SPATH, *P.* (?*P.*) *alterneplicata* SPATH, *P.* (*P.*) *inflata* SPATH, *Pavlovia* *allovirgatooides* SPATH.
- Fauna (3): *Behemoth* *groenlandicus* SPATH, *Pavlovia* (*Epipallasiceras*) *praecox* SPATH, *P.* (*E.*) *tumida* SPATH, *P.* (*E.*) *pseudaperta* SPATH, *P.* (*Pallasiceras*) *rotundiformis* SPATH, *P.* (*P.*) *similis* SPATH, *Dorsoplanites* *jamesoni* SPATH, *D.* *dorsoplanoides* SPATH, *D.* *maximus* SPATH, *D.* *gracilis* SPATH, *D.* *triplex* SPATH, *D.* *subpanderi* SPATH, *D.* *crassus* SPATH, ?*Cylindroteuthis* *aff. explanata* PHILL., *Pleurotomaria* *cf. rozeti* DE LOR., *Turbo* *sp. ind.*, *Pseudomelania* *cf. delia* D'ORB., *Natica* (*Ampullina*) *sp. juv. cf. hemisphaerica* D'ORB., *Isognomon* *aff. bouchardi* OPP., *Pecten* (*Camptonectes*) *praecinctus* SPATH, *Lima* (*Plagiostoma*) *sp. nov.? ind.*, *Placunopsis* *aff. lycetti* DE LOR., *Modiola* *strajeskiana* D'ORB., *Trigonia* *aff. thurmanni* CONT., *Astarte* *sp. nov.? aff. michaudiana* D'ORB., *Rhynchonella* *aff. grossesulcata* EICHW., *Terebratula* (*Rugithyris*) *rosenkrantzi* SPATH.
- Fauna (4): *Dorsoplanites* *gracilis* SPATH, *Crendonites* *lesliei* SPATH, *C.* *euglyptus* SPATH, *C.* *subregularis* SPATH, *C.* *anguinus* SPATH, *Thracia* *incerta* (DESH.) THURM..
- Fauna (5): *Laugeites* (»*Kochina*«) *groenlandica* SPATH, *Astarte* *cf. duboisiana* D'ORB., *Isocyprina* *sp. nov.? aff. elongata* COX., *Corbicella* *cf. unionides* DE LOR., *Tancredia* *hartzi* SPATH, *Thracia* *cf. depressa* SOW..

Nach L. F. SPATH (op. cit.) besitzt die Fauna der ostgrönländischen »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 mehr Beziehungen zu derjenigen Englands und des Boulonnais als zum russischen Volgien, ganz im Gegensatz zu den älteren Jurafaunen Ostgrönlands, die mit den russo-borealen Formen verglichen werden können. Von 121 Arten des Oberkimeridgien-Portlandiens von Milne Land sind nach L. F. SPATH 32 identische oder eng verwandte Species in England und im Boulonnais vertreten, während nur 10 Formen auch aus Russland bekannt sind.

Aus L. F. SPATH's Korrelationsschema (Lit. 1936) geht hervor, dass sowohl die *Pectinatites*- wie die *Pallasiceras*-Schichten von Milne Land dem Pavlovian (Upper Kimmeridge Clay) von Dorset entsprechen, und dass weiterhin die »Glaukonitserie« H. ALDINGER's mit *Pavlovia* (*Epipallasiceras*) und *Behemoth* sowie die *Crendonites*-Schichten und der untere »Hartzfjæld Sandstein« (inkl. *Lingula*-Niveau) mit dem Portlandien, d. h. mit den »Portland Sands« und dem »Portland Stone«, korreliert werden dürfen. Der obere »Hartzfjæld Sandstein« mit *Craspedites* *sp. div.*, *Subcraspedites* *groenlandicus* SPATH, *Aucella* (*Buchia*) *cf. fischeriana*

D'ORB. usw. findet seine Parallele im »Spilsby Sandstein« (Lincolnshire), von wo ebenfalls *Craspedites*, *Subcraspedites* sowie *Aucella* (*Buchia*) *fischeriana* D'ORB., *A. (B.) terebratuloides* LAH., *A. (B.) volgensis* LAH. etc. angeführt werden (Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931, SPATH 1932, 1936), also Formen des Aquilonien-Infravalanginiens.

Das jüngere Kimeridgien-Portlandien des Boulonnais lässt sich folgendermassen gliedern (vgl. pag. 178—179).

Auch hier im Boulonnais (wie in England) findet sich *Aucella* (*Buchia*) *mosquensis* VON BUCH schon im unteren Oberkimeridgien (*Pectinatites*-Schichten) und darf demnach nicht mehr als Leitform des Portlandiens betrachtet werden (vgl. auch pag. 38—180).

Dasselbe gilt für *Aucella* (*Buchia*) *bononiensis* PAVL.. Auf das höhere Kimeridgien beschränkt ist *Aucella* (*Buchia*) *pellati* PAVL.¹⁾, während *Aucella* (*Buchia*) *lindströmi* SOK. und *A. (B.) tschernyschewi* SOK. noch ins Eo-Kimeridgien hinunter reichen. Typisch für unteres Kimeridgien sind *Aucella* (*Buchia*) *reticulata* LUNDGR., *A. (B.) sinzovi* PAVL. und *A. (B.) bronni* LAH., doch können die beiden letztgenannten Arten schon im Argovien auftreten.

Auf das untere Volgiens beschränkt sind scheinbar *Aucella* (*Buchia*) *rugosa* FISCHER, *A. (B.) russiensis* PAVL., *A. (B.) subbulloides* PAVL. sowie *A. (B.) mniovnikensis* PAVL., während *Aucella* (*Buchia*) *fischeriana* D'ORB. und *A. (B.) lahusei* PAVL. das Aquilonien-Infravalanginiens kennzeichnen (vgl. Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931, DUTERTRE 1926, SPATH 1935b, 1936).

Im Übrigen werden noch die folgenden Formen aus dem Kimeridgien-Portlandien des Boulonnais citiert:

Dorsoplanites aff. *panderi* D'ORB.

»*Paravirgatites*« (*Acuticostites*) *pallasianus* D'ORB.

Epivirgatites *nikitini* MICH.

Perisphinctes (*Progalbanites*) *triplicatus* SAUV. (= *Kerberites*?)

Pectinatites (*Keratinites*) *leblondi* DUT.

Pachyteuthis (?*Acroteuthis*) *mosquensis* PAVL.

— — — *russiensis* D'ORB.

— — — *subquadratus* ROEM.

— — — *bononiensis* SAUV.

(Lit. DUTERTRE 1926, SPATH 1936).

Es zeigt sich somit, dass das Kimeridgien-Portlandien des Boulonnais und von Ostgrönland zahlreiche Formen gemein hat (vgl. auch unten). Neben identischen oder sehr ähnlichen Arten von *Dorsoplanites* finden sich hier wie dort *Pavlovia* (*Epivirgatites*) *nikitini* MICH. (übrigens ein charakteristisches Fossil aus dem oberen Teil des unteren Volgiens Russlands), *Pectinatites* (*Keratinites*) *devillei* DE LOR. und

¹⁾ Nach A. P. PAVLOV gehört auch *Aucella* (*Buchia*) *scythica* SOK. zu *A. (B.) pellati* PAVL., die ihrerseits von *A. (B.) sinzovi* PAVL. abgeleitet werden dürfte (vgl. Lit. DUTERTRE 1926).

Ammonitenzonen im Kimeridgie

(Vorwiegend nach A. F. DUTERTRE)

Portlandien	Glaukonitsande Sande, sandige Schiefer, Sandkalke/ Kalksandsteine und Knollenkalke		<i>Titanites giganteus</i> Sow. <i>Perisphinctes</i> (» <i>Galbanites</i> «) <i>bononiensis</i> DE LOR. <i>Crendonites gorei</i> BUCKM. » <i>Provirgatices</i> « <i>scythicus</i> SAUV. (non VISCHN.) und <i>Virgatices</i> (<i>Zaraiskites</i>) <i>apertus</i> SAUV.
Neo-Kimeridgien	Kondensationslager »de la Tour de Croy« Niveau »de la Rochette« Schiefer und Sande		<i>Pavlovia</i> (<i>Pallasiceras</i>) <i>rotunda</i> Sow. <i>Pectinatites</i> (<i>Keratinites</i>) <i>boidini</i> DE LOR. <i>Pectinatites</i> (<i>Keratinites</i>) <i>devillei</i> DE LOR. ? <i>Pectinatites</i> (= <i>Virgatices virgatus</i> v. BUCH f. c. E. PELLA'
		5	
		4	
		3	
Meso-Kimeridgien	»Grès de la Crèche« Schiefer von Chatillon (Boulogne-sur-Mer)		<i>Gravesia portlandica</i> DE LOR. <i>Perisphinctes</i> (<i>Subdichotomoceras</i>) <i>bleicheri</i> DE LO <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> DE LOR.
		1	

Aucellenzonen (nach A. F. DUTERTRE, 1926): Zone 1: *Aucella* (*Buchia*) *pellati* PAVL. Zone cella (*Buchia*) *sp.* Zone 5: *Aucella* (*Buchia*) *sp.*

P. (K.) boidini DE LOR. sowie *Aucella* (*Buchia*) *mosquensis* VON BUCH, *Astarte saemanni* DE LOR., *Isognomon bouchardi* OPP., *Pleuromya tellina* AGASS., *Thracia incerta* THURM. usw. (Lit. DUTERTRE 1926, ROSENKRANTZ 1929, SPATH 1936).

Der »Hartzfjæld Sandstein« von Milne Land, den A. ROSENKRANTZ als »?Néocomien« aufgefasst hat, wird von L. F. SPATH ins Portlandien gestellt (Lit. SPATH 1936), und H. ALDINGER vermutet, dass er in seinen obersten Partien (100 m) eine lagunäre Fazies der Grenzschichten von Jura und Kreide des südlichen Jameson Landes darstellt, welche dort als Infravalanginien bezeichnet worden sind (Lit. ALDINGER 1935, SPATH 1936). Dieses marine Infravalanginien von Jameson Land (in dessen Liegendem noch glimmerführende, sandige Sedimente unbestimmten Alters auftreten) wird durch sandige Schiefer mit Sandsteinbänken und Konkretions-Niveaux sowie höher durch einen hellen, diagonalgeschichteten Sandstein (mit Glaukonit) repräsentiert. Diese 240 m mächtig aufgeschlossenen Ablagerungen haben neben *Aucella* (*Buchia*) *volgensis* LAH., *Trigonia* *sp.*, *Astarte* *sp.* u. a. Lamellibranchiaten noch Ammoniten, Belemniten sowie einige Gastropoden und Crinoiden geliefert (Lit. ALDINGER 1935). Auch M. PARAT & P. DRACH citieren aus

Portlandien des Boulonnais.

1926 und L. F. SPATH 1936).

Zonen	Dorset (England)	
Z. d. <i>Titanites giganteus</i> SOW.	Gigantitan	»Portland Stone«
Z. d. <i>Crendonites gorei</i> BUCKM.		»Portland Sands«
Z. d. <i>Pavlovia (Lydistratites) vulgaris</i> SPATH		
Z. d. <i>Pavlovia (Lydistratites) pallasoides</i> NEAV.	Pav- lovian	Upper Kimmeridge Clay
Z. d. <i>Pavlovia (Pallasiceras) rotunda</i> SOW.		
Z. d. <i>Pectinatites (Keratinites) boidini</i> DE LOR.	Sub- planitan	
Z. d. <i>Virgatosphinctoides wheatleyensis</i> NEAV.		
Z. d. <i>Gravesia portlandica</i> DE LOR.	Gravesian	<i>Gravesia</i> -shales
Z. d. <i>Perisphinctes (Subdichotomoceras) bleicheri</i> DE LOR.		<i>Aulacostephanus</i> -shales
Z. d. <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> DE LOR.		

Aucella (Buchia) mosquensis VON BUCH. Zone 3: *Aucella (Buchia) bononiensis* PAVL. Zone 4: *Au-*

dem Profil von Kap Leslie Formen, die schon auf Infravalanginien hinweisen, die aber anscheinend zusammen mit Portlandien-Formen auftreten, z. B. *Aucella (Buchia) trigonoides* LAH., *Hoplites (Rjasanites) rjasanensis* LAH., *H. subrjasanensis* NIK. (vgl. Lit. ALDINGER 1935). Von H. ALDINGER wurde ferner etwa 160 m unterhalb des Hartzfjæld-Gipfels *Aucella (Buchia) cf. fischeriana* D'ORB. gefunden (Lit. SPATH 1936).

Die hier angeführten Aucellenspecies weisen alle schon auf Infravalanginien hin. In Spitzbergen z. B. kommt *Aucella (Buchia) volgensis* LAH. zusammen mit *A. (B.) trigonoides* LAH., *A. (B.) terebratuloides* LAH., *A. (B.) okensis* PAVL., *A. (B.) lahusei* PAVL. und *A. (B.) fischeriana* D'ORB. im »Rjasan-Horizont« vor, zusammen mit dem spezifischen *Subcraspedites cf. subpressulus* BOG. (Lit. FREBOLD 1935 b).

L. F. SPATH hält es (wie übrigens schon A. ROSENKRANTZ) für möglich, dass der oberste Teil des »Hartzfjæld Sandsteins« mit einer Diskontinuitätsfläche (Pseudokonkordanz) die älteren Bildungen des Portlandiens überlagert (Lit. SPATH 1936).

Ganz entsprechende Schichten des Infravalanginiens (»Rjasanien«) wurden vom Verfasser im nördlichen Wollaston Forland entdeckt (Untere

Niesen-Schichten) und sind in einer im Druck befindlichen Abhandlung über die Kreidebildungen Ostgrönlands dargestellt. Im Gegensatz zu unserem Nordgebiet finden sich aber weder in Milne Land noch in Jameson Land irgendwelche jüngeren Kreideschichten (Valanginien, Aptien-Albien, Senonien).

Bei einem Vergleich von Milne und Jameson Land mit unserer Region Wollaston Forland—südwestliche Kuhn Insel zeigt es sich, dass es auch in Nordostgrönland Ablagerungen gibt, welche als stratigraphische Aequivalente der »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 aufgefasst werden können.

Es ist schon Viel geschrieben worden über das sog. »Portlandien« im nördlichen Ostgrönland (Danmarkshavn/Germania Land, östliche Kuhn Insel, Wollaston Forland), aber mit Ausnahme von *Aucella* (*Buchia*) *mosquensis* VON BUCH liegen nirgends brauchbare Fossilien aus diesen Schichten vor. Da diese Form aber in Milne Land schon im oberen Kimeridgien (*Pallasiceras*-Schichten), in England und im Boulonnais sogar in den stratigraphisch noch tieferen *Pectinatites*-Schichten erscheint und z. B. in Mexiko selbst im Meso-Kimeridgien (Z. d. *Aulacostephanus pseudomutabilis* DE LOR.) vorkommt, darf sie nicht mehr als spezifisch für Portlandien gewertet werden (Lit. DUTERTRE 1926, BURCKHARDT 1930, SPATH 1935 b). Ausserdem scheint es sich bei der aus Nordostgrönland vorliegenden Aucellenart teilweise um Fehlbestimmungen zu handeln (vgl. Lit. MAYNC 1939, 1940).

Die Species *mosquensis* wird vom »mittleren« Portlandien an (Z. d. *Virgatites virgatus* VON BUCH) in England, im Boulonnais usw. durch *Aucella* (*Buchia*) *mniovnikensis* PAVL. ersetzt, eine Form, die übrigens auch aus dem unteren Volgien Spitzbergens und von König Karl Land beschrieben worden ist (Lit. FREBOLD 1935 b, FREBOLD & STOLL 1937).

Die Feldaufnahmen sowie die neuen Fossilfunde des Verfassers (1937) in den Sedimenten auf der südöstlichen Kuhn Insel, aus denen die in der Grönland-Literatur oft citierten »Portlandien«-Fossilien herkommen (Lit. KOCH 1929 a, 1929 b, 1935, ROSENKRANTZ 1929, FREBOLD 1932—1933 usw.) haben ergeben, dass diese Schieferserie (Kuhn-Schichten) noch einwandfrei ins Kimeridgien gehören (Lit. MAYNC 1939, 1940). Nach der Bestimmung der vom Verfasser gefundenen *Pseudovirgatitinae* korreliert L. F. SPATH nun die in Frage stehenden Sedimente (olim »Portlandien«) mit der Basis des Neo-Kimeridgiens (*Pectinatites*-Schichten) von Milne Land, wo ja die »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 in ihren tiefsten Partien ebenfalls durch solche spezifischen Formen wie *Pectinatites* und *Pavlovinae* (*Pallasiceras*, *Dorsoplanites*) charakterisiert wird (vgl. pag. 172 ff). Demnach ist die Bezeichnung »Portlandien« für die betreffenden Schichten auf der süd-

östlichen Kuhn Insel usw. zu eliminieren. Im Übrigen gehören die vom Verfasser an der genannten klassischen Lokalität gefundenen Aucellen nicht zu *Aucella (Buchia) mosquensis* VON BUCH sondern noch in den Formenkreis von *A. (B.) bronni* LAH. des tieferen Kimeridgiens (Lit. MAYNC 1940).

Demnach ist es heute erwiesen, dass oberes Kimeridgien auch in Nordostgrönland vorkommt, so dass die frühere Ansicht des Verfassers in diesem Sinne berichtigt werden muss (Lit. MAYNC 1938). Sowohl in bezug auf Fauneninhalt wie Fazies besitzen beide Formationen (unterer Teil der »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 von Milne Land und Kuhn-Schichten im N) grosse Ähnlichkeit.

Lokal sind jedoch auch in unserem Nordgebiet Bildungen des Volgiens (Portlandien) nachgewiesen (Lit. FREBOLD 1933 b, MAYNC 1939, 1940), und zwar finden sich diese Vorkommen in der tektonischen Bruchsenke des Fligelys Fjordes und des inneren Wollaston Forlandes (vgl. pag. 28—36, 61—81, 133—137). Einzig hier in der Kerbe zwischen den Bruchhollen von Th. Thomsens Land—A. P. Olsens Land und der Kuhn Insel—Kap Schumacher (»Niesen Fjord«) fand nämlich eine ununterbrochene marine Sedimentation vom Volgien—Infravalanginien/Rjasanien ins höhere Valanginien statt, während im übrigen Gebiet die jungkimmerischen Dislokationen eine allgemeine Emersion und Denudation der Schollenoberflächen zur Folge gehabt hatten. Auch in der südlichen Fortsetzung dieser tektonischen Senke, d. h. zwischen den Kristallin-Schollen des Zackenberg—Dombjærg und der zentralen Clavinger Insel und der auftauchenden Schollenkante der Kuplen (südwestliches Wollaston Forland), konnten sich noch Volgienbildungen (Rigi-Serie) ablagern (vgl. pag. 110—113).

Im zentralen Teil des jungjurassisch-alkretazischen »Niesen Fjordes« (Umgebung der »Haakonshytta«, Basis des Niesen) handelt es sich bei diesem Volgien um eine rhythmische Wechsellagerung von Konglomeraten, groben Zweiglimmersandsteinen und schwarzer, kohligler Schiefer (mit gelben Sandlagen), d. h. um faziell mit dem Portlandien von Milne Land ziemlich gut übereinstimmende Sedimente. Zweifellos sind auch faunistische Affinitäten vorhanden, wenn auch die Serie in Milne Land viel fossilreicher entwickelt ist. Nach brieflichen Mitteilungen von L. F. SPATH an den Verfasser sind die *Pavlovinae* aus den Profilen bei der »Haakonshytta« auch im »Hartzfjæld Sandstein« vertreten (Z. d. *Laugeites* (»*Kochina*«) *groenlandica* SPATH), d. h. es würde sich hier um höheres Volgien (Aquilonien) handeln. Der Fund von *Subcraspedites* ex gr *plicomphalus* SOW./*stenomphalus* PAVL. im obersten Niveau (Zyklus IV) zeigt selbst Infravalanginien an.

Im Bereiche der jungjurassischen »Fault Scarps« (am Fusse der westlichen Bruchschollen) jedoch bildeten sich im Volgien Sedimente,

wie sie uns sonst aus Grönland kaum bekannt sind. Infolge der noch andauernden Bewegungen der Einzelschollen (ruckweise Hebungen der westlichen Festlandsblöcke, resp. Absinken des östlichen Sedimentations-troges) kam es hier zu einer bergsturzartigen Sedimentation äusserst grober Kristallinmassen (synorogene Blockfazies) in wirrer Schüttung (vgl. pag. 133—137). Wir haben diese charakteristischen, deuterogenen Ablagerungen, die eine Mächtigkeit von fast 600 m erreichen (Profil an der Rigi, vgl. pag. 73—77), als Rigi-Serie bezeichnet. In den groben Blockbreccien sind naturgemäss keine Fossilien vorhanden, doch findet sich in konglomeratischen Zonen und Sandsteinkomplexen verschiedentlich *Aucella (Buchia) aff. volgensis* LAH. etc.. Der Verfasser hat früher diese grobklastischen Bildungen mit dem hangenden, fossilführenden Valanginiens zusammengefasst und somit als Randfazies des mittleren Valanginiens (Polyptychitan) betrachtet (Lit. MAYNC 1938, 1940); aber auf Grund einer Ammoniten-Aucellen-Fauna des Infravalanginiens im Hangenden der Rigi-Serie am Niesen ist diese Annahme hinfällig geworden.

Vielleicht gelingt es L. F. SPATH, noch eine detaillierte Zonengliederung für die Volgien-Valanginienserie des Niesen (P. 683 m) zu geben, die einen vollständigeren Vergleich mit der oberen »Cape Leslie Formation« A. ROSENKRANTZ 1927 gestatten und vielleicht das Profil von Milne Land noch ergänzen würde. Vorderhand ist jedoch leider eine definitive palaeontologische Bearbeitung dieser interessanten Fauna ausgeschlossen.

Die uns heute zur Verfügung stehenden stratigraphischen Ergebnisse in Jameson und Milne Land ermöglichen eine generelle Rekonstruktion des epirogenetischen Bewegungsbildes und der palaeogeographischen Verhältnisse dieses Küstenstreifens von Ostgrönland.

Es wurde schon erwähnt, dass das von S her transgredierende Liasmeer nach und nach den Kontinentalrand von Jameson Land bis etwa hinauf zur Traill Insel überflutet hat, während sich weiter nördlich das Festland »Neo-Eskimonia« ausdehnte, wo nie marine Jurasedimente abgelagert wurden. Eine Schwelle zweiter Ordnung scheint im nördlichen Jameson Land vorhanden gewesen zu sein (Hebungsfeld), da die verschiedenen Liasstufen im S in dieser Richtung hin auskeilen sollen (vgl. pag. 158 ff.). Mit dem Dogger kam es wieder zu regionalen Hebungen des Kontinentalrandes. Nirgends in Ostgrönland sind uns Sedimente des Bajociens und unteren Bathoniens (Vésulien) bekannt, die grosse Doggertransgression setzt erst mit dem oberen Bathonien-Callovien ein. Zu diesem Zeitpunkt war demnach Ostgrönland wieder in Senkung begriffen, so dass das Doggermeer ausgestreckte Gebietsteile davon in Besitz nehmen konnte. Die allgemeine negative Tendenz (Inundation) des labilen Küstenstreifens dauerte lange Zeit an (Ab-

lagerung der mächtigen Schieferserie des Kimeridgiens). Mit dem Einsetzen des obersten Kimeridgiens aber fand eine allgemeine Meeresregression statt, welche durch die im Nordgebiet besonders ausgeprägten, jungkimmerischen Bewegungen (Bruch-Orogenese) verursacht wurde. Während aber dieselben im N viel stärker waren, so dass das ganze Gebiet (mit Ausnahme eines »Fjordes« im inneren Wollaston Forland) trockengelegt wurde, war die Hebung im S mehr epirogenetischer Natur und erfolgte hier ganz allmählich und ruhig. Nirgends finden wir hier Spuren einer tektonischen Diskordanz, von plötzlichen Emersionen oder irgendwelche Ablagerungen vom Typus unserer synorogenen Rigi-Serie, vielmehr ist das Volgien durch glaukonitische Sandsteine mit Phosphorit-Konkretionen und glimmerreiche sandige Tonschiefer mit eisenschüssigen Konkretionen vertreten, d. h. durch Sedimente, die eine normale Faziesumkehr dokumentieren (Abschluss der regressiven Phase des Jura-Zyklus'). Überall ist die Fazies des Volgiens noch marin bis lagunär, worauf ja neben den Fossilien auch der Glaukonitgehalt hinweist¹⁾.

Der hangende, grobkörnige »Hartzfjæld Sandstein« mit rhythmischer Schichtung, Pflanzenresten und angebohrtem Holz wird z. T. schon als lagunäre Fazies des Infravalangiens betrachtet (vgl. pag. 178), das im südlichen Jameson Land durch Sandsteine und sandige, glimmerreiche Schiefer mit kalkigeren Fossilbänken repräsentiert wird (Lit. ALDINGER 1935), d. h. durch Sedimente, die faziell wie bionomisch unseren Unteren Niesen-Schichten von Wollaston Forland entsprechen. Wie H. ALDINGER (op. cit.) ausgeführt hat, müssen wir im obersten Volgien-Infravalangien von Milne Land schon wieder mit Senkungstendenzen rechnen, da der durchwegs marin-lagunäre »Hartzfjæld Sandstein« doch eine Mächtigkeit von 330 m besitzt und die Ablagerungstiefe der liegenden »Glaukonitserie« viel geringer war.

Mit diesen Ablagerungen schliesst die mezosoische Schichtreihe des

¹⁾ Die eingehende Untersuchung von E. GALLIHER WAYNE (1935) hat überzeugend bewiesen, dass Glaukonit ein Umwandlungsprodukt von Biotit darstellt, indem durch chemische Prozesse (Oxydation, Hydrierung) eine neue Verbindung entsteht unter gleichzeitiger Strukturänderung, Volumenzunahme und Verringerung des spezifischen Gewichtes. Während dieser sehr langsam vor sich gehenden Genese des Glaukonites besteht ein »Gleichgewicht« zwischen beiden Mineralien in dem Sinne, dass mit Zunahme der Glaukonitsedimentation die Menge des sedimentierten Biotits abnimmt und *vice versa*. An rezentem Material konnte E. GALLIHER WAYNE alle Übergänge und somit die verschiedenen Stadien der Umwandlung von Biotit in Glaukonit beobachten. In unmittelbarer Nähe des kristallinen Hinterlandes wird vorwiegend Biotit sedimentiert, während Glaukonit in grösserer Entfernung in einer Meerestiefe von 10—90 m zum Absatz gelangt (Lit. GALLIHER WAYNE 1935).

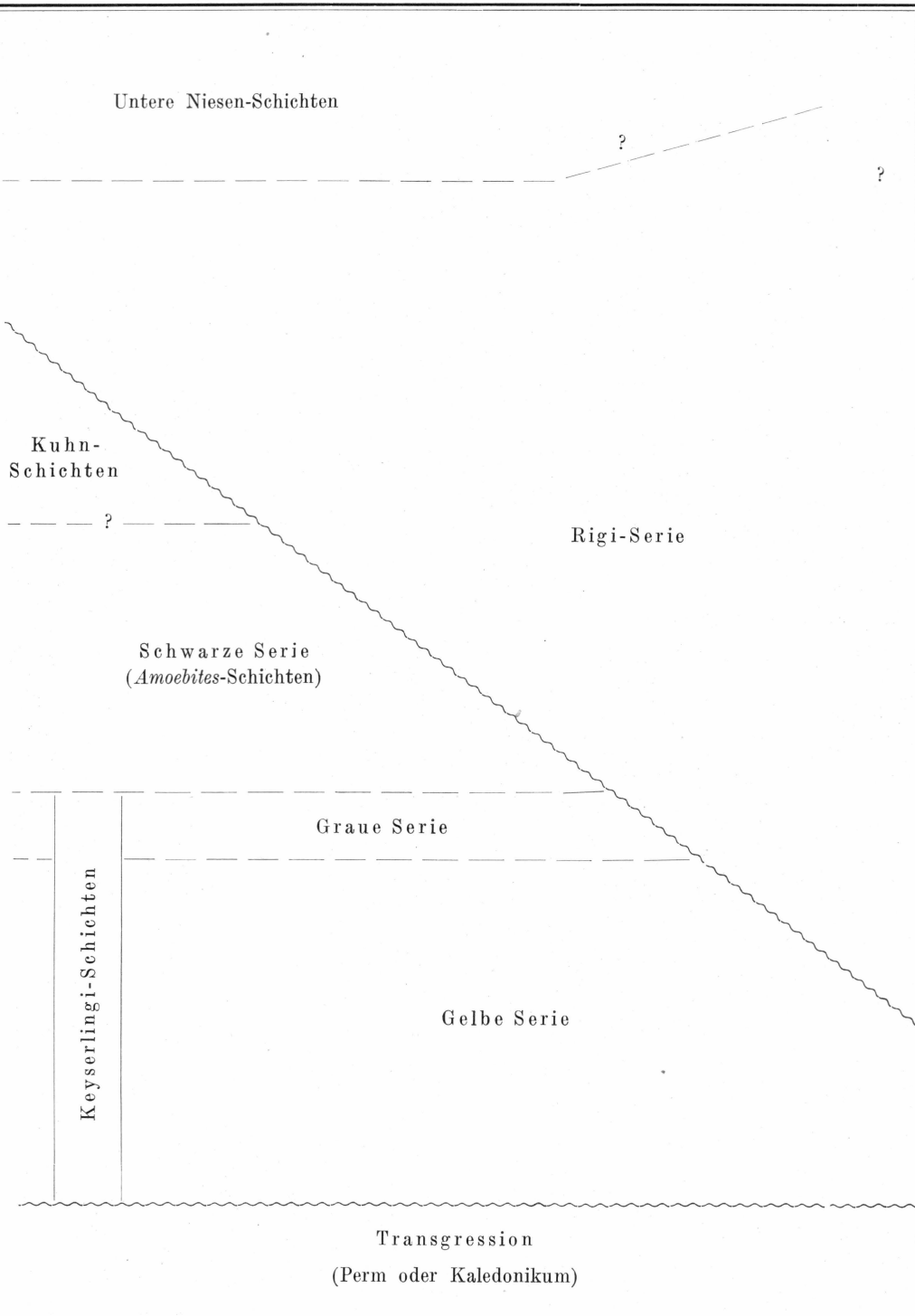
Die Ablagerungstiefe der »Glaukonitserie« von Milne Land wird von H. ALDINGER auf weniger als 50 m angegeben (Lit. ALDINGER 1935), was somit ganz mit den Resultaten E. GALLIHER WAYNE's übereinstimmt.

Gliederung der Jurabildungen Ostgrönlands und Stratigraphie de

vorw. nach L. F. SPATH 193

Infravalanginien-Rjasanien		<i>Berriassellidae</i> <i>Subcraspedites groenlandicus</i> SPATH etc. <i>?Titanites sp.</i> , <i>Craspedites ferrugineus</i> SPATH, <i>Craspedites leptus</i> SPATH, — <i>sp. ind. (aff. fragilis TRAUTSCH.)</i>	<i>Aucella (Buchia)</i> <i>volgensis</i> LAH., <i>A. (B.) fischeriana</i> D'ORB., <i>A. (B.)</i> <i>terebratuloides</i> LAH. usw.
Portlandien	/Aquilonien (oberes Volgien)	<i>Laugeites (»Kochina«) groenlandica</i> SPATH	
	Unteres Volgien	<i>Crendonites lesliei</i> SPATH u. a. Arten <i>Behemoth groenlandicus</i> SPATH <i>Pavlovia (Epipallasiceras) sp. div.</i> — <i>(Pallasiceras) sp. div.</i> — <i>(Dorsoplanites) sp. div.</i> <i>Pectinatites aff. eastlecottensis</i> SALF. — <i>aff. tricolulatus</i> BUCKM. — <i>(Keratinites) aff. devillei</i> DE LOR. — — <i>cf. boidini</i> DE LOR. — — <i>groenlandicus</i> SPATH <i>Pavlovia (Paravirgatites) sp.</i>	
Neo-Kimeridgien		<i>?Subdichotomoceras (?Sphinctoceras) sp.</i> <i>?Subplanites sp.</i> , <i>?Virgatosphinctoides sp. ind.</i>	
? Meso-Kimeridgien		<i>Hoplocardioceras decipiens</i> SPATH <i>Euprionoceras kochi</i> SPATH <i>Amoebites sp. (ex gr kitchini SALF.)</i> <i>Rasenia borealis</i> SPATH — <i>orbigny</i> TORNQ., ferner <i>Aucella (Buchia) bronni</i> LAH. u. a. Species	
Eo-Kimeridgien		<i>Amoeboceras alternans</i> VON BUCH <i>(Amoeboceras) Prionodoceras sp. div.</i> <i>Pseudomonotis braamburiensis</i> SOW. <i>Macrodon (Parallelodon) keyserlingi</i> D'ORB., u. a. Lamellibranchiaten	
Argovien (Neo-Oxfordien)			
? Eo-Oxfordien (Divésien)		?	
Oberes Mittleres Unteres	} Callovien	<i>Seymourites</i> -Zone	
		<i>Arcticoceras</i> -Zone	
Oberes Bathonien		<i>Arctocephalites</i> -Zone <i>Cranocephalites</i> -Zone	<i>Macrocephalites</i> - Schichten
<p>Transgression (Rhaeto-Lias, Trias, Perm oder Kaledonikum)</p>			

ördlichen Gebietes zwischen der Clavering und der Kuhn Insel.
1935b, 1936 und dem VERFASSEN).



Scoresby Sund-Gebietes ab¹⁾), während im Nordgebiet marine Kreidesedimente in grosser Verbreitung vorkommen. Diese Tatsache zeigt eindrücklich, dass wir in dem labilen Küstenstreifen des ostgrönländischen Kontinentalrandes nicht mit einer Uniformität der Krustenbewegungen in den verschiedenen Regionen rechnen dürfen, sondern dass sich im Laufe der geologischen Geschichte in Ostgrönland immer wieder Gebiete mit Individual-Bewegungen herausdifferenziert haben (vgl. auch Lit. ROSENKRANTZ 1929, FREBOLD 1933 b, MAYNC 1940).

¹⁾ H. STAUBER gibt allerdings auf seiner Kartenskizze von Jameson Land in der Umgebung von Kap Hooker noch »?Unterkreide« an, doch ist nirgends angegeben auf was für Daten sich diese Altersbestimmung stützt (Lit. STAUBER 1939).

IV. ÜBER DIE BEZIEHUNGEN DES JURA OSTGRÖNLANDS MIT ANDEREN BOREALEN JURAVORKOMMEN

Zur allgemeinen Ergänzung und um zu zeigen, dass die Jurasedimente Ostgrönlands nicht etwa lokale, sondern randliche Bildungen der borealen Geosynklinale darstellen, sollen kurz einige arktische Juravorkommen gestreift werden. Dabei sei besonders auf die Lückenhaftigkeit dieser summarischen Besprechung hingewiesen, die als Folge des im Vorwort dieser Abhandlung erwähnten Mangels an Literatur entschuldigt werden möge.

Leider ist es heute noch ungemein schwierig die marinen Jurabildungen Ostgrönlands und ihre z. T. gut bekannte Fauna mit entsprechenden Schichten der übrigen Arktis, Russlands usw. zu vergleichen. Viele boreale Faunen sind entweder nur ungenügend bekannt oder selbst fehlerhaft bestimmt worden, so dass Korrelationen *a priori* den Stempel der Unsicherheit tragen müssen. Über verschiedene Vorkommen und ihr Alter kann man sich heute noch kein deutliches, homogenes Bild machen und sollte sich aus diesem Grunde hüten »definitive« Parallelen mit weit abgelegenen Regionen zu ziehen.

Wenn möglich sollte man deshalb vermeiden, zu stratigraphisch-faunistischen Vergleichen irgendwelche früher in der Literatur beschriebenen Faunen heranzuziehen. Infolge der zweifelsohne *ad absurdum* geführten Spezialisierung und des Namenchaos in der heutigen palaeontologischen Nomenklatur müssen (und sollten!) aber beispielsweise Ammonitenbestimmungen einzig noch dem Spezialisten vorbehalten bleiben, damit die Einheitlichkeit der Auffassung gewahrt ist. Dasselbe gilt auch für die russo-borealen Aucellenfaunen. Die gesamte mesozoische Fauna der Arktis müsste demnach zuerst von einem Gesichtspunkte aus revidiert werden, bevor sichere Parallelen gezogen werden können.

Wenn nun der Verfasser nachstehend trotzdem einige andere boreale Juravorkommen in Betracht zieht, so soll dies nicht etwa geschehen, um dieselben genau chronologisch zu korrelieren; das scheint uns heute noch unmöglich. Nein, diese Ausführungen sollen einzig darlegen, dass

der ganze Habitus und Charakter der erwähnten Faunen derjenigen Ostgrönlands nahesteht, und dass Ostgrönland im jüngeren Mesozoikum als Randgebiet der weiträumigen arktischen Geosynklinale aufgefasst werden muss. Dass demnach die Geschichte Ostgrönlands gleichermaßen nur ein Kapitel aus der Geschichte des mesozoischen Arktiks darstellt.

Spitzbergen.

Auf Spitzbergen kennt man als älteste Juraschichten geringmächtige Konglomerate über der oberen Trias, die oberliasische Fossilien führen (Toarcien). H. FREBOLD citiert aus diesen Bildungen, die sowohl im Bereiche des Eisfjordes wie an der Ostküste (Storfjord) nachgewiesen wurden, die nachstehende Fauna. Bei den mit * versehenen Formen handelt es sich um solche, die ebenfalls aus Ostgrönland bekannt geworden sind.

- | | | | |
|---|---|---|--|
| | | | <i>Harpoceras (Pseudolioceras) cf. compactile</i> SIMPS. |
| | — | — | <i>pumilum</i> BUCKM. |
| | — | — | <i>eseri</i> OPP. |
| * | — | — | <i>cf. beyrichi</i> SCHLOENB. |
| * | — | — | <i>cf. württembergi</i> DENCKM. |
| | — | — | <i>sp. ind.</i> |

Grammoceras cf. saemanni DUM.

Dactylioceras annuliferum SIMPS.

Coeloceras polare FREB.

Belemnites sp.

**Lingula beani* PHILL.

Pecten aff. barbatus SOW.

Lima cf. duplicata SOW.

Inoceramus cf. dubius SOW.

Leda cf. diana D'ORB.

Nucula sp.

**Gresslya abducta* PHILL.

Pleuromya liasina ROEM.

?*Ceromya aff. caudata* DUM.

Pholadomya sp.

Trigonia sp.

(Lit. FREBOLD 1935 b).

Irgendwelche Aequivalente älterer Doggerbildungen, wie beispielsweise oberes Bathonien, das mit den *Cranocephalites*- und *Arctocephalites*-Zonen in König Karl Land, Franz Joseph Land, Novaya Zemlya, Sibirien und auch in Ostgrönland vertreten ist, scheinen in Spitzbergen zu fehlen. Dagegen sind Ablagerungen des Calloviens (mit *Macrocephalites*) verbreitet (Lit. ROSENKRANTZ 1929), die allgemein in einer Schie-

ferfazies repräsentiert sind. Weiterhin soll unteres Oxfordien (Divésien) mit *Cardioceras cordatum* Sow. vorhanden sein, und Argovien-Unterkimeridgien ist in einer pelitischen Fazies vom Typus der ostgrönländischen Schwarzen Serie nachgewiesen. Auch unteres Volgien ist vorhanden.

Aus dem bekannten Festungsprofil an der Südküste des Eisfjordes, wo ein ausgezeichnetes Profil durch die mesozoische Schichtreihe vom Callovien bis ins Aptien aufgeschlossen ist, sind die nachstehend angeführten Faunen beschrieben worden. Das Alter der Niveaux 0—1 ist noch fraglich, während 2—3 auf Callovien weisen. Horizont 4 dürfte Argovien/Eo-Kimeridgien repräsentieren, die Niveaux 5—9 sicher Eo-Kimeridgien. Ob 10—16 noch Kimeridgien oder schon Volgien vertreten, ist noch unentschieden, erst die Niveaux 17—19 (und wahrscheinlich noch 20) deuten mit Sicherheit auf die untere Wolgastufe. Höher finden sich noch Infravalanginien/Rjasanien, Valanginien und schliesslich Aptien (Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931, FIEBOLD & STOLL 1937).

1 Die Horizonte 2—3 (Callovien) haben die folgenden Fossilien geliefert:

- Cadoceras cf. frearsi* KRENKEL
- ?*Quenstedticeras mariae* D'ORB.
- Quenstedticeras cf. keyserlingi* SOK.
- ex gr *keyserlingi* SOK. oder *lamberti* Sow.
- Macrodon mylii* BOD. (non RAVN)
- Cucullaea sp. aff. concinna* PHILL.
- **Pecten (Entolium) cf. demissum* PHILL.
- ?*Pecten sp.*
- ?*Perna sp.*
- Fischreste.

Bei Kap Delta (westlich der Sassen Bay) wurden weiterhin

- **Kepplerites (Seymourites) svalbardensis* SOK. & BOD.¹⁾
- * — — *aff. tychonis* RAVN und
- **Cadoceras cf. crassum* MADSEN gefunden.

(Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931).

Aus Niveau 4 des Festungsprofils stammen

- Cardioceras aff. cordatum* Sow.
- **Amoeboceras (Priondoceras) alternoides* NIK.
- *nathorsti* LUNDGR.
- * (= *Amoeboceras (Euprionoceras) kochi* SPATH

¹⁾ = *Macrocephalites cf. evolutus* FIEB. (non QUENST.).

- **Amoeboceras cf. alternans* VON BUCH
 — *spp.*
 **Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH.
 **Pecten (Entolium) nummularis* D'ORB.
 * — — *demissum* PHILL.
 ?* — — *spitzbergensis* LUNDGR.
Oxytoma cf. inaequalis SOW.
Astarte cf. depressoides LAH.
 — *cf. pumila* SOW.
 — *sp.*
Pholadomya sp.
 ?*Limea sp.*
Belemnites sp.

Die Niveaux 5—9 haben folgende Fauna des Eo-Kimeridgiens geliefert:

- Amoeboceras nathorsti* LUNDGR.
 * (= *Amoeboceras (Euprionoceras) kochi* SPATH
 * — (*Amoebites) cf. kitchini* SALF.
 **Aucella (Buchia) bronni* LAH.
 — — *cf. bronni* LAH.
 — — *cf. tschernyschewi* SOK.
 — — *cf. lindströmi* SOK.
 * — — *rugosa* FISCHER (?)
 — — *cf. orbicularis* HYATT
 — — *spp.*
 **Oxytoma expansa* PHILL.
 — *cf. inaequalis* SOW.
 **Pecten (Entolium) cf. nummularis* D'ORB.
 * — (*Camptonectes) cf. lens* SOW.
Astarte depressoides LAH.
Goniomya rhombifera GOLDF.
 — *cf. rhombifera* GOLDF.
Leda cf. argoviensis MOESCH
 **Modiola cf. strajeskiana* D'ORB.
Corbicella cf. subangulata LYC.
Acroteuthis cf. puzosi D'ORB., und ferner
Pholadomya sp., ?*Leda sp.*, *Lima sp.*, ?*Limea sp.*, ?*Pseudo-*
monotis sp., *Macrodon sp.*, *Unicardium sp.*, *Modiola sp.*, ?*Cor-*
bicella sp. und *Belemnites spp.*

Ausserdem werden aus dem Eo-Kimeridgien Spitzbergens die folgenden Formen citiert:

- * *Amoeboceras cf. alternans* VON BUCH
 — *sokolovi* BOD.
 — *grumanticus* BOD.
 * — (*Hoplocardioceras*) *decipiens* SPATH
 (= »*Aspidoceras*« fide H. FREBOLD)

Rasenia uralensis D'ORB.

— *sp.*

* *Aucella (Buchia) bronni* LAH. var. *lata*

* — — *cf. reticulata* LUNDGR.

* — — *kirghisensis* SOK.

Cucullaea contracta PHILL.

* *Macrodon (Parallelodon) cf. keyserlingi* D'ORB.

* *Pleuromya peregrina* D'ORB.

Arca sp.

Discina sp.

(Lit. ROSENKRANTZ 1929, FREBOLD 1935 b, FREBOLD & STOLL 1937, SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931, SPATH 1935 b).

Südlich des Aldegonda-Gletschers (Hecla Hafen) wurden gefunden

? *Cardioceras sp.*

Perisphinctes sp.

* *Aucella (Buchia) bronni* LAH.

Pecten (Chlamys) pertextus ETAL. var. *densiradiata* SOK. & BOD.

? *Leda sp.*,

Formen, die auf tieferes Kimeridgien hindeuten (Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931).

Entgegen der älteren Auffassung (A. G. NATHORST, I. POMPECKJ) hält L. F. SPATH das Auftreten von *Aulacostephanus* (u. a. *A. cf. subeudoxus* PAVL.) in Spitzbergen für nicht bewiesen (Lit. SPATH 1935 b).

Aus den Schichten 10—16 (Kimeridgien oder unteres Volgien) des Profils am Kap Festning werden folgende Formen namhaft gemacht:

Aucella (Buchia) cf. ? bronni LAH.

Pecten (? *Aequiptecten*) *validus* LINDSTR.

— — *cf. validus* LINDSTR.

* — (*Camptonectes*) *cf. lens* SOW.

* — (*Entolium*) *nummularis* D'ORB.

— — *cf. nicoleti* ETAL.

Macrodon cf. inornatum MEEK & HAYD.

Cyprina inconspicua LINDSTR.
Pleuromya cf. unioniformis MORR. & LYC.
 ?*Solenomya hoeli* BOD.
Corbicella cf. subangulata LYC.
Isocyprina simplex ARKELL
Isodonta cf. triangularis PHILL.
Turritella cf. novosemljajae TULLB., ferner
Aucella (Buchia) sp., *Oxytoma sp.*, *Cucullaea sp.*, ?*Inoceramus*
sp., *Pholadomya sp.*, *Pleuromya sp.*, *Astarte sp.*, ?*Unicardium*
sp., ?*Macrodon sp.*, ?*Cyprina sp.*, *Pseudomonotis sp.*, ?*Cor-*
bicella sp., *Lingula sp.*, *Belemnites spp.*

Die Horizonte 17—19 führen eine Fauna des unteren Volgiens:

Virgatites cf. scythicus VISCHN.
 («*Provirgatites*» (*Zaraiskites*) *scythicus* VISCHN.)
 — — — *aff. scythicus* VISCHN.
Pavlovia (Dorsoplanites) aff. panderi D'ORB.
Perisphinctes cf. ?polygyratus PAVL¹⁾
 — *sp.*
Aucella (Buchia) pallasii KEYS.
 * — — — (= *A. (B.) mosquensis* VON BUCH)
 — — — *lindströmi* SOK.
 — — — *cf. ?lindströmi* SOK.
 — — — *sp.*
 * — — — *fischeriana* D'ORB.
 ?**Lucina cf. substriata* ROEM.
 — *sp.*
Nucula isfjordica BOD.
 **Astarte ?alta* RAVN
Isocyprina simplex ARKELL, sowie *Pecten sp.*, *Pseudomonotis*
sp., *Pleuromya sp.*, *Quenstedtia sp.*, ?*Leda sp.*, ?*Plectomya*
sp., ?*Corbicella sp.*, ?*Solecurtus sp.*, und *Scurria sp.*

Während das Auftreten von *Subcraspedites sp. cf. subpressulus* BOG. schon auf Rjasanien hinweist, muss Niveau 20 wegen des Vorkommens von »*Provirgatites*» *scythicus* VISCHN., ?*Virgatites sp.* und *Aucella (Buchia) mniovnikensis* PAVL. doch noch ins Volgien gestellt werden. Aus diesem Horizont stammt die folgende Fauna:

¹⁾ Nach L. F. SPATH gehören die meisten aus dem unteren Volgien Spitzbergens beschriebenen *Perisphinctidae (Pavlovinae)* zur Gattung *Dorsoplanites* (SEMENOV), die im ostgrönländischen Oberkimeridgien-Volgien mit zahlreichen Arten vertreten ist (Lit. SPATH 1936).

- Subcraspedites* sp. cf. *subpressulus* BOG.
 »*Provirgatites*« *scythicus* VISCHN.
 ? *Virgatites* sp.
Aucella (*Buchia*) *mniiovnikensis* PAVL.
Nucula isfjordica BOD.
 — cf. *isfjordica* BOD.
Pecten (*Aequipecten*) cf. *arachnoideus* BOD., und weiterhin
Aucella (*Buchia*) sp., *Oxytoma* sp., *Pleuromya* sp., ?*Isocy-*
prina sp., ?*Corbicella* sp., *Pecten* sp., *Pseudomonotis* sp., *Ana-*
tina sp., *Scurria* sp. und ?*Pentacrinus* sp..

Bei der Sassen Bay kommt unteres Volgien vor, mit

- **Pavlovia* (*Dorsoplanites*) aff. *panderi* D'ORB.
 **Aucella* (*Buchia*) *mosquensis* VON BUCH
 * — — *rugosa* FISCHER
 — — *bononiensis* PAVL.
Dentalum (? *Ditrupa*) sp.,

und aus einem etwas höheren Niveau stammen

- Aucella* (*Buchia*) *russiensis* PAVL.
Pecten (*Aequipecten*) aff. *arachnoideus* BOD.

(Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931).

L. F. SPATH hat übrigens von Spitzbergen *Craspedites* cf. *nodiger* (EICHW.) NIK. bestimmt (vgl. Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931), eine Form die auf oberes Volgien deuten würde.

Auf der norwegischen Insel Andøy (Lofoten) findet sich ein Relikt von mesozoischen Sedimenten in typisch borealer Fazies, die demnach den Beweis erbringen, dass das arktische Meer zur Jurazeit hier über die alten, eingeebneten Granite hinweggegriffen hat.

Die mehrere hundert Meter mächtige Schichtserie ruht dem Kristallin auf. An der Basis treten etwa 60 m mächtige, z. T. psephitische Sandsteine mit Pflanzenresten und Kohlenflözen sowie bituminösen Schieferzonen auf. Im unteren Teil der mindestens 300 m mächtigen Sandsteinserie finden sich

- Gryphaea dilatata* SOW.
Lima sp.
Pecten stewartianus LUNDGR.
 * — (*Entolium*) *nummularis* SOK.
 ? *Astarte* sp.

- ?*Pholadomya opiformis* TRAUTSCH.
Perisphinctes sp.
 **Amoeboceras alternans* VON BUCH
 **Rasenia* sp.
Belemnites sp.,

die das Alter der Serie als Oxfordien-Kimeridgien bestimmen.

Höheres Kimeridgien soll durch *Aulacostephanus cf. groenlandicus* RAVN angezeigt sein, während *Pavlovia nikitini* MICH. Volgien andeutet. Höheres Volgien (Aquilonien) wird durch *Aucella (Buchia) fischeriana* D'ORB., *A. (B.) terebratuloides* LAH. u. a. belegt, darüber folgt Valanginien (Lit. SOKOLOV 1912, vgl. FREBOLD 1932 b, 1935 b, ROSENKRANTZ 1929, SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931).

König Karl Land (östliches Svalbard Archipel).

Ein schönes und fossilreiches Profil findet sich am Nordenskjöld Bjærg.

Über einem hellen Sandsteinkomplex noch fraglichen Alters (jüngere Trias?) folgen Sandsteine, die auf Grund des Vorkommens von *Pseudomonotis echinata* Sow. ins »untere Bathonien« verwiesen worden sind¹. Da jedoch die genannte Art in England z. B. ganz allgemein im Cornbrash häufig vertreten ist (vgl. Lit. DAVIES MORLEY 1929), kann es sich auch in König Karl Land um jüngere Horizonte handeln, besonders da die hier gefundene Begleitfauna eher auf solche deutet. Die folgenden Formen werden von H. FREBOLD citiert (Lit. FREBOLD 1935 b):

- **Pseudomonotis braamburiensis* Sow.
Pteroperna emarginata MORR. & LYC.
Perna aff. isognomonides STAHL
Ostrea sp.
 **Pecten (Camptonectes)*, ex gr *lens* Sow.
Modiola nov. sp.
Placunopsis nov. sp.
Lima cf. semicircularis GOLDF.
Rhynchonella sp.
Patella sp.

¹) *Pseudomonotis echinata* Sow. ist übrigens früher von A. ROSENKRANTZ aus kalkigen Arkosen des Sandstendalen (südwestliches Wollaston Forland) angeführt worden, d. h. aus Bildungen, die zu unserer Gelben Serie (oberes Bathonien-Argovien) gehören (Lit. ROSENKRANTZ 1932).

Natica globosa MORR. & LYC.
Terebratula ventricosa DESH. usw..

Diese Muschelfauna weist Anklänge auf an diejenige aus unserer Gelben Serie, wo ja *Pseudomonotis braamburiensis* SOW. ungemein häufig auftritt. *Pecten (Camptonectes) lens* SOW. wird von H. FREBOLD aus dem »Callovien-Oxfordien« von Hochstetter Forland, *Pecten (Camptonectes) aff. lens* SOW. von L. F. SPATH aus dem Neo-Oxfordien (Argovien) von Milne Land citiert (Lit. FROBOLD 1932 b, SPATH 1935 b).

Des Weiteren wurde hier oberes Bathonien-Callovien festgestellt, mit

- **Arctocephalites* (SPATH)
 (*Arcticoceras ishmae* KEYS. var. *arctica* NEWT.)
- Cadoceras ex gr stenolobum* NIK.
 — *ex gr tschefkini* D'ORB.
- **Pachyteuthis* (? *Cylindroteuthis*) *subextensus* NIK./*panderi* D'ORB.
Cucullaea sp.
Leda cf. *nuda* KEYS.
Pecten sp.
Ostrea sp.
Terebratula sp.
Serpula gordialis GOLDF..

Ein in der Literatur citierter

Quenstedticeras lamberti SOW.

würde auf Eo-Oxfordien (Divésien) hindeuten.

Argovien-Unterkimeridgien wird durch

- ?**Aucella (Buchia) cf. solodurensis* DE LOR.
 (? = *A. (B.) bronni* LAH. var. *lata* TRAUTSCH.)

nachgewiesen. Am Tordenskjöld Bjærg wurden ferner

- **Amoeboceras nathorsti* LUNDGR. var. *robusta* POMP. und
Amoeboceras sp. gefunden.

Aus dem unteren Volgien werden angeführt

- **Aucella (Buchia) mosquensis* VON BUCH
- * — — *rugosa* FISCHER
- — *cf. mniövnikensis* PAVL.
- — *cf. orbicularis* HYATT
- Pecten (Camptonectes) cf. suprajurensis* BUV.
- — *cf. striatopunctatus* ROEM.

**Pecten (Entolium) demissum* PHILL.
Cylindroteuthis cf. absolutus FISCHER

(Lit. FREBOLD 1935 b).

Franz Joseph Land (Fridtjof Nansen Land).

Von der Northbrook Insel (Kap Flora) werden geringmächtige Tone mit *Pseudomonotis jacksoni* POMP., **Lingula beani* PHILL. und **Discina reflexa* SOW. von J. F. POMPECKJ (1900) ins untere Bajocien verwiesen (vgl. Lit. FREBOLD 1935 b). Nirgends im Schelfgebiet der Barents See sind sonst entsprechende Schichten vorhanden, sie fehlen auch in Ostgrönland. In wie weit *Pseudomonotis jacksoni* POMP. als Leitform des Bajociens betrachtet werden kann, entzieht sich der Kenntnis des Verfassers. Die beiden anderen Formen, *Lingula beani* PHILL. und *Discina (Orbiculoidea) reflexa* SOW. sind jedenfalls in Ostgrönland in jüngeren Bildungen vertreten (»Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929, vgl. pag. 163); die erwähnte Art von *Lingula* kommt andererseits auch im Toarciem Südostgrönlands vor (vgl. Lit. KOCH 1935).

Im gleichen Profil findet sich höher eine Fauna des oberen Bathonien-Calloviens, mit

**Arctocephalites* (SPATH)

(*Arcticoceras ishmae* KEYS. var. *arctica* NEWT.)

Arctocephalites koettlitzii POMP.

— *pila* NIK.

Cadoceras frearsi (D'ORB.) NIK.

— *sp.*

Belemnites sp.

Serpula flaccida GOLDF.

(Lit. SPATH 1932, FREBOLD 1935 b).

Mittleres Callovien wird angezeigt durch

Cadoceras tschefkini D'ORB.

— *stenolobum* (KEYS.) NIK.

— *sp.*

— (*Pseudocadoceras*) *nanseni* POMP.

**Pachyteuthis* (?*Cylindroteuthis*) *m. f. subextensus* NIK./*panderi*
 D'ORB.

Pseudomonotis cf. ornati QUENST.

Pecten lindströmi TULLB.

* — (*Entolium*) *cf. demissum* PHILL.

?*Lima cf. duplicata* GOLDF.

Leda cf. nuda KEYS.

**Macrodon schourovskii* ROUILL..

Quenstedticeras vertumnum SINZ. und *Q. lamberti* SOW. sprechen für unteres Oxfordien (Lit. SPATH 1932).

So viel bekannt ist, fehlen alle jüngeren Jurabildungen auf Franz Joseph Land, und nirgends kommen die sonst im Arktikum so weit verbreiteten dunklen Schiefer mit *Amoeboceras* und Aucellen vor. Das Callovien wird vielmehr direkt von unterkretazischen, pflanzenführenden Bildungen überlagert, die man als Aequivalent des sog. »Festungssandsteins« Spitzbergens betrachtet (Lit. FREBOLD 1935 b). Immerhin scheint doch die Möglichkeit des lokalen Vorhandenseins jüngerer Juraschichten (oder Valanginien?) zu bestehen, da z. B. V. N. OGNEV von der Hooker Insel noch »Portlandien« anführt, mit *Perisphinctes* sp., *Polyptychites* sp. und verschiedenen Species von *Pachyteuthis* (Lit. OGNEV 1933).

Novaya Zemlya.

Anstehendes Mesozoikum ist auf Novaya Zemlya nicht nachgewiesen, die unten angeführten Jurafossilien entstammen losen Geschieben, die meistens in der Region der Matotschkin Strasse gefunden wurden.

Bathonien-Callovien wird durch *Macrocephalitidae* und *Cadoceratinae* angezeigt. So sind beschrieben worden

**Cranocephalites pompeckji* MADSEN

**Arctoccephalites* (*Arcticoceras ishmae* KEYS. var. *arctica* NEWT.)

Arcticoceras ishmae KEYS.

Cadoceras nikitini SOK.

— *tschefkini* D'ORB.

Quenstedticeras keyserlingi SOK.

— *mariae* D'ORB.

— *holtedahli* SALF. & FREB.

**Pecten* (*Entolium*) *demissum* PHILL.

**Pleuromya peregrina* D'ORB.

(Lit. FREBOLD 1930, 1935 b, BODYLEVSKY 1936 b).

H. FREBOLD hat weiterhin einen *Cardioceras* als

Cardioceras excavatum SOW. var. *arctica* PAVL.

bestimmt, der auf Eo-Oxfordien deuten würde, findet sich doch die genannte Art in Nordsibirien zusammen mit *Cardioceras cordatum* SOW. (Lit. FREBOLD 1930, 1935 b). Nach L. F. SPATH dürfte es sich bei dieser Form jedoch um

**Amoeboceras* (*Prionodoceras*) aff. *alternoides* NIK.

handeln, also um oberes Oxfordien (Argovien).

Ein in der Literatur erwähnter

Cardioceras cf. nathorsti LUNDGR. (fide H. FREBOLD 1930)

gehört in die Gruppe des

**Amoeboceras (Prionodoceras) serratum* SOW./*prionodes* BUCKM.
(Lit. SPATH 1935 b).

Von Pomorskaya wird überdies eine sehr kleine Species,

Cardioceras subtilicostatum PAVL.,

genannt, eine Form aus der letzten Gruppe der *Amoeboceraten* (*Amoeboceras* ex gr *anglicum* SALF.), die L. F. SPATH (op. cit.) in einem neuen Subgenus *Nannocardioceras* (SPATH) vereinigt. Diese Art dürfte schon auf oberes Kimeridgien hindeuten.

Von der Besimennaya Bucht führt S. A. TULLBERG (1881) aus einem braunen Sandstein neben »*Ammonites alternans* VON BUCH« »*Aucella (Buchia) mosquensis* VON BUCH« an, wodurch oberes Kimeridgien-Volgien angezeigt würde. A. P. PAVLOV hat jedoch gezeigt, dass es sich um *Aucella (Buchia) sinzovi* PAVL. handelt, einer Form des tieferen Kimeridgiens (vgl. Lit. FREBOLD 1930).

Unteres Volgien konnte bis heute auf Novaya Zemlya nicht nachgewiesen werden, dafür aber ist die obere Wolgastufe (Aquilonien) entwickelt, die sonst im arktischen Juragebiet meistens zu fehlen scheint. Nach Y. I. BODYLEVSKY führen lose, bituminöse Kalkblöcke aus der Region der Skodde Bucht, von Pankova Zemlya und am Pankovaya Fluss *Craspeditidae* aus der Zone des *Kachpurites (Neumayria) fulgens* (TRAUTSCH.) NIK. (unterste Zone des oberen Volgiens) sowie *Aucella (Buchia) obliqua* TULLB., *A. (B.) subuncitoides* PAVL., *A. (B.) andersoni* PAVL. usw. (Lit. BODYLEVSKY 1936 a, 1936 b). S. A. TULLBERG'S »*Aucella keyserlingi forma obliqua*« ist nach A. P. PAVLOV (1907) mit *Aucella (Buchia) terebratuloides* LAH. zu identifizieren (vgl. Lit. FREBOLD 1930).

Einen von S. A. TULLBERG 1881 als *Craspedites okensis* D'ORB. bestimmten Ammoniten von der Skodde Bucht hat H. FREBOLD als *Craspedites cf. fragilis* TRAUTSCH. beschrieben, wodurch höheres Aquilonien (Z. d. *Craspedites subditus* TRAUTSCH.) angezeigt ist (Lit. FREBOLD op. cit.). Diese Form aus Novaya Zemlya stimmt nach L. F. SPATH übrigens ganz gut überein mit *Craspedites sp. ind.* aus dem oberen »Hartzfjæld Sandstein« von Milne Land (Lit. SPATH 1936).

Sibirien.

Die nachstehend skizzierten Juravorkommen Sibiriens und ihre Faunen sollen die Beziehungen zum ostgrönländischen Jura verdeut

lichen; es ist jedoch selbstverständlich, dass diese kurzen Ausführungen keinerlei Anspruch auf Vollständigkeit machen können oder wollen.

Das boreale Jurameer hat nur mit flachen Transgressionen von den Randregionen des gewaltigen sino-siberischen Kontinentes («Angara Land» E. SUESS') Besitz ergriffen, genau wie es über Teile des ostgrönländischen Kontinentalrandes hinweggegriffen hat. Aus diesem Grunde kommen marine Jurasedimente mit Ausnahme einzelner, relativ weit nach S fingernder Becken und Arme (Ob, Becken der Lena und des Wilui) nur saumförmig längs der heutigen Eismeerküste vor. Ausserdem fanden diese Überflutungen nicht überall gleichzeitig statt, so dass z. B. mariner Lias nur im Lena-Wilui Becken vorhanden und sonst anscheinend nirgends zur Ablagerung gelangt ist (Lit. OBRUTSCHEW 1926).

Weiter im Inneren ist der Jura in einer kontinentalen, lokal kohleführenden Fazies entwickelt (Becken von Kusnezsk—Minussinsk-Krasnoviarsk—Irkutsk, Region des Baikalsees, östliches Transbaikalien, Amur Gebiet usw.).

Die Zugehörigkeit des kleinen Sedimentreliktes auf der Insel Andöy (Lofoten) am Nordrande des alten fenno-skandischen Schildes zur borealen Juraprovinz ist längst bekannt (Lit. SOKOLOV 1912, vgl. GIGNOUX 1926, ROSENKRANTZ 1929, FREBOLD 1932 b). Von hier hat das Jurameer um die Kola Halbinsel herum über das Gebiet der Petschora transgrediert, um sich schliesslich im S mit dem Oka—Wolga Becken zu vereinigen.

Bathonien-Callovien.

Marine Ablagerungen, die faunistisch mit der ostgrönländischen »Vardekløft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 und unserer Gelben Serie verglichen werden können, sind sowohl im Gebiet der Petschora (Timan) wie an der Chatanga und Lena verbreitet. Y. I. BODYLEVSKY & L. D. KIPARISOVA erwähnen allgemein *Cranocephalites* und *Arctocephalites* (Lit. BODYLEVSKY & KIPARISOVA 1937); *Cranocephalites* (sowie eine Schichtfolge vom Callovien-Oxfordien ins Volgien hinauf) findet sich auch in der Chatanga-Senke (Lit. MOOR 1937), und *Arctocephalites* («*Macrocephalites ishmae* KEYS. var. *arctica* NEWT.») wird auch von Bulun (Mündungsgebiet der Lena) angeführt (Lit. OBRUTSCHEW 1926). *Arctocephalites sp. ind.* hat sich auch in den Chara-ulach Bergen (östlich der Lena) gefunden (Lit. NIKOLAEV 1938).

Auf Callovien würde *Pseudomonotis echinata* Sow. hinweisen (vgl. pag. 194), die zusammen mit *Cadoceraten* von den Inseln Begitschew und Preobraschenje (Chatanga Bucht) wie vom Byrandscha (Ochotskisches Meer) citiert wird (Lit. OBRUTSCHEW 1926).

Cadoceratinae des Calloviens sind in Sibirien ziemlich weit verbreitet. Genannt seien hier nur *Arcticoceras ishmae* KEYS. des unteren

Calloviens an der Petschora (Lit. VOLKOV & JACJUK 1937), *Cadoceras elatmae* NIK., der sowohl an der Petschora wie in der Region zwischen Chatanga/Lena und auf den neusibirischen Inseln vorkommt (Lit. OBRUTSCHEW 1926), und der ja auch im bekannten Juraprofil an der Oka (Zentral-Russland) verbreitet ist, vergesellschaftet mit *Keplerites*, *Macrocephalites (Arctocephalites) pila* NIK. usw. (Lit. SPATH 1932, NALIVKIN 1937); ferner werden erwähnt *Cadoceras stenolobum* (KEYS.) NIK. und *Cadoceras tschefkini* D'ORB. des mittleren Calloviens, sowie *Quenstedticeras keyserlingi* SOK. von den oben genannten Inseln in der Chatanga Bucht (Lit. OBRUTSCHEW 1926).

Alle die angeführten oder sehr ähnliche Formen typisieren auch den mittleren Jura von Novaya Zemlya, Franz Joseph Land, Svalbard, Ostgrönland und Alaska.

Als weitere gemeinsam auftretende Formen seien noch *Inoceramus retrorsus* KEYS. und *I. ambiguus* EICHW. angeführt. Beide Arten finden sich in der »Vardekloft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 (oberes Bathonien-Callovien) Südostgrönlands (Lit. SPATH 1932); *Inoceramus ambiguus* EICHW. tritt ferner im »Tuxedni Sandstein« Alaskas (Bajocien-Bathonien) auf (vgl. pag. 204), während die Species *I. retrorsus* KEYS. in ungefähr entsprechenden Bildungen Sibiriens (Bathonien-Callovien) vorkommt, zusammen mit *Cranocephalites* und *Arctocephalites* (Lit. BODYLEVSKY & KIPARISOVA 1937, NIKOLAEV 1938). Auch im Werchojansk Gebiet findet sich *Inoceramus retrorsus* KEYS. im unteren Teil der Jurabildungen (Lit. KHERASOV & KOLOSOV 1938).

Sehr merkwürdig ist, dass beide der genannten Arten scheinbar noch in viel jüngeren Stufen der borealen Provinz verbreitet sind. So werden beide Formen aus Sibirien zusammen mit einwandfreien Leitfossilien des Volgiens oder Valanginiens citiert, z. B. mit *Aucella (Buchia) keyserlingi* LAH., *A. (B.) crassicollis* KEYS., *A. (B.) sublaevis* KEYS. u. a. am unteren Olenek, mit *Aucella (Buchia) volgensis* LAH., *A. (B.) fischeriana* D'ORB., *A. (B.) cf. okensis* PAVL., *A. (B.) terebratuloides* LAH., *A. (B.) crassicollis* KEYS. usw. vom Balkalak, mit *A. (B.) volgensis* LAH., *A. (B.) fischeriana* D'ORB., *A. (B.) trigonoides* LAH. und *Polyptychites* aus dem Lena-Gebiet, und mit *A. (B.) keyserlingi* LAH., *A. (B.) cf. volgensis* LAH., *A. (B.) cf. terebratuloides* LAH. usw. vom Amur (Lit. OBRUTSCHEW 1926). D. SOKOLOV & Y. I. BODYLEVSKY führen sie (mit *Aucella (Buchia) fischeriana* D'ORB. u. a.) aus dem Volgien Spitzbergens an (Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931). *Inoceramus retrorsus* KEYS. wird selbst aus marinen Ablagerungen des Cenomaniens am Jenissei (Tolstoi noss) erwähnt (Lit. OBRUTSCHEW 1926). Entweder muss man demnach für die genannten Inoceramenspecies eine grosse vertikale Verbreitung annehmen, oder es muss sich z. T. um fehlerhafte Bestimmungen handeln. Es sei übrigens betont, dass auch die oben citierten Aucellenfaunen heterogen sind und sowohl typische Volgienformen wie einwandfreie Valangientypen enthalten.

Dieselben ?Konvergenzerscheinungen sind ausserdem an anderen Formen, z. B. *Pecten (Entolium) demissum* PHILL., zu beobachten, der im europäischen Dogger allgemein häufig vorkommt und z. B. auch im Bathonien-Argovien Ost-

grönlands (Lit. SPATH 1932), im Callovien-Kimeridgien Spitzbergens (Lit. FREBOLD 1935 b), im Bathonien-Callovien von Franz Joseph Land, von Novaya Zemlya (Lit. FREBOLD 1935 b) und dem Anadyr Land (Lit. ELISEEV 1936) verbreitet ist. Allerdings wird er auch aus noch älteren Bildungen von Ost-Celebes angeführt, die gestützt auf *Arietites (Arnioceras) cf. semilave* HAUER in den unteren Lias verwiesen werden (Lit. WANNER & JAWORSKI 1931). Gleichzeitig tritt noch eine andere Art, *P. (E.) cingulatum* PHILL., im Lias von Celebes auf, eine Form, die auch aus dem Callovien Ostgrönlands beschrieben worden ist (Lit. RAVN 1911). Übrigens wird *P. (E.) demissum* PHILL. auch aus dem Toarcien von Jameson Land (Südostgrönland) erwähnt (vgl. Lit. KOCH 1935). Dieselbe Art hat man jedoch ebenfalls aus dem Volgien von König Karl Land (FREBOLD 1935 b) und Westsibiriens (BODYLEVSKY 1936c) und selbst aus dem Valanginien (*polyptychus*-Zone) am unteren Jenissei (Lit. OBRUTSCHEW 1926) citiert.

Auch der im russo-borealen Jura so verbreitete *Macrodon (Parallelodon) keyserlingi* D'ORB. kommt in Ostgrönland im Bathonien-Argovien vor, tritt aber in Milne Land im Portlandien wieder auf (vgl. Lit. SPATH 1936).

Im Gebiet der Petschora sind jüngere Jurabildungen meist nur als lose Blöcke bekannt geworden.

Von der Usa wird »unteres Oxfordien« citiert, während an der Aszva anstehendes »Neo-Oxfordien« auftritt (Lit. VOLKOV & JACJUK 1937). Auch am Soswa Fluss ist »Oxfordien« vertreten, allerdings werden keine näheren Angaben darüber gemacht (Lit. OBRUTSCHEW 1926). »*Cardioceras alternans* VON BUCH« würde auf Argovien-Unterkimeridgien weisen, während *Pavlovia iatrensis* ILOV. und zahlreiche andere *Pavlovinae* oberes Kimeridgien anzeigen. Am Ostfusse des Uralgebirges (Voila Becken) sind Ablagerungen des Eo-Kimeridgiens durch *Rasenia (Pictonia) cymodoce* D'ORB., *Rasenia uralensis* D'ORB. und »*Cardioceras ovale* SALF.« (? = *Amoeboceras nathorsti* LUNDGR.) belegt (Lit. SIRIN & SHMAKOVA 1937).

Oxfordien ist im Chatanga/Lena Becken durch *Cardioceras cordatum* Sow., *C. (Scoticardioceras) excavatum* Sow., *C. cf. vertebrale* Sow. u. a. Arten nachgewiesen (Lit. OBRUTSCHEW 1926). Nach G. G. MOOR ist hier eine Schichtreihe vom oberen Bathonien bis hinauf ins Volgien repräsentiert (Lit. MOOR 1937).

Auf den neusibirischen Inseln (Kotelny) werden neben pflanzenführenden Jurabildungen *Aucella (Buchia) bronni* LAH. und *A. (B.) kirghisensis* SOK. angeführt, und marines Kimeridgien findet sich ebenfalls am Elga Fluss (Ochotskisches Meer), mit *Aucella (Buchia) kirghisensis* SOK., *A. (B.) lindströmi* SOK. usw. (Lit. OBRUTSCHEW 1926).

Von der Tschuktschen Halbinsel werden über mariner Obertrias (mit *Pseudomonotis ochotica* KEYS.) pflanzenführender »unterer Jura« (Loringische Serie) sowie »mittlerer und oberer Jura« angeführt (Lit. SAKS 1937).

In der Anadyr Senke scheinen mesozoische, marine, teilweise metamorphe Ablagerungen eine ziemliche Verbreitung zu besitzen. B. N. ELI-

SEEV erwähnt beispielsweise aus der Pekulney Kette *Pecten (Entolium) demissum* PHILL., *P. (E.) vitreum* ROEM. und *Aucella (Buchia) sp. ind.*, Formen, die nach dem genannten Autor auf Bildungen »zwischen Bajocien und Kimeridgien« hinweisen (Lit. ELISEEV 1936).

Ablagerungen des Volgiens sind in Sibirien mehrfach nachgewiesen. Vom Ostfuss des Urals (Severnaya Soswa) ist unteres wie oberes Volgien bekannt geworden (Lit. VOLKOV & JACJUK 1937), und W. A. OBRUTSCHEW führt neben Formen des höheren Kimeridgiens wie *Gravesia aff. portlandica* DE LOR. »*Paravirgatites*« (*Acuticostites*) *pallasianus* D'ORB., *Titanites giganteus* SOW. an (Fluss Ischertynja), ferner aus dem Soswa Becken »*Kochina*« *schtschourovskii* NIK.¹⁾ u. a. *Perisphinctidae*, und Aucellen (Lit. OBRUTSCHEW 1926).

Am Bolshoi Yugan (Ob) kommen marine Ablagerungen vor, die als oberes Volgien betrachtet werden; diese sog. »Yugan-Fauna« rekrutiert sich aus *Belemnites rouilleri* PAVL., *B. mammillaris* EICHW., *Pecten (Entolium) demissum* PHILL., *P. (E.) nummularis* D'ORB., *Nucula borealis* TULLB., *Unicardium sp. ind.*, ?*Pleuromya sp. ind.*, ?*Cerithium sp. ind.* usw. (Lit. BODYLEVSKY 1936 c).

Der sowohl am Soswa Fluss wie in der westsibirischen Tiefebene auftretende *Craspedites okensis* D'ORB. dürfte auf oberes Volgien hindeuten (Lit. OBRUTSCHEW 1926, BODYLEVSKY 1936 a). *Subcraspedites spasskensis* NIK. aus dem Voila Becken ist eine charakteristische Form aus dem Rjasanien (Subcraspeditan), d. h. des Infravalanginiens (Lit. SIRIN & SHMAKOVA 1937).

Aus der Region zwischen Chatanga und Lena werden von W. A. OBRUTSCHEW Belemniten angeführt, die unteres Volgien andeuten, u. a. *Belemnites magnificus* D'ORB., der z. B. zusammen mit *Cylindroteuthis cf. absolutus* FISCHER und virgatitiformen *Perisphinctidae* im Hangenden des Upper Kimmeridge Clay (Lincolnshire/Yorkshire) auftritt (vgl. Lit. DAVIES MORLEY 1929). Aus derselben Stufe werden im Chara-ulach Gebirge Aucellen erwähnt (Lit. NIKOLAEV 1938).

An den Flüssen Orlovka und Main (Ostsibirien) finden sich tonige-sandige Schiefer mit *Aucella (Buchia) paradoxa* SOK., *A. (B.) fischeriana* D'ORB., *A. (B.) andersoni* PAVL., *A. (B.) terebratuloides* LAH. u. a. Species (Lit. OBRUTSCHEW 1926, ELISEEV 1936); es dürfte sich hier z. T. schon um Rjasanien handeln.

Alaska.

Die mesozoische Schichtfolge von Alaska und ihre Fauna dokumentiert deutlich ihre Zugehörigkeit zur borealen Provinz, und die Misch-

¹⁾ »*Kochina*« *schtschourovskii* NIK., eine Form des unteren Volgiens Russlands, ist mit der fast identischen Species Laugeites („K.“) *groenlandica* SPATH im Aquilonien (»*Lingula-Niveau*«) von Milne Land vertreten (vgl. pag. 174 ff.).

fauna arktischer wie südlicher Genera in den Jurabildungen Alaskas zeigt uns, dass damals hier (wie heute) Arktik und Pazifik verbunden waren. Auf diesem Wege gelangten ja auch typisch nordische Faunenelemente (*Cardioceratidae*, *Aucellae* usw.) hinunter in die andinen Geosynklinalen, ja, bis in die Molukken (vgl. pag. 213 ff.).

Das Jungpalaeozoikum im Chitina Tal, bei den Chauekuktuli und Nuyakuk Seen und im Grenzgebiet Yukon/Alaska, dessen Fauna etwa derjenigen des uralischen Brachiopodenkalkes (*Cora*-Zone) entspricht und die gleichzeitig zahlreiche Formen enthält, die aus Ostgrönland, Spitzbergen usw. bekannt geworden sind, wird vom Verfasser als oberes Perm betrachtet (vgl. Lit. MAYNE 1942). Schon vor dem Einsetzen der Juratransgression lag demnach Alaska im Sedimentationsbereiche des borealen Ozeans.

Ferner ist marine Trias (Carnien-Norien) vorhanden, wie sie in Californien und z. T. auch in Spitzbergen und auf der Bären Insel vorkommt (Lit. MARTIN 1926).

Die sog. »Talkeetna Formation« (Matanuska Tal) besteht aus Laven, Tuffen und Breccien mit zwischengelagerten marinen Sedimenten. Während die kleine Fauna aus den letztgenannten (? *Aegoceras*, *Sonninia*, ? *Gryphaea*, *Pecten sp. div.* usw.) auf Lias deutet, zeigt die aus dieser Formation stammende Flora die engsten Beziehungen zu der rhaetoliasischen Flora Bornholms und Schonens (Lit. MARTIN 1926). Bemerkenswert ist die Tatsache, dass ja auch die Flora aus der »Cape Stewart Formation« (HARTZ 1896) L. KOCH 1929 von Jameson Land (Ostgrönland) sich als beinahe identisch mit diesen schwedischen Floren erwiesen hat (vgl. pag. 158).

Die »Kialagvik Formation« von der Alaska Halbinsel wird auf Grund von *Hammatoceras sp. div.*, *Harpoceras*, ? *Dactyloceras* usw. ins Toarcien verwiesen, könnte aber auch noch stratigraphisch höhere Stufen vertreten.

Das beste Juraprofil Alaskas (Westküste des Cook Inlet, Süd-Alaska) gliedert sich folgendermassen:

Diskordant über altjurassischen Laven und Tuffen folgt der fossilreiche, 1000—2500 m mächtige »Tuxedni Sandstein«, der ins Bajocien-Bathonien verwiesen wird (Lit. MARTIN 1926) und folgende Fauna enthält:

Parkinsonia cf. parkinsoni SOW.

Stephanoceras (Coeloceras) humphriesianum SOW.

— *richardsoni* WHITEAVES u. a. Arten

Macrocephalites sp.

Sphaeroceras cf. Olcostephanus oblatum WHITEAVES

— *cf. — cepoides* WHITEAVES

Perisphinctes cf. carlottensis WHITEAVES usw.

- Phylloceras* sp.
Lytoceras sp.
 ? *Sonninia* sp.
Trigonia cf. *dawsoni* WHITEAVES
Inoceramus ambiguus EICHW.
 — *lucifer* EICHW.
 — *eximius* EICHW.
Belemnites ? ex gr *hastatus* BLAINV. u. a.
Ostrea sp. div.
Pecten sp. div.
Pleuromya sp. div.
Goniomya sp.
 ? *Arctica* sp.
 ? *Cyprina* sp.
Astarte sp. usw..

Ein Fund von *Harpoceras* und *Lima* cf. *gigantea* Sow. könnte noch oberen Lias andeuten.

G. C. MARTIN führt in seiner Arbeit über die mesozoische Strati-graphie Alaskas ca. 40 Molluskengenera und etwa ebensoviele Arten von Cephalopoden aus dem »Tuxedni Sandstein« an (Lit. MARTIN 1926).

Da sonst im arktischen Gebiet marine Bildungen des Bajociens fehlen (vielleicht mit Ausnahme von Franz Joseph Land?, vgl. pag. 196), stehen uns keine Vergleichsfaunen zur Verfügung. Es sei hier einzig erwähnt, dass der im »Tuxedni Sandstein« verbreitete *Inoceramus ambiguus* EICHW. u. a. auch in der »Vardekloft Formation« A. ROSENKRANTZ 1929 von Ostgrönland citiert wird (Lit. SPATH 1932).

Der »Tuxedni Sandstein« geht nach oben konkordant über in die sog. »Chinitna Shales«, die dem mittleren/oberen Callovien entsprechen und im Cook Inlet über 700 m, auf der Alaska Halbinsel sogar über 2000 m mächtig entwickelt sind (Lit. MARTIN 1926). In diesen Schichten ist vor allem *Cadoceras* (FISCHER) mit verschiedenen Arten vertreten, also ein typisch boreales Element. G. C. MARTIN (op. cit.) führt folgende Formen an:

- Cadoceras* cf. *tschefkini* D'ORB.¹⁾
 — *doroschini* EICHW.
 — *catostoma* POMP. ?
 — *grewingki* POMP.²⁾

¹⁾ Diese Species aus der sog. »Shelikof Formation« der Alaska Halbinsel wurde früher als »*Ammonites ishmae* KEYS.« bestimmt (vgl. Lit. MARTIN 1926).

²⁾ Nach S. S. BUCKMAN stellt *Cadoceras grewingki* POMP. eine Übergangsform zwischen *Cadoceras* und *Quenstedticeras* dar, die schon in die Nähe von *Quensted-*

- Cadoceras schmidti* POMP.
 — *stenoloboide* POMP.
 — *wosnessenskii* GREW.,

ferner

- ? *Kepplerites (Seymourites) cf. loganianus* WHITEAVES
Sphaeroceras sp.
Stephanoceras sp.
Macrocephalites sp. usw.
Inoceramus, Pecten, Goniomya, Pleuromya,
Astarte usw.).

Diese Fauna besitzt grosse Affinitäten zu den übrigen arktischen Faunen des oberen Jura. *Cadoceras tschefkini* D'ORB. kommt übrigens auch in Polen und Russland vor (vgl. Lit. SPATH 1932), H. FREBOLD citiert dieselbe Art (und Formen aus derselben Gruppe) von Franz Joseph Land und König Karl Land (zusammen mit *Arctocephalites (Arcticoceras ishmae)* KEYS. var. *arctica* NEWT.) L. F. SPATH korreliert die »Chinitna Shales« mit den *Seymourites-Arcticoceras*-Zonen Ostgrönlands (Lit. SPATH 1932).

Konkordant über diesen Schiefen des Calloviens folgt (z. T. mit mächtigen grobklastischen Bildungen wie das sog. »Chisik Konglomerat« einsetzend) die am Cook Inlet in einer Mächtigkeit von etwa 1500 m entwickelte »Naknek Formation«, die sich aus grauen Schiefen, Sandsteinen, Tuffen usw. zusammensetzt. In benachbarten Regionen kann sich eine psephitische Fazies einstellen. Bionomisch lassen sich eine untere (»Cardioceras-Zone«) und eine obere Serie (»Aucella-Zone«) unterscheiden (Lit. MARTIN 1926).

Die »Cardioceras-Zone« führt neben *Lytoceras, Phylloceras*, Belemniten, Muscheln usw. — wie ihr Name beweist — vor allem *Cardioceratidae*, auf Grund derer sie ins »Oxfordien« verwiesen wird. G. C. MARTIN zählt folgende Arten auf:

- Cardioceras canadense* WHITEAVES¹⁾
 — *alaskense* REES.
 — *distans* WHITF.

ticeras mariae D'ORB. gehören soll (vgl. Lit. MARTIN 1926); falls dies zutreffend sein sollte, dürfte hier in den »Chinitna Shales« selbst noch Eo-Oxfordien vertreten sein. Nach L. F. SPATH ist *Cadoceras grewingki* POMP. (wie übrigens auch *C. wosnessenskii* GREW.) allerdings mit *Pseudocadoceras* (BUCKM.) zu identifizieren (Lit. SPATH 1932), eine Form, die z. B. auch in Franz Joseph Land vorkommt (mit der Art *P. nanseni* POMP.), gleichfalls zusammen mit *C. tschefkini* D'ORB. (vgl. pag. 196).

¹⁾ Nach J. B. REESIDE zeigt diese Form gewisse Ähnlichkeit mit *Cardioceras zenaidae* ILOV.; andererseits könnte es sich nach L. F. SPATH auch um *Vertebriceras* (BUCKM.) oder möglicherweise um eine Jugendform von *Amoeboceras (Prionodoceras)* handeln (Lit. REESIDE 1919, SPATH 1935b).

- Cardioceras hyatti* REES.
 — *lillooetense* REES.
 — *martini* REES. und
 — *spiniferum* REES. (op. cit.).

Mit Ausnahme vielleicht der erstgenannten Species dürfte es sich um stratigraphisch tiefere Formen handeln als uns aus Ostgrönland bekannt geworden sind.

In der »Aucella-Zone« sind vertreten

- Aucella (Buchia) bronni* LAH.
 — — *aff. bronni* LAH.
 — — *erringtoni* GABB,

die auf Argovien-Unterkimeridgien hinweisen; da jedoch auch

- Aucella (Buchia) cf. pallasi* KEYS.
 (= *A. (B.) mosquensis* VON BUCH) und
 — — *fischeriana* D'ORB..

gefunden worden sind, dürfte auch noch Neo-Kimeridgien/Volgiens repräsentiert sein (Lit. MARTIN 1926).

F. H. MOFFIT erwähnt weiterhin — allerdings z. T. aus der Unterkreide! — *Aucella (Buchia) aff. pallasi* KEYS. (= *A. (B.) aff. mosquensis* VON BUCH) sowie *Amoeboceras* sp. (Lit. MOFFIT 1938). Es sei hier darauf hingewiesen, dass *Aucella (Buchia) aff. erringtoni* GABB aus älteren Sammlungen aus dem Valanginien Spitzbergens angeführt wird (vgl. Lit. SOKOLOV & BODYLEVSKY 1931). Auch diese Bestimmungen zeigen wieder, wie notwendig eine Revision der Aucellen von einem Gesichtspunkte aus ist.

Die genannten Aucellen sind fast allen marinen Ablagerungen des Kimeridgiens, resp. Volgiens, der russo-borealen Faunenprovinz gemein (Ostgrönland, Spitzbergen, König Karl Land, Ostsibirien, Russland usw.).

Die untere »Naknek Formation« von Alaska wird mit der »Ellis Formation« von Montana, den »Fernie Shales« Albertas, den mittleren Partien der sog. »Hazelton Group« (Britisch-Kolumbien) und der »Sundance Formation« von Wyoming, Colorado und Utah parallelisiert, während die alaskischen Aucellen-Schichten auch in den Cascade Mountains (Washington), der unteren »Knoxville Series« und den sog. »Mariposa Slates«¹⁾ Californiens vertreten sind. Auch die »Mazapil-

¹⁾ Aus den »Mariposa-Schiefern« der Sierra Nevada wird auch *Amoeboceras* (z. B. *A. dubium* HYATT) angeführt (vgl. Lit. MARTIN 1926).

Schichten« Mexikos führen noch entsprechende Aucellen (vgl. Lit. MARTIN 1926).

Dass auch die transgredierende Unterkreide Alaskas noch in borealer Fazies entwickelt ist, beweist die weite Verbreitung von *Aucella* (*Buchia*) *crassicollis* KEYS., *A. (B.) concentrica* FISCHER und *A. (B.) piochii* GABB (Lit. CAIRNES 1917, MARTIN 1926, MERTIE 1938, MOFFIT 1938).

Im Arktisch-Canadischen Archipel scheinen marine Jurabildungen gänzlich zu fehlen (vgl. Lit. KINDLE 1939).

V. ÜBER DIE PALAEOGEOGRAPHISCHEN ZUSAMMENHÄNGE DER BOREALEN JURAPROVINZ MIT SÜDLICHEREN MEERESREGIONEN

In einer früheren Abhandlung hat der Verfasser schon darauf hingewiesen, dass im Oberperm eine marine Verbindung zwischen Ostgrönland und der himalayanischen Geosynklinale bestanden hat, ohne die das Vorkommen einer so charakteristischen Ammonitengattung wie *Cyclolobus* (WAAGEN) hier und dort nicht erklärt werden kann (Lit. MAYNC 1942, vgl. MILLER & FURNISH 1939). Einzig diese Meeresverbindung von der damaligen zentralasiatischen Tiefsee über den Fernen Osten (Tibet, China, Mandschurei), Transbaikalien, Ostsibirien und die Region der heutigen Bering Strasse hat die Migration von *Cyclolobus* in den jungpermischen Arktik ermöglicht. Die Tethys (Himalaya/Salt Range-Pamir-Armenien-Kaukasus-Krim) stand infolge der Orogenese in der uralischen Geosynklinale nicht mehr oder wenigstens nur unvollständig mit Novaya Zemlya und dem borealen Ozean im Zusammenhang.

Weiterhin ist eine Verbindung Ostgrönlands (und der borealen Geosynklinale überhaupt) mit dem englisch-germanischen Zechsteinmeer und dem russischen Zechsteinbecken (Pinega-Bassin) erwiesen; die letztgenannten epikontinentalen Meere waren ja im Grunde nur Ausläufer des ausgedehnten arktischen Perm-Ozeans (vgl. Lit. ROSENKRANTZ 1929, FREBOLD 1931, 1933 a, MAYNC 1938, 1939, 1940, 1942).

Da *Cyclolobus* übrigens auch im Oberperm Madagaskars auftritt, muss sich von der himalayanischen Geosynklinale ein Ausläufer nach SW erstreckt haben, der das alte Gondwana Land in einen brasiloafrikanischen Kontinent und ein madagassisch-indo-australisches Festland teilte.

Die Beziehungen zwischen dem marinen Perm der Neuen Welt und demjenigen des Arktisch-Canadischen Archipels und Ostgrönlands usw. deuten ebenfalls auf eine existierende Meeresverbindung über das heutige Bering Meer hin.

Dieselben marinen Zusammenhänge sind auch für die Trias erwiesen, so dass eine Faunenwanderung aus der Himalaya-Geosynklinale nach

der Arktis stattfinden konnte. In der ostgrönländischen Eotrias sind ja himalayanische Ammonitengattungen wie *Ophiceras*, *Proptychites*, *Vishnuites* usw. in ungeheurer Zahl verbreitet (vgl. Lit. SPATH 1930, 1935 a). Wiederum scheint vor allem die marine Verbindung von Kashmir über Malakka-Indochina-Japan und den Fernen Osten und Ostsibirien (= »Fernöstliche Geosynklinale«) nach der borealen Provinz zu diesen Migrationen benutzt worden zu sein. Die Tethys lässt sich noch stets von Sizilien bis nach Armenien verfolgen, um sich mit der Himalaya-Geosynklinale zu vereinigen, die sich ihrerseits nach SE in die schon im Perm vorhandene indo-malayische Geosynklinale (Sumatra, Borneo, Molukken, Kleine Inseln, Neu-Kaledonien, Neuseeland) und dann über das andine System (Argentinien, Chile, Peru, Kolumbien, Mexiko, Felsengebirge, Britisch-Kolumbien) nach Arktisch Nordamerika fortsetzte.

Auch der von der Himalaya-Geosynklinale abzweigende Meeresarm nach Madagaskar hat weiter existiert, und gerade von hier liegen ja beispielsweise dieselben himalayanischen Cephalopoden vor, die die Eotrias Ostgrönlands charakterisieren. Auch die untertriasischen Fischfaunen dieser beiden so weit auseinander liegenden Gebiete weisen auffallende Ähnlichkeiten auf (Lit. STENSIÖ 1932).

Das gleichzeitige Auftreten der norischen Form *Pseudomonotis ochotica* KEYS. u. a. Fossilien sowohl in der Arktis wie in den andinen Geosynklinalen, in Japan und auf der Krim, oder die Verbreitung karnischer *Tropiten*, *Juvaviten* usw. der Tethys und des Himalaya in Spitzbergen, Alaska und Californien deuten ebenfalls auf ungehinderte marine Verbindungen hin (vgl. Lit. GIGNOUX 1926, MARTIN 1926, STEINMANN 1929, SAKS 1937).

Nur der direkte Zusammenhang des arktischen Triasmeeres mit der Tethys war ganz unterbrochen. Noch im Kungurien-Kazanien hatten zwischen dem russischen Schild und dem sino-siberischen Kontinent (»Tobolsk-Schild«/»Angara Land« E. SUESS') ein mariner Golf (Zechsteinmeer der Pinega) und ein mehr oder weniger brackisches Binnenmeer (Kazanbecken) bestanden; die Auffaltung des Ural-Systems (Permo-Trias) hatte jedoch selbst eine allmähliche Trockenlegung des arktisch-epikontinentalen Pinega-Meeres zur Folge. Die frühere Geosynklinale (Novaya Zemlya-Waigatsch Insel-Pae Choi-Ural) war nun Denudationsgebiet, und im »Vetlugien« (Trias) kamen ja in dieser Region nur kontinentale Sedimente zur Ablagerung (vgl. auch Lit. GIGNOUX 1926, SAFONOV 1937). Wahrscheinlich aber erstreckte sich vom Arktik ein Meeresarm östlich des entstandenen Urals nach S, wie er ja auch im Volgien angenommen werden muss.

Im Jura nahm das Meer von den geosynklinalen Gebieten aus weiter Besitz von den alten Kontinentalflächen im N und S. Von der

Tethys (Krim) aus begann z. B. der Lias über die alte russische Tafel zu transgredieren, und vom Kaukasus drang das Meer nordwärts über die Kirgisensteppe bis zum Südural vor (Bajocien-Volgien); die abgesetzten Bildungen weisen allerdings z. T. noch eine lagunäre Fazies auf, während weiter im W die Jurasedimente vom Callovien an bis ins Volgien hinauf reiche Ammonitenfaunen führen (vgl. auch Lit. GIGNOUX 1926). Im unteren Callovien war die ganze russische Plattform überflutet, so dass — wie im Perm und später auch im Simbirskien/Barremien — die marine Verbindung zwischen der Tethys und der arktischen Geosynklinale wiederhergestellt war. Im Zentrum dieses russischen Meeres konnte eine ununterbrochene Sedimentation vom Jura bis in die Kreide hinauf erfolgen (Region von Simbirsk-Rjasan), während es in den Randregionen gelegentlich zu Regressionen kam (Schichtlücken).

Auch das boreale Meer transgredierte allmählich weiter über den Nordrand der nordatlantischen und sibirischen Festländer und hinterliess in einzelnen Becken seine epikontinentalen Sedimente. Ablagerungen des oberen Volgiens-Infravalanginiens fehlen allerdings in Preduralien (Petschora Land), sind jedoch östlich des Urals und im westsibirischen Tieflande vorhanden (vgl. pag. 202): Das arktische Meer muss demnach längs der Ostseite des Urals vorgerückt sein, bis es sich mit dem Wolgabcken vereinigen konnte (Lit. BODYLEVSKY 1936 a).

Die russo-boreale Juraprovinz ist bekanntlich durch eine ganz spezifische Fauna charakterisiert (Gruppe der *Cadoceratinae*, *Amoeboceras*, *Rasenia*, *Virgatites*, *Craspedites*, *Subcraspedites* usw., ferner *Pachyteuthis-Cylindroteuthis*, *Aucellae* etc.), Formen, die im Bereiche der südlichen Geosynklinale fremd sind und hier durch andere Gattungen wie *Reineckia*, *Oppelia*, *Phylloceras* usw., *Belemnopsis*, *Duvalia* etc. ersetzt werden.

Wie in früheren Epochen, so existierte auch im Jura das palaeogeographische Grosselement der Tethys weiter und setzte sich in der Himalaya-Geosynklinale fort. Die bekannten marinen Jurabildungen im Westen von Britisch Indien (Kachh, bei Haidarabad und auf der Gudscherat Halbinsel) mit ihrer ausgesprochen mediterranen Fauna (*Reineckia*, *Phylloceras*, *Haploceras*, *Aspidoceras*, *Streblites*, *Waagenia* usw., vgl. Lit. SPATH 1933) sowie die lückenlose marine Spiti-Schichtfolge (Argovien bis Unterkreide) aus dem Himalaya sind einwandfreie Zeugen dieser Geosynklinale. Auch aus Pamir sind übrigens Tethysformen im Bathonien bekannt geworden, Formen wie z. B. *Oppelia cf. fusca* QUENST. u. a., *Hecticoceras*, *Oecotraustes* usw. (Lit. CHUDAJEW 1931).

Die pelagischen Jurasedimente der anschliessenden indo-malaysischen Geosynklinale (Djambi/Sumatra, Borneo, Molukken, Kleine Sunda Inseln, Neuguinea) mit ihren Ammonitenfaunen deuten den weiteren

Verlauf des Tethys-Himalaya-Systems an. Insbesondere der Lias der Kleinen Sundainsel Roti mit seiner reichen, typisch mitteleuropäisch-mediterranen Fauna (in einer den tibetanischen »Adnether-Schichten« ähnlichen Fazies) sowie die »Oxford-Tuffe« von Buru mit Gattungen wie *Phylloceras*, *Harpoceras*, *Oppelia*, *Aspidoceras* etc. beweisen die Zugehörigkeit zur Tethys-Himalaya-Geosynklinale eindrucklich (vgl. Lit. BROUWER 1922, KRUMBECK 1922, RUTTEN 1927).

Wie in der Trias hat auch im Jura eine marine Verbindung vom ostindischen Archipel über den Stillen Ozean ins Anden-System bestanden (Neu-Kaledonien, Neuseeland, Argentinien, Chile, Peru, Mexiko, Felsengebirge, Alaska), das seinerseits mit Europa und andererseits im N mit der borealen Provinz verknüpft war.

Der Meeresarm von der äquatorialen Geosynklinale nach SW durch die heutige Strasse von Mozambique hat auch in jurassisch-unterkretazischer Zeit bestanden, wie z. B. die mediterrane Jura-Berriasien-Fauna von Madagaskar und das Bathonien Ostafrikas zeigen (vgl. Lit. HOURCQ 1932, GIGNOUX 1926).

Migrationen und Faunenaustausch.

Die in der Jurazeit bestehenden, wohl klimatisch bedingten Faunenprovinzen konnten infolge der oben skizzierten Meeresverbindungen ihre Reinheit nicht stets streng wahren, so dass — wenn nicht gemischte — so doch infizierte Faunen mit peregrinen Elementen resultieren konnten. Da die besonders spezifische boreale Jurafauna mit ihren leicht kenntlichen Genera ohne Weiteres als solche erkannt werden kann, ist ihre Infiltration in südlichere Faunenbezirke gewöhnlich unschwer zu verfolgen; gerade auf solchen nachgewiesenen Faunenwanderungen stützen wir uns ja bei Rekonstruktionen früherer Meeresverbindungen, ja, auf ihnen basieren letzten Endes oft palaeogeographische Synthesen vergangener erdgeschichtlicher Epochen.

Ein Abwandern typischer Faunenbestandteile in oft weit entfernte Meeresregionen ist vielfach nachgewiesen. Häufig gelangen uns dadurch wichtige Korrelationen, die allein auf Grund banaler oder verarmter endemischer Faunen als zweifelhaft angesehen werden müssten. Es sei hier nur auf die Entdeckung von *Cyclolobus* (WAAGEN), einer spezifisch oberpermischen Form der Himalaya-Geosynklinale, im ostgrönländischen Perm hingewiesen, wodurch die vom Verfasser postulierte Korrelation der früher als oberkarbonisch-unterpermisch betrachteten Bildungen mit dem Zechstein/Oberperm einwandfrei bestätigt worden ist (vgl. Lit. MAYNC 1938, 1939, 1940, 1942, MILLER & FURNISH 1939).

Immerhin ist zu berücksichtigen, dass bei solchen Migrationen in abgelegene Meeresteile der Zeitfaktor eine Rolle spielen und deshalb

eine Tierform im neuen Bezirk oft später auftreten kann als im heimatischen Becken.

Auf Grund des Vorkommens rein borealer Formen als »exotische« Gäste in faunistisch abweichenden Meeresregionen können wir auch nur kurzfristige marine Verbindungen festlegen. Das Auftreten nordrussischer Aucellen wie *Aucella (Buchia) mosquensis* VON BUCH und *A. (B.) volgensis* LAH. in den Nerineenkalken auf der Halbinsel Mangyschlak (Ostküste des Kaspischen Meeres) oder das Vorkommen von *Pavlovia* (und *Dorsoplanites dorsoplanus* MICH.) in den Nerineen-Schichten von Daghestan (Kaukasus) beweist beispielsweise, dass eine marine Verbindung des nördlichen Aucellenmeeres mit der Tethys im oberen Jura offen war.

Wenn beispielsweise die boreale Kimeridgien-Portlandienfauna im bekannten Profil von Speeton in der Grafschaft Yorkshire (Nordost-England) mit der Kimeridgien-Volgienfauna Russlands (und arktischer Gebiete) gewisse Beziehungen aufweist, oder wenn sich so typische Formen wie *Virgatites cf. zaraiskensis* VISCHN., *Aucella (Buchia) ?mosquensis* VON BUCH *A. (B.) bononiensis* PAVL., *Cylindroteuthis cf. absolutus* FISCHER und *Belemnites magnificus* D'ORB. in England finden (vgl. Lit. DUTERTRE 1926, DAVIES MORLEY 1929), so weist dies *a priori* auf marine Verbindungen der betreffenden Regionen hin. Besonders ausgeprägt ist die boreale Fauna der Unterkreide im Speeton Clay, wo u. a. *Polyptychites (Dichotomites) beani* PHILL. usw., *Simbirskites aff. kleini* NEUM. & UHLIG, *S. (Craspedodiscus) discofalcatus* LAH. verbreitet sind, während sich in glazialen Geschieben Schottlands *Polyptychites cf. triplodiptychus* PAVL., *Simbirskites (Craspedodiscus) aff. speetonensis* YOUNG & BIRD usw. gefunden haben (Lit. BOSWELL 1929). Die Verbreitung nordischer Formen wie »*Provirgatites*« *scythicus* VISCHN. und *Aucella (Buchia) mosquensis* VON BUCH usw. im Volgien (Portlandien) Polens und Pommerns macht eine Migration der russo-borealen Formen auf diesem Wege sehr wahrscheinlich. Auch ins schwäbisch-fränkische Malmbecken sind ja Aucellen immigriert, durch I. POMPECKJ's sog. »Regensburger Strasse« im S der böhmischen Masse; so hat R. BRILL z. B. *Aucella (Buchia) bronni* LAH. aus der Spongienfazies des Malms von Tübingen angeführt (Lit. BRILL 1921), während sich in der gleichen Gegend auch *Amoeboceras alternans* VON BUCH gefunden hat. Im N des fennoskandischen Schildes gibt es ein Jurarelikt von Volgien mit borealen Faunenelementen (*Pavlovia nikitini* MICH., *Aucella (Buchia) fischeriana* D'ORB., *A. (B.) terebratuloides* LAH. usw.) auf der Lofoten-Insel Andöy, wodurch eine Meeresverbindung im N des genannten Festlandes mit Speeton usw. dokumentiert wird (vgl. GIGNOUX 1926). Von hier konnten die borealen Elemente weiter migrieren, sie finden sich heute im Boulonnais, ja, vereinzelte Formen konnten selbst bis ins Rhone-Bassin vorrücken (und *vice versa*) und sich dort mit der heimischen Fauna vermengen. So

kommt der boreale *Polyptychites* (*Euryptychites*) *gravesiformis* PAVL. auch im »unteren Portlandien« (?) des Pariser Beckens vor, eine Form, die aus dem Valanginien der Koldewey Insel (Nordostgrönland) erwähnt wird und ebenfalls in Spitzbergen auftritt (Lit. RAVN 1911, FIEBOLD 1935 b). Verschiedene *Polyptychites* wie *Polyptychites juillerati* BAUMB. und *P. villersensis* BAUMB. hat man im Schweizer Jura gefunden, während *P. bidichotomus* LEYM. über die subalpinen Regionen ins Rhone-Becken vorgedrungen ist (Lit. ROMAN 1938). Aus dem Valanginien der Grande Chartreuse wird z. B. inmitten einer südlichen Hoplitenauna (mit *Neocomites neocomiensis* D'ORB., *Thurmannites thurmanni* PICT. & CAMP. u. a.) ein typischer Gast aus dem Norden, *Polyptychites aff. hauchcornei* NEUM. & UHLIG, genannt. Aus dem unteren Hauterivien der Vercors-Kette (westlich von Grenoble) wird neben Tethysformen wie *Phylloceras*, *Lytoceras* und *Haploceras* und nordeuropäischen Gattungen (*Leopoldia*, *Holcostephanus*, *Schloenbachia*) sogar *Simbirskites cf. payeri* TOULA erwähnt, eine arktische Form, die erstmals aus Ostgrönland (Kuhn Insel) beschrieben worden ist (Lit. TOULA 1874, NASH 1926, ROSENKRANTZ 1929 u. a.).

Weitere Emigrationen borealer Faunenelemente nach S haben in der Neuen Welt stattgefunden. Sowohl im oberen Jura wie in der Unterkreide konnten vom arktischen Becken her durch die Region des heutigen Bering Meeres nördliche Formen (*Amoeboceras*, ?*Virgatites*, ?*Craspedites*, *Polyptychites*, »*Simbirskites*«, *Aucellen*) in die andine Geosynklinale vordringen und sich dort mit einer autochthonen Fauna (u. a. mit *Lytoceras*, *Phylloceras* usw.) mischen. Die sog. »Knoxville Series« (oder »Shasta Series«) (Portlandien-Unterkreide) der pazifischen Kordillere Nordamerikas sind in einer Mächtigkeit von mehreren tausend Metern von Alaska bis hinunter nach Californien entwickelt. Aus den kalifornischen »Mariposa slates« (Kimeridgien) werden beispielsweise angeführt *Amoeboceras dubium* HYATT (= *A. whitneyi* SMITH), *Virgatosphinctoides virgulatiformis* HYATT, *Dichotomoceras mühlbachi* HYATT, *Galilaeiceras lindgreni* HYATT (eine mit *Virgatites ex gr virgatus* VON BUCH verwandte Form), ferner *Aucella* (*Buchia*) *arcuata* HYATT, *A. (B.) sinzovi* PAVL. (= *A. (B.) elongata var. orbicularis* HYATT), *A. (B.) erringtoni* MEEK var. div., »*Daonella*« *cardinoides* HYATT (verwandt mit *Aucella (Buchia) pallasi* KEYS./*mosquensis* VON BUCH) usw. (Lit. REESIDE 1919, CRICKMAY 1933). Aus Britisch Kolumbien wird ebenfalls *Aucella (Buchia) cf. bronni* LAH. citiert (Lit. REESIDE 1919). Übrigens kennt man auch immigrierte boreale Typen im Mesozoikum des Felsengebirges (Lit. GIGNOUX 1926).

Im oberen Jura von Mexiko finden wir ebenfalls boreale Formen als »exotische« Typen inmitten einer autochthonen Fauna. Im Argovien stellt sich neben *Oppelia* und *Perisphinctes* *Amoeboceras ex gr alternans* VON BUCH ein, und über den sog. »*Idoceras*-Schichten« (mit *Oppelidae*,

Aspidoceratidae usw.), im Niveau des *Haploceras* (*Glochiceras*) *fialar* OPP. des mittleren Kimeridgiens (Z. d. *Aulacostephanus pseudomutabilis* DE LOR.), ist eine Aucellenbank verbreitet. C. BURCKHARDT hat daraus die folgenden Arten citiert:

- Aucella* (*Buchia*) *pallasi* KEYS.
 (= *A. (B.) mosquensis* VON BUCH)
 — — *bronni* LAH.
 — — *aff. bronni* LAH. *var. lata* TRAUTSCH.
 (= *A. (B.) solodurensis* DE LOR.)
 — — *erringtoni* MEEK
 (= *A. (B.) bronni* CAST. & AGUIL., *non* LAH.)
 — — *reticulata* LUNDGR.
 — — *striato-rugosa* PAVL.
 — — *tenuistriata* LAH.
 — — *pavlovi* SOK.
 (= *A. (B.) terebratuloides* CAST. & AGUIL.,
non LAH.)
 — — *paradoxa* SOK.
 (= *A. (B.) volgensis* CAST. & AGUIL., *non* LAH.)

Ausserdem führt C. BURCKHARDT aus dem Kimeridgien Mexikos (Mazapil) *Aulacomylia* und einige (allerdings umstrittene) *Craspedites* an, die als *Craspedites mazapilensis* BURCKH. und *C. praecursor* BURCKH. beschrieben worden sind (Lit. BURCKHARDT 1930). Andere Arten sollen in die Nähe von *Craspedites subditus* TRAUTSCH. und *C. fragilis* TRAUTSCH. des oberen Volgiens zu stellen sein. Nirgends kennt man allerdings dieses boreale Genus aus älteren Bildungen als Volgien-Valanginien, was C. BURCKHARDT dazu geführt hat, die mexikanischen »*Craspeditidae*« als Stammformen der jüngeren russo-borealen Formen aufzufassen.

Über der oben erwähnten Aucellenbank folgen dann Schichten mit *Waagenia cf. beckeri* NEUM. u. a. Species, *Mazapilites*, *Phylloceras* und *Aulacosphinctes*, die ins Neo-Kimeridgien und untere Portlandien verwiesen werden können. Auch aus diesem Komplex werden Formen wie *Virgatites* angeführt, z. B. *Virgatites cf. zaraiskensis* MICH., ferner *V. mexicanus* BURCKH., *V. sp.* und *Pavlovia (Epicvirgatites) cf. nikitini* MICH..

Im Portlandien ist sodann eine erneute Invasion von Aucellen festzustellen. Über Ablagerungen mit *Spiticeras (Proniceras) pronum* OPP. folgen Bildungen mit *Kossmatia cf. richteri* OPP., *Berriasella calisto* D'ORB., *B. (Blanfordiceras) cf. wallichi* GRAY u. a. Arten, *Hoplites microcanthus* OPP. sp. und weiteren mediterran-himalayanischen Formen, denen sich nun zahl-

reiche Aucellen der Species *Aucella (Buchia) ex gr mosquensis* VON BUCH beigezellen; ausserdem werden *Berriasella (Rjasanites) rjasanensis* LAH. und *Simbirskites (Grayiceras) mexicanus* BURCKH. erwähnt (Lit. BURCKHARDT 1930)¹⁾.

Diese Schichten würden demnach u. a. auf Grund des Vorkommens von *Berriasella calisto* D'ORB. dem obersten Tithon-Berriasien entsprechen; auch *Berriasella (Rjasanites) rjasanensis* LAH., die das Rjasanien (Infravalanginien) Russlands charakterisiert, würde diese Parallelation stützen. Auffallend ist nur die Verbreitung von *Aucella (Buchia) ex gr mosquensis* VON BUCH in so jungen Bildungen, eine Form, die sonst allgemein auf Neo-Kimeridgien und unteres Volgien beschränkt ist und höher durch andere Arten ersetzt wird (vgl. pag. 180). Es bliebe jedoch noch zu untersuchen, ob es sich bei diesen Aucellen an der Jura-Kreide-Grenze Mexikos tatsächlich um die Species *mosquensis* VON BUCH handelt.

Im Hangenden der *Kossmatia*-Schichten folgt dann einwandfreies Berriasien (Z. d. *Thurmannites boissieri* PICT.) mit *Berriasella ex gr calisto* D'ORB., *Neocomites* (UHLIG) (*olim Steueroceras* COSSMAN) usw. (Lit. BURCKHARDT 1930, ROMAN 1938).

Von der Sierra Madre Oriental citiert übrigens ARN. HEIM aus dem Valanginien einen *Polptychites sp.*, neben *Neocomites neocomiensis* D'ORB., *N. aff. paraplesius* UHLIG u. a. Fossilien (Lit. HEIM 1940).

Auch aus dem Valanginien von Perù werden (zusammen mit mediterranen Ammoniten) Aucellen namhaft gemacht (Lit. STEINMANN 1929), ja sogar in den chilenisch-argentinischen Anden werden verschiedene »*Virgatites*« (*Virgatites mendozanus* BURCKH., *V. australis* BURCKH., *V. burckhardti* DOUV., *V. aff. apertus* VISCHN., *V. andesensis* DOUV.) sowie *Aucella (Buchia) scythica* SOK. (? = *A. (B.) pellati* PAVL., vgl. Lit. DUTERTRE 1926), und aus höheren Horizonten überdies *Aucella (Buchia) fischeriana* D'ORB. genannt (vgl. Lit. BURCKHARDT 1930).

¹⁾ *Simbirskites mexicanus* BURCKH. aus den *Kossmatia*-Schichten von San Pedro del Gallo (Durango) wird von C. BURCKHARDT als Vorläufer von *Simbirskites (Craspedodiscus) discofalcatus* LAH. betrachtet (op. cit.).

In einer dem Verfasser während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit zugekommenen Abhandlung L. F. SPATH's wird allerdings darauf hingewiesen, dass weder die von C. BURCKHARDT aus dem mexikanischen Jura beschriebenen »*Craspeditidae*« noch die »*Virgatites*« und »*Simbirskites*« aus der neuen Welt mit den russischen Formen identifiziert werden dürfen. Vielfach scheinen die »*Virgatitinae*« zu *Subplanites contiguus* CAT./*danubiensis* SCHLOSSER und anderen *Virgatosphinctinae* zu gehören.

Die citierte *Berriasella (Blanfordiceras) cf. wallichi* GRAY beruht nach L. F. SPATH auf einem Irrtum (Lit. SPATH 1933).

Die Aucellen, ein typisches Genus der borealen Jura/Unterkreide-Provinz, rückten jedoch in noch weiter abgelegene, tropische Meeresgebiete vor. Sie finden sich — wenn auch mit neuen Arten und Varietäten — in den »Spiti Shales« (Himalaya) und im Malm der Molukken und der Kleinen Sundainseln, ja sogar in Neuseeland. Infolgedessen muss im oberen Jura entweder eine direkte marine Verbindung zwischen der heutigen Südsee und der arktischen Pforte der Bering Strasse bestanden haben, oder die Aucellen sind durch die Anden-Geosynklinale gewandert und dann irgendeiner Meeresverbindung in der Region des Pazifischen Ozeans gefolgt, die ja auch schon in der Trias existiert haben muss.

Von Roti (Kleine Sundainseln) kennen wir eine ziemlich vollständige Schichtfolge. Die reiche Liasfauna dieser Insel mit ihrem vorwiegend mitteleuropäischen Charakter (der untere Lias wird durch eine eher mediterrane Fauna gekennzeichnet) wurde schon kurz berührt; es ist dies die reichste und wichtigste Liasfauna der südlichen Halbkugel im Bereiche des Indischen und südwestlichen Pazifiks. Höher wurde Dogger nachgewiesen mit planetar verbreiteten Formen wie *Stephanoceras* (*Coeloceras*) *humphriesianum* Sow. (Bajocien) und *Macrocephalites macrocephalus* v. SCHLOTH. (Bathonien-Callovien). Im Malm finden sich *Perisphinctes* ex gr ? *colubrinus* REIN. und *Oppelia* (*Neumayria*) ex gr *flexuosa* VON BUCH, beides Typen aus mitteleuropäischen und mediterranen Vorkommen, die z. B. auch im Kimeridgien in der Dauphiné auftreten (Lit. NASH 1926). Eine weitere himalayanisch-mediterrane Form ist *Belemnopsis gerardi* OPP., die nach E. STOLLEY ins Oxfordien zu stellen ist (Lit. STOLLEY 1929, 1934). Ebenfalls ins Oxfordien werden nun die Aucellenführenden Kalke und Mergelkalke an der Nordküste von Roti verwiesen, aus denen Belemniten (*Belemnopsis*), Inoceramen sowie *Aucella* (*Buchia*) *malayomaorica* KRUMB. und *Rhynchonella tooica* KRUMB. beschrieben worden sind (Lit. BROUWER 1922, KRUMBECK 1922). Die genannte Aucellenart hat sich auch in Kawhia (Neuseeland) gefunden. Aus Timor wird diese Form ebenfalls erwähnt, zudem *Belemnopsis gerardi* OPP. und *Perisphinctidae*, und auch in Ceram kommen Kalke mit Belemniten, Inoceramen und *Aucella* (*Buchia*) *malayomaorica* KRUMB. vor (Lit. RUTTEN 1927).

Bekannt sind ferner die »Mefa-Tuffite« auf der Molukkeninsel Buru, deren Fauna von K. HUMMEL beschrieben worden ist (Lit. HUMMEL 1923). Von Ammoniten werden hier *Phylloceras*, *Harpoceras*, *Oppelia*, *Aspidoceras* und *Perisphinctes* mit verschiedenen Arten genannt, und L. KRUMBECK hat weiterhin *Aucella* (*Buchia*) *malayomaorica* KRUMB., Inoceramen und Belemniten bestimmt (vgl. auch Lit. RUTTEN 1927).

Die reichste Aucellenfauna des ostindischen Archipels kennt man von der Insel Misol (Molukken), wo scheinbar eine kontinuierliche marine

Sedimentation vom Jura in die Unterkreide stattgefunden hat. Über den Belemnitenreichen Bildungen des Doggers folgt eine Wechsellagerung von Sandsteinen, Kalken und Mergeln, die von den sog. »Fatjet-Schiefern« überlagert werden. Alle diese Ablagerungen führen Aucellen, Inoceramen und Belemniten (wie z. B. *Belemnopsis gerardi* OPP.) und werden ins Oxfordien verwiesen. L. KRUMBECK hat die nachstehenden Aucellenspecies von Misol beschrieben:

<i>Aucella (Buchia) malayomaorica</i>	KRUMB.
—	— <i>subspitiensis</i> KRUMB.
—	— <i>subpallasi</i> KRUMB.
—	— <i>misolica</i> KRUMB. und
—	— <i>motlolensis</i> KRUMB.

Aucella (Buchia) subspitiensis KRUMB. könnte eventuell ein etwas jüngeres Alter (Kimeridgien-Tithon) der »Fatjet-Schiefer« nahelegen.

Die hangenden »Fatjet-Kalke« mit mediterranen Belemniten wie *Hibolites subfissiformis* RASP., *Duvalia lata* BLAINV. und *D. dilatata* BLAINV. gehören schon in die Unterkreide (vgl. Lit. KRUMBECK 1934, STOLLEY 1934 a, 1934 b).

Aucella (Buchia) subpallasi KRUMB. und *A. (B.) subspitiensis* KRUMB. hat man übrigens bei Bohrungen in Nordwest-Australien (bei Broome) gefunden, zusammen mit aus Ost-Indien beschriebenen Arten von *Belemnopsis* wie z. B. *B. cf. alfurica* BOEHM (Lit. TEICHERT 1940).

So viel über die Wanderung russo-borealer Aucellen in subtropische und tropische Jurameere. Infolge des Krieges und des dadurch bedingten Fehlens einschlägiger Literatur musste auf ein eingehendes vergleichendes Studium aller bekannter Aucellen, ihrer Arten, Varianten, Mutanten und ihrer Chorologie, verzichtet werden, so lohnend es dem Verfasser auch für die Abklärung dieser Migrationen scheint.

Dasselbe gilt für eine nähere Behandlung der Jura-Inoceramen, die bis heute aus Spiti, den Molukken und den Kleinen Sunda Inseln vorliegen, und die zweifelsohne mit borealen Species verglichen werden könnten. Der pazifische *Inoceramus galoi* BOEHM, der z. B. im Jura der Sula Inseln, von Neuguinea und wahrscheinlich auch von Sumba, Ceram, Buru, Misol usw. häufig vorkommt (vgl. Lit. RUTTEN 1927) und die im borealen Faziesgebiet verbreitete Art *I. ambiguus* EICHW. sind einander beispielsweise überaus ähnlich (vgl. auch Lit. SPATH 1932)¹⁾.

Diese kurzen Ausführungen mögen genügen, um die palaeogeographischen Zusammenhänge der borealen Jura-Geosynklinale mit den

¹⁾ *Inocerami ex gr galoi* BOEHM sind auch in Neuseeland und Südamerika vertreten (vgl. Lit. SPATH 1933).

anderen damaligen Weltmeeren zu skizzieren. Die genauen Beziehungen, Verbindungen, Faunenmigrationen und exakten, zeitlich-stratigraphischen Korrelationen noch weiter zu erforschen und abzuklären, wird die mühevoll Arbeit der Zukunft sein. Unzählige Beobachtungen und Funde, systematische Studien — und glückliche Zufälle! — werden nötig sein für eine derartige Synthese.

»Nil sine magno vita labore dedit mortalibus!«

BIBLIOGRAPHIE

(Medd. om Gr. = »Meddelelser om Grønland«, Kopenhagen).

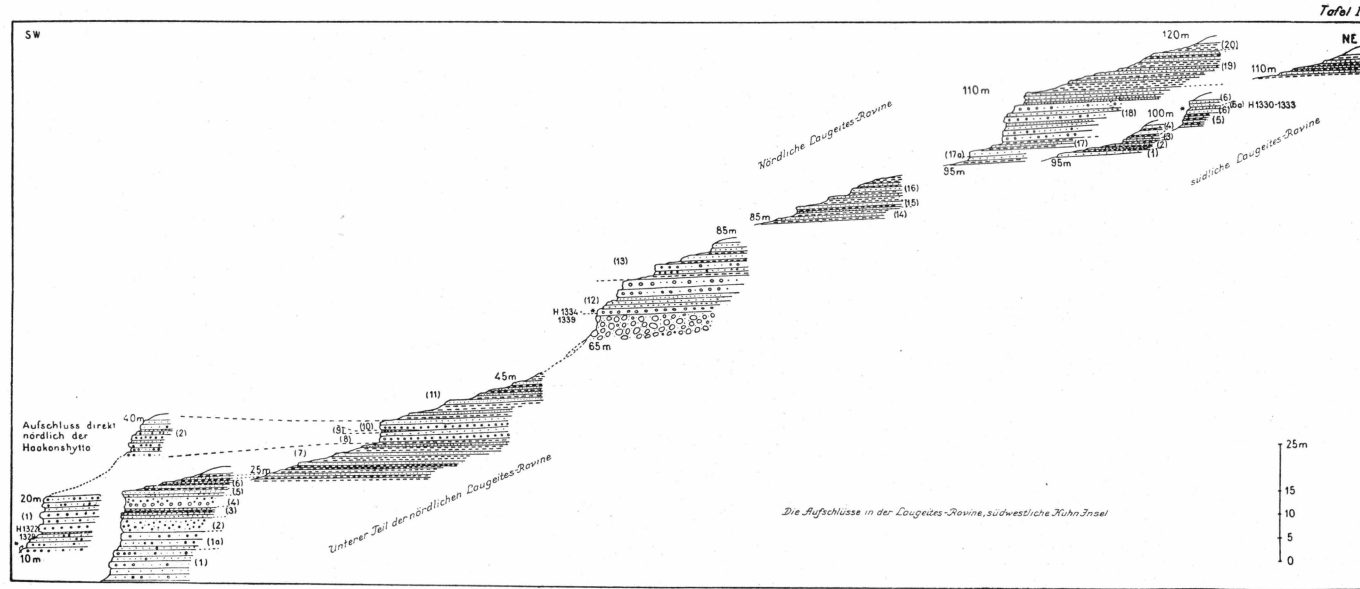
1. ALDINGER H., 1932, Über einen *Eugnathiden* aus der unteren Wolgastufe von Ostgrønland. Medd. om Gr., Bd. 86, Nr. 4.
2. — 1935, Geologische Beobachtungen im obern Jura des Scoresbysundes (Ostgrønland). Medd. om Gr., Bd. 99, Nr. 2.
3. ANDRÉE, K., 1924, Das Meer und seine geologische Tätigkeit. In: SALOMON W., Grundzüge der Geologie, Bd. I., pag. 361—533.
4. ARBENZ, P., 1919, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Albert Heim-Festschrift. Vierteljahrsschrift Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 64.
5. BIERTHER, W., 1939, Zur Geologie des Scoresbylandes. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen (Schweiz), Bd. XVI, Jahrg. 1940.
6. BODYLEVSKY, Y. I., 1936a, The Upper Volgian Fauna of Novaya Zemlya. Trans. Arctic Inst., Vol. 49., Leningrad. Russisch, mit englischer Zusammenfassung. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 60, 1937, Bespr. Nr. 1929.
7. — 1936b, On the Jurassic and Lower Cretaceous Fossils from the collection of A. PETRENKO from Novaya Zemlya. Trans. Arctic Inst., Vol. 49. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 60, 1937, Bespr. Nr. 1928.
8. — 1936c, On traces of the upper Volgian stage in the West Siberian Lowlands. Compt. Rend. Acad. Sc. URSS, 1936, Vol. 1 (10), Nr. 1 (78), Leningrad. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Vol. 13, 1939, Bespr. Nr. 152.
9. — & KIPARISOVA, L. D., 1937, Stratigraphy of the Mesozoic Deposits in the Arctic Region of the USSR. Abh. Internat. XVII. Geol. Congress 1937, Moscow-Leningrad. Abstracts of papers.
10. BOSWELL, P. G. H., 1929, Cretaceous. In: Handbook of the Geology of Great Britain, edited by EVANS, E. W. & STUBBLEFIELD, C. J., 1929, London.
11. BRILL, R., 1921, *Aucella Bronni* im schwäbischen Jura. Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1921.
12. BROUWER, A. H., 1922, Geologisch onderzoek op het eiland Roti. Jb. Mijnw. 1920, Verhandelingen 3.
13. BURCKHARDT, C., 1930, Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. Abh. Schweiz. Pal. Ges., Vol. IL (1929—1930).
14. CAIRNES, D. D., 1917, La frontière internationale Yukon-Alaska entre les rivières Porcupine et Yukon. Canada, Ministère des Mines, Comm. Géol., Mém. Nr. 67, No. 49, Sér. Géol. Ottawa.
15. CHUDAJEW, J., 1931, Mitteilungen über jurassische Ammoniten vom südlichen Pamir. Bull. Geol. Prosp. Serv. USSR, Vol. 50. Bespr. Neues Jahrb. f. Min. etc., R 3, 1932, pag. 789 ff.

16. CLOOS, H., 1939a, Hebung-Spaltung-Vulkanismus. Geol. Rundschau, Vol. XXX, Zwischenheft 4a.
17. — 1939b, Zur Tektonik der Ostküste von Grönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen (Schweiz), Bd. XVI., Jahrg. 1940.
18. CRICKMAY, C. H., 1935, Some of ALPHEUS HYATT's unfigured types from the Jurassic of California. United States Department of the Interior, Geol. Surv., Professional Paper 175 B, Washington.
19. DAVIES MORLEY, A., 1929, Jurassic. In: Handbook of the Geology of Great Britain, edited by EVANS, E. W. & STUBBLEFIELD, C. J., 1929, London.
20. DUTERTRE, A. F., 1926, Les *Aucelles* des terrains jurassiques supérieurs du Boulonnais. Compte Rendu Sommaire, Bull. Soc. Géol. de France, 4 sér., Tome 26.
21. ELISEEV, B. N., 1936, Anadyr Land. Contributions to the Geology and Mineral Resources. Trans. Arctic Inst., Vol. 48, Leningrad. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 61, 1938, Bespr. Nr. 140.
22. FREBOLD, H., 1930, Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums in Spitzbergen usw. Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 31, Oslo.
23. — 1931, Fauna, stratigraphische und palaeogeographische Verhältnisse des ostgrönländischen Zechsteins. Medd. om Gr., Bd. 84, Nr. 1.
24. — 1931, Das marine Oberkarbon Ostgrönlands. Medd. om Gr., Bd. 84, Nr. 2.
25. — 1932a, Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in post-devonischer Zeit. Medd. om Gr., Bd. 94, Nr. 2.
26. — 1932b, Geologie der Jurakohlen des nördlichen Ostgrönland. Medd. om Gr., Bd. 84, Nr. 5.
27. — 1932c, Die Lagerungsverhältnisse der Unterkreide im nördlichen Teil von Ostgrönland und die Frage der prätertiären Fjordanlage. Medd. om Gr., Bd. 86, Nr. 6.
28. — 1933a, Weitere Beiträge zur Kenntnis des oberen Palaeozoikums Ostgrönlands. Medd. om Gr., Bd. 84, Nr. 7.
29. — 1933b, Untersuchungen über die Verbreitung, Lagerungsverhältnisse und Fauna des oberen Jura von Ostgrönland. Medd. om Gr., Bd. 94, Nr. 1.
30. — 1935a, Marines Aptien von der Koldewey Insel (nördliches Ostgrönland). Medd. om Gr., Bd. 95, Nr. 4.
31. — 1935b, Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl- und Franz-Joseph-Landes. Geologie der Erde, Verl. Bornträger, Berlin.
32. — & STOLL, E., 1937, Das Festungsprofil auf Spitzbergen. 3. Stratigraphie und Fauna des Jura und der Unterkreide. Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 68, Oslo.
33. — & NOE-NYGAARD, A., 1938, Marines Jungpalaeozoikum und Mesozoikum von der Traillinsel (Ostgrönland). Medd. om Gr., Bd. 119, Nr. 2.
34. GIGNOUX, M., 1926, Géologie stratigraphique. Paris (Masson).
35. HEIM, ARN., 1940, The Front Ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. Ecl. Geol. Helv., Vol. 33, Nr. 2.
36. HOURCQ, V., 1932, Sur l'âge des calcaires glauconieux de la région d'Antsalova (Province de Maintirane), Madagascar. Compt. Rendu Séanc. Ac. Sc. (Paris) 195.
37. HUMMEL, K., 1923, Die Oxford-Tuffe der Insel Buru und ihre Fauna. Palaeontographica, Suppl. IV. III.
38. KHERASOV, N. P. & KOLOSOV, D. M., 1938, Geology and Geomorphology of the Western part of the Verkhoyanya Region. Trans. All-Union Scient. Research Inst. of Econom. Min., Fasc. 116, Leningrad. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 67 (1940), Bespr. Nr. 1810.

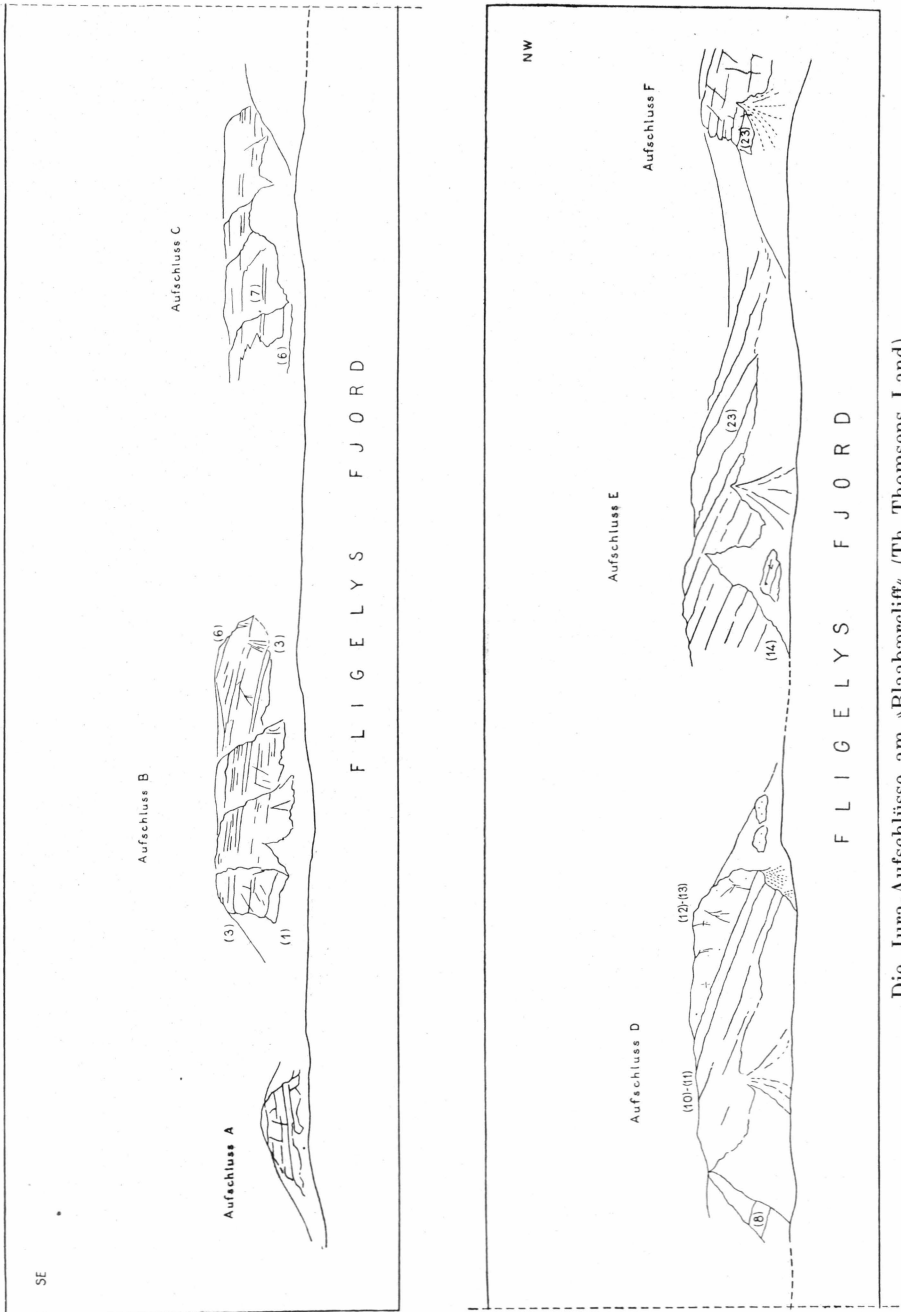
39. KILIAN, W. & GUÉBARD, A., 1902, Étude paléontologique et stratigraphique du système jurassique dans les Préalpes maritimes. Extr. Bull. Soc. Géol. France, 4me sér., tome 2.
40. KINDLE, E. M., 1939, Geology of the Arctic Archipelago and the Interior Plains of Canada. In: RUEDEMANN, R. & BALK, R., Geology of North America. Geologie der Erde (Boroträger), Berlin.
41. KOCH, L., 1929a, The Geology of East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 73, Nr. 2.
42. — 1929b, Stratigraphy of Greenland. Medd. om Gr., Bd. 73, Nr. 2.
43. — 1931, Carboniferous and Triassic Stratigraphy of East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 83, Nr. 2.
44. — 1935, Geologie von Grönland. Geologie der Erde (Boroträger), Berlin.
45. KRUMBECK, L., 1922, Zur Kenntnis des Juras der Insel Rotti. Jaarboek v. h. Mijnwezen, 49. Jaargang (1920), Verhandelingen, 3. Gedeelte.
46. — 1934, Die Aucellen des Malms von Misol. Neues Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. 71, Abt. B.
47. MARTIN, G. C., 1926, The Mesozoic Stratigraphy of Alaska. US Department of the Interior, Geol. Survey, Bulletin 776.
48. MAYNC, W., 1938, Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes. Medd. om Gr., Bd. 114, Nr. 1. In: MAYNC, VISCHER, STAUBER & SCHAUB, 1938, Geologische Untersuchungen in der postdevonischen Zone Nordostgrönlands. Medd. om Gr., Bd. 114, Nr. 1.
49. — 1939, Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen 73° und 75° Lat. N. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen (Schweiz), Bd. XVI, Jahrg. 1940 (Nr. 10).
50. — 1940, Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 73—75° Lat. N. Medd. om Gr., Bd. 114, Nr. 5.
51. — 1942, Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands. Medd. om Gr., Bd. 115, Nr. 2.
52. — The Cretaceous Beds between Kuhn Island and Cape Franklin (Gauss Peninsula), northern East Greenland. Manuskript.
53. MAZENOT, 1939, Les *Palaeohoplitidae* Tithoniques et Berriasiens du Sud-East de la France. Mém. Soc. Géol. France, N. S., Tome XVIII, fasc. 1—4, Mém. No. 41.
54. MERTIE, J. B., 1938, The Nushagak District, Alaska. US Department of the Interior, Geol. Survey, Bulletin 903.
55. MILLER, A. K. & FURNISH, W. M., 1939, *Cyclolobus* from the Permian of Eastern Greenland. Manuskript.
56. MOFFIT, F. H., 1938, Geology of the Chitina Valley and adjacent area, Alaska. US Department of the Interior, Geol. Survey, Bulletin 894.
57. MOOR, G. G., 1937, Abriss der Geologie der sibirischen Plattform und der angrenzenden Faltenstrukturen. Arctic Inst. of the USSR, Vol. 87, Teil I, Leningrad. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 64, Nr. 1 (1939), Bespr. Nr. 901.
58. NALIVKIN, D. V., 1937, Moscou to Kuibyshev. Abh. Internat. Geol. Congress, XVII Session USSR.
59. NASH, J. M. W., 1926, De Geologie der Grande-Chartreusementens. Diss. Delft.
60. NATHORST, A. G., 1900, Två somrar i Norra Ishafvet, Kung Karls Land, Spetsbergens kringsegling. Spanande efter ANDRÉE i Nordöstra Grönland. Förra och senare delen. Stockholm.
61. NIKOLAEV, I. G., 1938, Materials on the geology and Mineral Deposits in the southern part of the Kharaulakh Mountains of the USSR. Trans. Arct.

- Inst. USSR., Vol. 107. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 67, (1940), Bespr. Nr. 1807.
62. NOE-NYGAARD, A., 1934, Stratigraphical outlines of the area round Fleming Inlet. Medd. om Gr., Bd. 103, Nr. 1.
 63. — & SÄVE-SÖDERBERGH, G., 1932, Zur Stratigraphie der Nordostecke der Claveringsinsel (Ostgrönland). Medd. om Gr., Bd. 94, Nr. 3.
 64. OBRUTSCHEW, W. A., 1926, Geologie von Sibirien. Fortschritte der Geologie und Palaeontologie. Gebr. Bornträger, Berlin.
 65. OGNEV, V. N., 1933, The Upper Jurassic Fossils from Hooker Island on Franz Joseph Land. Trans. Arctic Inst., Vol. 12, Leningrad. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 60 (1937), Bespr. 1930.
 66. PARKINSON, M. M. L. & WHITTARD, W. F., 1931, The geological work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. Quarterly Journ. Geol. Soc. London, Vol. 87.
 67. RAVN, J. P. J., 1911, On Jurassic and Cretaceous fossils from Northeast Greenland. Medd. om Gr., Bd. 45.
 68. REESIDE, J. B., 1919, Some American Jurassic Ammonites of the genera *Quenstedticeras*, *Cardioceras*, and *Amoeboceras*, family *Cardioceratidae*. United States Department of the Interior, U. S. Geol. Surv., Professional Paper 118, Washington.
 69. ROHR, K., 1926, Stratigraphie und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF., 57. Lfg. I.
 70. ROMAN, FR., 1938, Les Ammonites jurassiques et crétacées. Masson et Cie, Paris.
 71. ROSENKRANTZ, A., 1929, Preliminary account of the geology of the Scoresby Sound district. In: KOCH L., The geology of East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 73, Nr. 2.
 72. — 1932, Geologiske Undersøgelser i Øst-Grønland Sommeren 1929. København.
 73. RUTTEN, L. M. R., 1927, Voordrachten over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indie. Den Haag.
 74. SAFONOV, A., 1937, Orogeny of the Urals. Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., Vol. 21, Nr. 11.
 75. SAKS, V. N., 1937, Abriss der Geologie des Tschuktschengebietes. Arctic Inst. of the USSR, Vol. 87, Teil I, Leningrad. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. A, Bd. 64 (1939).
 76. SIRIN, N. A. & SHMAKOVA, G. V., 1937, Geological description of the Southern Portion of the Voila River-Basin. Trans. Arct. Inst. USSR, Vol. 74, Leningrad. Bespr. Geol. Zentralbl., Abt. B, Vol. 14 (1939), Bespr. Nr. 1004.
 77. SOKOLOV, D. & BODYLEVSKY, Y. I., 1931, Jura- und Kreidefaunen von Spitzbergen. Skrifter om Svalbard og Ishavet, Nr. 35, Oslo.
 78. SPATH, L. F., 1930, The Eotriassic Invertebrate Fauna of East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 83, Nr. 1.
 79. — 1932, The Invertebrate faunas of the Bathonian-Callovian deposits of Jameson Land (East Greenland). Medd. om Gr., Bd. 87, Nr. 7.
 80. — 1933, Revision of the Jurassic Cephalopod Fauna of Kachh (Cutch). part. VI. Pal. Indica, New Series, Vol. IX, Mem. No. 2.
 81. — 1935a, Additions to the Eotriassic Invertebrate Fauna of East Greenland. Medd. om Gr., Bd. 98, Nr. 2.
 82. — 1935b, The Upper Jurassic Invertebrate faunas of Cape Leslie, Milne Land. I. Oxfordian and Lower Kimmeridgian. Medd. om Gr., Bd. 99, Nr. 2.

83. — 1936., The Upper Jurassic Invertebrate faunas of Cape Leslie, Milne Land. II. Upper Kimmeridgian and Portlandian. *Medd. om Gr.*, Bd. 99, Nr. 3.
84. STAUBER, H., 1938, Stratigraphische Untersuchungen postdevonischer Sedimente auf den Inseln Traill und Geographical Society. In: MAYNC, VISCHER, STAUBER & SCHAUB, 1938, Geologische Untersuchungen in der postdevonischen Zone Nordostgrönlands. *Medd. om Gr.*, Bd. 114, Nr. 1.
85. — 1939, Geologie des südlichen Teiles der postdevonischen Zone von Ostgrönland. *Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen (Schweiz)*, Bd. XVI, Jahrg. 1940.
86. STEINMANN, G., 1929, Geologie von Peru. Heidelberg.
87. STENSIÖ, E., 1932, Triassic fishes from East Greenland. *Medd. om Gr.*, Bd. 83, Nr. 3.
88. STOLLEY, E., 1929, Über ostindische Jura Belemniten. *Paläontologie von Timor*, Lieferung 16.
89. — 1934a, Zur Kenntnis des Jura und der Unterkreide von Misol. I. Stratigraphischer Teil. *Neues Jahrb. f. Min. etc.*, Beil. Bd. 71, Abt. B.
90. — 1934b, Zur Kenntnis des Jura und der Unterkreide von Misol. II. Paläontologischer Teil. *Neues Jahrb. f. Min. etc.*, Beil. Bd. 73, Abt. B.
91. TEICHERT, C., 1939, Geology of Greenland. In: *Geology of North America*, edited by RUEDEMANN, R. & BALK, R., Geologie der Erde (Boroträger) Berlin.
92. — 1940, Marine Jurassic of East Indian Affinities at Broome, North-Western Australia. *Journal Royal Soc. of Western Austr.*, Vol. XXVI (1939—40).
93. TOULA, FR., 1874, Allgemeine Übersicht der geologischen Beschaffenheit Ostgrönlands. Ferner: Beschreibung mesozoischer Versteinerungen von der Kuhn Insel. In: KOLDEWEY, K., 1874, Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870. Leipzig.
94. VISCHER, A., 1938, Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes. In: MAYNC, VISCHER, STAUBER & SCHAUB, 1938, Geologische Untersuchungen in der postdevonischen Zone Nordostgrönlands. *Medd. om Gr.*, Bd. 114, Nr. 1.
95. — 1939, Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord während der Zweijahresexpedition 1936—1938. *Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen (Schweiz)*, Bd. XVI, Jahrg. 1940.
96. — 1940, Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73° und 75° N. Br. *Medd. om Gr.*, Bd. 114, Nr. 4.
97. VOLKOV, S. N. & JACJUK, N. V., 1937, Abriss der Geologie des Polar-Urals. *Trans. Arct. Inst. USSR.*, Vol. 87, Leningrad. *Bespr. Geol. Zentralbl.*, Abt. A, Bd. 67 (1940), *Bespr. No.* 1802.
98. WAGER, L. R., 1934, Geological investigations in East Greenland. Part I. General Geology from Angmagssalik to Kap Dalton. *Medd. om Gr.*, Bd. 105, Nr. 3.
99. WANNER, J. & JAWORSKI, E., 1931, Liasammoniten von Jamdena und Celebes. *Neues Jahrb. f. Min. etc.*, Beil. Bd. 66, Abt. B.
100. WAYNE GALLIHER, E., 1935, Geology of Glauconite. *Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol.*, Vol. 19, Nr. 11.



Das Volgien-Infravalanginien Profil nördlich der »Haakonshytta« und in der Laugeites-Ravine.



Die Jura-Aufschlüsse am »Blaabercliff« (Th. Thomsens Land).

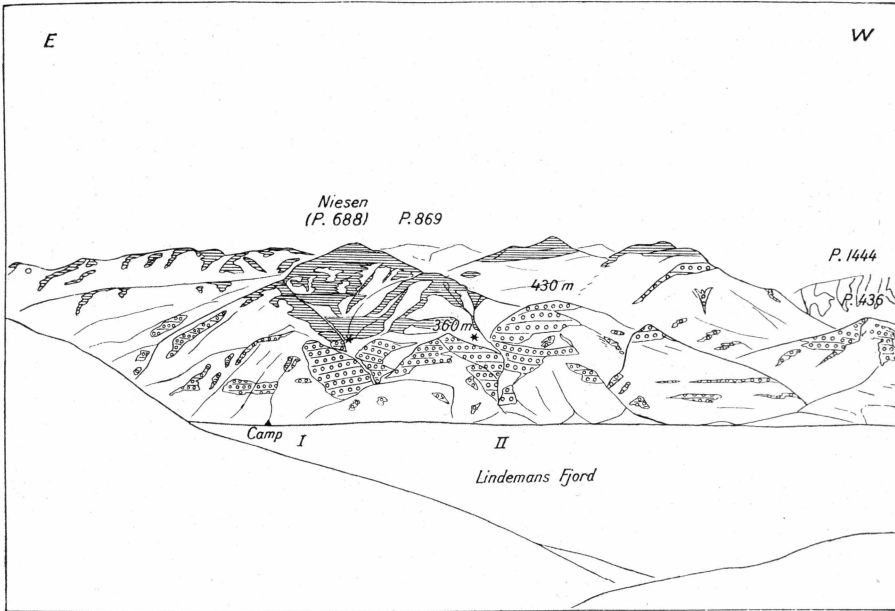


Fig. 1. Die geologischen Verhältnisse am Niesen (P. 688 m), an der Nordküste des inneren Wollaston Forlandes.

Legenda

 <p>Niesen-Schichten (Infravalanginien-Volanginien)</p>	 <p>Rigi-Serie (Volgien, im W ev. noch Valanginien enthaltend)</p>	 <p>Kaledonisches Kristallin</p>
--	---	---

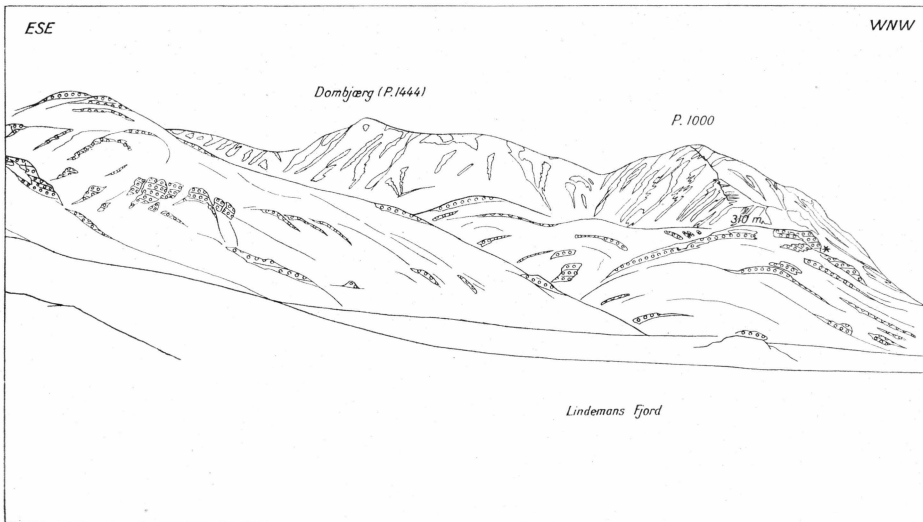


Fig. 2. Westrand des Sedimentgebietes im inneren Wollaston Forland.

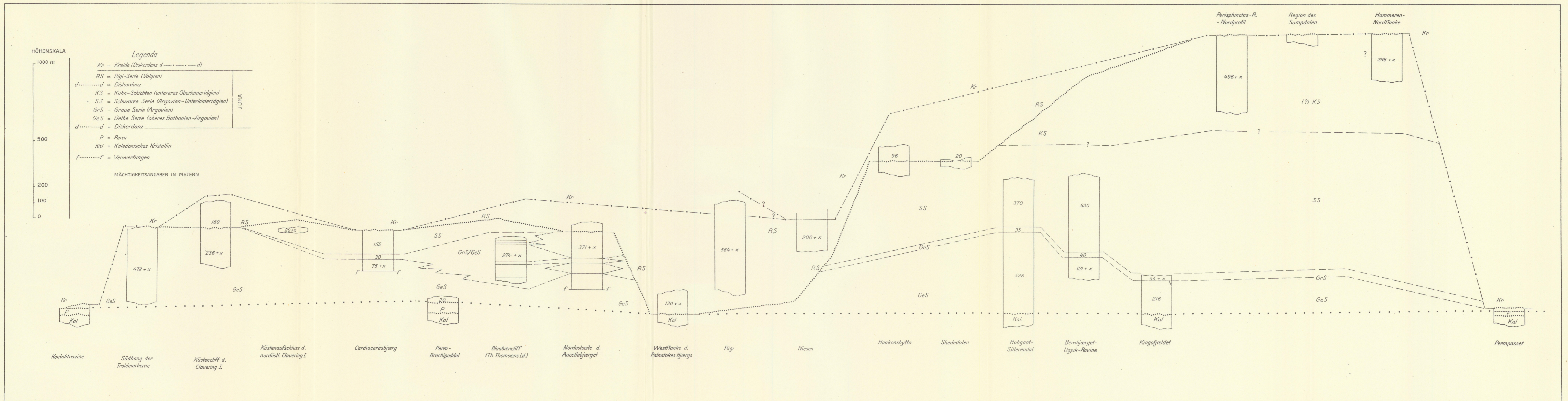
Tafel IV.

Stratigraphisches Korrelationsschema der Jurasedimente auf der Kuhn Insel, in
Wollaston Forland und auf der Clavering Insel.

ERRATA

Diskordanz zwischen Perm und Jura

d d



Tafel V.

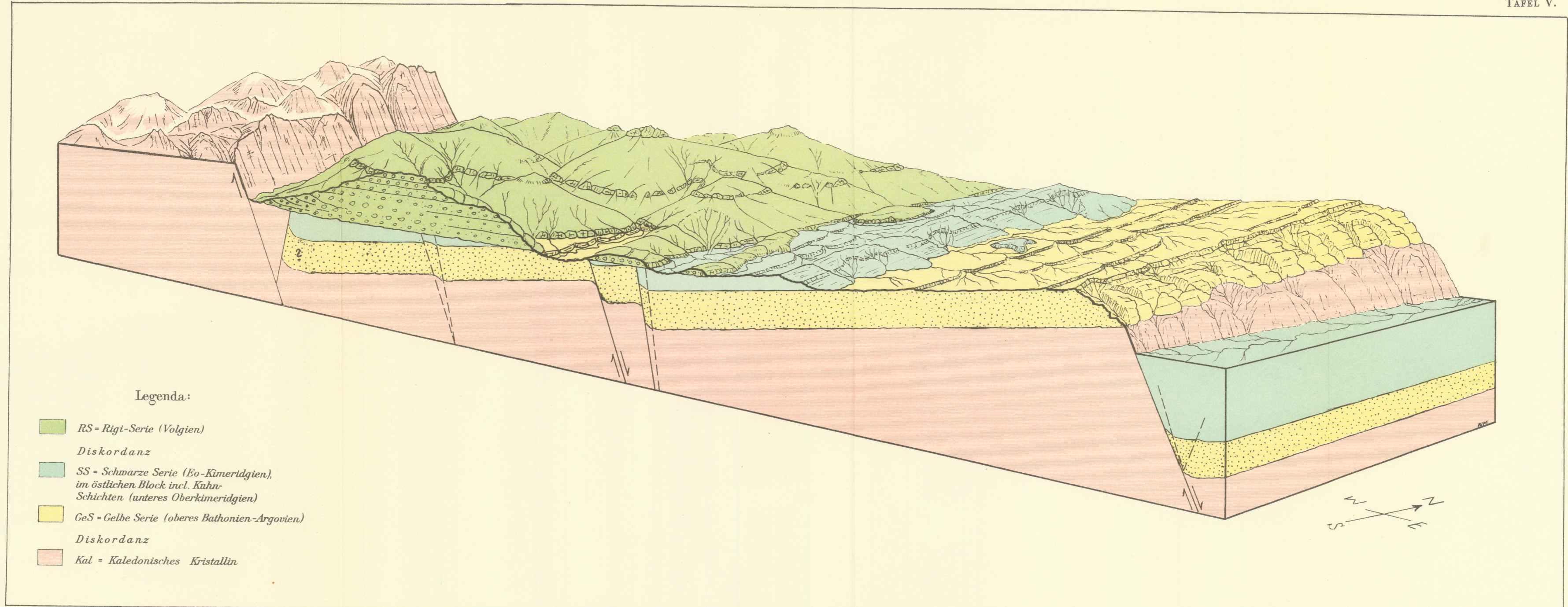
Stereogramm der Lagerungsverhältnisse der ostgrönländischen Juraserien im inneren Wollaston Forland.

Die Profilseite des Blockdiagramms zeigt die »antithetische« Staffe­lung der Bruchschollen. Ganz links zieht die »Zacken­berg-Dombjærg-Verwerfung« durch, deren »Fault Scarp« (Verwerfungsabfall) morphologisch als imposante Gneis­mauer in Erscheinung tritt. Am rechten Bildrande streicht eine andere bedeutende Verwerfung durch, längs welcher das zentrale Wollaston Forland und die Ost­hälfte der Kuhn Insel als tektonische Einheit abgesenkt wurden. Zwischen diesen beiden Verwerfungslinien wurden verschiedene, z. T. beobachtete Adventiv-Verwerfungen eingezeichnet.

Über die kaledonische Rumpffläche (Kal) transgredieren die Sandsteine und Konglomerate der Gelben Serie (oberes Bathonien-Argovien). Diese Bildungen (Ge S) werden konkordant von unserer Grauen Serie überlagert (beide Serien können faziell miteinander verzahnt sein), die ihrerseits in die jüngere, konform liegende Schwarze Serie (SS) des Unterkimeridgiens überleitet. Unteres Neo-Kimeridgien ist nur im östlichen Block vorhanden (mit der Schwarzen Serie zusammengefasst).

Die Bruch-Orogenese im obersten Kimeridgien hat den ostgrönländischen Kontinentalrand in eine »antithetische Schollentreppe« zerlegt. Mit Ausnahme der Bruchkerbe des inneren Wollaston Forlandes wurde das ganze Gebiet der Denudation ausgesetzt. Nur in der genannten Senke lagerten sich marine Sedimente ab, und dieselben (Rigi-Serie RS) liegen infolge der vorangehenden Tektogenese winkeldiskordant-transgressiv. Am Fusse des labilen »Fault Scarps« im W wurde das Volgien (Rigi-Serie) als deutlich »synorogene« Bildung sedimentiert, d. h. die Schollenbewegungen dauerten noch während der Ablagerung dieser Sedimente an; abseits dieser »falaise« gelangten z. T. rhythmisch-zyklische Bildungen zur Ablagerung (Volgien bei der »Haakonshytta«).

Die abgestaffelte Bruchscholle rechts liegt tektonisch so tief, dass nur Schichten des Kimeridgiens austreichen (einzig am Permpasset taucht noch ein Erosionsre­likt von Gelber Serie sowie Perm und der kaledonische Gneissockel an die Oberfläche). Das Kimeridgien dieser Scholle wird durchwegs von Valanginien oder transgressiver jüngerer Kreide überlagert, das Volgien entspricht einer Schicht­lücke (Bruch-Orogenese). Im Gegensatz hierzu hat im westlichen Becken (»Niesen Fjord«) eine fast kontinuierliche Sedimentation vom Volgien ins Infravalanginien/Rjasanien und ins höhere Valanginien stattgefunden (Niesen-Schichten).



Korrelationstabelle der Jurabildungen Ostgrönlands.

(Nach Arbeiten von H. ALDINGER 1935, W. BIERTHER 1939, H. FIEBOLD 1932a, 1932b, 1933b, H. FIEBOLD & A. NOE-NYGAARD 1938, L. KOCH 1929a, 1929b, 1935, J. P. J. RAVN 1911, A. ROSENKRANTZ 1929, L. F. SPATH 1932, 1935b, 1936, H. STAUBER 1938, 1939 und dem VERFASSER.

		Danmarkshavn (Germania Land)	Grosse Koldewey Insel	Hochstetter Forland	Kuhn Insel	Wollaston Forland	Clavering Insel	Hold-with-Hope, Giesecke Bjerge	Geographical Society und Traill Inseln	Scoresby Land	Jameson Land	Milne Land								
JURA	Kreide	unbekannt	unbekannt	unbekannt	Oberste Schichten in Laugeites-Ravine	Untere Niesen-Schichten	unbekannt	Region des Festlandes »Neo-Eskimoniae. Keine Sedimentation, erst im Aptien-Albien neue Transgression	vorhanden (?)	unbekannt	Sandige Schichten mit Ammoniten, Aucellen usw. ?	»Oberer Hartzfjæld Sandstein«								
	Portlandien	(oberes Volgien) Aquilonien/Purbeckien	unbekannt	unbekannt ?	unbekannt	Ablagerungen bei »Haakonshyttæ/ Laugeites-Ravine	Rigi-Serie		Rigi-Serie		vorhanden	?	Fragliche Vorkommen im nördlichen Jameson Land (Fossil Mountain, Mt. Mikael)	»Unterer Hartzfjæld Sandstein«						
		Volgien	unsicher	steriles Gneis- konglomerat (Aucellabjærg)	unbekannt									»Crendonites-Schichten						
	Kimeridgien	Im Nordgebiet tektonische Diskordanz (d) nachgewiesen	unbekannt	unbekannt	unbekannt	Kuhn-Schichten	? Kuhn-Schichten		unbekannt		Schieferserie mit <i>Cardioceratidae</i>	unbekannt	»Koch Fjæld Formation«	»Glaukonitserie«						
		Neo-Kimeridgien	Muschelfauna aus erratischen Blöcken des Vesterdalen	»Kloft I Formation«	Schiefer mit <i>Amoeboceras</i> , <i>Amoebites</i> , <i>Aucella (Buchia)</i> cf. <i>bronni</i> LAH.	Schwarze Serie (<i>Amoebites</i> -Schichten)			unbekannt					?	?	Pectinatites-Schichten <i>Perisphinctes</i> -Niveau <i>Amoebites</i> -Schichten				
		Eo-Kimeridgien				Graue Serie	Graue Serie										»Pecten-Sandstein«			
		Argovien (Neo-Oxfordien)				Keyserlingi- Schichten	Keyserlingi- Schichten											Gelbe Serie	Gelbe Serie	
		Eo-Oxfordien (Divésien)				Formation am Trækpasset	Formation am Trækpasset											Gelbe Serie	Gelbe Serie	»Charcotbucht Sandstein«
		Callovien				Kaledonikum	Kaledonikum											Kaledonikum	Kaledonikum	
	oberes Bathonien	?									?	?	?							?
Diskordanz, Transgressionsfläche			Kaledonikum	Kaledonikum	Kaledonikum-Perm	Perm	Eotrias	Rhaeto-Lias	Rhaeto-Lias	Rhaeto-Lias	Kaledonikum									

Korrelationsschema der oberen Jurabildungen verschiedener Regionen mit denjenigen Ostgrönlands.
(Nach der in der Bibliographie citierten Literatur).

Stufen		Zentraleuropa und Südost-Frankreich	Mexiko	England/Boulonnais	Russland	Ostgrönland
Infravalanginien	Berriasien	<i>Thurmannites boissieri</i> PICT. <i>Spiticeras</i> spp. div.	<i>Neocomites</i> (» <i>Steueroceras</i> « em.)		Rjasanien <i>Subcraspedites spasskensis</i> NIK. <i>Berriasella</i> (<i>Rjasanites</i>) <i>rjasanensis</i> LAH.	<i>Subcraspedites groenlandicus</i> SPATH, <i>S.</i> ex gr <i>plicomphalus</i> SOW./ <i>stenomphalus</i> PAVL. etc., <i>Berriasellidae</i>
Aquilonien/Purbeckien	Tithonique	<i>Berriasella chaperi</i> PICT. und <i>Berriasella delphinensis</i> KIL.	<i>Berriasella</i> ex gr <i>calisto</i> D'ORB.	Purbeckien	Oberes Volgien <i>Craspedites subditus</i> TRAUTSCH. usw. <i>Kachpurites</i> (<i>Neumayria</i>) <i>fulgens</i> TRAUTSCH. <i>Pavlovia</i> (<i>Epivirgatites</i>) <i>nikitini</i> MICH.	<i>Craspedites</i> spp. ? <i>Titanites</i> sp. ind.
Portlandien		<i>Spiticeras</i> (<i>Proniceras</i>) <i>pronum</i> OPP. ? <i>Sublithacoceras senex</i> OPP. <i>Virgatospinctes transitorius</i> OPP.	<i>Berriasella</i> (<i>Kossmatia</i>) cf. <i>richteri</i> OPP. <i>Spiticeras</i> (<i>Proniceras</i>) aff. <i>pronum</i> OPP. <i>Aucella</i> (<i>Buchia</i>) ex gr » <i>mosquensis</i> « VON BUCH <i>Provirgatites</i> und <i>Aulacosphinctoides bangei</i> BURCKH.	<i>Titanites giganteus</i> SOW. <i>Kerberites kerberus</i> BUCKM. <i>Crendonites gorei</i> SALF. <i>Pavlovia</i> (<i>Lydistratites</i>) <i>vulgaris</i> SPATH	Unteres Volgien	Laugeites (» <i>Kochinas</i> «) <i>groenlandica</i> SPATH <i>Crendonites</i> spp. <i>Behemoth groenlandicus</i> SPATH <i>Epipallasiceras</i> spp.,
Neo-Kimeridgien (Bononien em.)		<i>Subplanites contiguus</i> CAT. und <i>Berriasella ciliata</i> SCHN. <i>Berriasella</i> (<i>Kossmatia</i>) <i>richteri</i> OPP.	<i>Subplanites</i> cf. <i>danubiensis</i> SCHLOSSER <i>Pavlovia</i> (<i>Lydistratites</i>) <i>pallasioides</i> NEAV. <i>Pavlovia</i> (<i>Pallasiceras</i>) <i>rotunda</i> SOW. <i>Pectinatites pectinatus</i> PHILL. <i>Virgatospinctoides wheatleyensis</i> NEAV.	<i>Pavlovia</i> (<i>Pallasiceras</i>) <i>pavlovi</i> MICH. ? Transgression (Schichtlücke)		<i>Pallasiceras</i> spp., <i>Pectinatites</i> spp.
Meso-Kimeridgien	Tithonique	<i>Streblites lithographicus</i> OPP. <i>Waagenia hybonota</i> OPP./ <i>beckeri</i> NEUM. <i>Gravesia gigas</i> ZIET./ <i>irius</i> D'ORB. <i>Gravesia gravesiana</i> D'ORB. <i>Gravesia portlandica</i> DE LOR. <i>Aulacostephanus eudoxus</i> D'ORB. <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> DE LOR. <i>Creniceras</i> (<i>Glochiceras</i>) <i>dentatum</i> REIN. <i>Idoceras balderum</i> OPP. <i>Ataxioceras polyplacum</i> REIN. <i>Sutneria platymota</i> REIN.	<i>Mazapilites</i> spp. <i>Waagenia</i> cf. <i>beckeri</i> NEUM. <i>Glochiceras fialar</i> OPP. <i>Aucella</i> (<i>Buchia</i>) <i>bronni</i> LAH. u. a. Species <i>Aspidoceras</i> cf. <i>acanthicum</i> OPP. <i>Idoceras</i> spp. <i>Sutneria</i> ex gr <i>platymota</i> REIN.	<i>Subplanites</i> spp. <i>Subdichotomoceras bleicheri</i> DE LOR. <i>Gravesia gigas</i> ZIET. <i>Gravesia gravesiana</i> D'ORB. <i>Gravesia portlandica</i> DE LOR. <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> DE LOR.	Gravesian/Subplanitan <i>Subdichotomoceras bleicheri</i> DE LOR. <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> DE LOR. und <i>A. undorae</i> PAVL.	? ? <i>Subdichotomoceras</i> (? <i>Sphinctoceras</i>) ? <i>Subplanites</i> , ? <i>Subplanites</i> (? <i>Virgatospinctoides</i>)
Eo-Kimeridgien			<i>Sutneria galar</i> OPP. <i>Idoceras planula</i> ZIET. <i>Epipeltocheras bimammatum</i> QUENST. <i>Peltocheras transversarium</i> QUENST. <i>Euaspidoceras perarmatum</i> SOW.	<i>Ochetoceras</i> <i>Dichotomosphinctes</i> ex gr <i>plicatilis</i> SOW.	<i>Physodoceras longispinum</i> SOW. <i>Pararasia mutabilis</i> D'ORB. <i>Rasenia uralensis</i> D'ORB. und <i>Amoebites kitchini</i> SALF. <i>Rasenia cymodoce</i> D'ORB. und <i>Pictonia baylei</i> SALF. <i>Ringsteadia</i> spp. <i>Amoeboceras</i> (<i>Prionodoceras</i>) <i>serratum</i> SOW. <i>Cardioceras maltonense</i> YOUNG & BIRD	Rasensian <i>Rasenia uralensis</i> D'ORB. <i>Amoeboceras alternans</i> VON BUCH <i>Cardioceras zenaidae</i> ILOV.