MEDDELELSER OM GRØNLAND
UDGIVNE AF
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND
Bd. 99 · Nr. 1

TREAARSEXPEDITIONEN TIL CHRISTIAN DEN X's LAND 1931-34
Under Ledelse af Lauge Koch

GEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN IM OBEREN JURA DES SCORESBYSUNDES (OSTGRÖNLAND)

VON

HERMANN ALDINGER

MIT 35 TEXTFIGUREN UND 3 KARTEN

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S
1935

INHALT

Seite

Einleitung 5
I. Die Umgebung von Astartekløft 7
Historischer Überblick 7
Morphologie 12
Struktur 13
Stratigraphie 14
Rhaetlias 14
Mittlerer und Oberer Lias 15
Oberes Bathonian 22
Callovian 25
Unteres Kimmeridgian 26
Basalte 27
Pleistozäne und alluviale Bildungen 28
Profile 28
II. Südliches Jamesonland 32
Morphologie 32
Stratigraphie 33
Rhaetlias 33
Mittlerer und Oberer Lias 34
Bathonian-Callovian 35
Oxfordian 36
Kimmeridgian (+ Oxfordian?) 36
Schichten unbestimmten Alters 37
Neokom (? Infravalanginian) 38
Basalte 45
Tektonik 45
III. Milneland 48
Morphologie 48
Stratigraphie 49
Historisches 49
Milneland Granit 54
Charcotbucht Sandstein 54
Oberes Oxfordian 57
Unteres Kimmeridgian 59
? Mittleres Kimmeridgian 60
Oberes Kimmeridgian. p. p. 61
Glaukonitserie. (Oberes Kimmeridgian und Portlandian) 62

Seite
Hartzfjældsandstein (?Volgian und ?Aquilonian) 65
Basalte 70
Rumpfflächen 72
Tektonik 77
Fossilfunde 80
Profile 81
Palaeogeographische Entwicklung des Jura im Scoresbysund 91
Vergleich mit anderen Juragebieten 116

EINLEITUNG

Als Teilnehmer der dänischen Drei-Jahr-Expedition nach Ostgrönland, unter Leitung von Dr. Lauge Koch, hatte ich im Sommer 1933 Gelegenheit im Oberen Jura des Scoresbysundes geologische Untersuchungen anzustellen. Es wurden folgende Gebiete besucht: 1. Die Umgebung der Astartekløft an der Ostküste von Jamesonland. 2. Die Südküste von Jamesonland westlich von Kap Stewart. 3. Die Ostküste von Milneland nördlich von Kap Leslie.

An der Südküste von Jamesonland hatte ich das Vergnügen mit Herrn Dr. Säve-Söderbergh zusammenzuarbeiten, der mich in die praktische Seite der geologischen Arbeit auf Expeditionen einführte und mir seine grosse Erfahrung auf diesem Gebiet in liebenswürdigster Weise zur Verfügung stellte. Herrn Säve-Söderbergh auch hier für beste Zusammenarbeit zu danken ist mir eine angenehme Pflicht. Als Mitarbeiter im Felde hatten wir die Herren Mag. B. Granström, E. Möller, T. Säve-Söderbergh, Mag. Troelsen, Mag. G. Wängsjö, E. Ohlsson. Ihnen sei auch hier für tatkräftige Mitarbeit gedankt. Die 11 isländischen Pferde der Expedition standen uns während des Aufenthalts auf dem Lande zur Verfügung. So war es sehr leicht möglich das Lager nach Bedarf zu verlegen. Da die Expeditionsschiffe jedoch weiter nach Norden gehen sollten, so bald die Eisverhältnisse dies erlaubten, war es nötig die Lager in die Nähe der Küste zu legen. Es konnte deshalb nur ein gewisser Streifen des Landes längs der Küste untersucht werden.

Die geologische Karte von Süd-Jamesonland ist von Herrn Dr. Säve-Söderbergh mit Hilfe eines Theodoliten aufgenommen, sie ist ganz sein Werk, und mir fällt nur die Verantwortung für geologische Deutung der Schichten zu.

Bei der geologischen Arbeit in Ost-Jamesonland (Astartekløft) und Milneland hat mich Herr A. E. Poulsen, Kopenhagen, begleitet. Die Karten dieser beiden Gebiete sind mit Hilfe eines Richthofenkompasses aufgenommen, sie sind daher nicht sehr genau. Die Höhenzahlen und Profile sind mit Hilfe eines Paulin-Aneroids (kleines Modell) gemessen.

In Astartekløft hatte ich die Aufgabe Ammoniten im Callovian zu sammeln, im Lias und Rhaetlias wurden, da diese Schichten schon früher eingehend untersucht wurden, keine speziellen Untersuchungen angestellt.

Der Zweck des Aufenthalts in Milneland war Vertebraten, besonders Fische zu sammeln, da Funde einer früheren Expedition zu der Hoffung auf eine grössere Fischfauna berechtigten. Leider hat sich diese Hoffung nicht bestätigt, trotzdem ein grosser Teil der zur Verfügung stehenden Zeit auf die Suche verwendet wurde.

Die einzelnen Gebiete wurden in den folgenden Zeiträumen untersucht.

Südliches Jamesonland	28.VI.33 —11.VII.33
Astartekløft	12.VII.33—21.VII.33
Milneland	23.VII.33—26.VIII.33

Alle gesammelten Faunen werden von Herrn Dr. SPATH, London, bearbeitet. Für eine Reihe von vorläufigen Mitteilungen und Auskünften über die Altersstellung der Schichten bin ich Herrn Dr. SPATH zu grösstem Dank verpflichtet.

Im folgenden versuche ich eine Schilderung der geologischen Verhältnisse und der faziellen Ausbildung zu geben, soweit sich eine solche ohne genauere Kenntnis der Fossilien geben lässt.

Die Abbildungen zur vorliegenden Arbeit sind teils von mir selbst aufgenommen, teils von Frau M. FERM und Herrn S. EKBLOM im Riksmuseum in Stockholm in dankenswerter Weise hergestellt worden. Herrn Dr. F. BROTZEN, Stockholm, verdanke ich wertvolle Hinweise auf geologische Literatur.

Während der geologischen Arbeit in Milneland hatte ich Gelegenheit mit den Herren Dr. PARAT, Dr. DEVAUX und Dr. DRACH, Mitgliedern der Charcot-Expedition, zusammenzutreffen und eine gemeinsame Exkursion zu machen. Für freundlichst gewährte Gastfreundschaft und Hilfe möchte ich den genannten Herren auch hier danken.

Vor allem aber gebührt mein Dank Herrn Dr. KOCH, dem liebenswürdigen und immer hilfsbereiten Leiter der Expedition und Herrn Prof. STENSIÖ, dessen unermüdlicher Freundschaft und steter Hilfe in Dingen der Wissenschaft wie des Lebens ich mich schon seit Jahren erfreue.

Stockholm, 10. Januar 1935.

I. DIE UMGEBUNG DER ASTARTEKLØFT

Historischer Überblick.

Die geologische und palaeontologische Literatur, die Jamesonland betrifft, hat ROSENKRANTZ besprochen (ROSENKRANTZ 1929, p. 136—137, 1934, p. 8—23). 1929 gab ROSENKRANTZ ausserdem einen vorläufigen Bericht über eigene Beobachtungen in der Trias und dem Jura des Scoresbysundes. Die Flora des Rhaetlias im Scoresbysundgebiet wurde von HARRIS bearbeitet, die stratigraphischen Ergebnisse seiner Untersuchungen hat HARRIS 1931 publiziert. Die Invertebratenfauna des Bathonian und Callovian von Jamesonland und der nördlich davon gelegenen Gebiete wurde von SPATH (1932) bearbeitet. Nicht unmittelbar unser Gebiet betreffen die Untersuchungen von NOE-NYGAARD 1934 in der Emgebung des Fleming Inlet, sie sind aber besonders wichtig für die Beurteilung der Altersstellung der Trias von Jamesonland und der faziellen Änderungen im Jura. Zuletzt hat ROSENKRANTZ die stratigraphischen Ergebnisse seiner Untersuchungen im Mittleren und Oberen Lias zusammengefasst (ROSENKRANTZ 1934). Auf Grund dieser Arbeiten ergibt sich folgender Stand der Kenntnisse vom Aufbau der Trias und des Jura in Jamesonland.

Die tiefsten in der Umgebung der Astartekløft vorhandenen Schichten sind das von ROSENKRANTZ so benannte Red marl member der Klitdalformation. Diese roten Mergel und Kalke enthalten wie die ganze Klitdal-Formation in Jamesonland keine Fossilien, aber aus den Verhältnissen in den nördlichen Gebieten (Nathorst Fjord und Fleming Inlet) und aus dem Umstand, dass das Red marl member von rhaetischen Schichten überlagert wird, schliessen ROSENKRANTZ und NOE-NYGAARD, dass das Red marl member der oberen Trias angehört.

Das Red marl member wird von etwa 175 m grauen, grünen und gelben Sandsteinen und Mergeln der Cape Stewart Formation überlagert. Im S sind Konglomerate mit Grundgebirgsgeröllen eingeschaltet. Der hangende Teil der Formation (ca. 90 m) besteht aus sandigen Schiefern, die eine reiche Flora geliefert haben. Die Cape Stewart Form. stellt

nach ROSENKRANTZ eine Delta-, bezw. Ästuarablagerung dar (ROSENKRANTZ 1929, p. 43, 1934, p. 55).

Es ist HARRIS gelungen, die pflanzenführende Serie in zwei Zonen in folgender Weise zu gliedern und mit den europäischen Rhaetfloren in Beziehung zu setzen (HARRIS 1931):

		Deutschland	Schweden	Übriges Europa	Grönland
Bucklandi Zone...		Marine Schichten ohne Pflanzen	Marine Schichten ohne Pflanzen		fehlt.
Angulatus Zone...				Floren in Frankreich	
Planorbis Zone ...	*Thaumatopteris* Zone	Floren von Nürnberg, Halberstadt	Floren von Hör, Pålsjö, Hälsingborg etc.	Floren in Österreich, Ungarn, Polen usw.	Floren aus den Schichten 0—60 m unter der Grenzbank zum Mittleren Lias.
Subplanorbis Zone					
Oberes Rhaet					Übergangsflora bei 60 m unter dem Mittleren Lias.
Mittleres Rhaet...	*Lepidopteris* Zone	Floren von Coburg, Seinstedt usw.	Floren von Bjuf usw.		Floren aus 60-90 m unter dem Mittleren Lias.
Unteres Rhaet....					
Oberer Keuper ...					

Die *Lepidopteris*-Zone und die *Thaumatopteris*-Zone besitzen zwar eine Reihe gemeinsamer Arten, werden aber durch zahlreiche ausschliesslich auf sie beschränkte Arten charakterisiert. Beide Zonen sind auch in Schonen und Deutschland klar zu erkennen, es handelt sich also dabei wahrscheinlich um zeitliche Änderungen in der Zusammensetzung der Floren, nicht nur um Verschiebung von Pflanzengemeinschaften infolge klimatischer oder anderer Änderungen. Inwieweit die Grenze zwischen beiden floristischen Zonen mit der üblichen Grenze zwischen Rhaet und Lias in Maringebieten korrespondiert ist unbestimmt, gross dürfte der Unterschied nicht sein. Auf jeden Fall umfasst die Cape Stewart Formation rhaetische und liassische Schichten, ist also als Rhaetlias zu bezeichnen.

Da der hangende Teil der pflanzenführenden Serie *planorbis*-Alter hat, und die unmittelbar darüberfolgenden marinen Schichten Charmouthian von *jamesoni*-Alter sind, so ist eine Sedimentationslücke vorhanden,

die fast den ganzen Unteren Lias und die *armatum*-Zone des Charmouthian umfasst (Harris 1931, Rosenkrantz 1934, p. 119, vgl. dazu unten p. 94).

Der Mittlere und Obere Lias (Neills Cliff Formation) ist nach den neuesten Untersuchungen von Rosenkrantz (1934, p. 110—120) folgendermassen zu gliedern:

	Lücke.	
Aalenian?	Schichten mit *Pseudolioceras beyrichi*	Nur am Mt. Nathorst.
Yeovillian	— - — *compactile*	Nur am Trigonia Elv.
Whitbian ..... (*bifrons* Zone)	Schichten mit *Pseudolioceras lythense*	Nur am Mt. Nathorst?.
	— - *Pentacrinus* sp.	Vardekløft, Mt. Harris, Mt. Nathorst.
	— - *Pseudolioceras dumortieri*	Nur Mt. Nathorst.
	— - *Dactylioceras groenlandicum* und andere Arten, *Catacoeloceras* sp.	Mt. Harris, Mt. Nathorst, Umimmak, Mt. Hørnefjæld.
Domerian?	Wenige marine Horizonte, im übrigen ästuarine Sandsteine, Konglomerate und Schiefer, 150 m.	
Charmouthian.. (*jamesoni* bis *centaurus*-Zone)	Arkosen mit Kalkzement und Konglomerate mit reicher mariner Fauna im oberen Teil.	*jamesoni*-Schichten fast im ganzen Gebiet entwickelt, 3—20 m.
	Lücke.	

Nur der gering mächtige liegende Teil des Lias, der Pecten limestone (5—20 m) und die hangende Oysterbankserie (Whitbian bis Aalenian? ca. 30—50 m) enthalten zahlreiche marine Fossilien, ein mittlerer 150 m mächtiger Teil (Domerian?) hat nur an zwei Stellen marine Fossilien geliefert und führt im übrigen Pflanzenreste.

Die Fauna der marinen Horizonte ist äusserst reich an Lamellibranchiern und Brachiopoden, Ammoniten sind nicht häufig.

Bezeichnend für die *jamesoni*-Schichten sind die oft mehrfach übereinander wiederholten Muschelpflaster, die zu meist aus *Entolium frontale*, mitunter auch aus *Isognomon* (»*Perna*«) oder *Pinna* bestehen.

Die Oysterbankserie ist gekennzeichnet durch das häufige Vorkommen von grossen Austern (*Liostrea* cf. *erina*), stellenweise enthält sie Konkretionen mit Ammoniten und Crustaceen (*Glyphea rosenkrantzi*).

Während der Pecten limestone nördlich von Dusén Mountain (südliches Klitdalen) keine marinen Fossilien mehr enthält, hat die Oysterbankserie noch im nördlichen Jamesonland (Hørnefjæld) marine Fossilien geliefert (Rosenkrantz 1934, p. 88, 93; Noe-Nygaard 1934, p. 63).

Die Liassedimente von Jamesonland stellen nach Rosenkrantz Ablagerungen flachsten Wassers in unmittelbarer Nähe der Küste (Charmouthian, Whitbian) oder in Lagunen und Deltas (Domerian) dar. Da die Schrägschichtung im Domerian allgemein nach W. einfällt, so folgert

ROSENKRANTZ, dass die Küste des Liasmeers, von der die Sedimente kamen, im Osten lag im Gebiet des heutigen Liverpoollandes, das in liassischer Zeit grössere Ausdehnung besass als heute (vgl. unten S. 95).

Die Ausbildung des Rhaetlias und Lias im Scoresbysund weist grosse Ähnlichkeit mit Schonen und Bornholm auf. Die marine Fauna hat westeuropäisches Gepräge (ROSENKRANTZ 1929, p. 145), die Fauna des Oberen Lias zeigt eine Reihe von Anklängen an die Fauna von Schottland und Yorkshire (SPATH 1932, p. 147, ROSENKRANTZ 1934, p. 120).

Die den Lias überlagernden Schichten, die schon MADSEN als Unteres Callovian erkannt hat, nennt ROSENKRANTZ Vardekløft Formation. Diese Formation ist 225 m mächtig und besteht aus glimmerreichen Tonen mit gelegentlichen Sandsteinbändern, sie schliesst nach oben mit einem groben Sandstein ab. ROSENKRANTZ fand folgende Horizonte mit marinen Fossilien (1929, p. 145—146).

Grober hangender Sandstein.....	Horizont mit *Macrocephalites pompeckji* (MADSEN) Horizont mit kleinen *Macrocephalites*, Belemniten und Lamellibranchiaten.	Nur im N.
Glimmerreiche Tonschiefer	130 m über der Basis Konkretionen mit *Kepplerites tychonis*, *Cadoceras crassum*, *Macrocephalites ishmae*, in den liegenden 50 m: Belemniten (S. von Point Constable)	Nur im S. entwikkelt

ROSENKRANTZ nimmt an, dass die Vardekløft Formation Unteres und Mittleres Callovian umfasse.

Die von ROSENKRANTZ in der Vardekløft Formation von Jamesonland gesammelten Evertebraten wurden zusammen mit einigem Material der WORDIE'S Cambridge Expedition 1929 von L. F. SPATH bearbeitet. SPATH gibt folgende Gliederung der Vardekløft Formation (SPATH 1932, p. 138, vgl. 1933, p. 872):

Callovian	Mittleres	*Seymourites* Schichten	*Kosmoceras pauper*	Horizont
			Cadoceras victor	—
	Unteres	*Arcticoceras* —	*Cadoceras pseudishmae*	—
			Arcticoceras kochi	—
			(*Lingula*)	—
	Oberes	*Arctocephalites* —	(*Natica*)	—
			Arctocephalites ornatus	—
	Bathonian	*Cranocephalites* —	*Cranocephalites pompeckji*	—
			Cranocephalites subbullatus	—

Liegendes: Oysterbank-Serie des Lias.

Die beiden an der Grenze von Bathonian zu Callovian liegenden Horizonte mit *Natica* und *Lingula* der Zeittabelle wurden von SPATH eingeschoben um das Vorhandensein von Schichten anzuzeigen, für die noch keine bezeichnenden Ammoniten namhaft gemacht werden können (SPATH l. c. p. 143).

Die vom SPATH gegebene Ammonitenfolge ist zwar noch nicht in allen Teilen gesichert, da die Ammoniten vielfach nicht im Anstehenden gesammelt wurden, was in den Glimmertonen auch nicht immer möglich ist. Zudem ist an den verschiedenen Lokalitäten in der Regel nur ein Teil des Profils aufgeschlossen oder fossilführend. Die wesentlichen Züge der SPATH'schen Gliederung dürfen jedoch als feststehend betrachtet werden.

SPATH nimmt an, dass die Vardekløft Formation im Norden von Jamesonland wesentlich vollständiger ausgebildet sei, als in der Umgebung von Vardekløft und Astartekløft selbst. Es folgen nämlich am Hørnefjæld auf das Oyster Bed des Oberen Lias 315 m Schiefer und Sandsteine (nach ROSENKRANTZ) mit Lamellibranchiern, Belemniten und nicht horizontierten Ammoniten und erst auf diesen Schichten liegt der Horizont mit *Cranocephalites* (Oberes Bathonian). Im S in der Umgebung der Vardekløft dagegen folgen auf die Austernbank 160 m Schiefer mit einem gering mächtigen Sandstein ohne Ammoniten, darauf liegt der Konkretionshorizont mit Ammoniten des Unteren (bezw. Mittleren) Callovian.

Diese so verschiedene Mächtigkeit der unteren Teile der Vardekløft Formation ist wohl auch der Grund, weshalb ROSENKRANTZ die Sandsteine mit *Arctocephalites* und *Cranocephalites pompeckji* (MADSEN) vom Hørnefjæld (225 m über der Oysterbank) mit dem oberen Sandstein von Vardekløft (190 m über der Oysterb.) parallelisiert hat. In Wirklichkeit ist nach SPATH das Äquivalent des oberen Sandsteins der Vardekløft erst weit über den obersten Schichten vom Hørnefjæld zu suchen. Die von ROSENKRANTZ als Fossil Mountain Formation ausgeschiedenen Schichten, die im Norden auf die Vardekløft Formation folgen sollen, sind daher nach SPATH das Äquivalent der Oberen Teile der Vardekløft Formation von Vardekløft und Umgebung.

Der hangende Sandstein der Vardekløft Formation ist die jüngste jurassische Schicht in der Umgebung der Vardekløft. Er soll nach ROSENKRANTZ am Fossil Mountain und N davon von der Fossil Mountain Formation überlagert werden (ROSENKRANTZ 1929 p. 146—147), die von Oxfordian-Alter ist, aber wir haben eben erwähnt, dass nach SPATH diese Fossil Mountain Formation nichts anderes ist als eine sandige Fazies des Callovian.

Im südlichen Teil von Jamesonland am I. P. Koch Fjæld wird nach ROSENKRANTZ die Fossil Mountain Formation von der Koch

Fjæld Formation überlagert. Fossilien sind nicht gefunden worden, ROSENKRANTZ vermutet, dass die Koch Fjæld Formation dem Kimmeridgian entspreche. Da die Fossil Mountain Formation ROSENKRANTZ's in Wirklichkeit Callovian ist, so besteht die Möglichkeit, dass die Koch Fjæld Formation Oxfordian ist. Zu erwähnen ist noch, dass die von SPATH (l. c. p. 131—132) zitierten Ammoniten von Mt. Mikael (?*Subcraspedites*) und die Formen die MADSEN (1904, p. 195—196, 198) vom Fossil Mountain beschreibt (*Olcostephanus*? oder *Simbirskites*?) nach SPATH darauf deuten, dass im Norden von Jamesonland das Callovian vielleicht diskordant von Aquilonian oder Infravalanginian überlagert wird (SPATH l. c. p. 132).

Postjurassische Eruptiva: ROSENKRANTZ (1929, p. 149—150) weist darauf hin, dass die Dicke und Zahl der Sills in Jamesonland nach Norden abnimmt. Im N. von Jamesonland kommen nach ROSENKRANTZ Basaltgänge noch gelegentlich vor, Sills fehlen hier vollständig. Einen Überblick über die Sills und Gänge im Neills Cliff hat ROSENKRANTZ 1934 in Fig. 8 gegeben.

Pleistozäne Ablagerungen: NORDENSKIÖLD hat vermutet, dass grosse Teile von Jamesonland frei von pleistozänem Inlandeis gewesen seien. ROSENKRANTZ hat jedoch auch auf den hochliegenden Plateaus von Jamesonland Grundmoränen und Gletscherschliffe entdeckt. Näher untersucht wurden die pleistozänen Bildungen Jamesonlands weder von ROSENKRANTZ noch von mir.

Die geographischen Verhältnisse.

Der Ostrand von Jamesonland in der Umgebung von Astartekløft ist eine ausgeprägte Schichtstufenlandschaft. Die einzelnen Schichtstufen werden von den härteren Sandsteinlagen im Jura und den eingelagerten Basaltsills gebildet. Durch kurze steile und tief eingeschnittene Schluchten, die von W nach E verlaufen, wird die Landschaft in einzelne Tafeln oder Bergzungen zerlegt. Diese Schluchten sind die Astarte-, Moskusokse-, und Lille Kløft. Nur wenige hundert m W vom Westende der Astartekløft verläuft nicht sehr tief in die höchste Schichtstufe eingeschnitten, ein grosses breites Tal (Lakseriver) mit geringem Gefäll ungefähr NS. Der ungefähr 1 km breite Raum zwischen dem Hurry Inlet und dem Steilanstieg der ersten Schichtstufe — dem Neills Cliff — wird von einem bis zu 200 m hohen hügeligen Landstreifen gebildet, dessen Topographie sehr unübersichtlich ist und der deshalb auch auf der Karte nur sehr ungenau wiedergegeben ist. Breite Hügel mit ebenem Gipfel, kleine Bergkegel, lange schmale Rücken und Hügelreihen, kleine verlandende Seen geben dieser Landschaft das Gepräge.

Das Dach der ersten grossen Schichtstufe wird von der oberlias-

sischen Oysterbankserie, gehärtet durch eingelagerte Basaltsills, gebildet, sie bedingt einen sehr steilen Hang, dessen Oberkante bei 440—460 m liegt. Einzelne Basaltsills und harte Lagen im Lias veranlassen kleinere lokale Schichtstufen und Knicke im Hang. Das Neills Cliff trägt bis etwa zur Höhe von 220 m einen Mantel aus Schutt, der in der Hauptsache aus Sandsteinen und Sandschiefern des Lias besteht. Erst über dieser Höhe ist im allgemeinen anstehendes Gestein zu sehen. Der Steilhang der Neills Cliff beginnt unmittelbar nördlich vom Kap Stewart mit einer Höhe von 100 m und erstreckt sich mit langsam zunehmender Höhe und Steilheit bis zur Lille Kløft. Nördlich von Lille Kløft wird der Hang des Cliffs wesentlich flacher. Möglicherweise hängt dies damit zusammen, dass die beiden Basaltsills im Oberen Lias, die die erste Schichtstufe mit bedingen, zwischen Astarte- und Lille Kløft verschwinden. Im grossen gesehen verläuft der Rand des Neills Cliff fast gerade NS. Kurze Strecken des Kliffrandes sind fast gerade, sehr auffällig ist eine an mehreren Stellen, z. B. östlich von Freyberg Fjæld und Spath Fjæld zu beobachtende, regelmässige Zerbuchtung des Kliffrandes; breite einspringende Buchten wechseln mit nach E gerichteten schmalen, oft in isolierte Felstürme sich auflösende Rippen ab. Diese Erscheinung hängt wohl mit der Zerklüftung der Gesteine zusammen.

Die Terasse, die durch die oberliassischen Schichten gebildet wird, ist nur im Gebiet der von W nach E verlaufenden Schluchten ausgedehnter, vielfach folgt auf die oberliassischen Schichten unmittelbar der etwas geringere Neigungswinkel besitzende Anstieg der Schichten des Bathonian. Sanfter ist die Böschung dieser Stufe deshalb, weil sie zum grössten Teil aus weichen, zu Bodenfliessen und Rutschungen neigenden Tonen besteht. Ein gering mächtiger Sandstein, der in diese Tone eingelagert ist, verursacht an gewissen Stellen einen Knick im Gehänge und im Gebiet zwischen Astarte- und Moskusoksekløft eine nicht sehr ausgedehnte Terasse in 510—530 m Höhe. Das nächste Plateau im 680—710 m Höhe wird von einer Sandsteinserie gebildet, die dem (?Oxfordian und) Kimmeridgian angehört. Die Oberfläche dieser Schichtstufe ist sehr uneben und fällt stark nach Westen ein; auf diese Fläche aufgesetzt sind einzelne Erhöhungen und Kuppen, die aus Blocklehmen bestehen.

Struktur.

Die mesozoischen Schichten streichen im allgemeinen etwa NS und fallen nach W und WSW ein. Am Freyberg Fjæld liegt die Basis des Oxford-Sandsteins bei 645, an Spath Fjæld bei 647, am Brinkmann Fjæld bei 650. Am W-Ende der Astartekløft, also etwa 2,2 km W von Freyberg Fjæld liegt die Basis des Oxfordsandsteins bei etwa 543, somit rund 100 m tiefer, was einem Fallen von ca. 50 m pro km entspricht.

Das untersuchte Gebiet scheint völlig frei von Verwerfungen zu sein. Der auffällig gerade Verlauf des Neills Cliff legt jedoch den Verdacht nahe, dass er durch eine Verwerfung bedingt sei, umso mehr, als ja die ganze Umgrenzung des Scoresbysundes reich an tektonischen Störungen ist. Die kristalline Unterlage der mesozoischen Sedimente ist auf Liverpool Land erhalten und fällt nach Westen ein (ROSENKRANTZ 1929, p. 149). Leider besitze ich keine genauen Zahlen über die Stärke des Einfallens. Die der Astartekløft ungefähr gegenüberliegende Kämpehöhe auf Liverpoolland hat 1255 m Höhe, daraus ergibt sich ein Einfallen der Oberfläche des Kristallins um 87 m pro km nach W; am Neills Cliff müsste daher diese Fläche auf — 500 m liegen. Aus der Mächtigkeit der Sedimente (Klitdal Formation 350 m, Cape Stewart Formation 175 m) ergibt sich jedoch, dass das Kristallin am Eingang der Astartekløft (Basis des Lias bei 225 m) auf ungefähr — 300 m liegt. Dieser letztere Wert ist richtig, wenn die Mächtigkeitsangaben von ROSENKRANTZ zutreffen, woran nicht zu zweifeln ist. Wenn auch der aus dem Einfallen der Oberfläche von Liverpoolland errechnete Wert nur eine grobe Annäherung vorstellt, so scheint doch der Unterschied zwischen den beiden errechneten Werten so gross, dass eine NS verlaufende tektonische Störung — Verwerfung oder Flexur — zwischen Liverpoolland und Jamesonland wahrscheinlich ist. Eine solche Störung würde nicht nur den geraden Verlauf des Neills Cliff verständlich machen, sondern auch eine Erklärung bieten für den merkwürdigen NS Verlauf der schmalen Gräben des Carlsberg Fjord und Hurry Inlet und des sie verbindenden Klitdalen.

Stratigraphie.

Das Red marl member ist in der Umgebung der Astartekløft nirgends aufgeschlossen. Sehr auffällig ist jedoch die rötliche Färbung der alluvialen Bildungen an einem etwa 1 km breiten Streifen längs der Küste (vgl. Karte). Vermutlich steht hier das Red marl member im Untergrund an.

Rhaetlias (Cape Stewart Formation).

Der Schilderung von ROSENKRANTZ ist nichts wesentliches hinzuzufügen.

Der Rhaetlias besteht aus weissen, grauen, gelben und grünen Sandsteinen und Arkosen wechsellagernd mit grauen, grünen und dunkelrotviolett gefärbten Mergeln. Die Sandsteine und Arkosen enthalten sehr viele kaolinisierte Feldspäte.

Die am Kap Stewart etwa 90 m unter der Obergrenze des Rhaetlias liegenden Konglomerate mit bis faustgrossen Geröllen von Quarz und Gneiss, habe ich in der Umgebung der Astartekløft nicht beobachtet,

da auch ROSENKRANTZ sie in Vardekløft nicht gesehen hat, so darf man annehmen, dass sie ausgekeilt sind.

Aus dem Umstand, dass die Konglomerate nach N auskeilen, könnte man schliessen, dass der Transport der Gerölle von S nach N ging, dass also das Denudationsgebiet im S etwa in der Gegend des heutigen Christian IX. Landes lag. Es ist jedoch zu bedenken, dass die Auf-

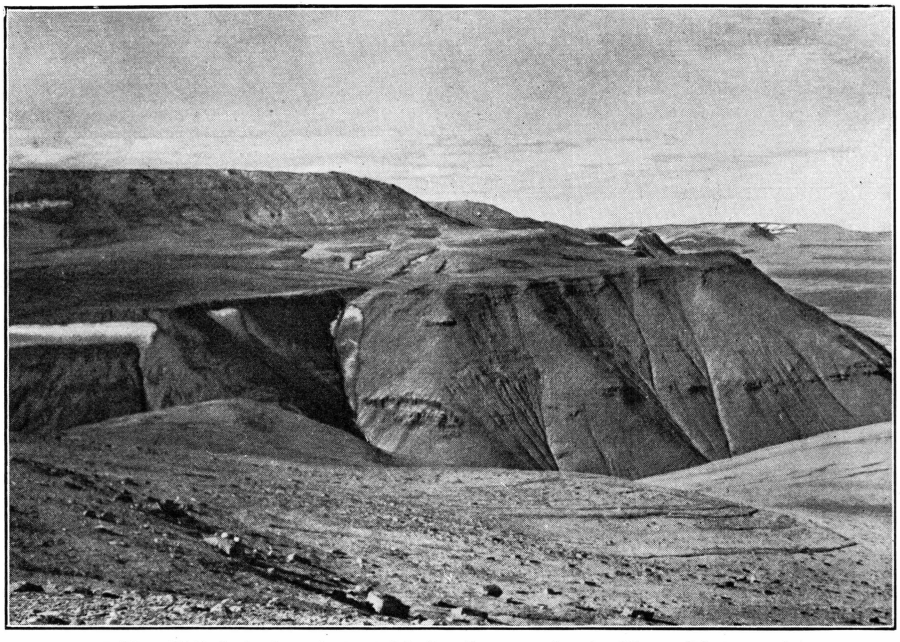


Fig. 1. Neills Cliff bei der Astartekløft, Jamesonland. Vom Plateau des Oberen Lias aus gesehen. Rechts (E) das Hurry Inlet, im Vordergrund die Astartekløft. Im Hintergrund links von der Mitte Spath Fjæld (Bathonian-Callovian), dahinter etwa in der Mitte Brinkmann Fjæld.

schlüsse im Rhaetlias in einer NS verlaufenden Linie liegen. Der Einblick in die Verteilung der Fazies ist also sehr beschränkt und es ist vorstellbar, dass auch im Rhaetlias die Denudationsgebiete im wesentlichen im Westen lagen, wie im Mittleren und Oberen Jura.

Mittlerer und Oberer Lias.

Die Gesamtmächtigkeit des Mittleren und Oberen Lias beträgt im Untersuchungsgebiet ca. 220 m.

Da im Mittleren und Oberen Lias nur wenige Fossilien gesammelt wurden, soll im folgenden nur einiges über die fazielle Ausbildung dieser Schichten gesagt werden. Im übrigen sei auf die Schilderung von ROSENKRANTZ verwiesen (1934, p. 64—76).

Die erste fossilreiche Bank im Lias ist eine etwa 2 m mächtige

Kalksandsteinbank. Sie wurde bei der Kartierung als Grenze zum Rhaetlias benützt. Die Bank ist frisch dunkelgrau, stark eisenschüssig und wittert deshalb kirschrot an, sie ist fein- bis ziemlich grobsandig, im unteren Teil arkoseartig und schräggeschichtet. Am Eingang der Astartekløft fällt die Schrägschichtung nach ENE ein. Die obere Hälfte der Bank ist ausserordentlich fossilreich, (vgl. die Liste von ROSENKRANTZ 1934, p. 67—70). Die Fossilien sind in der Bank nach einer gewissen Regel verteilt. Die Fossillagen beginnen im Liegenden mit einem Pflaster grosser *Pecten* oder *Perna* (*Entolium frontale* und *Isognomon* n. sp. nach ROSENKRANTZ). Die Schalen liegen gewölbt oben, dicht an dicht, und überdecken sich gewöhnlich mit den Rändern etwas (vgl. Fig. 2 und ROSENKRANTZ 1934 Fig. 2). Auf dieses Pectenpflaster folgen zunächst dicht gepackte grosse Muschelschalen, die nach oben an Grösse abnehmen und schliesslich in grobes bis feines Schill und Sand übergehen. Mit scharfer Grenze folgt auf die feinen hangenden Lagen wieder ein Muschelpflaster und darauf wieder Schill in abnehmender Korngrösse. Die Mächtigkeit einer Einheit, d. h. der Abstand der Pflaster von einander, beträgt ein bis mehrere Dezimeter und sie sind in drei- und vierfacher Wiederholung zu beobachten. Diese Erscheinung wird gewöhnlich als zyklische Schichtung (KLÜPFEL) oder als asymmetrische Repetitionschichtung (BRINKMANN 1932) bezeichnet. Beide Bezeichnungen sind nicht glücklich gewählt, zyklisch ist dieser Schichtungstyp nicht, ebenso wenig asymmetrisch. Im Gegengeteil, es ist gerade die symmetrische Anordnung der Sedimente, die auffällt. Nur handelt es sich nicht um Spiegelsymmetrie, sondern um einfache Translationssymmetrie. Im folgenden werde ich die Bezeichnung »rhythmische Schichtung« für die Schichtung klastischer Sedimente verwenden, deren Korngrösse einem rhythmischen Wechsel unterworfen ist.

Es ist sicher, dass die rhythmische Schichtung der Basalbank des Lias nichts mit klimatischer Schichtung (Varvung) zu tun hat. Gezeitenschichtung kommt ebenfalls nicht in Betracht, aus folgenden Gründen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt mehrere Dezimeter, also weit mehr als heute durch eine normale Tide abgesetzt wird. Ausserdem ist das Sediment der Liasbank viel gröber als die gewöhnlichen Gezeitenschlicke. Ein grosser Teil jeder Schichteinheit der Gezeitenschlicke wird aus der Schwebe sedimentiert, die Kreuzschichtung in der Liasbank zeigt aber, dass das Sediment horizontal transportiert — geschüttet — wurde. Werden Muscheln aus der Schwebe sedimentiert, so liegen sie gewölbt unten, in der Liasbank ist der umgekehrte Fall strenge Regel.

Wenn die Einheiten der rhythmisch geschichteten Sedimente grössere Mächtigkeit (> Dezimeter) haben, so werden in der Regel tektonische Vorgänge zur Erklärung herangezogen. Ist die Mächtigkeit der Einheiten sehr gross, so genügt die Annahme einfachen ruckweisen

Absinkens des Sedimentationsgebiets, um den wiederholten Wechsel von grobem zu feinem Sediment zu erklären, da die Tiefe des Beckens und damit die Transportverhältnisse wesentlich durch die Sedimentmächtigkeit beeinflusst werden. Ist die Mächtigkeit der Einheiten gering (dm oder mm) so reicht diese Art der Erklärung nicht aus, denn es ist ausgeschlossen, dass eine Sedimentlage von 2 dm Mächtigkeit, die Transportkraft des Wasser und die Sedimentzufuhr irgendwie beeinflusst (Brinkmann 1925).

Zur Deutung der rhythmischen Schichtung in kalkig-tonigen Sedi-

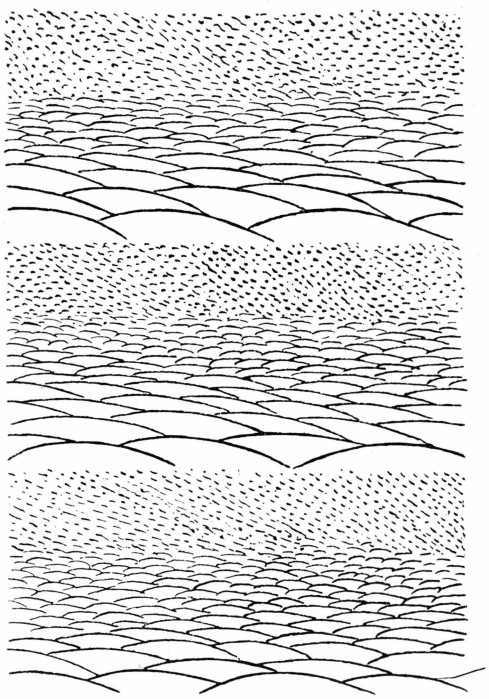


Fig. 2. Rhythmische Anordnung der Sedimente in der Basalbank des Mittleren Lias (Jamesoni-Schichten). 1:10.

menten mit Einheiten geringerer Mächtigkeit haben daher Hébert (1857), Klüpfel (1916, 1926), Hummel (1920), Frebold (1925), Brinkmann (1925, 1929), Aldinger (1930) komplizierte tektonische Bewegungen angenommen. Im Falle der Basalbank des Lias ist es unnötig auf tektonische Erklärungen zurückzugreifen, weil es einfachere Möglichkeiten zur Deutung gibt (vgl. auch unten S. 104).

Nach dem Prinzip von der Korrelation der Fazies können die Gesteinsfazies, die im Profil übereinander folgen, während der Sedimentation in der Fläche neben einander gelegen haben. Das ergibt für die Liasbank folgendes Bild der Faziesverteilung (Fig. 3):

Da im Profil die grobe Fazies unten liegt und die feine oben, so muss die Sedimentation so verlaufen sein, dass die feineren Fraktionen über die gröberen gewandert sind, die Faziesgürtel haben sich also in Richtung des Pfeils in Abb. 3 verschoben. Die verschiedenen Korngrössen einer Einheit entsprechen offenbar verschiedener Transportkraft bezw. Strömungsgeschwindigkeit des Wasser. Unser Profil wurde also in einem Gebiet abgelagert, in welchem die Geschwindigkeit des Wassers in einer bestimmten Richtung mehrfach periodisch wechselte. Solche Gebiete finden sich häufig am flachen See- oder Meeresstrande und die periodisch wechselnde Wasserenergie findet ihren Ausdruck in Strand-

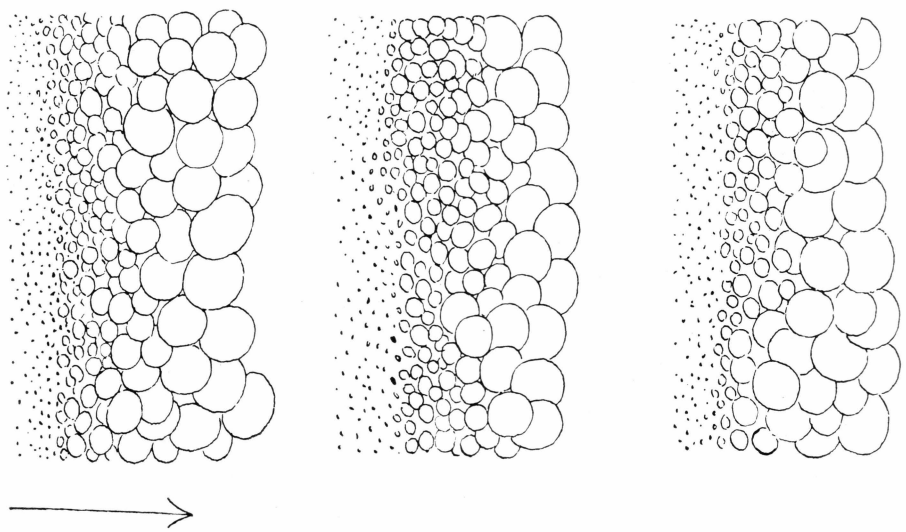


Fig. 3. Rhythmische Verteilung des Sediments in der Ebene.

spitzen, regelmässig abwechselnden Kaps und Buchten usw. Leider kenne ich kein rezentes Beispiel in dem die Sediment- und Wasserbewegung an einem solchen Strand genauer untersucht wäre (vgl. unten p. 105), ich kann deshalb nur vermuten, wie die Faziesverteilung gewesen sein könnte.

Bei rezenten Muschelpflastern scheint es die Regel zu sein, dass die groben Fraktionen seewärts, die feinen landwärts liegen (JESSEN 1932a und b). Bei einfach gebauten, gerade verlaufenden Küsten mit sinkender Tendenz wandert die grobe Fraktion über die feine und es ergibt sich ein Profil, das mit feinem Sand oder Schill oder einem Agglomerat kleiner Fossilien im Liegenden beginnt und mit einem Pflaster grosser Fossilien (oder Gerölle) schliesst. Bei Regressionen ist das Bild gerade umgekehrt. Die Gesteinsausbildung der Grenzbank lässt sich durch folgende Anordnung der Sedimente erklären. Ein Strömung, die auf Fig. 4 von SW kommt, bringt Sediment und Fossilien mit. Der Strand und der

Meeresboden ist Grenzfläche zweier Medien, die sich gegen einander bewegen, an der Grenzfläche entstehen nach dem Helmholtzschen Prinzip Bewegungsbilder des Wassers, die wohl am ehesten als Wasserwalzen zu bezeichnen sind. Das mit bewegte Sediment bildet die Wasserbewegung ab und differenziert sich in die Fraktionen verschiedener Grösse. In Gebieten stärkster Wasserbewegung bleiben die grossen Schalen in Pflasterstellung liegen, also vor allem an der der Strömung zugekehrten Seite der Kaps. In den Buchten hinter den Kaps werden die geringeren Korngrössen sedimentiert, ebenso auf den Teilen der Kaps, die so hoch liegen, dass die Kraft der auflaufenden Wellen abnimmt, also über dem Mittelwasserstand. Wenn nun bei ruhender oder sich hebender Küste dauernd Sediment zugeführt wird, so werden die

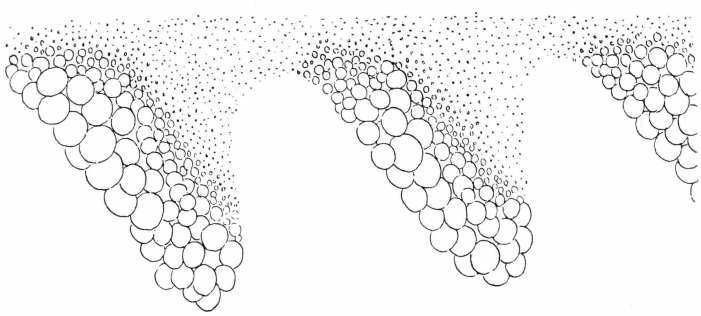


Fig. 4.

einzelnen Kaps und mit ihnen natürlich auch alle Faziesgrenzen sich verschieben und zwar werden sie entgegengesetzt zur Strömungsrichtung wandern, weil das zugeführte Sediment auf der Luvseite angebaut wird. Daraus ergibt sich ein Profil, das aus Einheiten aufgebaut ist, deren Korngrösse von unten nach oben abnimmt.

Die eben ausgeführte Deutung der Sedimentationsrhythmen in der Grenzbank ist einstweilen nach hypothetisch. Eine einwandfreie Deutung wäre möglich, wenn alle lithologischen Konstanten, d. h. statistische Werte über die Korngrössen, Kreuzschichtungswinkel in verschiedenen Höhen, Streichen der Kreuzschichtung usw. bekannt wären, das ist aber nicht den Fall. Immerhin glaube ich, dass die oben vorgeschlagene Deutung den Tatsachen besser gerecht wird, als tektonische Erklärungen.

Die Schichten des Mittleren und Oberen Lias über der Grenzbank sind schlecht aufgeschlossen und zum grössten Teil von Schutt bedeckt, ich habe deshalb auch kein Spezialprofil aufgenommen. Im allgemeinen bestehen die Schichten aus grauen oder graugrünen tonigen Sandsteinen, Sandschiefern und Mergeln in der Regel mit viel Glimmer. Mud cake Konglomerate finden sich in verschiedenen Höhen, besonders häufig

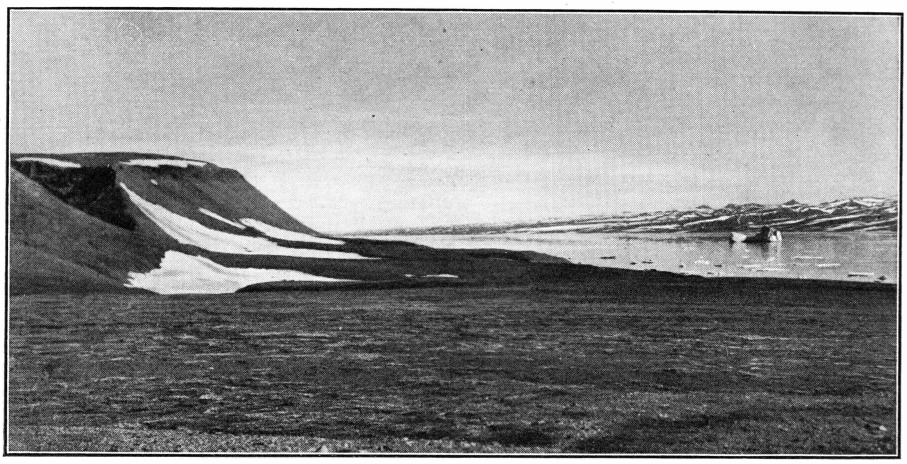


Fig. 5. Neills Cliff am Kap Stewart, Jamesonland. Rhaetlias und Lias. Rechts (E) das Hurry Inlet und dahinter Liverpoolland mit der nach W einfallenden Transgressionsfläche der Trias (»mesozoische Rumpffläche«).

etwa 40—50 m über der Grenzbank. Relativ häufig sind grobe arkoseartige Lagen in den Sandsteinen, und Nagelkalke (cone in cone structures). Die einzigen sicher marinen Fossilien aus diesen Schichten fanden sich in folgender Höhe in der Moskusokseklø ft:

130 m über der Basis des Lias: nicht anstehend, zahlreiche Crinoidenstielglieder in rot anwitterndem Sandstein (vielleicht aus der Oysterbankserie stammend, vgl. ROSENKRANTZ 1934, p. 118).

159 m über der Basis: schlecht erhaltene Belemniten in grobem Sandstein.

Sehr zahlreich finden sich in den Sandsteinen und Schiefern Kriechspuren und Bauten verschiedenen Typs (ROSENKRANTZ 1934, Fig. 11, 12). Häufig sind mehr oder weniger senkrecht stehende bis horizontal verlaufende Sandzylinder mit bis zu 25 mm Durchmesser. Die Röhren sind mitunter verzweigt und die Wand ist gleichmässig feingeringelt. Sie finden sich sowohl in Mergeln als auch in Sandstein steckend (Fig. 6). Nicht geringelte Röhren bilden mitunter ein dichtes Haufwerk in den Sandschiefern und geben diesen ein flyschähnliches Aussehen (Fig. 7). Rhizocorallien, d. h. U-förmige Röhren mit Spreite, wurden mehrfach beobachtet.

Auffallend ist die symmikte Natur der Gesteine des Lias d. h. die Gesteinskomponenten verschiedenster Grösse (Pelit bis grober Sand) treten im engsten Verband miteinander auf und wechseln in dünnsten Lagen mit einander ab. Es ist also so, dass die Gesteine im kleinen (teilweise!) gut nach der Korngrösse gesondert sind, im grossen dagegen sehr schlecht. Das lässt auf sehr unregelmässige in Zeit und Raum rasch

wechselnde Ablagerungsbedingungen schliessen. ROSENKRANTZ folgert wohl mit recht, dass der fossilfreie Teil des Lias in Lagunen und Ästuaren entstand (ROSENKRANTZ 1934, p. 116).

Die obersten ca. 30 m des Lias bestehen aus abwechselnd groben und feinen Sandsteinen, mit Mud cake Konglomeraten. Sie sind kreuz-



Fig. 6. Geringelter Grabgang (»Wurmröhre«). Lias, Lakse River. S. Jamesonland. Nat. Grösse.



Fig. 7. Grabgänge (»Wurmröhren«) Lias, Lakse River, S. Jamesonland. Nat. Grösse.

geschichtet, die Kreuzschichtung streicht EW und fällt ungefähr nach N ein. Dieser Sandstein enthält mehrere Lagen mit Fossilien, Belemniten, Muscheln (viele und grosse Austern) und Crinoidenstielgliedern. Die Fossilien sind sicher zum Teil aufgearbeitet und liegen auf sekundärer Lagerstätte, ein *Pleuromya*-Steinkern z. B. aus hartem dunklem Mergel bestehend, lag im groben Sandstein. Diese fossilführenden Sandsteine stellen die Oysterbankseries von ROSENKRANTZ vor, sie bilden die Obergrenze des Lias. Am besten aufgeschlossen sind diese Schichten im oberen

Teil des Neills Cliff ungefähr 500 m N von Höhe 478 m (N von Astartekløft).

Gliederung des Oberen Jura in der Umgebung der Astartekløft.

Unteres Kimmeridgian (+ Oxfordian?) 130 m.	Ca. 90 m.	Tonchiefer und Sandsteinbänkchen wechsellagernd, ohne Fossillien.
	- 40 m.	dicke Sandsteinbänke und Tonschiefer wechsellagernd, sehr viel fossiles Holz, in den obersten Partien *Amoeboceras* sp.
	Lücke	
Mittleres und Unteres Callovian 135 m.		Schwarze und graue glimmereiche Tone, in der oberen Hälfte mit Konkretionen. 88 m über der Basis zahlreiche Ammoniten, *Kepplerites*, *Cadoceras*.
Oberes Bathonian 70 m.	Ca. 5 m.	feinkörniger grauer rotbraun anwitternder schräggeschichteter Sandstein.
	5 m.	dunkle Tone mit Belemniten.
		Schwarze harte Konkretionen oder Kalkbank mit ? *Cranocephalites*.
	50 m.	dunkle glimmerreiche oder feinsandige Tone und Mergel, Belemniten und seltene Muscheln.
	Ca. 10 m.	schwarze zähe Mergelschiefer mit Wurmspuren.
	Lücke	
Whitbian:		Oysterbankserie des Oberen Lias.

Oberes Bathonian.

S. 10—11 wurden die Ergebnisse der Untersuchungen von SPATH referiert und darauf hingewiesen, dass nach SPATH's Ansicht in der Umgebung der Astartekløft nur das Untere und Mittlere Callovian (*Arcticoceras* und *Seymourites* Zonen) entwickelt sei, dass dagegen das im Norden so mächtige Obere Bathonian in der Umgebung der Astartekløft fehle. Gegen diese Ansicht sprechen sowohl neue Funde als auch geologische Gründe. Wenige Meter unter dem Sandstein, der nach ROSENKRANTZ 80 m über der Oysterbankseries liegt (vgl. SPATH 1932, pl. 26, fig. 10, 480 m) fand ich schlecht erhaltene Ammoniten, die Herr Dr. SPATH als wahrscheinlich *Cranocephalites* bestimmte. Der geologische Grund ist der folgende: aus den Profilen von ROSENKRANTZ, die SPATH gibt, geht hervor, dass die Vardekløft Formation gewisse fazielle Veränderungen zeigt. Wenn man nämlich die Schichten von S nach N im Neills Cliff verfolgt, so nimmt zu

1) die Mächtigkeit der Schichten.
2) der Sandgehalt und die Korngrösse der Sandsteine.
3) die Menge und Artenzahl der benthonischen Invertebraten.

zu 1) Während in Astartekløft die Gesamtmächtigkeit der Tone der Vardekløft Formation 205 m beträgt, ist am Hørnefjæld der untere Teil der Vardekløft Formation von der Oysterbankserie bis zu den *Arctocephalites* beds allein mehr als 300 m mächtig.

zu 2) In Astartekløft liegt unter dem *Kepplerites*-Niveau nur ein geringmächtiger Sandstein, im N sind mehrere mächtige z.T. grobe Sandsteine vorhanden.

zu 3) Die Zahl der benthonischen Invertebraten beträgt mit Einschluss der zweifelhaften Spezies (auf Grund der Listen von SPATH l. c. p. 126—136)[1]):

	Vardekløft	Cathedral Mountain	Mt. Mikael	Hørnefjæld
Pelycopoden	2	5	11	12
Gastropoden	..	..	1	5
Brachiopoden	..	..	2	1
Cyrripedien	..	..	..	1
Crinoiden	..	..	..	1
Vermes	..	..	..	1
	2	5	14	21

Nicht uninteressant ist die Zusammensetzung dieser Fauna. Sie enthält unter anderem:

Pinna sublanceolata
Goniomya v-scripta
Pleuromya spp.
Trigonia sp.
Lingula beani
Orbiculoidea reflexa.

Das sind Glieder einer Faunengemeinschaft, die wie DEECKE (1926, p. 267—268) gezeigt hat, für geringe Wassertiefe charakteristisch ist.

Die unter 1)—3) aufgeführten Tatsachen sprechen eindeutig dafür, dass die im Norden gelegenen Profile (Mt. Mikael, Hørnefjæld) der Küste am nächsten lagen, das Profil der Astartekløft und die weiter südlich gelegenen (Vardekløft usw.) dagegen küstenferner, sand- und benthosarm sind. Im Profil der Astartekløft ist die übliche Tiefenfazies der mittel- und nordeuropäischen Jurabecken—dunkle, mehr oder weniger geschieferte Pelite mit Konkretionen, die Cephalopoden enthalten — am reinsten entwickelt. Es ist daher unwahrscheinlich, dass das Profil von Astartekløft unvollständig ist und eine stratigraphische Lücke an der Basis aufweist. Zieht man ausserdem in Betracht, dass die oben

[1]) Es ist natürlich zu berücksichtigen, dass die Fossilien nicht aus einem Horizont stammen, die abgeleitete Regel gilt aber auch für das *kochi*-Niveau allein, sie wird nur nicht so auffällig.

erwähnten Ammoniten aus dem Horizont 70 m über dem Lias wahrscheinlich *Cranocephalites* sind, so ist die Annahme nicht unberechtigt, dass die 70 m Tone über dem Lias in der Umgebung der Astartekløft den viel mächtigeren, weil sandreicheren *Arctocephalites-* und *Cranocephalites*-Schichten vom Hørnefjæld entsprechen, d. h. oberes Bathonian sind. Dass die Mehrzahl der für diese Stufe bezeichnenden Ammoniten fehlt, kann dann eben kaum anders erklärt werden, als dass die Bedingungen zu ihrer Erhaltung nicht gegeben waren. Im allgemeinen werden ja die Ammoniten in der jurassischen Tiefenfazies nur dann überliefert, wenn Möglichkeit zur Konkretionsbildung vorhanden ist, d. h. gewisse Mengen Kalk, Kalkphosphate oder Eisenlösungen zur Verfügung stehen, wo diese Agentien fehlen, werden die Schalen entweder plattgedrückt und sind dann vom Sammler aus wenig festen Tonen nicht zu bergen, oder sie werden durch Lösungsvorgänge vor oder während der Einbettung zerstört.

Da also Gründe vorhanden waren, die dafür sprechen, dass auch in Astartekløft und Umgebung Oberes Bathonian vorhanden ist, habe ich auf der geologischen Karte diese Abteilung durch besondere Farbe ausgeschieden. Die Grenze zwischen Bathonian und Callovian wurde über einen gering mächtigen Sandstein gelegt, der im Gelände zumeist leicht zu finden ist, in Ermanglung von leitenden Ammoniten vermag ich allerdings nicht zu sagen, ob diese Grenze genau mit der von SPATH getroffenen Gliederung übereinstimmt.

Nach diesen einleitenden Bemerkungen gehe ich zur Beschreibung der Gesteinausbildung des Bathonian über. Die Mächtigkeit desselben beträgt ca. 70 m. Mit scharfer Grenze gegen die Oysterbankserie folgen schwarze glimmerreiche feinsandige Tone und Mergelschiefer mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 60 m. In den untersten 10 m (etwa) des Bathonian ist die schwarze Farbe der Schiefer besonders widerstandfähig gegen die Verwitterung, sie bilden deshalb ein weithin sichtbares dunkles Band am Gehänge, nach welchem die Grenze Lias-Bathonian leicht festzulegen ist. Darüber folgen schwarze, braun anwitternde, sandige, bröselige Schiefer, die gelegentlich, so z. B. am W-Ende der Astartekløft eine festere Sandkalkbank eingelagert enthalten mit seltenen Muscheln (?*Myoconcha*). Nach oben gehen diese Schiefer in feine dunkelgraue glimmerhaltige Tone über. Ausser Belemniten fanden sich in diesen Tonen keine Fossilien. Etwa um 60 m über der Basis enthalten die Tone am Fusse des Spathfjæld zahlreiche Toneisenkonkretionen ohne Fossilien. Unmittelbar darüber folgt an derselben Lokalität eine Lage schwarzer splitterharter Kalkkonkretionen, die stellenweise zu einer Bank zusammengeschlossen sind, sie enthalten schlechte Ammoniten (?*Cranocephalites*), Belemniten und wenige Muscheln.

Auf diese Bank folgen wieder etwa 5 m dunkle glimmerhaltige Tone,

die von einem Sandstein überlagert werden. Die Gesamtmächtigkeit dieses Sandsteins ist nicht genau zu messen, ich schätze sie auf etwa 5 m. Die untersten 1,5—2 m dieses Sandsteins bilden eine kompakte Bank, sie ist ziemlich feinkörnig, glimmerreich, fein schräggeschichtet, grau und wittert rotbraun an, die hangenden Teile des Sandsteins sind flaserig schiefrig. Dieser Sandstein bildet zumeist einen Knick im Hang oder wie in der Umgebung von Spathfjæld ein ausgeprägtes Plateau. Am Fuss des Freybergfjæld lagen auf diesem Sandstein grosse kugelige Konkretionen, die wahrscheinlich aus diesem Sandstein stammen. SE vom Spathfjæld, am S-Hang eines kleinen Tals, das zur Astartekløft läuft, lagen etwas unter diesem Sandstein zahlreiche Belemniten, die entweder aus den basalen Lagen des Sandsteins oder aus den Tonen darunter stammen. Im W-Teil der Moskusoksekløft und in der Umgebung des Brinkmannfjæld habe ich den Sandstein nicht gesehen, offenbar ist er hier ausgekeilt oder nur sehr gering mächtig, nördlich von Lille Kløft tritt er jedoch wieder auf, ebenfalls ein kleines Plateau bildend.

Unteres und Mittleres Callovian.

Das Callovian besteht aus 135 m Tonen von ähnlicher Beschaffenheit wie das Obere Bathonian: sie sind dunkelgrau oder schwarz und wittern in der Regel graublau, seltener bräunlich an. Die unteren Teile der Tone sind fossilfrei. Die obere Hälfte der Tone enthält mehrere Horizonte mit Konkretionen. Für die Stratigraphie der Ammoniten wäre es sehr wichtig, diese Konkretionshorizonte und ihren Inhalt genau zu fixieren. Leider ist dies nahezu unmöglich, denn die ausgewitterten Konkretionen wandern mit dem Boden abwärts und so vermengen sich die Ammoniten verschiedener Horizonte, ausserdem scheint es, als ob an manchen Stellen (z. B. E-Hang von Freybergfjæld) grosse Partien der Tone hangabwärts gerutscht seien. Man ist also auch bei aus dem Anstehenden gezogenen Konkretionen nicht über den Horizont sicher. Ich glaube folgende Horizonte ausscheiden zu können, in Klammern füge ich den Ort bei, an dem der Horizont beobachtet wurde:

60 m über der Basis des Callovian: Belemniten in Tonen und kalkige Konkretionen mit Belemniten (nur Phragmokone beobachtet, E-Hang des Freybergfjæld).

ca. 65—70 m über der Basis: kleine kugelige, sehr harte, rot anwitternde Konkretionen meist mit Bruchstücken von Ammoniten (E-Hang des Spathfjæld).

73 m über der Basis: grosse Konkretionen ohne Fossilien (Spathfjæld).

ca. 88 m über der Basis: kalkige Konkretionen, oft zu einer 40 cm mächtigen schiefrig flaserigen Bank zusammengeschlossen,

wohl auch Toneisensteingeoden in diesem Horizont. Ammoniten (*Kepplerites*, *Cadoceras*), Belemniten, fossiles Holz. Unmittelbar darüber kalkige, kugelförmige, sehr harte Konkretionen mit *Kepplerites*. (Der Horizont 88 ist überall im ganzen Gebiet entwickelt). Aus diesen Horizont stammen wohl alle von SPATH von Goniomya- und Vardekløft beschrienen Ammoniten (SPATH 1932, p. 126—127).

ca. 105 m über der Basis: unregelmässige Konkretionen mit Holz, darüber einzelne schön kugelförmige oder zylindrische Konkretionen ohne Fossilien, sie gehen hinauf bis an die Obergrenze des Callovian. Bei 125 m über der Basis sind die Konkretionen stellenweise zu einer 50 cm mächtigen Kalkbank zusammengeschlossen.

Eine Vorstellung von der Beschaffenheit der Konkretionen gibt ein Schliff durch eine Konkretion aus Horizont 88 m (mit *Kepplerites*):

Die Grundmasse des Gesteins ist äusserst feinkörnig und homogen, trüb braun gefärbt, sie besteht aus Kalk und feinstem Gesteinsmehl. In dieser Grundmasse liegen sehr zerstreut Quarzkörner von 0,02 bis 0,13 mm Durchmesser und Glimmerbättchen von 0,2 bis 0,3 Länge, und 3 μ Durchmesser. Irgend welche Mikroorganismen sind nicht zu sehen. Die Ammoniten des Horizontes 88 m sind zum Teil sehr gut erhalten. Die Schale ist in der Regel in bräunlichen Calcit verwandelt und bei manchen Formen (*Cadoceras*) auffällig dick.

Kimmeridgian (und Oxfordian?)

Das Callovian wird von einer ca. 40 m mächtigen Serie von Sandsteinen und Tonen überlagert, die ROSENKRANTZ noch zur Vardekløft Formation gerechnet hat. In Mergelschiefern im oberen Teil des Komplexes fanden sich jedoch einige kleine zerdrückte Ammoniten, die Herr Dr. SPATH als *Amoeboceras* sp. bestimmte und den Formen des Unteren Kimmeridgian von Milneland verwandt betrachtet. Es ist daher notwendig diesen Sandsteinkomplex von der Vardekløft Formation abzutrennen, denn es sind zumindest die hangenden Teile wesentlich jünger als Callovian.

Der Sandstein ist mittelkörnig, hellgrau bis fast weiss, mit bräunlichen Lagen. Auffällig ist die besonders im untersten Teil wirre Schichtung. Ausser der üblichen Schrägschichtung sind noch sehr steile bis senkrechte Schichtflächen vorhanden. Die untersten 8—10 m dieser Abteilung sind kompakter Sandstein, darüber wechseln mehrere m dicke blauschwarze Tonschieferlagen mit dicken Sandsteinbänken ab. Die Tone sind feingeschiefert und enthalten viele grosse Stücke fossilen

Holzes. Ein Teil des Holzes ist petrifiziert, daneben finden sich aber auch ziemlich weiche, sehr leichte, braunkohleartige Stücke.

Die Grenze zwischen Callovian und Sandstein ist sehr scharf. Unmittelbar S vom Freybergfjæld ist diese Grenze sehr gut aufgeschlossen, hier liegen im hangenden Teil der Calloviantone 1—3 dünne Sandsteinbänkchen, je durch dunkle glimmerige Tone getrennt, darauf folgt der massige Sandstein. Ganz in der Nähe, etwas weiter im E, liegt 1 m unter dem Sandstein in den Callovian Tonen eine 40 cm starke Sandsteinbank. Die Grenze des Callovian zum Sandstein wurde besonders genau untersucht, weil hier eine Schichtlücke zu suchen ist. Aus dem Befund vermag ich jedoch keinen eindeutigen Schluss zu ziehen. Eine unbedeutende Verzahnung zwischen Sandstein und Ton ist zwar vorhanden, aber eine solche veträgt sich, wie ich glaube, auch mit einer Schichtlücke.

Abgesehen von dem vielen fossilen Holz fanden sich an Fossilien nur ein Muschelsteinkern, ein Ammonitenbruchstück in Sandstein und die oben erwähnten *Amoeboceras* sp. Diese letzteren lagen in einer der tonigen Zwischenlagen unterhalb des Südendes des Edward Ensom Plateaus auf 680 m, also ungefähr 35 m über der Basis des Sandsteins.

Auf dem Bergrücken, der nördlich von Lille Kløft vom Edward Ensom Plateau herunterzieht, stehen über dem eben beschriebenen Sandsteinkomplex noch etwa 90 m schwarze feinblättrige Tone mit einzelnen Sandsteinbänken an. Fossilien wurden in diesen Schichten nicht gefunden, ihr Alter bleibt deshalb ungewiss, wahrscheinlich sind sie Kimmeridgian. Keinesfalls entsprechen sie der Fossil Mountain Formation von Rosenkrantz, die ja nach Spath nur eine sandige Fazies des Callovian ist.

Basalte.

Die Basalte wurden nicht näher untersucht. Sie kommen sowohl als Sills, wie auch als Gänge vor. Die beiden bedeutendsten Sills liegen im Lias. 77 m über der Basis des Lias liegt das untere Sill, 61 m über diesem das obere. Jedes der beiden Sills ist mehrere m dick. Im Untersuchungsgebiet hat das untere Sill die grösste Ausdehnung, es erstreckt sich bis an das W-Ende der Astarte- und Moskusokskløft. Das obere Sill ist nur im Neills Cliff entwickelt und verschwindet schon wenige 100 m westlich davon. Ob das im W-Teil der Astartekløft am S-Hang wenig unter dem Callovian auftretende Sill selbständig ist, oder mit dem oberen Sill des Neills Cliff zusammenhängt, vermag ich nicht zu sagen.

Nördlich von Moskusokskløft verschwinden die beiden Sills im Neills Cliff. Das Verhalten der beiden Sills nach Süden hat Rosenkrantz geschildert (1924, Fig. 8).

Von den Hauptsills scheinen kleinere Apophysen z. T. gangartig auszugehen (W-Ende der Moskusokekløft). Auf die Bedeutung der beiden Sills für die Ausbildung des Neills Cliffs habe ich schon oben hingewiesen.

Kleinere und gering mächtige Basaltdecken (z. T. Stöcke?) liegen auf dem Lias und in den Callovianschiefern. Eine kräftige ungefähr(?) 45 m mächtige Decke bildet des Edward Ensom Plateau. Die beiden einzigen grösseren Gänge, S vom Brinkmannfjæld und N von Lille Kløft verlaufen annähernd EW, was die allgemeine Richtung der Basaltgänge in S-Jamesonland ist.

Die Kontakterscheinungen an den Sills und Gängen sind gering. Gefärbte Sandsteine sind in der Regel auf wenige Dezimeter Entfernung vom Basalt weiss gebleicht, die Callovianschiefer in nicht viel grösserer Entfernung gehärtet.

Pleistozäne und alluviale Bildungen.

Nach ROSENKRANTZ (1929, p. 150) sind die hochliegenden Plateaus von Jamesonland von Blocklehmen bedeckt. Eine ausgedehnte Moräne zieht sich vom Spathfjæld nach SW zur Höhe 703, ebenso ist das Edward Ensom Plateau von dicken Blocklehmen bedeckt. Auf der Höhe 757 m am Südrand des Edward Ensom Plateaus liegen mächtige Grundgebirgsblöcke ohne Lehmzwischenlagen, hier sind alle feineren Komponenten vom Wind ausgeblasen. Die tiefer gelegenen Plateaus — das Bathonian-Plateau in 510—530 m und das Lias-Plateau in ca. 460 m Höhe — sind frei von Moränenbedeckung. Ein kleines Gebiet von Blocklehmen auf Bathonian etwa 700 m N vom W-Ende der Astartekløft ist zweifellos nicht autochthon sondern durch Bodenfliessen von dem höchsten Plateau in diese Lage gelangt. Aus dem Fehlen von Blocklehmen auf dem Lias- und Bathonian-Plateau darf man schliessen, dass diese Formen sehr jung, postpleistozän entstanden sind und es ist weiterhin wahrscheinlich, dass auch die EW verlaufenden steilen Klöfte (Astarte-, Moskusokse-, Lille Kløft) ebenso jung sind.

Die hügelige Landschaft zwischen dem Strand des Hurry-Inlet und dem Anstieg des Neills Cliff besteht wohl zum grössten Teil aus allerjüngsten Bildungen (Åsern und Seitenmoränen) des Rückzugs einer Gletscherzunge, die das Hurry Inlet erfüllte. Am Neills Cliff selber liegen mächtige Gehängeschuttmassen und z. T. wohl auch kleine Åser von Firnflecken.

Profile.

Astartekløft N-Hang und S-Seite des Spathfjæld.

Unteres Kimmeridgian (und Oxfordian?).

685—647 m: Zuunterst 5—6 m glimmerreicher, hellgrauer, fast weisser Sandstein, sehr unruhig schräg bis senkrecht geschichtet.

Darüber ebensolche Sandsteine wechsellagernd mit mehrere Meter mächtigen blauschwarzen Tonschieferbänken mit viel Holz (grosse Stammstücke), bei 680 m ein Ammonitenbruchstück.

Callovian: 647—515 m.

647—ca. 515 m: Dunkle Ton- und Mergelschiefer mit Glimmer, darin folgende Konkretionshorizonte:

bei 617 m: unregelmässig geformte Konkretionen mit Holz, darüber einzelne schöne kugelige oder zylindrische Konkretionen (leer), zerstreute Konkretionen bis an die Basis des überlagernden Sandsteins.

bei 601 m: zahlreiche Konkretionen, oft zu einer 40 cm mächtigen Bank zusammengeschlossen, Ammoniten (*Kepplerites*), Belemniten, Holz. Unmittelbar darüber kalkige, kugelrunde Konkretionen mit *Kepplerites*.

bei 585 m: grosse Konkretionen.

(bei 572 m: viele Konkretionen mit Ammoniten, wahrscheinlich gerutscht, nicht anstehend).

Oberes Bathonian: 515—441 m.

ca. 515—510 m: flaserige Sandsteinbänke, im frischen Bruch grau, braunrot anwitternd, sehr glimmerreich, feine Schrägschichtung. Mächtigkeit nicht ganz sicher zu messen. Plateau bildend.

510—505 m: Dunkle glimmerreiche Schiefer, Belemniten.

bei 505 m: splitterharte Bank, zuweilen linsenförmig oder Lage von Konkretionen mit Ammoniten (cf. *Cranocephalites*) Belemniten, Muscheln.

505—441 m: Dunkle glimmerreiche Schiefertone und Mergel, unten etwas fester, einzelne Belemniten, oben grau unten braun anwitternd, oben viele Toneisensteingeoden.

Oberer und Mittlerer Lias: 441—226 m.

bei 441 m: Oysterbankseries. Feinkörniger graugrüner bis graugelber Sandstein mit Mudcake Konglomeraten. Eine Lage verrosteter Austern und einige Belemniten.

bei 385 m: grober kreuzgeschichteter Sandstein mit schlecht erhaltenen Belemniten.

263—260 m: graugrüner, dunkel braunrot anwitternder Sandstein, z.T. kreuzgeschichtet, mit groben arkoseartigen Lagen, viele Mergellinsen und Mudcake Konglomerate. Kreuzschichtung nach SSW einfallend.

228—226 m: Grenzbank. Untere Hälfte grober Kalksandstein, kreuzgeschichtet, fossilarm, oben rhythmisch geschichtet, mehrere Pflaster aus grossen *Pecten*, gewölbt oben. Die *Pecten*

schliessen dicht an dicht und überdecken sich zum Teil randlich etwas. Kreuzschichtung nach NNE einfallend. Viele Muscheln, *Rhynchonella*, Belemniten.

S.-Hang der Astartekløft und E.-Hang des Freybergfjæld.

Unteres Kimmeridgian (und Oxfordian?):

631—673 m: Zuunterst 8—10 m kompakter Sandstein mit grauen, weissen und bräunlichen Lagen. Sehr wirre Schichtung. 1 Muschelsteinkern. Darüber Sandsteine und Tone wechsellagernd. Viel Holz.

Callovian: 673—511 m.

673—511 m: graue Schiefertone und Mergel mit Glimmer und folgenden Konkretionshorizonten:

bei 625 m: Konkretionen ohne Fossilien, oft zu einer Bank zusammengeschlossen.

bei 620 m: Konkretionen ohne Fossilien.

bei 610 m: Konkretionen, oft zu einer Bank zusammengeschlossen, Ammoniten, Holz.

bei 571 m: Belemniten und Konkretionen mit Belemniten (nur Phragmokone).

Oberes Bathonian: 511—440 m.

ca. 511—506 m: ziemlich feiner glimmerreicher, grauer, rotbraun anwitternder Sandstein, die liegenden 150 cm eine kompakte Bank bildend, fein kreuzgeschichtet. Oben flaseriger plattiger Sandstein. Grosse kugelige Konkretionen.

506—ca. 440 m: Dunkle glimmerreiche Tone. Belemniten.

Oberer und Mittlerer Lias: 440—232 m.

bei 440 m: Obergrenze der Oysterbankseries.

bei 406 m: *Trigonia* sp.

bei 365 m: Basaltsill.

bei 304 m: Basaltsill.

bei 232 m: Grenzbank des Lias, fossilreich.

N.-Hang der Moskusokseklø ft und Brinkmannfjæld.

Unteres Kimmeridgian (und Oxfordian?):

676—650 m: dicke Sandsteinbänke und schwarze Tonschiefer wechsellagernd, viel Holz.

Callovian und Oberes Bathonian: 650—457 m.

650—457 m: Dunkle glimmerreiche Ton- und Mergelschiefer mit folgenden Konkretionshorizonten:

bei 609 m: Konkretionen mit Holz.

bei 550—580 m: lose, nicht austehende, Konkretionen mit Ammoniten.

Oberer und Mittlerer Lias: 457—238 m.

457—444 m: Oysterbankseries. Grobe und feinere, kreuzgeschichtete Sandsteine. Mehrere Lagen mit grossen Austern, Belemniten, Muscheln, diese zum Teil auf sekundärer Lagerstätte; Crinoidenstielglieder, Mudcake Konglomerate. Die Schrägschichtung streicht EW und fällt nach N ein.

bei 366 m: lose, rot anwitternde Sandsteinplatten mit Crinoidenstielgliedern.

238 m: Grenzbank.

Rhaetlias: 238—

bei 111 m: weisse Sandsteine überlagert von dunkelgrauen und roten Mergeln.

Edward Ensom Plateau, E.-Hang.

Unteres Kimmeridgian (und Oxfordian?).

757—647 m: schwarze feinblättrige Tone mit einzelnen Sandsteinbändern.

647—ca. 616 m: Sandsteine wechsellagernd mit Tonschiefern.

Callovian:

615—506 m: Dunkle Tone mit viel Glimmer.

Oberes Bathonian:

bei 506 m: flaseriger, braun anwitternder Sandstein.

II. SÜDLICHES JAMESONLAND

Das Untersuchungsgebiet umfasst einen 8—12 km breiten Streifen längs der Südküste von Jamesonland, es beginnt an der Mündung des Horseriver etwa 27 km W von Kap Stewart, erstreckt sich nach E bis Kap Stewart, und an der Ostküste bis etwa 16 km nördlich von Kap Stewart. An der Ostküste bietet das Neills Cliff im Rhaetlias und Lias verhältnismässig gute Aufschlüsse, das ganze übrige Gebiet dagegen ist ausserordentlich schlecht aufgeschlossen, Fliesserden und der Schutt der vielen mesozoischen Sandsteine decken alle Hänge und Plateaus, einige wenige, etwas umfangreichere Profile liegen in den grösseren Flusstälern (Rauk-, Mussel-, Horse-, Generaldirektor- und Lakseriver).

Die geologische Arbeit wurde weiterhin dadurch erschwert, dass grosse Teile der jurassischen Schichten im Untersuchungsgebiet sehr arm an oder frei von Ammoniten sind. Ausserdem hatte keine Teilnehmer unserer Gruppe früher den Jura im Scoresbysund gesehen, so dass die Gesteinsausbildung keine Handhabe für die Stratigraphie bot. Es ist deshalb ein sehr unvollständiges Bild, das ich im folgenden von der Geologie Süd-Jamesonlands gebe. Dies ist insofern bedauerlich, als für einige wichtige stratigraphische und tektonische Frage gerade hier die Lösung zu suchen war, es ist dies besonders die Stratigraphie der Schichten über dem Callovian (I. P. Koch Mountain Formation) und die Lagerungsverhältnisse der Unteren Kreide.

Morphologische Vorbemerkungen.

Das untersuchte Gebiet besteht aus nach SW einfallenden Plateaus mit undeutlichen Schichtstufen, die durch härtere Sandsteine verursacht werden. Entwässert wird das Gebiet durch NS verlaufende Flüsse, die jedoch nur ausnahmsweise direkt ins Meer münden, sondern in der Regel ca. 1 km vor der Küste nach W (Horseriver) oder Osten (Generaldirektor-, Basalt-, Lakseriver) umbiegen, eine längere Strecke parallel zur Küste verlaufen und dann mit einem weiteren Knick nach S ins

Meer münden. Da der Bergrücken (The Highway) zwischen der Küste und den EW oder umgekehrt verlaufenden Talstücken zum grössten Teil aus Moränenmaterial besteht und die Seitenmoräne eines früher den Scoresbysund einnehmenden Gletschers vorstellt, so ist zweifellos das Abbiegen der Flüsse in Küstennähe durch die absperrende Wirkung dieser Seitenmoräne entstanden.

Die NS verlaufenden Talstücke der Flüsse sind zumeist breit und tief und die Flüsse haben regelmässiges Gefälle. Die parallel der Küste verlaufenden Talstücke, besonders diejenigen, die von W nach E fliessen sind steiler, haben enge Talböden und bilden, wo sie im harten Gestein fliessen, Stromschnellen; möglicherweise hängt dies mit jungen, postpleistozänen Bewegungen von Jamesonland zusammen (Kippung nach SW).

Während der Südstrand von Jamesonland zum grössten Teil aus mächtigen pleistozänen und alluvialen Ablagerungen besteht, ist der Ostrand des Untersuchungsgebiets ein steiles bis zu 350 m ansteigendes Kliff, das Neills Cliff, das guten Einblick in den Aufbau des Rhaetlias und des Lias gewährt. Weiter oben (Seite 14) wurde gezeigt, dass das Neills Cliff wahrscheinlich einer NS streichenden tektonischen Störung (Flexur oder Verwerfung) seine Entstehung und seinen geraden Verlauf verdankt.

Stratigraphie.

Die schlechten Aufschlussverhältnisse im untersuchten Gebiet erlauben es nicht ein zusammenhängendes Profil der mesozoischen Ablagerungen zu geben. Ich will deshalb versuchen, die einzelnen Aufschlüsse so gut als möglich zeitlich einzureihen.

Rhaetlias.

Der oben (S. 14—15) gegebenen Beschreibung ist kaum etwas hinzuzufügen. Im Neills Cliff und im Unterlauf des Lakseriver ist der 90 m mächtige hangende Teil des Rhaetlias aufgeschlossen. Etwa 300 m oberhalb der Mündung des Lakseriver stehen grobe Sandsteine und Konglomerate an, die auch Rosenkrantz erwähnt; die letzteren keilen nach N aus. Die Gerölle der Konglomerate sind bis faustgross, neben vielen Quarzen kommen auch Grundgebirgsgerölle (Gneisse) und hellgraugrünliche Quarzite vor. Die Feldspäte sind zumeist kaolinisiert. Das Zement der Sandsteine und Konglomerate, eine eigenartige feinkörnige graugrüne Masse, ist nach Jérémine (in Haug 1926, p. 354) chloritisch. Bemerkenswert ist der Reichtum gewisser Gesteine (auch des Lias), besonders der dunkelgrünen Mergel, an Biotit. Alle Gesteine des Rhaetlias sind sehr kalkarm oder kalkfrei.

Mittlerer und Oberer Lias.

Der Lias beginnt auch hier, wie in der Umgebung der Astartekløft mit einer bis zu 2 m mächtigen Kalksandsteinbank, die am Neills Cliff in 110—120 m Meereshöhe aufgeschlossen ist. Ihre petrographische Beschaffenheit und Fossilführung in der Umgebung des Kap Stewart ist zuletzt von ROSENKRANTZ beschrieben worden (1934, p. 29—49). Sie ist auch hier von *jamesoni*-Alter. Die liegenden 50 cm der Bank sind grobkörnig, arkoseartig. Die hangenden Teile sind fossilreich, zeigen rhythmische Schichtung von grober zu feiner Fraktion in mehrfacher Wiederholung (s. o. S. 16). Jeder Rhythmus beginnt unten mit einem Muschelpflaster, die feineren Partien sind kreuzgeschichtet. Über der Grenzbank folgen Mergel, sandige Mergel, Sandsteine z. T. mit konglomeratischen Lagen in buntem Wechsel, die nicht näher untersucht wurden (vgl. die Profile von ROSENKRANTZ 1934 l. c.). Die Sandsteine sind zumeist kreuzgeschichtet, kleine Rippelmarken sind häufig. Nagelkalke (cone in cone structures) wurden mehrfach beobachtet. Charakteristisch für diese Formation sind die zahlreichen Mud cake Konglomerate, die mitunter bis zu 40 cm grosse Platten eines harten graubraunen Mergels enthalten. Manche Schichten (z. B. 18—20 m über der Grenzbank) sind voll mit Fliesswülsten, (Wurm-) Röhren und Kriechspuren. Besonders charakteristisch, ja gerade zu leitend für den Lias sind die in Fig. 6 wiedergegeben geringelten Ausgüsse von Röhren. Gut aufgeschlossen sind die mittleren Teile des Lias mit Wurmröhren und Pflanzenresten im Unterlauf des Lakseriver, unterhalb von Höhe 118, bis zur Umbiegung des Flusses nach Osten.

Der einzige Horizont mit marinen Fossilien, ausser der Grenzbank, der am Neills Cliff beobachtet wurde, liegt 220—230 m über der Grenzbank (z. B. bei Höhe 324, 6 km nördlich von der Kolonie). Es sind dies gelbe Sandsteine mit *Trigonia* und *Pleuromya*, die überlagert werden von einem dunkelgrauen, groben, flaserigen Sandstein, der rostbraun anwittert und voll ist von *Pseudomonotis* sp. Etwas weiter S hat ein ähnliches Gestein neben *Pseudomonotis* noch Belemniten und *?Ostrea* geliefert. Es sind dies Schichten der Oysterbankserie, die auch ROSENKRANTZ beschreibt (1934 p. 49—51, Südseite von Dinosaurusløft). Die Mächtigkeit des Mittleren und Oberen Lias beträgt also hier etwa 220—240 m.

Ebenfalls zur Oysterbankserie gehören die Aufschlüsse im Unterlauf des Basalt- und Generaldirektorriver.

In der Ecke, wo der Basaltriver nach W umbiegt, sind etwa 40 m über dem Meer grobe graue Sandsteine mit Pflanzenabdrücken aufgeschlossen, sie enthalten ein 10—30 cm mächtiges Konglomerat mit Holz (Braunkohle und Gagat), Belemniten und Austern. Die Fossilien sind gerollt und liegen auf sekundärer Lagerstätte. Die Gerölle dieses

Horizonts sind bis nussgross, sie bestehen aus Quarz, Kalksandstein mit Fossilresten und Mergelschiefern. Recht häufig als Geröll ist ein blauer bis schwarzer, hornsteinartiger Quarzit.

Im Unterlauf des Generaldirektorriver, etwa 1 km von der Mündung, ist abwärts folgendes Profil aufgeschlossen:

Bathonian:

10 cm schwarze, zähe Mergelschiefer, glimmerreich.

30 cm Kalkbank mit Holzabdrücken.

500 cm schwarze, zähe glimmerreiche Mergelschiefer, mit bis 3 mm dicken, oft winklig gebogenen wurmförmigen Gebilden. Kohlige Pflanzenreste selten, 1 Belemnit.

Oberer Lias:

300 cm plattige mürbe graue Sandsteine mit einzelnen bis 1 cm grossen Quarzgeröllen und Fetzen schwarzen Mergels. *Rhizocorallium* (Länge erhalten 60 cm, Breite über die Spreite gemessen 13 cm), Austern (bis 15 cm Durchmesser), ?*Plagiostoma*, Belemniten.

50 cm Sandsteinbank mit wulstig höckeriger Oberfläche, mit mehreren groben Lagen. Austern, viel Holz in grossen Stücken.

500 cm plattige wulstige Sandsteine mit Mud cake Konglomeraten, Austern, stark zerklüftet. Die Sandsteine streichen ungefähr NS und fallen mit 10° nach W ein. Die Klüfte streichen N 35—40° E und stehen steil. Die Klüftung ist so stark, dass die Sandsteine in schmale senkrechte Platten zerlegt sind.

Die Sandsteine enthalten neben Austern zahlreiche andere Muscheln (*Pinna*, *Trigonia*) und Brachiopoden und gehören der Oysterbankserie an. Die schwarzen zähen Mergelschiefer im Hangenden der Sandsteine sind wohl schon Bathonian (liegender Teil der Vardekløft Formation), da, wie wir oben gesehen haben (S. 24), die Vardekløft Formation in der Umgebung der Astartekløft mit schwarzen, zähen Schiefern beginnt.

Bathonian-Callovian (Vardekløft Formation).

Hierher möchte ich folgende Aufschlüsse rechnen:

Unterlauf des Slateriver, etwa 3 km von der Mündung, 180 m über dem Meer: Schwarze glimmerige Mergel und Tonschiefer mit Fucoiden, 1 Belemnit.

Oberlauf des Basaltriver, E-Ufer, neben einem Basaltstiel: 20 m schwarze, braun anwitternde, sandige, glimmerreiche, bröcklig-schiefrige Mergel mit Belemniten. Im unteren Teil der Schiefer eine Kalksandsteinbank mit Muscheln, Belemniten, Holz.

W-Ufer: ca. 20 m schwarze, grau anwitternde, fein geschieferte Tone mit vielen kalkigen Konkretionen, darin sehr viele grosse Holzstücke, ein Ammonitenbruchstück (? *Kepplerites*), das im Erhaltungszustand — braune, spätige Schale — sehr an die Ammoniten des Callovian von Vardekløft erinnert.

Die Schiefer auf der W-Seite des Basaltriver sind nach ihrer lithologischen Beschaffenheit Bathonian bezw. unterer Teil der Vardekløft Formation, die Tone auf der Ostseite dagegen sehr wahrscheinlich Callovian, die vielen Konkretionen mit Holzstücken und die Erhaltungsweise der Ammoniten sind charakteristische Kennzeichen (vgl. oben S. 25—26).

Unterlauf des Slateriver, etwa 2 km von der Einmündung in den Generaldirektorriver auf 180 m Meereshöhe: Schwarze Schiefer mit dunklen Konkretionen, Fukoiden, ein Belemnit.

Oxfordian.

Sicheres anstehendes Oxfordian wurde in Süd-Jamesonland nicht angetroffen, ebenso wenig wie in der Umgebung der Astartekløft. Dagegen fand ich auf der Westseite des Lakseriver am Talhang, der aus Lias besteht, kurz oberhalb der Einmündung des Trigoniariver einen losen Sandsteinblock mit Muscheln und einem *Cardioceras*. Nach Mitteilung von Herrn Dr. SPATH stammt dieses *Cardioceras* aus Oxfordian, und zwar aus Schichten, die älter sind als die ältesten Schichten mit *Cardioceras* des Oberen Oxfordian von Milneland (vgl. p. 57—58). Leider liess sich nichts über die Herkunft dieses losen Blockes ermitteln, doch halte ich es für wahrscheinlich, dass das Muttergestein in nicht sehr grosser Entfernung in Süd-Jamesonland ansteht.

Kimmeridgian (und Oxfordian?).

Die Vardekløft Formation wird in der Umgebung der Astartekløft überlagert von einer Folge hellfarbiger Sandsteine, die mit Tonschiefern wechsellagern. Auf Grund von Ammonitenfunden (*Amoeboceras* sp.) wurden diese Schichten ins Untere Kimmeridgian gestellt und die Möglichkeit offen gelassen, dass sie auch etwas Oxfordian enthalten könnten. Ähnliche Sandsteine, allerdings ganz ohne Fossilien, wurden bei der Kartierung mehrfach angetroffen, und zwar an folgenden Stellen:

Muskoxplateau: Grauer feinkörniger Sandstein, plateaubildend.

Oberlauf des Generaldirektorriver, Schlucht $2^1/_2$ km S von Mosquitoridge, auf der Ostseite des Flusses: 30 m grobe graue Sandsteinquader, wechsellagernd mit dunklen Tonschiefern. Die Sandsteine sind wirr kreuzgeschichtet, mit nahezu senkrecht durch die ganze Bank verlaufen-

den Schichtflächen. Ähnliche Schichtung war auch im Sandstein über dem Callovian von Astartekløft zu beobachten (S. 26).

Horseriver; 1 km oberhalb der Umbiegung nach W, Ostufer: Graue Sandsteine wechsellagernd mit dunklen Tonschiefern.

Vielleicht hierher gehören: gelbe plattige grobe Sandsteine, die wenige 100 m westlich von Höhe 168 m (Westufer des Slateriver) anstehen.

Schichten unbestimmten Alters.

Über dieser Sandsteinserie folgen offenbar mergelige Schichten mit Sandsteinlagen, die Überlagerung ist nirgends direkt zu sehen, aber aus den Verhältnissen am Ostufer des Generaldirektorriver glaube ich schliessen zu können, dass stratigraphische Folge vorliegt. Eine Vorstellung von der Beschaffenheit dieser Mergel gibt folgendes Profil, das 500 m N von Höhe 230, unmittelbar östlich vom Generaldirektorriver aufgenommen wurde:

Oben: 2,0 m dünnplattiger, grauer bis gelber, lagenweise braunroter, feinkörniger glimmerreicher Sandstein.
10,3 m graue glimmerreiche Sandschiefer.
0,5 m etwas festere graue schiefrige glimmerreiche Sandsteine.
20,0 m dunkelgraue Mergelschiefer, glimmerreich, mit einzelnen hellgelben sandigen oder tonigen Bändern. Viele kohlige Pflanzenreste, zumeist kleine eiförmige Blätter.

Ähnliche Schiefer stehen auf der Ostseite des Slateriver noch mehrfach an. An einer Stelle haben sie eine Cephalopodenkralle geliefert. Diese Schiefer und Sandsteine werden offenbar überlagert von gelben plattigen mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen, die keine Fossilien geliefert haben und deren Mächtigkeit nicht bekannt ist (Ost- und Westseite des Slateriver).

Noch höher im Profil folgen vielleicht grobe Sandsteine und Sand mit fossilem Holz (Gagat), die zwischen dem Oberlauf des Generaldirektor- und Horseriver und im Horseriver selbst unmittelbar SW von Mosquitoridge aufgeschlossen sind. Der Verband dieser Sandsteine ist weder zum Hangenden noch zum Liegenden zu sehen, und ihre vermutliche stratigraphische Stellung ist nur aus dem Auftreten im Gelände erschlossen.

Die eben besprochene Schichtserie hat kein einziges brauchbares Leitfossil geliefert, eine Cephalopodenkralle deutet darauf hin, dass sie marin ist. Über dieser Serie liegt (?) Infravalanginian. Welcher Art die Überlagerung ist (tektonisch oder stratigraphisch) konnte nicht festgestellt werden, auch der Verband zum liegenden Unterkimmeridgian ist unklar. Es gibt deshalb eine ganze Reihe von Möglichkeiten, diese

Schichten zeitlich einzustufen. Ich möchte einstweilen vermuten, dass der grösste Teil der Serie Kimmeridgian ist, die hangenden groben Sandsteine könnten schon das Liegende der Kreide vorstellen.

(?) Infravalanginian.

Diese Stufe ist im Gebiet des Horse-, Mussel- und Raukriver weit verbreitet. Ihr Alter lässt sich einstweilen nicht genauer festlegen. Die Schichten enthalten nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. SPATH neben *Aucella volgensis* verschiedene Ammoniten. Ein Teil der Ammoniten ist gut erhalten und verhältnismässig häufig, aber da es sich um vollständig neue Formen handelt, so sagen sie nichts über das Alter der Schichten. Zusammen mit diesen Ammoniten kommen schlecht erhaltene Ammonitenabdrücke vor, die nach SPATH am ehesten mit Formen der Rjasanschichten zu vergleichen sind. Es ist daher unmöglich zu entscheiden ob die fraglichen Schichten oberster Jura oder unterste Kreide sind und ich bezeichne sie, Herrn Dr. SPATH's Vorschlag folgend, als (?) Infravalanginian. Es könnte sein, dass diese Serie die marine Fazies der hangenden 100 m des Hartzfjældsandsteins ist (vgl. unten p. 65). Zwar hat dieser Teil des Hartzfjældsandsteins keine Fossilien geliefert, aber er liegt auf Schichten, die wahrscheinlich dem Aquilonian angehören, stellt also vielleicht Übergangsschichten vom Jura zur Kreide vor.

Das (?) Infravalanginian zeigt folgendes Profil:

Ca. 100 m Sandstein, grau, gelb und weiss, schräggeschichtet	Ca. 100 m	harter schräggeschichteter Sandstein mit grobem aber gleichmässigem Korn, z. T. dick gebankt, viel Glimmer, grosse Konkretionen, Kriechspuren von Invertebraten.
	5 m	grober Sandstein mit Muschelsteinkernen (*Aucella*) usw.
		an der Basis: fossilreiche Kalksandsteinbank mit Ammoniten, Belemniten, Muscheln, Glaukonit.
Ca. 150 m dunkle sandige Schiefer und mürbe Sandsteine	Ca. 80 m	Oben grosse bis 2 m messende Konkretionen mit Crinoiden, Asteriden, Ammoniten, Holz. Sandschiefer und festere Sandsteinbänkchen mit Ammoniten, diese z. T. in Konkretionen.
	Unten:	Sandschiefer mit Pyritkonkretionen und Pflanzenhäcksel.

Die sandigen Mergel sind aufgeschlossen am Ostufer des Horseriver, an den Talhängen des Musselriver und einigen Nebentälern, am besten am E-Hang des Crinoid Mountain.

Die Mergel sind mürb, dunkel, ausserordentlich glimmerreich, gegen das Hangende sind einzelne festere Sandsteinbänkchen eingeschaltet. Sie enthalten bis faustgrosse Pyritkonkretionen, lagenweise Pflanzen-

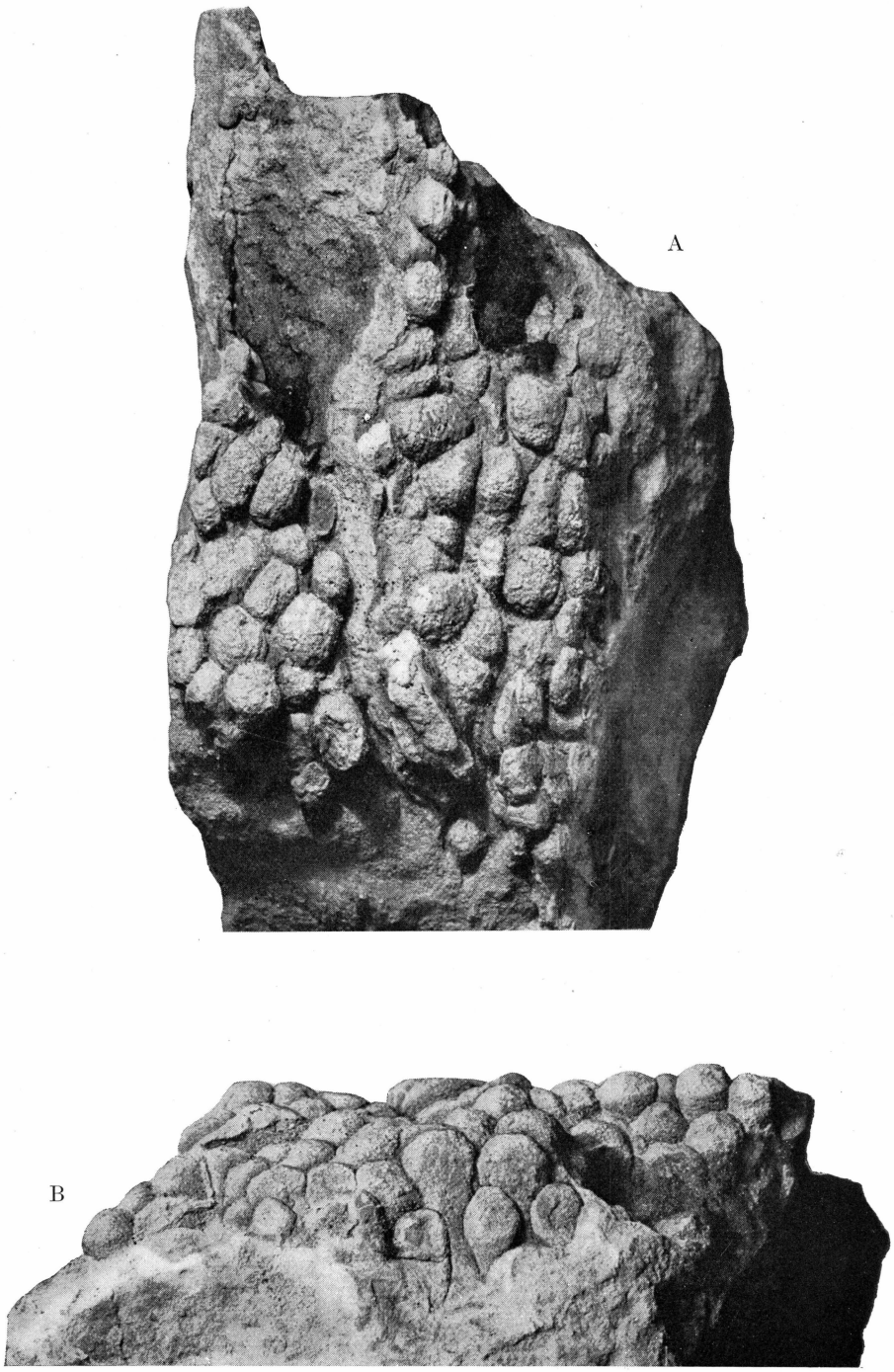


Fig. 8. Steinkern eines von Muscheln angebohrten Holzstücks. (?) Infravalanginian, Crinoid Mt. S.-Jamesonland. Nat. Grösse. A von der Fläche, B im Profil.

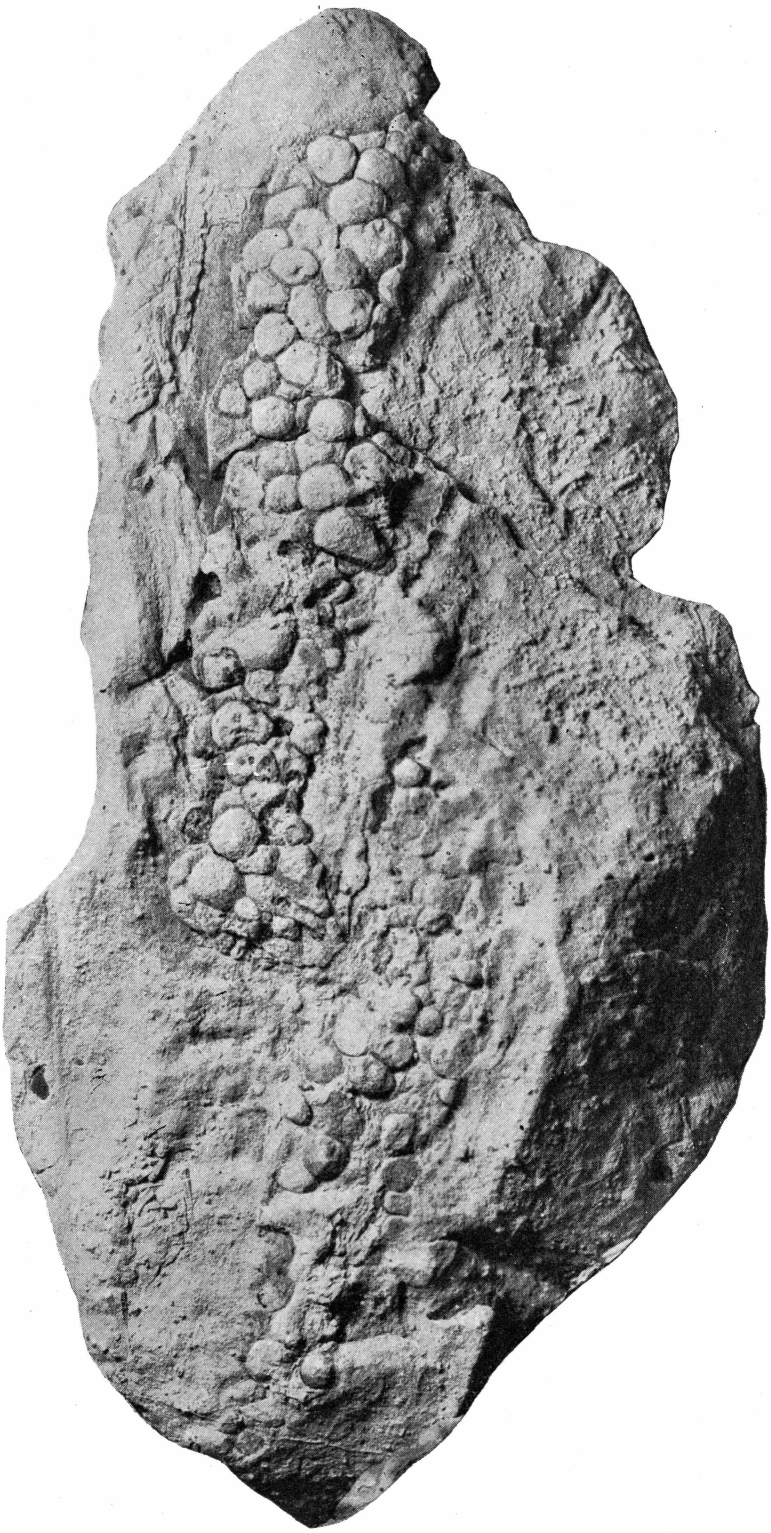


Fig. 9. Steinkern eines von Muscheln angebohrten Holzstücks und Crinoidenstielglieder. (?) Infravalanginian, SW von Mosquito Ridge, S.-Jamesonland. $^1/_2 \times$.

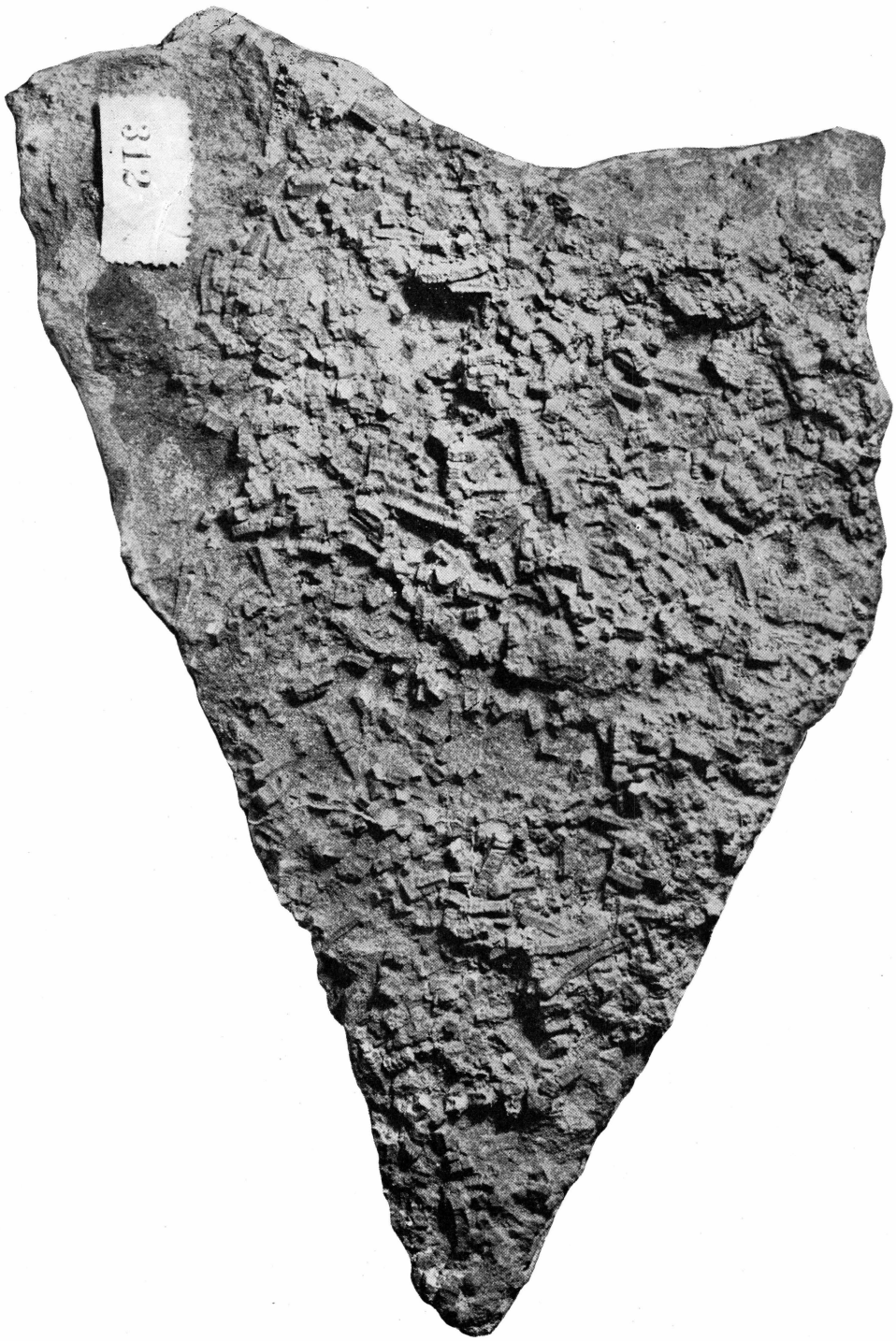


Fig. 10. Crinoidenstielglieder, (?) Infravalanginian, Crinoid Mt. S.-Jamesonland.

häcksel und Holz. Im oberen Teil enthalten sie Ammoniten. Darüber liegen grosse bis $1^1/_2$ m messende Sandsteinkonkretionen, zumeist mit fossilem Holz oder Pflanzenhäcksel und Ammoniten. Die Konkretionen weisen im Innern zahlreiche Sprünge auf, die durch Baryt verheilt sind.

Die Konkretionen im Hangenden des Sandmergels sind ähnlich beschaffen, enthalten aber viele marine Fossilien, Ammoniten, Crinoiden, Asteriden, Ophiuren (Gipfel des Crinoid Mtn.). Zwischen den grossen Konkretionen liegen massenhaft kleine, nuss- bis faustgrosse Sandsteinkonkretionen. Das Zement dieser kleinen Konkretionen ist Brauneisen, das in einer äusseren 5—10 mm dicken Schale angereichert ist, der Kern der Konkretionen besteht aus lockerem grauem Sand. Die durch Frost zersprungenen Konkretionen bilden daher kleine Schüsseln oder Näpfe. In der Regel sind mehrere Konkretionen, 8 oder mehr, miteinander verbunden.

Einige 100 m südlich von Mosquitoridge sind sandige Mergel aufgeschlossen, die kompaktere, konkretionsartige Bänke enthalten. In diesen Bänken liegen, ausser der sonst in diesen Schichten vorkommenden Ammonitenform, auch noch die mit Formen des Rjasanhorizontes zu vergleichenden Abdrücke. Dieselbe Ammonitengesellschaft wurde auch an einer Stelle im Tal des Horseriver, unterhalb des Crinoid Mt. beobachtet. Wahrscheinlich ist dies das tiefste Ammonitenniveau innerhalb der Mergel, älter als die Konkretionen mit Ammoniten.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Mergel konnte nirgends gemessen werden, am Crinoid Mt. sind mindestens 140 m vorhanden. Da noch im Unterlauf des Horseriver, bevor er nach Süden umbiegt, diese Mergel aufgeschlossen sind, zwar ohne Ammoniten, aber in gut kenntlicher Ausbildung, so dürfte die Gesamtmächtigkeit grösser sein als 140 m.

Die Muschelbank an der Basis der Sandsteine ist mehrfach aufgeschlossen, so am Westhang des Basaltbergs 210 zwischen Horseriver und Crinoid Mt., in einer Senke etwa 2 km genau westlich von dieser Höhe, ausserdem auf dem Gipfel des Crinoid Mt. und an den Hängen des Musselriver südlich des Crinoid Mt. Im Unterlauf des Musselriver, kurz bevor er nach S umbiegt, liegen im Flussbett grosse Blöcke der Muschelbank.

Die Muschelbank ist sehr reich an Fossilien, Ammoniten, Belemniten, Muscheln (viele *Aucella*, *Trigonia*, *Astarte* u. a.) Gastropoden, und besteht aus fein- bis mittelkörnigem graubraunem glimmerigem Sandstein mit etwas Glaukonit. Die Fossilien sind in der Regel mit Schale erhalten, am Crinoid Mt. allerdings sind nur Steinkerne vorhanden.

Nach oben wird der Sandstein rasch fossilarm, am besten aufgeschlossen ist dieser obere Teil am Rauk Plateau. Er ist grauweiss bis gelblich gefärbt, mittel- bis grobkörnig, feine Lagen oder tonige Zwischenschichten fehlen völlig. Er enthält Brauneisenkonkretionen und

ist schräggeschichtet. Die Schrägschichtung wittert durch Frost und Deflation an freistehenden Pfeilern und Klippen (schwedisch Rauk) oft prachtvoll aus (Fig. 12). Im hangenden Teil des Sandsteins wurden nur an einer Stelle Fossilien angetroffen: am Rauk Plateau auf 152 m Meereshöhe, Steinkerne kleiner Muscheln und Crinoidenstielglieder.



Fig. 11. Fährten von Invertebraten. (?) Infravalanginian, Crinoid Mt. S.-Jamesonland $\times$ $^3/_4$.

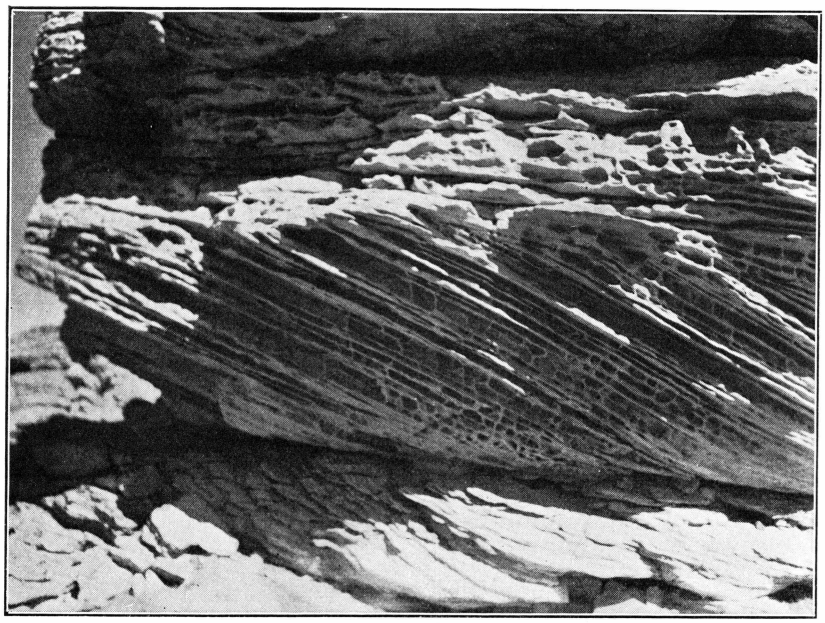


Fig. 12. Ausgewitterte Schrägschichtung im Sandstein des (?)Infravalanginian. Rauk Plateau, S.-Jamesonland.

Die Gesamtmächtigkeit des Sandsteins ist nirgends im Zusammenhang erschlossen, nach den Verhältnissen am Raukplateau ist sie jedoch auf über 100 m zu schätzen.

Zum Schluss füge ich eine Übersichtstabelle der in Süd-Jamesonland nachgewiesenen Schichten an:

? Infravalanginian	100 +: Sandsteine, unten mit Muscheln, Ammoniten. 140 +: Mergel; Ammoniten, Pflanzenreste.	
Schichten unbestimmten Alters (?Kimmeridgian)	Sandsteine mit Pflanzenresten Tonschiefer mit Pflanzenresten	Mächtigkeit unbekannt
? Unteres Kimmeridgian	Ca. 40 m Sandsteine mit Tonen wechsellagernd	ohne Fossilien
	Lücke?	
Bathonian bis Callovian	Tone mit Konkretionen, Holz, wenige Belemniten	Mächtigkeit nicht bekannt (vermutlich ca. 200 m).
	Lücke	
Mittlere und Oberer Lias	Ca. 240 m. Sandsteine und Sandschiefer. Liegendes (Pecten limestone) und Hangendes (Oysterbankserie) fossilreich.	
	Rhaetlias.	

Basalte.

Die Basalte treten in Form von Gängen, Stöcken und Sills auf. Am Neills Cliff sind zwei Sills vorhanden, das untere Sill liegt im Rhaetlias, das obere im Lias, es ist dies wohl dasselbe Sill, das auch im Unterlauf des Lakseriver, unterhalb der Höhe 118 aufgeschlossen ist. Die Gänge verlaufen im allgemeinen WNW, sie sind meist nicht gerade, sondern geschlängelt. Einige wenige Gänge (NW von Höhe 324 am Neills Cliff und W vom Dinosaurusriver) verlaufen NS.

Zu den Basaltstöcken rechne ich vor allem die folgenden Vorkommen: Plateau unmittelbar südlich von Höhe 330 am Muskox Plateau, Mosquito Ridge, die kleineren Vorkommen am Basalt- und Muskoxriver, zwischen Slate- und Generaldirektorriver und am Horseriver. Die Kontakterscheinungen an den Basalten sind auch hier gering. Die grünen Sandsteine des Rhaetlias sind in der Nähe der Sills weissgebleicht, die liassischen Schiefer sind mitunter etwas gehärtet oder gebräunt.

Tektonik.

Zwischen Neills Cliff und Slate River streichen die Schichten ungefähr NS und fallen nach W oder WSW ein. An Liassandsteinen im Unterlauf des Generaldirektorriver wurde das Einfallen mit 10° W bestimmt. Bei ungestörtem Bau, d. h. kontinuierlichem Einfallen nach W wären westlich vom Generaldirektorriver die Schichten des Oxfordian und Kimmeridgian zu erwarten, die ja im Innern des Scoresbysunds gut entwickelt sind und deren Mächtigkeit auf Milneland zu mehr als 700 m bestimmt wurde (siehe unten S. 51—52). Dass die Tone und Sandsteine über dem Callovian, die oben vermutungsweise ins Oxfordian und Kimmeridgian gestellt wurden, das ganze Oxfordian und Kimmeridgian vertreten, ist unmöglich, denn ihre Mächtigkeit beträgt zusammen genommen kaum mehr als 200 m, wahrscheinlich viel weniger. Nun sind ja auf Milneland ausserdem noch Portlandian und höhere Schichten mit mehr als 350 m Mächtigkeit entwickelt. Diese Schichten standen zumindest z. T. auch auf Jamesonland an, denn Nordenskiöld fand unmittelbar W von der W-Grenze unseres Untersuchungsgebiets Portlandfossilien (Aucellariver, Madsen 1904 p. 202—203). Da am Lakseriver in einem losen Block ein *Cardioceras* sp. des Oxfordian gefunden wurde, so stand sicher in der Nähe auch marines Oxfordian an. Es bleibt kein anderer Schluss übrig, als dass die zwischen ?Oxfordian und Neokom sonst im Scoresbysund vorhandenen Schichten (ca. 1000 m Oberes Oxfordian—Aquilonian) im Untersuchungsgebiet ursprünglich mindestens teilweise vorhanden waren. Nach den Lagerungsverhältnissen sind zwei Möglichkeiten der tektonischen Erklärung gegeben. Da im Scoresbysund Anzeichen kräftiger

tertiärer, vor allem postbasaltischer Tektonik vorhanden sind, wie auch im Norden (vgl. BACKLUND 1930, p. 280—283), so ist es möglich dieser tektonischen Phase alle Dislokationen in Jamesonland zuzuschieben. Es ist aber andererseits auch möglich, dass die jurassischen Schichten vorneokom entweder tektonisch gestört oder durch Erosion zum Teil entfernt wurden und dass das Neokom diskordant auf verschiedenen Jurastufen liegt. Aus den nördlichen Teilen Ostgrönlands ist ja vorneokome Tektonik bekannt geworden.

Sicher ist auf jeden Fall, dass die Kreideschichten tektonisch gestört sind, denn die Muschelbank an der Basis der Sandsteine liegt in der Umgebung des Musselriver in ganz verschiedener Höhe:

	Crinoid Mt.	Lok. ca. 3 km SW. von Höhe 210	Höhe 210 (zwischen Horseriver und Crinoid Mountain)
Meereshöhe:	240 m	121 m	200 m

Da im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets die Schichten ziemlich stark nach W einfallen, so müsste die Muschelbank am Crinoid Mt. tiefer liegen als auf Höhe 210, sie liegt statt dessen 40 m höher, zwischen beiden Punkten aber 80 bezw. 120 m tiefer. Im Musselriver ist ausserdem ein kleiner Grabenbruch aufgeschlossen, der die Muschelbank und den hangenden Sandstein des (?) Infravalanginian zwischen die liegenden Mergel eingesenkt zeigt (vgl. Karte 2).

Die Schichten in der Verwerfung fallen hier mit 10° nach S ein. Es ist bemerkenswert, dass in der Fortsetzung dieses Grabens nach Osten im Horseriver Sandsteine liegen, die wahrscheinlich dem Oxfordian bezw. Kimmeridgian angehören, obwohl hier Neokom zu erwarten wäre.

Ob auch vorneokome Tektonik vorliegt, ist an Hand der Beobachtungen, die wir gemacht haben, nicht zu entscheiden. Es scheint jedoch, als ob das Neokom z. B. unmittelbar südlich von Mosquito Ridge auf den Sandsteinen läge, die vermutungsweise ins Kimmeridgian gestellt wurden. Wenn dies keine tektonische Anlagerung, sondern Überlagerung ist, so muss, da ja westlich vom Untersungungsgebiet Portlandian vorhanden ist, angenommen werden, dass die Kreide diskordant auf dem Jura liegt, und dass daher die jurassischen Schichten vor Ablagerung der Unteren Kreide gehoben und denudiert, vielleicht sogar verworfen wurden. In ähnlicher Richtung deuten auch die Verhältnisse im Norden von Jamesonland am Mt. Mikael, wo zusammen mit *Kepplerites* Ammoniten gesammelt wurden, die für Aquilonian oder Infravalanginian sprechen (SPATH 1932, p. 132).

Sicher konstatiert ist also im Untersuchungsgebiet postneokome Bruchtektonik, möglicherweise vorhanden ist präneokome Tektonik. Diese letztere Phase ist, wenn sie tatsächlich wirksam war, wahrscheinlich jünger als Aquilonian, da im unmittelbar benachbarten Milneland der Obere Jura keine Anzeichen präneokomer tektonischer Störungen aufweisst.

III. MILNELAND

Morphologie.

Der östliche Teil von Milneland, der von mesozoischen Sedimenten bedeckt ist — roh gesprochen das Gebiet zwischen Kap Leslie im Süden und der Charcot Bucht im Norden — zerfällt landschaftlich in drei verschiedene Gebiete. Das Dreieck zwischen Kap Leslie im S, dem Kronenberg im Norden und dem Westfluss ist eine annähernd ebene bis 150 m austeigende Landschaft mit tief und steil eingeschnittenen, in der Hauptsache nach SW fliessenden Flusstälern, die auch im Sommer reichlich Wasser führen.

Im Osten und NE wird diese Ebene begrenzt von einer Bergkette, die wenig N von Kap Leslie beginnt, zuerst NW, dann N verläuft und im Hartzfjæld mit 656 m ihren höchsten Punkt im E erreicht. Hier biegt der Bergrücken nach Westen um, erniedrigt sich bis auf ca. 350 m, steigt wieder an und endet im Kronenberg mit 696 m. Das Gebiet N von der Linie Hartzberg—Kronenberg und S von der Charcot Bucht wird eingenommen von Plateaus, die im E und S am niedrigsten sind und nach N und W ansteigen. In diese Plateaus sind Flüsse eingetieft, die von W nach E verlaufen und sich im Nordostfluss vereinigen; der nördlichste Zufluss hat ein tiefes, steil eingeschnittenes Tal, er ist im Sommer sehr wasserarm, ja vollständig trocken. Von ihm führen zwischen Nordost Plateau und Devaux Plateau, und W von Devaux Plateau kurze tiefe, meist wasserlose Täler nach N in die Charcot Bucht, wo sie hoch über der Talsohle ausmünden. Diese Talstücke machen zwar den Eindruck von geköpften Tälern, ich glaube aber, dass es seitliche Abflüsse des Charcotgletschers waren, in einem Stadium als der Gletscher noch die ganze Charcot Bucht erfüllte.

Während die oben erwähnten Plateaus im Osten mit ihren Nordrändern bis an die Charcot Bucht anstossen, weichen sie gegen des Innere der Bucht nach Süden zurück, und vor ihnen liegt eine Landschaft, die in mehreren Schichtstufen zum Charcot Gletscher abfällt und durch tiefe Schluchten in einzelne Plateaus zerlegt wird.

Die Ostküste von Milneland zwischen Kap Leslie und Charcot Bucht hat in einem ungefähr 10 km langen südlichen Teil einen etwa 400 m breiten flachen Sandstrand, der übrige N-Teil der Küste ist ein meist nicht sehr hohes Kliff mit schmalem oder fehlendem Sandstrand.

Stratigraphie.

Historisches.

Rosenkrantz hat die jurassischen Schichten von Milneland folgendermassen gegliedert (Rosenkrantz 1929, p. 147—149):

Hartzfjæld Formation:

I. 180 m Sandsteine und Tonschiefer mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten, Neocomian?

Cape Leslie Formation.

320 m Sandsteine u. glimmerreiche Tone wechsellagernd.....	H. Die hangenden 100 m: grobe Sandsteine mit schlecht erhaltenen Lamellibranchiaten.	Aquilonian?
	G. 110 m über der Basis: Konkretionen mit massenhaft *Lingula*, Mollusken, 1 *Perisphinctes*.	
	F. 25 m über der Basis: Kalkkonkretionen mit *Perisphinctes* und Lamellibranchiaten.	
30 m sandig glaukonitische Schichten	E. Hangendes: harter, eisenschüssiger, glaukonitischer Sandstein mit grossen Ammoniten, *Perisphinctes* cfr. *giganteus*.	Volgian.
	D. Kalkkonkretionen mit grossen Ammoniten, *Pavlovia aff. nikitini* und andere Arten.	
	C. An der Basis: Toneisenstein mit Ammoniten, Belemniten, Lamellibranchiaten.	
100 m glimmereiche Tonschiefer, die nach oben sandig werden	B. Im Hangenden: grosse glimmerreiche Konkretionen mit viel Mollusken und *Pavlovia*? sp.	
	A. 60 m über der Basis: Kalkkonkretionen mit *Pavlovia* aff. *dorsoplana*, *Pavlovia* aff. *panderi*, *Pavlovia* aff. *pavlovi*.	

Dieses Profil ist im Prinzip wohl richtig, die Mächtigkeiten des ?Aquilonian und ?Neokom sind zweifellos übertrieben, dies rührt wohl daher, dass die Schichten von N nach S einfallen und entgegen dem Einfallen gemessen wurden.

Die Schichten des Profils von Rosenkrantz entsprechen wahrscheinlich in folgender Weise der von mir getroffenen Einteilung:

Rosenkrantz	
J	Hangender Teil des Hartzfjældsandsteins
H	Hartzfjældsandstein
G	Lingulabank
F	Konkretionshorizont α
C—E	Liegender Teil der Glaukonitserie
B	Basis der Glaukonitserie
A	Konkretionshorizont β

PARAT und DRACH, die Milneland im Sommer 1932 besuchten, geben folgendes Profil (PARAT und DRACH 1933):

E (de 225—150 m d'altitude). Grès micacé ou conglomérats coquilliers, rougeâtres et ferrugineux au sommet, gris verdâtres, glauconieux à la base, avec *Perisph. bononiensis* LOR. (= *Leucopetrites leucus* BUCKM.), *Cylindroteuthis mosquensis* PAVL. *Cylindr. russiensis* d'ORB. *Aucella mosquensis* KEYS., *Pleuromya* sp. *Mytilus* sp. *Ostrea* sp. *Trigonia gibbosa* SOW. *Astarte saemanni* LOR., nombreuses Lingules et bois fossile.

D (150—130 m). Grès calcareux, micacés, trés glauconieux et ferrugineux avec *Hoplites rjasanensis* NIK. et *subrjasanensis* NIK., *Aucella trigonoides* LAHUSEN, *Cylindroteuthis* (*Pachyteuthis*) *explanatoides* PAVL. et nombreuses Lingules.

C (130—100 m). 3) Calcaires micacés et légèrement glauconieux avec *Perisph. pallasianus* d'ORB. (*Holcosphinctes pallasioides* NEAVERSON), *Aucella trigonoides* LAHUSEN, *Lingula* sp.

2) Argiles et calcaires micacés avec *Perisphinctes* (*Pallasiceras*) *rotundus*. Per. (*Lydistratites*) *gibbosus* BUCKM. *Per. aff. triplex* W. H. SMYTH (cf. *Lydistratites biformis* BUCKM. stade virgaté Dcv. de BUCKMANN). *Ostrea expansa* SOW. *Perna aff. bourchardi* OPP. *Pinna constantini* LOR. *Cylindroteuthis magnificus* d'ORB. *Cyl.* (*Aulacoteuthis*) *absolutus* FISCH. non d'ORB.

1) Argiles et calcaires micacés plus ou moins phosphatisés, à nodules fossilifères avec *Per.* (*Wheatleyites*) *pringlei* PRUVOST, *Ostrea expansa* SOW. *Perna* sp. *Pholadomya protei* DEFR.

B (100—90 m). 2) Grès rougeâtre et argiles micacés, avec *Per. aff. pectinatus* PHILL. *Per. panderi* d'ORB. *Per.* (*Lydistratites*) *lyditicus* BUCKM.

1) Grès bleuâtres feuilletés, micacés avec *Per. bleicheri* LOR. *Per. aff. pectinatus* PHILL. *Ter. aff. insignis* SCHÜBLER, *Waldheimia cf. bononiensis* SAUVAGE.

A (90—70 m). Argiles rouges micacées ferrugineuses avec *Perisph.* (*Virgatosphinctoides*) *wheatleyensis* NEAVERSON, *Per.* (*Allovirgatites*) *woodwardi* (NEAVERSON).

Tabelle 2 (endet nächste Seite).

Alter	Ausbildung der Schichten	Wichtige Konkretionshorizonte
? Aquilonian und ? Volgian = Hartzfjæld-sandstein 330 m	Ca. 100 m: grobe Sandsteine und sandige Tone, unten mit Toneisenstein-konkretionen, Pflanzenreste Ca. 200 m: grobe und feine Sandsteine und sandige Tone, rhythmisch geschichtet, mit einzelnen Fossillagen, (Ammoniten, *Pecten*, *Astarte*, *Aucella*, *Pinna*) 20—40 m: massige Sandsteine, Pflanzenreste	70 m über der Basis Lingulabank: grosse Konkretionen mit *Lingula*, Lamellibranchiern, schlecht erhaltenen Ammoniten.
Portlandian und Oberes Kimmeridgian z. T. = Glaukonitserie: 50—80 m	Sandige Tone, glaukonitische Sande und Sandsteine, Glaukonit vorwiegend in der liegenden Hälfte der Serie. Phosphoritische und ferruginöse Konkretionen. Zahlreiche Fossilhorizonte. Ammoniten, Belemniten, Lamellibranchier (*Pinna*, *Perna*, *Trigonia*, *Pleuromya*, *Macrodon*, *Pecten*, *Aucella*, *Astarte*, *Ostrea*), Gastropoden, Brachiopoden (*Terebratula*, *Lingula*, *Orbiculoidea*), Holz.	Ca. 15 m unter dem Hartzfjældsandstein, Konkretionshorizont α: grosse phosphoritische Konkretionen mit Ammoniten, Muscheln, Holz.
Oberes Kimmeridgian, liegender Teil. 100 m	Dunkle, glimmerreiche Tone mit Konkretionen. Ammoniten, Belemniten, Lamellibranchier (*Astarte* u. a.) Crustaceen, Fischreste, Holz.	Im W. zahlreiche Konkretionshorizonte. Ca. 60—70 m über der Basis Konkretionshorizont β: grosse kalkige Konkretionen mit Ammoniten, Lamellibranchiern, Crustaceen. An der Basis: Toneisensteinkonkretionen mit Ammoniten, Belemniten, Fischresten, Holz.
Unteres Kimmeridgian, 140—160 m	Dunkle, glimmerreiche, teilweise sandige Tone mit Ammoniten, (Cardioceraten) vielen Belemniten, *Aucella*, Fisch- und Reptilresten, Holz.	50 m über der Basis Konkretionshorizont γ: grosse flaserige Konkretionen mit grossen Ammoniten (?*Pictonia*), 19 m über der Basis Konkretionshorizont δ: sehr grosse glaukonitische Konkretionen mit Ammoniten, *Cardioceras*, ?*Rasenia*, Muscheln. Belemniten, Reptilresten.

Alter	Ausbildung der Schichten	Wichtige Konkreationshorizonte
Oberes Oxfordian 270 m	Pectensandstein 70 m. Schräggeschichtete Sandsteine mit Lamellibranchiern.	11 m über der Basis: fossilreiche Muschelbank mit vielen *Pecten*, *Ditrupa*, *Cardioceras*.
	200 m dunkle, glimmerreiche Tone und Mergel mit Ammoniten (*Cardioceras*), Belemniten, Lamellibranchiern (*Aucella* u. a.).	Ca. 190 m über der Basis: blauschwarze Konkretionen mit *Cardioceras*, Lamellibranchiern, Holz. 80 m über der Basis: grosse, graue Konkretionen mit *Cardioceras*.
Charcotbucht-Sandstein ca. 200 m ? Oxfordian	Grobe und feinere, schräggeschichtete, meist hellfarbige Sandsteine. Konglomeratische Lagen, viele Braun-eisenkonkretionen, Pflanzenreste. An der Basis ein Konglomerat mit Grundgebirgs- und sedimentären Komponenten.	

Milneland Granit.

PARAT und DRACH stufen die Schichten folgendermassen ein:

D und E: Basis des Oberen Portlandian.
B und C: Mittleres Portlandian.
A: Unteres Portlandian.

Das Profil wurde nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. PARAT einige hundert Meter nördlich und nordöstlich vom Glaukonitberg und am E-Hang des Lingularückens aufgenommen, es liegt also noch in der Störungszone, die hier durchstreicht. Da PARAT und DRACH nur wenig Zeit zur Verfügung stand, so sind ihnen die tektonischen Störungen entgangen und das Profil ist deshalb nicht ganz richtig. Da ich die Arbeit von PARAT und DRACH erst nach der Rückkehr von Grönland zu Gesicht bekam, kann ich nicht mit Sicherheit angeben, wo die Irrtümer liegen. Die Abteilung E (225—150 m Höhe) stellt sicher den unteren Teil des Hartzfjældsandsteins mit der Lingulabank vor. D (150—130 m) ist wahrscheinlich ebenfalls die Lingulabank und Hartzfjældsandstein. C_2 u. C_3 ist ziemlich sicher der untere Teil der Glaukonitserie, ebenso vielleicht B und A. C_1 könnte der obere Teil der Glaukonitserie mit Konkretionshorizont α sein, ebenso gut aber auch β.

Die Geländeuntersuchungen im Sommer 1933 ergaben obenstehendes Profil (Tabelle 2, Fig. 13). Die zeitliche Gliederung des Profils gründet sich

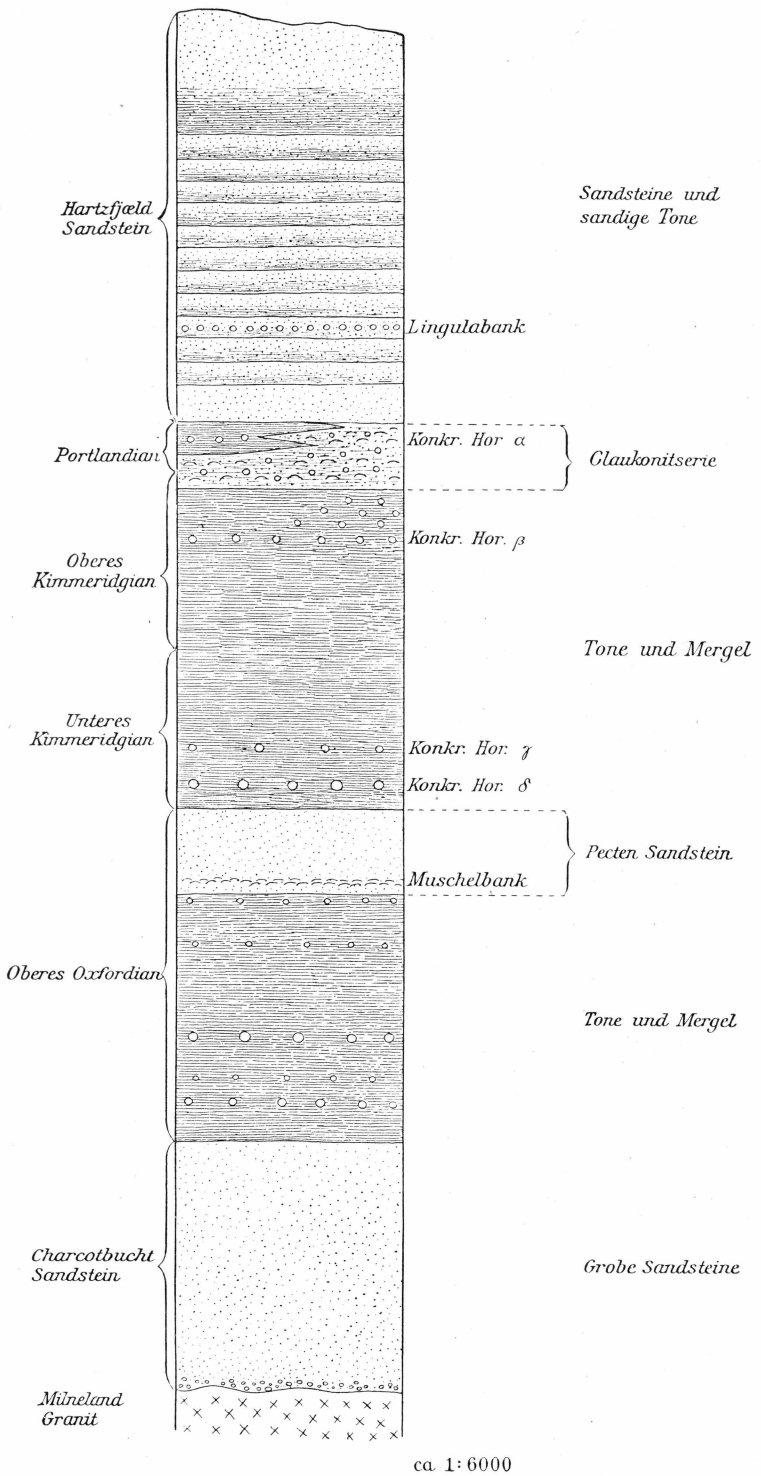


Fig. 13. Profil des Oberen Jura von Milneland, ca. 1:6000.

auf eine kursorische Durchsicht der von ROSENKRANTZ und mir gesammelten Ammoniten durch Herrn Dr. SPATH, der die Freundlichkeit hatte mir die Ergebnisse dieser Untersuchungen brieflich mitzuteilen. Die eingehende Bearbeitung der Ammoniten wird es wohl ermöglichen, auch die hangenden Teile des Profils, soweit sie marine Fossilien geliefert haben, noch genauer zu gliedern.

Milneland Granit.

Die Jurasedimente von Milneland liegen auf einem Granit, den ich Milneland Granit benannt habe. Aus den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet lässt sich nichts über das Alter dieses Granits aussagen, nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. WEGMANN ist dieser Granit kaledonischen Alters und ist altersgleich mit den Graniten, die an der Südküste von Liverpoolland kristalline Schiefer injiziert haben. Der Granit ist zumeist rot, seltener grau gefärbt, ziemlich grobkörnig, häufig pegmatitisch, die Klüfte im Granit streichen ca. N. 160° E und N 250° E. Die Oberfläche des Granits, d. h. die Transgressionsfläche der jurassischen Sedimente scheint uneben höckerig zu sein, ganz sicher bin ich dessen allerdings nicht, da der Kontakt zwischen Granit und Sedimenten nur in der Paratschlucht auf kurze Strecke auf geschlossen ist, sonst ist diese Grenze überall von Schutt und Moränenmaterial verdeckt.

Charcotbucht Sandstein.

Der Charcotbucht Sandstein ist in der Umgebung der Charcotbucht etwa 200 m mächtig. Er ist vorwiegend aus weissen bis gelben, mittel- bis grobkörnigen, kreuzgeschichteten Sandsteinen aufgebaut und enthält sehr zahlreiche ferruginöse Lagen und Konkretionen mit Brauneisenzement.

Der Charcotbucht Sandstein beginnt mit einem groben Konglomerat mit wahrscheinlich bis zu 7 m Mächtigkeit. Das Konglomerat ist im allgemeinen locker, es fanden sich jedoch auch lose Blöcke des Konglomerats, die mit Brauneisen verkittet sind. Die Gerölle im Konglomerat sind bis zu faustgross und bestehen aus folgenden Gesteinsarten:

1) Teilweise gerollte rote und graue Granite, mehr oder weniger stark entfärbt.
2) Viele Feldspäte.
3) Viele Quarze.
4) Kristalline Schiefer (in der Regel stark zersetzt).
5) Grobe weisse Sandsteine mit Kaolinzement oder Brauneisenzement.
6) Etwas feinere gelbbraune Sandsteine.

} Mit sehr gleichmässigem Korn ohne Glimmer.

7) Gelbbrauner Sandstein, ungleichmässiges Korn, viel Glimmer.
8) Gleichmässig feinkörniger, blauer oder graugrüner quarzitischer Sandstein mit kleinen Pyriteinschlüssen.
9) Grauer glimmerreicher Mergelschiefer.

Die Gerölle ad 1) sind gewöhnlich schlecht gerundete unregelmässige Stücke. 3) und 4) sind im allgemeinen gut gerundet. 5—9) sind im allgemeinen gerundet, kommen aber auch in eckigen, nur kantengerundeten Stücken vor. Trotz eifrigen Suchens fand sich in den Sedimentärgeschieben kein Fossil, es muss daher unentschieden bleiben, welchen Formationen sie entstammen. Die Sandsteine 5) und 6) können Old Red sein, doch ist ebenso wohl möglich, dass sie mesozoischen Alters sind. Bemerkenswert ist dass völlige Fehlen von Glimmer in diesen Sandsteinen, soweit meine Erfahrung reicht, sind die mesozoischen Sandsteine vom Scoresbysund alle mehr oder weniger glimmerführend. Der Sandstein 8) ist wahrscheinlich nicht mesozoisch. Bemerkenswert ist das Vorkommen von 9), diese Mergelschiefer sind sehr weich, aber das beruht wahrscheinlich auf sekundärer Entkalkung, wie denn überhaupt alle sedimentären Komponenten des Konglomerats kalkfrei sind. Auf jeden Fall können diese Mergelgeschiebe keinen weiten Transport mitgemacht haben, d. h. sie entstammen Gesteinen, die in unmittelbarer Nähe anstehend waren. Sehr wahrscheinlich handelt es sich dabei um jurassische Gesteine älter als Oberes Oxfordian.

Nach oben geht das Konglomerat in lockere konglomeratische Sande und Arkosen über. Darüber folgen ca. 60 m weisse mittelkörnige und grobe kreuzgeschichtete Sandsteine mit frischen Feldspäten, Kaolin und Brauneisenkonkretionen. In diesem Sandstein liegen (z. B. in der Paratschlucht) etwa 30 m über der Basis sehr harte blaugraue ziemlich feinkörnige Kalksandsteine mit Holzresten.

Etwas höher im Profil folgen braune ferruginöse Sandsteine mit groben Quarzen und darüber massenhaft Brauneisenkonkretionen mit Holzabdrücken, die auf dem Plateau nördlich von Charcot Bucht (Höhe 484 m) ausgewittert sind und weite Flächen bedecken.

Die höheren Teile des Charcotbucht Sandsteins sind am besten in der Drachschlucht aufgeschlossen, auch sie bestehen vorwiegend aus weissen, kreuzgeschichteten, mehr oder wenig grobkörnigen Sandsteinen mit ferruginösen Lagen und Brauneisenkonkretionen.

Ausser Holz fand ich keine Fossilien im Charcotbucht Sandstein. Herr E. Möller, Teilnehmer der Expedition, fand jedoch am N-Hang des Nordost Plateaus eine lose Platte groben Sandsteins mit schlechten kaum bestimmbaren Muschelresten, die wahrscheinlich dem Charcotbucht Sandstein entstammen. Auf das Alter des Charcotbucht Sandsteins kann daher nur indirekt geschlossen worden. Die hangenden Teile

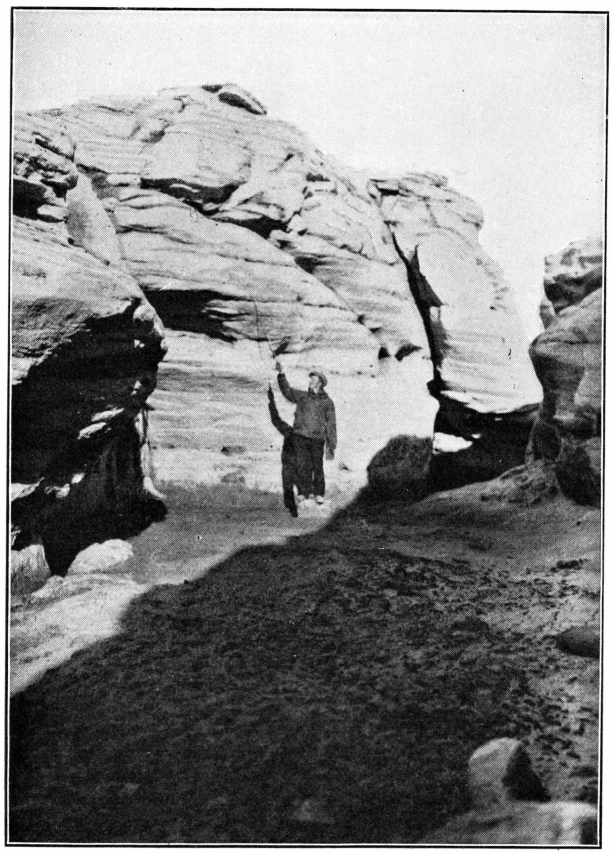


Fig. 14. Gänge und Höhlen im Charcotbuchtsandstein auf Höhe 484 nördlich vom Charcotgletscher, Milneland.



Fig. 15. Charcotbuchtsandstein auf Höhe 484 nördlich vom Charcotgletscher, Milneland.

des Sandsteins gehen mit unscharfer Grenze in die überlagernden Tone und Mergel des Oberen Oxfordian über, indem das Korn des Sandsteins beziehungsweise der Sande feiner wird, der Tongehalt durch Einschaltung fast sandfreier Mergellagen zunimmt und die Farbe dunkler wird. Es ist daher wahrscheinlich, dass der Charcotbucht Sandstein die küstennahe sandige Facies der Tone des Oberen Oxfordian darstellt, er ist somit wenig älter als die überlagernden Tone.

Der Charcotbucht Sandstein ist aufgeschlossen an den Südhängen des Tals des Charcot Gletschers und auf den Plateaus nördlich davon. Von hier aus fällt der Sandstein nach S unter die jüngeren Schichten ein und taucht an der Südküste von Milneland in der Umgebung der Mudderbugt wieder auf. Bay (1895 p. 162) und Rosenkrantz (1929 pl. 1) haben den Sandstein der Mudderbugt mit dem Hartzfjældsandstein (Cap Leslie Sandstein Bay's z. T.) verglichen. Ich konnte die Mudderbugt zwar selbst nicht besuchen, aber aus Bay's Beschreibung, den Lagerungsverhältnissen (auf Gneiss!) und dem was ich aus der Ferne sah, geht einwandfrei hervor, dass Charcotbucht Sandstein vorliegt.

Oberes Oxfordian.

Das Obere Oxfordian ist zusammen 270 m mächtig. Es ist zu gliedern in die 200 m mächtigen Oxfordmergel und den 70 m mächtigen Pectensandstein darüber.

Die Oxfordmergel sind im allgemeinen sehr schlecht aufgeschlossen, gute Aufschlüsse in den hangenden Teilen gibt es am Oststrand von Milneland zwischen der Mündung von Cardiocerasschlucht und der Charcotbucht.

Auf den allmähligen Übergang zwischen Charcotbucht Sandstein und Oxfordmergel habe ich schon hingewiesen. Am besten sind diese Übergangsschichten aufgeschlossen in der Drachschlucht als graue sandige Mergel. Darüber folgen bis zum Pectensandstein schwarze und graue glimmerreiche Tone und Mergel mit einzelnen sandigeren Lagen. In den Mergel sind zerdrückte Cardioceraten stellenweise sehr häufig, daneben finden sich Holzreste. Die Oxfordmergel enthalten mehrere Konkretionshorizonte. Es sind dies die folgenden in aufsteigender Ordnung (in Klammer die Lokalität an welcher der Abstand von den Basis gemessen wurde):

Ca. 30 m über der Basis: Grosse (1—2 m) dunkelgraue feinsandige glimmerreiche Konkretionen, die zahlreiche kleine Brauneisenkonkretionen eingeschlossen enthalten (Drachschlucht).

Etwa 55 m oder einige m höher: Dunkelgraue, feinsandige glimmerreiche Konkretionen mit Belemniten (Höhe 409 E der Drachschlucht).

Etwa 80 m über der Basis: Grosse dunkelgraue Konkretionen mit *Cardioceras* (Schlucht N von Devaux Plateau, ?Drachschlucht).

160 m ? über der Basis: Harte blauschwarze Konkretion mit *Cardioceras* (ca. 1 km N der Mündung von Cardioceras Schlucht am Strand).

190—200 m über der Basis: Harte blauschwarze Konkretionen, grosse *Pecten*, *Goniomya*, *Cardioceras* mit weissen Schalen, Holz (ibid. 0,5 km).

Pecten-Sandstein.

Der Pectensandstein ist ungefähr 70 m mächtig. Er stellt eine Folge von glimmerreichen, mittelkörnigen, grauen, gelben und weissen Sandsteinen und Sanden dar, die mit sandigen Mergeln wechsellagern.

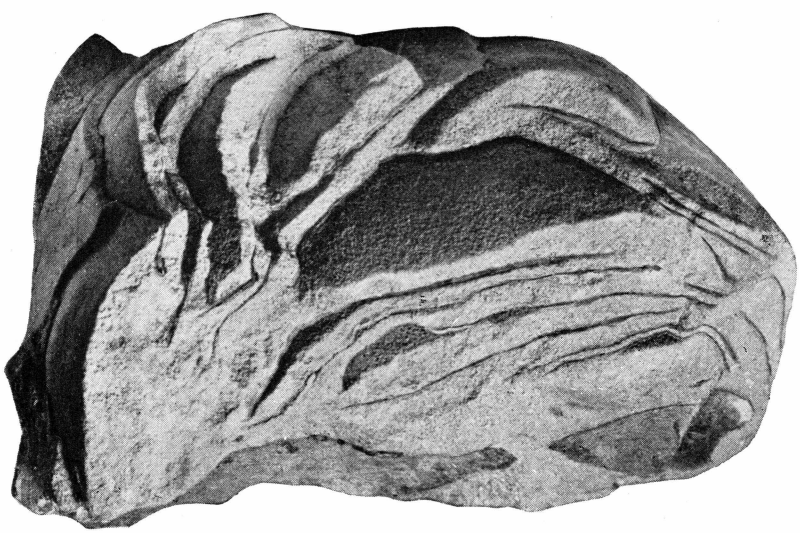


Fig. 16. Ineinander gepackte Pectenschalen, Pectensandstein (Oberes Oxfordian) Westfluss, Milneland. Nat. Grösse.

Die Sandsteine enthalten zahlreiche Muschelsteinkerne (*Pecten*, *Pleuromya*, *Ditrupa* u. s. w.). Etwa 11 m über der Basis des Sandsteins liegt ein feinkörniger, sehr glimmerreicher, hell gelbbraun anwitternder Sandstein, der voll ist mit Muscheln. Mehrere Lagen in diesem Sandstein bestehen fast ausschliesslich aus in einander gepackten grossen Pectenschalen, die mit der gewölbten Seite nach oben liegen (Fig. 16). In einem Horizont ist eine *Ditrupa*-Art angereichert, *Cardioceras* ist selten und fast nur in Bruchstücken zu finden. Ein Schlangenstern wurde ebenfalls gefunden.

Die obersten 5 m des Pectensandsteins sind hellgelbe oder weisse lockere Sande, darunter liegen ca. 4 m kreuzgeschichtete festere Bänke.

Dieser gelbe Muschelsandstein mit den *Pecten*- und *Ditrupa*-Lagen ist ein sehr charakteristisches Schichtglied, das immer leicht nachzuweissen und weit verbreitet ist.

Unteres Kimmeridgian.

Die Mächtigkeit des Unteren Kimmeridgian beträgt ungefähr 140 m. Sie lässt sich nicht mit aller Sicherheit angeben, da die Obergrenze der Abteilung lithologisch nicht gekennzeichnet ist und nach dem Verschwinden der Cardioceraten gezogen wurde. Diese Erscheinung ist aber infolge der schlechten Erhaltung der Ammoniten in diesen Schichten nur an besonders günstig aufgeschlossenen Stellen mit einiger Sicherheit zu konstatieren (Oberlauf der Grauen Schlucht und Kiderlenschlucht). Erleichtert wird das Auffinden der Grenze dadurch, dass in der oberen Hälfte der Mergel des Unteren Kimmeridgian eine leicht kenntliche Cardiocerasform häufig ist, die ähnlich ist der von Ravn (1911, T. 35, Fig. 11) beschriebenen Form.

Das Untere Kimmeridgian besteht vorwiegend aus glimmerreichen dunklen Mergeln und Tonen. Die liegenden 19 m der Abteilung sind feinsandige z. T. hellgrau und braun gefärbte glimmerreiche Mergel, deren Hangendes aus etwa 1 m grauen weichen Sandsteinbänkchen besteht mit (korrodierten?) Belemniten, einer Kralle von *Acanthothentis*[1]) und Holz.

Darüber folgen eintönige dunkelgraue und schwarze glimmerreiche Mergel- und Tonschiefer, mit einzelnen härteren Lagen oder schwarzen Kalkbänkchen (z. B. bei 63 m über der Basis in Kiderlenschlucht). Die Mergel enthalten in einzelnen Lagen, besonders gegen oben, reichlich zerdrückte Cardioceraten und Aucellen und eine andere nicht näher bestimmte Muschelart, ausserdem Belemniten und Holzreste. Etwa 70 m über der Basis der Serie steht am Strand N der Mündung des Pinnatals eine Folge von harten, schwarzen, bituminösen Kalkschiefern von ähnlicher Beschaffenheit wie die Ölschiefer des Lias an, sie haben Plesiosaurusreste, Fischreste (cf. *Leptolepis*), Cardioceraten, Belemniten, Aucellen (häufig) und eine andere Muschelspecies (häufig) geliefert.

Etwas höher im Profil (ca. 120—130 m über der Basis) folgen dann (zwischen Pinna- und Astartetal) schwarze Mergelschiefer mit vielen Belemniten, Holz und schwarzen Toneisensteinkonkretionen mit grossen ?Cardioceraten und Reptilresten.

Gute Aufschlüsse in den Mergeln des Unteren Kimmeridgian bieten der Oberlauf des Südflusses (bei Höhe 145) und die Höhe 296 SSE vom Kronenberg, unweit des Westflusses. In welches Niveau des Unteren Kimmeridgian die Aufschlüsse an den beiden Lokalitäten gehören, lässt

[1]) Ähnlich der Form die Sokolov von Andö abbildet (Sokolov 1912, T. I, fig. 5).

sich auf Grund der geologischen Verhältnisse nicht mit Sicherheit angeben, da sie zu isoliert liegen. Auf Höhe 296 ist wahrscheinlich der untere Teil des Unteren Kimmeridgian aufgeschlossen.

Im Südfluss bei Höhe 145 stehen am Hang etwa 20 m schwarze, glimmerreiche Mergel mit vielen Belemniten an, darin liegen sandig schiefrige Kalkkonkretionen mit Cardioceraten, vor allem vielen kleinen wohl juvenilen Formen (»Brut«), Aucellen und anderen Muscheln, Belemniten, Fischresten und Holz.

Die Höhe 296 SSE vom Kronenberg zeigt 46 m schwarze feingeschieferte glimmerig sandige Tone mit vielen Belemniten. Die hangenden 8 m der aufgeschlossenen Serie enthalten braune rostige Lagen mit vielen *Cardioceras*, Plesiosauruswirbeln und Extremitätenknochen, Belemniten. Die Cardioceraten dieser Lagen sind vollständig plattgedrückte, gut erhaltene Schalen, die aber so dicht auf einander gepackt und so zerbrechlich sind, dass es schwer ist, ganze Stücke zu bergen. Die Plesiosauruswirbel wittern in kleinen Haufen auf der Oberfläche aus, wahrscheinlich kommen in den Schiefern zusammenhängende Skelettstücke oder ganze Skelette vor.

Das Untere Kimmeridgian enthält 2 gut entwickelte Horizonte mit Konkretionen, es sind dies in aufsteigender Ordnung:

Konkretionshorizont δ:

19 m über der Basis, grosse bis zu 3 m Durchmesser zählende, graue, feinsandige, glimmerige, gelb anwitternde kugelförmige Konkretionen mit Glaukonit. Sie enthalten Ammoniten (*Cardioceras*, ?*Rasenia*), Belemniten, viele Muscheln (Austern, *Pecten*, *Pleuromya* u. a.), Reptilreste, Holz.

Konkretionshorizont γ:

ca. 50 m über der Basis, grosse dunkle glimmerreiche Konkretionen, aussen ziemlich mürb, innen fester mit sehr grossen schlecht erhaltenen Ammoniten (?*Pictonia*) und Holzstücken.

Während der Konkretionshorizont γ nur in der Grauen Schlucht und Kiderlenschlucht angetroffen wurde, ist der Konkretionshorizont δ überall zu finden, wo Unteres Kimmeridgian ansteht, da die Konkretionen sehr hart sind und durch ihre Grösse auffallen. Die Ammoniten dieses Horizontes sind schlecht erhalten. Die Cardioceraten sind zumeist zerbrochen, die als ?*Rasenia* bezeichneten Ammoniten zwar in der Regel vollständig, aber plattgedrückt.

Mittleres Kimmeridgian.

Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Dr. SPATH fehlen in dem Ammoniten-Material von Milneland Formen, die auf Mittleres Kimmeridgian weisen. Es erhebt sich die Frage, ob dieses Fehlen durch eine

Sedimentationslücke, durch mangelnde Überlieferung oder sonstwie bedingt ist. Der Teil des Juraprofils von Milneland in dem die Schichtlücke, wenn eine solche vorhanden ist, zu liegen kommt, ist relativ gut aufgeschlossen an den Ostabhängen des Hartzberges vom Krebstal im Süden bis zur Kiderlenschlucht im Norden, ebenso unter dem N- und NW-Grat des Hartzberges und am Kronenberg. Irgend eine lithologische Erscheinung, die auf eine Lücke deutet, ist nicht vorhanden, eine ununterbrochene Serie von dunklen Tonen liegt zwischen den Konkretionshorizonten β und γ. Konkretionshorizonte oder härtere Bänke mit den fehlenden Ammoniten wären wohl kaum übersehen worden. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Lücke in der Ammonitenfolge auf fehlender Überlieferung d. h. Auflösung der Ammonitenschalen vor der Einbettung beruht. Dass dieser Vorgang durchaus im Bereich der Möglichkeit liegt, wurde Seite 24 gezeigt.

Es muss also mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass die zwischen Konkretionshorizont β und γ liegenden Tone, die keine Fossilien geliefert haben, zum Teil Mittleres Kimmeridgian sind.

Oberes Kimmeridgian (Liegender Teil).

Das Obere Kimmeridgian umfasst mit einen Teil der Schichten, die nach lithologischen Gesichtspunkten als Glaukonitserie zusammengefasst wurden. Die Bearbeitung der Ammoniten ist aber noch nicht so weit fortgeschritten, dass ich die Lage der Obergrenze des Kimmeridgian angeben könnte.

Der liegende Teil des Oberen Kimmeridgian besteht aus 100 m mächtigen dunklen, hellgrau anwitternden teilweise glimmerig sandigen Tonen mit Belemniten. Er enthält folgende Konkretionshorizonte in aufsteigender Ordnung:

an der Basis: flache Toneisenstein-Konkretionen oder schwarze kalkige Konkretionen, Ammoniten (mit Perlmutterschale), Holz (Oberlauf der Cardioceras-Schlucht unter dem NW Grat des Hartzberges);

und etwa im gleichen Niveau:
schwarze, glimmerreiche Kalkbänkchen mit Belemniten, Fischknochen, Holz (Oberlauf der Kiderlenschlucht unter dem NW Grat des Hartzbergs).

25 m über der Basis: kleine graue Konkretionen mit Belemniten (nur zwischen Pinna- und Astartetal beobachtet).

Konkretionshorizont β:

ca. 60—70 m über der Basis: sehr grosse (bis 3 m Durchmesser) kugelige, harte, mitunter etwas flaserige, glimmerreiche gelb anwit-

ternde Konkretion mit Ammoniten, Muscheln, dazwischen kleine graue Konkretionen (die zum Teil aus den grossen stammen?) mit Ammoniten, Muscheln, Krebsen.

Ausserordentlich häufig in diesem Horizont ist an manchen Stellen (z. B. Astartetal) eine grosse *Astarte*. Sehr häufig sind ausserdem Krebse. Die Krebse finden sich in den kleinen grauen flachen Konkretionen, immer enthält eine Konkretion nur Teile eines Krebses, ob dies davon herrührt, dass die Krebsreste Exuvien[1]) sind, wird die Bearbeitung derselben ergeben. Diese kleinen Krebskonkretionen, aber auch solche die Muscheln und Ammoniten enthalten, sind auf der Oberfläche oft völlig bedeckt mit kleinen, hellgrauen, rundlichen Körpern, die mitunter auch die Wohnkammern von Ammoniten erfüllen und die ich für Krebsexkremente halten möchte. Bemerkenswert ist, dass die Ammoniten aus diesem Horizont sehr häufig mit Austern bewachsen sind. Neben kleinen Ammoniten finden sich auch grosse Formen mit 30 und mehr cm Durchmesser.

Der Konkretionshorizont β ist überall an den Abhängen des Hartzfjældes und Kronenberges entwickelt und leicht aufzufinden, da die grossen gelben Konkretionen auffallen, langsam verwittern und die Krebsreste rasch zu finden sind. Am häufigsten sind die Krebse an den E-Abhängen des Hartzberges zwischen Pinnatal und Krebstal. Nach Westen gegen den Kronenberg hin scheinen die Krebse selten zu werden.

Auf dem Rücken südlich vom Krebstal, und wohl auch nördlich davon, tritt 65 m unter β ein zweiter Konkretionshorizont gleicher petrographischer Beschaffenheit mit Ammoniten, Muscheln und Krebsen auf. Da weiter N ein NS streichende Verwerfung nachzuweisen ist, nehme ich an, dass hier der Konkretionshorizont β tektonisch wiederholt ist.

Da die langsam verwitternden Konkretionen des Horizont β mit dem Boden hangabwärts fliessen, so ist es nicht leicht zu sagen, ob alle grossen gelben Konkretionen einem bestimmten Horizont angehören oder ob sie auf eine gewisse Profilhöhe verteilt sind. E vom Hartzberg glaube ich mit Sicherheit das erstere festgestellt zu haben. An den N-Hängen den Hartzbergs und im W am Pernarücken und Kronenberg sind sicher mehrere Konkretionslagen etwa 60 m über der Basis des Oberen Kimmeridgian und höher hinauf vorhanden, wie auch in der Glaukonitserie die Konkretionshorizonte an Zahl nach W zunehmen.

Glaukonitserie (Oberes Kimmeridgian + Portlandian).

Die Schichten, die als Glaukonitserie zusammen gefasst wurden, zeigen innerhalb des Untersuchungsgebietes starken Facieswechsel, es ist deshalb nicht möglich ein Standardprofil davon zu geben. Im öst-

[1]) d. h. bei der Häutung abgeworfene Schalen.

lichen Teil des Gebietes, vom E-Hang des Glaukonitberges bis zum E-Hang des Hartzberges lässt sich die Glaukonitserie gliedern in eine liegende 17—22 m mächtige fossilreiche, glaukonit- und toneisensteinführende sandige Abteilung und eine hangende ca. 25—30 m mächtige vorwiegend tonige, fossilarme und glaukonitfreie Serie. In den N und W vom Hartzberg gelegenen Profilen enthält auch die hangende Serie zahlreiche Glaukonit- und Toneisensteinhorizonte, sie ist sand- und fossilreich und ist lithologisch nicht mehr vom liegenden Komplex abzutrennen. Ich gehe zuerst auf die Verhältnisse in den E vom Hartzberg gelegenen Profilen ein.

Die Gesamtmächtigkeit der Glaukonitserie beträgt hier ca. 50 m.

Der liegende Teil der Glaukonitserie (17—22 m) besteht im untersten Drittel aus braunen weichen Sandsteinbänkchen, die oberen zwei Drittel aus wechsellagernden glaukonitischen Sanden, Glaukonitsandsteinen u. sandigen, glaukonitischen Toneisensteinen, lagenweise sind Toneisensteinkonkretionen mit Glaukonit eingeschaltet. Die Serie ist ausserordentlich fossilreich. Sie enthält Ammoniten, Belemniten, Muscheln (*Pinna*, *Perna*, *Pleuromya*, *Aucella*, *Macrodon*, *Pecten*, *Trigonia*, *Astarte*, *Ostrea* usw.) Brachiopoden (*Terebratula*, *Orbiculoidea*, *Lingula*) Gastropoden, Krebse (selten) und Holz. Die Ammoniten sind im allgemeinen im hangenden Teil der Serie am häufigsten, nicht selten sind Riesenformen mit über 60 cm Durchmesser. Wohl des häufigste Fossil ist eine grosse *Pinna*-Spezies. Sie findet sich in mehreren Horizonten, ist aber in einem Sandsteinbänkchen in der Nähe der Obergrenze der glaukonitischen Schichten besonders angereichert. Die Pinnaschalen stecken hier, einander berührend, senkrecht im Sediment, zweifellos in Lebensstellung. Am besten entwickelt fand sich diese Pinnasiedling an den Hängen des Pinnatales, die Siedling erstreckt sich ausserdem nach N bis zum Oberlauf der Grauen Kluft und nach S bis in die Gegend E vom Schloss. Ganz im Süden, an den Abhängen des Glaukonitbergs ist diese *Pinna*-Spezies offenbar nicht mehr so häufig, hier ist eine (?) *Pleuromya*-Spezies in Menge zu finden.

Der hangende Teil der Glaukonitserie im E ist ca. 30 m mächtig und besteht aus grauen sandigen glimmerreichen Tonschiefern, mit offenbar nach oben zunehmendem Sandgehalt. Die Grenze zu den unterliegenden glaukonitischen Schichten ist an allen aufgeschlossenen Stellen ein rotbraun anwitternder Toneisensteinhorizont, oder ein rostbrauner, eisenreicher Sandmergel. Ca. 14—16 m über diesem Toneisensteinhorizont enthalten die in Rede stehenden Schichten den Konkretionshorizont α: grosse harte, blaugraue, sandige, glimmerreiche, phosphoritische Konkretionen mit durch Calcit verheilten Sprüngen. In den Konkretionen Ammoniten, Lamellibranchier und viel Holz. Die Fossilschalen in diesen Konkretionen sind kreidig weiss.

N und W vom Hartzberg ist die Glaukonitserie 70—80 m mächtig. Da die Liegendgrenze der Serie nach lithologischen Gesichtspunkten nämlich dem ersten Auftreten von Glaukonitsanden gezogen wurde, so könnte diese Mächtigkeitszunahme nur scheinbar sein, vorgetäuscht dadurch, dass auch liegende Schichten glaukonitisch werden. Dies ist aber offenbar nicht der Fall, denn der Konkretionshorizont β unter der Glaukonitserie hat (sofern es derselbe Horizont ist! was die Bearbeitung der Ammoniten ergeben wird) an den N-Hängen des Hartzbergs und am Kronenberg ungefähr denselben Abstand vom Liegenden der Glaukonitserie (30—40 m) wie E vom Hartzberg, es ist daher wahrscheinlich, dass die Glaukonitserie und zwar besonders die liegenden Teile derselben von E nach W an Mächtigkeit zunehmen.

An den NE- und N-Hängen des Hartzberges und im Westen beginnt die Glaukonitserie meist mit einem harten dunkelgrauen, braun anwitternden, ziemlich groben, kreuzgeschichteten, glaukonitreichen Sandstein, der nur wenige Fossilien (Ammonitenbruchstücke, Lamellibranchier) enthält und 2—3 m Mächtigkeit hat. Darüber folgen ca. 7 m glaukonitische Sande und ferruginöse Lagen, mit harten eisenreichen Konkretionen. Fossilien: Ammoniten, viele Belemniten, *Pecten*, *Pleuromya*, Holz.

Darauf liegen, zumeist schlecht aufgeschlossen, ca. 20 m sandige Tone mit grauen glimmerreichen, wohl phosphoritischen Konkretionen mit Muscheln (*Perna* u. a.) und Krebsexkrementen.

Höher im Profil folgen graue sandige Tone mit zahlreichen Lagen von Glaukonitsanden, ferruginösen rostigen Sandlagen und eisenreichen Konkretionen. In den glaukonitfreien Tonen finden sich graue phosphoritische Konkretionen. Die Profile sind zu lückenhaft und ausserdem die Aufnahme mit dem Aneroid zu ungenau, als dass man die einzelnen Glaukonithorizonte der verschiedenen Lokalitäten parallelisieren könnte.

Die hangenden Teile der Glaukonitserie (25—35 m) bestehen aus grauen sandigen Tonen und Sanden, in die sich in westlicher Richtung mehrere glaukonitische und ferruginöse Lagen einschalten, die Zahl der Konkretionen in der Glaukonitserie, besonders in der obersten Abteilung, nimmt ebenfalls nach W stark zu.

Die Fauna der Glaukonitserie im Westen ist ähnlich zusammengesetzt wie im Osten, nur sind die Muscheln im Westen besonders häufig und treten im zahlreichen Horizonten übereinander auf. Auffallend durch Menge und Grösse der Schalen ist eine *Perna*- und eine ?*Zeilleria*-Art, die *Perna*-Species tritt sowohl in Konkretionen als auch in Sandsteinbänken auf. An den Abhängen des Kronenbergs, besonders gut aufgeschlossen am Pernarücken, steht etwa 5 m unter der Obergrenze der Glaukonitserie eine Lage dicht gepackter grosser Pernaschalen an; die Schalen sind in eine weisse kreidige Masse verwandelt. *Pinna* ist auch im W

häufig, tritt aber im allgemeinen nicht in Lebenstellung auf[1]), Gastropoden scheinen im Westen häufiger zu sein als im Osten.

Hartzfjældsandstein.

Der Hartzfjældsandstein ist 330 m mächtig. Er lässt sich gliedern in einen unteren, etwa 20—40 m mächtigen, massigen Sandstein, eine darüber folgende ca. 200 m mächtige Serie wechsellagernder Tone und

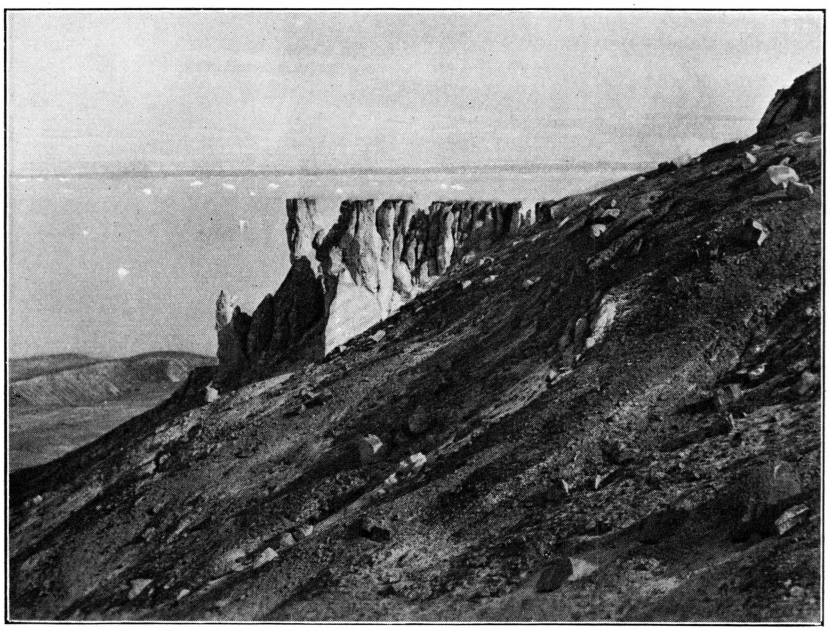


Fig. 17. Basaler Teil des Hartzfjældsandsteins, oben mit Brauneisenkruste, Höhe der Klippen etwa 30 m, N-Hang des Hartzbergs, Milneland.

Sandsteine, und eine hangenden Partie von 100 m dunkler Tone und Sandsteine.

Im allgemeinen sind im südostlichen Teil des Gebietes am Lingula- und Hennigrücken die Sandsteine des Hartzfjældsandsteins mürbe und weich, d. h. sie haben wenig Kalkzement, je weiter man nach N kommt um so fester und härter werden die Sandsteine.

Der liegende massige Sandsteinkomplex ist an den E-Hängen des Hartzberges 15—30 m mächtig, nach Westen nimmt seine Mächtigkeit zu bis auf 40 m auf der W-Seite des Kronenbergs. Der Sandstein ist mittel- bis grobkörnig, kreuzgeschichtet und bildet eine einzige dicke Bank, ohne Schichtfugen. An den E- und N-Hängen des Hartzbergs und am Kronenberg ist er durch senkrecht stehende, vollständig ebene

[1]) Auf der W-Seite des Kronenbergs ist vielleicht eine *Pinna*-Siedlung vorhanden.

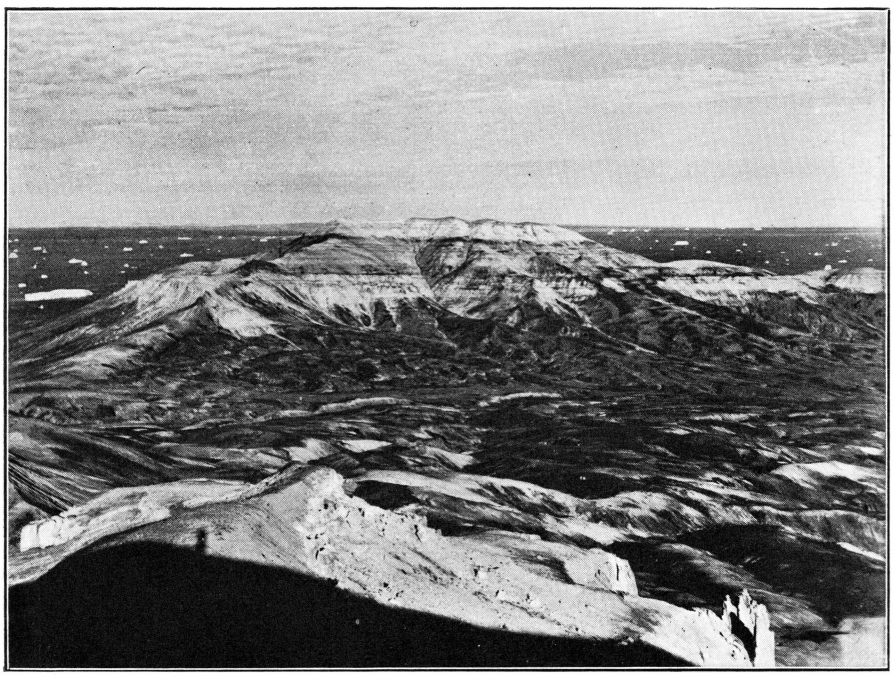


Fig. 18. Hartzberg vom Kronenberg (W) gesehen. Helle Partien: Hartzfjældsandstein, dunkle Hänge: Oxfordian bis Portlandian. Milneland.



Fig. 19. Hartzberg von Norden gesehen. Basaltgang unter dem Gipfel. Milneland.

Kluftflächen begrenzt und bildet ein steile, schwer zugängliche Wand mit kulissenartig vorspringenden Rippen und isolierten Klippen (Fig. 17). Die Hangendfläche des Sandsteins wird von einer harten Brauneisenlage eingenommen.

Über diesem basalen Sandstein folgt eine Sedimentserie von bemerkenswert regelmässiger Struktur. Die ganze Serie ist gegliedert in 10—30 m mächtige Schichtpakete von folgendem Bau:

Hangendes: mittelkörniger bis grober, hellgelber oder weisser, schräg geschichteter Sandstein, meist hart (Kalkzement) aber auch lockere Lagen, mitunter arkoseartig oder konglomeratisch. In der Regel mit zahlreichen Brauneisenlagen.

Liegendes: dunkle glimmerreiche sandige Tonschiefer oder feiner Sand, nach oben sandreicher, bezw. gröber und hellgrau werdend und übergehend in gelbe und weisse Sande oder Sandsteine. Enthält Sandkalk- und Toneisensteinkonkretionen. Die feinen Sande oder sandigen Tone sind mitunter durch Kalkzement zu feinen Sandschiefern verfestigt, ebenso bestehen die mitunter sehr grossen Konkretionen in den feinen Sanden aus feingeschichtetem Kalksandstein. Diese Sandschiefer und Sandsteine zeigen Schrägschichtung mit sehr kleinem Schrägschichtungswinkel.

Der Aufbau der einzelnen Schichtpakete lässt sich also kurz folgendermassen charakterisieren: sie bestehen aus schräg geschichteten Sedimenten, deren Korngrösse von unten nach oben zunimmt, von sandigem Ton oder Feinsand über Sandstein zu Arkosen und konglomeratischen Sandsteinen. Der Kalkgehalt der Sedimente nimmt ebenfalls von unten nach oben zu, er ist unten hauptsächlich als Zement von Konkretionen entwickelt, oben im ganzen Gestein vorhanden. Fossilführende Brauneisenrinden finden sich hauptsächlich in den hangenden Partien, doch auch im Liegenden. Der Hartzfjældsandstein ist im allgemeinen sehr fossilarm, im basalen massigen Sandstein (20—40 m) fehlen marine Fossilien völlig. Marine Fossilien wurden in folgenden Horizonten angetroffen:

17 m über der Basis: 10—20 cm eisenreicher dunkler Sandstein, *Trigonia* sp., *Pecten lamellosus* u. a. Muscheln (Oberlauf des Pinnatals).

40 m ferruginöse Lage mit *Pleuromya*, *Pecten lamellosus* (Oberlauf des Astartetals).

ca. 70 m *Lingula*-Bank: grosse graue Kalksandsteinkonkretionen, mitunter zu einer Bank zusammengeschlossen. Sehr fossilreich, viele

Lingula, Lamellibranchier, schlecht erhaltene Ammoniten, Glaukonit.

80 m kleine Toneisensteinkonkretionen mit *Pinna*, *Pecten* u. a. Lamellibranchiern, *Orbiculoidea*. Bruchstücke von sehr grossen Ammoniten (W-Hang der Höhe 474 zwischen Kostenbaderberg und Hartzberg).

87 m hellgrauer Sandstein mit harten grauen Konkretionen mit Brauneisenkern, Ammoniten (mit Perlmutterschale), Lamellibranchier,

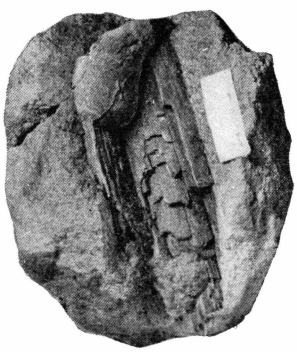


Fig. 20. Holzstück mit Bohrmuschelwohnung. Hartzfjældsandstein, Ost-Hang des Hartzberg, Milneland. Nat. Grösse.

Holz mit Bohrmuscheln (Fig. 20). In etwa demselben Niveau Brauneisenlage mit Ammoniten, Aucellen (gleiche Lokalität).

105 m grauer Sandstein mit *Pleuromya*, *Astarte* (gleiche Lokalität).

110 m Horizont mit senkrechten Röhren, wahrscheinlich Wurmröhren (W-Hang des Hartzbergs).

121 m schlecht erhaltene Muscheln (W-Hang des Kostenbaderbergs).

137 m grauer, harter mittelkörniger Sandstein mit Lamellibranchiern (ibid.).

183 m Eisenkruste mit *Aucella* (ibid.).

Holzabdrücke und kohlige Holzstücke sind im ganzen Hartzfjældsandstein häufig, mitunter sind die Holzstücke von Muscheln angebohrt (Fig. 20, 21).

Am W-Hang des Kostenbaderbergs fanden sich folgende Fossilhorizonte:

57(?) m über der Basis, Toneisensteinkonkretionen, viele *Pinna* und andere Lamellibranchier, grosse Ammonitenbruchstücke.

65 m kleine graue sandige Konkretionen, Lamellibranchier, Ammoniten mit Perlmutterschalen.

Diese beiden Horizonte sind äusserst ähnlich den oben erwähnten Horizonten 80 m und 87 m über der Basis, petrographische Beschaffen-

heit, Abstand der Horizonte von einander und Fossilerhaltung ist dieselbe, ich glaube, dass sie damit identisch sind und dass die Differenzen im Abstand der Horizonte von der Basis des Hartzfjældsandsteins auf Unregelmässigkeiten des Aneroids zurückzuführen ist.

Ein auffälliger und leicht kenntlicher Fossilhorizont sind die grossen



Fig. 21. Abdruck eines Holzstücks mit Bohrgängen (von Insekten?). Basaler Teil des Hartzfjældsandsteins, N-Hang des Hartzbergs, Milneland. $^3/_4$ nat. Grösse.

Konkretionen der *Lingula*-Bank, trotzdem habe ich sie nur im südlichen Teil des Gebiets am Lingularücken und Schloss aufgefunden, am Hartzfjæld konnte ich sie trotz mehrmaligen Suchens nicht wiederfinden, vielleicht entspricht ihr einer der beiden Horizonte 80 m oder 87 m über der Basis, d. h. sie wäre im N in anderer Fazies entwickelt, oder aber fehlt sie völlig.

Vom hangenden Teil des Hartzfjældsandsteins sind ca. 100 m

erhalten. Sie bestehen im unteren Teil aus dunklen glimmerreichen Tonen, oben aus Sandsteinen und sandigen Tonen in Wechsellagerung. Marine Fossilien wurden in dieser Serie nicht angetroffen, sie enthält nur schlechte Pflanzenabdrücke.

Ihr Alter ist unbestimmt. Da die Schichten jünger sind als (?)Aquilonian so ist die Möglichkeit gegeben, dass sie die lagunäre Fazies des (?)Infravalanginian von Jamesonland sind (siehe oben p. 38).

Der Hartzfjældsandstein ist das jüngste der in Milneland erhaltenen jurassischen Schichtglieder. Es lagen auf ihm wahrscheinlich noch jüngere Sedimente, denn die weiter unten noch zu besprechende präbasaltische Rumpffläche, die überall in der Umgebung des Sedimentgebiets von Milneland zu erkennen ist, liegt vermutlich über dem Gipfel des Hartzbergs, die jüngsten mesozoischen Sedimente dürften daher der prä- und postbasaltischen Abtragung zum Opfer gefallen sein.

Basalte.

Die Basalte wurden nicht eingehender untersucht, sondern nur in die Karte eingetragen soweit sie in die Excursionsrouten fielen oder ihre Verbreitung von hoch gelegenen Punkten aus zu erkennen war. Die Verbindung der einzelnen Gänge untereinander ist daher nicht immer sicher. Im übrigen verweise ich auf die Zusammenfassung von KOCH (1929a).

Im untersuchten Gebiet treten die Basalte fast ausschliesslich als Gänge auf. Das einzige Sill, das ich beobachtet habe, liegt zwischen den Mündungen der Krebstals und Pinnatals in Tonen des Unteren Kimmeridgian.

Die Basaltgänge haben im allgemeinen nur wenige Meter Breite. Sie verlaufen in der Regel sehr gerade, einige Gänge jedoch (der Pfahl und ein dicker Gang NW vom Kronenberg) haben Strecken mit auffällig gewundenem Verlauf. Die Gänge südlich und südwestlich vom Hartzberg verlaufen annähernd SE—NW. Die Gänge N des Hartzbergs haben in ihren östlichen Teilen ungefähr NW Richtung biegen dann aber mehr oder weniger in W Richtung um. Die Linie des Umbiegens fällt roh gesprochen etwa mit dem Lauf des Nordwestflusses zusammen. Auch der Rücken, der Hartzberg und Kronenberg verbindet, biegt etwa auf derselben Linie aus der Nordwest- in die Westrichtung um, dies hängt sehr einfach damit zusammen, dass dieser Rücken den harten Basaltgängen, die in die weichen Tone eingelagert sind, seine Erhaltung verdankt.

Während im Osten alle Basaltgänge mehr oder weniger parallel gehen, konvergieren und überkreuzen sich die Gänge im Westen.

An den Spalten, die von Basaltgängen erfüllt sind, haben in der Regel keine vertikalen Dislokationen (Verwerfungen) stattgefunden.

Eine Ausnahme macht wahrscheinlich der Basaltgang zwischen Schloss und Hennigrücken, er dürfte mit einer Verwerfung zusammenfallen.

Schlackige oder tuffähnliche Basalte und mandelsteinartige Gesteine mit Zeolithen wurden E von Höhe 534 (über Drachschlucht) gefunden.

Die Kontakterscheinungen in der Umgebung der Basalte sind gering. Es gibt keine Beobachtung, die eine genaue Altersbestimmung der Basaltgänge in Milneland ermöglichte. Sie sind jünger als Untere Kreide und älter als Pleistozän.

Dass die Eruption der 1000 und mehr m mächtigen Plateaubasalte südlich des Scoresbysundes schon vor dem Mittleren Eozän begann, beweisen die Verhältnissen am Kap Dalton (Ravn 1909, Koch 1929, p. 203—204). Die Basaltförderung begann also mindestens ebenso früh

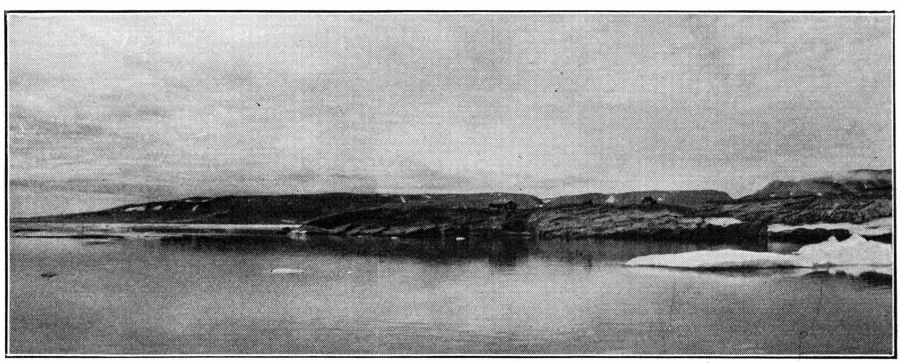


Fig. 22. Südliches Liverpoolland von Südosten gesehen (Kolonie Scoresbysund). Mesozoische Rumpffläche.

wie in Schottland. Die ausgezeichnete Gliederung der Plateaubasalte südlich vom Scoresbysund (Scoresby 1823) und auf Milneland in zahlreiche mächtige Decken lässt erkennen, dass die Magmaförderung in viele Phasen zerfällt, und sich gewiss über lange Zeiten, wahrscheinlich unterbrochen durch Erosionsphasen wie im Norden, (Orvin, Backlund) erstreckte. Über den Verlauf der Eruptionen ist bis jetzt nur soviel bekannt, dass sie, wie auf Mull (Schottland (Hummel 1926)) mit mächtigen Plateaubasalten beginnen, die sich über eine sehr ebene präbasaltische Rumpffläche ausbreiten. Die Lage der Zentrums des Schildvulkans (oder der Vulkane) ist unbekannt. Da die grössten Basaltmächtigkeiten im Süden vom Scoresbysund liegen und im nördlichen Teil von Scoresbysund keine Plateaubasalte vorhanden sind, so möchte man das Eruptionszentrum im Süden suchen (Christian IX Land). Auf Mull sind die Schwärme parallel verlaufender Basaltgänge zum grössten Teil am Schluss des 2. Magmazyklus entstanden, sie stellen die letzte Äusserung der vulkanischen Tätigkeit (abgesehen von der hydrothermalen Phase) dar. Es könnten daher auch im Scoresbysund

diese Gangschwärme spät entstanden sein, man kann dies allerdings nur vermuten.

Rumpfflächen.

Im Scoresbysund sind zwei Rumpfflächen erhalten. Die eine dieser Flächen, die ich im folgenden die mesozoische Rumpffläche nennen werde, ist, obwohl älter, die weitaus besser erhaltene, weil sie ausschliesslich auf kristallinen Gesteinen entwickelt ist. Die jüngere Rumpffläche, die ich die präbasaltische nennen werde, schneidet auch durch weiche mesozoische Sedimente. Sie wurde durch die postbasaltische Erosion vielfach zerstört und ist nur dort erhalten und mit Sicherheit zu erkennen, wo sie von Plateaubasalten bedeckt und konserviert wurde. In den westlichen Teilen des Scoresbysunds stossen diese beiden Flächen mit sehr spitzem Winkel aneinander, so dass sie scheinbar zusammenfallen; ohne spezielle Untersuchungen ist es hier nicht möglich beide Flächen zu trennen.

Die mesozoische Rumpffläche ist die Fläche auf der die mesozoischen Sedimente lagen oder noch liegen. Sie ist daher ein sehr komplexes Gebilde, sowohl was die Art der Entstehung (Denudation, Abrasion) als auch die Zeit der Bildung betrifft. Ihre ältesten Teile (Liverpoolland) sind oder waren von Trias bedeckt. Diese Trias enthält südlich von Carlsbergfjord keine marinen Fossilien mehr (NOE-NYGAARD 1934) und ist zum grössten Teil kontinentaler Entstehung, die Rumpffläche ist daher hier durch kontinentale Verwitterung und Denudation entstanden, also keine Abrasionsfläche. Sie ist nach NOE-NYGAARD (l. c., p. 82) sehr uneben höckerig. Die nächst jüngeren Teile der Fläche, die von jüngerer Trias bis Oxfordian überlagert werden, sind nirgends mit Sicherheit zu sehen. Erst die jüngsten Teile der Fläche, die älter sind als Oberes Oxfordian, tauchen in Milneland auf. Dieser Teil der Fläche ist ohne Zweifel durch marine Abrasion entstanden, aber die Abrasionsfläche war schon vor der Oxford-Transgression weitgehend eingeebnet, teils durch frühere Transgressionen (Zusammensetzung des Basalkonglomerats), teils durch Verwitterung, wie die völlige Entkalkung und Zersetzung mancher Gerölle zeigt.

Die Höhenlage der mesozoischen Rumpffläche, bezw. der kristallinen Unterlage des Mesozoikums, soweit sie direkt gesehen oder aus der Sedimentmächtigkeit errechnet werden konnte, ist im Fig. 23 wiedergegeben. Fig. 24 zeigt die Lage dieser Fläche innerhalb des Scoresbysunds, in allen Gebieten, die ich nicht selbst besuchte, sind die Höhenzahlen älteren Arbeiten entnommen (BAY 1895), durch Interpolation erhalten oder geschätzt. Zu Fig. 24 ist noch anzumerken, dass auf Milneland nur das Gebiet östlich der punktierten Linie die mesozoische Rumpffläche darstellt, ausserhalb dieser Linie fallen mesozoische und präbasaltische Fläche ungefähr zusammen (Siehe unten S. 74—76).

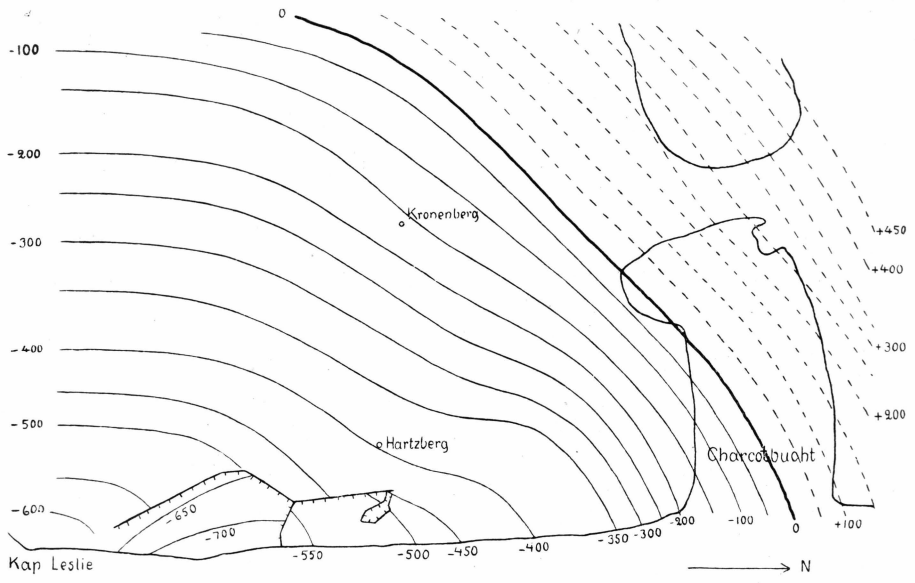


Fig. 23. Höhenlage der kristallinen Unterlage des Oberen Jura (»mesozoische Rumpffläche«) im kartierten Gebiet von Milneland. Isohypsen mit 50 m Abstand. Ausgezogene Linien: Werte unter dem Meeresspiegel. Unterbrochene Linien: Werte über dem Meeresspiegel.

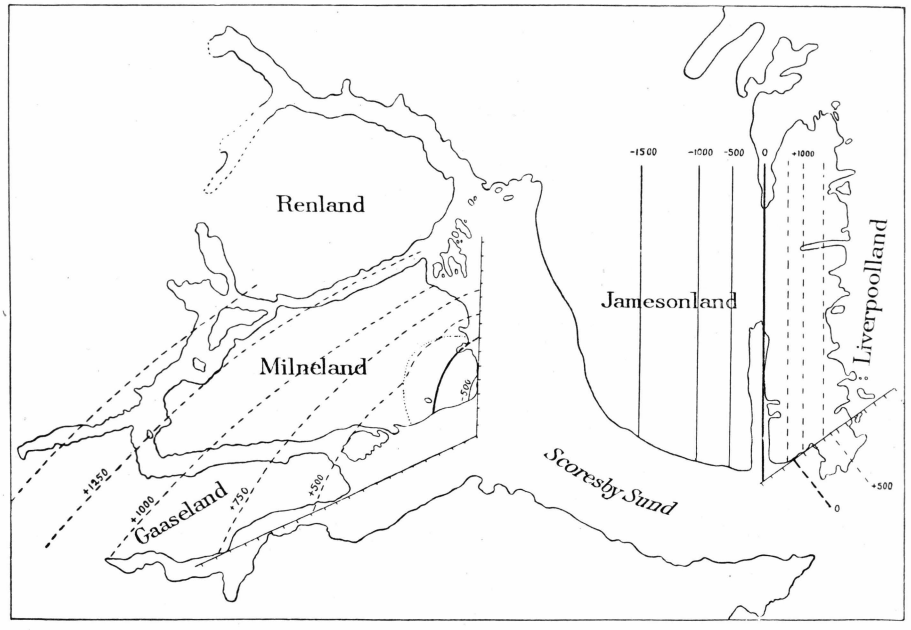


Fig. 24. Höhenlage der kristallinen Unterlage des Mesozoikums im Scoresbysundgebiet. Punktierte Linie: ungefähre Westgrenze der heutigen Verbreitung des Oberen Jura auf Milneland. Innerhalb des so umgrenzten Gebiets geben die Isohypsen ungefähr das Ausmass der präbasaltischen Verbiegung an. Ausgezogene Linien: Werte unter dem Meeresspiegel usw.

Über dem Meerespiegel steht die mesozoische Rumpffläche an auf Liverpoolland und Milneland. Auf Liverpoolland streicht die Fläche ungefähr NS und fällt ziemlich steil, schätzungsweise mit 3—5° nach Westen ein[1]). Im südlichen Teil von Liverpoolland ist ein Stück der Rumpffläche an einer Verwerfung, die ungefähr von Kap Hope im W nach E oder NE bis zur Ostküste von Liverpoolland verläuft, abgesunken und in ein tieferes Niveau verlegt[2]). In der Verwerfung, die wahrscheinlich eine ganze Zone von Störungen vorstellt, sind Reste von mesozoischen Sedimenten erhalten (Trias und Lias, ROSENKRANTZ 1929, p. 143, 149, 1934 p. 93—109), die beweisen, dass einst ganz Liverpoolland von Mesozoikum bedeckt war, was ja auch einwandfrei aus den faziellen Verhältnissen des Mesozoikums in Jamesonland hervorgeht, Liverpoolland kann also im Mesozoikum kein Borderland gewesen sein, wie FREBOLD vermutet (FREBOLD 1932a p. 52, 54).

Aus der Lage der mesozoischen Sedimente auf Jamesonland ist zu schliessen, dass die mesozoische Rumpffläche auch hier im ganzen nach W einfällt[3]). Sie ist durch Verwerfungen in verschiedene Niveaus zerlegt, die offenbar wechselndes Einfallen besitzen.

Innerhalb des kartierten Gebiets auf Milneland ist die mesozoische Rumpffläche anstehend zu sehen in der Umgebung des Charcotgletschers, südlich vom Gletscher ist sie von Sedimenten überlagert, nördlich davon ist sie auf grosse Erstreckung freigelegt, trägt aber noch Erosionsrelikte von Charcotbuchtsandstein. Wie Fig. 23 zeigt, bildet im kartierten Gebiet die Fläche ein nach SE offene Mulde, deren tiefster Teil am Kap Leslie liegt. Die 0 m Isohypse dieser Mulde bildet, roh gesprochen, einen Viertelkreis, dessen Zentrum ungefähr in dem Einbruchsgebiet N von Kap Leslie liegt. In dieser Mulde sind die jurassischen Sedimente erhalten geblieben, sonst sind sie ja westlich vom Hall Inlet fast vollständig abgetragen.

Die präbasaltische Rumpffläche habe ich nur aus der Ferne gesehen, nirgends direkt untersuchen können, da sie im kartierten Gebiet nirgends ansteht. Wo sie von den Plateaubasalten überlagert wird, ist sie schon auf weite Entfernung am Farbwechsel der Gesteine und am Wechsel der Bergformen zu erkennen. Der Basalt ist dunkelbraun oder violett gefärbt, die unterlagernden Sedimente meist dunkelgrau, gelb oder weiss,

---

[1]) ROSENKRANTZ gibt sogar 10° an (1929 p. 149).

[2]) Da ich diese Verhältnisse nur vom Schiff aus gesehen habe, kann ich weder die Grösse noch auch die genaue Richtung der Verwerfung angeben. Der westlichste Teil der Störung, soweit er Sedimente enthält, ist von ROSENKRANTZ (1934 p. 93—109, Fig. 46) genauer untersucht worden.

[3]) Da die überlagernde Trias nach Norden stark an Mächtigkeit zunimmt, so zeigen die mesozoischen Sedimente im Neills Cliff ein etwas anderes Einfallen als die kristalline Unterlage, nämlich nach WSW.

das Kristallin hell rötlich. Ausserhalb des kartierten Gebiets, in den Hügelketten westlich vom Westfluss liegen die Plateaubasalte auf mesozoischen Schichten; soweit dies aus der Ferne zu beurteilen ist handelt es sich um Mergel des Oberen Oxfordian und Charcotbuchtsandstein. Im Gebiet des Charcotgletschers und in den Bergen nördlich davon liegt der Plateaubasalt teils auf Charcotbucht Sandstein, teils auf Kristallin (Milneland Granit). In den mittleren und westlichen Teilen von Milneland, auf Gaaseland und auf Christian IX. Land (S von Gaasefjord) liegt der Basalt auf Kristallin. Es ist also so, dass die präbasaltische Rumpffläche östlich einer Linie, die etwa von Danmarks Ö bis zum

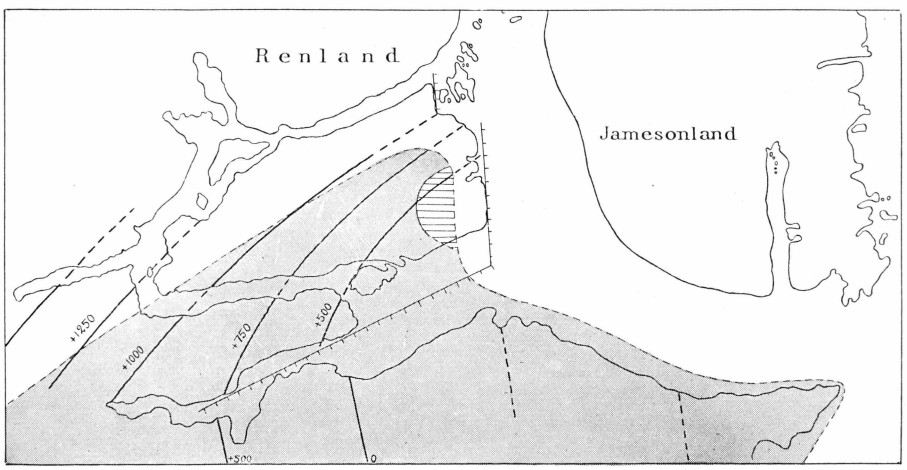


Fig. 25. Höhenlage der präbasaltischen Rumpffläche. Schattiert: ungefähre Ausdehnung der Plateaubasalte. Innerhalb des schattierten Gebiets besteht die Rumpffläche aus Kristallin, im horizontal schraffierten Gebiet aus Oberem Jura.

unteren Teil des Charcotgletschers reicht, auf Oberem Jura, westlich davon auf Kristallin liegt. Die ungefähre Höhenläge der Fläche geht aus Fig. 25 hervor. Auf Milneland und Gaaseland ist ein allgemeines Ansteigen der Fläche nach Westen bis auf mehr als 1200 m zu erkennen. Nach den Angaben von Bay liegt die Fläche südlich des Gaasefjords etwa 300—400 m tiefer als nördlich davon, im Gaasefjord liegt also wahrscheinlich eine Verwerfung oder Flexur. Genau südlich der Ostspitze von Gaaseland sinkt die Fläche auf Christian IX. Land unter den Meeresspiegel und auf der ganzen südlichen Umgrenzung des Scoresbysunds liegt sie völlig unter dem Meeresspiegel[1]).

Ich habe schon erwähnt, dass die präbasaltische Fläche in den Ber-

[1]) Erst weit im S bei Kangerdluksuak taucht sie wieder über den Meeresspiegel auf (Mikkelsen 1933).

gen westlich und NW des kartierten Gebiets in Milneland auf Oxfordian liegt und zwar in einer Meereshöhe von schätzungsweise 5—600 m, ein Profil durch einen solchen Basaltberg zeigt folgendes Bild (Fig. 26 rechts). Aus diesem Profil geht hervor, dass die beiden Rumpfflächen sich unter spitzem Winkel vereinigen; während die mesozoische Rumpffläche nach Osten absinkt, streicht die präbasaltische Fläche nach Osten in die Luft aus und ist östlich von Milneland nirgends mehr mit Sicherheit zu erkennen.

Ausserhalb der Gebiete mit Plateaubasalt und mesozoischen Sedimenten, also im nördlichen Teil von Milneland und auf Renland ist nur eine Rumpffläche vorhanden, sie entspricht der Lage nach der

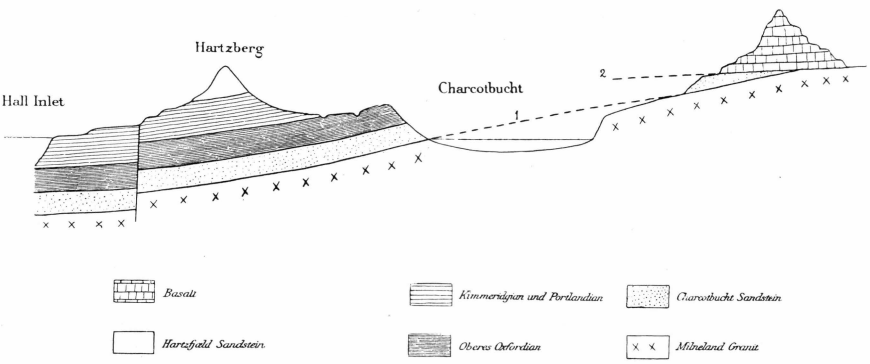


Fig. 26. SE—NW Profil durch den Ostrand von Milneland in der Nähe des Hartzbergs. 1: mesozoische Rumpffläche, 2: präbasaltische Rumpffläche. (Der Basaltberg auf der rechten Seite des Profils liegt nicht in der Profilebene, er ist nach einer freundlichst von Herrn Dr. SÄVE-SÖDERBERGH zur Verfügung gestellten Skizze gezeichnet).

mesozoischen Rumpffläche, in die sie ohne erkennbaren Knick übergeht, sie wird überall von Kristallin gebildet. Sie ist zwar stark ummodelliert, vor allem durch die Tätigkeit des Eises; Fjorde und Gletschertäler sind in sie eingetieft, stellenweise ist die Fläche mit Drumlinscharen bedeckt (nördliches Milneland), aber sie ist trotzdem noch sehr wohl als einheitliche Niveaufläche, z. T. auch als Gipfelflur zu erkennen. Sie ist hier als Abrasionsfläche des Oxfordian und vielleicht auch Kimmeridgian zu betrachten, die durch tertiäre und jüngere Abtragung etwas zerschnitten und erniedrigt wurde. Ebenso wird wohl auch die präbasaltische Rumpffläche, soweit sie auf Kristallin liegt, ungefähr der mezozoischen Rumpffläche entsprechen, d. h. die mesozoische Peneplain ist zwar präbasaltisch exhumiert, aber nur geringfügig erniedrigt worden.

Die Entstehung dieser Rumpfflächen ist demnach folgendermassen vor sich gegangen. Nach den letzten tektonischen Vorgängen zu Ende des Perm, die ein kräftiges Relief geschaffen haben, wird im Verlauf der Trias dieses Relief eingeebnet, schon die Eotrias transgrediert über eine

annähernd ebene Fläche. Während des ganzen Mesozoikums sinkt der Ostrand von Ostgrönland episodisch, d. h. von Hebungen und Ruhezeiten unterbrochen, ab, das Festland hebt sich langsam heraus und wird dabei denudiert. Da die jüngeren Stufen des Mesozoikums bis zum Kimmeridgian nach Westen übergreifen, so werden nacheinander Flächenstücke des jurassischen Grönland der Abtragung entzogen und von Sediment bedeckt. Während die älteren Flächenstücke kontinentale Rumpfflächen sind, wurden die jüngeren (vom mittleren Jura an) auch von mariner Abrasion betroffen. Die mesozoische Rumpffläche ist daher aus einer grossen Zahl von Flächenstücken (»Facetten«) zusammengesetzt, die eotriassisches bis Oxfordian-Alter haben. Nach dem Neokom und vor der Eruption der Plateaubasalte wurde das ganze Scoresby-

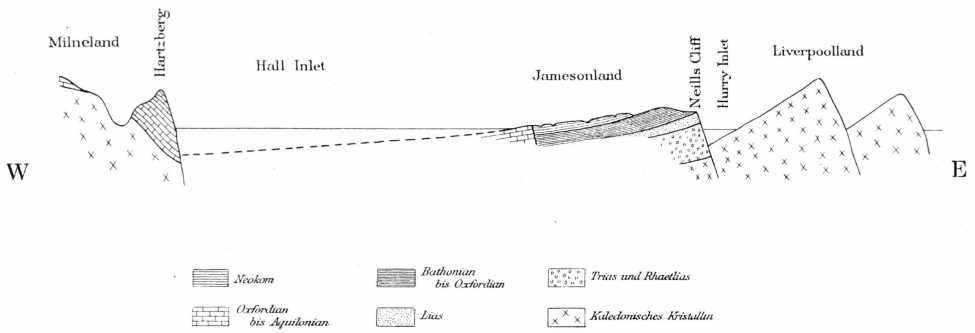


Fig. 27. Schematisches Profil durch den Nordrand des Scoresbysundes etwa in E—W Richtung. Nicht alle Verwerfungen sind eingezeichnet, und es ist angenommen, dass das Neokom nur mit leichter Diskordanz auf dem Oberen Jura liegt. Länge 1:500000, Höhe 1:4500.

sundgebiet gehoben und denudiert, im westlichen Teil des Gebiets war die Hebung stärker als im Osten, die Denudation reicht daher im Westen bis auf die kristalline Unterlage und exhumiert die mesozoische Rumpffläche, im Osten schneidet die Denudation durch mesozoische Schichten. Die so geschaffene Rumpffläche wird zum Teil von Basalt überflossen, wahrscheinlich heben sich nach der Eruption grosse Teile des Gebiets erneut, dabei kommt es zu den postbasaltischen Verbiegungen und Brüchen.

Tektonik.

Am Ostrand von Milneland ist ein System von tektonischen Störungen nachzuweisen, das am Glaukonitberg im Süden beginnt und wahrscheinlich weit nach N fortsetzt. Das Dreieck zwischen Glaukonitberg, dem Schloss und der Mündung des Krebstals stellt ein Einbruchsgebiet dar, das um 100—250 m gegenüber der Umgebung abgesunken ist. Dieses Einbruchsgebiet ist jedoch kein einheitlicher Block, sondern

besteht aus zahlreichen kleinen verbogenen und steilgestellten Schollen aus allen Schichten vom Oberen Kimmeridgian bis zum Hangenden des Hartzfjældstandsteins. Es wäre eine zeitraubende Arbeit gewesen, die Umgrenzung der vielen Teilschollen festzustellen, dafür stand keine Zeit zur Verfügung. Es ist nur allgemein zu sagen, dass der westliche Teil des Einbruchsgebiets aus Hartzfjældsandstein besteht, der östliche dagegen aus Glaukonitserie und Tonen des Oberen Kimmeridgian. Doch kommen auch im W kleine Schollen von Hartzfjældsandstein neben Glaukonitserie vor z. B. auf Höhe 38 400 m südlich vom Krebstal. Von diesem Gebiet aus streichen Verwerfungen mit kleineren Sprungbeträgen nach W und N. Sicher nachzuweisen ist eine solche zwischen Lingularücken und Schloss (ca. 60 m), wahrscheinlich liegen Verwerfungen auch zwischen Schloss und Hennigrücken einerseits und Hennigrücken und Kostenbadenberg anderseits. Eine weitere Verwerfung zieht vom Einbruchsgebiet etwa 7—800 m E vom Strand und ungefähr parallel zu diesem nach N (Sprunghöhe bis 90 m), sie scheint etwas südlich von der Grauen Kluft zu verklingen.

In diesem Zusammenhang dürfen nicht unerwähnt bleiben einige Vorkommen von Hartzfjældsandstein in mitten älterer Schichten. Es sind dies meist nur wenige 100 m in Länge und Breite messende Sandsteinschollen mit den für den Hartzfjældsandstein leitenden Ammoniten (cf. *Craspedites*). Eine solche Scholle, die auch etwas Glaukonitserie enthält, liegt am Osthang des Hartzbergs zwischen Astartetal und Grauer Schlucht, etwa 140 m über dem Meer. Eine zweite kleinere Scholle liegt unter der Nordecke des Kronenbergs auf etwa 500 m Meereshöhe. Mehrere ähnliche Vorkommen habe ich südlich des Kronenbergs beobachtet. Wie diese isolierten Schollen zu deuten sind, ist mir nicht ganz klar. Da die Sandsteine der Schollen z. T. rotgefärbt sind, ist es möglich, dass es sich dabei um Sedimentpakete handelt, die in den Spalten, auf welchen die Basalte aufdrangen, eingesunken sind, man könnte auch an Verschleppung durch das Inlandeis denken.

ROSENKRANTZ (1929, p. 149) hat vermutet, dass der ganze Ostrand des Sedimentgebiets vom Milneland eine Verwerfung sei, dies gehe hervor aus der Form des Meeresbodens. Die grösste Tiefe des Hall Inlet liegt nämlich unmittelbar an der Ostküste von Milneland, von hier aus steigt der Meeresboden gleichmässig nach E gegen Jamesonland an. Auch die Klüftung der Gesteine deutet auf eine tektonische Störung an der Ostküste. Im Unterlauf der Grauen, Kiderlen- und Cardiocerasschlucht sind die Mergel des Unteren Kimmeridgian von dicht gescharten, steil nach E einfallenden und wahrscheinlich NS streichenden Klüften durchzogen. Zu diesen zu vermutenden NS verlaufenden Störungen gehört zweifellos das Einbruchsgebiet südlich des Krebstals, es stellt eine Art Mylonit im Grossen vor, das heisst ein Gebiet in dem die Sedi-

mente in ein wirres Durcheinander von kleinen Schollen zerbrochen sind. Wahrscheinlich streicht diese Verwerfung noch weit nach Süden weiter, wenn auch vielleicht nur als Flexur, denn nach BAY's Beobachtungen (BAY 1895) liegt nördlich des Gaasefjords die Gneisunterlage der Plateaubasalte etwa 400 m höher als südlich davon auf Christian IX Land. Da nun aber die Unterlage des Basalts auf Gaaseland, ebenfalls nach BAY's Zahlen, NS streicht, so sollte sie auf Christian IX Land nur wenig tiefer liegen (vgl. Fig. 25). Eine Flexur oder Verwerfung darf also hier vorausgesetzt werden.

Es sind Anzeichen dafür vorhanden, dass die Störung längs der Ostküste von Milneland auch nach Norden fortsetzt (KOCH 1929a, p. 128ff.). Auch hier tritt die Störung morphologisch in Erscheinung, sie verwirft soviel man auf Flugbildern erkennen kann, die mesozoische Rumpffläche und die Verwerfung bildet ein steiles Kliff in der Nähe des E-Randes von Milneland, südlich von Ö Fjord. Das Alter dieser vom Gaasefjord bis zur Nordostbucht verlaufenden Störung, auf die schon KOCH aufmerksam gemacht hat (1929a, Fig. 40), lässt sich nicht genauer angeben, sicher ist sie jünger als jurassisch, wahrscheinlich ist sie auch jünger als die Basalteruptionen, denn erstens taucht an dieser Linie der Plateaubasalt auf Christian IX. Land am Eingang des Gaasefjords unter und zweitens endet das Basaltsill auf Milneland im Unterlauf des Krebstals an der Störungszone, die zu diesem System gehört, es ist wahrscheinlich durch sie verworfen.

Älter als diese Störung ist die Flexur mit der die mesozoische Rumpffläche auf Milneland nach Osten untertaucht (Fig. 23), da ja die präbasaltische Rumpffläche über ihr liegt. Sie ist jünger als Oberster Jura und älter oder so alt wie die präbasaltische Denudationsphase (vgl. Tabelle p. 115).

Wie man sieht, ist auch im Scoresbysund, ebenso wie weiter im Norden (KOCH 1929, FREBOLD 1933 p. 59ff.) ein System von ungefähr NS und mehr oder weniger quer dazu verlaufenden Störungen (Flexuren und Brüchen) vorhanden, durch die der Ostrand Grönlands in eine Reihe von Schollen zerlegt wird. Im Scoresbysund fallen diese Schollen generell nach Westen ein. Die Entstehung dieser Schollen fällt in (die Kreide? und) das Tertiär, sie sind aber z. T. vielleicht posthum nach palaeozoischen Störungen.

FREBOLD glaubt nachweisen zu können, dass diese junge Tektonik in Ostgrönland Zusammenschiebungstektonik sei und erblickt darin ein Argument gegen WEGENER's Kontinentalverschiebungstheorie (FREBOLD 1932b, p. 98ff.), weil diese Zerreissungstektonik verlange. Das ist aber durchaus nicht der Fall, WEGENER verlangt vielmehr folgendes: »Durch die tertiäre Westwanderung Südamerikas musste auch auf Nordamerika ein Drehmoment übertragen werden, welches sich, solange die

Verankerung durch die von Irland nach Neufundland hinüberreichenden Ketten hielt, nördlich davon in einer Zusammenpressung äussern musste« (WEGENER 1922, p. 42).

Fossilfunde.

Invertebrata.

Die beste Ausbeute an fossilen Invertebraten, speziell Ammoniten, Lamellibranchiern, Brachiopoden und Crustaceen liefert das Obere Kimmeridgian und Portlandian. Insbesondere die Glaukonitserie ist ausserordentlich reich an gut erhaltenen, meist unzerdrückten Fossilien. Die Fundstellen sind noch lange nicht ausgebeutet, etwas intensiver gesammelt wurde nur an den Osthängen des Hartzbergs und Kostenbaderbergs; westlich vom Hartzberg und vor allem am Pernarücken und Kronenberg ist noch sehr viel Material besonders auch an grossen Ammoniten zu holen. Gesammelt wurden vorwiegend Ammoniten und Crustaceen. Alle übrigen Invertebraten wurden nur in wenigen Stücken heimgebracht.

Im Oberen Oxfordian, Unteren Kimmeridgian und im Hartzfjældsandstein sind die Fossilien, besonders Ammoniten, schlechter erhalten, zumeist zerdrückt, oder, wie im Hartzfjældsandstein zerbrochen oder nur in den inneren Windungen erhalten. Auch in diesen Horizonten ist noch beliebig viel neues Material zu holen. Belemniten sind vom Oberen Oxfordian bis Portlandian in tonigen Schichten häufig, ja in manchen Schichten massenhaft vorhanden. Trotzdem wurden nicht viele Stücke gesammelt, weil die Suche nach den oft weit am Hang zerstreuten Bruchstücken sehr zeitraubend ist.

Vertebraten.

ROSENKRANTZ fand in der Nähe von Cap Leslie einen *Caturus groenlandicus*, der wahrscheinlich aus der Glaukonitserie stammt (ALDINGER 1932). Trotz eifrigen Suchens war in diesen Schichten kein Fisch zu finden. Einige schlechte Fischreste wurden im Unteren Kimmeridgian geborgen an folgenden Lokalitäten: am Strand 100 m nördlich von der Mündung des Pinnatals, Südseite des Krebstals (isolierte Schuppen), Oberlauf des Südflusses bei Höhe 144 m, Oberlauf der Grauen Schlucht (zerstreute Knochen).

Häufiger sind im Unteren Kimmeridgian Reste von Reptilien, es handelt sich wahrscheinlich durchweg um Plesiosaurier. Sie stammen von folgenden Orten:

1) Am Strand 100 m N von der Mündung des Pinnatals. Teile der Wirbelsäule, des Beckens und der Femora einer mit *Cryptoclidus* verwandten Form. (Mitteilung von Herrn Prof. F. von HUENE).

2) Zwischen dem Unterlauf des Pinna- und Astartetals, einzelne Knochen.

3) Cardiocerastal im Konkretionshorizont δ, wohl hauptsächlich Rippen.

4) Höhe 295 südlich vom Kronenberg, sehr viele Wirbel, wahrscheinlich von zusammenhängenden Skeletten stammend. Ich halte es für möglich im Unteren Kimmeridgian auch ganze Reptilskelette zu finden, die beste Aussicht dazu besteht wohl in dem weiten Gebiet von Unterem Kimmeridgian südlich vom Kronenberg, vor allem im Tal des Südflusses und seiner Nebenflüsse.

Die Schichten über und unter dem Unteren Kimmeridgian haben keinen einzigen Vertebratenrest geliefert.

Profile.

Glaukonitberg, Osthang.

Glaukonitserie:

ca. 135—115 m: Graue glimmerig sandige Tone mit verrutschten phosphoritischen Konkretionen (α).

151 m: 0,8 m dunkelgrüne, blättrige Sandmergel mit viel Glaukonit, stellenweise rostig mulmig, oben eine Toneisensteinlage.

2 m braungrüner, glaukonitreicher Sandstein, mit sehr viel *Pleuromya*, Ammoniten, Holz.

x m sandige Mergel mit ferruginösen Konkretionen.

Oberlauf des Südflusses, Höhe 144, westliches Ufer.

Oberes Oxfordian:

144—124 m: schwarze, glimmerreiche sandige Mergel mit vielen Belemniten. Darin sandig schiefrige Konkretionen mit Cardioceras, 1 ? Perisphinct, Belemniten, Muscheln (*Aucella* und eine andere Species), Fischreste, Holz. Viele kleine *Cardioceras* (»Brut«).

S. vom Schloss.

Hartzfjældsandstein:

x m: sandige Mergel und Sande, nach oben in festen Sandstein übergehend.

332—316 m: zu oberst 2 m grober weisser Sandstein im Hangenden mit ferruginösen Lagen, Steinkerne von *Trigonia*. Darunter lockere Sande, oben weiss, nach unten bräunlich und grünlich mit zahlreichen ferruginösen Lagen (etwas weiter südlich ist dieser Komplex etwas fester, d. h. reicher an Kalkzement).

316—315 m: grober gelbbrauner Sandstein.

315 m: Lingula-Bank, grosse harte blaugraue glimmerreiche Kalksandsteinkonkretionen mit vielen *Lingula*, *Pecten*, *Pinna*, grosse *Trigonia*, *Goniomya*, 2 Ammoniten.

Höhe 295, zwei km südlich vom Kronenberg.

Unteres Kimmeridgian:

295—249 m: schwarze, grau anwitternde, glimmerreiche, feingeschieferte Tone oder Mergel mit vielen Belemniten. In den obersten 6—8 m mehrere rostige Lagen mit vielen zerdrückten Cardiocerasschalen, Belemniten und Plesiosauruswirbeln.

Rücken südlich vom Krebstal.

310 m: Basis des Hartzfjældsandsteins.

Glaukonitserie:

310—294 m: graue sandige Schiefer und Sande.

Konkretionshorizont α bei 294 m: graue, sandige, phosphoritische Konkretionen mit Ammoniten und Muscheln.

294—280 m: graue sandige Tonschiefer.

280—275 m: Sandsteine, mittelkörnig, ferruginös und glaukonitisch, mit Toneisensteinlagen, bei 275—277 m viele Fossilien, besonders Ammoniten.

bei 272 m: brauner glaukonitischer Sandstein mit vielen *Pinna*, und anderen Muscheln (*Trigonia* sp.) Ammoniten.

272—263 m: schlecht aufgeschlossene sandige Schichten, mit Glaukonit, bei 263 m liegt etwa die Basis der Glaukonitserie.

Oberes Kimmeridgian:

263—227 m: glimmerreiche und sandige grau anwitternde Tone mit Konkretionen und vielen Belemniten.

Konkretionshorizont β bei 227 m: sehr grosse bis 3 m im Durchmesser messende sandig-glimmerige Kalkkonkretionen mit Ammoniten, Muscheln, Krebsen. Dieser Horizont ist tektonisch wiederholt:

Konkretionshorizont β bei 162 m: grosse Konkretionen mit Ammoniten, Muscheln, Krebsen.

162— 41 m: dunkle bröselig schuppige, glimmerreiche Tone, oben wohl etwas sandig und heller, mit einzelnen Konkretionen. Belemniten, Holz.

41—36 m: feste schwarze glimmerreiche Mergel.

Kostenbaderberg (Osthang) und Rücken zwischen Krebs- und Astartetal.

Hartzfjældsandstein:

bei 462 m: Sandstein mit schlecht erhaltenen Muscheln.
447 m: grauer Sandstein mit *Astarte*.
406 m: kleine graue Sandsteinkonkretionen, Muscheln, Ammoniten mit Perlmutterschalen.
394 (398?) m: Toneisensteinkonkretionen mit Bruchstücken sehr grosser Ammoniten, viel *Pinna* und andere Muscheln.
381 m: ferruginöse Lage mit *Pleuromya*, *Pecten lamellosus*.
341 m: Basis des Hartzfjældsandsteines.

Glaukonitserie:

341—324 m: sandige, glimmerreiche Tone und Sande(?).
Konkretionshorizont α: um 324 graue phosphoritische Konkretionen, Ammoniten (schlecht erhalten) und Muscheln mit weissen Schalen.
324—310 m: graue glimmerreiche Tone.
310 m: Toneisensteinlage.
Schutt bis 236.

Oberes Kimmeridgian:

236—228 m: kleine graue phosphoritische Konkretionen mit Muscheln, Ammoniten, Crustaceen, bei 230 m einige grosse vollständig zerfallene Konkretionen mit Ammoniten (wohl Konkretionshorizont β).
228—208 m: graue glimmerig-sandige Tone mit sehr vielen Belemniten.

Oberlauf der Krebstals, direkt östlich vom Gipfel des Kostenbaderbergs.

Glaukonitserie:

x—295 m: graue glimmerreiche Tone und Sande mit grauen harten phosphoritischen Konkretionen, darin Ammonitenbruchstücke, Holz.
295—278 m: Die hangenden $^2/_3$ glaukonitreiche Sandsteinbänkchen mit mergeligen Zwischenlagen, besonders oben fossilreich. Das liegende Drittel bräunliche Sandsteinbänkchen mit Glaukonit, mit sandig mergeligen Zwischenlagen, fossilreich, eine Lage mit *Pinna*, diese jedoch zum Teil nicht in Lebensstellung.

Oberes Kimmeridgian:

278—201 m: graue glimmerreiche Mergel mit Belemniten.
Konkretionshorizont β, 201 m: sehr grosse, bis 3 m im Durch-

messer besitzende gelb anwitternde sandig-glimmerreiche Konkretionen mit Ammoniten und Belemniten. Dieser Horizont liegt infolge tektonischer Störungen zu tief.

Pinnatal.

Hartzfjældsandstein: 105 m.

bei 444 m: grauer Sandstein mit *Pleuromya*.

bei 427 m: hellgrauer Sandstein mit harten Brauneisenkonkretionen, darin Ammoniten mit Perlmutterschale, Muscheln, Holz. In gleicher Höhe und etwas darüber ferruginöse Lagen mit Ammoniten, Aucellen.

419 m: Toneisensteinkonkretionen mit Bruchstücken sehr grosser Ammoniten, vielen Muscheln (*Pinna*, *Pleuromya*, *Macrodon*, *Pecten*) *Orbiculoidea*, Holz, darunter weisse, lockere Sandsteine.

356 m: 10—20 cm ferruginöser Sandstein, dunkelbraun, mit *Trigonia*, *Pecten lamellosus* und anderen Muscheln.

339 m: Basis des Hartzfjældsandsteins. Weisser mittelkörniger Sandstein mit groben Lagen.

Glaukonitserie: ca. 59 m.

339—324 m: Schutt (wohl graue sandige Tone).

um 324 m: graue harte phosphoritische Konkretionen mit Muscheln und Ammoniten.

324—310 m: graue, sandige, glimmerreiche Tone, Belemniten.

310 m: Toneisensteinlage.

310—307 m: Glaukonitische Sandsteinbänkchen wechsellagernd mit sandigen Tonen. Fossilreich, Ammoniten, Belemniten, Lamellibranchier.

bei 303 m: 50 cm glaukonitischer Sandstein mit vielen Fossilien, massenhaft *Pinna*, zum grössten Teil in Lebensstellung.

bei ca. 289 m: Basis der Glaukonitserie.

Oberes Kimmeridgian (Südseite des Tales):

?—223 m: graue glimmerreiche Tone und Mergelschiefer.

Konkretionshorizont β, bei 223 m: Konkretionen mit Ammoniten, massenhaft grosse *Astarte*.

223—214 m: graue Mergelschiefer.

bei 214 m: kleine graue Konkretionen mit Belemniten.

214—189 m: graue Mergelschiefer.

189 m: Glaukonitserie zum zweiten Mal:
1 m lockere glaukonitische Sandsteinbänkchen mit Ammo-

niten, Belemniten, Muscheln (*Pinna*, *Perna*), *Lingula*, *Orbiculoidea*

ca. 200 m südlich vom Pinnatal:

Unteres Kimmeridgian:

73—41 m: dunkle bis schwarze Mergelschiefer, mit festeren kalkigen Lagen. Bei 63 m (lose) Toneisensteinkonkretionen mit Ammoniten, Reptilknochen, Holz.

Hartzberg Osthang (über dem Oberlauf der Kiderlenschlucht).

Hartzfjældsandstein (zus. 329 m):

656—559 m: Sandsteinbänke wechsellagernd mit lockeren sandigen Schichten, nach oben sehr grob werdend; auf dem Gipfel des Hartzbergs viele kleine Brauneisenkonkretionen, häufig mehrere Konkretionen miteinander verwachsen. Sehr viel kohliges Holz und Pflanzenabdrücke.

559—530 m: blauschwarze, glimmerreiche Mergelschiefer, nach oben sandig und hellfarbig werdend. Viele harte, blauviolette Toneisensteinkonkretionen. Im unteren Teil eine Lage kleine kalkige schiefrige Konkretionen.

530—521 m: oben harte, grobe, z. T. löcherige Sandsteinbänke mit ferruginösen Lagen. Nach unten übergehend in feinere Sandsteine und lockere Sande.

521—510 m: oben grobe Sande und Kalksandsteine mit ferruginösen Lagen. Nach unten übergehend in feine glimmerreiche Sande mit kohligen Lagen. An der Basis bis zu 2 m messende Konkretionen aus sehr feinkörnigem, schräggeschichtetem Sandstein.

510—506 m: weisser, grober Sandstein mit einzelnen sehr groben Lagen, Brauneisenkrusten und Brauneisenkonkretionen, zu oberst eine dunkelviolette Eisenkruste mit *Aucella*.

506—495 m: glimmerreiche Mergelschiefer, nach oben sandig werdend, oben mit einzelnen ferruginösen Sandlagen.

495—469 m: oberer Teil dieser Schichten schlecht zu sehen, wohl Mergel, die nach oben in Sandsteine übergehen und von einem Sandstein unterlagert werden. Darunter glimmerreiche sandige Schiefertone und Sande mit einzelnen grobkörnigen ferruginösen Lagen. Viele Abdrücke von fossilem Holz.

469—467 m: hellgrauer bis weisser, mürber Sandstein, oben eine ferruginöse Lage.

467—464 m: grauer, braun anwitternder, sehr harter Sandstein, fein bis mittelkörnig mit einzelnen groben Körnern. Muschelsteinkerne.

464—451 m: Schutt.

451—439 m: schlecht zu sehen, lockere Sande und sandige Mergel.
439—437 m: weisse oder gelbe grobe Sandsteinquader mit lockeren Sanden wechsellagernd, kreuzgeschichtet. Oberste Lage mit senkrechten Röhren.
437—429 m: tonige, schiefrige Sande mit eingelagerten feinen Sandschiefern.
429—399 m: oben grobe Sandsteine wechsellagernd mit lockeren Sanden, nach unten übergehend in dunkel beigefarbige, flaserige, feinkörnige glimmerreiche Sandsteine mit Holzstückchen.
399—327 m: dickbankige z. T. sehr grobe hellfarbige Sandsteine, wechsellagernd mit weicheren, sandig-tonigen Schichten.

Glaukonitserie:
327—305 m: oben weisse Sande, nach unten übergehend in schwarze glimmerreiche Mergelschiefer mit Belemniten, phosphoritische Konkretionen (Konkretionshorizont *a*).
305—302 m: glaukonitische Sandsteinbänkchen, wechsellagernd mit sandigen Tonen, fossilreich.
302—298 m: Schutt.
bei 298 m: 50 cm glaukonitischer Sandstein, sehr fossilreich, zahlreiche *Pinna* in Lebensstellung.

Hartzberg (NE Grat).

Hartzfjældsandstein:
455—452 m: grober weisser Sandstein.
452—436 m: grobe flaserige Sandsteine und lockere Sande mit viel Holzabdrücken.
436—405 m: massiger, kreuzgeschichteter, weisser und gelber Sandstein, zu oberst eine ferruginöse, harte Lage (vgl. Fig. 17).

Glaukonitserie:
405—384 m: graue (tonige?) Sande.
384—381 m: rostig mulmige glaukonitische Sande, Aucellen und andere Muscheln.
381—377 m: verdeckt.
377—376 m: glimmerreicher, glaukonitischer Sandstein, besonders im oberen Teil fossilreich. Grosse *Trigonia*, viele *Pinna*, z. T. in Lebensstellung, *Goniomya*, *Aucella* (verwiegend Einzelklappen), Gastropoden, *Lingula*.
376—372 m: wahrscheinlich sandige Mergel.
372 m: glaukonitische Sande oder Sandsteinbänkchen, Konkretionen mit Ammoniten, viele grosse *Perna*, viele Terebrateln.
372—364 m: nicht zu sehen.

364 m: glaukonitische Sandsteinbänkchen oder Sande, Konkretionen mit Muscheln, Belemniten.
364—361 m: graue sandige Mergel.
361 m: graue, glimmerreiche Konkretionen mit Muscheln (*Perna* u. a.).
361—339 m: schlecht aufgeschlossen, glaukonitische Sande und Sandsteinbänkchen, Konkretionen.
339—331 m: glaukonitische Sande mit festeren Bänkchen und ferruginösen, glaukonitischen Konkretionen, Ammoniten, viele Belemniten, Muscheln, Holz.
331—330 m: grauer, glaukonitreicher Sandstein, kreuzgeschichtet. *Pecten*.

Oberes Kimmeridgian:

330—295 m: Schutt.
295 m: grosse dunkelgraue, gelb anwitternde, glimmerreiche Konkretionen, dazwischen kleine graue Konkretionen (Konkretionshorizont β).

Hartzberg (NW Grat).

Hartzfjældsandstein:

?—601 m: dunkle Mergel und Tone.
601—593 m: Sandstein, oben mit ferruginösen Lage, nach unten übergehend in sandige Mergel.
593—579 m: Sandstein mit ferruginösen Lagen und sandigen Toneisensteinkonkretionen nach unten übergehend in sandige Mergel.
579—572 m: Sandstein mit ferruginösen Lagen nach unten übergehend in sandige Mergel mit viel fossilem Holz.
572—561 m: Sandstein mit ferruginösen Lagen nach unten übergehend in sandige Mergel.
561—559,5 m: grauer rauher Sandstein mit einzelnen groben Körnern, z. T. zu grossen Konkretionen zusammengeschlossen. Schutt.
544 m: viele, sehr harte Toneisensteinkonkretionen ohne Fossilien.

Hartzberg, NW Grat, nördliche Ecke.

Hartzfjældsandstein:

ca. 462—431 m: mittelkörniger, gelber und weisser, senkrecht klüftender Sandstein, Holzabdrücke.

Glaukonitserie: 72 m.

431—428 m: weisse und rostig mulmige braune Sande.

428—423 m: glaukonitreiche Sande, mit ferruginösen Lagen, Konkretionen mit Ammoniten, Belemniten, Muscheln.

423—422 m: grauer glaukonitischer Sandstein, ausserordentlich fossilreich, viele *Pinna*, *Pleuromya*, grosse *Perna*, *Trigonia*, *Pecten*, Gastropoden, Ammoniten zumeist nicht gut erhalten.

422—395 m: graue sandige Tone mit harten grauen Konkretionen, darin Muscheln, Terebrateln, Ammonitenabdrücke, bei etwa 400 m eine glaukonitisch-sandige Lage.

bei 395 m: Bruchstücke von glaukonitisch-ferruginösen Konkretionen mit Fossilien.

395—388 m: Schutt.

bei 388 m: glaukonitisch-ferruginöse Konkretionen mit vielen Belemniten, *Aucella*, *Pleuromya*, *Pecten*, Terebrateln.

388—369 m: Schutt.

369—361 m: Glaukonitsande, mit harten glaukonitischen Konkretionen, ausserdem sandige, sehr harte ferruginöse Konkretionen, viele Belemniten, Muscheln, Ammonitenfragmente, Holz.

361—359 m: grober, brauner, im Querbruch dunkelgrauer glaukonitischer Sandstein.

Oberes Kimmeridgian:

359—328 m: schlecht zu sehen, sandige Mergel und Tone mit kleinen harten Konkretionen, darin Muscheln, selten.

Konkretionshorizont β, bei 328 m: grosse, gelb anwitternde sandige Kalkkonkretionen.

Weiter NE (Oberlauf der Cardioceras Schlucht):

Unteres Kimmeridgian:

? —118 m: glimmerreiche, dunkle Mergel.

Konkretionshorizont δ, bei 118 m: grosse graue, gelb anwitternde, glimmerreiche, sandige Konkretionen mit Ammoniten (*Cardioceras* sp. ?*Rasenia*) Muscheln, Holz.

118—117 m: graue weiche glimmerreiche Sandsteinbänkchen mit Belemniten (korrodiert?) *Acanthoteuthis*-Kralle, Holz.

Kiderlen Schlucht.

Oberes und Unteres Kimmeridgian:

136—39 m: dunkle, glimmerreiche, feinsandige Mergel und Mergelschiefer mit einzelnen festeren kalkigen Bänkchen, vereinzelte grosse Belemniten.

bei 125 m: lose *Cardioceras*.

39—26 m: zuoberst ein 5 cm dickes Bänkchen harten, schwarzen Kalks, darunter dunkle, glimmerreiche Mergel.

bei 26 m: Konkretionshorizont γ, grosse dunkle, flaserige, glimmerreiche Konkretionen mit schlecht erhaltenen grossen Ammoniten (?*Pictonia*).

26—ca. 5 m: dunkle, glimmerreiche Mergel.

Cardiocerasschlucht und Strand nördlich davon (kombiniert).[1])

Unteres Kimmeridgian: 19 m.

Konkretionshorizont δ: grosse (bis 3 m) graue, hellgelb anwitternde sandige glaukonitische Kalkkonkretionen mit Ammoniten (*Cardioceras*, ?*Rasenia*), Belemniten, Muscheln, Holz. Reptilknochen.

19 m: feinsandige, glimmerige Tone, teils dunkel, teils hellgrün und braun gefärbt.

Oberes Oxfordian: 130 m.

70 m: Pectensandstein:

5 m hellgelbe und weisse lockere Sande und mürbe Sandsteine.

4 m hellgelbe und weisse kreuzgeschichtete Sandsteine, oben festere Bänke.

ca. 50 m graue glimmerreiche, gelbanwitternde Sandsteine, wechsellagernd mit Sanden und sandigen Mergeln, in den Sandsteinen viele Muschelsteinkerne, schlecht aufgeschlossen.

Pectenbank 2—3 m(?) grauer, gelbanwitternder, feinkörniger glimmerreicher Sandstein mit vielen Lamellibranchiern, massenhaft grosse Pecten, dicht aufeinandergepackt, gewölbt oben, viele *Ditrupa*, 1 *Cardioceras*.

ca. 8 m gelbanwitternde Sandsteine, schlecht zu sehen.

60 m: Oxfordtone:

40 m graue und schwarze glimmerreiche Mergel und Tone mit festeren Sandbänkchen und schwarzen, harten Konkretionen. In den Mergeln Holz und sehr viele zerdrückte *Cardioceras*. In den Konkretionen grosse *Pecten*, *Goniomya*, *Cardioceras*, Holz, alle Fossilien mit weissen Schalen.

An der Basis der Serie eine (?) durchgehende Lage grosser, harter, blauschwarzer Konkretionen mit *Cardioceras*.

ca. 20 m: graue und schwarze feste glimmerreiche Mergel.

---

[1]) Die Zahlen sind Mächtigkeiten.

Da die Schichten stark nach S E einfallen habe ich keine Höhenzahlen sondern nur Mächtigkeiten angegeben. Der Konkretionshorizont δ z. B. steht am Ausgang der Cardiocerasschlucht in etwa 80 m Höhe an, von hier aus steigt er gleichmässig nach W an, am Westende der Schlucht liegt er auf 118 m. Die Basis der Pectensandsteins liegt am Ausgang der Cardiocerasschlucht auf etwa 10 m, 2 km nördlich davon schon 60 m über dem Meer.

Kronenberg (Ostecke und Pernarücken).

Hartzfjældsandstein:

631—591 m: massiger gelber und weisser Sandstein.

Glaukonitserie:

591—589 m: grauer lockerer Sand.

589—586,5 m: glaukonitische Sandsteinbänkchen mit lockeren Zwischenlagen, Belemniten, Muscheln.

586,5—580 m: zum unterst 60—80 cm graugrüner Sandstein nach oben übergehend im lockeren Sand. Im Sandstein viele Muscheln, Ammoniten. Etwa 1 m darüber ziemlich lockerer, rostiger Glaukonitsand mit vielen Muscheln, grosse dicht gepackte *Perna* mit calcinierten Schalen, grosse Belemniten. Darüber graue Sande.

580—550 m: graue, sandige, glimmerreiche Tone mit phosphoritischen Konkretionen. Viele Muscheln (*Pinna* u. a.), sehr grosse Terebrateln.

bei 550 m: einige glaukonitische Bänkchen und ferruginöse Lagen.

550—525 m: graue sandige, glimmerreiche Tone mit grauen phosphoritischen Konkretionen mit vielen weissen Muschelschalen.

525—510 m: (Kleiner Hügel vor dem Ostende des Pernarücken); glaukonitische Sande und Toneisensteinlagen.

510—470 m: (Sandige Mergel oder Tone, schlecht zu sehen, mit) zahlreichen Konkretionen. Bei 500 m und darüber besonders zahlreiche, ja massenhafte Konkretionen mit vielen Ammoniten.

Höhe 484 nordöstlich von Charcotgletscher.

Charcotbucht Sandstein:

bei 484 m: sehr viele runde Brauneisen-Sandkonkretionen und viele Holzabdrücke.

484—479 m: weisse und gelbe kreuzgeschichtete Sandsteine mit Brauneisenkonkretionen.

bei 479 m: ferruginöser brauner Sandstein mit groben Quarzen.

479—439 m: weisser kreuzgeschichteter Sandstein mit viel kaolinisierten

Feldspäten, zumeist mittelkörnig jedoch auch gröbere Lagen. Brauneisensandkonkretionen.

439—409 m: Schutt.

bei 409 m: grauer Granit.

Isolierte Horizonte:

Westfluss:

Höhe 249 m: Pectenbank, 3 m grauer, gelb anwitternder glimmerreicher Sandstein, voll gepackt mit grossen Pectenschalen, gewölbt oben, *Ditrupa*, *Pleuromya*, Belemniten, seltene *Cardioceras*.

Einige 100 m E vom Hennigrücken:

Glaukonitserie: 52 m (Höhe). Glaukonitscher Sandstein mit massenhaft *Pinna*; Ammoniten, Muscheln, die Schichten stehen steil und sind stark zerrüttet.

WNW Grat des Hartzbergs (Rücken zum Kronenberg):

393—388 m: viele Ammoniten, Belemniten (Glaukonitserie).

373—358 m: grosse Konkretionen und dazwischen kleine sehr harte Konkretionen mit Muscheln und Ammoniten (grosse Formen). Bei 361 m kleine Konkretionen mit vielen Crustaceen (?Konkretionshorizont β). Die kleinen Geoden sind voll mit (?)Krebsexkrementen.

Schloss (30 m N davon):

325 m: Lingula Bank, fossilreich.

SW von Kronenberg (E-Seite des Westflusses):

381 m: Pecten Bank, viele grosse *Pecten* und *Ditrupa*.

1 km N vom Glaukonitberg (Lingularücken):

228—238 m: Lingula Bank.

Graue Schlucht:

29 m: Konkretionshorizont δ.

Paläogeographische Entwicklung.

Die Trias ist in Jamesonland südlich vom Carlsbergfjord nur durch kontinentale Sedimente vertreten; das Alter dieser Schichten ist nicht genauer festzulegen, sicher ist nach den Untersuchungen von Noe-Nygaard (1934 p. 45—57) in der Umgebung des Fleming Inlet, dass

sie jünger sind als Eotrias und älter als Rhaet. Da ein Hiatus innerhalb der Schichten nicht nachzuweisen ist, dürften sie das volle Äquivalent der kontinentalen Trias im Süden (England und Schottland) also gleich Bunter + Keuper sein. Marine eotriassische Einlagerungen in diesen Schichten treten zum ersten Mal am Nathorst Fjord und Fleming Inlet auf (NOE-NYGAARD l. c., p. 54—55). Die Mächtigkeit nimmt nach Norden kräftig zu, nämlich von 320 m im Hurry Inlet auf über 700 m im Fleming Inlet. Weiter im Norden (Kap Stosch) hat auch die Zahl der marinen Horizont wesentlich zugenommen. Die faziellen Verhältnisse zeigen also deutlich, dass die eotriassische Transgression von Norden oder Nordwesten kam und bis in das Gebiet des Fleming Inlet reichte. Schon zu Ende der Eotrias zieht sich das Meer wieder nach Norden zurück, der Sedimentationsraum bleibt jedoch bestehen und eine mächtige Folge kontinentaler Sedimente mit salinarer Phase (Gips, Steinsalz) lagert sich ab. Nach der Literatur zu schliessen ist diese kontinentale Sedimentation vom selben Typ wie die englische und mitteleuropäische Buntsandstein-Keuperfazies und die südschwedische Kågerödsformation[1]), d. h. der liegende Teil dieser kontinentalen Serien besteht verwiegend aus Sandsteinen und Konglomeraten in mehrfacher Wiederholung, das Hangende aus bunten Mergeln, Steinmergeln und Dolomiten mit Sandsteineinlagerungen. Im Ganzen gesehen nimmt also die Korngrösse der Sedimente in allen erwähnten Gebieten von unten nach oben ab. Diese Abnahme der Korngrösse hängt wohl nicht von klimatischen, sondern von morphologischen Ursachen ab. Die letzten tektonischen Bewegungen mit Bruchbildung in Ostgrönland haben kurz vor oder nach dem Oberen Perm stattgefunden (NOE-NYGAARD l. c. p. 70—71). Zu Beginn der Trias war also zweifellos ein kräftiges Relief vorhanden, die Denudationsenergie war gross. Die Niveaudifferenzen werden jedoch rasch ausgeglichen und die Trias transgrediert vom Fleming Inlet nach Süden über eine fast

[1]) TROEDSSON (1931, p. 135—138) hat darauf hingewiesen, dass bis jetzt keinerlei Fossilfunde gemacht wurden, die das Alter der Kågerödsformation festzulegen gestatten, es sei deshalb mit der Möglichkeit zu rechnen, dass die Kågerödsformation kontinentales Perm sei. Dagegen sprechen meiner Meinung nach eine Reihe von geologischen Gründen. Die lithologische Ausbildung der Formation (unten Sandsteine und Konglomerate, oben Mergel) das Vorkommen von Salz und Gips, das völlige Fehlen von Eruptiven und Eruptivtuffen, die Überlagerung durch Rhaet, alle diese Erscheinungen sind charakteristisch für kontinentale, mittel- und westeuropäische Trias, nicht aber für Rotliegendes, das im nahen Oslogebiet ganz anders beschaffen ist (HOLTEDAHL 1931, HEINTZ 1934). Geschiebefunde bei Greifswald (JESSEN 1930) beweisen, dass noch im Grund der Ostsee marine mittlere Trias und Buntsandstein in Rogensteinfazies austeht. Da im allgemeinen der Muschelkalk gegen die alten Massive in terrestrische Fazies übergeht und nicht mehr von Buntsandstein und Keuper zu trennen ist, so ist auch aus diesem Grunde in Südschweden kontinentale Trias zu erwarten.

ebene Rumpffläche (Liverpoolland). Während der Trias-Zeit haben offenbar keine tektonischen Bewegungen von grösseren Ausmass mehr stattgefunden, so dass die Reliefenergie und damit auch die Korngrösse der Sedimente immer geringer wird. Die Faziesverhältnisse in Ostgrönland und Spitzbergen zur Zeit der Trias lassen sich also folgendermassen schematisieren:

Scoresbysund (Rosenkrantz)	Fleming Inlet (Noe-Nygaard)	Spitzbergen (Festungsprofil) (Frebold 1931, p. 40 ff.)
Trias Kontinental	Kontinentale Ablagerungen Eotrias marin.	? Bunte obertriassische Tone Obere, Mittlere, Untere } Trias marin.

Das Meer kam in der Eotrias von N und zog sich wieder nach Norden zurück.

Rhaetlias.

Mit Beginn des Rhaetlias haben sich offenbar die klimatischen Verhältnisse im ostgrönländischen Sedimentationsraum geändert, die Niederschlagsmenge vermehrt sich so sehr, dass eine reiche Pflanzenwelt von Sumpfflorencharakter gedeiht (Harris 1931, Koch 1929a, p. 252, 1929b p. 290—293, Noe-Nygaard 1934, p. 82). Die vorherrschend grauen und weissen Sandsteine sind in Wassern abgelagert worden, die reich an humosen Bestandteilen waren (Schwarzwässer). Der Sedimenttransport geht, wie die Konglomerate im Süden (Kap Stewart) wahrscheinlich machen, von Süden nach Norden. Das Korn der Sedimente ist wesentlich gröber als im unterlagernden Keuper (Gerölle bis zu Faustgrösse). Wahrscheinlich ist diese Zunahme der Korngrösse nicht allein durch die grössere Niederschlagsmenge, sondern auch durch lebhaftere epirogenetische Bewegungen im Verlauf des Rhaetlias bedingt, denn um diese Zeit vollziehen sich, wie gleich zu zeigen sein wird, bedeutsame paleogeographische Veränderungen.

Die Klimaänderung zu Beginn des Rhaetlias ist auch in Nordeuropa (Rhaetlias von Schonen, Bornholm, Polen) und Mitteleuropa aufs deutlichste zu erkennen. Sie hängt wohl zusammen mit der allgemeinen mittel- und westeuropäischen Ausdehnung des Meeres im Unteren Rhaet. Während noch in der Trias ganz West- und Mitteleuropa bis weit ins das Alpine Gebiet hinein (Schweizer Trias, Buntsandstein der Nordalpen) von kontinentaler Sedimentation beherrscht war[1]), sind im Rhaet grosse Teil Mittel- und Westeuropas Meeresgebiet. Dieser aus-

[1]) Die Muschelkalktransgression ist ja nur ein kurze Episode.

gedehnte Meeresgürtel muss einen Einfluss auf das Klima der fennoskandischen und grönländischen Landgebiete ausgeübt haben.

Die floristischen Beziehungen zwischen Ostgrönland einerseits und Schonen, Bornholm, Polen und Deutschland andererseits sind sehr eng, wie die Untersuchungen von HARRIS gezeigt haben (HARRIS 1931, vgl. auch HÖHNE 1933). HÖHNE (l. c.) bezeichnet die ästuarin limnische Ausbildung des Rhaetlias mit Kohlenflözen als baltische Fazies, zu dieser baltischen Fazies darf auch der ostgrönländische Rhaetlias gerechnet werden.

Mittlerer und Oberer Lias.

Vergleicht man den Beginn der marinen Sedimentation im Lias in der Umgebung des Nordatlantik, so ergibt sich folgende Übersicht:

<table>
<tr><th>England</th><th>Nordwest-Deutschland</th><th>Schonen</th><th>Scoresbysund</th><th>Fleming Inlet</th><th>Spitzbergen</th></tr>
<tr><td>Unterer Lias marin</td><td>Unterer Lias marin</td><td>Unterer Lias</td><td>Mittlerer Lias</td><td>Oberer Lias</td><td>Oberer Lias</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td></td><td></td><td>Oysterbank-Series</td><td></td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>Schlotheimia- oder Arientenzone</td><td>Jamesoni-Schichten</td><td></td><td>Kontinentaler Rhaetlias mit Kohlenflözen?</td></tr>
<tr><td>Praeplanorbis-Zone</td><td>Planorbis-Zone</td><td>Kontinentaler Rhaetlias mit Kohlenflözen</td><td>Kontinentaler Rhaetlias mit Kohlenflözen</td><td>Kontinentaler Rhaetlias</td><td></td></tr>
<tr><td>Marines Rhaet</td><td>Marines Rhaet</td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr>
</table>

Das bedeutet, dass die liassische Submergenz im Süden (England) begann und langsam nach N fortschritt, Ostgrönland wurde erst im Mittleren Lias von der Transgression erreicht, aber noch vor Spitzbergen, das erst im Oberen Lias für kurze Zeit untertaucht. HARRIS (1931) und mit Vorbehalt ROSENKRANTZ (1934, p. 29, 119) nehmen zwischen Rhaetlias und Mittlerem Lias eine Schichtlücke an, die fast den ganzen Unteren Lias umfasst (siehe oben Seite 8—9). Dies erscheint mir nicht sehr glaubhaft, da die Pflanzenzonen doch wohl keine sehr genaue Datierung der Schichten zulassen. Ich möchte vielmehr annehmen, dass die Sedimentation vom Rhaetlias zum Lias ununterbrochen fortging, d. h. dass während im Süden (England) der marine Unterlias sedimentiert wurde, in Grönland noch kontinentale Pflanzenschichten abgelagert wurden. Es dehnt sich also im Verlauf des Lias nur die marine Fazies nach Norden aus, der Sedimentationsraum, die Synklinale, besteht schon.

Da die Transgression von Süden kam, so kann es nicht wunder-

nehmen, dass die Fauna westeuropäisches Gepräge hat (Spath 1932, p. 147; Rosenkrantz 1934, p. 120). Die lithologische Ausbildung des Rhaetlias und Lias im Scoresbysund zeigt weitgehende Analogien mit Schonen und Bornholm (Rosenkrantz 1934, p. 119): mächtiger pflanzenführender kontinentaler Rhaetlias wird überlagert von flyschähnlichem ästuarinem Lias (Kriechspuren, Wurmröhren, Pflanzenreste) mit untergeordneten marinen Einschaltungen (für Schonen vgl. Troedsson 1930, 1934).

Es wurde oben gesagt, dass die geographischen Verhältnisse sich im Verlauf des Rhaetlias grundlegend geändert haben, diese Änderung besteht darin, dass die Transgressionen im Perm und in der Eotrias von Norden kamen, im Lias dagegen von Süden. Es bestand am Ostrand von Ostgrönland eine Synklinale, deren tiefere Teile in der Trias im Norden, im Lias dagegen im Süden lagen (Koch 1929b, p. 293).

Die Verschiebung der Schwelle oder Wasserscheide ging wahrscheinlich im Rhaet vor sich, und diese Verschiebung ist es wohl auch, die die verstärkte Abtragung im Rhaetlias gegenüber der Oberen Trias bedingt hat (vgl. auch Frebold 1932b, p. 87).

Nach Rosenkrantz (1934, p. 110) lag die Küste von der die liassischen Sedimente kamen im Osten, im Gebiet des heutigen Liverpoollandes oder etwas östlich davon, weil die Schrägschichtung in gewissen liassischen Sandsteinen nach Westen einfällt. Abgesehen davon, dass ich häufig in der Pectenbank und der Oysterbankserie Nordfallen der Schrägschichtung beobachtet habe (p. 30—31), ist es sehr unwahrscheinlich, dass der Sedimenttransport überall senkrecht von der Küste weggeht, weitaus häufiger an den heutigen Küsten ist Sandtransport mehr oder weniger parallel zum Strand (Küstenversatz). Die Beobachtungen von Rosenkrantz beziehen sich ausserdem auf den Teil des Lias, der wahrscheinlich nicht rein marin sondern ästuarin oder lagunär ist, können also kaum etwas über die Lage der Küste besagen.

Um überhaupt eine Idee vom Verlauf der liassischen Küste im Scoresbysund zu bekommen, müssen folgende Tatsachen gewertet werden.

1) Die im Neills Cliff von Kap Stewart im Süden bis Dusénfjæld im Norden aufgeschlossenen *jamesoni*-Schichten sind, wie aus der rhythmischen Schichtung und der Pflasterbildung hervorgeht, Strandablagerungen. Rosenkrantz betont den »ausserordentlich gleichförmigen« Charakter der *jamesoni*-Schichten im 50 km langen Profil des Neills Cliff. Solche einheitliche Ausbildung ist aber nur möglich, wenn das Profil parallel zur Küste geht. Die Küste verlief daher ungefähr NS.

2) Nördlich von Dusénfjæld enthalten die *jamesoni*-Schichten keine marinen Fossilien mehr (Rosenkrantz, Noe-Nygaard).

3) Nach Westen keilt der Lias aus, auf Milneland liegt Oxfordian auf Kaledonikum.

Nach alledem halte ich es für wahrscheinlich, dass zur *jamesoni*-Zeit die Westküste des Jurameers vom Innern des Scoresbysundes (wenig westlich vom Kap Stewart) nach N oder NNE verlief und im nördlichen Jamesonland nach Osten gegen den Atlantik ausbog.

Im Oberen Lias regrediert das Meer im ganzen Gebiet, um erst wieder zu Beginn des Oberen Bathonian zu transgredieren. Eine allgemeine Regression des Meeres im Mittleren Jura ist auch im Süden, z. B. aus Schottland bekannt als Estuarine Series. Anzeichen von Verflachung des Meeres sind in Schottland zwar schon in Aalenian vorhanden, aber die eigentliche Verlandung, mit Kohleflözen und Süsswassermuscheln, beginnt erst im Vesulian, also viel später als in Ostgrönland (LEE und PRINGLE 1932, p. 190—201).

Über den Verlauf der Bathonian-Callovian Transgression ist nichts Genaueres bekannt, hauptsächlich deshalb, weil die liegenden Schichten dieser Stufen sehr fossilarm sind. Die ältesten ammonitenführenden Schichten (*Cranocephalites* Beds) sind wahrscheinlich von Astartekløft, sicher vom nördlichen Jamesonland und von Antarctic Harbour bekannt (SPATH 1932, p. 132—137), im nördlichen Gebiet (Wollaston Forland bis Koldewey Insel) scheint des Bathonian zu fehlen und der Jura mit dem Callovian (*Kepplerites* Beds) zu beginnen, d. h. die südlichen Gebiete sind wahrscheinlich etwas früher überflutet worden, als die nördlichen. Ob dies bedeutet, dass auch die Bathonian-Transgression von S kam, wie die liassische, wage ich nicht zu entscheiden. Eine fazielle Gliederung des Callovian wird insofern sehr deutlich, als im Scoresbysundgebiet mächtige, benthosarme Tone überwiegen, im nördlichen Jamesonland dagegen Sandsteine mit viel Benthos vorhanden sind, die nach Norden im mächtige grobe Sandsteine mit Pflanzen und wenig marinen Fossilien übergehen (Antarctic Harbour, PARKINSON und WHITTARD 1931, p. 653).

Die Küste scheint also vom Innern des Scoresbysunds aus nach NNE in die Gegend des Antarctic Harbour verlaufen zu sein, um dann weiter im Norden (Clavering Insel bis Koldewey Insel) wieder etwas nach Westen auszubiegen.

Über die Ereignisse zur Zeit des Oberen Callovian bis Mittleren Oxfordian sind wir sehr schlecht unterrichtet. Entweder fehlen diese Schichten ursprünglich oder sie wurden durch vorneokome Abtragung wieder entfernt. Die ältesten Fossilien des (?Mittel-) Oxfordian sind nur aus einem losen Block von Süd-Jamesonland bekannt, erst im Oberen Oxfordian von Milneland wird die Überlieferung wieder vollständiger.

Oberer Jura.

Vor der Besprechung der Palaeogeographie der jüngsten Jurabildungen ist es notwendig etwas eingehender die Sedimentationsverhältnisse und das Verhalten der marinen Fauna im umfangsreichsten Profil dieser Schichten von Milneland zu erörtern.

Nach der faziellen Ausbildung lassen sich die Sedimente des Kimmeridgian bis Aquilonian von Milneland folgendermassen gliedern:

Tabelle 3.

	Lithofazies	Biofazies
Hartzfjæld-sandstein (HangenderTeil)	Hellfarbige schräggeschichtete Sandsteine und dunkle sandige Tone.	Nur Pflanzen, keine marinen Fossilien.
Hartzfjæld-sandstein (Rhythmisch geschichteter Teil).	Hellfarbige Sandsteine und dunkle Tone, schräggeschichtet. Ferruginöse und konglomeratische Lagen. *Rhythmische Schichtung.*	Marine Fossilien nur in einzelnen Lagen, nicht in Lebensstellung. Holz.
Hartzfjæld-sandstein (Basaler Teil).	Hellfarbiger massiger Sandstein.	Keine Fossilien.
Glaukonit-serie.	Dunkelfarbige glaukonitreiche Sande, Sandsteine und Tone. Schrägschichtung. Ferruginöse Lagen. Phosphoritische und ferruginöse Konkretionen.	Viele benthonische Tiere, viele zweiklappige Schalen in Lebensstellung (Siedlungen).
Tone und Mergel des Kimmeridgian.	Dunkle Tone und Mergel, glimmerreich, z. T. mit Primärschieferung. Konkretionen.	Verarmte Muschelfauna. Sehr wenig Benthos.

Bei der Aufstellung der Tabelle ist zur biologischen Charakteristik nur die Menge der sicher benthonischen Tiere benützt worden. Ammoniten, Belemniten und Vertebraten bleiben zunächst ausser Betracht. Ammoniten und Belemniten finden sich im beinahe jeder marinen Gesteinsfazies (und Biofazies), sie sind also für die Fazieskunde wertlos. Wie man sieht, folgen im Profil von unten nach oben folgende Fazies: 1) Dunkle Mergelschiefer und Tone mit wenig Benthos. 2) Glaukonit- und brauneisenreiche Sande und Tone mit reichem Benthos. 3) Grober ungeschichteter Sandstein ohne marine Fossilien. 4) Rhythmisch geschichtete feine bis grobe Sandsteine und Tone, darin einzelnen Lagen mit marinem Benthos. 5) Grobe Sandsteine und Tone ohne marine Fossilien.

Das Maximum des Benthos liegt in der Glaukonitserie, von hier aus nimmt es sowohl zum Liegenden wie zum Hangenden ab an Zahl und ändert seine Zusammensetzung. Es ist nun notwendig etwas näher zu untersuchen, ob das Benthos der einzelnen Schichten bodenständig war, oder ob es aus verschiedenen Lebensgebieten zusammengeschwemmt wurde.

In den Tonen des Unteren Kimmeridgian sind im allgemeinen nur zwei benthonische Formen vorhanden, *Aucella bronni* und eine noch nicht näher bestimmte Muschel, beides sehr zartschalige, kleine Lamellibranchier. Es wäre denkbar, dass die Benthosarmut dieser Schichten durch mangelnde Erhaltungsmöglichkeit bedingt ist, zum Beispiel dadurch, dass der grösste Teil der Kalk- oder Aragonitschalen vor der Fossilwerdung aufgelöst wurde. Gegen diese Möglichkeit sprechen folgende Tatsachen: die Tonschiefer enthalten oft in grosser Menge zerdrückte zarte Cardiocerasschalen aber kein anderes Fossil. Die Möglichkeit zur Erhaltung von Aragonitschalen war also zumindest in gewissen Horizonten gegeben. Des weiteren sind die Tone und die Kalkbänke des Unteren Kimmeridgian fein geschiefert bezw. gebändert nach hellen und dunklen Lagen. Primäre Feinschieferung und Bänderung ist aber eindeutiger Beweis dafür, dass grabendes oder schlammfressendes Benthos (Würmer, Lamellibranchier, Echiniden usw.) fehlte, denn durch solches Benthos wäre ja die Schieferung zerstört worden. Es kann also gar kein Zweifel darüber bestehen, dass das Untere Kimmeridgian durch eine Fossilgemeinschaft gekennzeichnet ist, die nur aus *Aucella bronni* und einer anderen Muschel besteht. Dass diese Formen in die feinen Tone eingeschwemmt wurden, ist unwahrscheinlich.

Im Oberen Kimmeridgian ist das Benthos etwas reichlicher vertreten, häufig ist hier in gewissen Horizonten eine Astarte-Art neben anderen Muscheln. Endemisch ist wahrscheinlich auch eine Decapodenart (cf. *Eryma* sp.), worauf die vielen Exkremente deuten und die Möglichkeit, dass die gefundenen Reste Exuvien sind[1]).

In der Glaukonitserie sind in manchen Sandsteinen die Schalen zum Teil zerbrochen und wirr durcheinander gemengt, von gewissen Arten z. B. *Aucella* (?*volgensis*) scheinen an einem Ort verwiegend Klappen einer Seite vorzukommen. Ein gewisser Transport und eine Zerstörung der Schalen (wohl durch Räuber zerbissen) hat also stattgefunden. Daneben finden sich aber häufig und in weiter Verbreitung Lamellibranchier in Lebenstellung z. B. im Sand eingegrabene *Pleuromya* und *Pinna*, besonders die letztere in Siedlungen, die sich über mehrere Kilometer ausdehnen. Die grossen Terebrateln im westlichen Teil des

[1]) Ob die zahlreichen Austern, mit welchen die Ammoniten bewachsen sind, zum Benthos dieser Schichten zu rechnen sind, ist eine offene Frage, sie können sowohl auf den am Boden liegenden Schalen, wie am lebenden Tier gewachsen sein.

Untersuchungsgebiet sind in der Regel in bestimmten Lagen, ein Stück neben dem andern, nie aufeinander gepackt zu finden. Die vielen Pernaschalen, oft grösser als eine Handfläche, liegen zwar aufeinander gepackt, aber dies deutet ohne Zweifel darauf hin, dass diese *Perna*, ebenso wie die lebenden Arten, bankbildend war. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist eine gewisser regionaler Wechsel in der Häufigkeit der Arten. Im Süden ist *Pleuromya* sehr häufig, auf der Westseite des Hartzbergs liegen Pinnasiedlungen, N vom Hartzberg viele Terebrateln, weiter nach Westen nimmt *Perna* zu, am Kronenberg schliesslich finden wir Pernabänke. Leider ist meine stratigraphische Gliederung nicht so genau, dass ich entscheiden könnte, in wieweit es sich dabei um gleichzeitige Bildungen handelt, ob also dieser regionalen Gliederung auch eine wirkliche Gliederung am Boden des Jurameers entsprach. Sicher ist jedoch, dass dieser Wechsel in den hervorstechenden Faunenelementen nicht durch Sonderung und Auslese beim Transport entstanden ist, er kann also für die Deutung der Faziesverhältnisse verwertet werden.

Die häufigen und bezeichnenden Fossilien der Glaukonitserie sind verhältnismässig gross (*Pinna*, *Perna*, *Terebratula*, *Trigonia*), es sind Formen die im Sediment eingegraben leben (*Pinna*, *Pleuromya*, *Astarte*, *Trigonia*, *Lingula*), oder sich mit Hilfe eines Byssus oder anderswie festheften (*Perna*, *Pecten*, *Terebratula*). Es ist klar, dass an Stellen wo eine Pernabank lag, oder wo die Pinnasiedling mit dicht neben einander steckenden Schalen sich ausdehnte, die tief grabenden Formen (z. B. *Lingula*) nicht gedeihen konnten, so erklärt sich sehr einfach die oben erwähnte Änderung in der Zusammensetzung der Fauna (von S über N nach W).

Als bezeichnend für die Glaukonitserie ist daher eine Tiergemeinschaft anzusehen, die sich aus noch zu bestimmenden Arten folgender Gattungen zusammensetzt[1]).

Pinna	*Trigonia*
Perna (*Isognomon*)	*Lingula*
Pleuromya	*Terebratula* (oder ?*Zeilleria*)

Häufig, aber nicht bezeichnend, weil auch in anderer Fazies nicht selten, sind eine ganze Reihe von Arten (*Astarte* sp., ?*Venus*, *Aucella* ?*volgensis*, *Pecten* sp. usw.).

Es ist zweckmässig, aus dieser Fauna die Gattungen *Pinna*, *Perna* und eventuell *Trigonia* herauszugreifen und als Leitformen für die Fazies zu benützen. Denn Deecke (1926, p. 267—268) konnte zeigen, dass gerade die *Pinna-Perna-Trigonia*-Gemeinschaft weite zeitliche Ver-

[1]) Nach Bearbeitung der Fauna wird sich wahrscheinlich die Tiergemeinschaft durch manche andere Art noch besser charakterisieren Tassen.

breitung (Dogger bis Obere Kreide) und grosse Bedeutung für die Faziskunde besitzt.

Noch wichtiger als für Mittel- und Westeuropa ist diese Faunengemeinschaft für den grönlandischen Jura. Sie tritt schon in den *jamesoni*-Schichten von Jamesonland in weiter Verbreitung auf (ROSENKRANTZ 1934, p. 32—33, 37, 40, 43, 53—54, 57, 67, 78) in folgender Zusammensetzung:

Trigonia lingonensis DUM.	zusammen mit:
Pinna cf. *folium* (Y. et B.)	*Lingula sacculus* CHAP. et DEW.
Isognomon n. sp.	*Gervillia laevis* BUCKMAN
Isognomon aff. *infraliassica* (QU.)	*Gervillia* sp.

In der Oysterbankserie kehrt sie in folgender Zusammensetzung wieder (ROSENKRANTZ l. c. p. 51, 116—117):

Trigonia literata Y. et B.	dazu: *Lingula beani* PHILL.
Pinna cf. *opalina* QU.	*Gervillia* cf. *acuta* SOW.
Isognomon cf. *isognomoides* (STAHL.)	*Gervillia* n. sp.

Teile der Gemeinschaft kommen im Bathonian-Callovian von Jamesonland vor (siehe oben p. 23).

Vergleicht man die lebenden Vertreter einiger der für die Glaukonitserie bezeichnenden Gattungen nach der Wassertiefe, in der sie gefunden werden, so ergibt sich folgendes (nach WALTHER 1894, p. 391ff):

Perna samoensis 18 m.	*Trigonia jukesii* 10 m.
Pinna ingens 1—91 m.	*Trigonia lamarckii* 3—18 m.
Pinna pectinata 7—91 m.	*Trigonia margaritacea* 69 m.
Pinna nidis 1—146 m.	*Trigonia pectinata* 25 m.
Pinna squamosa 3—18 m—43 m[1]).	*Trigonia uniphora* 5—51 m.
Pinna tasmanica 69 m.	*Lingula jaspida* 12 m.

Die Wassertiefe, in der unsere Fauna gelebt hat, war demnach nicht grösser als 100 m. Zieht man ausserdem in Betracht, dass ein Teil der Arten (*Perna*, *Trigonia*) besonders gross und dickschalig ist — bis zur Grösse einer Handfläche und Dicken von mehr als 5 mm, — so ist eine maximale Wassertiefe von weniger als 50 m wahrscheinlich. Aber auf genaue Zahlen wollen wir uns nicht festlegen, schon deshalb nicht, weil ja die Methode, mit deren Hilfe wir dazu gelangt sind, sehr roh ist. Der richtige Weg zu einer genauen Tiefenbestimmung wäre der Vergleich mit einer gleich oder sehr ähnlich zusammengesetzten rezenten Tiergemeinschaft (STRAUSZ 1928), aber eine solche gibt es meines Wissens

[1]) Tot.

nicht. Für die folgenden Ausführungen genügt es aber, wenn die Tiefenzahl nur der Grössenordnung nach als bekannt angenommen werden darf.

Der basale Teil des Hartzfjældsandsteins enthält keine marinen Fossilien, der rhythmisch geschichtete Teil des Hartzfjældsandsteins enthält zwar mehrere Fossilhorizonte, aber es ist nicht möglich für ihn eine bezeichnende Tiergemeinschaft ausfindig zu machen, aus folgenden Gründen. Schalen in Lebensstellung fehlen, die Fossilhorizonte, sind ein buntes Gemenge wahrscheinlich zusammengeschwemmter Schalen aus verschiedenen Lebensbereichen (Lingulabank) oder dünne Fossillagen nach Art der Streupflaster, es ist in keinem einzigen Falle wahrscheinlich, dass die Tiere dort gelebt haben, wo sie eingebettet sind[1]). Der Hartzfjældsandstein ist daher durch negative Merkmale charakterisiert:

1) Es fehlen Fossilien in Lebensstellung und Siedlungen (Muschelbänke).
2) Es fehlen eine ganze Reihe der in der Glaukonitserie häufigen Arten oder diese sind selten (Terebrateln, *Perna*, *Trigonia* u. a.).

Für die hangenden 100 m des Hartzfjældsandsteines ist charakteristisch das völlige Fehlen mariner Fossilien und das häufige Vorkommen pflanzlicher Versteinerungen.

Die Sedimente der Oberen Kimmeridgian bis Aquilonian lassen sich folgendermassen charakterisieren.

Die liegenden Tone des Oberen Kimmeridgian sind feingeschiefert oder feingeschichtet, glimmerreich, sie wurden offenbar aus der Schwebe sedimentiert. Anzeichen von Sedimentationsunterbrechungen sind nicht vorhanden, wenn nicht die Konkretionshorizonte mit ihren zahlreichen Ammoniten und Belemniten auf solche deuten.

Die Glaukonitserie besteht sowohl aus kreuzgeschichteten, also horizontal durch Strömmungen transportierten Sedimenten, als auch aus feinerem, aus der Schwebe sedimentiertem Material. Die zahlreichen Glaukonit- und Brauneisenlagen mit vielen Fossilien, hauptsächlich Ammoniten, deuten auf kurze Sedimentationsunterbrechungen und Fossilkonzentration. Ausgedehnte Siedlungen mit vollerwachsenen *Pinna* und die Pernabänke können kaum in Gebieten mit lebhafter Sedimentation entstanden sein, auch sie verlangen langsame oder sistierte Sedimentation.

Die Lagen mit zerbrochenen und regellos gelagerten Schalen grabender Muscheln (z. B. *Pinna*) beweisen, dass Zerstörung und Umlagerung schon gebildeter Sedimente stattgefunden hat. Die phosphatischen Konkretionen deuten in derselben Richtung, denn Phosphatbildung ist im Jura zumeist an Gebiete ohne Sedimentation oder Gesteinszerstörung gebunden.

[1]) Dagegen spricht zumeist auch das grobe Sediment in dem die Schalen liegen.

Zusammenfassend ist also zu sagen, dass die Glaukonitserie in einem Gebiet ablagert wurde, in welchem Sedimentation (aus der Schwebe und durch horizontalen Transport), Sedimentationsunterbrechung und Sedimentzerstörung ohne erkennbare Regel mit einander abgewechselt haben. Solche Gebiete gibt es natürlich in jeder Wassertiefe, vom Strand, weit über dem Mittelwasserstand, bis in die bathyale Region, aber da die Faunengemeinschaft der Glaukonitserie auf geringe Wassertiefe deutet, so beruht der Wechsel zwischen Sedimentation und Abtragung in der Glaukonitserie wohl auf derselben Ursache: geringer Wassertiefe.

Der basale Teil des Hartzfjældsandsteins, eine einheitliche schräggeschichtete Sandmasse ist in einem Gebiet lebhafter ununterbrochener Schüttung entstanden.

Die Sedimentationsverhältnisse in rhythmisch geschichteten Teil des Hartzfjældsandsteins bedürfen einer etwas eingehenderen Erörterung. Rhythmisch geschichtete Sedimente sind im Jura weit verbreitet, sie sind nach meiner Erfahrung noch viel häufiger, als dies aus der Literatur hervorgeht. KLÜPFEL ist, an Vorstellungen von HÉBERT anknüpfend, wohl der erste gewesen, der die Bedeutung dieser Erscheinung für die Fazieskunde des Jura erkannt und eine Deutung versucht hat (KLÜPFEL 1916, 1926). Später haben hauptsächlich FREBOLD (1925), HUMMEL (1920), BRINKMANN (1925, 1929) und ALDINGER (1930) sich mit der rhythmischen Schichtung beschäftigt und sich der von KLÜPFEL gegebenen Erklärung angeschlossen. Die Einwände von BORN (1923, p. 124) hat BRINKMANN wiederlegt, ich brauche auf sie daher an dieser Stelle nicht einzugehen (BRINKMANN 1925, p. 218).

Die Doggerprofile des Lothringer Jura, von welchen KLÜPFELS Deutung ausgeht, sind tonig-kalkig mit nur wenig Sand. Die einzelnen Rhythmen sind nach folgendem Schema gebaut:

Sie beginnen unten mit tonigen Sedimenten, gehen nach oben allmählig in kalkige Sedimente, kreuzgeschichtete Oolithe, seltener Sandsteine über und enden mit einer Emerisonsfläche, die alle Anzeichen der Sedimentationsunterbrechung zeigt (Fossilkonzentration, sessiles Benthos [Lamellibranchier, Würmer, Korallen], Phosphoritisierung und Gesteinszerstörung [zackig angefressene Gesteinsoberflächen, Gerölle]). KLÜPFEL nimmt an, dass die tonigen Sedimente in tieferem Wasser, die kalkigen im Flachwasser gebildet wurden, die Emersionsfläche ist eine subaquatische Ablutionsfläche (BRINKMANN, HUMMEL) oder subaërische (? KLÜPFEL) Denudationsfläche. Nach Bildung der Denudationsfläche sinkt des Gebiet rasch ab und die Sedimentation beginnt erst wieder in tiefem Wasser mit Tonfazies.

Als Beweis dafür, dass Kalk-und Tonfazies wirklich in verschiedener Tiefe entstanden, dienen KLÜPFEL die Strömmungsverhältnisse und die

Fauna. Die Tone, mitunter bituminös, sind im tiefen Stillwasser, die Kalke, Oolithe und Sandsteine im bewegten Flachwasser, die Emersionsflächen im stark bewegten flachsten Wasser oder subaërisch entstanden.

Die Fauna weist nach KLÜPFEL auf denselben Wechsel in den Tiefenverhältnissen, wie die Beschaffenheit der Sedimente. Im tonigen liegenden Teil der Rhythmen finden sich hauptsächlich pyritisierte Fossilien, vorwiegend Cephalopoden und wenig kleines dünnschaliges Benthos, im Kalk dagegen viele dickschalige Lamellibranchier und auf der Emersionsfläche endlich Austern, auf Geröllen fest gewachsene Einzelkorallen, bohrende Organismen und Schill.

Bei näherem Zusehen zeigt sich keine der von KLÜPFEL angeführten Tatsachen als eindeutig beweisend für Änderungen der Tiefe des Wassers. Dass in ein und derselben Tiefe Ruhe, mässige und starke Wasserbewegung herrschen kann, ist klar und bedarf keines Beweises. Dass in ein und derselben Tiefe Tonsedimentation, die seitlich allmählig in Kalksedimentation übergeht, Aufarbeitung schon gebildeter Sedimente und Phosphoritisierung herrschen kann, ist ebenfalls klar. Gründe dafür gibt es mehrere, z. B. können zwei Wasserkörper, die sich gegen einander bewegen und verschieden Temperatur, Kalkgehalt oder andere Unterschiede besitzen, durch die Differenzierungen die an ihrer Grenzfläche entstehen müssen, alle diese regionalen Verschiedenheiten in einem Niveau hervorrufen. Eben diese regionalen Verschiedenheiten in der Beschaffenheit des Wassers und der Sedimente sind es auch, die die Unterschiede in der Zusammensetzung und der Beschaffenheit der Fauna, den Erhaltungszustand (pyritisch, kalkig), Schalendicke, Grösse und Zahl der benthonischen Organismen usw. bedingen[1]). Irgend etwas über die relative Tiefe in der der Ton oder der Kalk abgelagert wurde, besagen also diese Erscheinungen nicht, sie sind durchaus zweideutig. Zu eindeutigen Wiedersprüchen führt aber die KLÜPFELsche Deutung, was den Sedimentationsverlauf und die Tektonik betrifft. Der scharfe Schnitt zwischen Emersionsfläche (Dachbank des Zyklus) und folgendem Tonstadium ist nach KLÜPFEL dadurch entstanden, dass während des Absinkens nichts sedimentiert wurde. KLÜPFEL ist deshalb gezwungen, sehr rasches Absinken anzunehmen. Die Bildung der Emersionsfläche selbst dauert relativ lange nach Ausweis der Fossilkonzentrationen und Lücken in den Ammonitenzonen, mitunter länger als die Sedimentation eines Zyklus selbst, wie die Untersuchungen BRINKMANN's gezeigt haben.

Es ergeben sich also unstetige Bewegungen des Meeresbodens,

[1]) Ausgezeichnete Beispiele für einschneidende fazielle und faunistische Veränderungen im selben Niveau hat unlängst von FREYBERG (1930 besonders p. 98—102) gegeben.

langsames Aufsteigen, rasches ruckartiges Absinken. Nun sind die Sedimentationszyklen eingeschaltet in Profile, die generell ein Aufsteigen oder Absinken des Meeresbodens anzeigen, es erwächst daraus die Notwendigkeit, sehr komplizierte tektonische Bewegungen anzunehmen, z. B. langsames Absinken kombiniert mit langsamen Aufsteigen und raschem Absinken, Resultat: Sinken! Solche Bewegungen sind denkbar (BRINKMANN 1925) als Resultierende an der Grenze von antithetisch sich bewegenden tektonischen Einheiten, aber sie zur Deutung von faziellen Erscheinungen in Jurabecken in einer Zeit ruhiger stetiger Bewegungen der Erdkruste zu benutzen, ist unzulässig, zumindest so lange, als es andere Möglichkeiten der Erklärung gibt (FREYBERG 1930). Und ich glaube, dass mit der — logisch einwandfreien und konsequenten — Anwendung und Zuspitzung die BRINKMANN (1925) gegeben hat, die zur Zeit in Übung befindliche Methode alle faziellen Änderungen in Profilen, stratigraphische Lücken usw. tektonisch zur erklären[1]), sich selbst ad absurdum geführt hat.

Die tektonische Deutung der Sedimentationszyklen führt nicht nur zu unwahrscheinlichen Vorstellungen über den Kanon der epirogenetischen Bewegungen zur Jurazeit, sie ist auch methodisch nicht einwandfrei, weil sie das Prinzip von der Korrelation der Fazies ausser acht lässt. Dieses Prinzip besagt, dass die biologischen und lithologischen Fazies, deren Ablagerungen in einem Profil über einander folgen, zur Zeit der Sedimentbildung neben einander gelegen haben können[2]). Auf den Fall der rhythmisch geschichteten Sedimente übertragen bedeutet dies: rhythmische Anordnung der Sedimente im Profil kann durch rhythmische Anordnung der Fazies am Meeresboden bedingt sein.

Um zu dem uns speziell interessierenden Fall des rhythmisch geschichteten Hartzfjældsandsteins zurückkehren, so müsste die Deutung seiner Entstehung folgendermassen vor sich gehen: die rhythmische Schichtung im Profil ist in die Ebene zu übertragen. Für das Bild, das sich so ergibt, sind die wichtigen Faktoren, die es verursachen können, zu rekonstruieren. Das es sich um geschüttete, also durch horizontalen Transport gebildete, vorwiegend psammitische Sedimente, nicht aus der Schwebe sedimentierte Pelite oder halmyrogene Sedimente handelt, so sind die wichtigen Faktoren Strömungsstärke und Geschwindigkeit des Wassers. Die rhythmische Anordnung der Sedimente des Hartzfjældsandstein gibt in die Ebene übertragen folgendes Bild: Es folgen aufeinander Sedimentationsareale mit von grob zu fein abnehmender Korngrösse. Da wir die scharfe Grenze zwischen zwei Rhythmen, mit Eisenkrusten, als Sedimentationsunterbrechung zu deuten

[1]) Man vgl. z. B. HADDING (1929).

[2]) Nicht müssen, wie man nach WALTHER's Fassung dieses Prinzips denken könnte.

haben, so sind die Sedimentareale durch Gebiete ohne Sedimentation (mit Aufarbeitung, Panzer- oder Rindenbildung) von einander getrennt. Die Breite dieser Gebiete ist unbestimmbar, da keine Fossilien zur Kontrolle vorhanden sind.

Es ist klar, dass die Grenzen der einzelnen Sedimentationsgebiete nicht so verlaufen sein können wie in Fig. 3 d. h. quer zur Ausdehnung des Areals, da keine geradlinige Strömmung denkbar ist, die in einer Richtung eine Sonderung der Fraktionen wie die gezeichnete hervorruft, indem sie ihre Geschwindigkeit rhythmisch ändert. Dagegen sind periodisch in Stärke und Richtung wechselnde Strömungen vorhanden an der Grenzfläche zweier sich gegen einander bewegender Wasserkörper, oder am Ufer, an der Grenzfläche des bewegten Wassers gegen den Strand. Ich will nicht versuchen auf Grund der Profile im Hartzfjældsandstein die Sedimenttransportkörper und die Wasserbewegungen zu rekonstruieren, dazu reichen die Daten, die ich während des kurzen Aufenthalts sammeln konnte, noch nicht aus. Ich gehe vielmehr den einfacheren Weg rezente Beispiele für periodisch in einer Richtung wechselnde Sedimentationsbedingungen zum Vergleich heranzuziehen.

In Betracht kommen die Strandspitzen (beach cusps), gewisse Bogenküsten und vielleicht auch wandernde Inseln. Andere Erscheinungen der Jetzzeit (Inletscharen) sind zu wenig bekannt, als dass sie Vergleichswert hätten.

Die Strandspitzen sind von Jefferson (1899, p. 236—246) und Branner (1900, p. 481—484) beschrieben worden (Fig. 28, 29). Jefferson nahm an, eine Vorbedingung zu ihrer Entstehung seien Tangmassen, die ans Ufer geworfen werden, Branner konnte jedoch zeigen, dass sie auch da entstehen, wo kein Tang vorhanden ist. Nach Branner entstehen die Strandspitzen aus der Interferenz zweier Wellenzüge (Fig. 31). Die oscillatorischen Oberflächenwellen zerlegen sich, sobald sie in flaches Wasser kommen, in zwei Züge translatorischer Wellen, die mit einander interferieren und die Strandspitzen erzeugen. Die Frage, wie die beiden Wellenzüge entstehen, lässt Branner offen, soweit ich das beurteilen kann, sind die Vorgänge, die sich dabei abspielen, einer exakten Behandlung noch nicht zugänglich; auf jeden Fall handelt es sich hier um rhythmische Differenzierungen an Grenzflächen. Die Frage ist in diesem Zusammenhang auch nicht wichtig, wichtig sind vielmehr die Sedimentationsvorgänge. Darüber macht Jefferson einige Angaben (Fig. 30). Danach ist es so, dass auf den Strandspitzen selbst das gröbste Sediment liegt, in den Buchten da zwischen sammelt sich feines Sediment, das nach aussen deltaartig in den feinen Sand der Beach übergeht. Die Ränder der Deltas sind überstreut mit gröberem Material. Der Abstand der Strandspitzen variiert zwischen 6 und 22 Schritten (wohl ca. 3—11 m). Ins Wasser geworfene Ziegelbrocken ergaben, dass das Sediment wahrscheinlich

eine Art Orbitalbewegung beschreibt, wenn die Wellen etwas schief zum Strand auftreffen. Die Sedimentpartikel bewegen sich an den Spitzen strandwärts und wandern in den Buchten z. Teil wieder meerwärts und werden dabei nach Fraktionen gesondert. Wenn nun die

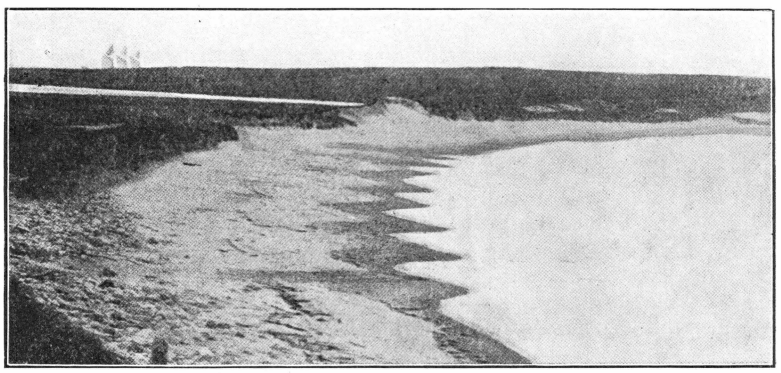


Fig. 28. Strandspitzen, Westquage Beach, New England.
Nach JEFFERSON 1899, Fig. 1.

Strandspitzen bei fortdauernder Sedimentation sich mehr oder weniger parallel zum Strand verschieben, so wandert jeweils die gröbere Fraktion über die feinere weg, und es muss sich ein Profil ergeben, das aus Einheiten besteht, deren Korngrösse von unten nach oben zunimmt. Im

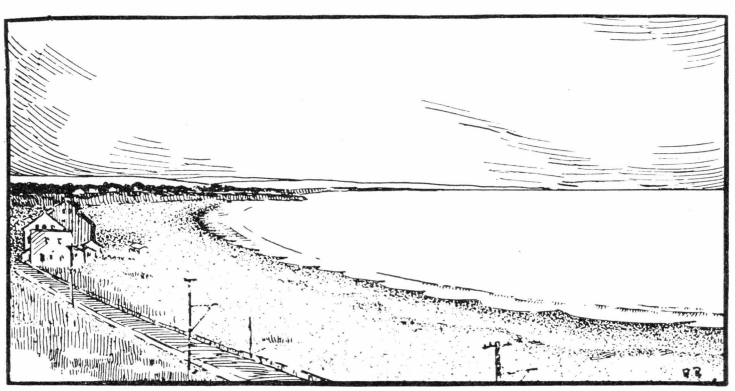


Fig. 29. Strandspitzen, Santa Cruz, Californien. Nach BRANNER 1900, Fig. 3.

Prinzip stellen also die Strandspitzen die Faziesanordnung vor, die zu rhythmisch geschichteten Profilen führen kann. Auf den Hartzfjældsandstein ist das Beispiel jedoch, wie ich glaube, nicht übertragbar, vor allem deshalb nicht weil die Grössenverhältnisse nicht stimmen. Aus den Bildern von JEFFERSON geht hervor, dass die Mächtigkeit der Sedimenteinheiten vom Groben zum Feinen wohl kaum mehr als einige

Meter beträgt, im Hartzfjældsandstein dagegen sind Einheiten bis zu 30 m vorhanden.

Weitere Beispiele für rhythmische Faziesverteilung hat B. von Freyberg beschrieben und abgebildet (B. von Freyberg 1930, Abb. 3

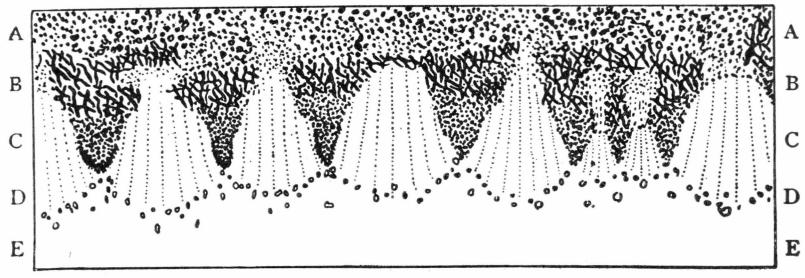


Fig. 30. Strandspitzen, Diagramm nach Jefferson 1899, Fig. 2.
AA, Geröllzone; BB, Tangzone; CC, Spitzen aus grobem Sediment; DD, Geröllgirlande; EE, Sand.

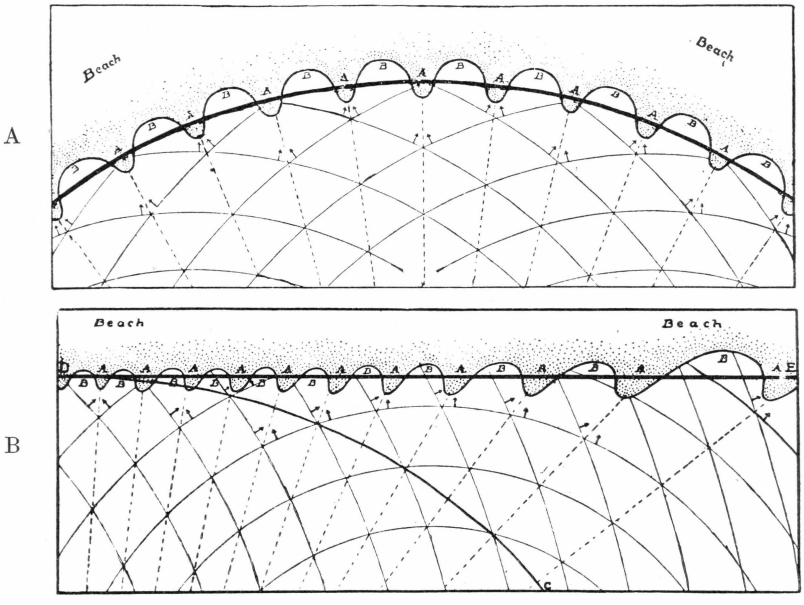


Fig. 31. Entstehung von Strandspitzen nach Branner 1900 Fig. 1 und 2.
Die konzentrischen Linien zeigen die beiden interferierenden Wellenzüge.
A bei gebogener Küste, B bei gerader Küste.

und 7). In Brasilien, von der Mündung des Rio Parahyba im Norden (vgl. Fig. 32) bis Tambabu and wahrscheinlich noch weiter nach Süden, wechseln Buchten und Kaps miteinander ab. An den Kaps herrscht Abtragung, in den Buchten Sedimentation. Über die Verteilung der Korngrössen der Sedimente wird nichts ausgesagt, doch darf mit Sicher-

heit angenommen werden, dass sie ebenfalls regelmässig wechselt. Eine Verschiebung der Kaps bei fortschreitender Sedimentation muss auch hier ein Profil ergeben, das rhythmisch geschichtet ist. Ähnlich liegen die Verhältnisse bei Maceio (von FREYBERG l. c. Abb. 7) wo allerdings

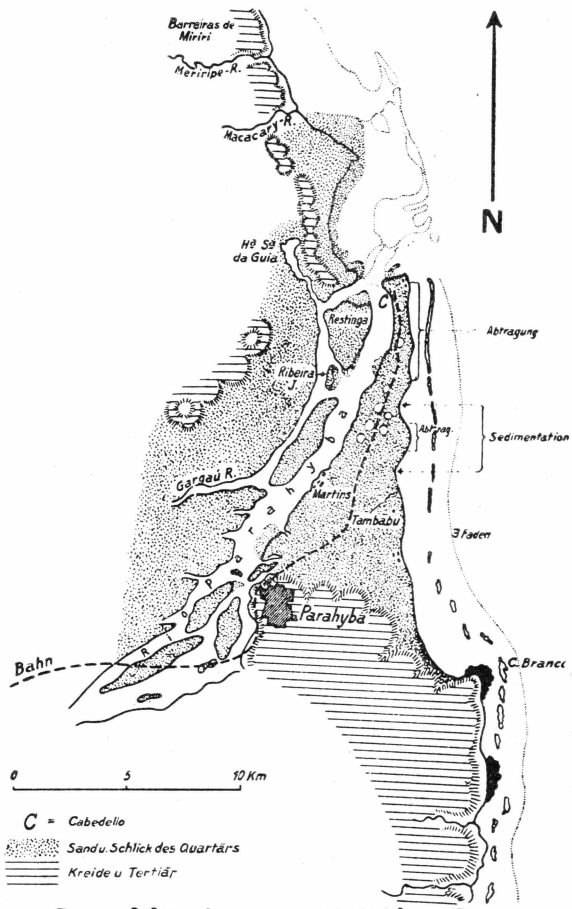


Fig. 32. Nach von FREYBERG 1930, Abb. 3.

nur 2 Buchten mit 3 begrenzenden Kaps vorhanden sind (Fig. 33). In beiden Fällen sind die Kaps, die die Buchten trennen, einen bis mehrere Kilometer von einander entfernt, die daraus entstehenden Sedimentationsrhythmen müssen beträchtliche Mächtigkeit haben, und die beiden Beispiele dürften auf den Hartzfjældsandstein zu übertragen sein. Leider fehlen bis jetzt, soweit ich sehen kann, in der Literatur genauere Angaben über die Sedimentationsverhältnisse an derartig gebauten

Küsten, sie sind wohl auch schwierig zu erhalten, da sich die Vorgänge ja zum grössten Teil unter Wasser abspielen. Eine befriedigende Deutung der rhythmischen Sedimentation geht daher am besten von fossilen Beispielen aus, wobei vor allem statistische Daten über die Verteilung der Korngrössen und die Anordnung der Schrägschichtung zu sammeln sind. Ich hoffe dies selbst an einem konkreten Fall nachholen zu können. Einstweilen müssen die oben gegebenen oberflächlichen Vergleiche genügen. Hier ist nur noch auf einen Umstand aufmerksam zu machen.

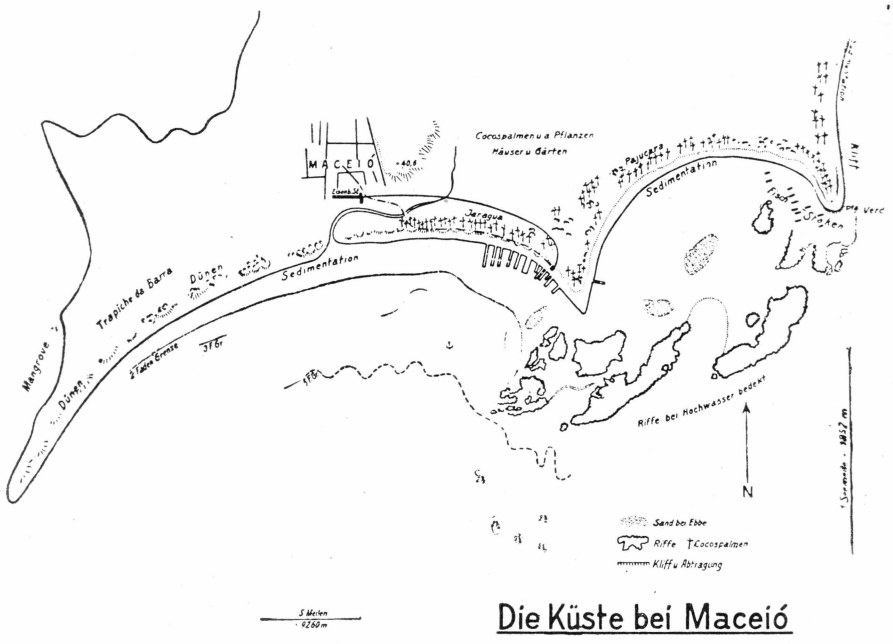


Fig. 33. Nach von Freyberg 1930, Abb. 7.

Wenn sich die rhythmisch angeordneten Faziesgebiete verschieben, so verschieben sich selbstverständlich auch die Gebiete ohne Sedimentation beziehungsweise mit Abtragung. Die Grenzen zwischen zwei Rhythmen stellen also Lücken vor, die schräg durch das Profil gehen, d. h. Sedimente oder Zonenfossilien, die an der Lokalität A fehlen, können an einer Lokalität B vorhanden sein, sofern die Gebiete ohne Sedimentation nicht wesentlich grösser sind als die Gebiete mit Sedimentation.

Es wurde weiter oben versucht die fazielle Ausbildung der Schichten des Oberen Kimmeridgian, Portlandian und Aquilonian zu charakterisieren. Der rhythmisch geschichtete Teil des Hartzfjældsandsteins stellt, wenn die versuchte Deutung der rhythmischen Schichtung zutrifft, Strandsedimente vor, d. h. Sedimente die unmittelbar, teils unter, teils

über der Wasserlinie abgelagert wurden. Die Glaukonitserie wurde, wie wir sahen, in einer Tiefe abgelagert, die wahrscheinlich geringer ist als 50 m; aber grösser als die Bildungstiefe des Hartzfjældsandsteins, wie das völlige Fehlen von Muschelpflastern, die Erhaltung von Muschelsiedlungen usw. beweist. Der basale Teil des Hartzfjældsandsteines, eine mächtige kreuzgeschichtete Sandmasse, liegt also im Profil zwischen Strandsedimenten und Ablagerungen tieferen Wassers, ich weiss keine andere Deutung als die, dass diese Sandmassen ein Sandriff vorstellen, das ja an flachen Sandküsten in der Regel vorhanden ist. Der hangende Teil des Hartzfjældsandsteins, ohne marine Fossilien und mit Pflanzenresten, könnte, da er auf Strandsedimenten liegt, Ablagerungen von Strandseen (vom Meer abgetrennte Lagunen) und Dünen vorstellen. Es ergibt sich also folgende Gliederung des Profils.

Hangender Teil des Hartzfjældsandsteins	Strandseen und Dünen.
Rhythmisch geschichteter Teil des Hartzfjældsandsteins	Strand, über und unter der Wasserlinie.
Basaler Teil des Hartzfjældsandsteins	Sandriff.
Glaukonitserie	Tiefen geringer als 50 m.
Tone des Oberen Kimmeridgian	Tiefen grösser als die Bildungstiefe der Glaukonitserie.

Da von der Glaukonitserie an die Tiefe, in welcher die Sedimente entstanden, regelmässig abnimmt, so liegt es nahe anzunehmen, dass auch die oben charakterisierten faziellen Eigentümlichkeiten der Tone des Oberen Kimmeridgian (Benthos- und Sandarmut) durch die Wassertiefe bedingt sind, d. h. sie wurden wahrscheinlich in einer Tiefe abgelagert, die grösser war als die der Glaukonitserie. Dass die faziellen Unterschiede zwischen Kimmeridgetonen und Glaukonitserie nicht durch Faziesverschiebungen im gleichen Niveau (siehe oben Seite 103) entstanden sind, geht auch aus folgenden Umstand hervor. Die Tone des Kimmeridgian liegen ungefähr in der Mitte zwischen der Transgression, die im Mittleren oder Oberen Oxford stattfand und der eben so klaren Regression der marinen Fazies im Aquilonian. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Kimmeridgetone aus der Zeit der grössten Ausdehnung des Meeres stammen und die Fazies der grössten Meerestiefe vorstellen, die im Scoresbysundgebiet überliefert ist. Ich lege auf diese an und für sich selbstverständlichen Feststellungen deshalb besonderen Nachdruck, weil man gegen die oben gegebene Tiefengliederung des Juraprofils denselben Einwand erheben könnte, den ich gegen KLÜPFELS Deutung der faziellen Unterschiede in den Sedimentationsrhythmen gemacht habe: dass es sich nur im Verschiebungen der Fazies im gleichen

Niveau handle. Gegen diesen Einwand spricht übrigens schon der grosse Zeitraum, den das Profil wiederspiegelt.

Die Paleogeographie zur Zeit der Bildung der in Rede stehenden Schichten lässt sich somit folgendermassen darstellen (Fig. 34).

Bei der Betrachtung der Karte ist zu brücksichtigen, dass jede Fazies nur aus einem Zeitabschnitt bekannt ist (z. B. das Sandriff nur

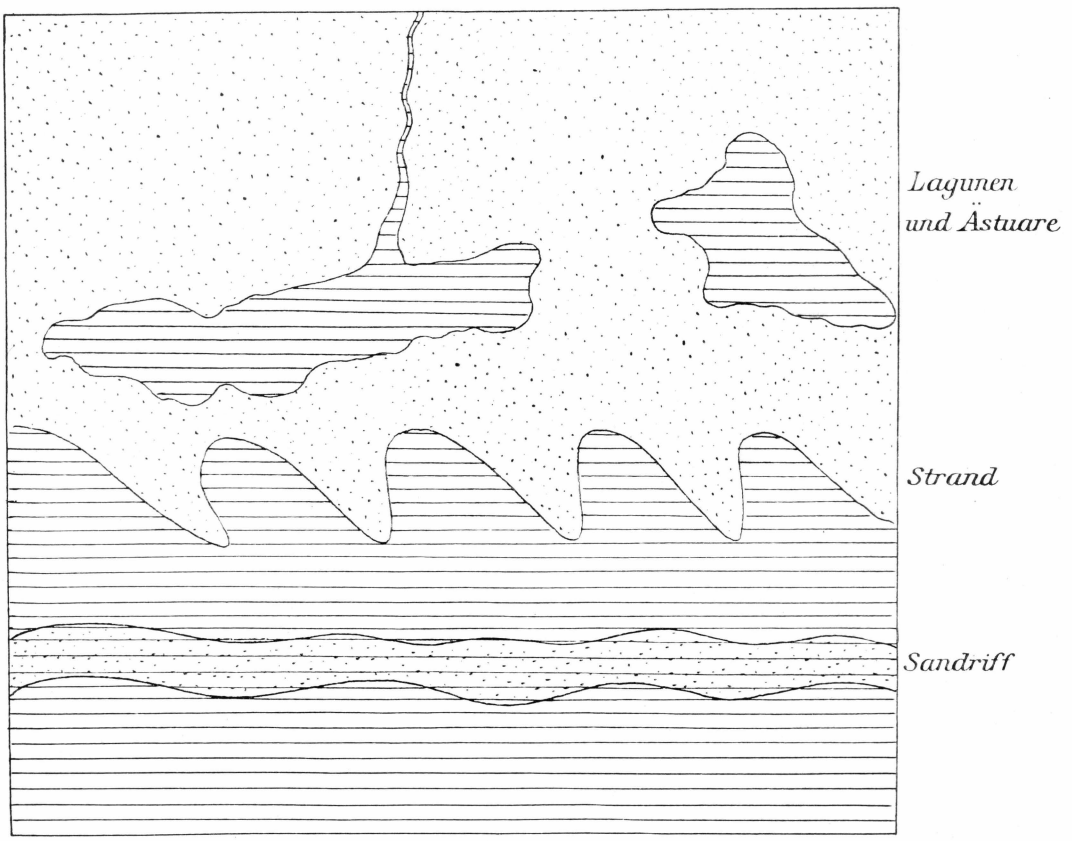


Fig. 34.

aus dem Portlandian usw.) und nicht notwendig immer vorhanden gewesen sein muss. Die Karte ist also eine Kombination der Landschaftselemente aus verschiedenen Zeiten.

Auf Grund der gewonnenen Vorstellungen über die relative Tiefe, in der die Sedimente entstanden, ist es möglich, Angaben über die epirogenetischen Bewegungen im Oberen Jura des Scoresbysunds zu machen.

Der Obere Jura transgrediert im Mittleren oder Oberen Oxfordian auf Milneland über eine Fläche, die mindestens zum Teil von Sedimenten

unbestimmten Alters bedeckt war (vgl. S. 55). Die Transgression und damit das Absinken des Meeresbodens geht weiter bis zum Oberen Kimmeridgian, da ausser dem Pectensandstein keine Anzeichen von Verflachung vorhanden sind. Zur Zeit der Bildung der Glaukonitserie war die Wassertiefe kleiner als 50 m, darüber folgen aber noch 220 m zweifellos zum grössten Teil unter dem Meeresspiegel abgelagerte Sedimente (Hartzfjældsandstein mit marinen Fossilen). Es muss also, damit überhaupt sedimentiert werden konnte, eine weitere Senkung von mindestens 220 m stattgefunden haben. Auch für die höchsten nicht marinen Sedimente ist weitere Senkung anzunehmen, da sie ja zum Teil in Strandseen abgelagert werden, deren Spiegel nicht viel höher gelegen haben kann als der Meeresspiegel. Selbst wenn die Tiefe, in welcher die Glaukonitserie gebildet wurde, viel zu gering veranschlagt worden ist, was ich nicht glaube, so verlangt allein das Vorhandensein von 160 m Strandsedimenten (rhythmisch geschichteter Hartzfjældsandstein) fortdauernde Senkung, damit überhaupt Sedimentation möglich ist.

Es lässt sich also ein Absinken der Juraunterlage vom Oberen Kimmeridgian bis (?)Aquilonian um wahrscheinlich mehr als 320 m, mindestens aber um mehr als 160 m errechnen. Im gleichen Zeitraum verflacht sich jedoch die Wassertiefe von weniger als 50 m auf ungefähr 0 m, das heisst die Tieferlegung des Meeresbodens wird durch die Sedimentation vollständig kompensiert, ja überkompensiert, da eine Verflachung und Regression der marinen Fazies resultiert.

In diesem Zusammenhang ist noch eines Umstandes zu gedenken, der bis jetzt unerörtert blieb. Die vorläufige Bestimmung der Ammoniten durch Dr. SPATH hat ergeben, dass zwischen Unterem und Oberem Kimmeridgian und ebenso zwischen Portlandian und Volgian sehr grosse Lücken in der Ammonitenfolge vorhanden sind. Es erhebt sich die Frage, welcher Art diese Lücken sind. Die Lücke zwischen Portlandian und Aquilonian lässt sich leicht damit erklären, dass eine Serie von ca. 80 m Mächtigkeit zwischen Glaukonitserie und Lingulabank zwar marine Fossilien, aber keine bestimmbaren Ammoniten geliefert hat. Ausserdem sind sowohl an der Basis des Hartzfjældsandsteins (der ja ein wanderndes Sandriff vorstellt) und im Hangenden jeder rhythmisch geschichteten Einheit kleinere Schichtlücken vorhanden. Dies zusammen genommen lässt es sicher erscheinen, dass die Lücke in der Zonenfolge zwischen Portlandian und Volgian in der Hauptsache eine Lücke in der Fossilüberlieferung ist; es sind aber im selben Zeitraum auch kleinere Sedimentationslücken vorhanden.

Etwas schwieriger ist die Zonenlücke zwischen Unterem und Oberem Kimmeridgian zu deuten. Es handelt sich hier um etwa um 40 (?) m glimmerreiche Tone, die keine Ammoniten geliefert haben. Ich glaube nicht, dass ein Konkretionshorizont oder eine Fossilbank übersehen

worden ist, denn die in Frage kommenden Schichten sind an den Ost- und Nordhängen des Hartzbergs verhältnismässig gut aufgeschlossen. Irgend eine lithologische Erscheinung, die auf eine Lücke deutet, ist nicht zu beobachten. Ich neige daher zur Ansicht, dass auch hier eine Lücke in der Fossilüberlieferung, keine stratigraphische Lücke vorliegt. In dieser Ansicht bestärkt mich die Ausbildung der Tone des Oberen Kimmeridgian, deren untere 40 m mächtige Abteilung nur an einer Stelle schlechte zerdrückte Ammoniten geliefert hat (vergl. p. 61).

In den Tonschiefern sind ja in der Regel Ammoniten nur in Konkretionen enthalten, also nur dann, wenn genügend Kalk- oder Eisenlösung zur Konkretionsbildung vorhanden war. Es ist durchaus denkbar, dass in der Tonfazies die Ammonitenschalen vor der Einbettung aufgelöst wurden. Die in diesen Schichten zuweilen sehr häufigen Belemniten machen mitunter den Eindruck als ob sie korrodiert seien, es ist aber möglich, dass diese Korrosion erst bei der Verwitterung der Gesteine an der Oberfläche entstand. Wie dem auch sei, es liegt bis jetzt kein Grund vor eine stratigraphische Lücke zwischen Unterem und Oberem Kimmeridgian oder gar eine Regression und nachfolgende Transgression anzunehmen.

Bei oberflächlicher Betrachtung weist das Profil des Oberen Jura von Milneland einen symmetrischen Bau auf, es beginnt mit dem groben Charcotbucht Sandstein ohne marine Fossilien und endet mit dem ebenso beschaffenen hangenden Teil des Hartzfjældsandsteins, der erstere ist während der Transgression des Meeres abgelagert worden, der letztere während der Regression. Es besass also, wie schon oben gesagt wurde, das Meer im Kimmeridgian seine grösste Ausdehnung nach Westen. Während der Transgression und während der Regression lag die Küste des Jurameers für eine gewisse Zeit innerhalb des Untersuchungsgebiets. In den Zwischenzeiten lag die Küste westlich vom Untersuchungsgebiet, wie weit im Westen, ist für die einzelnen Stufen des Oberen Jura nicht ohne weiteres anzugeben, da die westliche Begrenzung des Sedimentgebiets ein Erosionsrand ist, auf Grund der faziellen Änderungen in den Schichten innerhalb des Untersuchungsgebiet kann jedoch mit einiger Wahrscheinlichkeit auf die relative Ausdehnung des Meeres geschlossen werden, da anzunehmen ist, dass in Küstennähe die faziellen Änderungen im Raum rascher vor sich gehen, als in küstenfernen Gebieten.

Im Unteren Kimmeridgian und in den Tonen des Oberen Oxfordian sind Unterschiede in der Ausbildung der Schichten im W und E nicht nachzuweisen. Sehr augenfällig sind dagegen die Veränderungen in der Beschaffenheit der Glaukonitserie und des Hartzfjældsandsteins vom Kap Leslie bis zum Kronenberg im Westen, auf die p. 63 ff. und p. 65 hingewiesen wurde und die eine Annäherung an die Küste anzeigen.

In der Glaukonitserie sind nun aber die Veränderungen auf der 10 km langen Strecke vom Glaukonitberg bis zum Hartzberg, also in NS Richtung, verhältnismässig unbedeutend, sehr auffällig dagegen auf der nur 3 km langen Strecke von der NE Ecke des Hartzbergs bis zum Kronenberg, also in EW Richtung. Die Küste lag daher wohl ziemlich gerade im Westen weit ausserhalb des Untersuchungsgebiets, aber nicht so weit westlich wie zur Zeit des Kimmeridgian.

Für die Breite der marinen Sedimentationsgebiete im Scoresbysund in jurassicher Zeit lassen sich daher folgende Zahlen und Mindestwerte angeben (gemessen vom Kap Hogdson an der Atlantikküste gerade nach Westen):

Beginn des Mittleren Lias.....	45 km (Nathorstfjord > 30 km)
Beginn des Bathonian	45 km
Callovian.....	>45 km
Beginn des Oberen Oxfordian...	140—160 km?
Kimmeridgian bis Portlandian.....	>160 km
Volgian (rhythmisch geschichteter Teil des Hartsfjældsandsteins)	140—160 km
Hangender Teil des Hartzfjældsandsteins	<140 km

Diese Zahlen gelten nur unter der Voraussetzung, dass die Sedimente des Jura auch Liverpoolland beziehungsweise (Portlandian-Aquilonian) Jamesonland bedeckten. Im Lias und Bathonian-Callovian war dies sicher der Fall. Zweifelhaft ist dies für einen Teil der jüngeren Jurastufen. Denn es fehlt z. B. in der Umgebung der Astartekløft in Jamesonland wahrscheinlich der grösste Teil des Oxfordian, da 40 m über dem Callovian schon Ammoniten des Unteren Kimmeridgian liegen, während in Milneland sicher Oberes Oxfordian und nicht genauer datierbare ältere Schichten (Charcotbucht Sandstein) vorhanden sind. Es kann sich um eine lokale Schichtlücke handeln, aber es muss doch mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass im Oxfordian die östlichen Teile des Scoresbysundes Land waren.

Mit einigen Worten ist noch auf den Pectensandstein einzugehen. Er liegt mitten zwischen Tonen, die, wie wir annahmen, in grösserer Tiefe entstanden. Da er selbst ziemlich muschelreich ist und z. T. aus ziemlich groben Sandsteinen besteht, so möchte man denken, dass er in flacherem Wasser in Küstennähe entstand, also etwa der Bildungszone der Glaukonitserie entspricht. Seine Fauna weicht jedoch erheblich von der der Glaukonitserie ab, er ist ja zwar etwas älter als Glaukonitserie, aber das verschiedene Alter allein ist für die faunistischen Unterschiede wohl nicht verantwortlich zu machen. Wie oben gesagt wurde sind für den Pectensandstein hauptsächlich das lagenweise massenhafte Vorkommen einer grossen

Pectenart und einer *Ditrupa* bezeichnend, die für die Glaukonitserie charakteristischen Formen (*Pinna*, *Perna*, *Trigonia*, Brachiopoden), abgesehen von *Pleuromya*, fehlen oder treten sehr zurück. Dickschalige Muscheln scheinen völlig zu fehlen. Die Bildungsbedingungen des Pectensandsteins sind also wesentlich andere, als die der Glaukonitserie, welcher Art sie waren, vermag ich nicht zu sagen. Möglicherweise entstand er während einer Periode in welcher das Absinken des Meeresbodens für kurze Zeit unterbrochen wurde. Eine weitgehende Regression des Meeres braucht für seine Bildung auf jeden Fall nicht angenommen zu werden.

Tabelle 4.

	Meeresbewegungen Vulkanismus	Krustenbewegungen	
Tertiär	Basalteruption	Postbasaltische Hebung und Bruchbildung	Praebasaltische Rumpffläche
Oberkreide	?	Praebasaltische Hebung und Verbiegung	
Unterkreide (? Infravalanginian)	Regression?	Senkung	
	Transgression	Praekretazische Hebung (und Bruchbildung?)	
? Volgian (und ? Aquilonian)	Regression	Fortdauernde episodische Senkung	Mesozoische Rumpffläche
Portlandian			
Kimmeridgian	Transgression		
Oberoxfordian			
U. und M. Oxfordian	?	Abwechselnde Hebung und Senkung	
Callovian	Regression		
O. Bathonian	Transgression		
Oberlias	Regression	Fortdauernde episodische Senkung	
Mittellias	Transgression		
Rhaetlias			

Vergleich mit anderen Juragebieten.

Nach diesem Überblick über die Verhältnisse im Scoresbysund soll noch ein Vergleich mit dem Oberen Jura der nördlichen Gebiete gezogen werden. Der Jura der nördlichen Gebiete ist schon mehrfach zusammenfassend besprochen worden (KOCH 1929a, p. 155—186, FREBOLD 1932b, 1933) und aus diesen Zusammenfassungen geht hervor, dass er wesentlich unvollständiger ist als im Scoresbysund, entweder sind nur einzelne Stufen abgelagert, oder die Profile scheinen zwar vollständig zu sein, aber es fehlen doch gewisse leitende Faunen (z. B. Wollaston Forland, FREBOLD 1932, p. 211—228, Abb. 13).

Sicher ist im Norden ebenso wie im Scoresbysund die Westgrenze der Ablagerungen des Oberen Jura vom Oxfordian an ein Erosionsrand, beziehungsweise durch Verwerfungen bedingt. Ursprünglich haben die Jurastufen etwas weiter nach Westen gereicht, jedoch nicht so weit nach W wie im Scoresbysund, was aus der Fazies hervorgeht. Im Norden überwiegen im allgemeinen die Sandsteine, Tonschiefer treten etwas zurück. Die Lamellibranchierfauna der Sandsteine hat Ähnlichkeit mit der Glaukonitserie von Milneland. So ist *Perna* mitunter sehr häufig (Kohlenserie von Hochstetter Forland, FREBOLD 1932) oder eine *Pinna-Perna*-Gemeinschaft tritt auf (Unteres Kimmeridgian von Store Koldewey, KOCH 1929a, p. 168), Kohlenflöze sind beobachtet (zuletzt FREBOLD 1932a). Im ganzen gesehen stellen also die Juraablagerungen des nördlichen Gebiets Flachwasserablagerungen dar (FREBOLD 1932b, p. 88), die ungefähr in derselben oder geringerer Tiefe entstanden sind wie das Portlandian von Milneland. Da sie aber dem heutigen Ostrand von Ostgrönland näher liegen, als die Ablagerungen des Südens, so haben im Norden die Transgressionen nicht so weit nach Westen gereicht. Das Ausbiegen der Küstenlinie nach NE in der Gegend des Fleming Inlet, das im Lias und Callovian deutlich war, ist auch im ganzen Oberen Jura noch zu beobachten.

Die Lückenhaftigkeit des Jura der nördlichen Gebiete wird so ohne weiteres verständlich. Es konnte gezeigt werden, dass in Milneland trotz fortdauernder Senkung im Portlandian eine Regression der marinen Fazies eintritt, einfach deshalb, weil das Absinken des Meeresbodens und die Sedimentation nicht Schritt halten. In dem wesentlich schmaleren oder seichteren nördlichen Sedimentationsgebiet musste sich natürlich jeder Stillstand in der Senkung oder jede Zunahme der Sedimentation als Regression der marinen Fazies oder als Lücke auswirken, es ist daher gar nicht nötig Hebungen anzunehmen (FREBOLD 1932b, p. 88). Und es hat auch keinen Sinn solche Hebungsphasen mit orogenetischen Phasen in Norddeutschland zu parallelisieren (FREBOLD l. c. p. 89, und Abb. 17).

Es hat sich oben gezeigt, dass zur Zeit des Oberen Oxfordian und

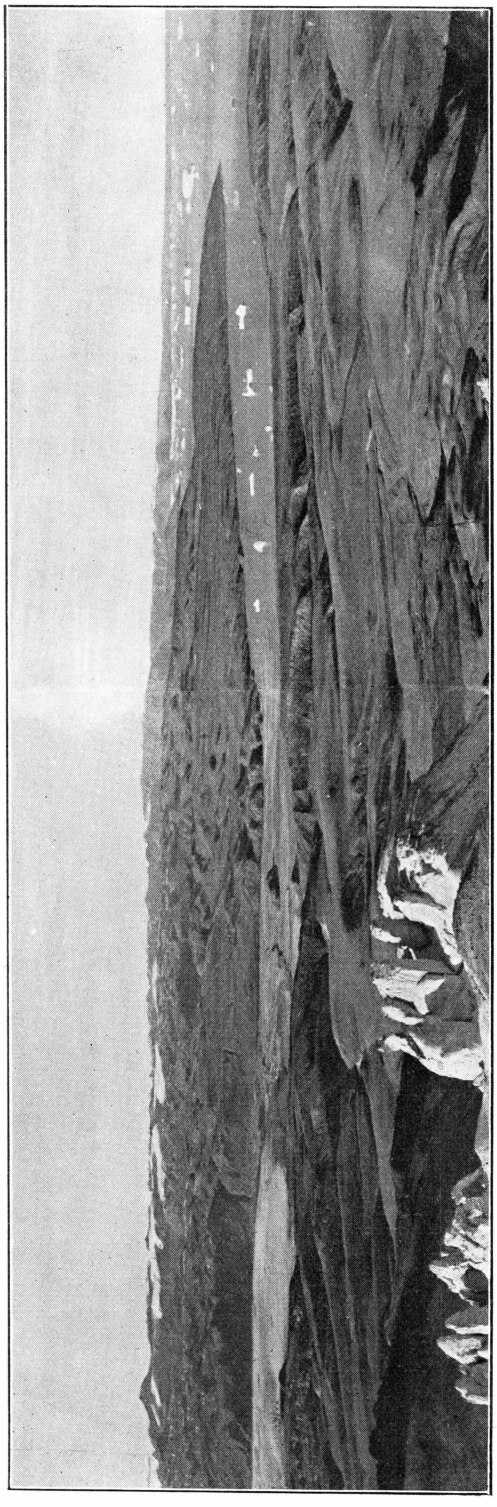


Fig. 35. Milneland, Blick vom Kronenberg nach Norden. Im Vordergrund die Plateaus des Oxfordian, dahinter Charcotbucht (rechts) und Gletscher (links). Dahinter die mesozoische Rumpffläche, in der linken Bildhälfte gut erhalten mit Erosionsrelikten von Charcotbuchtsandstein und einzelnen Basaltbergen, z. T. mit Drumlins bedeckt. Im Hintergrund Renland und ganz rechts Scoresbyland.

Unteren Kimmeridgian das Meer im Scoresbysundgebiet seine grösste Ausdehnung nach Westen hatte. Dies gilt auch für das nördliche Gebiet, denn die Schichten mit *Cardioceras alternans* und *Rasenia*(?) *aff. groenlandica*, die FREBOLD in das Untere Kimmeridgian stellt, besitzen die weiteste Verbreitung in rein mariner Fazies im nördlichen Gebiet. Es sind das dieselben Schichten, die auch von Nordnorwegen (Andö) bekannt und in Spitzbergen weit verbreitet sind (FREBOLD 1933). Es darf diese Tatsache als eine Bestätigung der oben (Seite 110) aus der Fauna und der Gesteinsfazies gewonnenen Ergebnisse über die Tiefenverhältnisse im Oberen Jura des Scoresbysundes betrachtet werden. Ausserdem geht daraus hervor, dass der Ostrand von Ostgrönland, soweit er Jurasedimente trägt, sich im grossen Ganzen gleichsinnig bewegt hat, es sind zwei Gebiete mit sinkender Tendenz vorhanden, ein südliches breites Gebiet (Scoresbysund) und nördliches schmaleres Gebiet (Wollaston Forland bis Danmarks Havn), die durch ein Gebiet getrennt werden (Davy Sund bis Kaiser Franz Josef Fjord), das wahrscheinlich nie marine jurassische Sedimente getragen hat und das im Jura als nach Osten vorspringende Halbinsel von allerdings unbekannter Ausdehnung in Erscheinung trat. Es ist dies roh gesprochen dasselbe Gebiet, in dem palaeozoische Sedimente (Devon bis Perm) erhalten sind und das das nördliche Gebiet tertiärer Basalte vom südlichen trennt.

Zu Ende des Oberen Jura hört das Absinken des Ostrandes von Ostgrönland auf und geht in Hebung über. Im flacheren nördlichen Gebiet führt dies schon zu Ende des Portlandian zu einer Regression des Meeres, im südlichen tieferen Meeresteil kann eine Hebung erst nach dem Aquilonian eingetreten sein. Die Hebung ist wahrscheinlich begleitet von starken Verbiegungen des Untergrundes und einer kräftigen Denudationsphase, so dass die erneut transgredierende Kreide auf den verschiedensten Stufen (Kaledonikum bis Oberer Jura) zu liegen kommt. Da die mesozoischen Schichten ausser von präneokomen auch noch von prä- und postbasaltischen Störungen und Denudationsphasen betroffen werden (die offenbar z. T. die alten Störungen benutzten), so ist die Lagerung der Schichten besonders im nördlichen Gebiet heute mosaikartig wirr und hat der Deutung erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Trotzdem ergibt sich, wenn man von den postjurassischen Störungen absieht, ein einfaches palaeogeographisches Bild.

Nicht uninteressant ist ein Vergleich der Juraablagerungen von Ostgrönland mit dem Jura von Spitzbergen und Mittel- und Westeuropas, was die Gesteinsfazies betrifft. Es wäre wünschenswert gleichalte Schichten der gleichen Tiefenstufe zum Vergleich heranzuziehen, dies ist jedoch

jetzt kaum möglich, viel eher gelingt es, verschieden alte Schichten von annähernd gleicher Fazies zu vergleichen.

Der Obere Jura von Spitzbergen besteht fast ausschliesslich aus dunklen glimmerreichen Schiefertonen oder Mergeln. Aucellen sind häufig, die Fazies entspricht etwa der des tonigen Oberen Oxfordian und Unteren Kimmeridgian von Milneland. Die Muschelfauna ist offenbar ärmer als die von Milneland, die *Pinna-Perna-Trigonia* Gemeinschaft fehlt völlig (Frebold 1928, 1930, Sokolov und Bodylevsky 1931). Die Ablagerungen von Spitzbergen dürften demnach in tieferem Wasser entstanden sein, als die Glaukonitserie, sie entsprechen etwa der Bildungstiefe der Tone des Oberen Oxfordian und Unteren Kimmeridgian von Milneland.

Der weit verbreiteten Fazies, die durch die *Pinna-Perna-Trigonia* Gemeinschaft charakterisiert ist, begegnen wir wieder im Kimmeridgian von Hinterpommern. In diesem Profil, das also ungefähr der Tiefenstufe entspricht, in der der fossilreiche Teil der Glaukonitserie entstand, treten in mehrfacher Wiederholung Bänke mit *Perna* und *Trigonia* auf. *Pinna* ist offenbar nur einmal massenhaft vertreten. Die Gesteine, in welchen die Fossilien vorkommen, sind überwiegend Kalke und Mergel, z. T. oolithisch, vielfach mit Glaukonit. Bemerkenswert ist der Reichtum der Schichten an Gastropoden, häufig sind Seeigel und Korallen (M. Schmidt 1905, Dohm 1925, K. Richter 1931).

In Süddeutschland sind Strand- und küstennähe Ablagerungen des Kimmeridgian bekannt als Solnhofer Schiefer und mit dieser Fazies verknüpfte Gesteine, die also der Tiefenstufe nach mit dem Hartzfjældsandstein vergleichbar sind. Sie zeigen vielfach rhythmische Schichtung (Solnhofen, Nusplingen, Aldinger 1930), bestehen aber ausschliesslich aus hellen Kalken und Tonen oder aus Schwammkalken und Kalkoolithen. Auch in dieser letzteren Fazies sind Gastropoden, Echinodermen, Crinoiden, Bryozoen und Kalkalgen häufig.

In Schottland besteht der Obere Jura, nach der Übersicht die Lee und Pringle (1932, p. 202 ff.) gegeben haben, fast ausschliesslich aus Sandsteinen und Tonen. Die einzige kalkige Einlagerung ist der gering mächtige Ardassiekalk (Lee und Pringle p. 201 ff., Arkell 1927 p. 11—12), der aus Kalksandsteinen mit eingelagerten Kalkbändern besteht und die *Pinna-Perna-Trigonia* Gemeinschaft enthält. Palaeontologisch ist der schottische Obere Jura dadurch charakterisiert, dass Cardioceraten sehr häufig sind, Gastropoden und Korallen aber, von wenigen Ausnahmen abgesehen (Lee und Pringle p. 209, 213), völlig fehlen.

In England und Nordfrankreich sind grosse Teile des Oberen Jura tonig und sandig ausgebildet, aber im Argovian (Neooxfordian) tritt in weiter Verbreitung kalkige und oolithische Fazies mit riffbildenden

Korallen auf (vgl. ARKELL 1927), Gastropoden und Seeigel sind in dieser Fazies häufig. Die Gesteine dieser Fazies sind, wie das Vorkommen der *Pinna-Perna-Trigonia* Gemeinschaft beweist, zum Teil in ähnlicher Tiefe entstanden wie die Glaukonitserie (LAMPLUGH, KITCHIN und PRINGLE 1923, PRUVOST 1924, DUTERTRE 1924).

Dieser summarische Vergleich zeigt, dass die wesentlichen Unterschiede des grönländischen gegenüber dem mittel- und westeuropäischen Jura in folgendem bestehen:

1) Es fehlt organogener und dichter Kalk.
2) Es fehlen oder sind selten eine grosse Zahl benthonischer Organismen (Kalkalgen, Korallen, Bryozoen, Gastropoden, Echinodermen).

Dasselbe gilt auch für den Oberen Jura von Spitzbergen. Nun ist aber heute der Obere Jura von Spitzbergen und Grönland gut und in weiten Gebieten untersucht, und man kann mit Bestimmtheit behaupten, dass die oben aufgezählten Unterschiede nicht auf lückenhafter Kenntnis beruhen können, oder dadurch bedingt sind, dass in Grönland oder Spitzbergen nur Ablagerungen solcher Tiefen überliefert wurden, in welchen die oben aufgezählten Tiergruppen nicht gedeihen konnten. Die Unterschiede müssen durch eine regional wirkende Ursache bedingt gewesen sein, und dafür kommt, wie schon NEUMAYR und UHLIG gezeigt haben, allein das Klima in Frage.

Gegen die jurassischen Klimazonen NEUMAYR's und UHLIG's sind eine Reihe von Einwänden gemacht worden. Nun haben aber die letzten Jahre einige wichtige Fortschritte gebracht, die es erlauben in dieser Frage klarer zu sehen und manchen Einwand zu wiederlegen.

Man hat früher versucht die faunistische Eigenart des arktischen Jura stratigraphisch zu deuten (für das Callovian zuletzt FREBOLD 1929, p. 20—21), d. h. damit zu erklären, dass die fraglichen Schichten nicht synchron seien. Die umfassenden Untersuchungen von SPATH im Mittleren und Oberen Jura (SPATH 1932, 1933, bes. 1932, p. 146—153) beweisen jedoch endgültig, dass die regionalen Unterschiede in der Ammonitenfauna des Oberen Jura nicht auf Fundlücken beruhen, sondern in der Tat eine zoogeographische Gliederung vorstellen. Es kann also gar kein Zweifel darüber bestehen, dass zu der Zeit, als in der arktischen See die Cardioceraten schwärmten, im Süden andere Ammonitengenera herrschten. Eine noch so intensive Durchforschung des Jura in Grönland oder Spitzbergen wird daher keine oder nur versprengte mediterrane Formen, (z. B. *Oppelia*, *Aspidoceras* oder gar *Reineckia*) liefern. Und eben die versprengten Formen sind der beste Beweis für die Richtigkeit der von SPATH vorgetragenen Ansicht.

Auch das Profil von Milneland hat erneut ergeben, dass selbst in

sehr mächtigen und ziemlich vollständigen Profilen neue Zonen, die südliche Formen enthalten, nicht zu erwarten sind.

Dazu kommt noch ein anderer Umstand, der vielfach übersehen wurde. Die faunistischen Unterschiede zwischen Nord und Süd betreffen, wie gezeigt, nicht nur die kurzlebigen Ammoniten sondern auch andere Tiergruppen: die Kalkalgen, Korallen, Bryozoen, Gastropoden, Crinoiden und Seeigel. Umgekehrt werden ja bekanntlich nach Süden die Aucellan selten. Hier wurde eingewendet, dass in Grönland die für diese fehlenden Tiergruppen günstige lithologische Fazies oder Tiefenstufe nicht erhalten sei. Dies trifft aber keineswegs zu, wie aus dem Vergleich der faziellen Verhältnisse hervorging: die vielen Gastropoden und Seeigel des Kimmeridgian von Pommern oder Portlandian des Boulonnais oder des Oxfordian von England kommen in der Regel zusammen vor mit der *Pinna-Perna-Trigonia* Gemeinschaft, ja mitunter sogar im selben Gestein wie die Glaukonitserie von Milneland. Um dafür ein Beispiel zu nennen: der Grès de Questrecques (Bas-Boulonnais, U. Kimmeridgian), eine Folge von glaukonitischen Sanden und Sandsteinen, enthält neben einer reichen Muschelfauna mit *Pinna*, *Perna*, *Trigonia* nicht weniger als 17 Echinodermen- und 29 Gastropodenspecies (Dutertre 1924, p. 220—225). Es war also zumindest zur Bildungszeit der Glaukonitserie in Grönland die für diese Tiergruppen geeignete Wassertiefe vorhanden und ihr Fehlen muss andere Ursachen gehabt haben.

Es ist weiterhin versucht worden, die provinzielle Gliederung des Jura auf nicht klimatische, geographische Konstellationen (Isolierung, Strömungen usw.) zurückzuführen. Es wurde zugegeben (z. B. Diener 1925, p. 265 ff., Salfeld 1921), dass die Faunen zwar provinziell gegliedert seien, aber betont, dass keinerlei zonare Anordnung der Provinzen, parallel den heutigen Klimagürteln, vorhanden sei. Die Beispiele, die zum Beweis gegen die zonare Gliederung angeführt wurden sind allbekannt (Aucellen im Jura von Mexico, Dogger mitteleuropäischen Charakters in Peru usw.). Diese Einwände sind nichtssagend aus folgenden, längst bekannten Gründen: Auch heute verläuft die Verbreitungszone viele mariner Tiergemeinschaften nicht parallel zu den Klimagürteln, weil ja das Hydroklima selbst nicht zonar angeordnet ist und sich nicht mit dem Luftklima deckt.

Zweitens: Wenn die faunistischen Provinzen nur durch nicht klimatische Faktoren verursacht wären, dann sollten die Lebensgemeinschaften verschiedener Provinzen zwar aus anderen Gattungen und Arten bestehen, es müsste Vikariieren zu beobachten sein, nicht aber Fehlen ganzer Tierklassen, darunter notorisch wärmeholder Gruppen. Drittens, und dies ist kein unwesentlicher Einwand, kann ein zonare Anordnung der Klimagürtel im Jura nur dann heute noch konstatiert werden, wenn die Lage der Kontinente wirklich konstant ist, dies zu beweisen ist aber

bis jetzt noch niemand geglückt, es mehren sich vielmehr die Anzeichen für das Gegenteil. Es ist aber wohl klar, dass wenn sich die Kontinente bewegen, gleichsinnig oder differentiell, die Klimagürtel im Jura den heutigen nicht parallel gehen können.

Nun gibt es aber, worauf schon NEUMAYR (1883) und UHLIG (1911, p. 350) hingewiesen haben, ausser den biologischen Kennzeichen des arktischen Jura auch noch lithologische, durch die er sich vom Jura der südlichen Gegenden unterscheidet. Und diese lithologischen Unterschiede können nicht wie die faunistischen durch räumliche Entfernung, abweichende Entwicklungsgeschichte der Provinzen, Isolierung u. s. w. erklärt werden. Es ist dies vor allem der Kalkgehalt der Sedimente, von dem DIENER, der der klimatischen Deutung der Juraprovinzen skeptisch gegenüber steht, sagt, dass »der Reichtum der Meeresablagerungen an organogenen Kalken.... als ein strenger Prüfung standhaltendes Kriterium gelten« kann (DIENER l. c. p. 264, HEIM 1924). Bei dieser Prüfung kommt der grönländische Jura sehr schlecht weg, selbst wenn wir den wahrscheinlich nicht direkt organogenen dichten Kalk mitrechnen. Einige gering mächtige Bänkchen schwarzen, unreinen Kalks oder Mergels in Lias, Bathonian und Kimmeridgian und das kalkige Zement von Konkretionen und Sandsteinen ist alles, was ausser den Fossilien an Kalk in einem 1400 m mächtigen Profil vorhanden ist, das in den verschiedensten Meerestiefen entstand. Im übrigen sind die typischen Gesteine des grönländischen Jura dunkle, glimmerreiche Tone oder Mergel und braune, graue oder weisse Sandsteine. Auch hier könnte wieder der Einwand gemacht werden, dass in Grönland die Tiefenstufe in welcher dichter oder organogener Kalk entsteht, nicht überliefert ist. Dieser Einwand ist leicht zu wiederlegen, denn die *Pinna-Perna-Trigonia* Gemeinschaft tritt, wie wir sahen, in Deutschland, Frankreich und England häufig in Kalken, Kalkmergeln oder Kalkoolithen auf, Kalke sind also mindestens zum Teil im Flachwasser oberhalb 50 m entstanden, und gerade die Flachwasserfazies ist ja in Grönland reichlich vertreten. Die Kalkarmut der grönländischen Sedimente ist also ein sehr kräftiger Beweis dafür, dass sie in kühlerem Wasser entstanden sind. Es ist kaum noch notwendig darauf hinzuweisen, dass auch der Glaukonitreichtum gewisser borealer Schichten auf kühles Wasser mit hoher Wasserstoffionenkonzentration deutet (HADDING 1932, p. 159—160).

NEUMAYR und UHLIG haben bei der Rekonstruktion der Juraprovinzen den Cephalopoden, speziell den Ammoniten, eine bevorzugte Stellung eingeräumt, obwohl sie sich dazu scheinbar schlecht eignen. Denn es ist Tatsache, dass die Cephalopoden von der lithologischen Fazies weitgehend unabhängig sind, was WALTHER ja, neben anderem, zu seiner Drifthypothese geführt hat. Dies und die weite Verbreitung gewisser Gruppen deutet darauf, dass sie auch gegen die Wassertem-

peratur wenig empfindlich waren (DIENER 1924, p. 265). Deshalb sind Faunenprovinzen, die auf Ammoniten begründet sind, wenig scharf gegen einander abgegrenzt. Eine Gliederung nach ausschliesslich benthonisch lebenden wärmeempfindlichen Tieren müsste eine viel schärfere Trennung der Provinzen ergeben. Trotzdem besitzen die Ammoniten grösste Bedeutung für eine umfassende Gliederung nach Provinzen, eben weil sie relativ unempfindlich gegen fazielle Differenzen sind und wie SPATH u. A. mehrfach betont haben, ausserordentlich günstige Möglichkeiten zu rascher und weiter Verbreitung besitzen. Dadurch werden nämlich lokale, geographische Einflüsse (Schwellen, tiefe Becken, ungünstige Sedimentation u. s. w.), die das klimatisch entstandene Bild trüben könnten, ausgeschaltet. Als wichtigste Faktoren, die die Ammonitenprovinzen erzeugen, kommen demnach Klimazonen und die durch sie entstehenden Meeresströmungen in Frage.

Auf Seite 111 wurde der Versuch gemacht, die Faziesverteilung für den Oberen Jura des Scoresbysunds zu rekonstruieren. Es ist nun noch die Frage zu beantworten, ob diese Gliederung der Küste auch sonst in Ostgrönland zu beobachten ist und allgemeinere Bedeutung hat.

Die küstenferneren Ablagerungen bestehen in der Regel aus glimmerreichen Tonen und Mergeln mit Konkretionen und wenig Benthos (Callovian, Oberes Oxfordian, Kimmeridgian, Oberer Jura von Spitzbergen). Küstenwärts stellen sich muschelreichere Sandsteine und Mergel ein (Lias, Callovian, Kimmeridgian, Portlandian, Volgian). Noch weiter landwärts gehen diese Schichten in Sandsteine und sandige Mergel über, die zwar lagenweise noch marine Fossilien enthalten, daneben aber reich an Pflanzenresten sind und gelegentlich auch Kohlenflöze enthalten (Lias: Scoresbysund; Callovian: Antarctic Harbour; Oxfordian: Charcotbuchtsandstein, Kohlenserie von Wollaston Forland, Hochstetter Forland, Kuhninsel; (?)Aquilonian: hangender Teil des Hartzfjældsandsteins). Wo diese Strandablagerungen auf grössere Erstreckung aufgeschlossen sind, wie im Scoresbysund, erkennt man, dass die marine Fauna verschwindet, ehe das Gestein auskeilt, es scheint sogar vielfach als ob die Mächtigkeit der Sandsteine und Tone küstenwärts noch einige Zeit zunehme (z. B. Callovian N von Jamesonland). Es muss also an der Küste eine relativ breites nicht marines Sedimentationsgebiet bestanden haben. Man hat die pflanzenreichen Ablagerungen dieser Region mit Deltakegeln verglichen, aber das scheint mir für den Jura nicht ganz zutreffend, weil diese Fazies, auch ausserhalb Grönlands, weit verbreitet ist (Andö, Schottland, Schonen, Bornholm usw.) in der Umgebung der alten Schilde (z. B. auch in Asien). Die ganze Küste müsste aus Deltas bestanden haben. Es ist daher besser diese Ablagerungen als Lagunen- und Ästuarablagerungen zu deuten, sie sind eine Mischung von Brackwasser-, Süsswasser- und Dünen-Sedimenten. Bei

hohem Wasserstand überwiegen die marinen Einflüsse und eine artenarme marine Fauna siedelt sich an (*Pecten*, *Astarte*, *Pseudomonotis* u. a. Arten), die aber durch die häufig wiederholten Aussüssungen (ablandige Winde, Regenperioden, Zuschüttung der Laguneneingänge) bald absterben. Bei kräftigen Fluten (auflandige Winde) werden leere Schalen, nach der Grösse sortiert, in die Lagunen und auf den Strand geworfen, so entstehen Bänke, die aus wenigen oder einer einzigen Art (*Pseudomonotis*, *Pecten*) aufgebaut sind. Diese Lagunen und Strandsümpfe sind der Ort der Kohlebildung (HARRIS, ROSENKRANTZ, KOCH, FREBOLD). Der Reichtum fast aller Sedimente an Pflanzenresten und Treibhölzern[1]), lässt darauf schliessen, dass das jurassische Grönland, oder mindestens seine Küste, zu allen Zeiten gut mit Bäumen bewachsen war.

Über die Morphologie des Landes selbst kann man nur Vermutungen äussern, da eine unveränderte Landschaft aus dem Jura nirgends erhalten ist. Jedenfalls kann, da vom Beginn der Trias bis zum Ende des Jura keine Bruchtektonik statt hatte und die Abtragung ununterbrochen fortging, kein sehr starkes Relief vorhanden gewesen sein. Der Strand war wahrscheinlich sehr flach und Küstenkliffs fehlten (Lagunengürtel!) oder waren nur ausnahmsweise vorhanden.

Die Existenz eines Lagunengürtels hat gewisse Konsequenzen für die Vorstellungen vom Sedimentationsverlauf. Es ist klar, dass die Sande und Tone der Strandsedimente von Flüssen ins Meer gebracht wurden, aber da sie ja in einem breiten Gürtel längs der Küste abgelagert werden, so muss der Sedimenttransport, wenigstens der der gröberen Fraktionen, vorwiegend parallel zur Küste, zu einem Teil sogar von Meer aus landwärts gegangen sein. Die in der Hauptsache schwebend transportierten feineren Fraktionen (»Tone«) gelangen sowohl in die Strandsedimente als auch weiter hinaus in grössere Tiefen. Im Falle des Hartzfjældsandsteins ist die Verzahnung von tonigen und sandigen Sedimenten am Strand und in den Lagunen klar zu beobachten, nicht weniger deutlich zeigt er den Sedimenttransport parallel zur Küste und vom Meer aufs Land auf folgendem Weg: Sandriff→Strandspitzen→Dünen (oder Lagunen). An und für sich können also die tonigen Sedimente, wie man ja längst weiss, in jeder Tiefe vorkommen und es ist nur mit Hilfe der Fauna und des Verbands mit anderen Sedimenten möglich zu sagen, in welcher Tiefe sie entstanden.

Allgemein lässt sich für den grönlandischen Jura, speziell den Oberen Jura, folgendes Faziesschema aufstellen:

---

[1]) Bemerkenswert ist, dass diese Treibhölzer in grossen Stammstücken auch in der Tiefenfazies vorkommen (Callovian, Kimmeridgian). Sie sind also nicht am Strand angetrieben und eingebettet worden, sondern im freien Wasser gesunken.

Strand und Lagunen	Flacheres Wasser	Tieferes Wasser
Sande und Tone Kalkzement	Sande und Tone (Kalkzement)	Tone mit Konkretionen, kalkarm
Einzelne individuenreiche marine Horizonte, oder ohne marine Fossilien	Viel Benthos (Muscheln), Organismensiedlungen	Benthosarm, *Aucella* und eine andereMuschelspezies*)
Viele Pflanzenreste, gelegentlich Kohlenflöze	Pflanzenreste	Treibholz

*) Im Mittleren und Oberen Jura von Mittel- und Westeuropa sind Arten der Gattungen *Nucula* und *Leda* bezeichnend für die tonigen Ablagerungen tieferen Wassers.

LITERATURVERZEICHNIS

Aldinger, H. 1930. Über die Entstehung der Kalkschiefer des oberen weissen Jura von Nusplingen in Württemberg. Centralbl. f. Min. etc. Abt. B. p. 257—267.

— 1932. Über einen Eugnathiden aus der Unteren Wolgastufe von Ostgrönland. Medd. om Grønl. **86**, 4.

Arkell, W. I. 1929. A Monograph of British Corallian Lamellibranchia. Palaeontographical Society. 1927.

Backlund, H. G. 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. Medd. om Grønl. **74**, p. 209—295.

— 1932. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönlandischen Basaltformation. Medd. om Grønl. **87**, 5.

Bay, E. 1895. Den østgrønlandske Expedition. VI. Geologi. Medd. om Grønl. **19**, p. 148—176.

Bodylevsky, W. Siehe Sokolov und Bodylevsky.

Born, A. 1923. Isostasie und Schweremessung. Berlin 1923.

Branner, I. C. 1900. The Origin of Beach Cusps. Journ. Geol. **8**, p. 481—484.

Brinkmann, R. 1925. Über die sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen sowie über das Schichtungsproblem. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen Math. phys. Kl. p. 202—228.

— 1929. Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an mitteljurassischen Ammoniten über Artbegriff und Stammesentwicklung. Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-phys. Kl. N. F. **13**, Nr. 3.

— 1932. Über die Schichtung und ihre Bedingungen. Forschr. Geol. Pal. **11**, p. 187—219.

Deecke, W. 1913. Faziesstudien über europäische Sedimente. Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br. **20**, 1913—1914, p. 7—46.

— 1926. Das Vikariieren der Organismen in der geologischen Vergangenheit. Zeitschr. deutschen Geol. Ges. **78**, p. 213—268.

Diener, C. 1925. Grundzüge der Biostratigraphie. Leipzig und Wien. 1925.

Dohm, B. 1925. Über den Oberen Jura von Zarnglaff i. P. und seine Ammonitenfauna. Abh. geol.-pal. Inst. Greifswald, Heft **4**.

Dutertre, A. P. 1925. Observations sur les terrains jurassiques supérieurs dans la Vallée de la Liane (Bas-Boulonnais). Ann. Soc. Géol. Nord. 1924. **49**, p. 216—250.

Frebold, H. 1925. Über cyklische Meeressedimentation. Leipzig.

— 1928. Das Festungsprofil auf Spitzbergen. Jura und Kreide. Skrifter om Svalb. Ishavet. **19**.

— 1929. Oberer Lias und Unteres Callovian in Spitzbergen. Skrift. om Svalb. Ishavet. **20**.

— 1930. Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums in Spitzbergen. Skrifter om Svalb. Ishavet. **31**.

— 1931. Fazielle Verhältnisse des Mesozoikums im Eisfjordgebiet Spitzbergens. I. Teil. Skrifter Svalb. Ishavet. **37**.

— 1932a. Geologie der Jurakohlen des nördlichen Ostgrönland. Medd. om Grønl. **84**, Nr. 5.

— 1932b. Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit. Medd. om Grønl. **94**, 2.

— 1933. Untersuchungen über die Verbreitung, Lagerungsverhältnisse und Fauna des Oberen Jura von Ostgrönland. Medd. om Grønl. **94**, 1.

Freyberg, B. v. 1930. Zerstörung und Sedimentation an der Mangroveküste Brasiliens. Leopoldina, Ber. Ak. Naturf. Halle. **6**, p. 69—116.

Hadding, A. 1929. The Pre-quarternary Sedimentary Rocks of Sweden. III. The Palaeozoic and mesozoic Sandstones of Sweden. Lunds Univers. Årsskrift N. F. Avd. 2, **28**, 2, p. 208—250.

— 1932. Dasselbe. IV. Glauconite and glauconitic rocks. Lunds Univers. Årsskrift. N. F. Avd. 2. **28**, Nr. 3.

Harris, T. M. 1931. Rhaetic Floras. Biological Reviews, Cambridge, **6**, 2.

Haug, E. 1926. Fossiles du Lias moyen recueillis par la mission Charcot au Cap Stewart. C. R. Ac. Sc. Paris **182**, p. 353—355.

Hébert, E. 1857. Les mers anciennes et leur rivages dans le bassin de Paris, ou classification des terrains par les oscillations du sol. I. Terrain Jurassique. Paris 1857.

Heim, Arn. 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundsch. **15**, p. 1—47.

Heintz, A. 1934. Fischreste aus dem Unterperm Norwegens. Norsk Geol. Tidskr. **14**, p. 176—194.

Holtedahl, O. 1931. Jungpalaeozoische Fossilien im Oslogebiete. Norsk geol. Tidskr. **12**, p. 323—338.

Höhne, R. 1933. Beiträge zur Stratigraphie, Tektonik und Palaeogeographie des südbaltischen Rhaetlias, insbesondere auf Bornholm. Abhandl. geol. pal. Institut Greifswald. Heft **12**, p. 1—105.

Hummel, K. 1920. Meeresbewegungen und tektonische Erscheinungen im südlichen Ardennenvorland. Geol. Rundschau **11**, 1920—21, p. 18—44.

— 1926. Die vulkanischen und tektonischen Erscheinungen der Insel Mull (Referat). Geol. Rundschau. **17**, p. 281—290.

Jefferson, M. S. W. 1899. Beach Cusps. Journ. Geol. **7**, p. 237—246.

Jérémine, E. 1926. Siehe Haug, E. 1926.

Jessen, W. 1930. Über ein konglomeratisches Muschelkalkgeschiebe vom Alter des *Trigonodus*-Dolomits und weitere neue Triasgeschiebe aus Norddeutschland. Zeitschr. Geschiebeforschung **6**, p. 25—30.

— 1932a. Über rezente und fossile Organismenpflaster. Pal. Zeitschr. **14**, p. 67—77.

— 1932b. Die postdiluviale Entwicklung Amrums und seine subfossilen und rezenten Muschelpflaster. Jahrb. preuss. Geol. L. A. **53**, p. 1—69.

Klüpfel, W. 1916. Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundschau **7**, 1916—1917, p. 97—109.

— 1926. Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Palaeogeographie in der Weser-Erzformation des Ober-Oxford. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **78**, p. 178—192.

Koch, L. 1929a. The Geology of East Greenland. Medd. om Grønl. **73**, 2.

— 1929b. Stratigraphy of Greenland. Medd. om Grønl. **73**, 2.

Lamplugh, G. W., Kitchin, F. L. und Pringle, I. 1923. The concealed Mesozoic Rocks in Kent. Mem. Geol. Surv. Engl. Wales.

Lee, F. W. und Pringle, I. 1932. A Synopsis of the Mesozoic Rocks of Scotland. Trans. Geol. Soc. Glasgow. **19**, I. 1928—1931, p. 158—224.

Madsen, V. 1904. On Jurassic fossils from East Greenland. Medd. om Grønl. **29**, p. 159—210.

Mikkelsen, E. 1933. The Blosseville Coast of East Greenland. Geogr. Journ. **81**, p. 385—403.

Moberg, I. C. 1888. Om Lias i sydöstra Skåne. Kungl. Svenska Vet. Ak. Handl. **22**, Nr. 6.

Neumayr, M. 1883. Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl. **47**, p. 277—310.

NOE-NYGAARD, A. 1934. Stratigraphical outlines of the Area round Fleming Inlet (East Greenland). Medd. om Grønl. **103**, Nr. 1.

NORDENSKIÖLD, O. 1907. On the Geology and physical Geography of East Greenland. Medd. om Grønl. **28**.

ORVIN, A. K. 1931. A fossil River Bed in East Greenland. Norsk Geologisk Tidskrift **12**, p. 469—474.

PARAT, M. und DRACH, P. 1933. Le portlandien du Cap Leslie dans le Scoresbysund (Greenland). C. R. Ac. Sc. Paris **196**, p. 1909—1911.

PARKINSON, M. M. L. und WHITTARD, W. F. 1931. The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. Quart. Journ. Geol. Soc. London. **87**, p. 653—654.

PRUVOST, P. 1925. Les subdivisions du Portlandien boulonnais d'après les Ammonites. Ann. Soc. Géol. Nord. 1924. **49**, p. 181—215.

RAVN, I. P. I. 1909. The Tertiary Fauna at Cape Dalton in East Greenland. Medd. om Grønl. **29**.

— 1911. On Jurassic and Cretaceous Fossils from North-east Greenland. Medd. om Grønl. **45**, p. 433—500.

RICHTER, K. 1931. Geologischer Führer durch die Zarnglaff-Schwanteshagener Malmbrüche. Mitt. geol.-pal. Instit. Greifswald. Heft **7**, p. 1—26.

ROSENKRANTZ, A. 1929. Preliminary account of the geology of the Scoresby Sound District. Medd. om Grønl. **73**, p. 135—154.

— 1934. The Lower Jurassic Rocks of East Greenland. Medd. om Grønl. **110**, Nr. 1.

SALFELD, H. 1921. Das Problem des borealen Jura und der borealen Unterkreide. Centralbl. f. Min. usw., p. 169—174.

SCHMIDT, M. 1905. Über den Oberen Jura in Pommern. Abh. preuss. geol. L. A. N. F. H. **41**.

SOKOLOV, D. N. 1913. Fauna der mesozoischen Ablagerungen von Andö. Videnskapsselsk. Skrift. I. Math.-Naturv. Kl. 1912. Nr. **6**, p. 1—14.

SOKOLOV, D. N. und BODYLEVSKY, W. 1931. Jura und Kreidefaunen von Spitzbergen. Skrifter om Svalb. Ishavet. **35**.

SPATH, L. F. 1932. The invertebrate faunas of the Bathonian-Callovian Deposits of Jamesonland (East Greenland). Medd. om Grønl. **87**, 7.

— 1933. Revision of the Jurassic Cephalopod Fauna of Kachh (Cutch.). Part 6. Pal. Indica, N. S. **9**, Nr. 2.

STRAUSZ, L. 1928. Geologische Fazieskunde. A. M. Kir. Földtani Intézet Évkönyve. **28**.

TROEDSSON, G. 1930. Bidrag till Hälsingborgstraktens geologi. Redogörelse högre allm. lärov. Hälsingborg. 1929—1930, p. 9—19.

— 1931. Bemærkninger i Anledning av Victor Madsens Foredrag. Medd. dansk geol. Forening **8**, p. 135—138.

— 1934. Undersökning av möjligheten att erhålla grundvatten från Hälsingborgstraktens berggrund. Hälsingborg.

UHLIG, V. 1911. Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitt. geol. Ges. Wien. **4**, p. 329—448.

WALTHER, I. 1894. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 2. Teil, p. 387—435.

WEGENER, A. 1922. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 3. Auflage. Die Wissenschaft **66**. Braunschweig.

Færdig fra Trykkeriet den 11. Juli 1935.

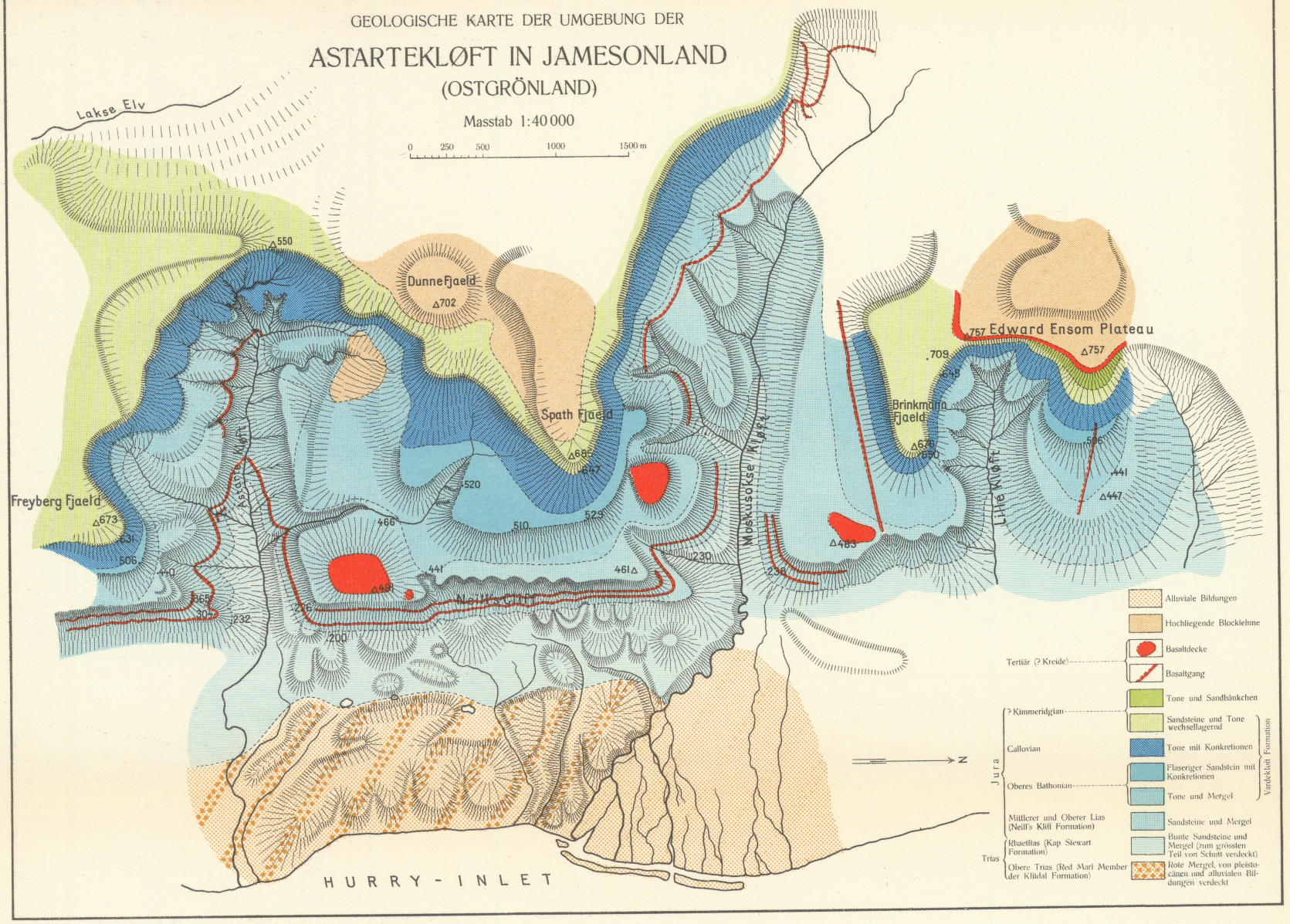
GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG DER

ASTARTEKLØFT IN JAMESONLAND

(OSTGRÖNLAND)

Masstab 1:40 000

0 250 500 1000 1500 m



SOUTHERN PART OF JAMESON LAND

SCORESBYSUND

WORKED OUT BY
G. SÄVE-SÖDERBERGH AND GUNNAR SEIDENFADEN
GEOLOGICAL OBSERVATIONS BY
G. SÄVE-SÖDERBERGH AND H. ALDINGER
1933

SCALE 1:100000

0 500 1000 2000 3000 4000 5000 m

Form-lines with 50 meter equidistance

Rauk Plateau 182
Crinoid Mt 245
Rauk River
Straight River
Mussel River
Theodolite Hills
Horse River
Fog River
The Highway
Camp River
Mosquito Ridge
Slate River
Muskox Plateau 330
Dinosaurus River
Neill's Cliff
General Director River
Lakse River
Trigonia River
Cliff 324
Muskox River
Basalt River
Steigaard River
ESKIMO SETTLEMENT
Cap Stewart

Verwerfung
Quartäre Bildungen
Basalt
Sandsteine
Muschelbank
Mergel und Tonschiefer
? Infravalanginian
Sandsteine
Tone
unbestimmten Alters
Kimmeridgian
Bathonian-Callovian
Lias
Rhætlias

GEOLOGISCHE KARTE DER OSTECKE VON MILNELAND (OSTGRÖNLAND)

Masstab 1: 40000

0 250 500 1000 2000 m

CHARCOT-GLETSCHER

CHARCOT-BUCHT

Nordost Plateau

Devaux-Plateau

Drach-Schlucht

Perrin-Rücken

Kosterbaden B.

Kap Leslie

Pfahl

Nordost Fluss

Süd-Fluss

West-Fluss

Jura

Pleistozän und Alluvium		Schutt, Moränen, Strandablagerungen
Tertiär (?Kreide)		Basaltgang
		Basaltdecke
?Volgian+(?Aquilonian)		Lingula-Bank
		Hartzljaeldsandstein
Portlandian und Oberes Kimmeridgian		Konkretionshorizont α
		Glaukonitserie
Oberes Kimmeridgian		Konkretionshorizont β
		Obere Kimmeridgetone
Unteres Kimmeridgian		Konkretionshorizont γ
		Konkretionshorizont δ
		Untere Kimmeridgetone
Oberes Oxfordian		Pecten-Sandstein
		Konkretionen in den Oxfordtonen
		Oxfordtone
?Oxfordian		Charcotbucht-Sandstein
Kaledonicum		Milneland-Granit
		Verwerfung

N