

MEDDELELSE R OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 164 · Nr. 2

---

---

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–58

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

---

GÉOLOGIE DE LA PARTIE MÉDIANE  
DE TRAILL Ö  
(GROENLAND ORIENTAL)

PAR

JEAN PUTALLAZ

---

AVEC 16 FIGURES DANS LE TEXTE  
ET 4 PLANCHES HORS-TEXTE

WITH AN ENGLISH SUMMARY

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1961



## TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Avant – propos .....	5
Introduction .....	7
A. Situation et historique général.....	7
B. Historique des recherches sur Traill Ö .....	10
Morphologie de la partie médiane de Traill Ö .....	14
Stratigraphie .....	17
A. Partie descriptive .....	17
a. Carbonifère.....	17
b. Permien supérieur (Zechstein) .....	23
c. Trias .....	27
d. Jurassique .....	43
e. Crétacé .....	48
B. Conclusions .....	49
a. Carbonifère.....	49
b. Permien supérieur (Zechstein) .....	51
c. Trias .....	52
d. Jurassique .....	52
e. Crétacé .....	54
Tectonique .....	62
Anticinal des Haslums Öer .....	62
Système de failles .....	63
a. Faille du Bordbjerget.....	63
b. Faille du Maanedal .....	65
c. Faille des Mols Bjerge .....	68
d. Faille du Vælddal .....	68
Age des failles et interprétation des structures .....	70
Summary .....	74
Bibliographie .....	81

## TABLES DES FIGURES ET DES PLANCHES

Fig. 1. Esquisse géologique du Groenland oriental entre le 72° et le 74° lat. Nord	9
2. Carte topographique de Traill Ö.....	15
3. Ascopora sp. .....	25
4. Vue sur les Grönnebjerge.....	30
5. Vue sur les Svinhufvuds Bjerge .....	33
6. Vue sur le versant sud des Rold Bjerge .....	47
7. Vue sur le versant nord-ouest du Lycett Bjerg .....	55

	Pages
Fig. 8. Vue sur le Prospektfjeld .....	57
9. Grès et silt zonés avec traces de submarine slumping .....	58
10. Lamination d'argile dans des grès .....	59
11. Conglomérat polygénique à grains anguleux disposés à plat et mal classés	60
12. Masse gréuese accidentelle dans des schistes .....	61
13. Vue sur le versant nord du Bordbjerget .....	64
14. Vue sur le versant sud des Rold Bjerge .....	65
15. Sill coupé par la Faille du Maanedal .....	67
16. Faille du Vælddal .....	69

Planche 1. Schéma stratigraphique et tectonique de la partie médiane de Traill Ö.

- 2. a Esquisse géologique de la falaise des Svinhufvuds Bjerge.
- b Esquisse géologique de la falaise des Mols Bjerge.
- 3. Carte géologique de la partie médiane de Traill Ö.
- 4. Profils géologiques au travers de Traill Ö.

## AVANT – PROPOS

Ce travail a pu être entrepris grâce à l'amabilité de M. le Dr LAUGE KOCH, chef des expéditions danoises au Groenland oriental, qui m'a confié la tâche d'exécuter le levé géologique de la partie médiane de Traill Ö. Je ne sais comment lui exprimer ma reconnaissance pour l'intérêt qu'il a apporté à mon travail, pour toutes les facilités qu'il m'a sans cesse procurées afin de pouvoir mener à bien les recherches dans une contrée d'accès aussi difficile.

J'ai été introduit dans ces expéditions par M. le Dr H. BÜTLER. En 1955, il a obligamment guidé mes débuts dans cette géologie qu'il connaît si bien. Durant les campagnes 1956 et 1957, et par la suite, il s'est toujours montré un conseiller avisé et bienveillant. Qu'il en soit sincèrement remercié.

M. le Professeur E. PARÉJAS, mon maître, a porté un vif intérêt à ce travail. Son assistance et ses conseils m'ont été très utiles. M. le Professeur A. LOMBARD s'est toujours montré bienveillant et constamment prêt à me faire profiter de son expérience. Je leur exprime ma profonde gratitude.

M. le Professeur R. TRÜMPY, qui étudie actuellement le Trias de la côte orientale du Groenland, m'a fait bénéficier de ses conseils, de ses nouveaux résultats et m'a autorisé à reproduire quatre coupes relevées par lui dans les Svinhufvuds Bjerge. En outre, M. K. GRASMÜCK m'a communiqué une coupe relevée dans le Maanedal.

M. le Professeur D. T. DONOVAN, M. le Dr H. J. OERTLI et Mme le Professeur E. MONTANARO-GALLITELLI ont aimablement déterminé les fossiles que j'ai récoltés.

A. PERRENOUD a été au cours des deux premières campagnes un camarade de travail agréable avec lequel j'ai eu beaucoup de plaisir à collaborer.

J. E. GIROUD, O. ROY et E. BUGMANN ont été successivement mes assistants durant ces trois campagnes. Ils m'ont apporté, grâce à leur

dévouement, une aide précieuse dans le travail et une compagnie agréable dans cette solitude.

Mon ami D. RIGASSI n'a pas épargné sa peine et ses conseils ont toujours été très pertinents.

Le MUSEUM D'HISTOIRE NATURELLE par l'entremise de son conservateur, M. le Dr E. LANTERNO a mis à ma disposition sa bibliothèque et ses laboratoires. J'ai eu des entretiens utiles avec mes camarades H. ETIENNE, R. MICHEL, G. MURET, G. AMBERGER et J. CHAROLLAIS.

A tous, j'exprime ma reconnaissance et ma gratitude.

Genève, juin 1959.

## INTRODUCTION

### A. Situation et historique général.

L'île de Traill se trouve entre le 72<sup>e</sup> et le 73<sup>e</sup> degré lat. Nord et entre le 22<sup>e</sup> et le 25<sup>e</sup> degré long. Ouest Greenw., à l'intérieur d'une vaste dépression géologique appelée « Königsbucht » par L. KOCH (1935, p. 78). Elle se situe à l'est de la Chaîne calédonienne, dans la zone externe des fjords, sur la côte du Groenland oriental. Elle est entourée par le Kong Oscars Fjord au sud et à l'ouest où celui-ci forme une vallée tectonique longitudinale (H. BÜTLER, 1955, p. 12). Au nord, l'île est bordée par le Vega Sund et à l'est, par l'Océan et le Mountnorris Fjord.

La partie occidentale de l'île est formée de « molasse » dévonienne (Old Red) plissée, dont les mouvements furent analysés et datés par H. BÜTLER (1955) (Phase sudète de STILLE).

Une grande faille marque actuellement la limite entre ces formations dévonniennes et celles du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque à l'est. Elle forme dans le paysage une ligne bien définie, signalée par une brusque rupture de pente que H. BÜTLER (1948, 1955 et 1957) a appelé « Hochlandrandbruch ». Cette faille devait, durant longtemps, servir de limite tectonique importante entre une zone indurée à l'ouest et une zone instable à l'est. L. KOCH (1929) avait déjà noté le rôle important des grandes failles dans la structure géologique du Groenland oriental. Il traça une ligne allant de Danmarks Havn au nord jusqu'au Scoresby Sund dans le sud, et attribua un âge permo-carbonifère à cette importante dislocation que H. FREBOLD (1932) appela « Koch'sche Linie ». Les géologues, membres des expéditions du Dr LAUGE KOCH, qui travaillèrent le long de cette ligne infirmèrent le tracé tel qu'il avait été dessiné. L. KOCH (1935) retravailla une nouvelle ligne, qui, en partie, empruntait l'ancien parcours et dans les autres secteurs se trouvait un peu plus à l'ouest. Ces différents auteurs donnèrent également une interprétation de la structure géologique à l'est de cette ligne, mais ce ne furent que les travaux de A. VISCHER (1938, 1939, 1940, 1943) et de W. MAYNC (1938, 1939, 1940, 1942, 1947, 1949) qui donnèrent une conception claire et acceptable de cette structure. A. VISCHER s'occupa spécialement de l'aspect tectonique, tandis que W. MAYNC s'est attaché aux problèmes

de la lithologie, de la sédimentologie et de la stratigraphie des régions comprises entre le 73<sup>e</sup> et le 75<sup>e</sup> degré lat. Nord. Ces deux auteurs travaillèrent en collaboration et reconnurent un système de failles antithétiques qui s'est développé en plusieurs phases depuis la fin du Dévonien. A l'aide de ses propres levés, sur la base des travaux déjà existants et des observations des autres participants de la « Dänische Zweijahrexpedition nach NO-Grönland, 1936—1938 », sous la conduite du Dr LAUGE KOCH, A. VISCHER traça une nouvelle ligne allant de l'Ardencaple Fjord (70°30' lat. Nord) au Gaasefjord (70° lat. Nord). Au nord, il l'appela la « Postdevonische Hauptverwerfung » jusqu'au Kong Oscars Fjord où elle est relayée par la « Staunings Alper Verwerfung » à l'entrée du Segelsällskaps Fjord. Le même auteur constata qu'avec ce relais la structure tectonique changeait également. Tandis qu'au nord du Kong Oscars Fjord, on avait un système de failles antithétiques, au sud de celui-ci, il n'y avait qu'une seule et grande « Bruchscholle » englobant le Jameson et le Liverpool Land. H. BÜTLER (1948, 1955, 1957), à la suite des levés dans la région comprise entre le Kong Oscars Fjord et le Kejser Franz Josephs Fjord, montra que des complications tectoniques s'échelonnaient entre ces deux zones. Son attention fut attirée par la continuité de direction sur plus de 200 km de la « Postdevonische Hauptverwerfung » au nord du Kejser Franz Josephs Fjord et par celle de la « Staunings Alper Verwerfung » au sud du Kong Oscars Fjord. Par contre l'irrégularité des directions de la « Postdevonische Hauptverwerfung » entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Kong Oscars Fjord l'amena à considérer cette faille comme secondaire et il l'appela « Diagonalbruch ». Lors de ses levés, il observa que cette faille recoupait la plus ancienne génération des basaltes, mais était recoupée à son tour par la plus jeune. Il en conclut que si l'on devait accepter comme âge général, le Tertiaire inférieur pour les basaltes, il fallait aussi accorder à cette faille le même âge.

Les auteurs précédents pensaient qu'une grande partie des sédiments carbonifères provenait de l'érosion du Dévonien. H. BÜTLER, en étudiant le Carbonifère de la région comprise entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Kong Oscars Fjord infirmait cette idée, car les conglomérats dévoniens étaient polygéniques tandis que ceux du Carbonifère

Fig. 1. Esquisse géologique du Groenland oriental entre le 72° et le 74° lat. Nord.  
De gauche à droite:

- 1 = Séries calédoniennes
- 2 = Dévonien
- 3 = Paléozoïque supérieur à Tertiaire
- 4 = Massifs intrusifs tertiaires
- 5 = Failles

D: Diagonalbruch, P: Postdevonische Hauptverwerfung, S: Staunings Alper Verwerfung, B: Faille du Bordbjerget, M: Faille du Maanedal, MO: Faille des Mols Bjerge, L: Faille du Laplace Bjerg, V: Faille du Vælddal.

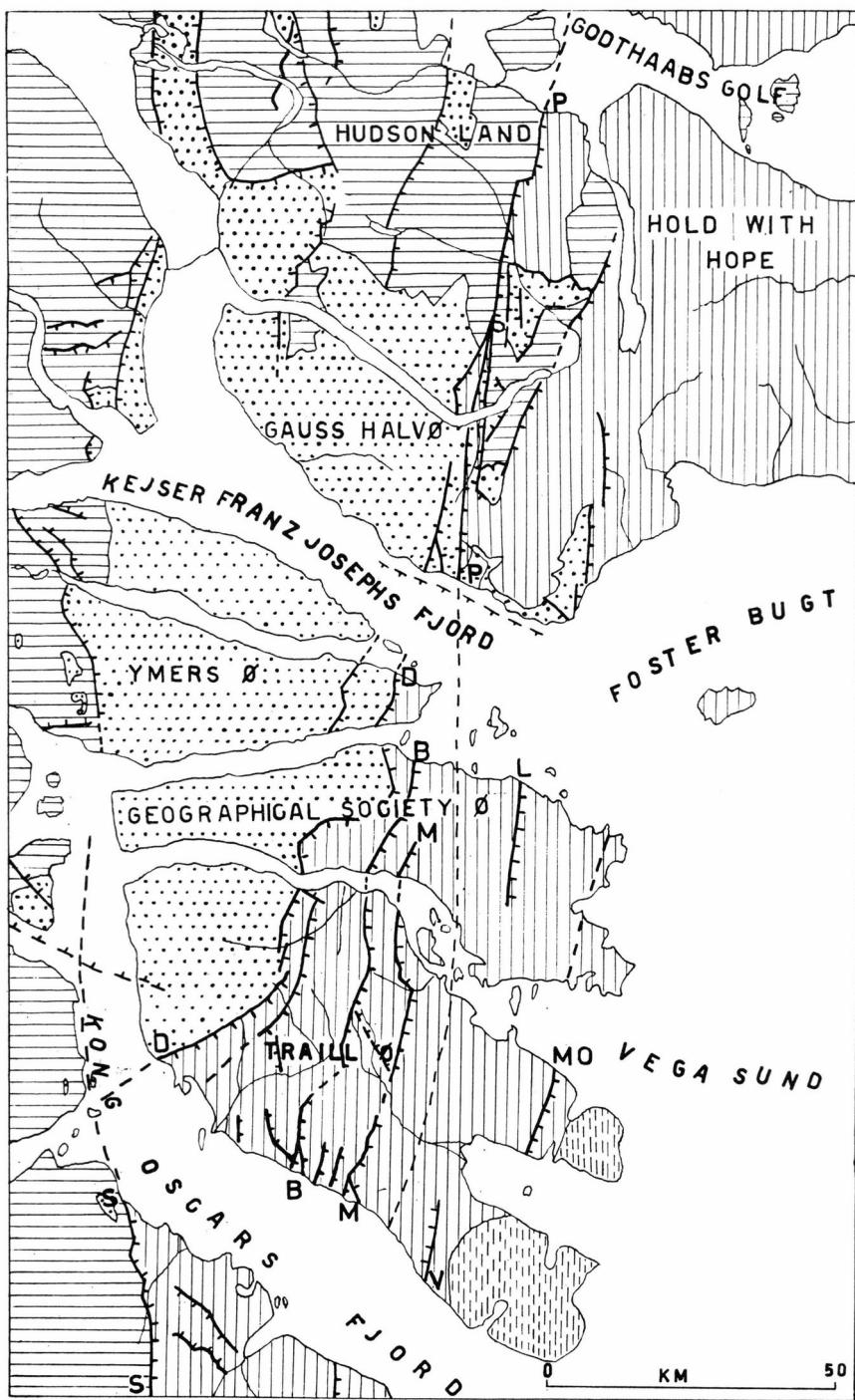


Fig. 1.

étaient essentiellement monogéniques, formés d'éléments de quartzite blanc, dont le diamètre était supérieur à celui des éléments du Dévonien. Il conclut que le Carbonifère recouvrail à l'origine l'aire de sédimentation dévonienne à l'ouest du « Diagonalbruch ».

H. STAUBER (1938, 1942), puis D. T. DONOVAN (1953, 1954, 1955) et H. BüTLER (1955, 1957) étudièrent à l'est du « Diagonalbruch » la stratigraphie et la structure de l'île. H. P. SCHAUB (1938, 1942) et H. BüTLER surtout, reconnaissent une intense activité tectonique tertiaire, spécialement post-basaltique, alors que H. STAUBER et D. T. DONOVAN travaillèrent la stratigraphie.

Présentement, il n'existe encore aucune corrélation sérieuse au point de vue sédimentologique et structural entre la zone externe et les régions calédoniennes. Les récents travaux de différents auteurs, spécialement de J. HALLER (1953, 1955, 1956, 1958) et de M. SOMMER (1956) ont permis de voir que de grandes failles et des essaims de déformations affectent aussi la région intérieure des fjords et des nunataks. J. HALLER a pu établir que le tronc de la Chaîne calédonienne s'est démembré en une « Schollentreppen » de grand style. Comme ces failles sont essentiellement plus vieilles que celles de la côte extérieure, il pense qu'il y avait un démembrément de la côte orientale du Groenland en une « Bruchstaffelung » s'avancant de l'ouest vers l'est.

## B. Historique des recherches sur Traill Ö.

1822:

W. J. SCORESBY (1823) débarque à Vandyke Klipper et signale la présence de « Slateclay » ainsi que de nombreuses variétés de roches ignées.

1899:

A. G. NATHORST (1901), chef de la « Svenska Expeditionen till nordöstra Grönland », étudie le Dévonien dans la région du Kong Oscars Fjord et du Kejser Franz Josephs Fjord. Il y distingue une Série rouge et une Série grise et publie une carte géologique de la partie sud de Traill Ö où il signale un Dévonien douteux.

1900:

O. NORDENSKIÖLD (1907) complète la carte de NATHORST.

1926—1927:

L. KOCH (1929) remarque que de grandes failles jouèrent un rôle important dans le développement géologique de la partie centrale du Groenland oriental. Il cherche à les relier par une ligne allant de Danmarks Havn au Scoresby Sund et leur donne un âge permo-carbonifère. Dans

une esquisse géologique, il attribue les dépôts sédimentaires de l'île au Dévonien et au Carbonifère.

1929:

A. ROSENKRANTZ (1930) lève une coupe stratigraphique dans le Carbonifère sur les pentes sud-est des Kongeborgen et réunit une collection de plantes fossiles. Cette collection est étudiée et décrite par T. G. HALLE (1931).

O. KULLING (1929) lève une coupe dans le Dévonien et récolte des fragments de plantes fossiles. Etudiées par T. G. HALLE (1931), ces plantes fossiles ne donnèrent aucun résultat stratigraphique.

1931—1934:

G. SÄVE-SÖDERBERGH (1932) visite la région au sud des Kongeborgen, donne une description générale de la stratigraphie et découvre quelques restes de poissons fossiles. Il récolte aussi un échantillon de basalte provenant d'un sill, échantillon qui est étudié par H. G. BACKLUND et D. MALMQUIST (1932).

A. NOE-NYGAARD lève des coupes en divers points de l'île et récolte des fossiles déterminés par H. FREBOLD. Ils en déduisent la présence de l'Eotrias, du Bathonien, du Portlandien et du Valanginien (H. FREBOLD et A. NOE-NYGAARD 1938).

L. F. SPATH (1935), dans sa deuxième monographie des Invertébrés du Trias, inclut les nouvelles découvertes de A. NOE-NYGAARD.

H. BÜTLER (1935, 1935a) entreprend l'étude du Dévonien entre le Hudson Land et les Kongeborgen. Il en donne une carte et peut reconnaître cinq phases tectoniques: les « Hudson Land Phases I—IV » et l'« Ymers Ø Phase ». Il constate aussi de légers plissements dans le Carbonifère.

L. KOCH (1935) remarque que les îles de Traill et de Geographical Society se situent au milieu d'une vaste dépression géologique qu'il appelle « Königsbucht ». Il donne également un aperçu général des découvertes stratigraphiques faites à ce jour.

1936—1955.

H. STAUBER (1938), dans son premier rapport, reconnaît l'Eotrias marin, des grès à plantes attribués par T. M. HARRIS (1946) au Rhétien-Lias, des schistes noirs du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, puis donne une idée de leur extension dans les îles de Traill et de Geographical Society. Sur une carte à peine esquissée, il donne pour la première fois dans leur grande ligne les principaux contours structuraux. L'année suivante, il présente un court aperçu stratigraphique et géologique de la région comprise entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Scoresby Sund. Il donne une esquisse schématique des lieux où se trouvent les différentes formations (H. STAUBER 1939). Dans son compte

rendu du Jameson Land, il esquisse une carte à petite échelle qui inclut une partie des îles de Traill et de Geographical Society. Il mentionne le Valanginien pour la première fois dans ses rapports (H. STAUBER 1940). Deux ans plus tard, il publie une étude compréhensive du Trias du Groenland oriental. Il divise le Trias en trois séries, qu'il compare au Trias de type germanique et date les deux séries supérieures, sans posséder de preuves paléontologiques (H. STAUBER 1942). A l'aide de ses levés, de ceux de H. P. SCHAUB et de photos aériennes, il dessine ensuite une carte géologique des îles de Traill et de Geographical Society (H. STAUBER, in L. KOCH 1950, pl. 3). Les collections de fossiles qu'il rapporte sont étudiées par L. F. SPATH (1946).

H. P. SCHAUB (1938, 1942) entreprend une étude du complexe intrusif des extrémités orientales de l'île et de sa tectonique. Il divise l'île en trois zones et conclut que toutes les failles sont post-basaltiques. Il croit voir des chevauchements et date le massif intrusif comme Crétacé supérieur à Tertiaire inférieur. Les échantillons qu'il récolte sont étudiés par M. REINHARD (1942).

H. BÜTLER (1939), dans une séance de la « Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen » consacrée aux recherches effectuées au Groenland oriental, donne un aperçu général du Dévonien au nord du Davy Sund.

E. STENSIØ (1939) donne un aperçu des poissons fossiles du Dévonien dont quelques spécimens proviennent des Kongeborgen.

A. VON MOOS et A. MÜLLER (1939) font l'étude pétrographique des échantillons rapportés par H. BÜTLER.

K. KLEIBER (1944) étudie la pétrographie des roches sédimentaires entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Scoresby Sund et se sert des collections de H. BÜTLER et de H. STAUBER pour les îles de Traill et de Geographical Society.

W. MAYNC (1947, 1949) résume les informations précédentes des recherches sur le Jurassique et le Crétacé des deux îles et s'en sert pour une corrélation avec les autres régions du Groenland.

H. BÜTLER (1948), en étudiant la région du Canning Land, donne une esquisse géologique et tectonique générale de la région entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Kong Oscars Fjord, esquisse compilée des travaux de nombreux auteurs. La même année, dans une autre publication, il calcule l'enfoncement des îles de Traill et de Geographical Society et donne des profils transversaux de la « Königsbucht » (H. BÜTLER 1948a).

C. O. DUNBAR (1954) étudie et décrit les *Brachiopodes* permiens rapportés par A. NOE-NYGAARD et H. STAUBER.

BÜTLER H. (1955) donne une étude stratigraphique et tectonique détaillée du Dévonien et du Carbonifère entre le Duséns Fjord et le Kong Oscars Fjord. Il attribue les plissements des terrains dévoniens

de ces régions aux plissements varisques. Il étudie et suit la « Post-devonische Hauptverwerfung » entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Kong Oscars Fjord. Il l'appelle « Diagonalbruch » dans cette partie et le date comme Tertiaire inférieur. Dans ce même ouvrage, il publie une carte géologique de la partie occidentale des îles de Traill et de Geographical Society. Par la suite, H. BÜTLER (1957) pousse ses études plus à l'est et s'occupe spécialement des deux importantes failles sises à l'est du « Diagonalbruch », où il constate des mouvements post – basaltiques.

D. T. DONOVAN (1949, 1953, 1954, 1955, 1957), au cours de plusieurs campagnes, étudie la stratigraphie du Jurassique et du Crétacé des îles de Traill et de Geographical Society et publie ses résultats dans cinq ouvrages. Il donne des coupes stratigraphiques de ces formations et attribue les lits à plantes que H. STAUBER avait placés dans le Rhétien – Lias à la base de la Série jaune (Bathonien – Callovien – Oxfordien moyen). Il donne la description et la liste complète des fossiles qu'il a découverts et établit des corrélations avec les faunes des autres parties du monde, spécialement avec celles d'Amérique et d'Europe. Il publie ensuite un essai structural sur les régions qu'il a étudiées. Dans son dernier ouvrage, il présente un aperçu général du Jurassique et du Crétacé du Groenland oriental.

H. M. MUIR-WOOD (1953) étudie et décrit les Brachiopodes du Jurassique et du Crétacé récoltés par D. T. DONOVAN.

E. WITZIG (1951, 1951a) entreprend l'étude stratigraphique et paléontologique du Carbonifère du Groenland oriental. Il cite et décrit la flore découverte à Traill, puis reprend la coupe levée par A. ROSENKRANTZ. Il indique, sur la base de ses études, un passage graduel du Namurien au Westphalien.

## MORPHOLOGIE DE LA PARTIE MÉDIANE DE TRAILL Ø

La partie médiane de l'île, qui fait l'objet de cette étude, couvre la région comprise entre Holms Bugt et Østernæs à l'ouest, jusqu'à la Faille des Mols Bjerge à l'est, et au sud du Mountnorris Fjord, jusqu'au Björnedal et Vælddal. Elle représente une superficie d'environ 1700 km<sup>2</sup>. Le point culminant se trouve dans les Svinhufvuds Bjerge et atteint l'altitude de 1378 m. La morphologie du pays, déterminée par la structure géologique, est formée de chaînes de montagnes aux couches plus ou moins tabulaires, légèrement inclinées vers l'ouest lorsqu'aucun trouble local n'est venu perturber cette ordonnance. Ces chaînes sont séparées les unes des autres par de larges vallées et par la partie centrale de l'île en voie de nivellement.

Au sud, des falaises abruptes dominent le Kong Oscars Fjord et accentuent l'impression d'encaissement. Ces falaises forment la terminaison sud des Svinhufvuds Bjerge et des Sortefjelde (point culminant: 769 m). Au nord – ouest, on trouve les Rold Bjerge (1068 m), séparés des Grönnebjerge (995 m) par le Maanedal. Le centre, par contre, forme une région basse, en voie de nivellement, où coule l'ouest en est le Gudenelv. Dans cette contrée, recouverte en grande partie de dépôts récents, soumis à la solifluxion, quelques collines résistent à l'érosion grâce à leur mesa basaltique, reste de quelques puissants sills. Au nord – est, s'élèvent les Mols Bjerge (820 m), limités vers le nord par une falaise qui domine le Vega Sund. Ces dernières montagnes forment une « Schollenkante » très intéressante pour l'étude structurale de la contrée. Au sud du Mountnorris Fjord, le Lycett Bjerg (800 m) opère la jonction avec les Sortefjelde, sur les bords du Kong Oscars Fjord.

Les sommets de ces montagnes, où subsistent souvent des lambeaux de sills, forment alors des tables. Lorsque ces sills manquent, les roches assez friables offrent très peu de résistance à l'érosion. Les formes s'arrondissent et s'adoucissent. A part les falaises des Svinhufvuds Bjerge et des Mols Bjerge, les roches sédimentaires ne forment que très rarement des parois et les brusques ruptures de pente que l'on peut observer dans les flancs des montagnes, sont dues aux sills de basalte.



Fig. 2. Carte topographique de Traill Ø.

Le régime hydrographique, conditionné par le climat actuel, est torrentiel. Il est caractérisé par de très fortes crues au moment de la débâcle. Les torrents, encaissés dans les montagnes, s'ouvrent assez largement dès qu'ils débouchent dans les vallées où coulent les rivières. Celles-ci, près de leurs profils d'équilibre, forment de légers méandres et coulent au-dessous de 80 m d'altitude dans une succession de terrasses marines dues au soulèvement isostatique provoqué par la décharge actuelle des glaces. Au surcreusement s'oppose le comblement dû à la quantité de matériel apporté par les torrents lors de la débâcle.

La direction du régime hydrographique est déterminée par la tectonique (failles) et par la différence de dureté entre les bancs des roches sédimentaires assez tendres et les sills de basaltes beaucoup plus durs. Les cours d'eau obséquents et subséquents sont les cas les plus fréquents.

Quelques glaciers subsistent encore dans cette partie médiane. On en trouve sur le flanc nord - ouest des Svinhufvuds Bjerge, du Lycett Bjerg et des Mols Bjerge. L'on voit quelques vallées en U, rarement quelques petites moraines, blocs erratiques et stries sur les sills de basaltes, mais le système d'érosion glaciaire est dans l'ensemble assez peu développé. Le système d'érosion périglaciaire est par contre largement répandu. En été, le permafrost dégèle en surface et dans le mollisol imbibé d'eau, la solifluxion se fait fortement sentir. Les sols polygonaux, les buttes gazonnées, les champs de pierres, le dallage nival et les éboulis de gravité et ordonnés qui se transforment parfois en coulées de blocs et en rocks - glaciers se rencontrent partout.

## STRATIGRAPHIE

### A. Partie descriptive.

Dans cette partie descriptive, toutes les coupes sont décrites de bas en haut.

#### a. Carbonifère.

Le Carbonifère, composé de puissantes séries deltaïques formées essentiellement d'arkoses et de conglomérats à galets de quartzite blanc, est le système le plus inférieur qui affleure dans la région étudiée. On le rencontre dans la partie occidentale, le long des falaises des Svinhufvuds Bjerge, sur le flanc ouest de ces montagnes, au centre de l'île et sur le versant ouest de la vallée du Karupelv.

Région sud de Traill Ö, falaise des Svinhufvuds Bjerge.

Du delta du Karupelv à la première faille sise à 2,5 km à l'est de son embouchure, se trouve la série carbonifère la plus basse connue dans la région étudiée. Je l'ai appelée la Série du Karupelv. Elle est reconnaissable à sa couleur jaune-clair. Quelques coupes ont été relevées dans cette série, sans qu'il ait été possible de l'englober entièrement.

Coupe A.

Cette coupe a été faite à quelques centaines de mètres à l'ouest de la faille sise à 2,5 km à l'est de l'embouchure du Karupelv. Elle se termine vers le milieu de la paroi, car en ce point, on rencontre la faille qui met en contact la Série du Karupelv avec la série supérieure, que j'ai appelée Série bigarrée.

1. Au milieu des éboulis, qui couvrent la base de la paroi jusqu'à l'altitude de 170 m, affleurent sur une petite surface des grès arkosiques blancs à jaunes, saccharoïdes et bien lités, à mouches d'oxyde de fer.
2. 150 m Grès grossiers arkosiques, blancs à jaunes, à mouches d'oxyde de fer. Ils contiennent des galets de quartzite épars, des niveaux et des lentilles de conglomérats dont les galets sont presque exclusivement formés de quartzite accompagnés de quelques rares débris de granite et de gneiss.
3. 7 m Schistes bleus à bleu - sombre, bitumineux, gréseux et micacés, à traces de plantes, mal stratifiés. Ils sont accompagnés de grès marneux, légèrement schisteux, à fines paillettes de muscovite. Sous le microscope (coupe mince n° 49), on voit du quartz, en général corrodé, des feldspaths,

un peu de biotite chloritisée, de l'apatite et de la limonite. Le ciment est marneux. On voit aussi de petites structures concentriques, traces de glissements sous-marins (*slumping*).

4. 50 m Grès grossiers arkosiques, blancs à jaunes, saccharoïdes, à mouches d'oxyde de fer, et contenant des galets épars de quartzite.

#### Coupe B.

1. 6 m Bancs de schistes noirs micacés et gréseux, à traces de plantes, suivis de grès grossiers gris – vert à chlorite et à muscovite, alternant avec des grès marneux, plus tendres et des grès micacés à muscovite et à biotite en partie chloritisée, gris – vert à gris-brun.
2. 10 m Eboulis.
3. 5 m Grès grossiers arkosiques, gris – clair, à chlorite et à muscovite, contenant quelques galets de quartzite dont le diamètre peut atteindre 10 cm.

#### Coupe C.

Cette coupe a été relevée dans un petit torrent, près du delta du Karupelv.

1. 1 m Grès grossiers arkosiques, gris – clair, à muscovite et à biotite et à ciment calcaire assez largement cristallisé. Sous le microscope (coupe mince n° 55), on voit du quartz corrodé, des feldspaths très fréquents, de la muscovite, de la biotite, de la chlorite, du zircon, de l'apatite, de la tourmaline, de la pyrite et quelques galets de calcaire. L'absence totale de classement indique une sédimentation très rapide. Ils sont suivis de microconglomérats arkosiques gris – clair, à ciment calcaire, à biotite et à pyrite, puis de grès micacés à muscovite et à biotite, gris-vert, à ciment calcaire et à petites plaquettes d'argile.
2. 24 m Microconglomérats arkosiques, jaune – brun, à mouches d'oxyde de fer et à ciment calcaire. Ils ont un aspect saccharoïde, leur patine est brunâtre et ils contiennent des galets épars de quartzite dont les plus gros éléments peuvent atteindre un diamètre de 25 cm.
3. 20 m Schistes noirs, bitumineux, passant insensiblement vers le haut, dans les trois derniers mètres, à des grès fins gris – vert, à chlorite, avec un peu de biotite et de muscovite, à ciment calcaire.
4. 7 m Conglomérats à galets de quartzite. Le ciment est un grès grossier, gris – blanc, à mouches d'oxyde de fer. Le diamètre maximum des éléments est de 5 cm. Ils passent vers le haut à des conglomérats à galets un peu plus espacés et plus petits.
5. 50 m Sill de basalte affaissé; une large crevasse le sépare du sill en place. Cette crevasse permet de voir les schistes noirs et au – dessus, les conglomérats qui passent latéralement et sur quelques mètres seulement, à des grès arkosiques à galets de quartzite épars.

L'épaisseur de cette série n'est pas connue puisque sa base n'affleure pas. Elle est toutefois supérieure à 800 mètres. E. WITZIG (1951, p. 25), dans un petit torrent descendant au nord – ouest du Pt 717, a découvert et récolté des plantes fossiles en plusieurs horizons de cette série. Il les cite simplement, sans donner de plus amples détails.

La série supérieure est la Série bigarrée, mieux litée, que H. STAUBER (1938) indiquait comme appartenant peut – être à une série marine. On la trouve le long des falaises du Kong Oscars Fjord, entre la première faille sise à 2,5 km à l'est de l'embouchure du Karupelv et la Faille du Bordbjerget, un peu à l'est du Pt 1074, soit sur une distance d'environ 9 km. Une coupe a été relevée dans sa partie supérieure. Elle fait suite à la coupe A de la Série du Karupelv, à l'intersection de la faille.

1. 50 m Alternance rapide de grès gris à légères mouches d'oxyde de fer et de bancs de conglomérats à stratification entrecroisée. La couleur générale de ce complexe est rouge à rouge-brun.
2. 2 m Marnes schisteuses et gréseuses, bigarrées, gris – vert et rouges, à muscovite, et grès micacés, mauves, à biotite et à muscovite, à ciment calcaire. Elles sont plaquées et l'ensemble a un aspect bigarré.
3. 30 m Alternance de grès et de conglomérats rouges à mauves, dont le diamètre des éléments peut atteindre 15 cm. Ces galets sont composés essentiellement de quartzite et plus rarement de quartz, de gneiss et de granite.
4. 20 m Grès feldspathiques gris – vert, à muscovite et à biotite, et grès arkosiques gris – vert à mauves, à muscovite et à biotite, contenant de petites pelotes et plaquettes d'argile verte. Ces bancs alternent avec de minces niveaux de conglomérats et de schistes gréseux, micacés, rouges et verts.
5. 6 m Grès verts largement mouchetés d'oxyde de fer, à ciment calcaire. Ils passent vers le haut à des grès très fortement mouchetés.
6. 4 m Grès grossiers arkosiques, gris – vert, à chlorite et à pyrite et à ciment calcaire. Sous le microscope (coupe mince n° 53), on voit une grande quantité de plagioclase altéré, vraisemblablement de l'oligoclase, et un peu de microcline. Le sill de basalte sus – jacent a légèrement métamorphisé ces grès.
7. 20 m Marnes gréseuses et schisteuses, gris – vert à brun – clair, contenant de petits niveaux d'argile mauve. Elles sont légèrement métamorphisées.

On ne peut donner l'épaisseur exacte de cette série puisque la base n'affleure pas. L'épaisseur mise à jour est de l'ordre de 700 à 800 mètres.

Au – delà de la Faille du Bordbjerget, cette série disparaît, et il ne reste plus que la série tout – à – fait supérieure, puisque, au-dessus, transgresse le Zechstein avec une discordance angulaire bien visible. C'est la « Domkirken Serie » d'E. WITZIG (1954, p. 11 – 12). Une coupe a été relevée le long de l'arête sud – est du Pt 1074, mais l'extrême friabilité de la roche ne m'a pas permis de l'achever complètement. Elle commence vers l'altitude de 100 mètres au – dessus du niveau de la mer, là où la roche émerge des éboulis.

1. 10 m Grès grossiers et grès arkosiques à mouches d'oxyde de fer, friables, roses à mauves contenant des galets épars de quartzite. Ils sont disposés en bancs épais alternant avec de minces bancs de marnes gréseuses et schisteuses, très friables et des lits et des lentilles de conglomérats qui ne

sont constants ni dans leur épaisseur, ni dans leur extension. Les phénomènes de sédimentation deltaïque, tels que stratifications entrecroisées, passages latéraux, lentilles de conglomérats etc. sont largement développés.

2. 20 m Grès grossiers et grès arkosiques à mouches d'oxyde de fer, friables, à pigments chloriteux, alternant avec des lits de marnes gréseuses et schisteuses et de grès marneux fins, de couleur gris - vert et brun - rouge, et des niveaux de conglomérats.

Le terme de passage entre les deux dernières séries ne se voit pas, on ne peut donc pas donner son épaisseur exacte; l'épaisseur visible de la « Domkirken Serie » est de l'ordre de 500 mètres.

#### Flanc nord - ouest des Svinhufvuds Bjerge.

Dans cette région, la pente plus douce est pour la plus grande partie recouverte de débris en solifluxion. Il est donc nécessaire de suivre les torrents pour relever des coupes, et même là, la roche n'affleure pas d'une manière continue. Deux coupes ont été relevées, l'une dans le torrent descendant le long du flanc nord - ouest du Pt 1118 et se jetant dans le Karupelv au sud du petit lac qui git au pied du Dynd-vulkan. L'autre coupe a été effectuée dans le torrent qui débouche au nord de ce lac. H. STAUBER, sur sa carte (in L. KOCH 1950, pl. 3), place la limite du Trias continental et du Carbonifère le long de la Faille du Bordbjerg, qu'il fait passer plusieurs kilomètres trop à l'ouest, depuis la sortie de la vallée au nord - ouest du Pt 1118. S'étant basé sur de mauvaises photos aériennes pour dessiner la carte de cette région, il n'a pu placer les limites avec sûreté. Le Carbonifère, en réalité, se poursuit le long de la base du versant nord - ouest des Svinhufvuds Bjerge jusqu'au dernier affluent du Karupelv descendant de ces montagnes. Plus loin, il disparaît sous les débris de pente.

#### Coupe du torrent descendant le long du flanc nord - ouest du Pt 1118.

Cette coupe se situe toute entière dans la « Domkirken Serie ». Elle commence vers 300 mètres d'altitude.

1. 30 m Grès et grès arkosiques mauves à mouches d'oxyde de fer, contenant un peu de muscovite. Ils alternent avec des grès roses et verts, marneux et schisteux, tendres et friables, et des conglomérats grossiers dont le diamètre des éléments peut atteindre 15 à 20 cm.
2. 80 m Débris de pente.
3. 200 m Alternance de grès grossiers arkosiques roses à mauves, à mouches d'oxyde de fer, de grès grossiers, ferrugineux, jaune - brun et de conglomérats.
4. 150 m Sill de basalte tassé et éboulis.
5. 25 m Grès grossiers jaune - brun, à mouches d'oxyde de fer et conglomérats.

6. 3 m Schistes noirs bitumineux.
7. 15 m Grès grossiers jaune – brun, à mouches d'oxyde de fer.
8. 8 m Grès marneux gris – vert à brun – rouge.
9. 15 m Grès jaune – clair, en plaquettes, à ciment marno – calcaire et schistes gréseux et micacés à ciment phylliteux, à patine brune.

Coupe du torrent qui se jette dans le Karupelv au nord du petit lac situé au pied du « Dyndvulkan » (Pingo).

1. 10 m Conglomérats polygéniques à galets de quartzite rose, blanc et mauve, de quartz, de granite aplitique, de calcaire noir à grain fin, de calcaire à algues, de calcaire dolomitique et d'argilite brun – rouge. Les calcaires, calcaires dolomitique et argilites proviennent de l'« Eleonore Bay Formation ». Les galets peuvent atteindre 10 cm de diamètre. Le ciment est un grès grossier à mouches d'oxyde de fer.
2. 40 m Grès gris à patine jaune et à fines mouches d'oxyde de fer.  
Au – dessus, se trouve le Zechstein en discordance.

#### Rive droite du Karupelv.

Sur le flanc de la montagne située à l'ouest du « Dyndvulkan », vers 420 mètres d'altitude, émergent des débris de pente et sur 60 mètres, des conglomérats polygéniques identiques à ceux de la coupe précédente, conglomérats jaunes à galets de quartzite, de calcaire oolithique noir recristallisé (sous le microscope, coupe mince n° 105, on peut encore distinguer la structure concentrique malgré la forte recristallisation) et d'argilite rouge et brune. Le diamètre des éléments peut atteindre 10 cm. Le ciment est un grès grossier, jaune, à mouches d'oxyde de fer. Au – dessus il y a 15 mètres de grès grossiers, jaunes à jaune – brun, à fines mouches d'oxyde de fer.

Au nord – ouest de la faille coupant cette montagne, dans la dépression qui longe le parcours de cette fracture, alternent, sur une centaine de mètres, des grès gris – vert à chlorite, des grès gris – blanc à mouches d'oxyde de fer, des grès arkosiques très fins à ciment siliceux et à fines paillettes de muscovite, de couleur gris – brun à gris – vert, des grès marneux rouges et verts, des schistes noirs, et sous le sommet, formé d'un important sill de basalte, des schistes verts légèrement métamorphisés.

Sur le flanc nord – est de cette montagne, vers 200 mètres d'altitude on trouve des grès arkosiques gris – vert à la cassure et gris – blanc à rose à la patine. Quelque 100 mètres au – dessus, affleurent à nouveau sur une trentaine de mètres, en alternance, des grès grossiers arkosiques, des grès à mouches d'oxyde de fer et de pyrite incomplètement oxydée et contenant des galets épars de quartzite dont le diamètre peut atteindre 6 ou 7 cm, des grès rouge – brun à grain fin, à muscovite et contenant de petites plaquettes d'argile et des nodules ferrugineux très durs et des grès marneux, légèrement schisteux. On trouve aussi quelques bancs

de conglomérats à galets de quartzite dont le diamètre peut atteindre 3 ou 4 cm.

Dans la gorge formée par le premier affluent de la rive droite du Karupelv, on voit apparaître la « Domkirken Serie ». Dans le lit du torj rent, ce sont des schistes gréseux très finement lités, puis sur les flancs du ravin, des alternances de schistes gréseux verts et noirs, des grès arkosiques gris - vert, en plaquettes, et des grès bruns plus ou moins ferrugineux. Au sommet de la gorge, on a des conglomérats polygéniques à galets de quartzite rose et blanc, de calcaire noir, de grès et d'argilite brun-rouge. Le ciment est un grès grossier, jaune à mauve.

#### Centre de l'île et flanc sud du Pt 995.

L'étude du centre de l'île devient plus difficile du fait de la pénéplaination assez avancée. Des alluvions et débris en solifluxion émergent quelques buttes coiffées d'une calotte basaltique, reste de sills presque complètement érodés. A la base de ces sills affleurent quelquefois des bancs de grès et de conglomérats azoïques. Le plus souvent, ils sont légèrement métamorphisés.

Cette vaste contrée, légèrement ondulée, est entaillée de ravins profonds, dans lesquels les roches sont parfois mises à jour. Ainsi il m'a été permis de distinguer avec certitude la « Domkirken Serie » dans l'affluent sud - ouest du Gudenelv, entre les Failles du Bordbjerget et du Maanedal, alors que H. STAUBER sur sa carte (in L. KOCH 1950, pl. 3) indique du Trias continental. La limite nord - est par contre, entre la « Wordie Creek Formation » (Eotrias) et le Carbonifère reste douteuse. J'ai pu reconnaître de l'Eotrias sur le versant sud des Grönne Bjerge à une altitude inférieure à la « Domkirken Serie » qui affleure dans l'affluent sud - ouest du Gudenelv. Cette anomalie de position ne peut s'expliquer dans ces terrains subtabulaires à léger plongement vers l'ouest que par une faille. Celle - ci est invisible, car tout est recouvert de débris de pente en solifluxion. Elle a donc été supposée et tracée arbitrairement.

Au coude du Karupelv, à l'endroit d'où il vient du nord - ouest, c'est - à - dire du flanc sud - est du Rubjerg Knude, on voit sur 20 mètres une alternance de grès arkosiques grossiers à ciment calcaire, à muscovite et à biotite, et à petites pelotes et plaquettes d'argile verte, et de conglomérats à stratification entrecroisée. Au - dessus, se trouvent des schistes siliceux à patine brune.

Sur le flanc sud du Pt 995, au - dessous du sill formant une nette rupture de pente sur un versant par ailleurs assez régulier, on a des grès arkosiques et un important banc de conglomérats dont les éléments peuvent atteindre 35 cm de diamètre, et formés pour la plus grande partie de quartzite.

En remontant l'affluent nord – ouest du Gudenelv qui descend du Pt 995, à l'est de la Faille du Bordbjerget, vers 250 mètres d'altitude, affleurent des bancs de grès arkosiques mauves, à mouches d'oxyde de fer et à ciment calcaire. Au – dessus, le torrent coule dans des alluvions qui ne permettent pas de voir la roche en place. Vers 450 mètres d'altitude affleurent des calcaires du Zechstein. Il semble que la « Domkirken Serie » monte à peu près jusqu'à cette altitude.

*b. Permien supérieur (Zechstein).*

Le Zechstein, formation lagunaire qui transgresse sur le Carbonifère continental, affleure à l'ouest de la Faille du Maanedal. On le rencontre en quelques points à l'ouest de la Faille du Bordbjerget jusqu'à la flexure à l'est du « Diagonalbruch ». Il affleure aussi dans les falaises sud et le flanc ouest des Svinhufvuds Bjerge, sur le versant sud du Pt 995 dans les Grönnebjerge et dans la petite vallée au sud de la culmination d'Östernöes sur le bord sud du Vega Sund.

Falaises sud des Svinhufvuds Bjerge.

C'est dans les falaises des Svinhufvuds Bjerge que le « Permo – Carbonifère marin » fut découvert sur Traill Ö par A. NOE-NYGAARD en 1932 (H. FREBOLD et A. NOE-NYGAARD 1938). H. ALDINGER (1935) et W. MAYNC (1940, 1942) datèrent ce complexe comme étant du Permien supérieur (Zechstein).

Une coupe a été relevée à 1,5 km environ à l'est de la ramification orientale de la Faille du Bordbjerget, sur la côte du Kong Oscars Fjord. Elle commence vers 260 mètres d'altitude.

1. 3 m Conglomérat de base du Zechstein, discordant d'une dizaine de degrés sur la « Domkirken Serie » sous – jacente. Les galets peuvent atteindre 8 à 10 cm de diamètre et sont composés principalement de quartzite. On trouve aussi des galets de calcaire gris – sombre et gris et d'argilite brun – rouge. Le ciment est un grès grossier à mouches d'oxyde de fer. Ce conglomérat doit certainement provenir d'un remaniement de la « Domkirken Serie » sous – jacente, car on retrouve les éléments de cette dernière.
2. 4 m Couverture de débris provenant d'un léger adoucissement de la pente. En déblayant ces débris au toit de la couche, j'ai trouvé des marnes grises, gréseuses et micacées, et des marnes gris – sombre, micacées à taches d'oxyde de fer et à débris de gypse en rosettes. Un lavage de ces marnes n'a livré aucune faune.
3. 2 m Bancs de calcaire dolomitique fétide, marneux, gris, très légèrement micacé, de calcaire marneux gris – jaune, vacuolaire et d'agglomérats de gypse grumeleux et de marnes grises.
4. 1 m Petits bancs de gypse et de calcaire dolomitique gris – blanc à gris, contenant parfois des traînées bitumineuses, irrégulièrement lité et fétide.

5. 3 m Sill de basalte.
6. 5 m Calcaire dolomitique gris – blanc à petits cristaux de pyrite, irrégulièrement lité, en alternance avec des calcaires dolomitiques plus sombres, fétides et disposés en petits bancs. Ces calcaires dolomitiques contiennent de petites poches de gypse disposées tout – à – fait irrégulièrement.
7. 5 m Calcaire dolomitique gris – sombre, fétide, en petits lits irréguliers, contenant de petites poches de gypse et alternant avec des bancs de calcaire gris – brun à gris – clair, finement rubané et de calcaire dolomitique gris – sombre, en bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur.
8. 0,60 m Calcaire dolomitique gris – clair, fétide, contenant de petits yeux de gypse qui se dissolvent en surface et donnent ainsi à la roche un aspect vacuolaire.
9. 1,40 m Bancs de calcaire dolomitique gris – sombre, fétide et compact, de 10 cm d'épaisseur, de petits lits de gypse, de calcaire irrégulièrement lité et de schistes noirs micacés.
10. 0,50 m Petit sill de basalte.
11. 3,50 m Petits lits de calcaire dolomitique gris – sombre, légèrement rubané, fétide.
12. 8 m Anhydrite grise et gris – clair, à patine gris – blanc, rubanée, contenant des poches de gypse.
13. 4 m Bancs de calcaire dolomitiques gris – clair, à patine gris-blanc, rubané, contenant des poches de gypse.
14. 7 m Alternance de bancs de calcaire dompect gris – brun à gris clair, fétide, de quelques cm à 10 ou 15 cm d'épaisseur, et de lits de calcaire gris à patine brun – clair, fétide, vacuolaire. Ces vacuoles sont formées par la dissolution du gypse en surface.
15. 2 m Lits de gypse feuilletté et granuleux et de schistes noirs micacés.
16. 1 m Bancs de calcaire gris – brun, compact, fétide, à fines paillettes de muscovite, de quelques 10 cm d'épaisseur.
17. 10 m Lits de gypse feuilletté et granuleux et de calcaire rubané gris – blanc à gris – brun, fétide, feuilletté, et de calcaire dolomitique feuilletté, gris- sombre, fétide.
18. 22 m Lits de marno – calcaire gréseux et schisteux, gris et gris – blanc, rubané, contenant parfois un peu de mica et se détachant en fines plaquettes.
19. 50 m Schistes noirs bitumineux à *Posidonomyia*, légèrement micacés.

La formation possède une épaisseur d'environ 130 mètres.

Environ 1 km à l'est du promontoire de basalte situé à mi – chemin entre le delta du Karupelv et le Vælddal, on retrouve vers 160 mètres d'altitude le conglomérat de base du Zechstein, puis les éboulis le recouvrent sur 30 mètres. On a ensuite:

1. 15 m Bancs de calcaire gris – sombre à Brachiopodes et à Bryozoaire (*Ascopora sp.*).
2. 15 m Marnes schisteuses et gréseuses, gris – noir à la cassure et grises à la patine, légèrement micacées.

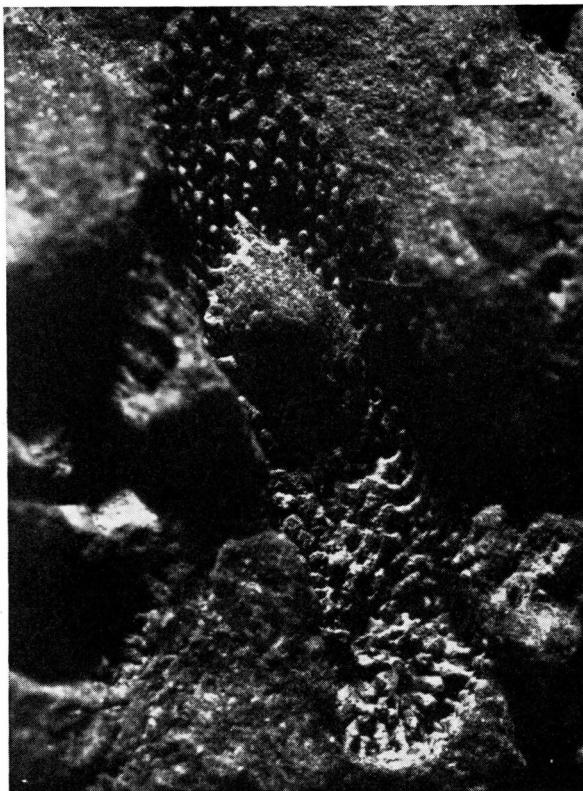


Fig. 3. *Ascopora sp.* Modèle interne de la colonie. Agrandissement 10 fois. Détermination et photo par MME MONTANARO—GALLITELLI.

3. 4 m Bancs de calcaire gréseux, gris – bleu, de 10 à 20 cm d'épaisseur, contenant de fines paillettes de biotite alternant avec des schistes gris, fortement micacés.

#### Flanc ouest des Svinhufvuds Bjerge.

Une coupe a été levée sur le versant nord – ouest du Pt 1118. La base n'est pas visible car la pente n'est pas suffisamment escarpée et par conséquent recouverte en grande partie de débris.

1. 10 m Schistes gréseux, micacés, à patine brune.
2. 18 m Gypse et calcaire recristallisé, blanc – jaune, vacuolaire.
3. 10 m Calcaire spathique vacuolaire, jaune – brun.
4. 15 m Schistes bitumineux à *Posidonomya*, gris – sombre, à patine brune.
5. 60 m Sill de basalte.
6. 80 m Schistes bitumineux à *Posidonomya*, gris – sombre, à patine brune.

Les calcaires et calcaires dolomitiques diminuent fortement comparés à ceux du versant sud des Svinhufvuds Bjerge, les schistes à *Posidonomya* par contre augmentent d'importance.

Sur le côté droit de la vallée située au nord du Pt 1118, le Zechstein affleure vers 300 mètres d'altitude, soit 500 mètres plus bas que sur le flanc nord - ouest du Pt 1118. La mauvaise qualité de l'affleurement ne m'a pas permis de lever une coupe, car tout est recouvert de débris de pente dans lesquels on retrouve vers le bas des calcaires gris en plaquettes, recristallisés, des calcaires zonés en plaquettes, gris - blanc à plication et « wavy bedding », des calcaires gris - sombre, fétides, des calcaires fétides bien lités et des calcaires gris - clair à patine jaune. Au - dessus dominant des schistes à *Posidonomya*, gris - sombre, bitumineux, qui, vers le haut, sont légèrement métamorphisés par le sill de basalte sus - jacent. L'épaisseur de la formation atteint ici 150 mètres.

Dans les environs du Pt 570 affleurent en - dessous du grand sill de basalte des schistes marneux gris - vert à patine brune, avec de minces niveaux de schistes clairs, légèrement métamorphisés, contenant des Brachiopodes, comme *Liosotella delicatula* DUNBAR, du Permien supérieur.

Sur le flanc nord du Pt 1074, au - dessus du sill de basalte, on a du gypse, puis vers 950 mètres d'altitude, des calcaires marno - gréseux, micacés, verdâtres, à Bryozoaires et à *Productus* (*Pleurohorridonia?*).

#### Rive droite du Karupelv et centre de l'île.

Sur le versant sud de la montagne située à l'ouest du Dyndvulkan, de grosses épaisseurs de gypse que l'érosion a entaillé, forment des falaises pouvant être observées de loin. Ce gypse a 65 mètres d'épaisseur environ.

Un affleurement de calcaire du Zechstein a été observé sur le flanc sud du Pt 995, dans un ravin formé par un affluent du Gudenelv. Une petite faille accessoire, parallèle à la Faille du Bordbjerget le met directement en contact avec la base de la « Wordie Creek Formation » (Eotrias).

#### Region d'Östernæs.

Le Zechstein a été signalé pour la première fois dans cette région par H. BÜTLER en 1955. Au milieu de la petite vallée située entre les Rold Bjerge et la culmination d'Östernæs, sur un petit monticule affleurent des conglomérats de 2 à 3 mètres d'épaisseur. Ceux - ci, comme le pense H. BÜTLER (1957, p. 46), doivent être les conglomérats de base du Zechstein. Ils sont surmonté par du gypse.

Quelques kilomètres plus à l'ouest, sur le versant nord des Rold Bjerge, en face de la culmination orientale d'Östernæs, dans un ravin creusé par un torrent qui coule perpendiculairement à la chaîne des Rold Bjerge, on trouve vers 170 mètres d'altitude des schistes à *Posidonomya*, noirs, à pigments charbonneux. Ces schistes contiennent de petits bancs de calcaire en plaquettes, pétris de tests de Lamellibranches

en partie phosphatisés et des Ostracodes. Une coupe mince (n° 19) montre encore du quartz détritique anguleux, de la muscovite, du zircon et de la pyrite en cubes. Vers le haut de l'affleurement, on voit des bancs de calcaire noir, compact, de quelques cm d'épaisseur, et au-dessus, des schistes marno-calcaires noirs avec des bancs de marnes dont j'ai pu extraire des Ostracodes qui ont été aimablement déterminés par le Dr H. J. OERTLI. Voici la liste des genres:

*Bythocypris* (5 espèces, dont 3 assez fréquentes)  
*Bairdia* (4 espèces, dont 1 assez fréquente)  
*Macrocypris*  
*Carbonita*?  
*Roundyella*

H. J. OERTLI n'a trouvé aucune espèce connue. Peut-être est-ce dû à la conservation mauvaise, mais il pense que les espèces sont pour la plupart nouvelles.

#### c. Trias.

Pour ce paragraphe, j'ai bénéficié des conseils de M. le Professeur R. TRÜMPY, qui a étudié le Trias du Groenland oriental en 1958. Je le remercie de m'avoir fait part des nouveaux résultats obtenus, et de m'avoir autorisé à reproduire quatre coupes relevées par lui dans les Svinhufvuds Bjerge. Ces renseignements me sont d'autant plus précieux que M. R. TRÜMPY a pu visiter les coupes-types des différentes formations triasiques, alors que pour mon travail de terrain, j'étais obligé de me baser sur le travail de H. STAUBER (1942), dont les corrélations se sont révélées inexactes, notamment de part et d'autre du Kong Oscars Fjord.

A la suite de ces nouvelles recherches, l'échelle stratigraphique du Trias de Traill Ö s'établit comme suit (communication écrite de M. TRÜMPY). On a de haut en bas:

Formation du Cap Biot (n'existe pas à Traill Ö).

Formation du Mont Nordenskiöld (seulement dans les Mols Bjerge).

Formation du Wordie Creek (Eotrias marin), subdivisée en:

Couches bigarrées à *Anodontophora*  
 couches à *Proptychites*, avec l'horizon – repère du calcaire à *Naticopsis*  
 arkose du Mont Svinhufvud (confondue par H. STAUBER avec la  
 «Série continental», c'est – à – dire l'arkose du Mont Nordenskiöld)  
 couches à *Vishnuites* } ensemble schisteux  
 couches à *Ophiceras* }

couches à *Otoceras*, à *Ophiceras* et à *Glyptophiceras* du groupe *G. pascoei* SPATH  
 couches à *Otoceras* et à *Glyptophiceras* du groupe *G. triviale* SPATH.

Sur Traill, la base de la « Wordie Creek Formation » coiffe encore quelques sommets à l'ouest de la Faille du Bordbjørget. Entre cette dernière et la Faille du Maanedal, contrairement aux données de H. STAUBER qui signale un Trias complet, on n'a que la « Wordie Creek Formation » et peut – être la base de la « Mt Nordenskiöld Formation », vers le sommet du Pt 1378. Elle forme la masse principale de toutes les montagnes de ce domaine, alors que l'érosion a entaillé les roches jusqu'au Zechstein et au Carbonifère dans les plaines et dans la plupart des vallées. A l'est de la Faille du Maanedal, le Trias réapparaît dans la partie nord – est des Mols Bjerge, et à l'est du Vælddal, sur le versant sud du Morris Bjerg. Je n'ai cependant pas étudié le Trias dans cette dernière contrée.

#### Région des Rold Bjerger et des Grönnebjørge.

H. FREBOLD et A. NOE-NYGAARD (1938, p. 16) signalent la découverte au Maanedal, dans des blocs éboulés, de fossiles de l'Eotrias. H. STAUBER (1942, p. 57–63) donne une description de cette région qu'il a visitée très rapidement, et une coupe relevée dans les Rold Bjerger. Les mauvaises conditions climatiques rencontrées au début du mois de juin 1937 l'ont empêché d'étudier en détail cette contrée, comme en témoigne l'inexactitude de sa carte (in L. KOCH 1950, pl. 3). Deux autres esquisses géologiques de cette partie de l'île ont encore été publiées par la suite, l'une de D. T. DONOVAN (1953, pl. 3) et l'autre de H. BÜTLER (1957, fig. 5). Ces deux auteurs n'ont cependant pas étudié le Trias en détail.

Une coupe a été relevée sur le versant nord des Rold Bjerger, le long de la crête dominant l'affleurement du Zechstein qui se trouve en face de la culmination orientale d'Östernæs. Le passage du Zechstein à la « Wordie Creek Formation » n'est pas visible. Elle débute vers 200 mètres d'altitude.

1. 20 m Grès grossiers gris – vert, à biotite et à muscovite.
2. 5 m Grès gris – vert à biotite et à muscovite en plaquettes.
3. 5 m Microconglomérats arkosiques roses. Le diamètre des éléments peut atteindre 3 mm. Ils sont formés (coupe mince n° 21) de grains de quartz dépolis, de feldspaths (surtout microcline et oligoclase), de débris de quartzite, de gneiss à biotite, de granite aplitique. Le ciment est un grès grossier composé de quartz, de feldspath, de biotite et de muscovite.
4. 50 m Débris de pente.
5. 5 m Grès gris – brun, à muscovite et à biotite, en plaquettes, et marnes gréseuses brun – rouge.

6. 45 m Alternances de grès micacés et de marnes schisteuses et gréseuses vertes avec quelques bancs de microconglomérats.
7. 140 m Marnes schisteuses et gréseuses gris – vert. Les Ammonites récoltées dans ces niveaux ont été malheureusement égarées au cours d'un envoi pour leur détermination.
8. 40 m Grès gris et brun – rouge à muscovite et à biotite.
9. 30 m Conglomérats grossiers dont les éléments sont formés presque essentiellement de quartzite. Ils sont accompagnés de galets de quartz et de granite. Le diamètre maximum des composants peut atteindre 10 cm. Ce banc de conglomérats n'a été rencontré nulle part ailleurs sur l'île dans les schistes verts et les grès de la « Wordie Creek Formation ».
10. 70 m Alternances de grès fins, marneux, gris – vert, à muscovite et à biotite et de marnes schisteuses et gréseuses, légèrement micacées, gris – brun. Une coupe mince (n° 7) d'un échantillon de grès fins montre une orientation des paillettes de mica qui sont concentrées dans les plans de stratification, indice d'un dépôt en milieu tranquille.
11. 20 m Conglomérats grossiers dont les éléments sont formés presque essentiellement de quartzite. Ils sont accompagnés de galets de quartz, de granite de granite porphyrique, de grès. Le diamètre des galets peut atteindre 7 à 10 cm.
12. 10 m Grès ferrugineux jaune – brun à muscovite et à biotite.
13. 4 m Conglomérats grossiers à galets de quartzite.
14. 3 m Grès grossiers, jaunes, à fines mouches d'oxyde de fer, contenant des galets épars de quartzite.
15. 20 m Grès arkosiques jaune – brun, à fines mouches d'oxyde de fer et à muscovite. Une coupe mince (n° 13) montre encore la présence de petits galets de calcaire à grain fin et des minéraux lourds comme l'apatite et le rutile. Les éléments sont très mal classés, indice d'une sédimentation très rapide. Le ciment contient beaucoup de fer.
16. 10 m Grès jaune – brun à fines mouches d'oxyde de fer.
17. 20 m Grès ferrugineux jaune – brun, en plaquettes, à fines paillettes de muscovite et marnes schisteuses et gréseuses gris – vert, légèrement micacées.
18. 20 m Conglomérats grossiers à galets de quartzite, de quartz et un peu de gneiss et de granite. Le diamètre de ces éléments peut atteindre 15 cm. (11–18 = Arkose du Mont Svinhufvud).
19. 45 m Grès gris – brun, fortement micacés, à biotite et à muscovite et marnes gréseuses brun – violet et gris – vert, en plaquettes.
20. 35 m Marnes schisteuses et gréseuses gris – vert, à fines paillettes de muscovite, passant vers le haut à des grès gris – vert et à des marnes schisteuses et gréseuses à *Anodontophora aff. fassaensis*.

Sous la culmination orientale d'Östernæs, une petite coupe montre des grès grossiers, des schistes gris, des grès brun – rouge et jaunes, des marnes schisteuses et gréseuses gris – vert, légèrement micacées et des schistes gris – sombre à gris-vert, à patine brune, à *Glyptophiceras* et à *Claraia*. Ce dernier niveau est légèrement métamorphisé par le sill



Fig. 4. Vue sur les Grönnebjerge au premier plan, entre les Faille du Bordbjerge et du Maanedal. Les sommets de ces montagnes sont formés par les schistes gréseux et marneux de la partie supérieure de la « Wordie Creek Formation ». On distingue nettement les nombreux dykes de basalte qui forment les crêtes. A l'arrière de ces montagnes, la partie centrale de l'île en forte voie de nivellation. (Photo aérienne E. HOFER).

de basalte sus – jacent. Ces sédiments appartiennent à la base de l'Eotrias marin.

Une coupe a été également relevée dans les Grönnebjerge, du Maanedal au Pt 798. Elle débute près du lit de la rivière, vers 200 mètres d'altitude.

1. 10 m Grès feldspathiques brun – rose.
2. 4 m Grès grossiers, feldspathiques et micacés.
3. 20 m Débris de pente.
4. 5 m Grès gris – vert, à muscovite et à biotite.
5. 2 m Grès feldspathiques gris – vert, à muscovite et à biotite.
5. 4 m Grès gris – vert fortement micacés (psammite), à muscovite et à biotite.
7. 100 m Débris de pente.
8. 90 m Grès grossiers et grès arkosiques jaune – brun à fines mouches d'oxyde de fer, contenant des niveaux de conglomérats (Arkose du Mont Svinhufvud).
9. 320 m Alternance de marnes schisteuses et gréseuses avec niveaux à *Anodontophora*, gris – vert, mauves et brun – rouge et de grès gris – vert,

généralement en plaquettes. Le manque de pente au – dessus de l'Arkose du Svinhufvud ne m'a pas permis de suivre la coupe en détail, car presque tout est recouvert de débris de pente soliflués.

A l'est du Pt 798, vers 580 mètres d'altitude, un peu en – dessus de l'Arkose du Svinhufvud, j'ai trouvé dans un niveau calcaire deux Ammonites, soit: probablement *Ophiceras sp.*

*Proptychites sp.*

MM. GRASMÜCK et BOLLER, qui ont visité le Maanedal en 1958, y ont trouvé un *Proptychites* certain, accompagné de *Claraia stachei*, de *Myalina schamarae* et de *Anodontophora sp.*, et juste au – dessous de ce niveau, ils ont découvert des calcaires à *Naticopsis arctica* SPATH. Il est donc certain que ce niveau fossilifère, qui se situe dans les couches que H. STAUBER avait faussement assimilées à la « Bunte Serie » (= Formation du Cap Biot p. p.) appartient aux couches à *Proptychites*.

#### Coupe communiquée par K. GRASMÜCK:

Ravin descendant du Pt 798 vers le Maanedal, en direction NE.

1. 110 m Schistes sablo – micacés marneux et argileux, gris – verdâtre. Les niveaux carbonatés renferment des *Claraia*. (Correspond à la couche 7 du profil de l'auteur).
2. 70 m Arkose jaune, très grossière, calcifère, avec des galets isolés. Banc conglomeratique de 3 m à la base. Stratification entrecroisée et ripple-marks. Vers le haut, les grès deviennent plus plaqués et contiennent un niveau à *Anodontophora*. C'est sans doute l'Arkose des Svinhufvuds Bjerge.
3. 100 m Grès fins verdâtres à patine brune, en plaquettes. Ces grès renferment un banc de grès arkosique analogue à 2. *Anodontophora* isolées à la partie supérieure.
4. 2 m Banc calcaire, formant un niveau visible de loin, à 550 mètres d'altitude. C'est un calcaire gris – verdâtre, assez dur, à structure concrétionnaire, représentant probablement un biostrome d'Algues calcaires. Il renferme des *Naticopsis* bien conservés et représente certainement le niveau repère du « Calcaire à *Naticopsis* ». Surface supérieure irrégulière, tranchée.
5. quelques mètres Grès fins plaqués, brun – violacé, riches en muscovite. Ce niveau contient en abondance des Lammellibranches (*Claraia stachei*, *Myalina schamarae*, *Anodontophora*) et a également fourni quelques Ammonites mal conservées, dont l'une, avec cloisons visibles, est certainement un *Proptychites*.
6. Epaisse série solifluée de schistes gréso – marneux, bruns et violacés, en plaquettes. Ces couches se suivent jusqu'au Pt 798.

#### Svinhufvuds Bjerge.

Les falaises abruptes de ces montagnes permettent de relever d'assez bonnes coupes, la roche n'étant pas trop cachée par les débris

de pente. Cependant sa grande friabilité ne permet pas toujours de lever des coupes là où les affleurements sont les meilleurs. H. STAUBER (1942, p. 80-95) en a déjà donné un certain nombre, mais il confond l'Arkose du Mont Svinhufvud avec sa « Série continentale » et les schistes au-dessus de cette arkose avec sa « Série bariolée ».

#### Coupe A.

Cette coupe prise sur l'arête sud - est du Pt 1074, n'affecte que la base de la « Wordie Creek Formation ». Elle commence vers 750 mètres d'altitude. La limite avec le Zechstein sous - jacent n'a pas été vue car elle est recouverte de débris de pente.

1. 50 m Schistes gris - vert, légèrement métamorphisés à la base par le sill sous - jacent. Ils sont fossilières (*Claraia* et probablement *Glyptophiceras*). Vers le haut du niveau se développent de beaux cristaux de pyrite.
2. 10 m Grès arkosiques gris - vert, à patine brun - rouge, à muscovite, à biotite et à chlorite. Les feldspaths forment de beaux cristaux bien développés. Ces grès arkosiques se présentent en bancs épais et massifs, qui alternent avec des bancs de grès fins, en plaquettes.
3. 55 m Grès feldspathiques gris - vert, à patine brun - rouge, contenant des intercalations de minces couches de marnes schisteuses et gréseuses, de couleur verte et brun - rouge.
4. 30 m Marnes schisteuses et gréseuses gris - sombre.
5. 30 m Grès feldspathiques brun - rouge, micacés, à fines paillettes de muscovite, alternant avec des lits de marnes schisteuses grises.

#### Coupe B.

Elle se situe à 1 km environ à l'est de la ramification orientale de la Faille du Bordbjerget, dans les falaises dominant le Kong Oscars Fjord. Elle débute vers 370 mètres d'altitude. Le passage du Zechstein à la « Wordie Creek Formation » n'est pas visible à cause des débris de pente.

1. 15 m Grès gris - vert à patine brun - rouge et à fines mouches d'oxyde de fer, et microconglomérats arkosiques.
2. 20 m Sill de basalte.
3. 20 m Marnes schisteuses et gréseuses sombres.
4. 50 m Grès gris - vert à patine brun - rouge et à fines mouches d'oxyde de fer.
5. 60 m Schistes gris - vert et grès micacés à patine vert - sombre et brun - rouge.
6. 140 m Sill de basalte.
7. 20 m Schistes gris - vert.
8. 70 m Grès feldspathiques brun - rose à fines mouches d'oxyde de fer.
9. 20 m Marnes schisteuses et gréseuses sombres, finement micacées.
10. 100 m Grès feldspathiques bruns à patine brun - rose, à fines mouches d'oxyde de fer. Ils alternent avec des bancs de marnes schisteuses et gréseuses,



Fig. 5. Vue sur les Svinhufvuds Bjerge. Au premier plan affleure la « Wordie Creek Formation ». Tout en bas, à gauche de la photo, on voit des roches grossières de couleur plus claire, qui appartiennent à l'Arkose du Svinhufvud. On distingue des ruptures de pente sur les cols situés au milieu de la photo. Ce sont des traces de failles. Tout au fond, de l'autre côté du Kong Oscars Fjord, apparaît la Chaîne calédonienne. (Photo aérienne M. BRENNISEN).

micacées, gris – vert. Quelques Ammonites en trop mauvais état pour être déterminées ont été trouvées.

11. 120 m Roches identiques aux précédentes, mais les bancs de grès perdent de leur importance et s'espacent au profit des marnes schisteuses et gréseuses.
12. 55 m Grès arkosiques grossiers, jaunes, à fines mouches d'oxyde de fer et conglomérats dont les éléments sont assez espacés, composés essentiellement de quartzite.
13. 10 m Grès arkosiques jaunes à fines mouches d'oxyde de fer et à galets épars de quartzite (12–13 = Arkose du Mont Svinhufvud).
14. 60 m Marnes schisteuses et gréseuses, micacées, gris – vert et brunes, avec niveaux à *Anodontophora*.

#### Coupe C.

Cette coupe a été effectuée sur une arête dominant le Kong Oscars Fjord et située 1,5 km à l'ouest du Pt 1378. Ici le Zechstein passe insensiblement à la « Wordie Creek Formation ». Il n'y a

pas de limite franche; on voit d'abord une alternance de calcaire gréseux gris - bleu, à fines paillettes de biotite et de schistes gris, fortement micacés, puis:

1. 14 m Schistes gris - vert à patine jaune à brune. Au milieu de ces schistes, il y a un banc de grès fins gris - vert à gris - brun.
2. 2 m Grès feldspathiques vert - clair à patine brune, légèrement métamorphisés.
3. 60 m Sill de basalte.
4. 15 m Alternance de schistes brun - violet à noirs et de bancs de 20 cm à 1 m de grès quartziques blancs, à patine brunâtre.
5. 7 m Sill de basalte.
6. 33 m Alternance de schistes brun - violet et de bancs de 20 cm à 1 m de grès quartziques blancs, à patine brune.
7. 6 m Grès arkosiques grossiers, gris - vert, alternant avec de petits bancs de schistes gris - sombre, légèrement micacés.
8. 17 m Schistes gris - sombre, légèrement micacés, contenant quelques bancs de calcaires gréseux gris - sombre, à paillettes de micas.
9. 17 m Alternance de calcaires gréseux gris à gris - vert, irrégulièrement lités et de schistes gris - sombre.
10. 6 m Grès gris - vert à deux micas et grès arkosiques gris - vert.
11. 31 m Schistes gris - vert sur quelques mètres, puis débris de pente.
12. 6 m Grès arkosiques grossiers, gris - vert, à deux micas.
13. 12 m Sill de basalte.
14. 10 m Grès gris - vert à deux micas.
15. 18 m Débris de pente.
16. 20 m Microconglomérats arkosiques gris - vert.
17. 20 m Débris de pente.
18. 5 m Grès arkosiques gris - vert à deux micas.
19. 55 m Débris de pente.
20. 25 m Sill de basalte.
21. 10 m Grès arkosiques et grès gris - vert à patine brun - rouge.
22. 10 m Schistes gris - vert à patine sombre.
23. 18 m Grès verts à patine brune, fossilières avec *Ophiceras commune* SPATH var. *aperta* SPATH.
24. 8 m Grès bruns à fines mouches d'oxyde de fer, contenant de toutes petites plaquettes d'argile verte et grès arkosiques gris - vert à deux micas et à chlorite.
25. 10 m Grès arkosiques roses à brun - clair, à biotite et chlorite.
26. 10 m Débris de pente.
27. 12 m Grès arkosiques roses à brun - clair, en plaquettes, à biotite et chlorite.
28. 60 m Conglomérats et grès arkosiques grossiers, jaunes, très mal stratifiés et mal cimentés. Les galets des conglomérats sont formés surtout de quartzite et d'un peu de gneiss. C'est l'Arkose du Mt. Svinhufvud.
29. 40 m Grès brun - mauve à très fines mouches d'oxyde de fer, en plaquettes. Ces grès n'ont que quelques mètres d'épaisseur et au - dessus, marnes schisteuses et gréuses gris - vert et brun - rouge, et au sommet, niveau de calcaire gréseux lumachelliques (Calcaire à *Naticopsis* probable).
30. 45 m Marnes schisteuses et gréuses gris - vert.
31. 7 m Grès gris - vert.

Cette coupe n'englobe pas tout – à – fait entièrement la « Wordie Creek Formation ». Il est possible que les roches sédimentaires sous – jacentes au sill de basalte formant le sommet du Pt 1378 appartiennent à cette formation à moins qu'elles ne fassent déjà partie de la « Mt Nordenkiøld Formation ». Le manque de temps ne m'a pas permis de le contrôler.

Dans l'espace compris entre les deux branches de la ramifications de la Faille du Maanedal, sur la falaise dominant le Kong Oscars Fjord, on a à la base l'Arkose du Mt. Svinhufvud qui émerge des éboulis et au – dessus des grès rouges en plaquettes et des marnes schisteuses et gréseuses rouges, analogues à ceux des Grönnebjerge.

Coupes du Trias des Svinhufvuds Bjerger relevées et communiquées par R. TRÜMPY (p.36–42).

#### Coupe I.

Dans la partie occidentale du groupe moyen, au sud du « n » de Svinhufvuds Bjerger (correspond à peu près à la coupe B de J. PUTALLAZ et à la coupe 9 de H. STAUBER [1942, p. 84—89]; cette dernière ne tient pas compte d'une faille assez importante, et les épaisseurs données pour le Trias inférieur sont trop faibles). La coupe débute vers 550 m, où se trouvent des argilites rubanées blanches. La base du Trias se trouve environ 150 m plus bas. La coupe n'a pas été relevée de façon détaillée.

1. env. 150 m Grès grossiers rougeâtres à feldspath, de couleur verdâtre; parfois tachetés, comme des grès de Taveyannaz. Niveaux plus schisteux et micacés avec *Claraia* dans la partie supérieure. Passage à
2. env. 150 m Série de grès micacés à biotite et de schistes argilo – gréseux, verdâtres. Des grès grossiers contiennent *Claraia*, *Myalina* et un *Glyptophiceras* très mal conservé.  
1 et 2 représentent les grès des couches supérieures à *Glyptophiceras*.
3. env. 20 m Alternance de grès micacés, assez grossiers, parfois à stratification entrecroisée, et de schistes marno – gréseux verdâtres. *Claraia*.
4. env. 20 m Schistes marno – sableux, verdâtres, avec des concrétions calcaires qui contiennent en abondance de superbes Ammonites: *Ophiceras subkyoticum* SPATH, *O. wordiei* SPATH, *Claraia*.
5. env. 10 m Grès extrêmement grossiers à conglomératiques, avec de grands feldspaths roses. *Ophiceras* et *Lamellibranches*.
6. 40 m Schistes marneux verdâtres avec quelques bancs de grès. Vers le tiers inférieur, petite faune avec *Ophiceras* sp., *Bellerophon*, *Claraia* et *Spirorbis* dans des concrétions. Au sommet, lumachelles gréseuses et micacées à *Myalina schamarae*.
7. 70 m Alternance de schistes marno – gréseux et de grès micacés; ces derniers présentent des traces d'écoulement. Vers le haut, les schistes marneux sont remplacés par des schistes argilo – gréseux sombres, assez durs.

8. 65 m Grès arkosiques grossiers, à patine beige – clair. Partie inférieure non stratifiée, partie supérieure assez bien litée avec des ripple marks. A plusieurs niveaux, s'intercalent des conglomérats à éléments bien arrondis de quartzite et de granite blanc dans un ciment gréseux abondant.  
Ce niveau gréseux au sein de la formation du Wordie Creek, confondu par H. STAUBER avec les arkoses du Kliddal, est désigné comme « arkose du Mont Svinhufvud ». Il forme un petit promontoire très visible au NE du Pt 1078 ainsi que ce dernier. A l'endroit de la coupe, il est traversé par deux petits filons de basalte.
9. 15 m Grès plaquetés à patine couleur de rouille.
10. env. 50 m Schistes gréseux verdâtres et grès micacés en dalles; quelques couches de grès arkosiques roses à grains bien arrondis. *Anodontophora, Myalina*.
11. env. 10 m Grès grossiers rouges et verts, très micacés, à stratification entre-croisée.
12. env. 45 m Argilites calcifères bigarrées et quartzites blancs formant une paroi. Quelques couches de calcaire rubané bleuté dans la partie inférieure (équivalent du calcaire à *Naticopsis*). Cette série contient une dizaine de « Gleitfaltenlagen » de H. STAUBER (1942, fig. 9, p. 88) avec de très belles stratifications tourmentées à la suite de glissements sous – marins. On y voit soit des plissements intraformationnel, soit une espèce de boudinage par glissement, donnant lieu à la formation d'ellipsoïdes argilo – gréseux de 70 cm de long. Les contorsions des couches sont tranchées au toit des bancs, ce qui montre bien qu'il s'agit de phénomènes syngénétiques. Cette série a été attribuée par H. STAUBER (1942, p. 84) à la « Bunte Serie »; mais elle constitue nettement un équivalent des couches à *Proptychites* de l'Eotrias marin.
13. env. 5 m Grès blancs à Lamellibranches. métamorphisés par le contact avec
14. Sill de dolérite, formant l'arête déchiquetée à 1220 m d'altitude.

La base du Trias a été observée dans un ravin, 3,5 km à l'E de la petite presqu'île doléritique. Les calcaires et les schistes marneux à *Martinia* et à Bryozoaires du Permien y sont surmontés de 10 m de schistes micacés gris contenant des lits de grès grossiers et de conglomérats. Puis viennent 8 m de grès grossiers brunâtres à galets d'argile, enfin 20 ou 25 m de schistes argileux gris, finement micacés, avec une couche de grès grossiers asphaltiques à la base. Vers le sommet, ces schistes renferment la première faune triasique, avec des *Glyptophiceras* du groupe *triviale* et des *Claraia*. A 450 m d'altitude, débutent les grès grossiers, verdâtres, stériles.

#### Coupe II.

1 km au S du Pt 1378, dans l'affluent gauche du ruisseau qui descend à l'E du sommet principal. Début de la coupe à 550 m, au confluent des deux ravins. Cette coupe comprend la partie supérieure

des grès à *Glyptophiceras*, les schistes à *Ophiceras* et *Vishnuites*, l'arkose du Mont Svinhufvud et les couches à *Proptychites*.

1. 10 m Dolérite.
2. 15 m Grès quartzitique, en bancs réguliers de 30 cm env., avec des intercalations de schistes durcis par la dolérite.
3. 6 m Schistes argilo – sableux noirs, avec des lits de grès fins.  
Passage à
4. 24 m Grès plutôt fins à la base, grossiers et arkosiques dans la partie supérieure où apparaissent des taches blanches de feldspath kaolinié. Epaisseur des bancs augmentant vers le haut.
5. 5 m Grès verdâtres en plaquettes, passant à des grès grossiers.
6. 3–4 m Schistes argilo – sableux gris – sombre, assez réguliers, avec des bancs de grès dans la partie supérieure. *Glyptophiceras cf. gracile*, *Claraia*, *Bobasatrancia*.
7. 7 m Grès micacés verdâtres, en dalles minces, avec des intercalations de schistes gréseux assez durs. Les grès, à grain en général moyen, contiennent des galets aplatis d'argile, des traces de fluxion et des débris de plantes terrestres.
8. 15–20 m Grès arkosiques et micacés de couleur saumon. Le diamètre des grains augmente vers le haut. Ce niveau forme un ressaut dont la limite supérieure se trouve à 630 m.
9. 5–10 m Schistes argilo – gréseux, en grande partie recouverts.
10. 20 m Arkoses grossières, à feldspath rose, patine rouge – brun. Les surfaces des bancs sont irrégulières et portent des traces de fluxion.  
Sur l'arête entre le ravin à l'W du Pt 1378 et celui à l'E du Pt 1079, un niveau correspondant nous a fourni un *Otoceras sp.*, un grand *Glyptophiceras (Metophiceras) sp.* et des *Glyptophiceras cf. pascoei* SPATH; ce niveau doit correspondre à peu près au sommet des couches gréseuses à *Otoceras* et *Glyptophiceras*.
11. 8 m Schistes marno – sableux micacés, verdâtres et grès en plaquettes.
12. 1,5 m Grès arkosiques à grain grossier à moyen, patine rouge – brun.  
Dernier banc gréseux de la partie inférieure.
13. 30 m Schistes marneux verdâtres, à stratification plane, contenant de minces lits de grès calcaires fortement micacés; des traces de fluxion et des pistes diverses sont fréquentes à la surface inférieure de ces bancs. Dans la partie supérieure, on trouve également des grès pseudo – conglomératiques à grandes paillettes de muscovite et de biotite, renfermant des Lamellibranches (surtout *Myalina*). Les schistes n'ont livré qu'un *Ophiceras cf. wordiei* SPATH et des *Claraia*; mais d'un niveau analogue sur l'arête mentionnée plus haut, nous avons obtenu de très nombreux exemplaires d'*Ophiceras commune* SPATH. Cette série schisteuse correspond donc aux couches à *Ophiceras* proprement dites, sans *Otoceras* ni *Glyptophiceras*.
14. 0,5 m Grès calcaires fins à moyens, très micacés, avec des ripplemarks d'interférence à la surface supérieure.

15. 20 m Alternances de schistes marneux verdâtres à patine rouille. *Ophioceras* du groupe *wordiei*, *Bellerophon*.
16. 1,5 m Grès verts de grain moyen, très riches en muscovite et en biotite. Forment un petit ressaut.
17. 15 m Alternances de grès verdâtres, à grain moyen avec feldspath et mica, avec des schistes argilo-gréseux verdâtres.
18. 12 m Schistes sableux verts et rouge-brun, avec quelques bancs de grès.
19. 2 m Banc de grès moyens, brun-rouge à la base, verts au sommet. Ripplemarks d'interférence.
20. 40 m Alternances de schistes argilo-sableux micacés de couleur brun-rouge (plus rarement verte) et de grès fins micacés avec des traces de fluxion, des rillmarks et des ripplemarks.  
Dans un vallon situé à 2 km à l'W de cette coupe, nous avons trouvé un *Vishnuites sp.* typique, quoique mal conservé, dans un banc de grès 30 m sous l'arkose du Mont Svinhufvud. Cette dernière correspond probablement à la partie moyenne ou supérieure des couches à *Vishnuites*.
21. 70 m (de 805—875 m) arkose du Mont Svinhufvud. Grès grossiers riches en feldspath plus ou moins kaolinisé. La stratification de ces arkoses est soit irrégulière, soit presque nulle. On y trouve des galets isolés ou des lentilles de congolérat qui renferment des éléments bien arrondis de quartzite (prédominant), de gneiss, de granite et d'amphibolite. Il est possible que le ciment renferme du gypse; la cimentation des arkoses varie très fortement, de façon à ce qu'elles forment des rochers sur une arête alors que sur une autre tout est désagrégé en sable. Le niveau se reconnaît aisément de loin par sa patine jaune-blanchâtre.
22. 3 m Grès verts très micacés, affectés de glissements post-diagnétiques. La suite du profil n'a pas été relevée de façon systématique.
23. 65 m Série schisteuse, en partie recouverte, très variable. Nombreux petits bancs de grès micacés; niveau de congolérat à galets argileux et calcaires vers le milieu. Les grès montrent des ripplemarks, des rillmarks et des load-casts. *Anodontophora*, *Claraia*, *Myalina*.
24. 10 m Grès pourprés grossiers, extrêmement riches en mica, un peu calcifères. Ces grès montrent une stratification entrecroisée superbe (surtout dans une coupe située à 2 km à l'E du Pt 1378); le sens du courant ne fut pas constant.
25. 2-4 m Niveau — repère du calcaire à *Naticopsis*. Calcaire à cassure gris-clair, à patine bleutée. Il est formé en grande partie de curieuses structures concentriques rappelant des incrustations d'Algues calcaires et atteignant des diamètres de plusieurs dm. En outre il contient en abondance de beaux exemplaires de *Naticopsis arctica* SPATH, qui ont conservé leurs taches de couleur. Ce calcaire stromatolithique massif est recouvert par des calcaires bien stratifiés. Un peu au N, il y a également de curieux calcaires crayeux.  
Ce banc mince et typique a été retrouvé dans toutes les coupes des Svinhufvuds Bjerge (à l'exception de la coupe I) ainsi

que dans le Maanedal et au Kap Stosch, où des *Proptychites* se trouvent à proximité immédiate du niveau calcaire.

26. 10-15 m Série schisteuse.  
 27. 50 m env. Grès en plaquettes avec des ripplemarks et de la stratification entrecroisée, alternant avec des schistes versicolores. A 970 m, un lit de calcaires oolithiques, semblable à ceux des couches à *Anodontophora fassaensis* du Kap Stosch, contient une faune abondante de Lamellibranches, surtout des Pectinidés et des *Baketellia*, qui n'ont pas encore été étudiés.

### Coupe III.

Dans un ravin au S du sommet principal des Svinhufvuds Bjerge, 3 km à l'E de la petite presqu'île basaltique. Partie inférieure des grès à *Glyptophiceras*. Début de la coupe à 160 m.

1. 10 m Grès de grain moyen à grossier, pauvre en calcaire. Ces grès contiennent en abondance du mica dont les paillettes ne sont guère orientées parallèlement à la stratification (sédimentation très rapide). L'épaisseur des bancs varie de 30 à 100 cm et augmente vers le haut. La base des bancs de grès est souvent irrégulière et montre des traces d'écoulement. Intercalations de grès fins calcaires et de schistes gréseux verts.
2. 10 m Schistes gréseux, riches en biotite et bancs discontinus de grès calcaires.
3. 1,5 m Grès quartzitiques et ferrugineux, de grain moyen, assez durs. « Mélange », série absolument chaotique de grès micacés verts avec des lentilles et des phacoïdes de grès quartzitiques plus grossiers. La stratification est totalement dérangée, bien qu'on y voie quelques cylindres de plis. Cette couche extraordinaire résulte probablement du glissement en bloc d'un ensemble sédimentaire, facilitée par des phénomènes de rupture de thixotropie.
5. 1 m Argilites gris – foncé et schistes argileux micacés.
6. 1,5 m Banc de grès quartzitiques.
7. 5 m Alternances régulières de grès verdâtres durs à biotite avec des schistes gréseux, plaqués, gris et verts.
8. 8 m Mudstone vert, passant à des schistes siliceux très durs.
9. 10 m Alternance de grès verts à biotite et à feldspath avec des grès en plaquettes et des schistes sableux.
10. 3 m Eboulis (niveau schisteux).
11. 2,5 m Banc de grès bien stratifié, mais paraissant massif à l'affleurement. Ce sont des grès vert – clair, plus ou moins quartzitiques, renfermant du mica et un peu de ciment carbonaté.
12. 10-12 m Schistes verts, assez durs, finement micacés; très peu de carbonate.
13. 4-5 m Grès verts à biotite bien lité.
14. quelques mètres de schistes durs verts et gris. Limite franche (à 250 m d'altitude) contre
15. 110 m Série puissante de grès arkosiques. Cette série se distingue de la sous-jacente par sa patine, qui est brun – rose à chamois,

alors que l'autre est vert - sombre. Il y a moins de mica, plus de feldspath et très peu de calcaire. Des galets argileux sont fréquents à la base de bancs gréseux.

Les grès assez stériles des couches à *Glyptophiceras* se continuent encore sur une épaisseur considérable et contiennent deux filons - couches des dolérites.

Quant à la base de l'Eotrias marin, elle est recouverte sous les éboulis du pied des falaises à l'endroit de la coupe III. Nous avons pu l'observer un peu plus à l'W, sur une arête séparant deux ravins très rapprochés. Les calcaires marneux et micacés à *Martinia* se voient jusqu'à 125 m d'altitude. Par dessus, un niveau de 7 m de schistes vert - clair, tendres avec de minces couches de calcaire micacé, contient encore des Brachiopodes permiens. Ensuite viennent 8 m de schistes silteux durs, verdâtres, avec des dalles de grès à deux micas. Une de ces dalles de grès nous a livré des Ammonites de l'Eotrias basal (couches à *Glyptophiceras* inférieures) à savoir «*Glyptophiceras* » sp. nov. (= *G. minor* SPATH pro parte, petite forme faisant passage à *G. triviale* SPATH), *Otoceras* sp., ainsi que du bois et des écailles de poissons. Les grès correspondant au n° 1 de la coupe III débutent peu au-dessus.

#### Coupe IV.

Coupe relevée au pied de la paroi au S 15° E du Pt 1378, 1 km à l'E de la précédente. Cette coupe a été prise dans le secteur entre les deux grandes failles (faille à filon de dolérite et faille - limite du Trias). Elle intéresse la partie supérieure de la formation du Wordie Creek, à partir de l'arkose du Mont Svinhufvud. Il a été tenu compte de quelques accidents tectoniques mineurs. La coupe débute à 115 m d'altitude.

1. 35 m Grès arkosiques et micacés grossiers, verdâtres, en gros bancs, avec des intercalations de schistes micacés verdâtres.
2. 10 m env. Schistes argilo - sableux micacés verts, assez durs. Lamellibranches mal conservés.
3. 15 m Arkose grossière, avec des feldspaths roses et un peu de mica, en gros bancs ou presque massive. Avec des lentilles de conglomérat polygénique à galets bien arrondis de quartzite et de granite rose. Couleur vert - clair, mouchetée de rose à la cassure. Les couches 1-3 correspondent sans doute à l'arkose du Mont Svinhufvud. La plus grande fraîcheur des affleurements peut expliquer la différence de couleur (vert - clair à la place de beige) par rapport aux mêmes couches des coupes I et II.
4. 20 m Schistes marno - sableux verts, avec des lits de psammite. Grandes *Claraia*, *Spirorbis*, une Ammonite très mal conservée. Les fossiles sont souvent limonitiques. Passage à
5. 15 m Schistes qui prennent de plus en plus une couleur brun - rouge, et dans lesquels s'intercalent des bancs, épais de 5-20 cm de grès verts, très micacés et un peu calcaires, à patine brune.

6. 0—6 m Banc de grès micacés grossiers, vert – clair, non stratifiés. Ces grès occupent apparemment un chenal. Leur base est tranchée et montre de belles traces d'écoulement.
7. 50 m Schistes argilo – sableux verts et lie – de – vin avec de minces lits de grès fins micacés, parfois avec stratification entrecroisée. Lumachelles à *Myalina* dans la partie supérieure.
8. 5 m Grès grossiers à deux micas. Le diamètre des grains de quartz diminue vers le haut. Dans ce niveau, il y a de beaux plis cylindriques dûs à l'écoulement en masse (slumping) des couches semi – consolidées.
9. 4 m Calcaire gris – clair, à patine verdâtre, à peine stratifié. Plaques de calcaire finement stratifié, à l'intérieur du calcaire massif. Ce dernier contient des Gastéropodes et les curieuses masses à structures concentriques attribuées à des incrustations d'Algues (voir coupe II, n° 25). Sans aucun doute, c'est de nouveau le calcaire à Naticopsis.
10. 8–10 m Grès micacés et schistes argilo – sableux, avec des dalles recouvertes de *Myalina cf. kochi* SPATH.
11. 3 m Grès micacés avec des plissements intra-formationnels tranchés à la limite supérieure des bancs (slumping suivi d'érosion).
12. 12 m Schistes verdâtres, sableux et micacés à *Anodontophora* et grès micacés à patine brun – rouge. Sommet de ces couches à 280 m d'altitude.
13. 10 m Grès bruns micacés de grain moyen, en assez gros bancs. A la base, une couche avec des plis d'écoulement, suivi d'un conglomérat à galets argileux et à Lamellibranches (*Anodontophora*) roulés. Les couches 10–13, avec leurs « Gleitfaltenlagen » typiques, se comparent évidemment aux couches n° 12 de la coupe I.
14. 15—18 m Schistes marno — sableux verts, assez homogènes dans la partie inférieure, où ils contiennent des *Estheria* très abondants (à l'étude chez MME DEFRETTIN, Lille). Dans la partie supérieure, des bancs de grès fins s'intercalent et la stratification devient irrégulière.
15. 12—15 m Grès moyens à grossiers, à patine brun-jaune, très riches en paillettes de mica orientées parallèlement à la stratification.
16. 15—20 m Série très variable de schistes argilo – gréseux verts et de grès de couleur jaune et rouille.
17. 15 m Grès grossiers très riches en muscovite; patine brun – jaune. Renferment un filon – couche de dolérite, puissant de 1–2,5 m, au parcours très irrégulier. Les couches 13–17 butent à l'E contre l'arkose du Mont Svinhufvud, relevée une dernière fois grâce à une faille dont le plan s'incline de 50° à l'W.
18. 55 m Grès micacés rouge – brique, bien stratifiés, alternant avec des schistes argilo – gréseux verts et lie – de – vin.
19. 2 m Filon – couche de dolérite.
20. 4 m Grès micacés jaunes à grain moyen.
21. 65 m Grès micacés friables, de couleur rouge – brique à lie-de-vin, sans carbonate. Epaisseur des bancs très variable. On y trouve également

des grès à patine claire qui montrent des tachetures limonitiques à la cassure. Quelques lits à ciment gypseux. Des galets argileux, des empreintes d'*Anodontophora* et des ripplemarks se rencontrent à plusieurs niveaux, ainsi que trois couches avec des plissements intraformationnels très spectaculaires.

Cette série de grès pourprés constitue le niveau le plus élevé du Trias conservé aux Svinhufvuds Bjerge. Nous le rattachons encore à la formation du Wordie Creek, en le comparant aux couches à *Anodontophora fassaensis* du Kap Stosch, ainsi qu'à la « série du Rødstaken » de M. AELLEN (thèse en préparation).

A 465 m d'altitude, les grès pourprés viennent buter le long d'une faille contre des grès quartzeux grossiers, blanc - jaunâtres, avec des lits de charbon (Yellow Series selon J. PUTALLAZ).

### Mols Bjerge.

Formant le bâti de la partie nord et orientale des Mols Bjerge, le Trias plonge vers l'ouest d'une vingtaine de degrés. Étudié par H. STAUBER (1942, p. 63-79), le Trias de cette région ne ressemble pas à celui que l'on a vu jusqu'ici. On trouve du gypse alors qu'il est inexistant dans le Trias des autres parties de l'île. Aucun fossile n'a été découvert jusqu'à maintenant. J'ai relevé une coupe sur l'arête située à peu près à mi-distance entre le Kap Palander et la Faille des Mols Bjerge. Le Trias forme la base de la montagne; cependant les 100 premiers mètres sont recouverts d'éboulis.

1. 25 m Grès fins jaune - clair, à très fines mouches d'oxyde de fer.
2. 80 m Eboulis.
3. 5 m Calcaire gréseux gris.
4. 4 m Calcaire gris - bleu, compact. Ce calcaire semble lenticulaire et ne se poursuit pas en bancs, au contraire des calcaires gréseux sous-jacents.
5. 27 m Grès jaunes à fines mouches d'oxyde de fer, affleurant sur 1 m, puis éboulis.
6. 2 m Schistes gréseux et micacés, lie - de - vin.
7. 64 m Schistes gréseux et micacés, gris et gris - noir, alternant avec des lits de gypse.
8. 6 m Schistes gris et lie - de - vin.
9. 4 m Agglomérat de grains de grès à ciment siliceux de 1 à 3 mm de diamètre, cimenté par de la calcite pulvérulente
10. 12 m Marnes gréseuses gris - jaune.
11. 26 m Calcaire marno - gréseux et schistes marno - gréseux alternant avec des bancs de 50-60 cm de grès gris à patine brune et brun - rouge.
12. 22 m Grès fins brun - rouge, en plaquettes et schistes gréseux alternant avec des bancs de 4-5 m d'épaisseur de calcaire marno - gréseux. Vers le sommet, ces roches sont légèrement métamorphisées par le sill de basalte sous - jacent.
13. 30 m Sill de basalte.

14. 34 m Grès fins brun - rouge, en plaquettes et schistes gréseux brun - rouge alternant avec des bancs de calcaire marno - gréseux gris, comme sous le sill de basalte. Vers la base, léger métamorphisme.
15. 8 m Grès feldspathiques brun - rose à fines mouches d'oxyde de fer.
16. 68 m Calcaire marno - griséux gris - brun à patine brune alternant avec des grès bruns et des schistes gréseux micacés gris.

Bien que cette coupe ne soit pas absolument typique, on peut la placer dans la « Mont Nordenskiöld Formation ».

#### *d. Jurassique.*

Le Jurassique de l'île de Traill, que D. T. DONOVAN (1953, 1955, 1957) étudia en détail, de même que le Crétacé, au cours de ces dernières années, affleure à l'est de la Faille du Maanedal, dans les Svinhufvuds Bjerge, au Björnedal et au Vælletal, dans les Mols Bjerge et au Maanedal. Le levé de carte de ces régions m'a permis d'ajouter quelques informations aux études de D. T. DONOVAN.

#### *1. Série jaune (Bathonien - Callovien - Oxfordien moyen).*

Sur les données de H. STAUBER, W. MAYNC (1947, p. 152-156) identifia la formation jurassique la plus inférieure de Traill Ö avec sa « Gelbe Serie ». L'étude reprise par D. T. DONOVAN a démontré une forte similitude de facies et une séquence parallèle de faune entre la région étudiée par W. MAYNC entre le 73° et le 75° lat. N. et les îles de Traill et de Geographical Society. D. T. DONOVAN (1953, p. 25-26) cite la faune trouvée en tous les points de Traill Ö dans cette série en reportant les localités sur des planches, ce qui permet de situer rapidement la provenance des fossiles découverts en grand nombre par lui.

#### Svinhufvuds Bjerge.

La Série jaune affleure le long de la côte du Kong Oscars Fjord, entre la Faille du Maanedal et le Cénomanien transgressif, sur une largeur d'environ 1,5 km à la base de la falaise. La carte de H. STAUBER (in L. KOCH, 1950, pl. 3) indique du Jurassique à l'est de la Faille du Maanedal, placée près de deux km trop à l'est et dessinée comme une « Ueberschiebung » dans les Svinhufvuds Bjerge. Par ce fait, il considérait les terrains à l'est de cette faille comme chevauchés.

Une coupe rapide relevée dans la falaise montre la succession suivante qui commence vers 330 mètres d'altitude, la partie inférieure étant recouverte d'éboulis :

1. 130 m Grès grossiers, à mouches d'oxyde de fer, blancs à la cassure et jaune - clair à la patine, se présentant en bancs épais et compacts.
2. 50 m Microconglomérats arkosiques, à grosses mouches d'oxyde de fer, jaune -

clair à blancs à la cassure et jaunes à la patine, friables et mal cimentés. Ils contiennent de petits bancs de conglomérats à galets de quartzite de 5 à 10 cm de diamètre.

3. 50 m Grès arkosiques, de composition à peu près identiques aux précédents mais moins compacts, plus mal cimentés et se délitant en plaquettes irrégulières.

En descendant dans un autre couloir, j'ai aperçu quelques minces bancs de schistes gréseux gris - sombre, micacés, avec des niveaux de charbon de quelques cm d'épaisseur.

Dans les environs des Pts 1378, 1196 et 1130, les affleurements de la Série jaune augmentent d'importance et occupent le flanc nord - est et est de ces montagnes. Partout où l'érosion des couches tendres du Crétacé est suffisante pour mettre à jour ces roches et qu'elles ne les a pas encore trop attaquées, on voit des surfaces d'intense rubéfaction antérieure à la transgression de l'Albien - Cénomanien.

En montant le long de l'arête sud - est du Pt 1196, arête formée sur presque toute sa longueur par un dyke, vers 950 m d'altitude, j'ai découvert une lumachelle faiblement cimentée par un grès gris, fortement micacé, fétide, très friable et tendre. Malgré le mauvais état de conservation des fossiles, il m'a été permis d'extraire quelques exemplaires en bon état, qui ont été aimablement déterminés par D. T. DONOVAN. Ce sont :

- Cardioceras (Maltoniceras) maltonense* (YOUNG et BIRD)
- Cardioceras (Maltoniceras) vagum* ILOVAISKY
- Oxytoma* sp.
- Pseudolimea duplicata* (J. de C. SOWERBY)
- Tancredia* sp.
- Meleagrinella* sp.
- Gastéropodes*.

Les Ammonites appartiennent à la Zone à *Plicatilis*, « *Antecedens Subzone* » de la succession britannique et indiquent comme âge l'Oxfordien moyen.

Une cinquantaine de mètres au - dessus de cet horizon, dans les grès de la Série jaune, j'ai observé des bancs de schistes gréseux et micacés gris - sombre.

Toute la Série jaune que l'on vient de voir dans les Svinhufvuds Bjerge plonge légèrement vers l'est par suite d'un léger rebroussement du bord oriental de la Faille du Maanedal.

#### Région du Björnedal et Vælddal.

Dans la vallée du Björnedal, environ 4 km en amont de l'embouchure de la rivière, affleurent des schistes noirs, micacés, signalés déjà par

D. T. DONOVAN (1953, p. 20–21), qui a trouvé un *Arctocephalitidé* en mauvais état et des traces de plantes.

Dans un torrent descendant en face du Barrikadegletscher, sur le flanc oriental du Lycett Bjerg, affleurent quelques bancs de grès grossiers, micacés, plus ou moins fortement feldspathiques, de couleur grise à jaune et à patine jaune – brun à rose.

Les affleurements de la Série jaune sont limités dans le Lycett Bjerg au sud – ouest par une faille à regard sud – ouest, faille qui se perd dans les schistes du Crétacé moyen. Sur le Lycett Bjerg même, ils sont recouverts par la transgression de l'Albien – Cénomanien. Les couches de la Série jaune plongent de 5 degrés vers l'est.

D. T. DONOVAN (1953, p. 21) donne une épaisseur minimum de 550 mètres. Cette estimation paraît trop faible car la partie supérieure est érodée; de plus le deuxième point coté du Lycett Bjerg est à 800 m d'altitude et la Série jaune monte jusqu'à son sommet qui est coiffé d'un petit sill de basalte.

Le long de la côte du Mountnorris Fjord, sur le versant nord du Lycett Bjerg, la Série jaune se prolonge de quelques km pour disparaître complètement sous les schistes du Crétacé moyen. A la limite du Crétacé moyen et de la Série jaune, le passage entre les deux formations peut être distingué, malgré les éboulis, par une légère rupture de pente située en – dessous du sill de basalte qui monte vers le sommet du Lycett Bjerg.

#### Mols Bjerge.

##### a. Versant nord.

D. T. DONOVAN (1953, p. 16–17) discute la présence du Rhétien-Lias (« Kap Steward Formation ») attesté par H. STAUBER (in L. KOCH, 1950, pl. 3) sur Traill Ö, spécialement dans les Mols Bjerge. D. T. DONOVAN déclare qu'il n'y a aucune preuve que cette formation existe et rattache les couches en question à la base de la Série jaune. Il donne (1955, p. 12–14) une description de la série dans cette région ainsi qu'une petite carte.

En longeant la côte, le long de ces montagnes jusqu'à la Faille des Mols Bjerge, on voit la Série jaune transgresser sur la « Mt Norden-skiold Formation » avec une discordance angulaire de 7 à 10 degrés, toutes les couches plongeant vers l'ouest. Dans la vallée débouchant sur la mer, à l'endroit où passe la Faille des Mols Bjerge, vers 600 m d'altitude, on trouve le conglomérat de base sur la « Mt Norden-skiold Formation » érodé dans sa partie supérieure. C'est un conglomérat à éléments calcaires gris, compacts, très finement cristallisés et légèrement marmorisés avec du quartz, des feldspaths détritiques, de l'apatite et un peu d'oxyde de fer (coupe mince n° 225). Ces galets de

calcaire sont anguleux, non roulés, altérés superficiellement par une corrosion subie à l'air libre. Comme ils sont azoïques, on ne peut connaître leur âge. Ils atteignent un diamètre de 10 à 12 cm et sont accompagnés de galets de quartzite. Ce conglomérat est cimenté par un grès grossier, gris - jaune, à mouches d'oxyde de fer. Au-dessus de ce conglomérat de quelques mètres de puissance, suivent 50 mètres de grès jaunes à mouches d'oxyde de fer, avant que ne débute l'Albien - Cénomanien transgressif.

La plus grande partie de la série a été érodée avant le dépôt de l'Albien - Cénomanien. D. T. DONOVAN (1953, p. 14) estime l'ordre de puissance de la série restante de 250 à 300 m.

#### b. Versant sud.

La Série jaune forme le long de la côte nord du Mountnorris Fjord, entre le Polyptychites Elv et la Faille des Mols Bjerge, les contreforts sud de ce massif.

Cette série, qui plonge de 10 degrés vers l'ouest, est recouverte en grande partie d'éboulis arrachés plus ou moins sur place. Elle est formée de grès grossiers jaunes à gris - blanc à la cassure et jaune - brun à rouges à la patine, avec des taches d'oxyde de fer, et de lits et de lentilles de conglomérats à galets de quartzite de la grosseur d'une noix. On y observe fréquemment des stratifications entrecroisées. Au sommet des affleurements, surtout le long de la limite Série jaune - Crétacé, limite irrégulière due à l'érosion pré - albienne - cénomanienne, qui permet de revivre par endroits le relief de cette époque, on peut observer de belles surfaces de rubéfaction.

La carte de H. STAUBER (in L. KOCH, 1950, pl. 3) indique du Rhétien-Lias et du Jurassique dans la région occupée par la Série jaune. D. T. DONOVAN (1953, pl. 4) donne une carte un peu semblable à celle de H. STAUBER, mais au lieu du Rhétien-Lias, il y figure du Trias. L'examen de cette contrée m'a montré uniquement des roches banales de la Série jaune.

L'épaisseur donnée en ce point par D. T. DONOVAN (1953, p. 19) est beaucoup trop faible, elle est d'au moins 1300 m.

#### Maanedal.

Dans le Maanedal, un peu en amont de l'endroit où la rivière se coude vers le nord pour aller se jeter dans le Vega Sund, sur le flanc sud des Rold Bjerge, existe une boursouflure longitudinale à la vallée, presque complètement recouverte de débris de pente. Des roches décrites par D. T. DONOVAN (1953, p. 26-28) affleurent tout de même. Elles ont été attribuées par analogie lithologique à la Série jaune, tandis



Fig. 6. Vue sur le versant sud des Rold Bjerge. La boursouflure claire au – dessus du lit de la rivière est formée de grès et conglomérats attribués à la Série jaune sur laquelle transgresse le Crétacé moyen. (Photo aérienne E. HOFER).

que H. BÜTLER (1957, p. 49) les rattache au Carbonifère. Comme les roches du Carbonifère et de la Série jaune sont souvent analogues, il est difficile de se prononcer sur cet affleurement. Je pense toutefois que la position adoptée par D. T. DONOVAN est la plus vraisemblable.

Au bord du lit de la rivière, sur sa rive gauche, affleurent des grès lie-de-vin analogues à ceux que l'on retrouve au sommet des Grönnebjerge et qui font partie du sommet de la « Wordie Creek Formation ». Au – dessus de ces grès (et non pas à côté comme l'indique D. T. DONOVAN (1953, pl. 3) sortent des débris de pente les roches décrites par cet auteur et attribuées à la Série jaune. Plus haut encore, mais sans que l'on voie la limite, se trouvent les schistes noirs du Crétacé. On a ici, une ramifications de faille, analogue semble – t – il, à celle qui existe dans les falaises des Svinhufvuds Bjerge et cela sur la même faille. Sur la rive droite de la rivière, affleurent les grès des couches inférieures de la « Wordie Creek Formation », tandis que sur la rive gauche, ceux de la partie supérieure. La Faille du Maanedal suit donc sur une petite longueur le lit de la rivière, puis tourne brusquement vers le sud et traverse les Grönnebjerge. La ramifications, formée par un double changement de direction de la faille sépare la Série jaune de

la partie supérieure de la « Wordie Creek Formation » tandis qu'entre la Série jaune et le Crétacé moyen, la limite ne serait qu'une limite de transgression.

*e. Crétacé.*

Comme le Crétacé a été étudié dans son ensemble par D. T. DONOVAN (1953, 1954, 1955), je me bornerai dans ce paragraphe à l'étude des Svinhufvuds Bjerje et du Sortefjeld. Pour le reste, je traiterai de quelques autres observations dans les conclusions stratigraphiques.

Région des Svinhufvuds Bjerje.

H. STAUBER (in L. KOCH, 1950, pl. 3) indique sur sa carte un contact normal entre le Jurassique et le Crétacé. D. T. DONOVAN (1953, pl. 4) par contre, les met en contact par la Faille du Maanedal qui aurait abaissé le Crétacé moyen à la hauteur de la Série jaune. Si le contact entre ces deux formations est irrégulier du fait de l'érosion pré-albienne - cénonmanienne, la coupe relevée dans un couloir 500 mètres à l'est de la Faille du Maanedal m'a permis de constater qu'il s'agit bien d'un contact transgressif. La Série jaune formait une falaise contre laquelle venait buter la transgression du Crétacé moyen, finissant par la déborder et l'enoyer par le dépôt de schistes noirs.

J'ai observé la série suivante qui commence vers 520 m d'altitude, la partie inférieure de la falaise étant constituée par la Série jaune :

1. 1-2 m Au milieu de la pente, affleure parmi les éboulis le conglomérat de base de la transgression du Crétacé moyen. Il est composé uniquement d'éléments provenant de la Série jaune formant une paroi quelques mètres plus à l'ouest. Ces éléments sont accompagnés de sables jaunes noyés dans les marnes noires du Crétacé moyen. Les galets et blocs de ce conglomérat ne sont pas roulés.
2. 40 m Eboulis.
3. 22 m Schistes gréseux noirs fortement micacés.
4. 8 m Schistes argileux noirs, micacés, à concrétions argilo-gréseuses grises à paillettes de muscovite. Ils contiennent des traces de plantes, des Belemnites, des Brachiopodes indéterminables et des *Inoceramus pictus* J. DE C. SOWERBY, qui indiquent comme âge le Cénomanien.
5. 2 m Banc de conglomérat local formé d'éléments de la Série jaune voisine. Les blocs ne sont pas roulés et sont accompagnés de sables jaunes, le tout étant cimenté par des marnes noires.
6. 3 m Schistes noirs à gros nodules d'argile griseuse grise à fines paillettes de muscovite.
7. 90 m Eboulis.
8. 2 m Banc de conglomérat légèrement métamorphisé par le sill de basalte sus-jacent. On peut tout de même distinguer des galets de quartzite, des blocs d'argile griseuse noire et micacée, à traces de sédimentation

- désordonnée, des grès gris – noir et des calcaires. Le tout est cimenté par un microconglomérat gris – brun à patine brune.
9. 3 m Schistes gris – vert légèrement métamorphisés.
  10. 250 m Sill de basalte.
  11. 140 m Schistes gris – vert légèrement métamorphisés, contenant des lits à *Inoceramus crippsi* MANTELL qui indique comme âge le Cénomanien.

Les schistes noirs de cet étage montent sur le versant oriental du Pt 1378 jusqu'à l'endroit où il est coupé par la Faille du Maanedal. Ces schistes plongent de quelques degrés vers l'ouest par suite d'un léger rebroussement de la lèvre orientale de cette faille.

#### Région des Sortefjelde.

Les Sortefjelde se trouvent au centre du graben situé entre les Failles du Maanedal et du Vælddal. Ils forment une prolongation vers l'est des Svinhufvuds Bjerge; une coupe a été faite dans la falaise dominant le fjord, 3 km à l'est de la Faille du Maanedal. Jusqu'à l'altitude de 160 mètres, il y a des cônes d'éboulis, alimentés essentiellement par les blocs se détachant de l'énorme sill de basalte qui domine la falaise. Ces cônes se transforment vers le bas en coulées de blocs. Au-dessus on a:

1. 7 m Schistes gris – vert légèrement métamorphisés, contenant des nodules argilo – ferrugineux.
2. 25 m Schistes micacés gris – noir, contenant des nodules ferrugineux qui s'oxydent au contact de l'air. Dans ces schistes s'intercalent de petits lits de quelques cm (3–4 cm) de grès gris – blanc contenant lui – même de très minces niveaux d'argile noire. Quelquefois s'intercalent également de petits bancs de 10–15 cm de microconglomérats à ciment argileux noir.
3. 125 m Eboulis.
4. 70 m Sill de basalte.

Au – dessus viennent des schistes gris – vert, légèrement métamorphisés, à nodules argilo – ferrugineux dans lesquels s'intercalent de petits bancs de grès pouvant atteindre 15 cm d'épaisseur.

#### B. Conclusions.

##### a. Carbonifère.

Les séries carbonifères rencontrées sur le territoire étudié correspondent aux séries 3, 4 et 5 que H. BüTLER (1955, p. 109–110) a distinguées entre le Vega Sund et le Kong Oscars Fjord, tandis que les séries 1 et 2 n'affleurent pas.

Les restes de plantes découvertes par A. ROSENKRANTZ (1930) dans une coupe à l'ouest du Pt 880, sur Geographical Society Ö, dans une série arkosique d'environ 900 m, furent étudiées par T. G. HALLE (1931).

Ils ne donnèrent aucune indication sûre de l'horizon stratigraphique et T. G. HALLE pensait que c'était du Dinantien. E. WITZIG (1951, 1951 a) qui étudia en 1949 et 1950 le Carbonifère entre le Sofia Sund et le Kong Oscars Fjord visita cette localité et trouva les mêmes plantes. Selon lui, ces niveaux doivent appartenir au Namurien inférieur.

D'autres coupes furent relevées au sud - est de Kongeborgen où des plantes furent récoltées par différents chercheurs (A. ROSENKRANTZ, E. NIELSEN, H. BÜTLER, H. STAUBER et E. WITZIG.) T. G. HALLE et E. WITZIG les ont étudiées. Ils pensent que la partie inférieure est du Namurien, tandis que les parties moyennes et supérieures montrent le passage du Namurien au Westphalien. Ces plantes appartiennent aux séries 3 et 4 de H. BÜTLER. Alors que les séries 1 et 2 n'ont livré jusqu'à maintenant aucune plante déterminable, H. BÜTLER (1955, p. 109-110) déclare qu'elles sont à placer stratigraphiquement au - dessus de la « Mt Celsius Serie » qui doit être considérée comme Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur, mais en aucun endroit le passage direct de ce Carbonifère inférieur à la série 1 n'affleure dans les localités prospectées jusqu'à maintenant.

La série supérieure 5 ou « Domkirken Serie » est azoïque, elle a été reconnue par E. WITZIG dans la région de Mesters Vig sans preuve paléontologique certaine comme un équivalent des « New Red Sandstones » (Saxonien).

E. WITZIG (1951 a) est d'avis que la plus grande partie des sédiments carbonifères, composés de séries continentales clastiques, formant une suite continue de dépôts concordants de 6700 à 7000 m d'épaisseur, allant du Carbonifère inférieur jusqu'à la transgression du Permien supérieur marin, provient en majeure partie du matériel dévonien. H. BÜTLER (1955, p. 110) constate que si l'on considère le matériel qui sur 2500 m d'épaisseur, entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Kong Oscars Fjord, forme les séries du Carbonifère, on est frappé par la domination des galets de quartz et de quartzite dans les congolérats, par la grosseur des grains de quartz et par la richesse en feldspaths des grès et arkoses qui forment la principale partie des dépôts carbonifères. Il s'oppose à l'opinion que les dépôts du Carbonifère proviennent pour la plus grande partie de l'érosion des séries dévonniennes, car il a constaté que dans le Dévonien on avait surtout des congolérats polygéniques. Il constate aussi que la plus grande partie des grès du Dévonien ont un grain plus fin que celui des arkoses du Carbonifère. Il pense qu'il y avait une forte érosion dans les régions cristallines plus éloignées et que le Carbonifère devait s'étendre au- delà du « Diagonalbruch », sur les séries dévonniennes. A cet argument pétrographique, cet auteur ajoute une preuve formelle puisqu'il a reconnu sur l'île de Vinter, des grès brun - sombre, identiques à ceux de la série 3 du Kap Humboldt;

or cette île se trouve à l'ouest de la « Postdevonische Hauptverwerfung ». A ces observations viennent s'ajouter les miennes. J'ai en effet été frappé par la présence assez fréquente de la biotite dans les grès et arkoses du Carbonifère, et également par leur richesse en feldspaths. Très probablement ces minéraux ne proviennent pas du remaniement du Dévonien, car ils n'auraient pas supporté deux érosions successives dans un climat plutôt chaud (*Lepidodendron*, *Sigillaires*), ni un long transport. D'autre part les séries supérieures du Dévonien existent encore immédiatement à l'ouest du « Diagonalbruch ». Si ces séries avaient servi de matériaux aux dépôts du Carbonifère, elles auraient probablement été enlevées.

H. BÜTLER (1955, 1957) rend attentif à la prédominance des galets de quartzite et de quartz dans les conglomérats des séries inférieures et moyennes du Carbonifère. Ceux-ci sont bien roulés et arrondis et l'on doit supposer un long transport car tous les autres composants grossiers ont été éliminés. Il présume l'existence d'une région soulevée importante, assez éloignée des sédiments carbonifères actuelles, et pense que le soulèvement serait dû à des mouvements tectoniques durant le Carbonifère inférieur. Pour J. HALLER (1953, p. 188), une période d'émergence existait du milieu du Dévonien au Permien dans les Calédonides du Groenland oriental. En étudiant le Carbonifère, j'ai été attiré par l'étroite connection qui existe entre les conglomérats à prédominance de galets de quartzite et les arkoses. Je suppose que le soulèvement dont parle H. BÜTLER devait atteindre non seulement les régions éloignées de l'aire de sédimentation du Carbonifère, mais également des régions cristallines rapprochées.

La « Domkirken Serie » comporte par contre des conglomérats polygéniques dont les éléments proviennent des sédiments de l'« Eleonore Bay Formation » et du Cambrien – Ordovicien, ainsi que des morceaux de gneiss et granites calédoniens. Ces conglomérats très grossiers, contenant souvent des blocs (jusqu'à 35 cm de diamètre), laissent supposer une forte réactivation des mouvements tectoniques au Carbonifère supérieur.

#### *b. Permien supérieur (Zechstein).*

Le complexe littoral, néritico – lagunaire du Zechstein (L. KOCH 1929, H. FREBOLD 1931b, A. NOE-NYGAARD 1934, W. MAYNC 1942) transgresse sur le Carbonifère continental avec une discordance angulaire bien visible dans les falaises du Kong Oscars Fjord. Cette discordance, forte d'une dizaine de degrés, avait déjà été signalée par A. NOE-NYGAARD (H. FREBOLD et A. NOE-NYGAARD 1938). Ailleurs sur l'île, elle est masquée par des débris en solifluxion.

Sa constitution lithologique varie rapidement, comme le montrent les différentes coupes faites dans cette formation. Son épaisseur varie

aussi, on peut l'estimer entre 110 et 140 mètres environ. Contrairement au dépôts du Carbonifère et de l'Eotrias marin, formés surtout de matériaux détritiques gréseux, le Zechstein est formé, si l'on excepte le conglomérat de base, de calcaires, de calcaires dolomitiques, de gypse et de schistes, spécialement à *Posidonomya*. De par sa composition, il forme donc dans cet ensemble un niveau – repère bien visible.

Dans la région étudiée, il débute par un conglomérat de base de quelques mètres de puissance (3 ou 4 mètres au plus), mais n'atteint jamais l'épaisseur signalée par W. MAYNC (1942) dans les Giesecke Bjerger, au Kap Stosch, au nord de Hold with Hope, ou sur Stilles Ö. On ne retrouve pas les niveaux de galets signalés par cet auteur dans les parties supérieures, comme il en existe au nord des Giesecke Bjerger. Par contre l'épaisseur de gypse découvert dans la montagne située à l'ouest du Dyndvulkan atteint une puissance jamais signalée dans les autres régions; elle est en effet de 65 m en cet endroit.

Le travail de W. MAYNC (1942) a mis de l'ordre dans les conceptions et divergences de vues des auteurs précédents. Les *Ostracodes* que j'ai découverts dans la région d'Östernæs n'ajoutent pour l'instant aucune indication supplémentaire aux données stratigraphiques actuelles. Le Dr H. J. OERTLI n'a pu trouver aucune espèce connue. Il est possible que cela soit dû à une assez mauvaise conservation, mais il pense que les espèces sont réellement, et pour la plus grande partie, nouvelles.

#### *c. Trias.*

Les conclusions générales sur les corrélations et sur la paléogéographie du Trias de Traill Ö seront traitées dans une publication sur l'ensemble du Trias du Groenland oriental par le Professeur R. TRÜMPY.

#### *d. Jurassique.*

##### *1. Série jaune (Bathonien – Callovien – Oxfordien moyen)*

Dans les Mols Bjerger la base de la série, marquée par un conglomérat et une discordance angulaire bien visible, transgresse sur la « Mt Nordenskiöld Formation » érodée et à relief irrégulier. Ce conglomérat est formé de galets de quartzite et de calcaire anguleux ne portant pas de traces tangibles de transport. Ils ont été probablement arrachés sur place à des couches qui ont été complètement enlevées puisqu'on ne trouve pas de bancs calcaires en cet endroit. En aucun autre lieu du territoire étudié, cette base n'a été vue, mais elle doit également apparaître dans le sud – est de Traill, au Morris Bjerg, montagne située sur la rive gauche du Vælddal. D. T. DONOVAN (1953, p. 64) déclare que là, il n'y a pas de discordance angulaire marquée entre la Série jaune et le Trias sous – jacent.

D. T. DONOVAN (1957, p. 23) donne une épaisseur maximum d'eau moins 700 m pour la Série jaune. Au sud des Mols Bjerge, il faut en compter davantage puisqu'en cet endroit on peut mesurer au moins 1300 mètres. Cette épaisseur est supérieure aux données de W. MAYNC (1947, p. 59), où il signale une épaisseur de 528 m au nord du Wollaston Forland. Dans le sud, D. T. DONOVAN (1957, p. 37) signale plus de 600 m au nord du Jameson Land. Traill Ö paraît donc se situer pendant la période de dépôt de la Série jaune dans le lieu le plus actif d'une vaste subsidence allant de l'île Koldewey au nord jusqu'au Scoresby Land au sud, formant deux aires de dépôts séparées par la terre émergée de « Néo - Eskimonia » (W. MAYNC, 1947, p. 144). Cette terre comprend de nos jours Hold with Hope et les Giesecke Bjerge, entre Gael Hamkes Bugt et Foster Bugt. Les dépôts sont terrigènes, littoraux, jonchés de galets et parsemés de plantes et de niveaux charbonneux avec des structures deltaïques (discordance primaire des couches) indiquant un domaine de sédimentation où les fleuves et les vagues se faisaient fortement sentir (W. MAYNC, 1947, p. 122).

W. MAYNC (1947, p. 126) attribue la Série jaune au Bathonien supérieur - Callovien et à l'Argovien (Néo-Oxfordien). D. T. DONOVAN (1953, p. 48) par contre, déclare qu'il n'y a aucune preuve paléontologique pour englober l'Argovien dans cette série, car les éléments faunistiques les plus récents sont *Cadoceras* et *Seymourites*. Il restreint la Série jaune au Bathonien-Callovien. Ma découverte dans les Svinhufvuds Bjerge d'un *Cardioceras maltonense* (YOUNG et BIRD) et d'un *Cardioceras vagum* ILOVAISKY infirme l'hypothèse de D. T. DONOVAN puisque ces Ammonites donnent comme âge l'Oxfordien moyen, et inclut une partie de la Zone à *Plicatilis* dans cette série.

D. T. DONOVAN (1957, p. 105) donne une carte paléogéographique des roches jurassiques du Groenland oriental. Sur Traill Ö, la limite orientale le long de la Faille du Maanedal semble plutôt être une limite actuelle qu'ancienne, car dans les Svinhufvuds Bjerge rien ne montre plus qu'ailleurs la proximité immédiate du rivage, et la Faille du Maanedal, comme on le verra plus loin, est postérieure au dépôt de la Série jaune.

## 2. Série noire (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien)

La limite de la Série jaune - Série noire (Schwarze Serie de W. MAYNC, 1940) n'a pas été vue dans les Svinhufvuds Bjerge, car l'érosion pré - albienne - cénomanienne a enlevé les dépôts de la Série noire pour atteindre la Série jaune rubéfiée. Ailleurs cette limite doit toutefois se situer à l'intérieur de la Zone à *Plicatilis*, vers la partie supérieure de l'Oxfordien moyen ou vers la partie tout - à - fait inférieure de l'Oxfordien supérieur. J'ai en effet trouvé des schistes gréseux sombres, indices précurseurs d'un changement de sédimentation, 50 m au -

dessus du lit à *Cardioceras maltonense* (YOUNG et BIRD) et *Cardioceras vagum* ILOVAISKY (Zone à *Plicatilis*), mais le caractère lithologique général est encore trop typique de la Série jaune pour ne pas inclure ces niveaux dans celle – ci. Tout au plus pourrait – on placer ces indices de changement de sédimentation dans la Série grise (Graue Serie de W. MAYNC, 1947), bien que son âge soit ici moins récent. Comme ces preuves ne sont pas suffisamment tangibles, je préfère ne pas utiliser le terme de Série grise. La limite de la Série jaune – Série noire serait donc une limite de facies, de changement total de condition de sédimentation, qui ne correspond à aucune limite paléontologique bien déterminée.

D. T. DONOVAN (1953, p. 28 et pl. 2), par suite de la découverte au Lycett Bjerg d'un *Cardioceras* en mauvais état dans des schistes noirs, attribue ces schistes à la Série noire. Les débris de pente ne permettent pas de voir exactement le passage. S'il est possible qu'un lambeau ou deux de cette série aient été épargnés par l'érosion pré-albienne – cénonanienne, la position des dépôts résultant de la transgression du Crétacé moyen par rapport à ces lambeaux font penser que ceux – ci font partie intégrante de cette transgression et que ce fossile est simplement remanié. Les deux lambeaux signalés par D. T. DONOVAN sont d'ailleurs à une altitude bien différente et l'on voit nettement que la Série jaune a été érodée au – dessous. C'est pourquoi j'ai englobé ces deux affleurements dans l'Albien-Cénomanien transgressif.

En outre, je rappellerai que D. T. DONOVAN (1953, p. 30) signale du Portlandien supérieur dans les Mols Bjerge et le Lycett Bjerg où il a trouvé des nodules contenant *Buchia crassicolis* et *Antinomia cf. sima* (ZEUCHNER) déterminées par H. MUIR-WOOD, qui donne comme âge probable le Portlandien supérieur. L'abondance des nodules lui fait croire qu'ils ont été remaniés et doivent provenir de la destruction des lits qui contenait ces nodules, au moment de la transgression de l'Albien-Cénomanien.

#### e. Crétacé.

Formant la totalité des schistes noirs de la région étudiée, le Crétacé recouvre la majeure partie de l'aire sédimentaire située à l'est de la Faille du Maanedal. Par leur friabilité, ces schistes donnent au paysage un relief peu prononcé et les collines sont dues aux puissants sills de basalte, très nombreux dans ce domaine. La majeure partie du territoire est d'ailleurs recouverte d'alluvions et de débris en solifluxion. Cette région étudiée du point de vue stratigraphique et paléontologique par D. T. DONOVAN (1953, 1954, 1955, 1957) offre d'ardus problèmes, car toutes ces roches ne présentent aucun point de repère continu, tellement elles sont banales. Grâce aux nombreux fossiles qu'il a découvert, D. T.



Fig. 7. Vue sur le versant nord - ouest du Lycett Bjerg. Au premier plan, la masse schisteuse et tendre de l'Albien - Cénomanien donne au paysage un relief assez doux. La rupture de pente à gauche est dûe à un sill de basalte. Il a créé le plateau que l'on voit au premier plan. Au fond on remarquera le massif intrusif de l'extrême orientale de l'île. (Photo aérienne E. HOFER).

DONOVAN a pu établir une stratigraphie intéressante, où cependant il a été pour ainsi dire impossible d'établir un lien, une coordination sûre entre les différents étages. Le problème est d'autant plus complexe que les sédiments ont dû provenir, en partie tout au moins, de séries plus anciennes lithologiquement analogues, qui ont été érodées et entraînées, et qui ont dû livrer quelques-uns de leurs propres fossiles. Ceux-ci sont d'ailleurs assez rares et il est nécessaire de relever le beau travail accompli par D. T. DONOVAN qui a réuni une collection appréciable. Pensant que ces schistes plus ou moins gréseux et marneux, assez friables, seraient facilement lavables, j'ai récolté de nombreux échantillons dans le but de voir si l'on pouvait compléter cette étude par la découverte de microfossiles. Malheureusement, dans un milieu aussi réducteur, ils n'ont pas été conservés, et seulement dans une coupe mince (n° 33) il a été possible de découvrir un ou deux organismes très mal conservés et indéterminables.

Aucune indication précise n'existe encore sur les relations entre l'Oxfordien supérieur - Kimmeridgien, le Portlandien, l'Infravalang-

nien, le Valanginien et l'Aptien inférieur. Si D. T. DONOVAN (1955) a pu mettre en évidence la transgression de l'Albien supérieur – Cénomanien, grâce à ses levés dans la région orientale du Vega Sund, il n'a cependant pas pu la suivre dans toute son étendue.

On ne connaît pas non plus les relations exactes entre l'Albien – Cénomanien, le Turonien, le Sénonien et le Campanien, car tous les sédiments de ces étages sont analogues et recouverts en général de débris de pente en solifluxion.

D. T. DONOVAN (1955, p. 52–56) parle de plusieurs transgressions durant le Crétacé, transgressions séparées par des périodes d'émersions et d'érosions des régions soulevées. Cet auteur suppose une émersion de la région et une transgression avant le Valanginien moyen. Le seul indice pouvant éventuellement être favorable à cette hypothèse se trouve sur le flanc sud des Mols Bjerge à la localité 92 (1953, pl. 4), où, dans l'espace situé entre le Valanginien et la Série jaune, il ne semble pas y avoir de place réservée à la Série noire et à l'Infravalanginien. Cette observation me pousse à admettre l'hypothèse de D. T. DONOVAN. Cependant ici encore, la prudence s'impose, car cet auteur (1955, p. 22) déclare qu'il est possible que ce gisement représente un dépôt condensé dérivé de plus d'un horizon, bien que la préservation uniforme de tout le matériel ne doive pas confirmer cette hypothèse. Si cette érosion a eu lieu, l'on ne connaît pas l'importance de son action, car il est bien certain qu'elle a été englobée et noyée dans celle bien plus importante, qui a précédé la transgression de l'Albien-Cénomanien. De nombreuses preuves font penser que cette dernière érosion a été la plus efficace puisque l'Albien-Cénomanien transgresse directement, sur la plus grande partie du territoire où il est visible, sur la Série jaune profondément érodée et rubéfiée, et même jusque sur le Trias dans les Mols Bjerge.

D. T. DONOVAN (1955, p. 54) déclare que les premières manifestations de la transgression du Crétacé moyen eurent lieu déjà au début de l'Aptien. Il a retrouvé en deux endroits des fossiles aptiens près du Björnedal, mais les données sont bien incomplètes puisque l'on ne connaît aucune relation de dépôts, ni au – dessous ni au – dessus. C'est seulement à l'Albien supérieur que les données se précisent. Il y avait à cette époque un relief considérable sur lequel la mer gagnait peu à peu, pour submerger finalement les petites îles qui existaient le long de la côte. Lorsqu'on peut voir le contact de la série transgressive avec les roches sous-jacentes, comme dans les Mols Bjerge, le Lycett Bjerg et les Svinhufvuds Bjerge, on constate en général qu'il n'y a aucun conglomérat de base et aucune différence lithologique avec le reste de la série; le conglomérat de base est donc une exception. D. T. DONOVAN (1953, p. 22–24) le signale pour la première fois à Traill Ö, au Kap Palander et dans les Mols Bjerge. Il déclare que les éléments sont des galets et des blocs du

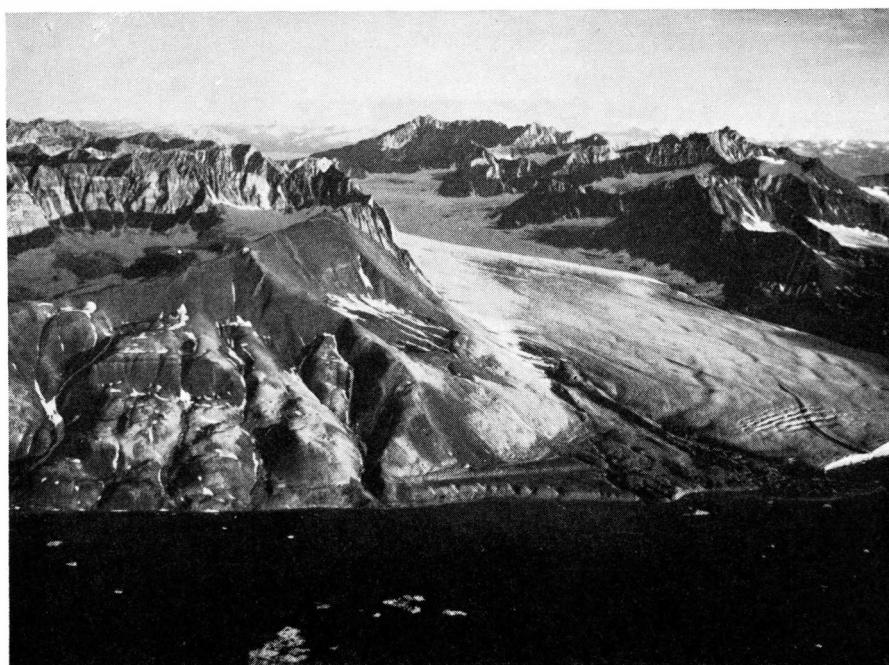


Fig. 8. Vue vers le sud, sur le Prospektfjeld et le massif intrusif à l'est du Björnedal. La transgression de l'Albien – Cénomanien sur la Série jaune est nettement visible.  
(Photo aérienne E. HOFER).

Jurassique sous-jacent. L'examen de ce conglomerat passablement métamorphisé a montré que la majorité des blocs est formée de roches de couleur noire, à grain fin en général, réagissant à l'acide, et au poids spécifique très élevé, puisqu'il varie, sur cinq échantillons prélevés, entre 2,5 et 3,7. Une coupe mince (n° 523) a montré que c'était une amphibolite de contact, probablement dérivée d'un calcaire ou marno-calcaire provenant de l'éboulement d'une falaise. La dimension et l'aspect de ces blocs, de même que l'absence généralisée de galets antérieurs à la Série jaune me font considérer ces blocs comme provenant d'une série post-oxfordienne moyenne et pré-albienne complètement érodée avant le dépôt de l'Albien-Cénomanien.

Par contre les conglomerats cénomaniens de la falaise des Svinhufvuds Bjerje au contact de la Série jaune sont différents. Ce sont des lentilles et les éléments proviennent exclusivement de la Série jaune qui formait à cette époque une falaise que la transgression a recouverte peu à peu et dont les blocs qui s'en détachaient venaient directement choir dans la mer cénomanienne. Le jeu de l'érosion qui eut lieu à cette période peut d'ailleurs paraître anormal avec la structure actuelle visible dans cette région. Avec l'appui de quelques autres indices, que l'on lira

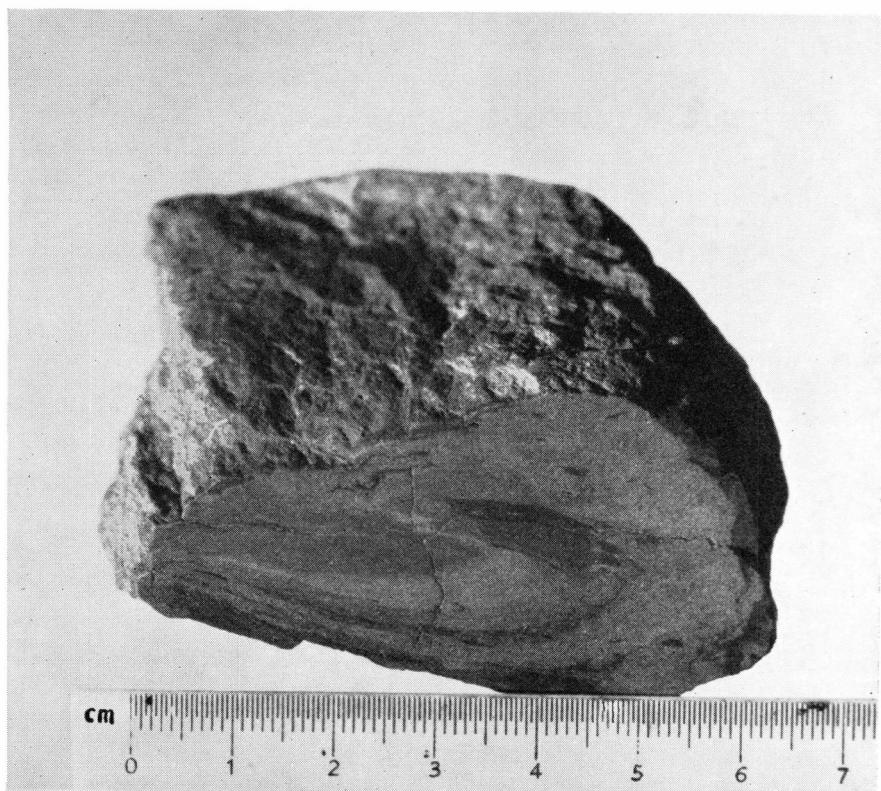


Fig. 9. Grès et silt zonés avec traces de « submarine slumping ». (Photo C. PUTALLAZ).

dans le chapitre traitant de la tectonique, il est nécessaire d'admettre une faille entre celles du Maanedal, du Vælddal et des Mols Bjerge, faille qui aurait joué un rôle important avant le dépôt de l'Albien-Cénomanien ; depuis lors elle est restée inactive et a été recouverte par ce dépôt.

D. T. DONOVAN (1953, pl. 2) sépare la Série jaune du Crétacé au Bjørnedal et Vælddal par une faille. Celle-ci existe bien dans le sud, au pied occidental du Morris Bjerg où elle marque la limite entre le Crétacé d'une part, le Trias et la Série jaune d'autre part. Elle traverse ensuite le Vælddal et se perd dans les schistes de l'Albien-Cénomanien à l'ouest du Lycett Bjerg. La limite sur le flanc oriental et nord du Lycett Bjerg est une limite de transgression sur un relief érodé. Il en est de même à l'est du Bredegletscher, dans le Prospektfjeld (voir fig. 8). Cette transgression se marque plus à l'est encore ; on voit en effet sur le pourtour du massif intrusif qui forme les deux pointes orientales de l'île des traces de cette transgression.

D. T. DONOVAN (1955, p. 55-56) présume que les conglomérats du Kap Hovgard (côte sud de Geographical Society Ø), des Rold Bjerge

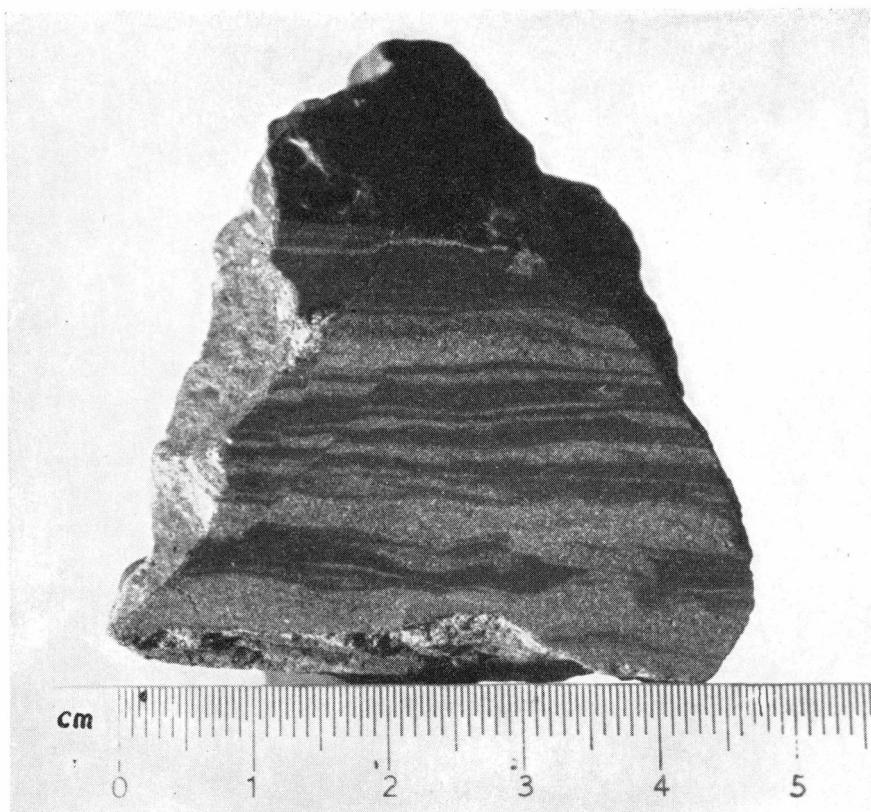


Fig. 10. Lamination d'argile dans des grès. On remarquera à gauche deux petites failles pénécontemporaines. (Photo C. PUTALLAZ).

et du Maanedal où il a trouvé un *Inoceramus lamarcki* indiquant comme âge le Turonien à Sénonien inférieur, sont les dépôts de base d'une nouvelle transgression. J'ai revu les conglomérats du Maanedal, et leur présence à quelques centaines de mètres seulement de la Faille du Maanedal est très intéressante, car ils doivent correspondre à une phase d'activité de cette dernière. Cet indice est le deuxième que j'ai pu observé le long de son parcours (le premier se trouve dans le Cénomanien sous le sill de basalte dominant la falaise du Kong Oscars Fjord, immédiatement à l'est de la faille). Il n'est pas possible de voir la base de ce conglomérat et on ne peut donc dire si ce banc est vraiment la base d'une transgression ou s'il provient d'un éboulement qui s'est produit le long de cette faille par suite d'activité de cette dernière et, si la sédimentation est continue ou non.

Sur l'île de Traill, l'Albien-Cénomanien est bien développé et largement répandu, les étages inférieurs du Crétacé par contre sont en grande partie enlevés par l'érosion pré-albienne - cénomanienne. La trans-

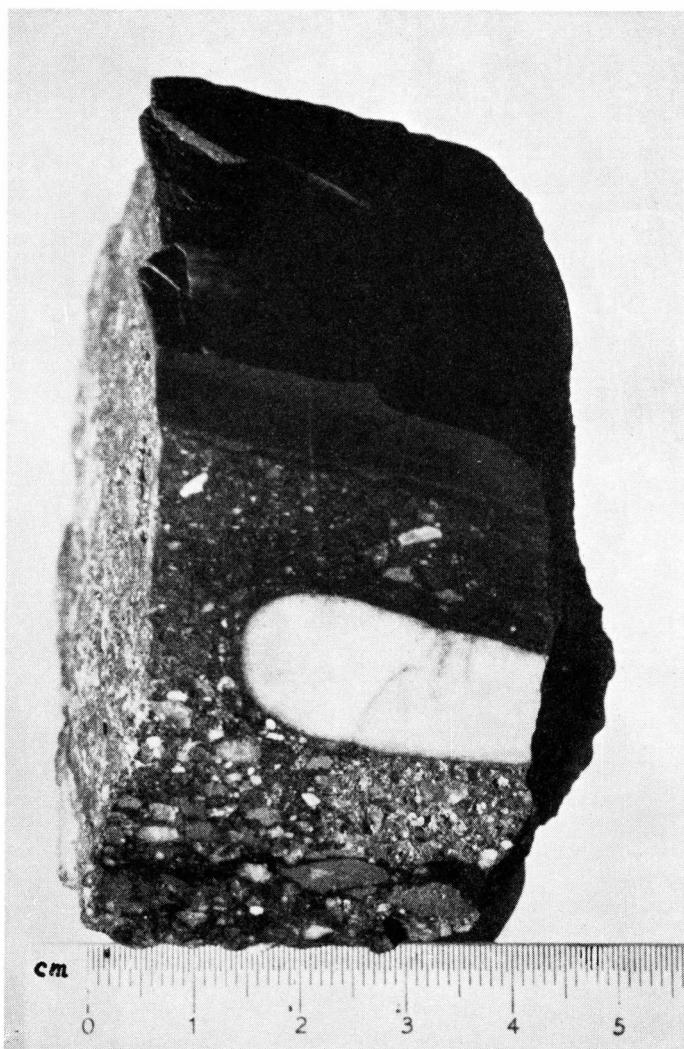


Fig. 11. Conglomérat polygénique à grains anguleux disposés à plat et mal classés. Le granoclassement est normal. On remarquera le galet de quartzite de resédimentation. Le tout est coiffé de deux passées d'argilite. (Photo C. PUTALLAZ).

gression de l'Albien-Cénomanien fait suite à celle de l'Aptien-Albien des régions étudiées par W. MAYNC entre  $73^{\circ}$  et  $75^{\circ}$  lat. Nord. W. MAYNC (1949, p. 182 et suivantes) compare la sédimentation de l'Aptien-Albien du Groenland oriental à celle des rivages actuels de la Mer du Nord où les vagues chargées de particules inondent des plaines dans lesquelles l'eau stagne et permet ainsi à la matière en suspension de se déposer. Que cette sédimentation ait été très rapide, comme le suggère W. MAYNC, l'étude de mes coupes minces le montre clairement. En

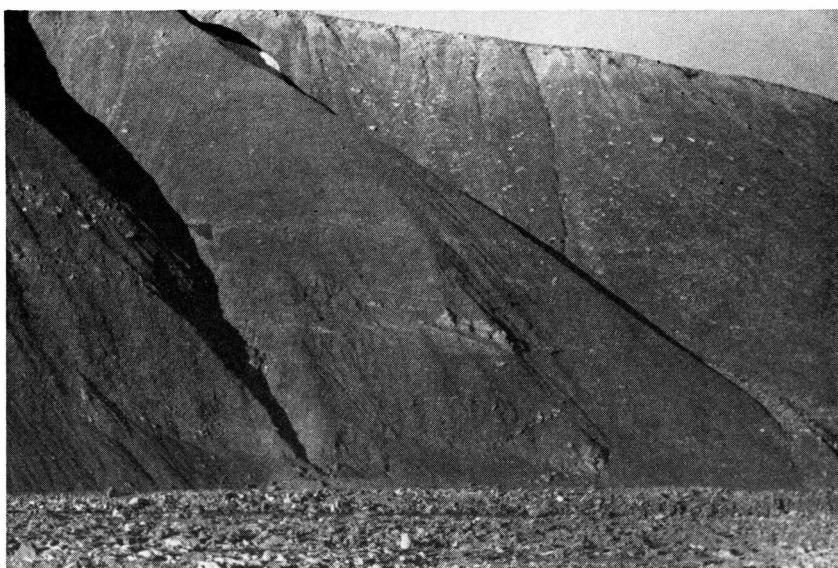


Fig. 12. Masse gréuseuse accidentelle, probablement glissée dans les schistes. On remarquera la discordance qui accompagne cet accident. (Photo J. PUTALLAZ).

effet, dans la plupart de celles-ci, le matériel n'est pas classé, le passage entre les parties plus gréuseuses et les parties plus argileuses se fait d'une manière irrégulière. Parfois on voit également des phénomènes de glissement, que ce soit à l'échelle macroscopique ou microscopique, où l'on note la présence de galets mous qui sont de la même composition que la roche encaissante, mais dont les éléments sont alignés plus ou moins concentriquement, preuve d'un phénomène de glissement provoqué par un excès de sédimentation.

W. MAYNC (op. cit., p. 199) donne une épaisseur des dépôts de plus de 2000 m pour l'Aptien - Albien dans le Wollaston Forland. Sur Traill Ö, on ne peut donner une épaisseur exacte pour l'Albien-Cénomanien puisque la partie supérieure est érodée. D. T. DONOVAN (1957, p. 79) estime pour le complexe Albien-Cénomanien une épaisseur de 700 m. Cette valeur est trop petite, il faut compter un minimum de 1200 m.

## TECTONIQUE

Les régions étudiées se situent dans la zone côtière affectée par un système de failles normales contraires de direction générale NNE–SSW et NNW–SSE, dont A. VISCHER (1939, 1940, 1943) a donné la description principale. Cet auteur n'admet pas de plissement à l'est de la « Postdevonische Hauptverwerfung » et de la « Staunings Alper Verwerfung » à partir du Carbonifère inférieur, mais seulement des perturbations dues à un jeu de failles à regard est, qui a divisé le pays en une série de blocs dont les couches plongent vers l'ouest. A. VISCHER voit dans cette structure une image typique d'une « antithetische Schollen-treppe » au sens de H. CLOOS (1936, p. 261–270).

Toutefois les observations montrent que le Carbonifère supérieur de Traill Ö porte encore les traces d'un léger plissement à grand rayon de courbure et à direction d'axe NE–SW.

### Anticinal de Haslums Öer.

A l'est des petites îles de Haslums Öer, existe vers le Pt 717 un anticinal à direction d'axe NE–SW, et dont la culmination axiale se trouve sur la falaise sud-ouest du Pt 1118. Cette structure a déjà été observée par H. P. SCHAUB (1938, p. 39 et fig. 1). Le flanc occidental plonge dans les environs du delta du Karupelv d'une vingtaine de degrés vers l'ouest où sa charnière est visiblement marquée. Le flanc oriental par contre est masqué par la forte surimposition d'un jeu de failles normales contraires et devient ainsi invisible.

H. BÜTLER (1935, p. 22 et 31, 1935a, p. 22) avait signalé de légers plissements dans le Carbonifère. Plus tard E. WITZIG (1951, p. 348) observe de légers mouvements dans le Carbonifère au nord de Geographical Society Ö, et dans une seconde publication (1954, p. 16–17) signale un plissement dans la région de Mestersvig. H. BÜTLER (1948, fig. 17 et 1955, p. 12) cite encore de faibles et longs plis de direction NE–SW dans le Carbonifère supérieur.

Ces observations m'ont amené à admettre au sommet du Carbonifère ou peut – être au Permien inférieur ou moyen, un mouvement varisque qui a affecté le bassin carbonifère de la côte orientale du Groenland.

Lors d'une conversation avec le Dr. H. BÜTLER, je lui ai fait part de mes conclusions et il m'a déclaré être arrivé au même résultat. Comme ces mouvements étaient de faible intensité, les structures furent peu marquées et la plupart du temps effacées par la surimposition d'un jeu intensif de failles, de sorte qu'actuellement il ne nous reste que quelques indices de ces légers plissements.

### Système de failles.

Cartographiées dans leur ligne générale par H. STAUBER (in L. KOCH 1950, pl. 3), les principales failles de la partie médiane de Traill Ö furent à nouveau figurées en partie par D. T. DONOVAN (1953, 1955) et par H. BÜTLER (1955, 1957). La multiplicité des fractures ne me permet pas de les décrire toutes, la plupart d'entre elles sont accessoires et peuvent être rattachées à un système de failles principales qui sont au nombre de quatre. La direction générale est NNE–SSW et le plongement moyen varie entre 65 et 85 degrés.

- a. Faille du Bordbjerget
- b. Faille du Maanetal
- c. Faille des Mols Bjerge
- d. Faille du Vælddal.

Les trois premières, ayant leur regard est, font partie du système général de cette côte, tandis que la quatrième résulte de l'intrusion du massif syénitique sur la côte sud – est de l'île et possède un regard ouest.

#### *a. Faille du Bordbjerget.*

H. BÜTLER (1957, p. 44–47), au cours de ses recherches dans la région d'Östernæs, a étudié le parcours de la Faille du Bordbjerget dans les Grönnebjerge et les Rold Bjerge et la reliait à la Faille occidentale du Tværdal au nord du Vega Sund. Sur une esquisse géologique, il établit le parcours exact, calculait un rejet de l'ordre de 500 m et proposait de nouvelles recherches pour établir le lien avec la région sud de l'île. Par la suite, j'ai suivi le parcours de cette faille jusqu'à la côte nord du Kong Oscars Fjord.

Dans les Grönnebjerge, elle sépare le Carbonifère supérieur, le Permien et la base de l'Eotrias sur son bord occidental, de l'Eotrias sur son bord oriental. Sur le flanc sud de ces montagnes, un sill de basalte situé dans la « Domkirken Serie » est coupé par la faille qui met au contact de cette série le Permien supérieur et la base de l'Eotrias. Vers le sud, elle traverse une plaine recouverte de dépôts récents. Des deux côtés de la faille, dans les ravins creusés par les torrents, affleure la

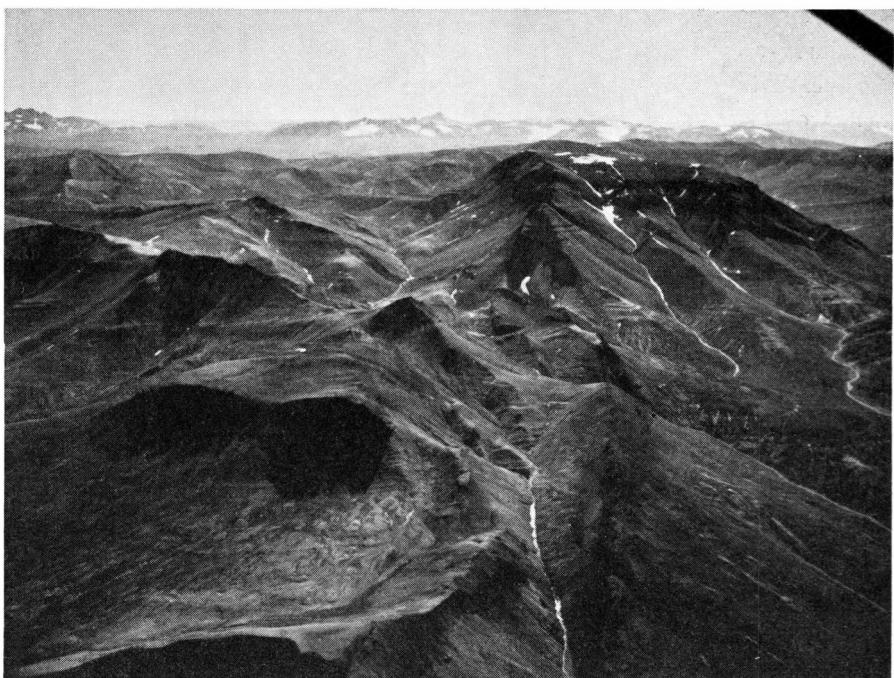


Fig. 13. Vue sur le versant nord du Bordbjerget. Le dyke que l'on voit au premier plan suit la Faille du Bordbjerget jusqu'au torrent qui coule dans la petite vallée située à gauche du Bordbjerget. (Photo aérienne E. HOFER).

« Domkirken Serie ». Du Maanedal aux flancs sud des Grönnebjerge, elle suit un parcours NNE-SSW avant de disparaître sous le Quaternaire, et reparaître 3 km au nord-ouest du Pt 263. Elle se perd à nouveau sous les alluvions de la vallée du Karupelv pour reparaître dans les Svinhufvuds Bjerger, dans la vallée descendant au nord-est du Pt 1118, où elle met en contact la « Domkirken Serie » à l'ouest avec l'Eotrias à l'est. A l'endroit où la faille entre dans la vallée, 3 km à l'ouest du Pt 572, elle bifurque en changeant légèrement de direction, et sur une distance de quelque 5 km, forme un losange abaisse de 40 m par rapport au compartiment oriental. Elle se poursuit ensuite en ligne droite dans la vallée, traverse le col à l'est du Pt 1074, et bifurque à nouveau avant de déboucher sur le Kong Oscars Fjord. Le rejet a pu être calculé, puisque l'on retrouve le Permien supérieur des deux côtés de la faille. Il est de l'ordre de 500 m et garde son importance au travers de l'île.

Une faille secondaire vient mourir dans le tronçon occidental de la Faille du Bordbjerget, sur les falaises du Kong Oscars Fjord. Elle court le long des flancs sud-ouest des Pt 1074 et 1118, et met en contact la « Domkirken Serie » avec le Permien supérieur et la base de l'Eotrias



Fig. 14. Vue sur le versant sud des Rold Bjerge. En haut à gauche, on distingue nettement la Faille du Maanedal qui met en contact, à droite le Crétacé formé de schistes sombres avec, à gauche, la « Wordie Creek Formation » de couleur plus claire. La Faille du Maanedal suit une direction très oblique par rapport à la prise de vue.  
(Photo aérienne E. HOFER).

au sommet de ces deux points cotés. Cette faille augmente à mesure qu'elle se déplace vers l'ouest, mais comme on ne possède aucun point de repère exact, il est difficile d'en estimer l'importance. Au sud-ouest du Pt 1118, le rejet peut être de 200 m. De là, elle suit une petite dépression et se perd sous les alluvions de la vallée du Karupelv.

De nombreuses petites failles, dont le rejet peut varier de 50 à 150 m, sont visibles dans les falaises dominant le Kong Oscars Fjord entre les Failles du Bordbjerget et du Maanedal. Elles abaissent progressivement l'Eotrias au niveau de la mer. Ce sont des failles accessoires et de direction à peu près analogues aux principales.

#### *b. Faille du Maanedal.*

H. STAUBER (1938, pl. 1) dessine cette importante faille. Influencé par les vues de H. P. SCHaub (1938, 1942), il la remplace dans ses travaux ultérieurs (1942, fig. 8 et pl. 2 et in L. KOCH 1950, pl. 3) par un chevauchement dans les Svinhufvuds Bjerge. Au sud de l'île, le parcours qu'il dessine est approximativement juste, dans le nord par contre, du Gudenelv au Maanedal, il le trace trop à l'ouest. D. T. DONOVAN

(1953, pl. 1, 3 et 4) suit une partie du tracé de cette faille et le replace correctement dans son parcours général. Le même auteur (op. cit. p. 54–58) infirme la présence de chevauchements sur l'île et déclare qu'il n'a trouvé aucune preuve qui confirme l'idée de H. P. SCHAUB et de H. STAUBER. H. BÜTLER (1957, fig. 5 et p. 47–49) donne le tracé exact et la description sur la partie nord de l'île, aux environs d'Östernæs, des Rold Bjerge, du Maanedal et des Grönnebjerge. Il la relie à la Faille orientale du Tveddal, qui se perd au milieu de Geographical Society Ö. Une zone mylonitisée, de couleur brun – rouge, bien visible sur une partie de son parcours lui permet de relier facilement sur une carte les tronçons recouverts par des éboulis. Il signale de même de petites cassures remplies par des venues hydrothermales, de quartz, d'opale et de carbonate qui accompagnent la faille et strient les schistes noirs du Crétacé souvent légèrement métamorphisés.

Le long du flanc sud des Rold Bjerge, la Faille du Maanedal oblique vers l'ouest, descend dans le Maanedal et fait un angle aigu avec la direction de celui – ci. Avant de la rejoindre, elle bifurque et forme un triangle inéquilatéral qui permet de voir l'Eotrias en contact avec la Série jaune, comme il a été écrit antérieurement. Lorsque les deux côtés du triangle se rejoignent au fond de la vallée, elle change à nouveau de direction et coupe perpendiculairement les Grönnebjerge. Elle suit alors un parcours approximativement nord-sud et met en contact à nouveau l'Eotrias avec les schistes noirs du Crétacé.

Sur le flanc sud des Grönnebjerge, entre les Failles du Bordbjerget et du Maanedal, les dépôts récents recouvrent les roches en grande partie. J'ai pu tout de même observer la « Domkirken Serie » au nord et au nord-est du Pt 263, alors que l'Eotrias couvre le flanc sud des Grönnebjerge jusqu'à une altitude inférieure à celle de la « Domkirken Serie » au sud-ouest. C'est pourquoi j'ai admis l'existence d'une faille transversale entre les deux grandes failles. Elle est dessinée comme supposée sur la carte.

La Faille du Maanedal se perd sous les alluvions de la plaine du Gudenelv. On la retrouve sur les contreforts nord-ouest des Svinhufvuds Bjerge, au sud – est du Pt 291. Elle est marquée en cet endroit par une large et importante zone mylonitisée de couleur brun – rouge, formée d'une brèche à galets et blocs de basalte érasés. La faille continue le long du flanc sud-ouest de la pointe nord-ouest des Svinhufvuds Bjerge, traverse le col séparant cette dernière du Pt 1130, coupe le flanc oriental de ce point ainsi que celui des Pts 1196 et 1378. Elle oblique ensuite vers le sud – est et bifurque en arrivant sur les falaises dominant le Kong Oscars Fjord. Dans le tronçon occidental un dyke est monté et s'est substitué à la brèche de faille. Cette brèche garde toutefois des

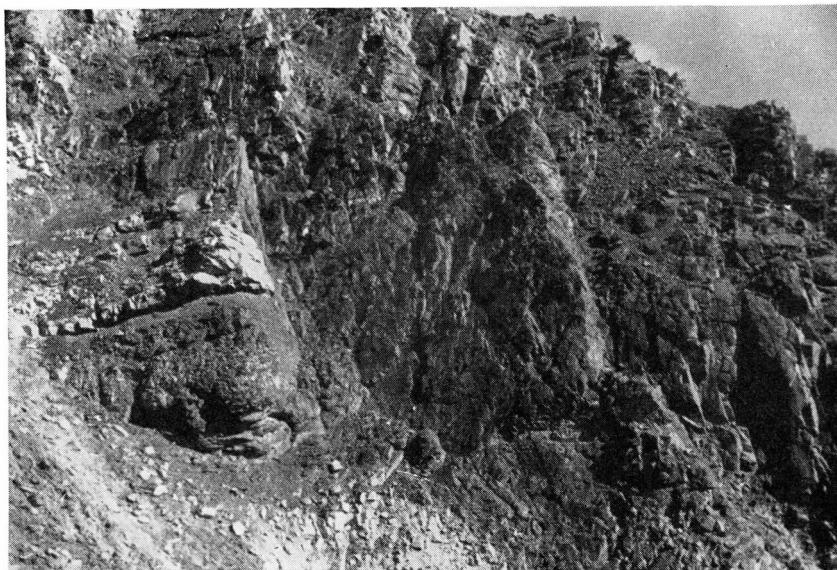


Fig. 15. Sill coupé par la Faille du Maanedal. Cette vue a été prise dans les falaises des Svinhufvuds Bjerge, dominant le Kong Oscars Fjord. (Photo J. PUTALLAZ)

traces d'actions mécaniques tels des miroirs de failles et des stries, indices d'un léger mouvement post-intrusif.

En examinant les terrains mis en contact par suite de l'affaissement du bloc oriental, au sortir de la plaine du Gudenelv, on voit du côté occidental des collines coiffées de sills de basaltes qui reposent sur des grès et des conglomérats de la « Domkirken Serie ». Du côté oriental par contre, on trouve sous les sills des sédiments crétacés. A l'approche des contreforts nord des Svinhufvuds Bjerge, l'érosion a mis à jour la Série jaune. Du côté occidental de la faille se trouve l'Eotrias (« Wordie Creek Formation »), et de l'autre, la Série jaune coiffée encore par endroits de schistes noirs du Crétacé moyen. Sur la côte, là où la faille bifurque, le tronçon occidental met en contact les couches inférieures de la « Wordie Creek Formation » avec les couches supérieures de celle-ci, et le tronçon oriental, ces dernières avec la Série jaune. Cette dernière série, comme le Crétacé plus au nord dans les Grönnebjerge, le Maanedal et les Rold Bjerge, plonge aux abords de la lèvre abaissée de quelques degrés vers l'ouest, par suite d'un léger rebroussement.

Il n'existe aucun point de repère pour calculer le rejet exact de la faille. Il est donc difficile de l'évaluer. L'on ne trouve pas les mêmes formations sur les deux lèvres de la faille et les valeurs exactes des épaisseurs des formations ne sont pas connues, car l'érosion, à plusieurs reprises au cours des temps géologiques, a entamé plus ou moins forte-

ment ces dépôts. D. T. DONOVAN (1955, p. 45) pense qu'il est de l'ordre de 1000 m. H. BÜTLER (1957, p. 49) opte pour un rejet plus considérable, sans indiquer de chiffres. J'estime qu'il dépasse 1350 m, puisque sous le sommet du Pt 1378, coiffé par un sill de basalte, on a le Trias qui n'apparaît pas à l'est de la faille. Cette valeur est un minimum et doit certainement être plus importante.

*c. Faille des Mols Bjerge.*

Figurée par H. P. SCHAUB (1938, 1942, pl. 1), par H. STAUBER (1938, 1942, pl. 1 et in L. KOCH 1950, pl. 3) et par D. T. DONOVAN (1953, pl. 1 et 4, 1955 fig. 1 et 2), cette faille abaisse le Crétacé du bord oriental à la hauteur de la « Mt Nordenskiöld Formation » sur la partie nord et centrale de son parcours. Sur sa partie sud, on a la Série jaune en contact avec le Crétacé. Cette faille coupe l'extrémité orientale des Mols Bjerge. Au nord, elle aboutit dans le Vega Sund 2,5 km à l'ouest de la petite île de Læsø, et au sud, elle débouche dans le Mountnorris Fjord vers l'extrémité orientale de Begtrup Vig. On la suit facilement car elle est marquée par un escarpement de faille sur une bonne partie de son parcours. D. T. DONOVAN (1953, p. 56) déclare que cette faille des Mols Bjerge se poursuit au sud du Mountnorris Fjord, dans les montagnes immédiatement à l'est du Bredegletscher. On a déjà vu que ce n'était pas le cas. Elle est moins sinuuse que D. T. DONOVAN (1955, p. 47 et fig. 2) l'indique et le plongement du plan de faille est plus fort. Il envisage un rejet de l'ordre de 900 m. Cette valeur est un minimum, et bien que l'on ne puisse en calculer la valeur exacte, en additionnant les épaisseurs du Crétacé et de la Série jaune, on obtient à peu près 2000 m, pour autant que les épaisseurs des deux côtés de la faille soient identiques.

*d. Faille du Vælddal.*

Appelée « Bjørnedal Fault » par D. T. DONOVAN (1953), je préfère la nommer « Faille du Vælddal » puisqu'elle ne touche pas le Bjørnedal. H. STAUBER (1938, pl. 1) l'avait dessinée, puis H. P. SCHAUB (1938, fig. 4 et 1942, pl. 1) la considérait comme un chevauchement, conception qui a été reprise par H. STAUBER dans ses publications ultérieures (1942, pl. 2 et in L. KOCH 1950, pl. 3). On a vu antérieurement que D. T. DONOVAN avait infirmé cette conception, et je n'ai jamais observé aucun plan de faille inverse ou même simplement vertical. Selon la carte que donne D. T. DONOVAN (1953, pl. 2), cette faille à regard ouest part des bords sud du Mountnorris Fjord, longe le flanc nord du Lycett Bjerg et sur le versant est de cette montagne se coude en faisant un angle de 125 degrés. D. T. DONOVAN la fait se poursuivre le long de ce versant, et au sud-est du Lycett Bjerg, elle se coude à nouveau



Fig. 16. Fissure du Vælddal sur le flanc sud - ouest du Morris Bjerg vu du sud. Au premier plan, elle suit la légère dépression située au centre de la photo et sur le petit plateau au milieu du flanc, elle est marquée par une rupture de pente. A droite, le Trias plonge vers l'est, tandis qu'à gauche se trouve le Crétacé. Dans ce dernier, on remarquera deux ruptures de pente qui semblent indiquer des failles accessoires.  
(Photo aérienne E. HOFER).

légèrement vers l'est et traverse le haut du Vælddal. De là, elle coupe les pentes orientales du Morris Bjerg et se ramifie en un faisceau de failles. Des bords du Mountnorris Fjord aux flancs nord-ouest du Morris Bjerg, elle marque la limite entre la Série jaune et le Crétacé, et ensuite la limite entre le Trias et le Crétacé.

J'ai suivi cette fissure du rivage du Kong Oscars Fjord vers le nord. Le tracé, en général recouvert d'éboulis, est cependant visible, marqué soit par une petite dépression dans laquelle on retrouve par endroits des brèches de failles, soit par une légère rupture de pente comme sur la crête dominant le Vælddal. En cet endroit, on voit une brèche composée de blocs de basalte écrasés et striés et des miroirs à regard ouest. Cette fissure n'est donc pas un chevauchement comme le laissaient entendre H. P. SCHAUB et H. STAUBER. Elle coupe la vallée 4 km en amont de l'embouchure de la rivière, et sur le versant occidental de la vallée elle est coupée par un sill faiblement déplacé par un mouvement tardif. Elle passe ensuite au sud-ouest du Lycett Bjerg et se perd dans les

schistes noirs du Crétacé, sur le flanc occidental de cette montagne. En vain j'ai cherché au nord le tracé indiqué par D. T. DONOVAN, jusqu'au Mountnorris Fjord. Seul existe un contact de transgression qui marque la limite entre la Série jaune et le Crétacé.

Le rejet de la faille, très fort au bord du Kong Oscars Fjord, mesure plus de 1000 m, bien qu'il soit impossible de calculer sa valeur exacte. L'importance du rejet diminue assez rapidement à mesure qu'on s'éloigne du massif intrusif.

#### *Age des failles et interprétations des structures.*

H. P. SCHAUB (1938, p. 39) avait constaté que les failles étaient plus récentes que les basaltes tertiaires. D. T. DONOVAN (1953, 1955) établit une tectonique de blocs, basée sur la stratigraphie, mais sans porter une attention suffisante à l'âge réel des failles. H. BÜTLER (1955, 1957) constata tout d'abord que le « Diagonalbruch » qui sépare actuellement le Dévonien du Carbonifère, était tertiaire et qu'il n'y avait aucune preuve pour affirmer qu'il était plus ancien. En outre, il étudia dans la partie nord de l'île les Failles du Bordbjerget et du Maanedal, et en fit la continuation possible vers le sud de la « Postdevonische Hauptverwerfung ». Il y trouva des traces de mouvements post-basaltiques.

L'examen de ces deux failles, spécialement le long des falaises du Kong Oscars Fjord, m'a permis de les dater avec plus de précision. La Faille du Bordbjerget recoupe sur la côte du Kong Oscars Fjord tous les sills de basalte, mais sur le flanc nord des Rold Bjerge, un dyke est monté le long de son parcours. Comme on retrouve des deux côtés de la faille les mêmes terrains avec les mêmes sills, on peut affirmer sans équivoque qu'elle est syn- et post-basaltique. Il en est de même des failles accessoires entre celles du Bordbjerget et du Maanedal.

L'âge de la Faille du Maanedal, par contre, est plus difficile à préciser, puisque des deux côtés affleurent des terrains différents. Il est clair toutefois que son jeu principal s'est effectué pendant et après l'intrusion des basaltes. En effet les sills sont coupés par elle, et seul un dyke est monté dans le plan de faille du tronçon occidental de sa ramifications sur la côte du Kong Oscars Fjord. Il est possible que ce soit un dyke datant de la fin de l'intrusion des basaltes ou peut-être, le tronçon occidental est resté inactif depuis le début de la mise en place de ces basaltes. Les mouvements se seraient fait sentir très fortement sur le tronçon oriental et sur tout le parcours de cette faille importante après leur mise en place. La première manifestation d'un mouvement de cette faille doit se situer dans le Cénomanien, sur la côte du Kong Oscars Fjord. J'ai en effet trouvé un banc de conglomérats à blocs qui proviennent d'une formation plus récente que la Série jaune. Un autre

indice se manifeste dans les fameux conglomérats turoniens découverts par D. T. DONOVAN au Maanedal. Là également, les éléments du conglomérat et en particulier les blocs, proviennent d'une formation plus récente que la Série jaune. La provenance des éléments de ces deux conglomérats sis à proximité de la faille m'oblige à penser que celle-ci n'était pas une limite aux transgressions des formations jurassiques et crétacées. D'ailleurs rien n'indique, immédiatement à l'ouest de la faille, dans les sédiments du Carbonifère, du Permien supérieur et de la « Wordie Creek Formation », que cette région ait été une tête de bloc.

La position actuelle de la Série jaune dans les Svinhufvuds Bjerge à l'est de la faille et la façon dont l'érosion anté-cénomanienne a sculpté le relief sont aussi suggestives puisque les anciennes vallées sont dirigées approximativement est-ouest, perpendiculairement à la Faille du Maanedal. Cet ancien relief, repris dans ses lignes générales par l'érosion récente du fait de la différence de dureté des grès de la Série jaune et des schistes noirs du Crétacé, m'oblige à penser que cette région se situe non pas à l'est d'une faille importante à regard est, mais bien à l'ouest.

Toutes ces considérations me portent à admettre que les premières manifestations de cette faille se sont produites au plus tôt au Cénomanien et que les mouvements les plus importants sont syn- et post-basaltiques.

La Faille des Mols Bjerge, par contre, doit être plus ancienne. La lèvre occidentale de la Faille des Mols Bjerge représentait déjà une région tectoniquement élevée au cours du Jurassique. La « Mt Norden-skiold Formation », terrain le plus inférieur affleurant dans cette région, est fortement érodée dans sa partie supérieure, sur laquelle transgresse avec une belle discordance angulaire la Série jaune. Celle-ci, à son tour, est fortement érodée, et par endroits complètement enlevée. Dans sa partie orientale, où l'on peut voir l'Albien-Cénomanien transgesser avec une discordance angulaire visible jusque sur la « Mt Norden-skiold Formation ». La Faille des Mols Bjerge doit donc être antérieure au dépôt de la Série jaune. Rien ne peut être dit sur le moment où cette faille a commencé à se faire sentir, puisqu'il n'existe aucune preuve plus ancienne que la transgression très marquée de la Série jaune. Un mouvement très important eut aussi lieu pendant et après l'intrusion des basaltes.

Les diverses considérations sur la position de la Série jaune à l'est de la Faille du Maanedal et les directions d'érosions anté-cénomaniennes de cette série m'avaient amené à admettre que cette région se trouvait non pas à l'est d'une faille importante à regard est, mais bien à l'ouest. Comme rien ne laisse supposer une activité de la Faille du Maanedal antérieure au dépôt du Cénomanien, j'ai dû admettre l'existence avant l'Albien-Cénomanien d'une faille importante qui aurait complètement cessé son activité depuis lors (v. fig. 1). La continuation de la « Postdevo-

nische Hauptverwerfung » vers le sud, à partir du Kejser Franz Josephs Fjord, serait non pas les Failles du Bordbjerget et du Maanedal, comme l'avait laissé entendre H. BÜTLER (1957, p. 49), mais bien la faille admise par l'auteur. Ce point de vue est appuyé par le fait que l'on peut considérer les blocs comme des éléments subtabulaires à plongement régulier vers l'ouest. Si on poursuit les pendages d'environ 20 degrés de la « Mt Nordenskiöld Formation » dans les Mols Bjerge, elle se trouverait à environ 9000 m de profondeur au contact de la Faille du Maanedal, même en tenant compte du léger rebroussement le long du bord oriental de la faille. Il paraît bien invraisemblable que cette faille ait un tel rejet sur Traill Ö, alors que des valeurs beaucoup plus faibles ont été mesurées dans les régions plus au nord.

Pour mieux comprendre la tectonique des régions situées entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Kong Oscars Fjord, il serait nécessaire de faire un levé de détail dans la partie nord du Tværdal et le long de la côte nord de Geographical Society Ö. La Faille orientale du Tværdal, qui est la continuation de la Faille du Maanedal sur Geographical Society Ö, disparaît au milieu de cette île. L'on ne s'explique donc pas la présence de la Série jaune dans le Tværdal. Ici encore s'impose l'existence d'une faille importante antérieure au Crétacé moyen, située entre les Failles du Tværdal et du Laplace Bjerg.

En suivant le parcours de la Faille du Vælddal, j'ai constaté qu'elle coupait certains sills de basalte, dont l'un d'eux, situé sur le versant occidental du Vælddal, traversait la faille. Ce sill ne porte que de légères traces de fractures dues à des mouvements tardifs mais faibles. Cette faille est donc de l'âge de la mise en place des basaltes, affectant la plus vieille génération et ne touchant presque pas à la plus jeune. A l'est de cette faille, le plongement des couches triasiques vers le massif syénitique et le regard ouest de la faille indiquent qu'elle doit être la conséquence de l'intrusion du massif formant la pointe orientale de l'île. Il se forma dans la partie sud de l'île un graben déjà observé par D. T. DONOVAN (1953, p. 54-55), graben postérieur au dépôt des sédiments crétacés et d'âge tertiaire inférieur, c'est - à - dire de l'âge des intrusions des basaltes et du massif syénitique. Ce graben n'a pas l'ampleur que D. T. DONOVAN lui donna, mais il n'en a pas moins protégé le Crétacé d'une érosion plus rapide.

En étudiant quelques-unes de ces failles, et en particulier les Failles du Bordbjerget et du Maanedal, j'ai pu observer quelques miroirs de failles striés. Ces stries n'étaient pas verticales mais obliques et dirigées vers le nord. D'autre part, la direction des dykes NW-SE, bien visible dans les Rold Bjerge et les Grönnebjerge, forme un angle aigu avec la direction NNE-SSW de ces failles. Ces deux observations me permettent de conclure soit à un mouvement de la côte extérieure vers le

nord par rapport à la Chaîne calédonienne, soit à un mouvement vers le sud de cette dernière par rapport à la côte extérieure.

Il est difficile d'élaborer une vision géologique complète de la région, car on ne voit actuellement qu'un rudiment du paysage tel qu'il devait se présenter pendant et après l'activité volcanique et tectonique du début du Tertiaire. Cette vision, malgré les multiples observations qui permettent de reconstruire quelques traits, est d'autant plus complexe à préciser qu'une partie importante du bâti se trouve actuellement noyée par les fjords. A. VISCHER (1940, p. 14-15) déclare que si les fjords de direction nord-sud ont une origine tectonique, ceux de direction est - ouest sont dûs à l'érosion. H. BÜTLER (1948, p. 79 et pl. 3 et 1948a) place des failles transversales le long du Kong Oscars Fjord et du Kejser Franz Josephs Fjord. Ces éléments structuraux transverses ont, semble-t-il, une importance considérable puisque J. HALLER (1955, p. 65, fig. 16) a pu les poursuivre au travers de toute la Chaîne calédonienne. Dans son ensemble, la région comprise entre le Kong Oscars Fjord et le Kejser Franz Josephs Fjord forme un vaste effondrement transverse à la direction de la Chaîne calédonienne.

A côté de ces éléments structuraux transverses, existent, comme on l'a vu, des éléments structuraux de direction approximative nord-sud, et qui sont de loin les plus importants et les plus manifestes. Comme on l'a lu dans l'introduction, H. BÜTLER a daté le « Diagonallbruch » comme étant de l'âge des basaltes, c'est - à - dire du début du Tertiaire. J'ai pu démontrer que la Faille des Mols Bjerge avait une origine beaucoup plus ancienne, que celle du Maanedal pouvait être tout au plus cénonmanienne, et que toutes les autres sont syn- et post-basaltiques. Sur la base d'un certain nombre d'observations, j'ai admis l'existence d'une faille importante sous les dépôts du Crétacé moyen, faille qui se serait fossilisée à cette époque, pour être reprise un peu plus à l'ouest par la Faille du Maanedal avant que ne se déclenche l'intense activité tectonique du début du Tertiaire. La région comprise entre le Kejser Franz Josephs Fjord et le Kong Oscars Fjord devait être subdivisée au cours de la longue période allant du Carbonifère au Tertiaire inférieur en quelques blocs importants, peut - être même seulement deux, et la disposition actuelle en une multitude de blocs date du début du Tertiaire.

## SUMMARY

### A. History and Location.

The Traill Ö, between latitude 72° and 73° North, and longitude 22° and 25° West Greenwich, is located in the external fjord zone, to the east of the Caledonian range.

The western part of the island is formed by folded Devonian molasse (Old Red), the folding of which was investigated and dated by H. BÜTLER (1955) (Sudete revolution of STILLE).

At present, a major fault forms the limit between these Devonian formations, and the Upper Paleozoic and the Mesozoic situated east of it. A. VISCHER (1940, 1943) designated this fault as the "Postdevonische Hauptverwerfung". This author first gave a clear idea of the structure of the east coast of Greenland, east of this fault. He recognized there a pattern of antithetic faults, a pattern which originated in several phases after the end of the Devonian. The major fault was called the "Hochlandrandbruch" by H. BÜTLER, owing to its position. This author (1955, 1957), studying the area located between Kong Oscars Fjord and Kejser Franz Josephs Fjord, observed that the fault was of the same age as the basalts, e. g. Lower Tertiary. In this area, he designated the fault as the "Diagonalbruch", and wrote that it was a secondary tie between the "Postdevonische Hauptverwerfung" north of Kejser Franz Josephs Fjord and the "Staunings Alper Verwerfung" south of Kong Oscars Fjord. H. BÜTLER also studied the faults east of the "Diagonalbruch" and noticed important post-basaltic movements. He considered the Bordbjergeret fault and the Maanedal fault as a probable southern continuation of the "Postdevonische Hauptverwerfung".

Concerning the Carboniferous sediments east of the "Diagonalbruch", H. BÜTLER (1955) did not agree with the opinion of former authors, who considered these sediments as resulting from a reworking of the Devonian. His conclusion was that, originally, the Carboniferous extended west of the "Diagonalbruch", overlying the Devonian.

The Mesozoic of the island was especially studied by H. STAUBER (1938, 1939, 1940, 1942) and D. T. DONOVAN (1953, 1954, 1955, 1957).

At present, there is no serious correlation between the Caledonian range and the external sedimentary zone, neither structurally, nor from

a stratigraphic point of view. J. HALLER (1953, 1955, 1956, 1958) observed that the Caledonian range had been broken into a large "Schollentreppen", older than that of the external zone, and that the breaking of the east coast of Greenland was in the form of a "Bruchstaffelung" progressing from the west towards the east.

### B. Physiography of the central part of Traill Ö.

The region covered by the present survey is located between Holms Bugt and Östernæs to the west, and the Mols Bjerge fault, Björnedal, and Vælddal to the east. It covers an area of about 1700 sq. km. The morphology, following the geological structure, is characterized by table mountains, gently dipping to the west, and separated by wide valleys and rather strongly peneplaned regions.

### C. Stratigraphy.

#### a. Carboniferous.

The Carboniferous is formed by thick delta series, mostly arkoses and conglomerates. It is found immediately east of the "Diagonalbruch", in the Svinhufvuds Bjerge, in the central part of the island, and on the SE slope of the Grönnebjerge.

I distinguished three series, from bottom to top: The Karupelv series, the variegated series, and the "Domkirken Serie" (this last one already named by E. WITZIG (1954)) of a total thickness of over 2000 m.

These three series correspond to series 3, 4 and 5 distinguished by H. BÜTLER (1955, pp. 109–110) in the Vega Sund and Kong Oscars Fjord. Bütlers series 1 and 2 are not exposed in our region.

The plant fossils discovered by different scientists (A. ROSENKRANTZ, E. NIELSEN, H. BÜTLER, H. STAUBER and E. WITZIG) south of the Kongeborgen were studied and described by T. G. HALLE (1931, 1950) and E. WITZIG (1951, 1951 a). The lower beds are supposed to be of Namurian age, while the middle and upper beds are transitionnal between the Namurian and the Westphalian. The upper series (Domkirken Serie) is devoid of fossils. E. WITZIG considers it to be Saxonian.

H. BÜTLER (1955, 1957) did not agree with the opinion of earlier authors, who thought that the Carboniferous sediments originated from reworked Devonian. His assumption is based on the abundance of quartz and quartzite pebbles in the Carboniferous, and on the size of the quartz particles and the abundance of feldspars in the arkoses of the Carboniferous. On the contrary, the Devonian conglomerates are polygenic, and contain pebbles of limestone and dolomite as well as of crystalline rocks. The "Diagonalbruch" being of Tertiary age, H. BÜTLER belies that

originally the Carboniferous covered the Devonian sediments west of the fault. To these remarks of H. BÜTLER, I can add that I was surprised by the abundance of biotite in the Carboniferous beds. This biotite is so well preserved that it certainly does not come from the reworking of the Devonian. H. BÜTLER thinks that the quartz pebbles of the Carboniferous have been transported over a long distance. He admits the existence of an uplifted area during the Carboniferous, far from the actual sedimentation zone. Such an uplift is attributed to orogenic movements of Lower Carboniferous age.

The "Domkirken Serie", with its boulder (up to 35 cm) conglomerates suggests a renewing of the orogenic movements during the Upper Carboniferous or the Lower Permian.

#### b. Zechstein.

The Zechstein, lagunal formation, is transgressive on the "Domkirken Serie". It is exposed in some places west of the Maanedal fault. These exposures extend to the flexure located east of the "Diagonalbruch".

The Zechstein starts with a basal conglomerate, unconformably overlying the "Domkirken Serie". It is formed by limestone, dolomitic limestone, gypsum, and *Posidonomyia*-bearing shales. The lithologies are subject to rapid changes, as shown by the different sections of this formation. The thickness, also, varies, being on an average from 110 to 140 m. The Zechstein is a very clear key zone between the Carboniferous and the Wordie Creek formation.

#### c. Triassic.

For this chapter, I was helped by Professor TRÜMPY (Zürich), who is re-studying the outline of the Triassic of East Greenland. According to his studies, Professor TRÜMPY revised the stratigraphic chart and the correlations given by H. STAUBER (1942).

In the Traill Ö, the basal part of the Wordie Creek formation is still capping some mountain tops west of the Bordbjerget fault. Between this and the Maanedal fault, there is only the Wordie Creek formation and perhaps the basal part of the Mt Nordenskjöld formation near Pt 1378, contrarily to the details given by H. STAUBER (1942), who mentioned a complete Triassic section. East of the Maanedal fault, the Mt Nordenskjöld formation crops out in the NE part of the Mols Bjerge. H. STAUBER also mentions some Triassic east of Vælddal, on the southern slope of Morris Bjerg, but I did not study this region.

#### d. Jurassic.

The Jurassic and Cretaceous of Traill Ö have been studied by D. T. DONOVAN (1953, 1954, 1955, 1957). The Jurassic is exposed east

of the Maanedal fault. It includes the Yellow series (Bathonian, Callovian, Middle Oxfordian) and the Black series (Upper Oxfordian to Kimmeridgian). The later series is not exposed in the area studied by me. It can be seen immediately east of it, on the eastern slope of Vælddal and Bjørnedal.

The base of the Yellow series was observed in the Mols Bjerge, where this series is transgressive on the Mt Nordenskjöld formation. The base of the Yellow series is formed by conglomerates with angular pebbles of limestone and quartzite. Higher up, the Yellow series is formed by deposits of continental origin and littoral environment, namely lithologically coarse sandstones with limonitic specks, rich in pebbles and vegetal remains, and bearing coaly horizons of deltaic structure (W. MAYNC 1947, p. 122).

The Upper part of the Yellow series has been eroded, and important remains of oxydation were observed. This upper part forms a rugged surface, on which the Albian-Cenomanian transgressed.

The thickness of the Yellow series is especially great on the southern slope of the Mols Bjerge, where it reaches at least 1300 m. That is the greatest thickness observed in East Greenland. Smaller sections have been reported to the north by W. MAYNC and to the south by D. T. DONOVAN. The Traill Ö was thus, probably located in the most active part of a huge subsiding area during the deposition of the Yellow series. This area of subsidence extended from Koldewey island in the north to Scoresby Sund in the south, and was separated into two distinct basins by the emerged zone of "Neo-Eskimonia" (W. MAYNC 1947, p. 144), located in the region of Hold with Hope, and the Giesecke Bjerge, between Gael Hamkes Bugt and Foster Bugt.

W. MAYNC (1947, p. 126) attributed the Yellow series to the Bathonian, the Callovian and the Argovian. D. T. DONOVAN, on the contrary, thought that it was of Bathonian and Callovian age only. The finding by the author of *Cardioceras maltonense* (YOUNG and BIRD) and *Cardioceras vagum* ILOVAISKY in the Svinhufvuds Bjerge does not confirm the view of D. T. DONOVAN. As a matter of fact, these ammonites are of Middle Oxfordian age. They show that the top of the Yellow series corresponds to the *Plicatilis* Zone.

D. T. DONOVAN (1957, p. 105) suggested that the Yellow series never extended west of the Maanedal fault. It is, however, the author's belief that this western limit is erosional rather than original, as there is no sedimentary indication of a more coastal environment in the Svinhufvuds Bjerge. On the other hand, as will be seen later, the Maanedal fault was formed after the deposition of the Yellow series.

The Black series was not seen in the surveyed area. It crops out on the eastern slope of Bjørnedal and Vælddal. It is formed by black shales and clayey sandstones.

The discovery of Portlandian fossils in nodules, made by D. T. DONOVAN (1953, p. 30), can be recalled here. The concentration of the nodules suggests that they were reworked during the Albian-Cenomanian transgression.

e. *Cretaceous.*

Cretaceous deposits cover most of the surveyed area east of the Maanedal fault. Being composed for the most part of black, fine-grained sandstones with a clayey matrix and of black shales, these deposits are soft and correspond to a gentle topography. Some hills are due to huge basalt sills, very frequent in this area. D. T. DONOVAN identified the following stages: Infravalanginian, Valanginian, Lower Aptian, Albian-Cenomanian, Turonian, Senonian and Campanian. Except for the Albian-Cenomanian transgression, the relationship between the deposits of different stages is not clear. There is some indication of a transgression of Middle Valanginian age.

The largest part of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits has been almost completely eroded during the emersion period prior to the Albian-Cenomanian transgression.

The Albian-Cenomanian transgression in the Traill Ø region is a southern extension of the older, Aptian-Albian, transgression recognized by W. MAYNC between latitude  $73^{\circ}$  and  $75^{\circ}$  North. This author compares this Aptian-Albian transgression to the recent transgression of the North Sea. The sedimentation following this transgression was very rapid, as already suggested by W. MAYNC, and as shown by both field observations and thin sections. The clastics are unsorted, there are frequent evidence of both macroscopic and microscopic slumping, due to an excess of deposition. According to D. T. DONOVAN (1957, p. 79), the thickness of the Albian-Cenomanian is about 700 m. This figure seems to be too small, a minimum thickness of 1200 m is probably a more accurate estimate.

#### D. Tectonics.

The central part of the island is situated in the coastal zone, affected by a pattern of antithetic faults trending to the NNE or the NNW.

Several authors have observed that the Carboniferous is gently folded in places; I recognized an anticline in the Svinhufvuds Bjerge, directly east of the Karupelv delta. This anticline, as well as the structures observed by others, trends towards the NE and has a large radius of curvature. Owing to their weakness, these structures have been in part cancelled by the later antithetic faults. These gentle folds are of Variscan age.

Four major faults and several minor faults have been observed. The major faults are:

- a. Bordbjerget fault.
- b. Maanedal fault.
- c. Mols Bjerge fault.
- d. Vælddal fault.

The first three, with their down-faulted blocks to the east, belong to the general fault system of the east Coast of Greenland, while the last one, with its lowered block to the west, is related to the syenitic intrusion located in the SE corner of the island.

*a. Bordbjerget fault.*

H. BÜTLER (1957, pp. 44–47) studied this fault in the northern part of the island and established its connection with the western fault of Tværdal, north of the Vega Sund, on Geographical Society Ö. This author measured a throw of about 500 m. I followed the fault to the south, to the shore of Kong Oscars Fjord. In this southern region, the throw has not changed, being still 500 m.

In the Kong Oscars Fjord cliffs, numerous minor faults can be seen, between the Bordbjerget and the Maanedal faults. They progressively bring the Wordie Creek formation to sea-level.

*b. Maanedal fault.*

This fault was considered by H. STAUBER (1942) as an “Ueberschiebung” (overthrust) within the Svinhufvuds Bjerge. This assumption has already been proved to be a mistake, namely by D. T. DONOVAN (1953, pp. 54–58). H. BÜTLER correlates the Maanedal fault with the Eastern Tværdal fault of the Geographical Society Ö.

There is no key bed enabling us to calculate the throw of this fault. It can be said to exceed 350 m. However, it might be much more.

*c. Mols Bjerge fault.*

In its northern and central parts, it brings the Middle Cretaceous of the eastern down-faulted block to the elevation of the Mt Norden-skjold formation. Further south, this same Middle Cretaceous adjoins the Yellow series. D. T. DONOVAN figured out a throw of about 900 m. There is no possibility of exactly measuring the throw. However, considering the respective thicknesses of the Middle Cretaceous and of the Yellow series, and admitting that the original thicknesses were equal on both sides of the fault, the obtained throw would be more than 2000 m.

*d. Vælddal fault.*

This fault, with its western downward blockfaulting, must have been produced by the syenitic intrusion of SE Traill Ö. Its throw attains

its maximum in the vicinity of Kong Oscars Fjord, where it obviously exceeds 1000 m, but it decreases rapidly further from the intrusion. The fault disappears in the Middle Cretaceous exposed west of Lycett Bjerg.

e. *Age of faulting and interpretation of the structures.*

The Bordbjergerget fault is syn- and post-basaltic. As a matter of fact, it cuts the sills, and one dyke followed the fault plane, on the northern slope of the Bordbjergerget. The Maanedal fault probably originated during the Cenomanian time; however, the major movements obviously happened during and after the basaltic intrusion. On the contrary, the Mols Bjerge fault is undoubtedly older; the region west of it was already uplifted during the Jurassic. Other major movements of this fault took place during and after the basaltic intrusion.

According to several indications, I assume the existence of an important fault between the Mols Bjerge, the Maanedal, and the Vælddal faults. This fault is of pre-Albian-Cenomanian age. It probably represented a southern extension of the "Postdevonische Hauptverwerfung".

The Vælddal fault is of early Tertiary age. It is cutting several basalt sills, but it is also cut by one sill.

The occurrence, along the Bordbjergerget and the Maanedal faults, of slickensides trending to the north, as well as the NW strike of the dykes, especially well observed in the Grönnebjerge and the Rold Bjerge, allow us to assume a general horizontal displacement, with either the coastal area moving northwards in relation to the Caledonian range, or a southwards move of the Caledonian range, in respect to the coastal area.

Besides north-trending structural features, there are also transversal elements. L. KOCH (1935) already noticed that the Traill and Geographical Society islands are located in the central part of a huge depression, which he called the "Königsbucht". H. BÜTLER (1948, 1948 a) indicates transverse faults along Kong Oscars Fjord and Kejser Franz Josephs Fjord. These transversal structural units are, apparently, of great significance, as J. HALLER (1955, fig. 6) was able to follow them throughout the Caledonian range.

These considerations permit us to assume that during in the long period from the Carboniferous to the early Tertiary, the region located between Kong Oscars and Kejser Franz Josephs Fjords was subdivided into a few important blocks, perhaps even into two blocks, only, and that the present pattern of numerous blocks is the result of the earlier Tertiary revolution.

## BIBLIOGRAPHIE

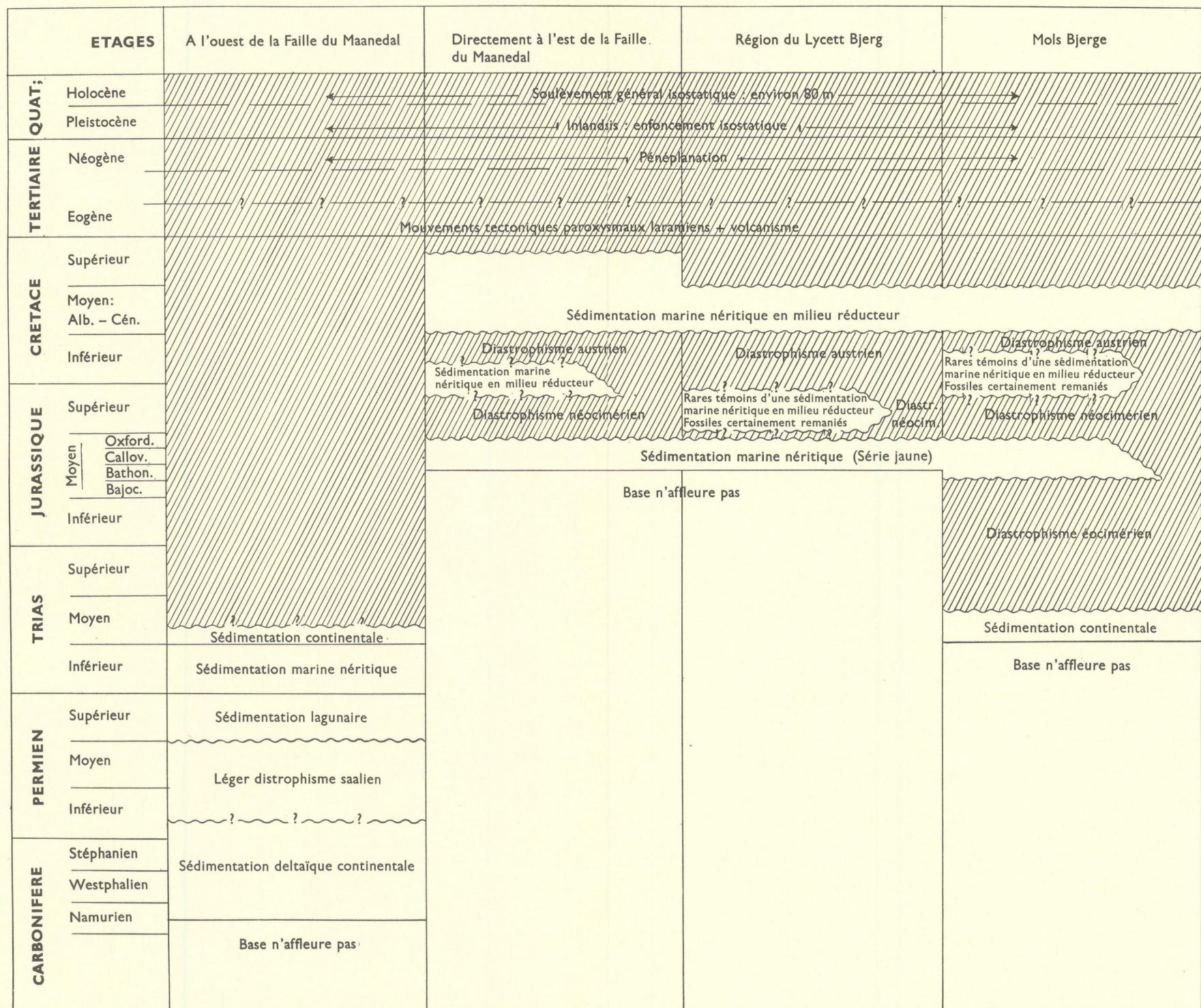
(M. o. G. = Meddelelser om Grønland)

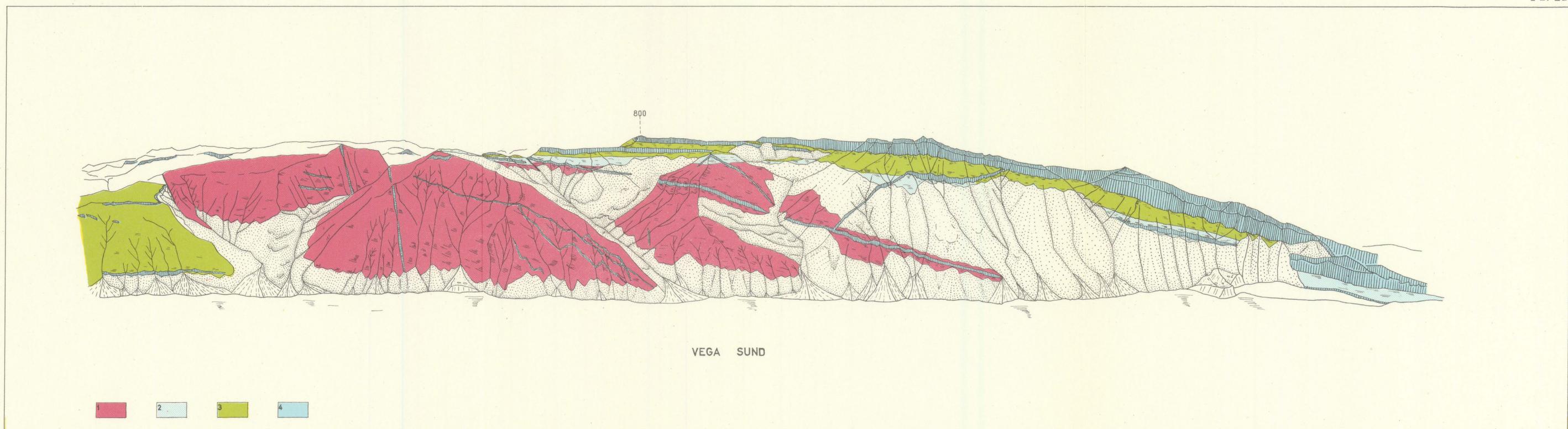
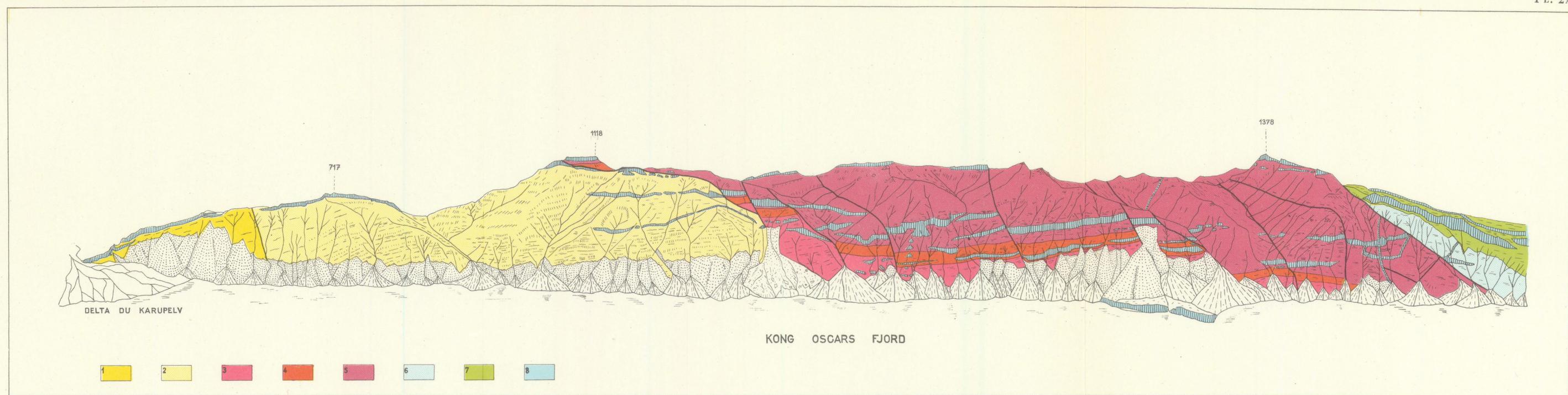
- BACKLUND, H. G. & MALMQUIST, D., 1932. Zur Geologie und Petrographie der Nordostgrönländischen Basaltformation. Teil 1. Die basische Reihe. M. o. G., Bd. 82, Nr. 5. København.
- BÜTLER, H., 1935. Some new investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East-Greenland. M. o. G., Bd. 103, Nr. 22, København.
- 1935a. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Heft XII, Nr. 3, S. 17—33, Schaffhausen.
- 1939. Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen. Bd. XVI, Nr. 5, S. 105—131. Schaffhausen.
- 1940. Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrönland. M. o. G., Bd. 114, Nr. 3. København.
- 1948. Notes on the Geological Map of Canning Land (East Greenland). M. o. G., Bd. 113, Nr. 2. København.
- 1948a. Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Josephs Fjord in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen, Bd. XXII, Nr. 3, Schaffhausen.
- 1955. Das variscisch gefaltete Devon zwischen Duséns Fjord und Kongeborgen in Zentral-Ostgrönland. M. o. G., Bd. 155, Nr. 1. København.
- 1957. Beobachtungen an der Hauptbruchzone der Küste von Zentral-Ostgrönland. M. o. G., Bd. 160, Nr. 1. København.
- CLOOS, H. 1936. Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der innern Dynamik. Berlin.
- DONOVAN, D. T., 1949. Observations on the Mesozoic Rocks of Geographical Society Ø, East Greenland. M. o. G., Bd. 149, Nr. 5. København.
- 1953. The Jurassic and Cretaceous Stratigraphy and Paleontology of Traill Ø, East Greenland. M. o. G., Bd. 111, Nr. 4. København.
- 1954. Upper Cretaceous Fossils from Traill and Geographical Society Øer, East Greenland. M. o. G., Bd. 72, 2. Afd., Nr. 6. København.
- 1955. The Stratigraphy of the Jurassic and Cretaceous Rocks of Geographical Society Ø, East Greenland. M. o. G., Bd. 103, Nr. 9. København.
- 1957. The Jurassic and Cretaceous Systems in East Greenland. M. o. G., Bd. 155, Nr. 4. København.
- DUNBAR, C. O., 1955. Permian brachiopod faunas of Central East Greenland. M. o. G., Bd. 110, Nr. 3. København.
- FREBOLD, H., 1931. Das marine Oberkarbon Ostgrönlands. M. o. G., Bd. 84, Nr. 2. København.
- 1932. Grundzüge der tektonischen Entwicklung Ostgrönlands in postdevonischer Zeit. M. o. G., Bd. 94, Nr. 2. København.

- FREBOLD, H. & NOE-NYGAARD, A., 1938. Marines Jungpalaeozoikum und Mesozoikum von der Traill-Insel (Ostgrönland). M. o. G., Bd. 119, Nr. 2. København.
- HALLE, T. G., 1931. Younger Palaeozoic Plants from East Greenland collected by the Danish Expeditions 1929 and 1930. M. o. G., Bd. 85, Nr. 1. København.
- 1950. The Carboniferous Flora of East Greenland. VII. International Botanical Congress Stockholm 1950, published 1953, p. 594—595.
- HALLER, J., 1953. Geologie und Petrographie von West-Andrées Land und Ost-Fräckels Land (NE-Grönland). M. o. G., Bd. 113, Nr. 5. København.
- 1955. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland. Teil 1. Die geologische Karte von Suess Land, Gletscherland und Goodenoughs Land. M. o. G., Bd. 73, 1. Afd., Nr. 3. København.
- 1956. Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland zwischen  $72^{\circ} 30'$  und  $74^{\circ} 10'$  N Br. M. o. G., Bd. 154, Nr. 1. København.
- 1958. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland. Teil II. Die geologische Karte der Staunings Alper und des Forsblads Fjordes. M. o. G., Bd. 154, Nr. 3. København.
- HARRIS, T. M., 1946. Liassic and Rhaetic Plants collected in 1936—1938 from East Greenland. M. o. G., Bd. 114, Nr. 9. København.
- KLEIBER, K., 1944. Beitrag zur Geologie und Sedimentpetrographie Ostgrönlands. M. o. G., Bd. 115, Nr. 4. København.
- KOCH, L., 1929. The Geology of East Greenland. M. o. G., Bd. 73, 2. Afd., Nr. 1. København.
- 1929a. Stratigraphy of Greenland. M. o. G., Bd. 73, 2. Afd., Nr. 2. København.
- 1935. Geologie von Grönland. Bornträger. Berlin.
- 1950. Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39, conducted by LAUGE KOCH. Part I: Notes on some topographical and geological maps of East Greenland. M. o. G., Bd. 143, Nr. 1. København.
- KULLING, O., 1930. Stratigraphic studies of the geology of Northeast Greenland. M. o. G., Bd. 74, Nr. 13. København.
- MAYNC, W., 1938. Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland  $74^{\circ}$ — $75^{\circ}$  N. Br.,  $19^{\circ}$ — $21^{\circ}$  W. Gr.). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1. København.
- 1939. Übersicht über die postkarbonische Stratigraphie Ostgrönlands zwischen  $73^{\circ}$  und  $75^{\circ}$  N Br. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen. S. 161—164. Bd. 16. Schaffhausen.
- 1940. Stratigraphie des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen  $73^{\circ}$ — $75^{\circ}$  N Lat. M. o. G., Bd. 114, Nr. 5. København.
- 1942. Stratigraphie und Faziesverhältnisse der oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands (olim »Oberkarbon — Unterperm«) zwischen Wollaston Forland und dem Kejser Franz Josephs Fjord. M. o. G., Bd. 115, Nr. 2. København.
- 1947. Stratigraphie der Jurabildungen Ostgrönlands zwischen Hochstetterbugten ( $75^{\circ}$  N) und dem Kejser Franz Josephs Fjord ( $73^{\circ}$  N). M. o. G., Bd. 132, Nr. 2. København.
- 1949. The Cretaceous beds between Kuhn Island and Cape Franklin (Gauss Peninsula), northern East Greenland. M. o. G., Bd. 133, Nr. 3. København.
- MOOS, A. VON & MÜLLER, A., 1939. Sedimentpetrographische Untersuchungen im Devon von Kongeborgen in Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen. Bd. XVI, Nr. 7, S. 138—145. Schaffhausen.
- MUIR-WOOD, H. M., 1953. On some Jurassic and Cretaceous Brachiopoda from Traill Ø, East Greenland. M. o. G., Bd. 111, Nr. 6. København.

- NATHORST, A. G., 1901. Bidrag till Nordöstra Grönlands Geologi. Geol. Foren. Förh., Bd. 23. Stockholm.
- NOE-NYGAARD, A., 1934. Stratigraphical Outlines of the Area round Fleming Inlet (East Greenland). M. o. G., Bd. 103, Nr. 1. København.
- NORDENSKIÖLD, O., 1907. On the Geology and Physical Geography of East Greenland. M. o. G., Bd. 28, Nr. 5. København.
- REINHARD, M., 1942. Petrographische Beschreibung der Gesteine der Traill Insel. Eclog. Geol. Helv. Vol. 35, N° 1, S. 49—54.
- ROSENKRANTZ, A., 1930. Summary of investigations of younger Palaeozoic and Mesozoic strata along the east coast of Greenland in 1929. M. o. G., Bd. 74, Nr. 14. København.
- SÄVE-SÖDERBERGH, G., 1932. Notes on the Devonian stratigraphy of East Greenland. M. o. G., Bd. 94, Nr. 4. København.
- SCHAUB, H. P., 1938. Zur Vulkanotektonik der Inseln Traill und Geographical Society (Nordostgrönland). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1. København.
- 1942. Zur Geologie der Traill Insel (Nordostgrönland). Eclog. Geol. Helv., Vol. 35, N° 1, S. 1—49.
- SCORESBY, W. J., 1823. Journal of a voyage to the northern Whale-Fishery. Edinburgh.
- SOMMER, M., 1957. Geologie von Lyells Land (NE-Grönland). M. o. G., Bd. 155, Nr. 2. København.
- SPATH, L. F., 1930. The Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland. M. o. G., Bd. 83, Nr. 1. København.
- 1935. Additions to the Eotriassic invertebrate fauna of East Greenland. M. o. G., Bd. 98, Nr. 2. København.
- 1946. Preliminary notes on the Cretaceous ammonite faunas of East Greenland. M. o. G., Bd. 132, Nr. 4. København.
- STAUBER, H., 1938. Stratigraphische Untersuchungen postdevonischer Sedimente auf den Inseln Traill und Geographical Society. M. o. G., Bd. 114, Nr. 1. København.
- 1939. Geologie des südlichen Teiles der postdevonischen Zone von Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen. Bd. XVI, S. 167—175. Schaffhausen.
- 1940. Stratigraphisch — geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. M. o. G., Bd. 114, Nr. 7. København.
- 1942. Die Triasablagerungen von Ostgrönland. M. o. G., Bd. 132, Nr. 1. København.
- 1947. Geological map (scale 1 : 250 000) of parts of Geographical Society Ø and Traill Ø (in L. Koch, 1950. M. o. G., Bd. 143, Nr. 1. København).
- STENSIÖ, E., 1939. Ueber die Fische des Devons von Ostgrönland. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen. Bd. XVI, Nr. 6, S. 132—137. Schaffhausen.
- STILLE, H., 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
- VISCHER, A., 1938. Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering Insel und des Wollaston Vorlandes (Ostgrönland 74°—75° N. Br., 19°—21° W. Gr.). M. o. G., Bd. 114, Nr. 1. København.
- 1939. Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord während der Zweijahres-Expedition 1936—1938. Mitt. der Naturf. Ges. Schaffhausen. Bd. XVI, Nr. 9, S. 152—160. Schaffhausen.
- 1940. Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73° und 75° N. Br. M. o. G., Bd. 114, Nr. 4. København.

- VISCHER, A., 1943. Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° N. Br. Kuhn Ø, Wollaston Forland, Clavering Ø und angrenzende Gebiete. M. o. G., Bd. 133, Nr. 1. København.
- WITZIG, E., 1951. Einige jung-paläozoische Pflanzen aus Ostgrönland. M. o. G., Bd. 114, Nr. 11. København.
- 1951a. Neues zur Stratigraphie des grönlandischen Karbons. Eclog. Geol. Helv. Vol. 44, N° 2, S. 347—352.
- 1954. Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mesters Vig-Region (Scoresby Land, Nordostgrönland). M. o. G., Bd. 72, 2. Afd., Nr. 5. København.





## G E O G R A P H I C A L

CARTE GEOLOGIQUE de  
TRAILL Ö (GROENLAND ORIENTAL)

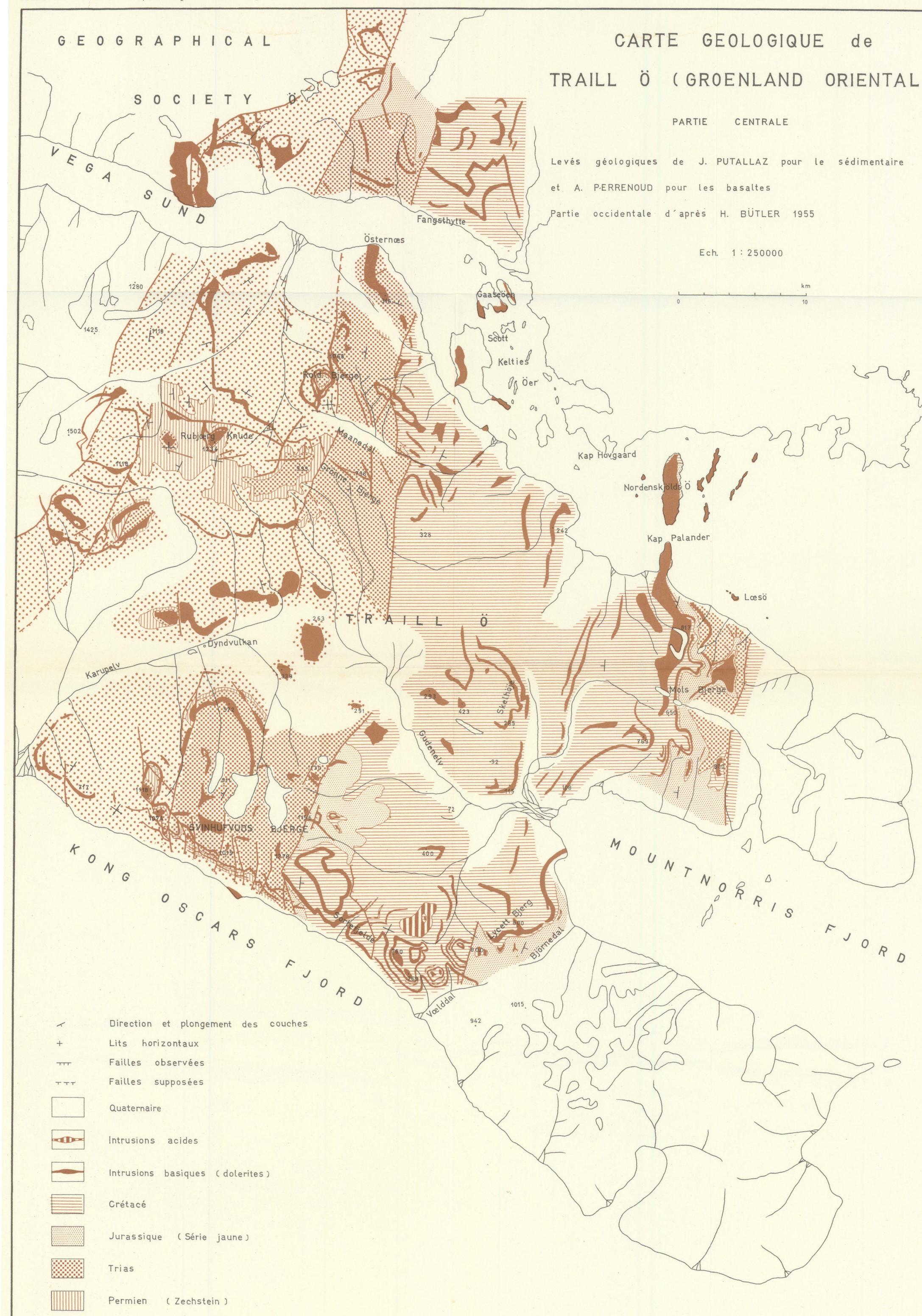
## PARTIE CENTRALE

Levés géologiques de J. PUTALLAZ pour le sédimentaire  
et A. PERRENOUD pour les basaltes

Partie occidentale d'après H. BÜTLER 1955

Ech. 1: 250000

km



# PROFILS GEOLOGIQUES AU TRAVERS DE TRAILL Ö

ROLD · BJERG

ECHELLE 1 : 150000

0 10 K

