

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 160 · Nr. 2

---

---

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947—56

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

---

GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IN  
DEN PRAEKAMBRISCHEN SEDIMENTEN

ZWISCHEN GRANDJEANS FJORD UND  
BESSELS FJORD (75°—76° N.BR.) IN NE-GRØNLAND

VON

MAX SOMMER

---

MIT 21 FIGUREN IM TEXT UND 2 TAFELN

---

*WITH AN ENGLISH SUMMARY*

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1957



## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. Vorwort .....	5
II. Einleitung .....	7
III. Beobachtungen im Sedimentgebiet zwischen dem südlichsten Hochstetters Forland und dem innersten Bessels Fjord .....	13
a. Der Ardencaple Fjord .....	13
b. Storborgen .....	20
c. Die Nordseite des Bredefjord und das Brædal .....	23
d. Troldedalen .....	32
e. Die Umgebung des Knæksø .....	36
f. Der innerste Bessels Fjord .....	38
g. Das südlichste Hochstetters Forland .....	39
IV. Kurze Zusammenfassung der wichtigsten stratigraphischen und tektoni- schen Beobachtungen .....	44
V. Bemerkungen zu den Bewegungsvorgängen .....	49
English Summary .....	52
Verdankungen .....	55
Literaturverzeichnis .....	56

### VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN UND TAFELN

#### A. Textfiguren.

Fig. 1. Übersichtskarte von Nordostgrönland .....	9
– 2. Stratigraphisches Profil der Eleonore Bay Formation .....	10
– 3. Routenkarte zu den Untersuchungen im Sedimentgebiet .....	11
– 4. Fjordwand SE Kap Daly am Ardencaple Fjord (Flugbild) .....	14
– 5. Fjordwand SE Kap Daly in Richtung der tektonischen Achse gesehen (Flugbild) .....	15
– 6. Tektonische Skizze der Fjordwand SE Kap Daly .....	16
– 7. Kap Klinkerfues von W (Flugbild) .....	17
– 8. Vesterport mit der gegen den Ardencaple Fjord hin einfallenden Sedi- mentserie .....	18
– 9. Die SE-Wand von Storborgen (Flugbild) .....	21
– 10. Umbiegung der Antiklinale im innersten Bredefjord (Flugbild) .....	23
– 11. W-Schenkel einer Antiklinale beim Ejnar Mikkelsens Gletscher (Flug- bild) .....	24
– 12. Kartenskizze des Brædal .....	25
– 13. Die Brædal-Quarzite auf der N-Seite des äusseren Bredefjord (Flugbild) .....	27

	Seite
Fig. 14. Die Störungszonen zwischen Brædalquarziten und den Schichtverbänden 1 und 2 im Brædal (Flugbild) .....	29
– 15. Schematische Profile durch die Brædalquarzite auf der N-Seite des Bredefjord .....	31
– 16. Quarzitplatte mit fraglichen Fossilabdrücken, Brædal .....	32
– 17. Teilansicht der S-Seite des Troldedalen .....	34
– 18. Detailbild aus einem gestörten Verband im Troldedalen .....	35
– 19. Der Berg Pt. 900 auf der S-Seite des innersten Bessels Fjord (Flugbild)	39
– 20. Der südlichste Teil von Hochstetters Forland (Flugaufnahme über der Peters Bugt) .....	41
– 21. Kartenskizze mit den tektonischen Strukturelementen .....	47

### B. Tafeln.

Tafel 1. Geologische Karte, 1:250.000
– 2. Geologische Profile, 1:150.000

---

## I. VORWORT

---

Nachdem der Verfasser des nachstehenden Berichtes, im Rahmen der dänischen Ostgrönland-Expedition von 1952—1954, die Halbinsel Lyells Land (ca. 73° n. Br.) geologisch bearbeitet hatte, wurde ihm vom Leiter der Expedition, Dr. LAUGE KOCH, die Untersuchung der Sedimente in den Fjordgebieten zwischen 75° und 76° n. Br. während des Sommers 1955 übertragen.

Die Aufgabe, eine geologische Übersicht vom Grandjeans Fjord an nordwärts zu geben, die als Grundlage für nachfolgende, detaillierte Aufnahmen dienen kann, wurde in enger Zusammenarbeit mit Dr. JOHN HALLER durchgeführt, welcher während der gleichen Zeit die Kristallingebiete bis zum 78. Breitengrad hinauf summarisch untersuchte.

Es war von Anfang an klar, dass eine solche Aufgabe in der relativ kurzen, zur Verfügung stehenden Zeit nur dann zu einem Ziel führen konnte, wenn die Untersuchungen streng auf die wesentlichen stratigraphischen und tektonischen Fragen beschränkt blieben.

Bei der Vorbereitung der Felduntersuchungen leisteten uns sowohl eine von FRÄNKEL zusammengestellte, unveröffentlichte, geologische Karte von Ostgrönland im Masstab 1:1 Million, als auch im Jahre 1950 für das Geodätische Institut in Kopenhagen aufgenommene Flugbilder grosse Dienste.

Die Feldarbeit dauerte vom 28.7.—29.8.1955. Der ausserordentlich schlechten Wetterlage wegen, konnte diese Zeit leider nicht voll ausgenutzt werden. In erster Linie litt die Zirkulation mit dem uns die ganze Zeit über zur Verfügung stehenden Norseman-Flugzeug, das sich im Übrigen aber bei der Durchführung dieser speziellen Aufgabe als das ideale Verkehrsmittel erwiesen hat.

Als Ausgangspunkt diente ein gut ausgerüstetes Basislager am Langsø.

Von hier aus konnten wir leicht an geologisch wichtige Aufschlüsse, an Seen oder Fjorden, gebracht werden, oder an die Mündung von Tälern, durch die wir ins Landesinnere gelangen konnten.

Die Aufnahmen im Gelände wurden durch eine Anzahl Fotoflüge erleichtert und ergänzt.

Sämtliche Flugaufnahmen in dieser Arbeit stammen von W. DIEHL.

*Basel, Geologisches Institut der Universität,  
im Dezember 1955.*

---

## II. EINLEITUNG

---

Die größten Züge der Geologie des eisfreien Küstenstreifens zwischen Danmarks Havn (ca. 77° n. Br.) und Grandjeans Fjord sind seit den klassischen Untersuchungen durch LAUGE KOCH um 1926/27 bekannt (KOCH 1929).

Durch die Entwicklung der geologischen Erforschung Ostgrönlands in den letzten Jahren, gewann das erwähnte Gebiet erneut an Interesse.

Einerseits drängt sich, von der gut bekannten Fjordzone Zentral-Ostgrönlands ausgehend, eine Verfolgung der Strukturen nach Norden hin auf. Andererseits nähern wir uns den wesentlich anders gearteten Ablagerungen im NE-Zipfel Grönlands (ca. 81° n. Br.), die durch FRÄNKEL (1954 a, 1955 a, 1955 b) und durch P. J. ADAMS und J. W. COWIE (1953) in neuerer Zeit besser bekannt geworden sind, und deren Beziehung zu den Gesteinen des übrigen ostgrönländischen Raumes dadurch zu einem sinnvollen Untersuchungsobjekt geworden ist (vgl. Fig. 1).

Der grösste Teil der eisfreien Gebiete Ost- und Nordgrönlands werden von kaledonischen<sup>1)</sup> Küstengebirgen aufgebaut (Fig. 1). Die heutige Küstenlinie unter spitzem Winkel schneidend, zieht die schwach gebogene ostgrönländische Orogenzone gegen NNE. Sie wird in der Gegend des 81. Breitengrades durch eine NE—SW-verlaufende Geantiklinale von dem der Nordküste entlang streichenden Gebirge getrennt.

Sowohl die ost- als auch die nordgrönländischen Kaledoniden sind aus Geosynklinalen hervorgegangen.

Wenden wir uns nun dem heute vom 71. bis etwa zum 81. Breitengrad überblickbaren ostgrönländischen Orogengürtel zu, so stehen sich, durch einheitliches Streichen verbunden, zwei stratigraphisch und tektonisch voneinander abweichende Komplexe gegenüber.

1. Die Eleonore Bay Formation (ca. 71°—77° n. Br.) besteht in den Fjordgebieten zwischen dem 72. und 74. Breitengrad aus einer über 16.000 m mächtigen, konkordanten Folge von hauptsächlich kla-

---

<sup>1)</sup> Der Ausdruck »kaledonisch« wird als Oberbegriff für mehrere gebirgsbildende Phasen gebraucht, gleich wie »herzynisch« oder »alpin«.

stischen Ablagerungen im unteren Teil (ca. 11.000 m) und chemisch-klastisch gemischten Sedimenten im oberen Teil (ca. 5000 m) (Fig. 2). In diesem Abschnitt kommen u. a. Tillite und darüber paläontologisch gegliederte kambro-ordovicische Ablagerungen vor. (vgl. EHA 1953, KATZ 1952, FRÄNKEL, 1951, 1953 a, 1953 b, SOMMER 1957).

Die gesamte Folge beginnt im Spät-Präkambrium (Grönlandium) und reicht bis ins Ordovicium. Bei der Hauptfaltungsphase (takonisch?) wurden grosse Teile der Eleonore Bay Formation zu kristallinen Gesteinen umgeprägt. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« muss daher als wichtigster und zentraler Teil der Orogenzone angesehen werden. Wo heute Sedimente der Eleonore Bay Formation auftreten, handelt es sich um Krustenteile, die nicht in den Bereich der Metamorphose gekommen sind. Die Tektonik dieser Sedimentgebiete ist eine Stockwerkfaltung in direktem Zusammenhang mit den Migmatisierungsvorgängen im Untergrund. Dazu treten auf anderen Ursachen beruhende, verschiedenartige Bruchbildungen und lokale Schubtektonik.

Den kaledonisch gefalteten Serien liegen, gegen E hin fortschreitend, jüngere Sedimente auf. Das Devon, welches ein mächtiges Becken füllt, ist in der Old-Red-Fazies ausgebildet.

2. Das Kaledonische Gebiet vom 77. bis 81. Breitengrad zeigt dagegen eine 3—5000 m mächtige Ablagerungsfolge, die zeitlich vom Grönlandium bis ins Silur reicht. Genauere Parallelisierungen mit der oben erwähnten, weiter südlich liegenden Eleonore Bay Formation werden hauptsächlich auf lithologischer Grundlage angestrebt. Sie sind bis heute jedoch noch stark mit Spekulation verbunden. Zweifellos wird aber die nun in Vorbereitung begriffene, detaillierte Untersuchung der Zwischengebiete manche Probleme lösen können.

Die Tektonik in diesem nördlichen Abschnitt ist nach FRÄNKEL (1954 a, 1955 a) durch obersilurische Deckenschübe gekennzeichnet, die nach W gerichtet sind.

Die Frage nach der Begrenzung und dem Nährgebiet des ostgrönländischen Geosynklinalraumes, konnte für die Eleonore Bay Formation Zentral-Ostgrönlands bis heute weder in der Fjordregion, noch in der Nunatakzone befriedigend gelöst werden.

In den weiter nördlich liegenden Gebieten sind dagegen die Möglichkeiten, an den westlichen Trogrand heran zu kommen, erheblich besser.

---

Fig. 1. Übersichtskarte von Nordost-Grönland.

A. Ostgrönländische Geosynklinale mit Eleonore Bay Formation. B. Rand- und Zwischengebiete der grossen Ablagerungsräume. C. Nordgrönländische Geosynklinale. DL. Dronning Louise Land. Schwarze Fläche: Das in dieser Arbeit näher behandelte Sedimentgebiet.

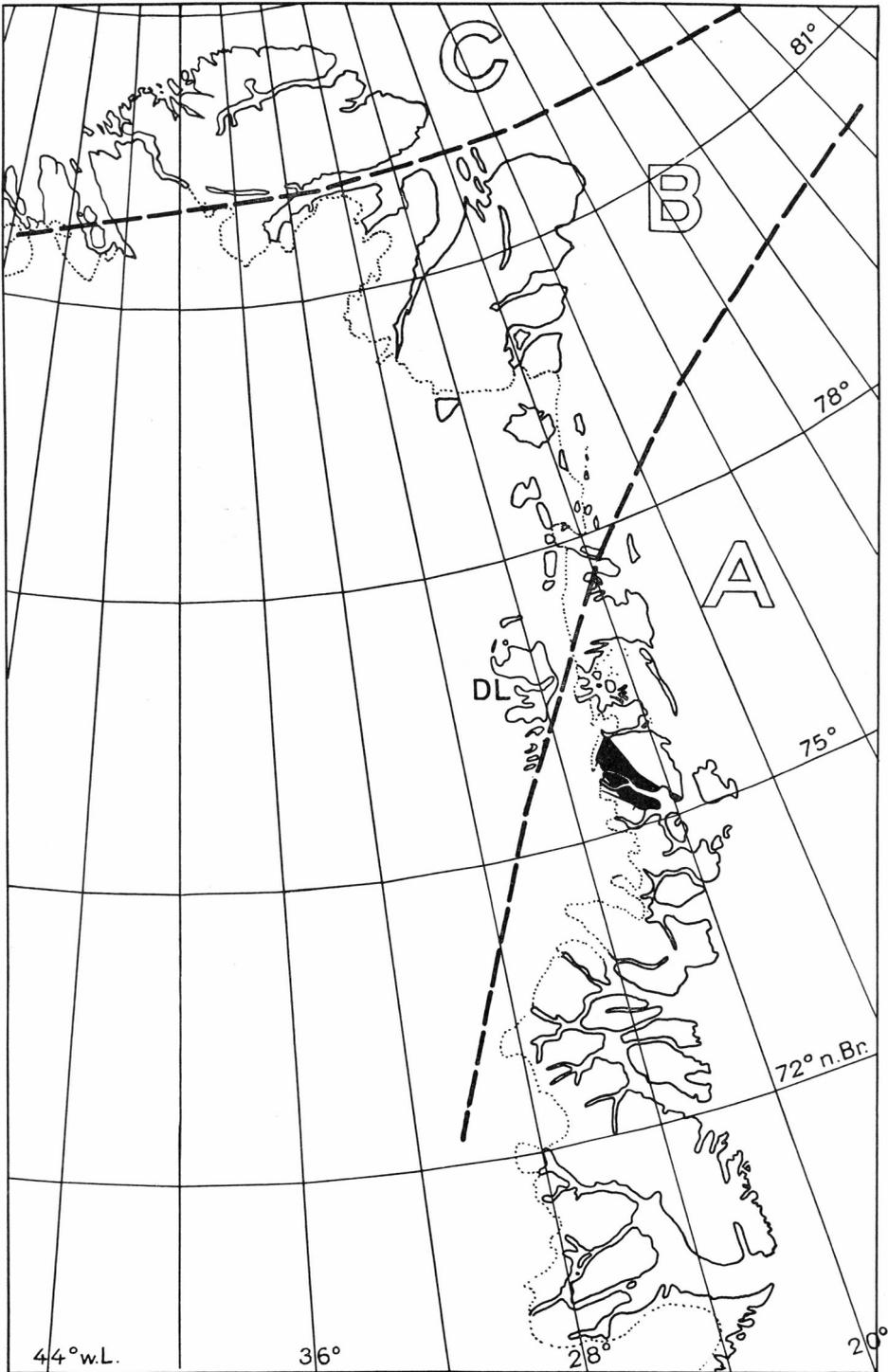


Fig. 1.

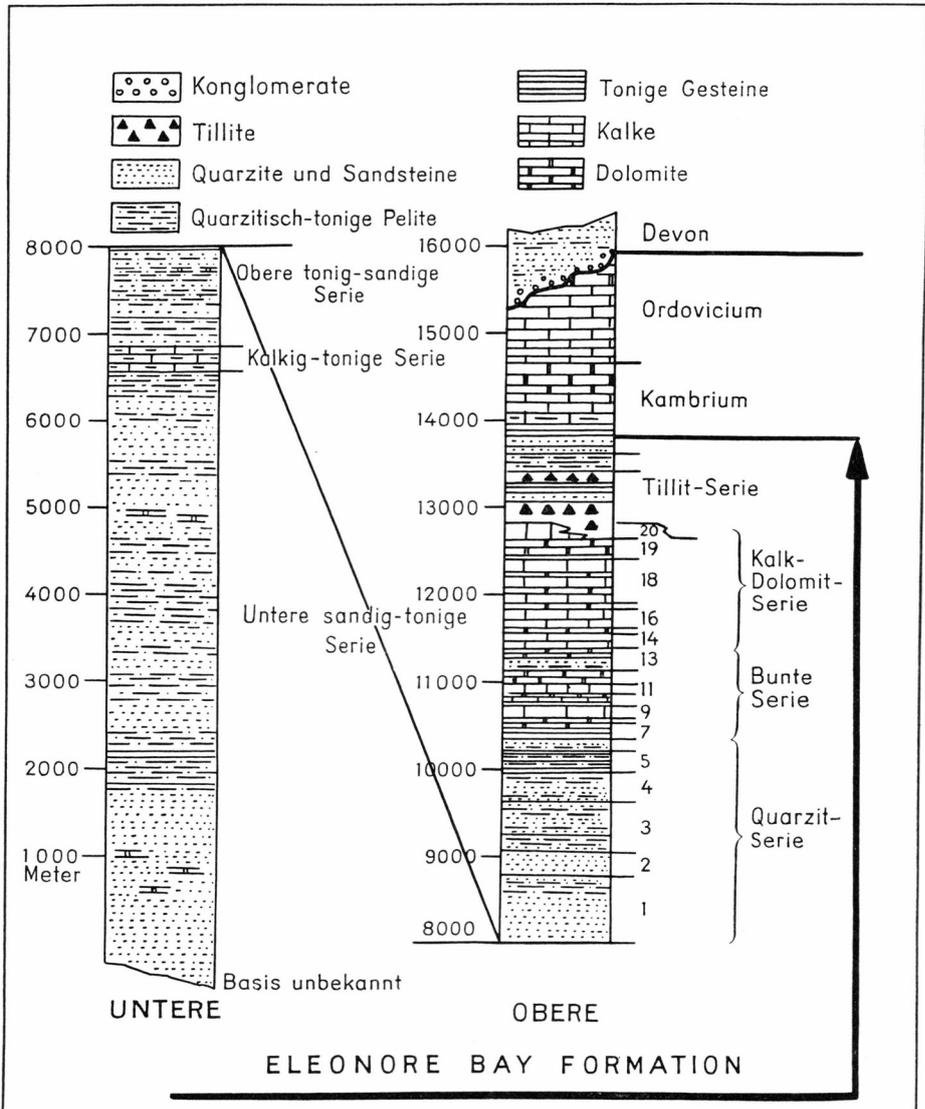


Fig. 2. Die Sedimente der ostgrönländischen Geosynklinale, wie sie zwischen ca. 72° und 74° n. Br. bekannt sind.

Die Ziffern 1 bis 20 sind die Nummern der Schichtverbände.

Besondere Bedeutung kommt dabei einem sich durch Dronning Louise Land (Fig. 1) nach S erstreckenden Hochgebiet zu, das durch Sedimente der Thule-Formation charakterisiert ist, (KOCH 1929), also durch Gesteine, die nach FRÄNKEL (1954 a) älter sind als die Eleonore Bay Formation und ins Keweenawan gestellt werden.

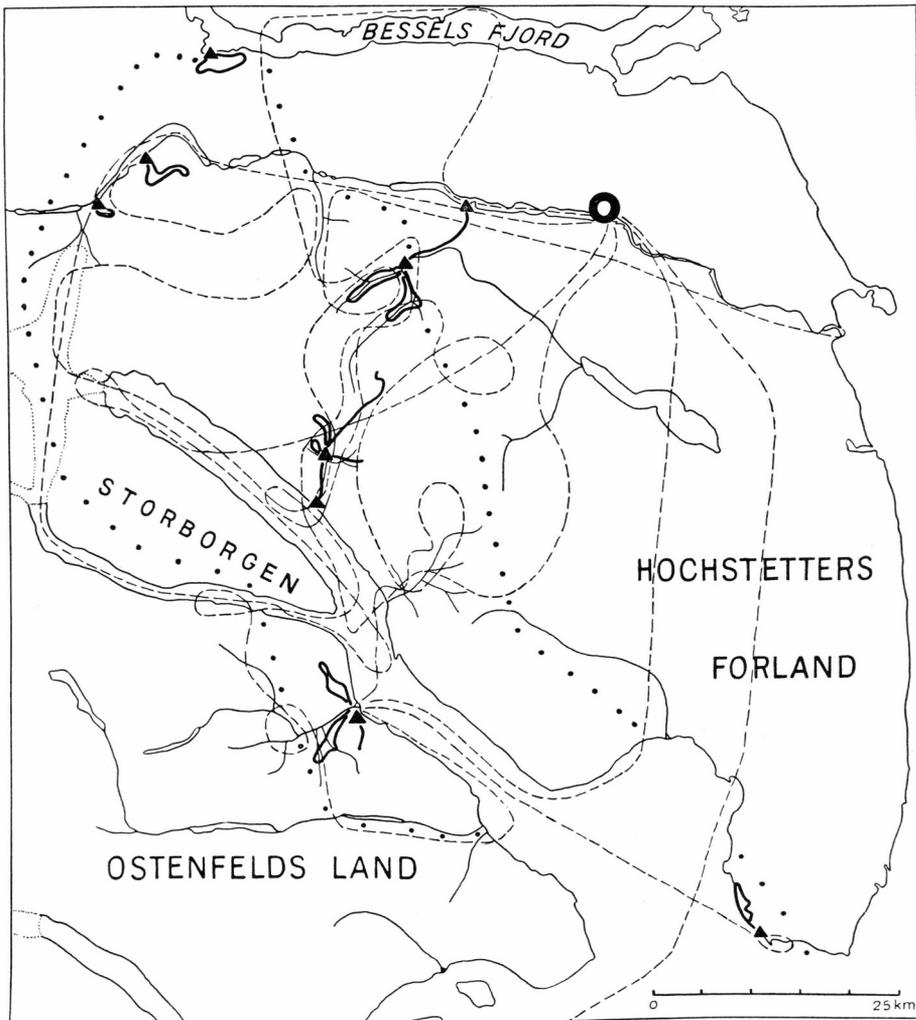


Fig. 3. Kartenskizze zu unseren Untersuchungen im Sedimentgebiet südlich des Bessels Fjord.

Grobe Punkte: Ungefähre Umrahmung des Sedimentgebietes. Dicke Linien: Fusstouren. Feine, gestrichelte Linien: Flugrouten mit geologischen Untersuchungen und Flugaufnahmen. Dreiecke: Zeltlagerplätze. (Das Basislager am Langso ist besonders markiert).

Das kaledonische Areal zwischen ca.  $75^{\circ}$  und  $77^{\circ}$  n. Br.<sup>1)</sup> ist also für grundlegende Sedimentationsprobleme von einigem Interesse.

In diesem Gebiet finden wir zwischen der nördlichen Kuhn Ø und

<sup>1)</sup> Für dieses Gebiet findet sich auf Plate 19 in LAUGE KOCH's »Survey of North Greenland« (1940) der Name Nørlund Land, der aber auf den offiziellen Karten nicht mehr erscheint.

dem innersten Bessels Fjord einen ca. NW—SE-verlaufenden, 30—40 km breiten, grabenartigen Streifen von Sedimenten der Eleonore Bay Formation, die fast vollständig von Kristallin umschlossen sind (Tafel I).

Legen wir einen Schnitt, wie ihn die Fjorde zeigen, durch diese Küstenregion, so bietet sich in der Fjordzone noch ein ähnliches Bild, wie wir es aus dem S kennen, wo gegen E hin die kaledonischen Gesteine die Basis jüngerer Ablagerungen bilden.

Im W dagegen stossen die kaledonisch gefalteten Serien an das bereits erwähnte Hochgebiet mit älteren Ablagerungen. Der Kontakt ist hier unter einer ca. 50 km breiten Eiszone verborgen.

Der folgenden Beschreibung der nun kurz umrissenen Sedimentzone ist vorzuschicken, dass wir vorerst unsere Beobachtungen, ähnliche wie in einem Reisebericht, einzelnen Lokalitäten zugeordnet, festhalten. Nachher wird eine Zusammenfassung gegeben, die zugleich als Erläuterung zu der vorläufigen geologischen Karte (Tafel 1) dienen soll. Die Karte ist zu grossen Teilen nach Flugbeobachtungen und Photographien konstruiert worden.

Die Kartenskizze Fig. 3 zeigt, wie das Sedimentgebiet während der relativ kurzen, uns zur Verfügung stehenden Zeit berührt worden ist.

---

### III. BEOBACHTUNGEN IM SEDIMENTGEBIET ZWISCHEN DEM SÜDLICHSTEN HOCHSTETTERS FORLAND UND DEM INNERSTEN BESSELS FJORD

#### a. Der Ardencaple Fjord.

Im Bericht von Louise A. Boyd's Expedition wird der farbenprächtige Ardencaple Fjord mit folgenden Worten geschildert:

“The colorings and bandings on the walls of Ardencaple, particularly those at the western end, are among the finest and most brilliant to be found anywhere on the entire east coast of Greenland. Those on the north wall immediately west of Peter Bay and in the vicinity of Cape Daly, where Brede and Smalle Fjords meet, are the most noteworthy. These markings, however, are by no means confined to a few places. The cliffs, which in places rise to 5000 feet and more, are covered with them for many miles. The brilliant coloring continues in Brede Fjord.”

Von dem auch geologisch sehr eindrücklichen Bild, welches die N-Seite des Fjordes bietet, ist der in Fig. 4 (vgl. auch Fig. 81, S. 77 in BOYD 1948) gezeigte Ausschnitt der Fjordwand SE Kap Daly stratigraphisch wichtig.

Der mittlere Teil der Wand wird von hellen, im unteren Abschnitt rötlichen, Quarziten eingenommen. Darüber folgen, von auffälligen, hellen Quarzitbändern begrenzt, dunkle, tonige Quarzite.

Lithologisch, aber auch nach der Erscheinung im Felde, sowie in der Mächtigkeit (ca. 800 m), lässt sich die erwähnte Folge von hellen und dunklen Quarziten ohne weiteres mit Schichtverband 1 der Eleonore Bay Formation, wie sie weiter im S ( $72^{\circ}$ — $74^{\circ}$  n. Br.) bekannt ist, vergleichen.

Ausschlaggebend bei dieser Parallelisierung sind aber nicht zuletzt die Serien, die wir im Hangenden und Liegenden dieses Schichtverbandes finden, und die in ihrer Ausbildung ebenfalls weitgehend der südli-

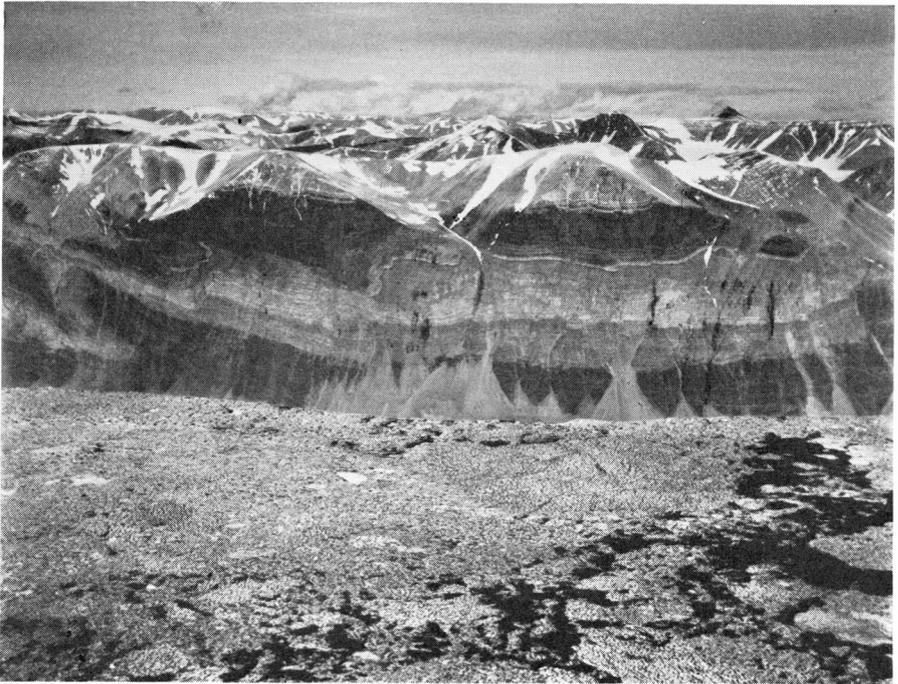


Fig. 4. Die Fjordwand SE Kap Daly am Ardencaple Fjord.

Die Gesteine der unteren, dunklen Zone gehören noch der »Oberen Tonig-sandigen Serie« an. Darüber Schichtverband 1, bestehend aus einer unteren hellen und einer oberen, dunklen Quarzfolge. Unter der Gipfelinie erscheint noch ein Teil der roten Quarzite von Schichtverband 2. Auf dem Ardencaple Fjord im Vordergrund ist das Wintereis (Fjordeis) in Auflösung begriffen.

(Flugaufnahme 1.8.1955).

chen Folge entsprechen. Damit ist die Annahme, dass es sich bei unserem, im Kristallin "schwimmenden", Sedimentgebiet um die Eleonore Bay Formation handelt, gerechtfertigt.

In Fig. 4 folgen über Schichtverband 1 bis zur Gipfelinie intensiv orange und rot anwitternde Quarzite. Auch hier besteht wieder eine Analogie zu Schichtverband 2 der Fjordzone weiter im S. Die eintönigen, dunklen Quarzite im Liegenden von Schichtverband 1, gehören einer mächtigen Serie solcher Gesteine an, die weiter im E bis Kap Klinkerfues (Tafel I) den grössten Teil des Gebietes einnehmen (Fig. 8). Schichtverband 1 reicht in der Gipfelregion gegen E bis etwa zum Matterhorn. Der Gipfel dieses Berges besteht aus den rötlichen Quarziten des unteren Schichtverband 1. Die beiden, in der gleichen Kette wie das Matterhorn, aber weiter westlich liegenden Bergspitzen, enthalten noch oberen Schichtverband 1. Sie wurden bei ihrer Erstbesteigung 1950 durch



Fig. 5. Die Fjordwand im Vordergrund ist dieselbe wie in der linken Bildhälfte von Fig. 4. Sie ist jedoch gegen NW, in der Richtung der tektonischen Achse aufgenommen. Im Hintergrund das Gebiet der Brædal-Quarzite (BQ). Diese bilden auch den Landvorsprung am linken Bildrand.

f: Verwerfung.

MIKE BANKS und RICHARD BROOKE "Yellow Tor" und "Shale Peak" genannt (M. BANKS 1955).

Bevor wir den Sedimenten weiter nach E folgen, noch einige Bemerkungen zur Tektonik der Fjordwand auf Fig. 4: Auffällig ist das Ausdünnen der hellen Quarzite des unteren Schichtverbandes 1 in Richtung fjordeinwärts, welches leicht als eine Überschiebung gedeutet werden könnte. Es muss aber betont werden, dass die Strukturen durch die Fjordwand schiefwinklig geschnitten werden, und dass dasselbe Bild in der NW—SE-Richtung der tektonischen Achse wesentlich anders aussieht, wie Fig. 5 zeigt.

In Fig. 6 ist eine Erklärungsmöglichkeit für das Ausdünnen der hellen Quarzite schematisch dargestellt. Der Grundgedanke ist folgender: Die Verringerung der Mächtigkeit ist primär durch eine Abschiebung gegen SW, W oder NW bedingt. Später wurde das Bruchsystem durch eine gegen NE gerichtete, tangentielle Bewegung zusammengestaucht und von kleineren Brüchen durchsetzt.

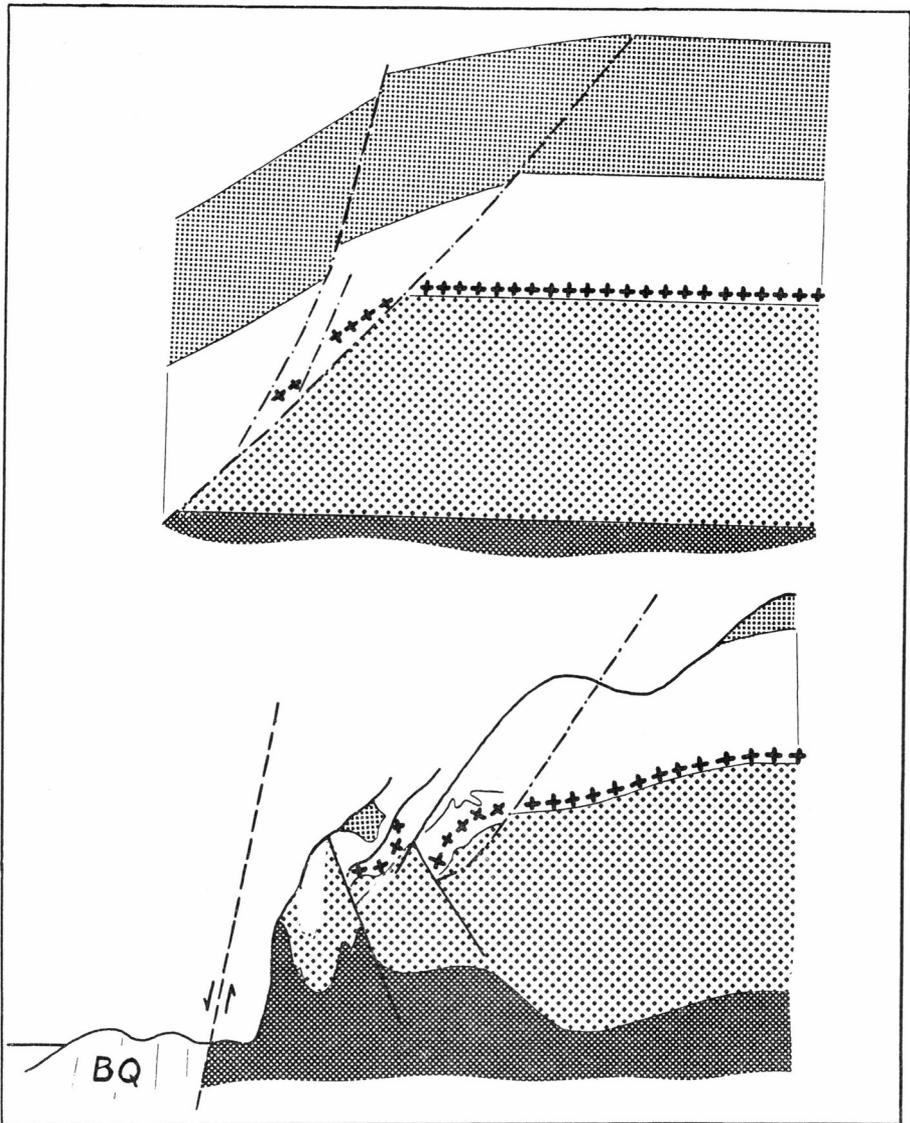


Fig. 6. Schematische Illustration zu einer Erklärungsmöglichkeit für das Ausdünnen der hellen Quarzite des unteren Schichtverbandes 1 an der Fjordwand SE Kap Daly. Die obere Figur zeigt eine Bewegungsphase bei der der untere Schichtverband 1 (grob punktiert) durch eine Abschiebung zerrissen wird. In der unteren Figur ist das obige Bruchsystem gefaltet und zusammengestaucht worden, wie es Fig. 5 zeigt.

Am Fusse der Fjordwand (vgl. Fig. 5) schliesst sich ein etwas gegen S hin vorspringendes Kap mit steil stehenden Schichten an.

Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei den beiden auffällig hellen, massigen Bändern um dieselben Quarzite, welche weiter im NW, als

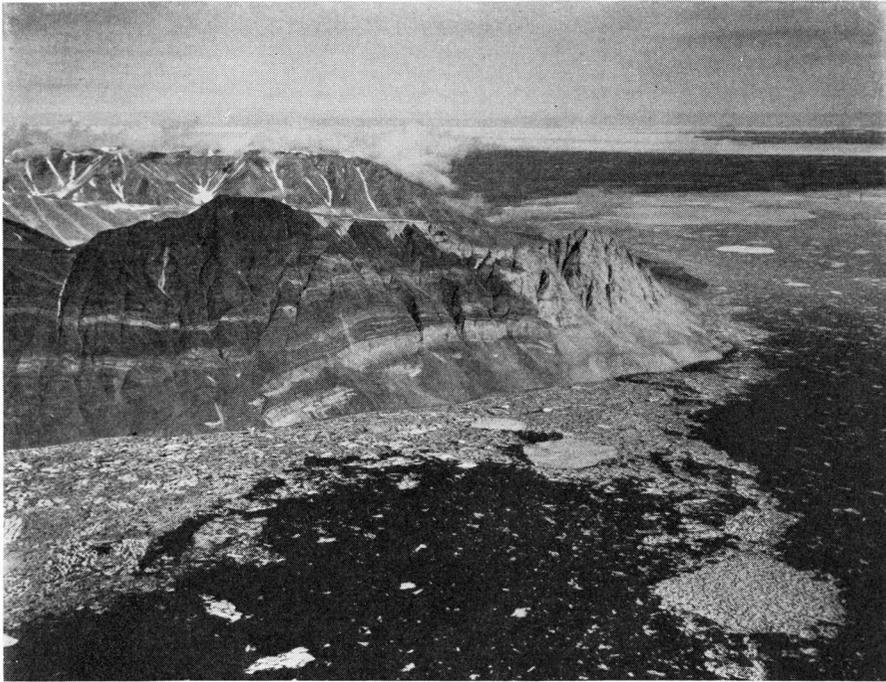


Fig. 7. Kap Klinkerfues von W gesehen.

In der linken Bildhälfte die »Obere Tonig-sandige Serie« mit einigen hellen Bändern. Das Kap selber besteht aus hellem Granit. Dahinter, in der rechten Bildhälfte die Peters Bugt und das flache Hochstetters Forland. Rechts, unmittelbar unter der Horizontlinie, erscheint die Insel Shannon.

Teil einer mächtigen Serie von vorwiegend dunklen Quarziten (sog. Braedal-Quarzite), ein grosses Gebiet aufbauen.

Diese Gesteine liegen bei dem erwähnten Kap an einer Störung neben den dunkeln Quarziten im Liegenden von Schichtverband 1 (vgl. Fig. 15).

Auch in den weiter südlich liegenden Fjordgebieten wird Schichtverband 1 von einer dunkeln, quarzitischen Serie — der sog. Oberen Tonig-sandigen Serie unterlagert.

Die eintönige Folge dieser Gesteine wird überall, wo sie bis jetzt beobachtet worden ist, von helleren Bändern unterbrochen, deren Position und Mächtigkeit von Ort zu Ort aber stark wechseln.

Solche Bänder treten auch in der Oberen Tonig-sandigen Serie am Ardencaple Fjord auf. Der Gesteinsverband steigt leicht gegen E an; wir sehen in dieser Richtung immer tiefere Horizonte aufsteigen. Ungefähr dem Fjordufer entlang streichend, verläuft eine Zone mit lokaler Verfaltung der Schichten. Damit hängt das auffällige An- und Abschwelen und die lokale Verdoppelung von gelben Bändern zusammen.



Fig. 8. Vesterport beim äusseren Femdalen mit den gegen den Ardencaple Fjord hin einfallenden Sedimenten.

u. 1 und o. 1: unterer und oberer Schichtverband 1. 2 und 3: Nummern der Schichtverbände. In der Fjordwand jenseits des Ardencaple Fjord ist hauptsächlich die Obere Tonig-sandige Serie zu sehen.

M: Matterhorn. W: Wildspitze. K: Kap Klinkerfues.

Einige km NW Kap Klinkerfues erscheint über dem Fjordufer in einem flachen Gewölbe ein mächtiges, helles Quarzit-Doppelband (Fig. 7). Daran anstossend, finden wir den hellen Granitstock von Kap Klinkerfues. Die Kontaktfläche zwischen Granit und Sediment verläuft in der Kap-Region NW—SE und schneidet die Fjordwand schief.

Die Granite lassen sich gegen N hin verfolgen, wo sie aber im Gegensatz zu Kap Klinkerfues eine komplex-lagige Intrusionsmasse bilden.

SE des Ardencaple Fjord, im Ostenfelds Land, treten Sedimente in den zwei durch das Femdalen getrennten Blöcken, Vesterport und Niflheim, auf.

Die Sedimente im westlichen Abschnitt von Vesterport bilden eine gegen den Ardencaple Fjord hin abfallende Tafel. Am Fjord beträgt das gegen NNE bis NE gerichtete Einfallen bis zu 30°.

Gegen das Kildedalen hin legen sich die Schichten flacher. Wir erkennen am E-Hang des Femdalen dieselbe Serie wie an der bereits beschriebenen Fjordwand SE Kap Daly (Fig. 8).

Die Schichtfolge umfasst jedoch den gesamten Schichtverband 2, der von rötlichen Quarziten mit vereinzelt weinroten Tonschmitzen aufgebaut wird und reicht noch bis in den untersten Schichtverband 3. Wir können diese Bezeichnung aus den Fjordgebieten weiter im S ohne weiteres gebrauchen. Dort, wie auch hier am Vesterport handelt es sich um graue und grünliche, oft tonig verunreinigte Quarzite.

Der östliche und auch der südlichste Teil von Vesterport ist von den gleichen hellen Graniten wie am Kap Klinkerfues stark durchsetzt, die vorwiegend lagige Intrusionsformen zeigen. Die Umgebung von Kap Reinhardt besteht fast vollständig aus Granit.

Die Untersuchungen im Femdalen zeigten, dass der Kontakt zwischen Sedimenten und kristallinen Gesteinen unmittelbar W Pt. 122 durch eine komplexe Bruchzone gegeben ist, die in NNW-Richtung gegen den Smallefjord hin fortsetzt, wo wir einen ähnlichen Kristallinkontakt wiederfinden werden.

In der Nähe von Pt. 122 treten im Talboden helle Granite zutage, von denen eine Probe (nach Dr. JOHN HALLER) folgendes Schlibbild zeigt:

Zweiglimmer-Oligoklas-Mikroklin-Granit Nr. 46.

Mineralbestand: Quarz .....	38 % vol.
Kalifeldspat .....	35 %
Oligoklas.....	20 %
Biotit .....	4 %
Muskowit .....	3 %
(Apatit)	
(Zirkon)	

Struktur: mittelkörnig, granoblastisch.

Textur: massig-richtungslos.

Der xenomorphe Kalifeldspat ist zum Teil optisch einheitlich. Oft aber zeigen die Körner Mikroklin-Perthit- bis Mikroklin-Struktur. Sie umschliessen Relikte von idiomorphem, serizitisierendem Plagioklas.

Der Oligoklas ist oft zonar gebaut. Die idiomorphen Kerne sind bestäubt. Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz ist verbreitet.

Die fransigen Biotitschuppen zeigen einen kräftigen Pleochroismus:  $n\alpha$  = liches Beige,  $n\gamma$  = kastanienbraun. Der Muskowit bildet sauber umrissene, eckige Blättchen.

Die Berge auf der S-Seite des Kildedalen bestehen aus dunklen, sehr wahrscheinlich metamorphen Gesteinen. Doch besteht die Möglichkeit, dass in dieser Richtung ein kontinuierlicher Übergang von Sedimenten zu Paragneissen besteht; die definitive Kristallgrenze sollte in diesem Gebiet erst auf Grund von Felduntersuchungen festgelegt werden.

Der Bergblock von Niflheim bildet ein flaches Gewölbe mit NNW—SSE-verlaufender, leicht N-fallender Achse.

Im Gewölbekern erscheint am Smallefjord eine Schichtfolge, beginnend mit oberem Schichtverband 1. Schichtverband 3 ist hier vollständig vorhanden, als eine ca. 500 m mächtige, dunkle, quarzitische Gesteinsserie. Für deren mittleren Teil ist eine schwache, helle Bänderung typisch. Eine ähnliche Bänderzone tritt auch in dem aus dem südlichen Gebiet bekannten Schichtverband 3 überall auf. Die Gesteine von Schichtverband 3 wurden in einer Schuttrinne auf der N-Seite des Femdalen näher untersucht:

Es handelt sich um grünliche und dunkelgraue, feinschichtige, tonige Quarzite, häufig mit sekundär gebildetem Biotit, der meist in Form von Querbiotiten auftritt.

Auf der Hochfläche von Niflheim erscheinen im Hangenden von Schichtverband 3 markante, gelb anwitternde Quarzite. Sie bilden besonders in der Basiszone eine Anzahl auffallend scharf und gleichmäßig voneinander getrennte Bänder von etwa 10 bis 30 m Mächtigkeit. Sie bestehen aus einem reinweissen, mittelkörnigen, gelb anwitternden Quarzit. Dazwischen liegen dunkle, tonige Quarzite, die nach oben allmählich überwiegen. Darin treten einige massige Bänke eines blassgrünen Quarzits auf.

Wir sprechen bei diesem, mit hellen Bändern beginnenden, stratigraphischen Abschnitt von Schichtverband 4.

Seine Gesteine können auf dem Plateau von Niflheim gut studiert werden.

Auf der W-Seite von Niflheim stossen die Sedimente mit einer Störungslinie, der ein stark verschuttetes Tal folgt, an Gneisse. Es handelt sich um dieselbe Linie, die wir schon aus dem Femdalen erwähnt haben.

Auch die E-Flanke von Niflheim wird von Störungen durchzogen. Bei den deutlich von Brüchen versetzten und deformierten Paketen von hellem Quarzit handelt es sich vermutlich um Schichtverband 4. Diese Bruchbildungen gehören sehr wahrscheinlich zu einem kompliziert gebauten E-Schenkel des "Niflheim-Gewölbes".

## b. Storborgen.

Die dreieckige Halbinsel Storborgen ist eine im Mittel ca. 1500 m hohe Tafel mit steil abfallenden Wänden nach allen Seiten hin. Der mittlere und westliche Teil der Hochfläche ist fast vollständig von Eis bedeckt, das nach verschiedenen Richtungen hin durch einige enge Täler abfließt.

Etwa ein Drittel der Halbinsel, im südwestlichen Abschnitt, besteht aus kristallinen Gesteinen, während die übrigen Teile von Sedimenten der bereits beschriebenen Schichtgruppen eingenommen werden.



Fig. 9. Der östliche Zipfel von Storborgen mit Kap Daly von SW her gesehen. Im Kern des flachen Gewölbes treten die Schichtverbände 2 bis 4 besonders deutlich hervor. In der hinteren Kulisse die Brædal-Quarzite (BQ). Weiter im Innern erscheint wahrscheinlich nochmals dieselbe Gesteinsfolge wie im Vordergrund.

Im östlichen Teil wird durch einen, die Halbinsel querenden, Taleinschnitt ein dreieckförmiges Gebiet mit Pt. 1500 abgetrennt.

Hier tritt über dem bis in etwa auf 300 m Höhe reichenden Gehängeschuttgürtel die Schichtfolge prachtvoll hervor.

Auf der S-Seite, am Smallefjord, erkennen wir die Fortsetzung der von Niflheim herüberziehenden, flachen Antiklinale (Fig. 9). Darin erscheinen die Schichtverbände 1 bis 4, wobei 2 und 3 wiederum vollständig zu sehen sind.

Die Umbiegungsachse streicht gegen den bereits erwähnten Taleinschnitt und kann nicht ohne weiteres darüber hinaus verfolgt werden. Sowohl am Smallefjord als auch am Bredefjord lässt sich eine durch das Tal ziehende Verwerfung feststellen. Dieselbe Störungszone trennt im Brædal Gebiete mit abweichendem Faltungsstil. Entweder wird die Antiklinale an dieser Störung aufgelöst oder die Gewölbeachse setzt sich W der Störung in mehr nordwestlicher Richtung fort und schneidet die Bredefjordküste nicht. Hier finden wir nur noch einseitig gegen W hin ansteigende Serien bis nahe zum Ejnar Mikkelsens Gletscher, wo die Schichten eine Antiklinale mit ungefähr NNE—SSW-Achse bilden.

Die erwähnte Störung im E-Zipfel von Storborgen zeigt am Bredefjord einen Verwerfungsbetrag von schätzungsweise 600 m. Gegen den Smallefjord hin nimmt die Sprunghöhe bis auf einen geringen Betrag ab. Vielleicht steht dies mit dem Zusammentreffen mit einem anderen Störungssystem in Verbindung, das etwa 1 km weiter westlich, die Fjordwand schief schneidend, in den Smallefjord tritt. Dieses Bruchsystem, dem eine grosse Bedeutung als Kristallgrenze zukommt, lässt sich gegen WNW weiter verfolgen, bis es unter die Eiskappe zieht. Es erscheint wiederum am Ejnar Mikkelsens Gletscher, wo es ungefähr zusammen mit der Längsachse von Storborgen austritt.

Am Smallefjord beobachtet man einen schief gegen Storborgen hin einfallenden Hauptbruch zwischen dem Kristallin und den Sedimenten und in den letzteren mehrere parallele und gleichsinnige, treppenartig gestaffelte Nebenbrüche. Dies könnte darauf hinweisen, dass es die Sedimente sind, welche den bewegten, abgesenkten Teil des Systems darstellen.

Die N-Seite von Storborgen gibt ebenfalls ein gut aufgeschlossenes Profil. NW von Kap Daly fällt am Bergfuss eine stark verschuttete Zone mit hellen Quarziten auf. Wir vermuten hier eine Verwerfung, durch welche das normale stratigraphische Profil im untersten Teil der Fjordwand gestört ist.

Etwas weiter fjordeinwärts ist in der Uferregion Schichtverband 2 zu erkennen. Er steigt leicht gegen W an.

Etwa 7 km NW Kap Daly, wo der schon mehrfach erwähnte Taleinschnitt den Bredefjord erreicht, stossen an der das Tal durchziehenden Störung Schichtverband 2 im E und rötliche Quarzite des unteren Schichtverband 1 im W aneinander. Die Verhältnisse werden aber auch hier durch nahe am Fjordufer und diesem ungefähr parallel verlaufende Störungen zusätzlich kompliziert.

Gehen wir weiter nach W, so finden wir bis zum Fjordende eine fast vollständig aufgeschlossene Fjordwand. Deren oberer Teil wird gegen W hin noch bis etwa zu Pt. 1589 aus Schichtverband 1 aufgebaut. Im Liegenden ist die Obere Tonig-sandige Serie zu erkennen. Diese wird wie gewohnt von hellen Quarzitbändern durchzogen; doch ist dies hier in viel stärkerem Masse der Fall als z. B. am Ardencaple Fjord. Eine Parallelisierung der hellen Horizonte, die jedoch für die Kartierung sehr wertvoll sind, ist ohne genaue Feldaufnahmen kaum möglich.

Auf der Karte (Tafel I) sind zwei besonders auffällige Bänderzonen ausgeschieden. Für die obere Zone ist eine Auflösung in unregelmässig ausgebildete, helle Einzelbänder charakteristisch. Diese Bänder finden wir wieder auf der N-Seite des innersten Bredefjord.

Beidseits des nach E gerichteten, steilen Abflusses des Ejnar Mikkelsens Gletschers steht Granit an. Es handelt sich wiederum um einen hellen Intrusiv-Granit, hier jedoch in stockartiger Lagerungsform.



Fig. 10. Die Umbiegung der Antiklinale, welche den innersten Abschnitt des Bredefjord quert. Die hellen Granite links am Fjordufer sind etwa bis an die Basis einer auffälligen Bänderzone emporgedrungen. Darüber dunkle Quarzite der Oberen Tonig-sandigen Serie. (Blick gegen N).

Der Granit und die erwähnte, obere Bänderzone kommen auf einer Photographie von LOUISE A. BOYD (1948, Fig. 89, S. 82) gut zum Ausdruck.

### c. Die Nordseite des Bredefjord und das Brædal.

Die bereits erwähnte Antiklinale mit ungefähr gegen NNE laufender Achse im innersten Bredefjord tritt besonders am nördlichsten Fjordufer deutlich hervor (Fig. 10). Der Granitstock liegt hier etwas W des knickartig umbiegenden Gewölbekerns, reicht aber noch in diesen hinein.

Der W-Schenkel der Antiklinale lässt sich dem Ejnar Mikkelsen Gletscher entlang nach N verfolgen. Dieses Gebiet ist bis hinauf zum Bessels Fjord durch NE- bis NNE-streichende Serien gekennzeichnet und kann daher als eine eigene tektonische Einheit aufgefasst werden (Fig. 11). Im E-Schenkel der Aufwölbung befinden wir uns bereits in der komplexen Übergangszone zu dem vorwiegend NW—SE-streichenden Gebiet im E.

Gehen wir fjordauswärts, so folgt, an die Antiklinale anschliessend, ein flach gewelltes Gebiet bis in die Gegend von Pt. 1322. Es lassen sich



Fig. 11. Der dem nördlichen Arm des Ejnar Mikkelsens Gletscher entlang streichende W-Schenkel der Antiklinale von Fig. 10. Die eintönige, mächtige Folge von dunklen Quarziten geben ein typisches Bild der Oberen Tonig-sandigen Serie.

in diesem Abschnitt zwei flache Synklinalen und zwei Antiklinalen erkennen (vgl. Fig. 24). Die genauen Achsenrichtungen dieser Strukturen konnten wir nicht feststellen.

Bemerkenswert ist, dass auf der Storborgenseite keine entsprechenden Verbiegungen auftreten. Wir ziehen daher die Möglichkeit in Betracht, dass es sich bei diesen Deformationen um eine lokal begrenzte Faltungszone zwischen den NNE—SSW- und NW—SE-streichenden Einheiten handelt.

Bei Pt. 1322 streicht die westliche der genannten Synklinalen in den Fjord aus. In ihrem Zentrum sind graue Quarzite erhalten, die wir als fraglichen Schichtverband 1 ansprechen.

Etwas weiter im E, gegen die Mündung des Braedal hin, ist die nicht mehr steile Fjordwand grösstenteils von hellem Quarzitschutt überdeckt. Wir vermuten, dass es sich um Schutt derselben gelblichen Bänderzone handelt, die wir vom innersten Fjordabschnitt bis in die Nähe des Brædal verfolgen können. Die Schichten fallen etwa mit gleicher Neigung wie der Hang gegen den Fjord, d. h. gegen SW, ein.

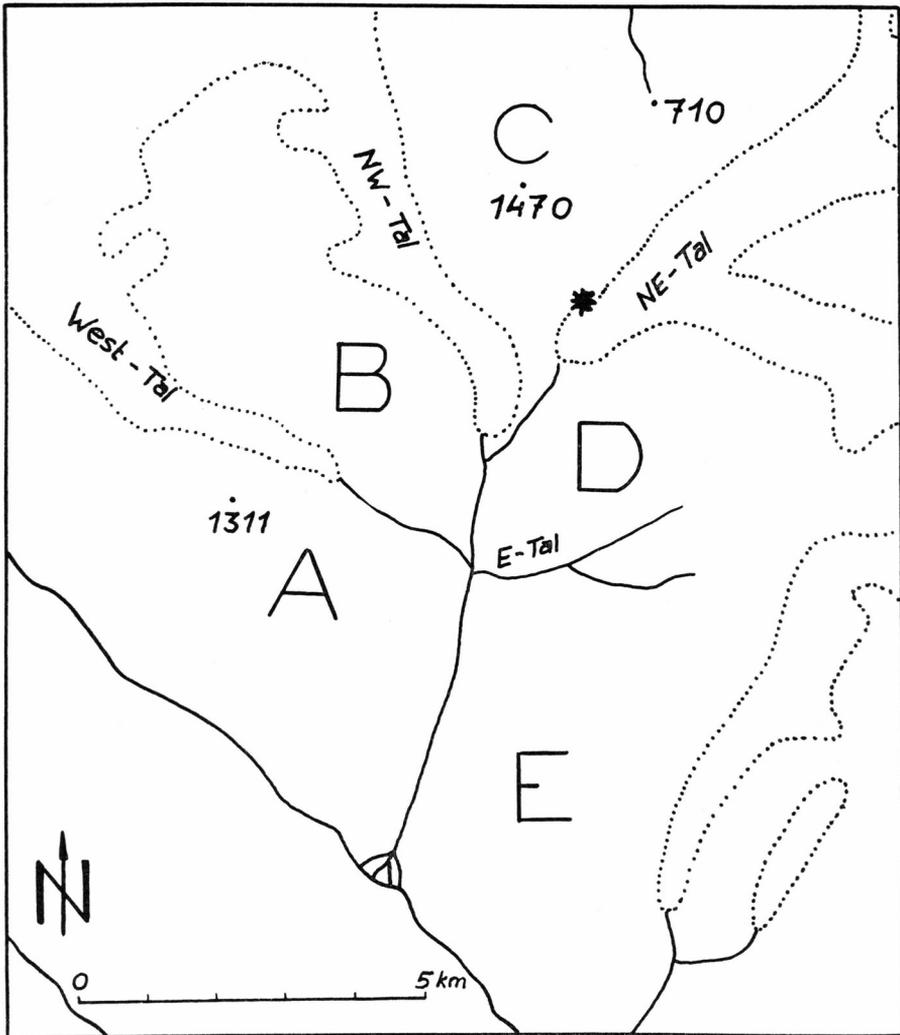


Fig. 12. Kartenskizze des Brædal.

A—E im Text erwähnte Bergzüge. \* Fundstelle von fraglichen Fossilresten.

Die Kartenskizze, Fig. 12, dient der nun folgenden Beschreibung des Brædal, dessen Begehung interessante Ergebnisse geliefert, aber auch einige grosse Probleme aufgeworfen hat.

Die mit ungefähr 30—40° SW-fallenden Schichten bei Pt. 1311, Berg A, legen sich gegen N zu flacher und kippen sogar schon im inneren West-Tal zu leichter, entgegengesetzter Neigung um.

Auf der E-Seite des stark schuttüberzogenen Berges B ragen im obersten Teil graue, dünnbankige Quarzite hervor, die in engen Kleinfalten steil abtauchen. Das Bild erinnert in jeder Beziehung sehr

stark an einen ähnlichen Aufschluss im Troldedalen (vgl. Fig. 18). Es stellt sich die Frage, ob diese steil einfallenden Schichten mit denen der Bergkette A eine Antiklinale bilden, deren Achse ungefähr dem W-Tal folgen müsste.

Beim Vergleich der beiden Talwände, — die Höhenzüge A und B auf der einen, die von D und E auf der anderen Seite —, stellt man tektonisch und stratigraphisch grosse Diskrepanzen fest.

Während wir es auf der W-Seite möglicherweise mit einer Aufwölbung in den Schichten der Oberen Tonig-sandigen Serie mit ziemlich steilen Schenkeln zu tun haben, besteht die E-Wand aus einer ausschliesslich NE-fallenden Serie von völlig anderem Habitus.

Das Einfallen dieser Schichten gegen NE ist im vorderen Brædal nur schwach, wird dann aber weiter innen mit einem deutlichen Knick verstärkt.

Bezeichnenderweise liegt nun das Brædal ziemlich genau in der Fortsetzung des schon früher erwähnten, Storborgen überquerenden Taleinschnittes. Dieser enthält eine Störung, von der wir gezeigt haben, dass ihre Sprunghöhe nach N hin stark zunimmt, wobei die E-Seite tiefer liegt, und dass an derselben Störung zwei Blöcke mit abweichender Tektonik aneinander stossen.

Letzteres trifft im Brædal, wo wir die normale Fortsetzung dieser Bruchzone vermuten, in ganz extremem Masse zu. Welche Rolle sie als Verwerfung spielt, ist noch nicht restlos abgeklärt.

Nehmen wir an, dass auch im Brædal an dieser Störung die E-Seite abgesenkt worden ist, so muss es sich bei den Gesteinen auf der E-Seite des Tales, die wir als Brædal-Quarzite bezeichnen wollen, um eine jüngere Serie handeln, als auf der Tal-W-Seite, wo die Obere Tonig-sandige Serie auftritt.

Wenn unsere Auffassung, dass die Brædal-Quarzite nur in einem viereckigen Gebiet zwischen dem Brædal und dem nordwestlichen Ardencaple Fjord auftreten, richtig ist, dann sind sie nach allen Seiten hin von Brüchen begrenzt.

Es ist uns keine Stelle bekannt, an der die Brædal-Quarzite in normalem stratigraphischem Kontakt mit den bis dahin erwähnten, lückenlos aufeinander folgenden Serien und Schichtverbänden stehen.

Es stellt sich nun die Frage nach der stratigraphischen Stellung der Brædal-Quarzite innerhalb der Eleonore Bay Formation. Die altersmässige Beziehung der Brædal-Quarzite zu den bekannten Serien kann durch genaue Felduntersuchungen zweifellos festgestellt werden.

Auf Grund folgender Beobachtungen und Überlegungen vermuten wir, dass die Brædal-Quarzite über den bis dahin genannten Gesteinsverbänden zu stehen haben, also jünger sind als Schichtverband 4:



Fig. 13. Die Brædal-Quarzite auf der N-Seite des äusseren Bredefjord. Am rechten Bildrand unten ist noch der östlichste Teil des Brædal-Deltas zu sehen.

1. Lithologische Gründe. — Die Brædal-Quarzite sind eine 2—3000 m mächtige Folge von überwiegend dunkel erscheinenden Quarziten. Darin treten in den tiefsten stratigraphischen Aufschlüssen, entlang der N-Seite des äusseren Bredefjord, drei auffällige, helle Quarzitbänder auf (Fig. 13).

Das untere helle Band enthält gut gebankte, gelbliche und rote Quarzite, sowie zwischen zwei bestimmten Quarzitbänken ein weinrot erscheinendes Schieferband, bei dem es sich sehr wahrscheinlich um rostig anwitternde Quarzitschiefer handelt.

Die mittlere, helle Zone, bestehend aus einer Anzahl gelber Quarzitbänder, ist von der unteren, durch eine ca. 150 m mächtige Folge von dunkeln Quarziten getrennt. Eine schmale Zone desselben Gesteins befindet sich zwischen dem mittleren und oberen hellen Band.

Darin kommen von unten nach oben gelbliche und blassgrüne Quarzite vor.

Im stratigraphisch höchsten Niveau, das wir im E-Tal (Fig. 12) angetroffen haben, sind plattige, grüne Quarzite vorhanden.

In erster Linie möchten wir die Buntheit einzelner Horizonte in den Brædal-Quarziten nennen, welche stark an die Quarzit-Serie auf

Niflheim und Storborgen etc., aber auch an die Bunte Serie in der Fjordzone zwischen 72 und 74° n. Br. erinnert. Ferner finden wir in der Struktur der unteren, hellen Zone ein weiteres stratigraphisches Merkmal: Die einzelnen hellen Quarzitbänke sind hier von ebenso gleichmässiger Mächtigkeit und ebenso auffallend scharf voneinander getrennt, wie dies für den unteren Teil von Schichtverband 4 auf Niflheim und Storborgen der Fall ist. Die Ähnlichkeit wird durch das Auftreten von dunkel weinrot erscheinenden Bändern zwischen den Quarziten noch vergrössert.

Eine solche Ausbildung der Sedimente ist für die untere Eleonore Bay Formation, um die es sich bei den Brædal-Quarziten eventuell auch handeln könnte, mit ihren unruhigen Ablagerungsformen, die meist verbunden sind mit starker Durchmischung von tonigem und sandigem Material, wenig typisch.

2. Tektonische Argumente: Wenn wir die Verteilung der einzelnen Schichtverbände innerhalb des Sedimentgebietes untersuchen, so fallen die jüngsten Schichten, also Schichtverband 4, in eine Zone, die sich von Niflheim aus gegen N erstreckt. Wir können uns diesen Streifen gut als eine alte Depressionszone vorstellen, die von jüngeren Bewegungen überprägt worden ist (vgl. Fig. 21).

Nun ordnet sich das Verbreitungsgebiet der Brædal-Quarzite ebenfalls in diese Zone ein. Dies ist daher auch ein Hinweis auf ein relativ junges Alter der fraglichen Serie.

Gegen NE hin werden die Brædal-Quarzite durch Störungszonen begrenzt, durch die sie neben Obere Tonig-sandige Serie, oder neben die Schichtverbände 1 und 2 zu liegen kommen.

Im E-Tal und am Berg D (Fig. 12) sind diese Verwerfungen gut aufgeschlossen. Dabei fallen sofort die prachtvollen Schleppungen in den Quarziten der Störungszone auf, die wir ausnahmslos nur so deuten können, dass der Block der Brædal-Quarzite tiefer liegt und wahrscheinlich abgesenkt worden ist.

Wir konnten in diesem System zwei Hauptstörungen, die als »streichende Brüche« auftreten, feststellen.

Das Zwischengebiet enthält besonders im inneren Brædal eine Anzahl mehr oder weniger stark deformierte Keile, wie aus Fig. 14 entnommen werden kann. In den Hauptzügen zeichnet sich aber stets ein treppenförmiges Absinken der Schollen von N gegen S hin ab. (vgl. Profil A in Fig. 15).

Auch die eigenartige Tektonik der Brædal-Quarzite entlang dem Bredefjord kann für die Fixierung der stratigraphischen Stellung herangezogen werden. In Fig. 15 sind auf Grund von Luftaufnahmen eine Anzahl Schnitte quer zu der NW—SE-verlaufenden, tektonischen Achse konstruiert worden.

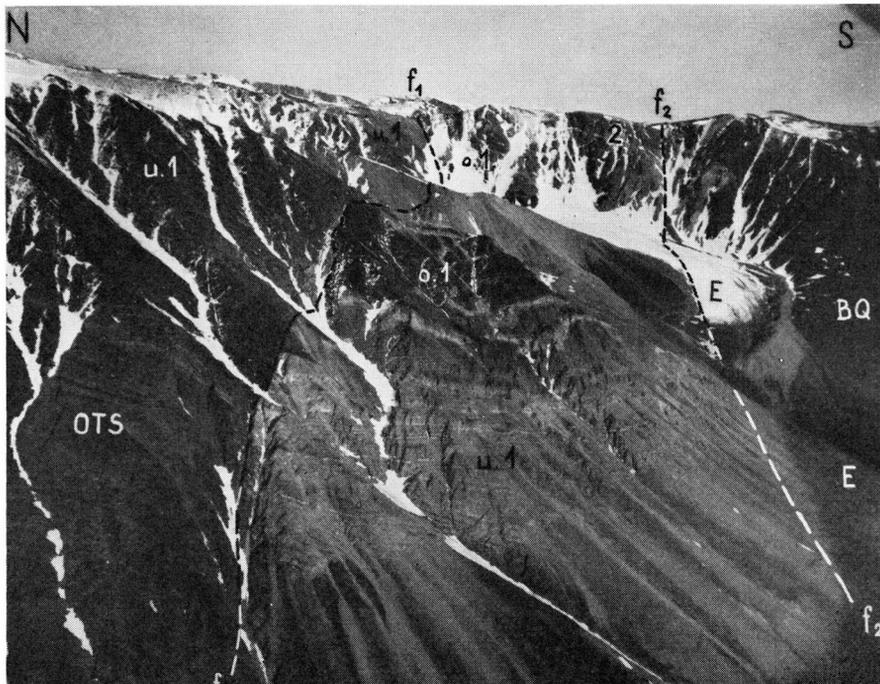


Fig. 14. Die Störungszonen zwischen den Brædal-Quarziten (BQ) und der Oberen Tonig-sandigen Serie (OTS) Schichtverband 1 (u1 = unterer Sch. 1, o1 = oberer Sch. 1) und Schichtverband 2 (2).

E = Ost-Tal auf Fig. 12. Der Berg im Vordergrund ist der Berg D nach derselben Kartenskizze.  $f_1$  und  $f_2$  = Hauptstörungen.

Wir haben bereits auf das Profil an der Brædal-E-Seite hingewiesen, wo die Brædal-Quarzite im vorderen Abschnitt des Tales schwach, weiter innen jedoch mit einer Knickstelle stärker einfallen (Profil A).

Ein paralleler Schnitt 4 km weiter im SE zeigt ein völlig anderes Profil. Schon am Fjordufer finden wir die drei hellen Bänder in steiler Stellung und sogar leicht überkippt. Gegen das Innere zu legen sich die Schichten flacher, wie Profil B in Fig. 15 zeigt. Eine Verbiegung der Schichten konnten wir nicht feststellen (vgl. auch Fig. 13).

Sehr problematisch sind die Verhältnisse in Profil C. Als Einzelprofil vermutet man eine Antiklinale. Im Vergleich mit den weiter NW durchziehenden Profilen handelt es sich aber eher in der rechten Hälfte des Profils um Schichten, die in überkippter Stellung von den entsprechenden Horizonten links im Profil durch eine Störung abgerissen worden sind (vgl. Fig. 5).

Es ist wahrscheinlich dieselbe Störung, welche im Profil D, das die Fjordwand SE Kap Daly schneidet, die steilstehenden Brædal-Quarzite

neben die Obere Tonig-sandige Serie verschoben hat. Wir haben darauf schon auf S. 17 hingewiesen.

Sollte sich endgültig beweisen lassen, dass die Brædal-Quarzite über Schichtverband 4 gehören, so taucht bei einem Vergleich mit den entsprechenden Ablagerungen in den weiter südlich liegenden Gebieten ( $72^{\circ}$ — $74^{\circ}$  n. Br.) die Frage auf, ob wir es in unserem Sedimentgebiet mit einer ca. 2000 m mächtigen, sog. Oberen Quarzit-Serie (Schichtverbände 3—6) zu tun haben, oder ob die darüber folgende, aus Tonen, Karbonaten und untergeordnet auch aus Quarziten bestehende, sog. Bunte Serie, hier in einer anderen, quarzitischen, Fazies ausgebildet ist. Vielleicht geben uns gerade die erwähnten, sporadisch auftretenden Quarzite in der Bunten Serie der südlichen Facies einen Hinweis auf die zweite Möglichkeit.

Es sei aber auch an die Untersuchungen von KATZ (1952 b) in der Nunatakzone auf  $74^{\circ}$  n. Br. erinnert, wo die sog. Eleonore Sø-Serie, eine der Kalk-Dolomit-Serie der Fjordzone entsprechende Ablagerung, ausschliesslich mit quarzitischen Gesteinen in tektonischem Kontakt steht, während die »klassische« Bunte Serie nicht angetroffen wurde.

Während der Feldarbeit zogen wir noch ebenso sehr die Möglichkeit in Betracht, dass die Brædal-Quarzite auch die älteste Serie in diesem Sedimentgebiet sein könnte.

Für diese Version spricht aber einzig ein Vergleich der hellen Bänder in der Brædal-Serie am Bredefjord mit denen, die unmittelbar W Kap Klinkerfues in einem an den Granitstock anstossenden, kleinen Gewölbe über dem Fjordniveau erscheinen. Vergleichen wir die Figuren 7 und 13 miteinander, so besteht tatsächlich eine weitgehende Übereinstimmung in der hell-dunkel-Folge der Quarzite. Soweit wir jedoch die hellen Quarzite am Kap Klinkerfues kennen, handelt es sich ausschliesslich um weisse, gelblich anwitternde Quarzite, im Gegensatz zu den hellen Bändern im unteren Teil der Brædal-Quarzite, wo sehr häufig auch bunte Quarzite auftreten.

Aus dem Brædal (Fig. 12) sind noch einige weitere Beobachtungen zu nennen. Die erwähnten, die Brædal-Quarzite begrenzenden Verwerfungen, ziehen gegen das NW-Tal, wobei die W-Seite des Berges C noch in die Störungszone einbezogen ist.

Die Moräne des NW-Tal-Gletschers zeigt, dass in dessen Einzugsgebiet relativ viel Granit vorkommt. Das Granitareal konnte denn auch im oberen Abschnitt des NW-Tales auf Flügen beobachtet werden.

Im NE-Tal wurde an der in Fig. 12 bezeichneten Stelle in der Gletschermoräne vom Autor eine Quarzitplatte mit fossilähnlichen Abdrücken gefunden (Fig. 16). Nach dem Zustand der Platte und dem Gestein, das ein bräunlicher Quarzit ist, vermuten wir, dass sie aus un-

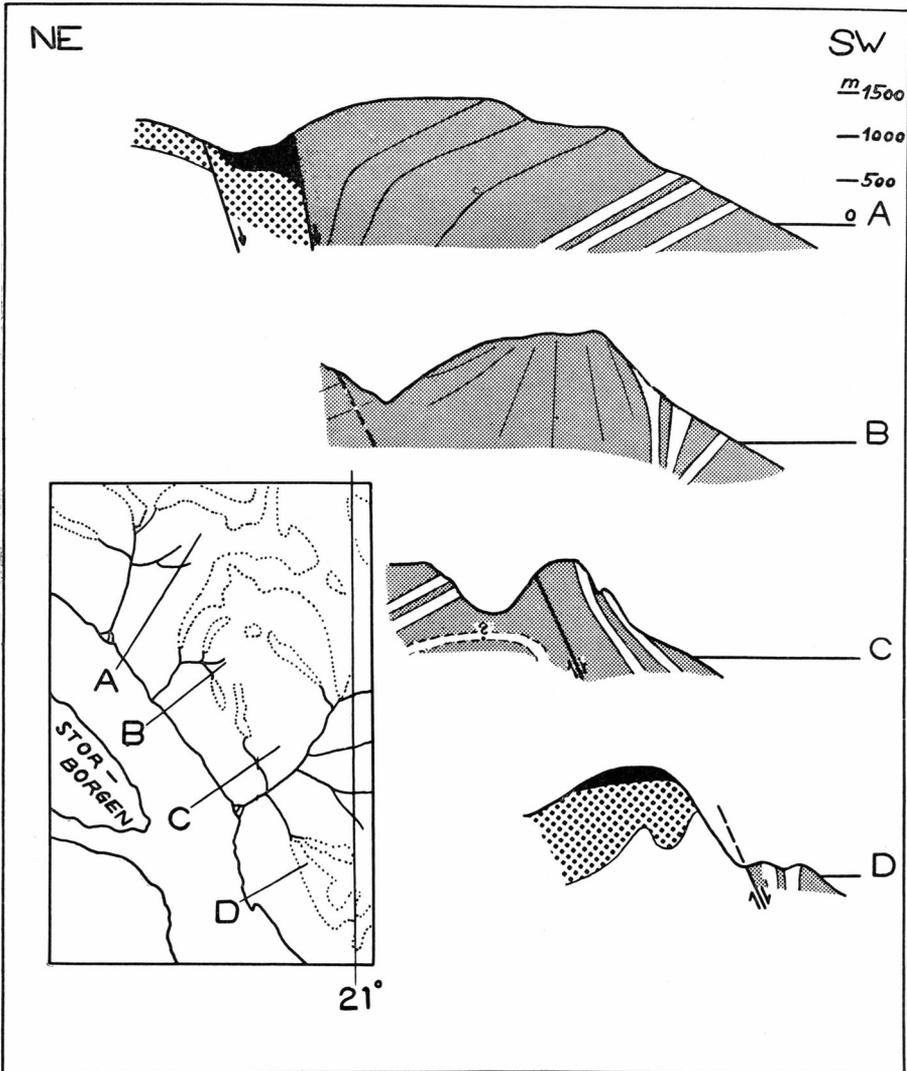


Fig. 15. Schematische Profile durch die Brædal-Quarzite auf der N-Seite des äusseren Bredefjord und Ardencaple Fjord.

Feinpunktiert mit hellen Bändern: Brædal-Quarzite — grobpunktiert: Sch. 1 — schwarz: Schichtverband 2.

mittelbarer Nähe stammt. Stratigraphisch befindet man sich in dieser Gegend ungefähr an der Grenze von unterer und oberer Eleonore Bay Formation. Es steht noch nicht eindeutig fest, ob es sich um Fossilien handelt. Diese Frage wird zur Zeit durch Prof. STØRMER, Oslo, abgeklärt.

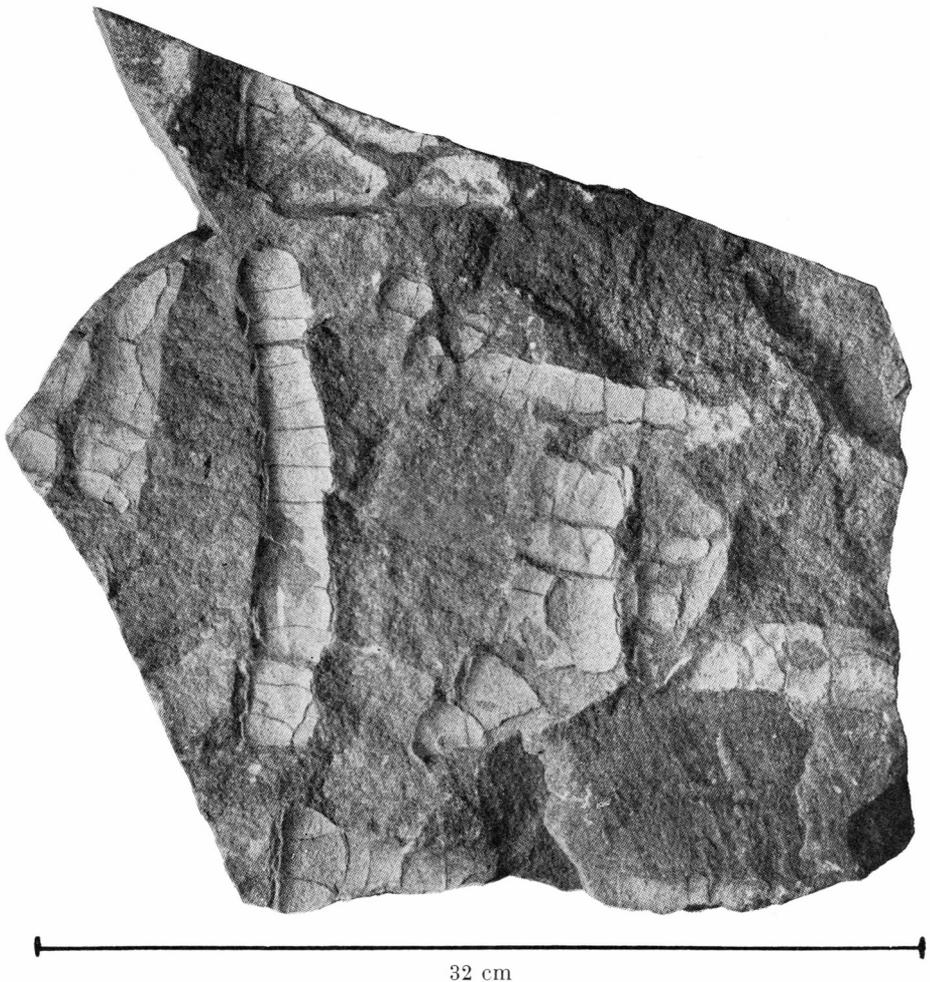


Fig. 16. Quarzitplatte mit fraglichen Fossilsabdrücken, Brædal.

#### d. Troldedalen.

Das Troldedal gestattet einen bequemen Zugang vom Langsø her zum nordöstlichen und zentralen Teil des Sedimentgebietes.

Vom Troldedalen, wozu wir auch Smøgen zählen, zweigen zwei grosse Seitentäler nach S ab. Durch das östliche wurde der Troldedalen-Fluss gegen das Hochstetters Forland hin abgelenkt. Er mündet dort in den See mit der Höhenquote 101 m (Agneta Sø) ein. Durch das westliche der Seitentäler kann man über zwei verschiedene, nicht allzu schwer begehbare Pässe das Brædal erreichen, falls es wieder zutreffen sollte, dass der Bredefjord bis in den Spätsommer hinein mit Fjordeis

bedeckt ist. Der Langsø dürfte dank seiner Strömung schon früh von Eis befreit sein.

Unmittelbar W der Einmündung des zuletzt genannten, nach S abzweigenden Tales stösst man in der Talsohle auf den Kontakt zwischen den granitischen Gneissen im vorderen und den Sedimenten im inneren Troldedalen. Auf der N-Seite des Tales lässt sich feststellen, dass der Kristallinkontakt durch eine Übergangszone mit einer gegen den kristallinen Komplex hin zunehmenden Kontaktmetamorphose gegeben ist.

Während diese Übergangszone auf der nördlichen Talseite von einigen erfassbaren Verwerfungen und einer mehrere hundert Meter über dem Talboden auf Grund einer auffälligen morphologischen Grenze vermuteten Aufschiebung durchzogen wird, stellt dieselbe Zone auf der südlichen Talseite in erster Linie ein kompliziertes, tektonisches Problem dar.

Die bedeutendste Rolle bei der Begrenzung des Sedimentgebietes spielt hier wahrscheinlich eine ca. NNW—SSE-gerichtete Verwerfung, welche in dem bereits erwähnten Seitental verläuft und die das Troldedalen ungefähr 3 km W Pt. 273 überquert, dann gegen N hin aber vermutlich ausklingt.

Sehr deutlich lässt sie sich jedoch noch im Talboden, im Mündungsgebiet des von S her zustossenden Seitentales, erkennen und zwar als eine selber wieder mehrfach aufgesplitterte Störungszone.

Soweit wir feststellen konnten, reichen die Sedimente gegen E nicht über diese Linie hinweg. Dagegen bilden kristalline Gesteine noch den Unterbau des ca. 900 m hohen Berges, der die westliche Talpforte bildet (Fig. 17).

Die schwach kontaktmetamorphen, dunklen Glimmerquarzite im unteren Teil dieses Eckberges werden in der Talsohle von vorwiegend granitischen Gesteinen unterlagert, die von zahlreichen Scherklüften und kleineren Aufschiebungen durchsetzt sind. Die schräg einfallenden Bewegungsflächen sind häufig von Granitlagen durchzogen, die aber oft selber wieder zerschert sind.

Soweit wir uns über die Bewegungsrichtung der Aufschiebungen informieren konnten, weist sie in dieser Gegend des Troldedalen vorwiegend gegen ENE.

Vergleichen wir damit die Lage der tiefsten, hangenden Sedimente, dann ergibt sich ein Einfallen gegen W bis SW.

Die Verfaltung der Sedimente, auf die wir gleich zu sprechen kommen, kann also hier nicht ohne weiteres mit der Zerschierung des unterliegenden Kristallins in direkten Zusammenhang gebracht werden.

Dem Kristallinrand folgt ausser den bisher erwähnten Störungen in Form von Brüchen und kleineren Aufschiebungen eine 1—2 km breite Zone, in der die Sedimente intensiv verfaltet worden sind.



Fig. 17. Blick gegen die S-Seite des Troldedalen von einem Standort ca. 3 km W Pt. 273 (im Troldedalen).

Am linken Bildrand die Einmündung eines grossen Seitentales von S her. Hinter dieser Talmündung bilden die Schichten eine Falte, die sich besonders in einem hellen Quarzitband (durch feine Striche markiert) abzeichnet.

In den Schichten des in Fig. 17 abgebildeten, bereits erwähnten Eckberges tritt prachtvoll eine liegende Falte hervor. Sie zeichnet sich besonders klar in einem ca. 150 m mächtigen Band von sehr stark gelb anwitternden Quarziten ab. Die Verbiegungsachse streicht NNW—SSE, also der Kristallinrandstörung parallel.

Im Westen wird die verfaltete Zone, — wie der Schnitt auf der S-Seite des inneren Troldedalen zeigt —, von einem konform laufenden Sediment-Abschnitt hinterlagert, der durch kräftige Aufschiebungen in den Sedimenten gekennzeichnet ist (Fig. 18).

Zwischen den einzelnen Bewegungsflächen tritt häufig eine starke Verfältelung der Gesteine auf. Dies kommt auf dem in Fig. 18 wiedergegebenen Berg gut zum Ausdruck.

In der hinteren Bergkulisse auf Fig. 18 lässt sich eine Aufschiebung von schwach geneigten Quarziten des unteren Schichtverband 1, auf eine mit der oben erwähnten liegenden Falte des Eckberges zusammenhängende Struktur erkennen, die dank dem auffälligen gelben Quarzitband leicht verfolgt werden kann.

Diese eigenartige Aufschiebung von Schichtverband 1 auf Gesteine der Oberen Tonig-sandigen Serie könnte z. B. folgendermassen erklärt werden:



Fig. 18. Ausschnitt aus der N-Wand eines im Bereiche von grösseren Aufschiebungen liegenden Berges im Troldedalen. Die Verfältelung der Gesteine tritt hier besonders deutlich hervor.

Die hintere Kulisse zeigt die Aufschiebung des unteren Schichtverband 1 auf steil einfallende Schichten der Oberen Tonig-sandigen Serie mit demselben markanten, hellen Band, welches auf Fig. 17 in einer liegenden Falte erscheint. Blickrichtung gegen SE.

Zu Beginn des Zusammenschubes hat das Kristallin bereits als starres Widerlager gewirkt. Möglicherweise waren die ursprünglich höher liegenden Sedimente bereits durch eine vertikale Verschiebung neben den Block des kristallinen Unterbaues verlagert worden.

Die tangentielle Bewegung bewirkte vorerst eine Auffaltung und Zusammenstauchung des unmittelbar an das Kristallin anstossenden Sedimentstreifens. In einer späteren Phase wurden durch eine gleichsinnige Bewegung (eventuell mit leichten Abweichungen in der Schubrichtung) die weiter W liegenden Sedimente verschuppt und auf die bereits gefalteten Verbände aufgeschoben. Diese Version wurde auf Tafel II in den Profilen 5 und 6 zum Ausdruck gebracht.

Die Aufschiebungen erschweren die stratigraphischen Untersuchungen. So fehlt uns vorläufig der genaue Zusammenhang zwischen dem stark verfalteten Sedimentstreifen, entlang dem Kristallingebiet und den übrigen Teilen der Oberen Tonig-sandigen Serie. Aus tektonischen Er-

wägungen heraus vermuten wir, dass es sich hier um die tiefsten, im Sedimentgebiet zutage tretenden Gesteine handelt.

Wenn wir abschliessend noch die Gegend des innersten Troldedalen berühren, so finden wir hier ein vor allem in tektonischer Hinsicht wichtiges Gebiet. Die hier angetroffenen, komplizierten Schichtverbiegungen, die wir leider nicht im Detail untersuchen konnten, gehören nach unserer Auffassung in die Ablösungszone zwischen den sich in die NW—SE-Richtung einordnenden Strukturen und dem flachwelligen NNE—SSW-streichenden Faltenbau im westlichen Teil des Sedimentgebietes. Eine ähnliche Uebergangszonen haben wir schon auf S. 24 von der N-Seite des Breddefjord erwähnt.

Die zahlreichen Flussgerölle und Blöcke von weissem Granit, die man in der Umgebung des zu Pt. 510 führenden Passes antrifft, stammen wahrscheinlich aus kleineren Intrusionsmassen, welche in diese tektonische Narbe eingedrungen sind (vgl. Tafel I). Unmittelbar nördlich des inneren Troldedalen wurde auf Tafel I eine helle Zone ausgeschieden, welche im Felde eine rote Bänderung aufweist. Ihre Beziehung zu den hellen Zonen weiter im S ist unklar.

Folgen wir den Sedimenten nach N, gegen den Langelv hin, wo wir wieder auf den Kristallinkontakt stossen, so kommt hier im Gegensatz zum gesamten, weiter südlich liegenden Gebiet der direkten Aufschichtung von Sedimenten auf Kristallin eine grössere Bedeutung zu.

#### e. Die Umgebung des Knæksø.

Knæksø wurde der stark gekrümmte See (Höhenquote 102 m) im Oberlauf des Langelv genannt. Das Gebiet in der Umgebung des Knæksø wird fast vollständig von eintönigen, dunkeln, tonigen Quarziten der Oberen Tonig-sandigen Serie aufgebaut. Die Sedimente sind von flachen, NNE—SSW-, bis NE—SW-gerichteten, flachen Verbiegungen durchzogen. Eine Verwerfung im nordöstlichen Kong Wilhelms Land begrenzt das Sedimentgebiet gegen W.

Die Besteigung von Pt. 1100 unmittelbar S der Umbiegung des Knæksø ergab in groben Zügen folgendes Profil durch die Gesteinsfolge an diesen Hängen:

- |      |           |  |
|------|-----------|--|
| oben | ca. 100 m | grünliche und dunkelgraue, meist schwach tonige, grobbankige Quarzite.   |
|      | ca. 200 m | bräunliche, oft auch violett getönte, gut gebankte Quarzite, am E-Ufer des Knæksø führte die Klüftung zu einer eigenartigen säuligen Absonderung der Gesteine dieser Zone. |

ca. 50 m mittel- und grobkörnige (Korndurchmesser bis 1,8mm), erzeiche, rostig anwitternde Quarzite.

Auf Distanz sticht diese Zone als ein helleres, rotes Band hervor und wurde deshalb bei der Kartierung ausgeschieden (Tafel I).

unten ca. 400 m mächtige Folge von dunkelgrau erscheinenden Quarziten, besonders im unteren Teil häufig mit Einschaltungen von tonigem Quarzit und Phylliten. In den reineren Quarziten zeigt sich im Detail eine im Abstand von 0,5—1 m wechselnde Folge von hellem und dunklem Quarzit. Beim Verfolgen dieser Lagen konnten wir feststellen, dass diese über kurze Distanzen nach der Seite hin oft entweder plötzlich ausdünnen, oder an einer sedimentären Bewegungsfläche abreißen, die nach oben und unten hin meist rasch ausheilt. Derart deutliche Spuren von Absetz- oder submarinen Gleitbewegungen, die während der Sedimentation vor sich gegangen sind, treten hier sehr häufig auf. Sie bilden einen wichtigen Faktor beim Vergleich dieser Ablagerungen mit den entsprechenden Teilen der Oberen Tonig-sandigen Serie in den südlichen Gebieten, z. B. in Lyells Land (72° n. Br.), wo der Verfasser nie einem solchen Sedimentationsbild begegnet ist.

Als ein weiterer, beachtlicher Unterschied zwischen den rund 400 km auseinander liegenden Sedimentgebieten müssen die an beiden Orten auftretenden, braun anwitternden, karbonatreichen Linsen in den Quarziten genannt werden, die jedoch im N eine viel stärkere Verbreitung besitzen.

In einem kleinen Sattel W Pt. 1100 trifft man eine auffällige, helle Schuttzone an. Es handelt sich um gelbliche, feinkörnige, porös aussehende Quarzite. Im Schliiff liess sich deutlich eine mylonitische Textur erkennen.

Wir vermuten, dass E Pt. 1100 entweder eine Bruchzone verläuft, oder aber, was aus dem Verlauf des gelben Schuttbandes zu schliessen ist, eine flache Bewegungsbahn ausstreicht. Leider konnte diesem tektonischen Problem nicht weiter nachgegangen werden.

Wenig weiter östlich kommt man in granitische Gesteine. Der stockförmige, helle Intrusivgranit, welcher vom Langelv quer durchschnitten ist, zeigt auf der S-Seite eine aufgesplitterte, weitläufige Intrusionsgrenze im Gegensatz zur N-Seite, wo der Intrusionskontakt weitgehend einer steilen, dem Tal des Langelv parallel laufenden Fläche folgt.

Erwähnenswert sind schliesslich der Glazialschutt und die Erratiker aus der Gegend des Knæksø. Man trifft dabei sehr häufig viele Varianten von dunkelrotem, quarzitischem Sandstein oder Konglomeraten, sowie einen hellgrauen, hakig anwitternden Dolomit. Die Gesteine entstammen sehr wahrscheinlich der Thule Formation (vgl. S. 10) der Nunatakgebiete von Carlsbergfondet Land und Dronning Louise Land.

#### f. Der innerste Bessels Fjord.

Die im vorangegangenen Kapitel beschriebene Sedimentserie lässt sich der E-Seite des Vandrepasset entlang bis nahe zum Bessels Fjord hin nach N verfolgen.

Hier, am Pt. 900 und an den westlich davon gelegenen Erhebungen ruhen, vom innersten Bessels Fjord her gesehen, die Sedimente als dunkle, kegelförmige Kappen auf einem gegen N hin vorspringenden, helleren Kristallinsockel.

Der Aufstieg gegen Pt. 900, vom N-Delta des Vandrepasset her, erfolgt vorerst in einem stark schuttüberdeckten Hang. Doch lässt die Zusammensetzung des Gehängeschuttes nicht bezweifeln, dass man sich bis auf die breite Terrasse auf ca. 450 m Höhe in kristallinem Gebiet befindet. Die Terrasse, die weit gegen E hin fortsetzt, ist ebenfalls stark von Schutt übersät. Auf dieser Landstufe ruhen die Sedimente auf; sie sind gut aufgeschlossen (Fig. 19).

Auf Kote 480 m stiessen wir in den Sedimenten auf eine mit 25° gegen SW einfallende Bewegungsfläche, die sich horizontal dem Hang entlang über eine grössere Strecke verfolgen liess.

Die Bewegungsfläche lässt sich an diskordant durchschnittenen Bänken eines hellen Quarzitbandes gut erfassen. Die Gesteine zeigen im Störungsbereich die mannigfaltigsten Deformationsspuren:

Die dunkelgrauen, tonigen Quarzite im Hangenden des hellen Bandes sind in einer mehreren Meter mächtigen Zone zu serpentin-grünen Schiefeln umgeprägt worden. Die hellen Quarzite wurden in besonders eindrücklicher Weise verändert. Sie lassen sich beim Anschlagen in lange, in der Bewegungsrichtung liegende, auf den Längsseiten gerippte Prismen spalten.

Wir schliessen aus diesen Bewegungsspuren, dass der Sedimentkomplex in diesem Gebiet auf das Kristallin aufgeschoben ist. Diese Annahme konnte durch weitere Beobachtungen gestützt werden, die beim Abstieg gemacht wurden, der durch das schluchtartig eingeschnittene Tal NE Pt. 900 erfolgte. Hier gehen auf Kote 370 m die Quarzite nach unten in eine 5—6 m mächtige, stark deformierte Zone von Glimmerschiefeln über. In deren Liegendem erscheinen unter einem mehrere Meter mächtigen, verschutteten Abschnitt helle Gneisse.



Fig. 19. Im Vordergrund das nördliche Delta des »Vandrepasset«. Der Berg unmittelbar darüber ist Pt. 900. Dem vorspringenden, hellen Kristallinsockel sitzen an Aufschiebungen dunkle Sedimentkomplexe auf.

Etwas tiefer trifft man in den Gneissen eine der gegen SW einfallenden Aufschiebungsfläche entsprechende, ausgeprägte Klüftung.

#### g. Das südlichste Hochstetters Forland.

Hochstetters Forland stellt eine besondere morphologische Einheit dar, die gegenüber den Barths Bjergen und dem Gebiet nördlich davon, als eine um über 1000 Meter tiefer liegende Scholle erscheint.

Die W-Grenze ist von der Peters Bugt bis etwa zum Langelv eine sehr markante, ziemlich geradlinig verlaufende, und wie wir annehmen, direkt mit einer Verwerfung verknüpfte Geländestufe.

Weitaus der grösste Teil von Hochstetters Forland ist ein ödes, sehr stark von Schutt überdecktes und von unzähligen Schmelzwassergräben durchfurchtes Gebiet. Im südlichsten Teil ragt aus der eintönigen, niedrigen Tafel eine Gruppe von schwarzen und hellgelben Hügeln von 2—400 m Höhe auf (Fig. 20).

Dieser südlichste Teil von Hochstetters Forland wurde schon öfters von Geologen besucht. Als erster kam PAYER von der »Zweiten Deutschen

Nordpolarfahrt« unter Kapitän K. KOLDEWEY um 1870 an diese Stelle. Er stiess auf das in der Folge viel diskutierte Kohlenvorkommen.

Die Anlässlich der »Danmark-Expedition« (1906—1908) durch JARNER am Muschelbjerg gesammelten Fossilien wurden von RAVN (1911) als oberjurassisch bestimmt.

Eine erste gute geologische Uebersicht, welche uns auch mit der Unterlage der mesozoischen Schichten vertraut macht, verdanken wir KOCH (1929). Er erkannte die dunkeln Kalke des »Negeren« (Tafel I) und des Nørdre Muschelbjerg als einen Teil der sog. Kalk-Dolomit-Serie, welche zur Eleonore Bay Formation gehört (vgl. Fig. 2) und nahm eine diskordante Auflagerung der »Kimmeridge«-Sandsteine und kohlenführenden Ablagerungen an.

Später machte auch FREBOLD (1932) einige Feldaufnahmen, wie aus seiner, auch die Kohlenlager Spitzbergens und Nordnorwegens berührenden, Publikation über die »Geologie der Jurakohlen des nördlichen Ostgrönland« hervorgeht.

MAYNC (1947) greift auf die Gesteins- und Fossilbeschreibungen FREBOLDS zurück und kann auf Grund seiner eigenen Untersuchungen in den weiter S liegenden Gebieten feststellen, dass die Sandsteine im S-Teil des Hochstetters Forland zeitlich vom Bathonien bis ins untere Kimmeridgien fallen. Die Abtrennung der Zwischenstufen, aber auch die Lagerungsverhältnisse, sind noch nicht restlos geklärt. Z. T. stammen die bestimmten Fossilien aus nicht anstehend gefundenen Gesteinen.

Unsere kurze Begehung des Küstengebietes zwischen Niels Hansens Næs und Kulhus hatte in erster Linie die Untersuchung einiger, die Eleonore Bay Formation betreffender, Fragen zum Zweck.

Ca. 0,5 km NW Niels Hansens Næs trifft man am Strande einen grösseren Aufschluss. Darin sticht eine Zone mit einer Wechsellagerung von weinrotem und gelbem Dolomit besonders hervor. Ihr Liegendes bildet ein hellgrauer und beiger, meist gelblich anwitternder, schwach kalkiger Dolomit, z. T. mit Einlagerungen von plattigem, grünem Dolomit. Dieselben Gesteine treffen wir, durch zahlreiche kleine Brüche versetzt, und mit ausgeprägten Kleinfalten, auch in den weiter NW gelegenen Aufschlüssen wieder an.

Unmittelbar S des »Negeren« erkennt man die Überlagerung der bunten Dolomite durch schwarze und grauschwarze, meist schlecht geschichtete Kalke mit 5—100 cm mächtigen Zwischenlagerungen von schwarz, erdig verwitternden, bröckeligen Schiefen. Die Mächtigkeit dieser dunkeln, den »Negeren« aufbauenden Gesteinsverbandes beträgt über 250 m.

Die Aufeinanderfolge von bunten, vorwiegend gut geschichteten Dolomiten und einem Komplex von dunkeln Kalken, aber auch schon



Fig. 20. Der südlichste Teil von Hochstetters Forland, über der Peters Bugt aufgenommen. Blickrichtung gegen SE.

1. Kap Rink. 2. Niels Hansens Næs. 3. Negeren. 4. südlicher Muschelbjerg. 5. nördlicher Muschelbjerg. 6. Kulhus.

die auftretenden Gesteinstypen lassen den Schluss zu, dass es sich bei den bunten Gesteinen um Teile des Schichtverband 19 und bei den dunkeln Kalken um Schichtverband 20 handelt.

Nach FRÄNKEL (1953 a) sind in der Fjordzone zwischen  $72^\circ$  und  $74^\circ$  n. Br. Schichtverband 20 und die tieferen Teile der Tillit-Serie synchrone Bildungen. Schichtverband 20 entstand in den östlichen Gebieten, während im W in einem bestimmten Senkungsgebiet bereits Tillite zur Ablagerung kamen. »Dies bedeutet«, so schreibt der genannte Verfasser, »dass der unterste Tillit im W eine Fazies der oberen Kalk-Dolomit Serie im E ist«. In Anbetracht des über 250 m mächtigen Schichtverband 20 im Hochstetters Forland (gegenüber 80 m in der genannten Fjordzone) muss eventuell mit einer geringen Tillitablagerung in diesem nordöstlichen Gebiet gerechnet werden, falls FRÄNKEL'S Hypothese zutrifft.

In den Kalken des Schichtverband 20 trifft man, wie fast überall, wo bisher die Kalk-Dolomit-Serie untersucht worden ist, vereinzelt Dolomitierungserscheinungen an, d. h. eine partielle, das Gestein in

unregelmässigen Formen durchdringende Umwandlung der dunklen Kalke in gelblichen, grobkörnigen Dolomit.

Was den Metamorphosegrad der Kalk-Dolomit-Serie im Hochstetters Forland anbetrifft, so sind die Gesteine im Gegensatz zu den Angaben der älteren Literatur für einen in der Eleonore Bay Formation kartierenden Geologen nicht als metamorph zu bezeichnen.

Welchen Schichtverbänden der Kalk-Dolomit-Serie die dunklen Kalke in den vereinzelt aufgeschlüssen in der Nähe von Niels Hansens Næs, sowie die N von Kulhus vorkommenden, rötlich verfärbten, hellgrauen Dolomite, welche einige undeutliche Algenstrukturen (vermutlich *Collenia*-Typ) aufweisen, zuzuordnen sind, ist schwer zu entscheiden.

Wenden wir uns nun den tektonischen Beziehungen der Kalk-Dolomit-Serie zu den Jura-Sandsteinen zu. Soweit wir feststellen konnten, ruhen die mesozoischen Ablagerungen einem sehr unruhigen Relief auf. Im Gebiet des südlichen Muschelbjerg tritt im Schutt immer wieder eine gelb anwitternde Brekzie auf, welche wahrscheinlich die Basis der jurassischen Ablagerungen (sog. »gelbe Serie« von MAYNC) (1947) an dieser Lokalität bildet.

Unmittelbar N von Kulhus treten die kohleführenden, braunen und grauen, z. T. konglomeratischen Sandsteine auf. Sie gelten schon seit KOCH (1929) als etwas jünger als die »gelbe Serie«. Ihre Auflagerung, die mit groben Schüttungen beginnt, erfolgte jedoch ebenfalls direkt auf die Kalk-Dolomit-Serie und zwar, wie wir aus den Aufschlüssen vermuten, auf eine von Verwitterungsschutt bedeckte Landoberfläche.

Diese kohleführende, graue Serie ist an einer NNW—SSE-verlaufenden Störung abgesenkt. Der Verwerfungsbetrag ist sehr ungewiss. Wichtig erscheint uns jedoch die Feststellung, dass in mesozoischer oder postmesozoischer Zeit Verwerfungen in der genannten Richtung angelegt, oder zumindest reaktiviert worden sind. Nach der geologischen Kartenskizze von FIEBOLD (1932 Fig. 3) existieren beim Kulhus mehrere, parallel angeordnete, derartige Brüche.

Was nun die Verbiegungen anbelangt, so haben wir bereits gewisse Kleinfalten in Schichtverband 19 zwischen Niels Hansens Næs und Kulhus erwähnt. Es handelt sich um Verbiegungen und disharmonische Fältelungen mit Krümmungsradien von meist nur wenigen Metern. Die meist unter spitzem Winkel zur Küste antretenden Verbiegungsachsen ordnen sich ebenfalls in die NNW—SSE Richtung ein.

Von diesen Verbiegungen wurden die aufliegenden, mesozoischen Sedimente jedoch nicht erfasst. Wir stellen somit fest, dass die Verbiegungen mit NNW-gerichteten Achsen einer älteren (prae-oberjurassischen) Bewegungsphase zuzuordnen sind, als die »streichenden« Brüche beim Kulhus, welche auch die Sandsteinserie erfasst haben.

Gehen wir über unser Gebiet hinaus, so lassen sich, vor allem nach ihrer Richtung, die Verbiegungen in der Kalk-Dolomit-Serie mit denen in der Oberen Tonig-sandigen Serie des Kap Klinkerfues-Gebietes leicht parallelisieren.

Und was die NNW-verlaufenden Brüche in jenem »kaledonischen« Gebiet anbetrifft, so gibt uns das südlichste Hochstetters Forland einen Hinweis, dass solche Bewegungen in post-oberjurassischer Zeit gespielt haben.

---

## IV. KURZE ZUSAMMENFASSUNG DER WICHTIGSTEN STRATIGRAPHISCHEN UND TEKTONISCHEN BEOBACHTUNGEN

---

Bevor wir unser geologisches Bild des Sedimentgebietes zwischen Ostfelds Land und Bessels Fjord abrunden, indem wir eine Deutung der tektonischen Elemente versuchen, was beim jetzigen Stand der Untersuchungen nicht ohne verschiedene Annahmen und Theorien möglich ist, sollen diejenigen Punkte, die als gesichert gelten dürfen, nochmals kurz zusammengefasst werden.

### A. Stratigraphie.

Die Sedimente gehören auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung der jungpraekambrischen Eleonore Bay Formation an, welche zwischen 72° und 74° n. Br. als eine über 16.000 m mächtige, geosynklinale Ablagerung bekannt ist.

Bei den Sedimenten der Eleonore Bay Formation handelt es sich immer um flächenmässig mehr oder weniger ausgedehnte, im Kristallin »schwimmende« Schollen. Im S konnte nachgewiesen werden, dass dieses Kristallin in erster Linie aus metamorphen Teilen der Eleonore Bay Formation besteht.

Die Sedimente zwischen 75° und 76° n. Br. sind meistens durch Brüche vom umgebenden Kristallin getrennt. Sie sind mit diesem aber auch durch kontinuierlichen Übergang verbunden, wie z. B. an der N-Seite des Troldedalen festgestellt worden ist. Es besteht also auch hier die Möglichkeit, dass das angrenzende Kristallin weitgehend metamorphe Teile der Eleonore Bay Formation darstellt; dieselbe Situation wie wir sie aus dem S kennen.

Anhand von Fig. 2, einem schematischen Profil durch die Eleonore Bay Formation, durchgehen wir die einzelnen Schichtverbände, wie wir sie hauptsächlich im Gebiet des Ardencaple Fjord und Breddefjord verfolgt haben.

### 1. Die Obere Tonig-sandige Serie

besteht aus einer dunkeln, eintönigen Folge von grauen und grünlichen, meist tonigen Quarziten, die durch einige, in der Ausbildung und Mächtigkeit schwankende, helle Bänder von meist gelblichen Quarziten unterbrochen werden. Die Mächtigkeit der gesamten Serie konnten wir nicht genau bestimmen. Die Untergrenze, d. h. den Kontakt zur sog. Tonig-kalkigen Serie haben wir im Sedimentgebiet nicht angetroffen. Sie wurde jedoch durch J. HALLER (mündliche Mitteilung) in den Metamorphen Serien der angrenzenden Kristallingebiete verschiedentlich festgestellt.

Die Obere Tonig-sandige Serie baut grosse Teile im E des Sedimentgebietes, sowie der südlichen Barths Bjerger auf.

### 2. Die Quarzit-Serie.

a. Schichtverband 1 (ca. 800 m). In dem ca. 500 m mächtigen, helleren, aus gut gebankten Quarziten bestehenden, unteren Teil lässt sich eine rötliche und darüber eine mehr grüngraue Zone erkennen. Der obere Teil des Schichtverbandes besteht aus dunkeln, tonigen Quarziten, mit einigen markanten, hellen Bändern an der Basis und an der Grenze zu Schichtverband 2.

b. Schichtverband 2 (ca. 350 m) besteht aus einer Folge von intensiv rot und orangefarbig anwitternden, rötlichen Quarziten. Im oberen Teil tritt auf Distanz eine grünliche Zone hervor.

c. Schichtverband 3 (ca. 500 m) erscheint im Felde als eine eintönige, dunkle Quarzitfolge mit einer nicht immer deutlich hervortretenden, helleren Bänderung im mittleren Teil. Als Gesteinstypen treten tonige, grünliche oder graue, plattige und gut geschichtete Quarzite auf.

d. Schichtverband 4. Auf Niflheim und Storborgen folgen über Schichtverband 3 noch ca. 200 m Quarzite, die in den Schichtverband 4 zu stellen sind.

An der Basis treten einige scharf begrenzte, gelbe Quarzitbänder auf, mit Zwischenlagen von rostig anwitternden, tonigen Quarziten. Die massigen, hellen Bänder zeigen einen weissen, mittelkörnigen Quarzit. Im oberen Teil von Schichtverband 4 dominieren dunkle, tonige Quarzite. Daneben kommen helle, grünliche Quarzite vor.

### 3. Die Brædal-Quarzite.

Die stratigraphische Stellung der über 2000 m mächtigen Brædal-Quarzite innerhalb der Eleonore Bay Formation konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Vor allem tektonische Gründe weisen aber darauf hin, dass es sich um stratigraphisch höhere Ablagerungen handelt, als die bisher beschrieben. Es könnten also darin, im Vergleich mit den Fjordgebieten im S, Teile der oberen Quarzit-Serie, sowie auch der Bunten Serie vertreten sein, von der sie faziell aber abweicht. Die Brædal-Quarzite sind vorwiegend dunkle Gesteine mit 3 sehr auffälligen, hellen, z. T. bunten Zonen im unteren Abschnitt des aufgeschlossenen Teils.

#### 4. *Kalk-Dolomit Serie.*

Gesteine der Kalk-Dolomit Serie bilden im südlichsten Teil von Hochstetters Forland die Unterlage von mesozoischen Sandsteinen. Es handelt sich in den grössten Aufschlüssen hauptsächlich um bunte Dolomite, in denen wir Gesteine von Schichtverband 19 wiedererkennen, und darüber dunkelgraue und schwarze Kalke des Schichtverband 20.

#### 5. *Mesozoikum.*

Die oben erwähnten Sandsteine treten in grauen, braunen und gelben Varianten und z. T. kohleführend auf.

Ihre Ablagerung fällt nach MAYNC (1947) in die Zeit vom Bathonien bis ins Kimmeridgien.

#### 6. *Intrusivgranite.*

An verschiedenen Stellen im Sedimentgebiet stiessen wir auf meist sehr helle Zweiglimmer-Granite mit stockartiger oder komplex-lagiger Intrusionsform. Die Granite scheinen den spät- bis postorogenen Graniten der kaledonischen Gebiete weiter im S sehr nahe zu stehen.

### **B. Tektonik.**

Das beherrschende tektonische Element bilden die Brüche. Die Trennung der sedimentären Teile vom anstossenden Kristallin ist fast vollständig durch Verwerfungen gegeben, sodass im groben von einer, die Sedimente enthaltenden, komplexen Grabenstruktur mit NW—SE-gerichteter Achse gesprochen werden kann.

Das Sedimentgebiet selber wird wiederum hauptsächlich durch Brüche gegliedert. Dabei überlagern sich zwei Bruchsysteme, von denen das eine mehr NNE—SSW, das andere mehr NW—SE verläuft, wenn wir die Richtungen ungefähr bezeichnen wollen (vgl. Fig. 21).

Daneben lassen sich mehrere Verbiegungen, wie sie auf Fig. 21 eingezeichnet sind, feststellen, für deren Verlauf ebenfalls die oben genannten Richtungen gelten.

Entlang dem nördlichen und nordöstlichen Rand des Sedimentgebietes wurden einige gegen das angrenzende Kristallin hin gerichtete



Fig. 21. Schematische Darstellung der bis dahin festgestellten Strukturelemente im Sedimentgebiet zwischen 75° und 76° n. Br.

Gezante Linie: wichtige Verwerfungen — die Zähne weisen nach der tiefer liegenden Scholle. Punkte: Kristallingrenze, z. T. den eingezeichneten Verwerfungen folgend. Stark ausgezogene Linien: Achsen von Synklinalen und Antiklinalen. Strichpunktirt: Ausbisslinien von Aufschiebungen. Feine Doppelstriche: Achsenrichtung von lokalen Verbiegungen. Einzelpfeile ausserhalb des Sedimentgebietes: b-Achsen des Meso- und Makrobereiches im Kristallin (nach Angaben von Dr. Haller).

Aufschiebungen angetroffen. Auf die altersmässige Reihenfolge der Bewegungen kommen wir im folgenden Kapitel noch zu sprechen.

Abschliessend möchten wir noch eine Bemerkung zur geologischen Karte (Tafel I) anbringen. Es sei nochmals ausdrücklich darauf hin-

gewiesen, dass die Karte weitgehend nach Luftphotographien gezeichnet worden ist und dass sich dabei verschiedene Fehler eingeschlichen haben können. Welche Gebiete genauer kartiert worden sind, geht aus den vorangegangenen Kapiteln, sowie aus Fig. 3 hervor. Wir möchten besonders auf das Gebiet der südlichen und östlichen Barths Bjerge aufmerksam machen, welches aus der Luft und anhand von Fotos sehr schwierig zu interpretieren war. Sichergestellt sind einige grosse Störungen, welche dieses Gebiet zu einem Mosaik zerschneiden, während die Aufschlüsse wenig Klarheit über die stratigraphischen Verhältnisse erlauben.

---

## V. BEMERKUNGEN ZU DEN BEWEGUNGSVORGÄNGEN

Wir haben im vorangegangenen Kapitel auf die Möglichkeit hingewiesen, dass das Kristallin, welches unser Sedimentgebiet umgibt, in gleicher Weise aus metamorpher Eleonore Bay Formation besteht, wie es die Untersuchungen im »zentralen metamorphen Komplex« zwischen 72° und 74° n. Br. (vgl. HALLER 1955) gezeigt haben.

Betrachten wir die westlichen Teile unseres Sedimentgebietes, so finden wir noch weitere strukturelle Analogien zum Süden: Die Strukturen ordnen sich völlig in den grossen, gegen NNE ziehenden, kaledonischen Faltenstrang ein. Zwischen den kristallinen und den sedimentären Serien herrscht eine gemeinsame Richtung zwischen den b-Achsen einerseits, und den Faltenachsen und dem Schichtstreichen andererseits (vgl. Fig. 21). Die grösseren Verbiegungen, welche die Sedimente durchziehen, sind flache Sättel und Mulden von weitgehend symmetrischem Bau.

Im S konnte von solchen Strukturen gezeigt werden, dass ihre Entstehung vor allem mit Aufwölbungen des Kristallinkomplexes und weniger mit faltenbildenden, lateralen Schüben verknüpft ist.

Wir können also annehmen, dass die Verbiegungen in den westlichen Teilen des Sedimentgebietes gleichzeitig mit der Metamorphose in dem grossen, gegen NNE gerichteten Faltenbogen entstanden sind.

Diese Bewegungen entsprechen nach ihrer Richtung und Art der Hauptphase der kaledonischen Faltung weiter im S. HALLER (1955) bezeichnet sie als »vermutlich takonisch«.

Wie Fig. 21 zeigt, kommen tektonische Elemente der kaledonischen Hauptphase über das ganze Sedimentgebiet hinweg vor.

Dabei ist als ein sehr wichtiges Element die weitgespannte Depressionszone zu nennen, die wir von Niflheim aus gegen NNE verfolgen können. In dieser Zone, welche zusätzlich von der Brædal-Verwerfung und einer fast parallelen Störung in den westlichen Barths Bjergen grabenartig verstärkt wird, scheinen die jüngeren Sedimente erhalten zu sein, was z. B. auf Schichtverband 4 zutrifft.

Im Gegensatz zu den NNE—SSW-streichenden Strukturen im W des Sedimentgebietes, werden diese im mittleren und östlichen Teil von anderen Elementen überlagert.

Es sind dies die NW—SE bis NNW—SSE gerichteten Brüche und Verbiegungen. Ihre Verbreitung im Sedimentgebiet reicht vom südlichen Hochstetters Forland bis über die Brædal-Linie hinaus nach W.

Diese Sedimentstrukturen lassen sich nach J. HALLER (mündliche Mitteilung) wiederum gewissen Kristallinkörpern zuordnen, die im Ostenfeldsland in einem Migmatitkomplex ihr Bewegungszentrum besitzen. Wir nehmen an, dass die Faltung der Sedimente in NW—SE bis NNW—SSE-Richtung direkt mit den Bewegungen dieser Migmatitkörper verbunden ist.

Der Faltungsstil ist jedoch, verglichen mit den sanften, symmetrischen Formen der NNE—SSW-Faltung, ein völlig anderer.

Niflheim und der E-Zipfel von Storborgen werden von einer flachen, jedoch nicht regelmässig verlaufenden Antiklinale durchzogen. Diese reicht nach unserer Auffassung nicht über die südliche Fortsetzung der Brædal-Verwerfung hinaus. Dieselbe Störung trennt auch im Brædal verschiedenartig gefaltete Gebiete. Wir schliessen daraus, dass die Brædal-Störung und mit ihr die NNE—SSW gerichtete Tektonik bereits bestanden hat und den von Süden herkommenden Schüben ein differenziertes Angriffsfeld geboten hat. Es ist bezeichnend, dass die erwähnte Niflheim-Storborgen Antiklinale im zentralen Teil der älteren NNE—SSW-verlaufenden Depressionszone auftritt (vgl. Fig. 21).

Auf ähnliche Weise erklären wir uns auch die Aufschiebungen im mittleren und nördlichen Teil des Sedimentgebietes. Bei der Beschreibung des Troldedalen haben wir darauf hingewiesen, dass das Kristallin wahrscheinlich bereits als starrer Block bestanden hat, als die anstossenden Sedimente von SW her gefaltet und durch Aufschiebungen verschuppt wurden. Auf der S-Seite des innersten Bessels Fjord vermuten wir eine ähnlich verlaufende, kräftige Aufschiebung von Sedimenten auf das Kristallin.

Was die Beziehung zwischen den Falten und den Brüchen der NW—SE-Richtung anbetrifft, so konnten wir mehrfach feststellen, dass die Verbiegungen von den Brüchen durchschnitten werden, dass die letzteren somit einer jüngeren Phase angehören.

Es stellt sich nun noch die Frage nach dem Alter dieser NNW—SSE bis NW—SE-gerichteten Strukturen. Bei der Lösung dieser Frage kommt den hellen Graniten eine bedeutende Rolle zu. Soweit wir feststellen konnten, werden sämtliche Verbiegungen vom Granit diskordant durchschlagen und dieser zeigt selber keine Deformationsspuren.

Wenn es gelingt, die hellen Granite, deren Auftreten sich übrigens in auffälliger Weise auf das Sedimentgebiet konzentriert und die nicht

über dieses hinaus nach N reichen, mit den sehr ähnlichen Graniten im S zu prallelisieren, dann haben wir es wahrscheinlich mit einer Bewegung der kaledonischen Spätphase, vor dem obersten Devon, zu tun.

Was die nach der Faltung entstandenen Brüche der NW—SE-Richtung anbetrifft, so zeigt das tektonische Bild der äusseren Küstengebiete, z. B. im südlichen Hochstetters Forland, dass solche Bewegungen auch in mesozoischer und post-mesozoischer Zeit gespielt haben.

## ENGLISH SUMMARY

---

### Introduction.

The present paper deals with the results of a number of geological investigations, carried out in northeastern Greenland in the summer of 1955.

As a member of the Danish East Greenland Expedition under the leadership of Dr. LAUGE KOCH, the author studied the strip of sediments extending in a northwesterly direction between 75° and 76° N. lat., from the southernmost part of Hochstetters Forland to the interior of Bessefsfjord.

The investigation of the sediment zone was carried out in close cooperation with Dr. JOHN HALLER, who, at the same time, studied the surrounding crystalline areas. Our survey had merely the character of a reconnaissance and in the first place it aimed at providing a basic help for further detailed studies in the area.

### Stratigraphy.

The sediments encountered between 75° and 76° N. lat. belong to the Eleonore Bay Formation (of Greenlandian age). This conclusion is based on lithological comparisons with the Eleonore Bay Formation of the fjord zone around 73° N. lat.

Only in the southernmost part of Hochstetters Forland does a sequence of younger sediments, namely of Jurassic sandstones, occur.

The sediments investigated occur in a NW-SE-running Graben-like strip, which is approximately 100 km long and 25 to 50 km broad. The assumption that the sediments are preserved in a NW-SE-directed Graben, is supported by the fact that the sediments were usually found to be separated by faults from the surrounding crystalline rocks. The question to what extent these gneisses represent metamorphosed rocks of the Eleonore Bay Formation, as is the case farther south, was studied thoroughly by Dr. JOHN HALLER.

The sediments of the Eleonore Bay Formation belong to the following units (in comparison with the stratigraphic column, as it is described from the areas further south):

### 1. *The Upper Argillaceous-Arenaceous Series,*

the base of which was not recognised within the sedimentary area, consists of a monotonous sequence of grey and greenish quartzites and shales with intercalations of a few irregular bands of light quartzites.

### 2. *Quartzite-Series*

*a. bed group No. 1* is made up of light reddish- and greenish-coloured well-bedded quartzites in the lower 500 metres. Overlying it, another 300 m of dark shaly quartzites were observed.

*b. bed group No. 2* shows about 350 metres of mostly red-coloured quartzites.

*c. bed group No. 3* is formed by a 500 m thick monotonous sequence of dark-coloured more or less shaly, bedded, and platy quartzites.

*d. bed group No. 4.* Overlying bed group No. 3, a 200 m thick sequence of predominantly light-coloured and well-bedded quartzites were observed. We interpret this section as the lower parts of bed group No. 4. The higher parts were nowhere found to be preserved.

### 3. *The Brædal-Quartzites.*

A sequence of predominantly dark quartzites with three zones of varicoloured quartzites occur north of Cape Daly. The stratigraphic position of the more than 2000 m thick Brædal-Quartzites is not definitely clear. They are completely separated by faults from the sediments mentioned above. For tectonic and stratigraphic reasons it is highly probable that the Brædal-Quartzites are younger than the adjoining sedimentary series. According to their lithology, however, they belong to the Eleonore Bay Formation of the Fjord regions around 73° N. lat. they represent a different facies, probably of the upper Quartzite-Series and (or) of the Multicoloured Series.

### 4. *The Limestone-Dolomite-Series.*

Rocks of the Limestone-Dolomite-Series occur in the southern part of Hochstetters Forland. Frequently outcropping vari-coloured dolomites probably belong to bed group No. 19.

Dark grey limestones overlying it form bed group No. 20. No tillites were encountered.

### 5. *Mesozoic.*

The dolomite limestone series mentioned above is unconformably overlain by grey, brown, and yellow sandstones. Near Kulhus, seams of coal occur in the sandstones. According to MAYNC, these Mesozoic sediments are of Bathonian to Kimmeridgian age.

### 6. *Granites.*

In many places the sediments of the Eleonore Bay Formation are intruded by light-coloured granites. They seem to be strongly related to the late- to post-orogenic granites of the Caledonian folded areas further south. It should be pointed out that such granites do not occur in the crystalline complex north of our sediment area.

### Tectonics.

The NW-SE running Graben-structure, the existence of which can be concluded from the distribution of the sediments in relation to the surrounding crystalline rocks, was mentioned above. The sediments within that Graben-zone are strongly affected by tectonic movements.

We distinguish between two main directions of tectonic axes:

a) An older system of faults and folding axes runs NNE-SSW. This is the general trend of the Caledonian mountain chain, cut across by the coast of East Greenland. Tectonic elements of this direction are especially abundant in the western part of the sediment area.

b) A younger system of tectonic features is directed NW-SE, as for instance the Graben, and parallel to it a number of faults and minor folds occur, which in some places show a clear dependance on the older NNE-SSW-directed tectonic element. An outstanding feature of the younger movements is formed by the overthrusts directed towards the N and NNE, which were ascertained mainly along the northeastern edge of the sediment area.

We assume for several reasons that the greater number of the movements, concluded from the tectonic features mentioned above, belong to the *Caledonian orogeny*.

The tectonic investigations of the southern part of Hochstetters Forland led to the conclusion that faults believed to be of Caledonian origin were re-activated in Mesozoic or post-Mesozoic times.

---

## VERDANKUNGEN

---

An erster Stelle sei dem Leiter der dänischen Ostgrönland-Expeditionen, Herrn Dr. LAUGE KOCH, für die Überlassung der interessanten Aufgabe, sowie für seine grosszügige, technische Unterstützung und sein stetes Interesse an meiner Arbeit gedankt.

Besonderen Dank schulde ich meinem Basler Kollegen, Dr. JOHN HALLER für die freundschaftliche Zusammenarbeit im Felde und zu Hause, durch welche diese Arbeit eine bedeutende Erweiterung erfahren hat.

Auch Herr Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT war jederzeit zu Diskussionen über die sich stellenden Probleme bereit; auch hatte er die Freundlichkeit, die vorliegende Arbeit durchzulesen.

Im Felde begleitete mich ENRICO KEMPTER. Für seine unermüdliche Hilfe bei der Feldarbeit und im Camp bin ich ihm zu besonderem Dank verpflichtet.

Meinen Dank spreche ich auch unserer einsatzfreudigen Norseman-Mannschaft vom Langsø aus, die trotz den oft unerfreulichen Flugbedingungen jeden meiner Wünsche erfüllt hat. Es sind dies: der Pilot A. LUNDQUIST, der Bordfunker H. A. AGERHOLM und der Mechaniker E. V. MIKKELSEN.

Schliesslich danke ich W. DIEHL für die Aufnahme der gewünschten Flugfotographien.

---

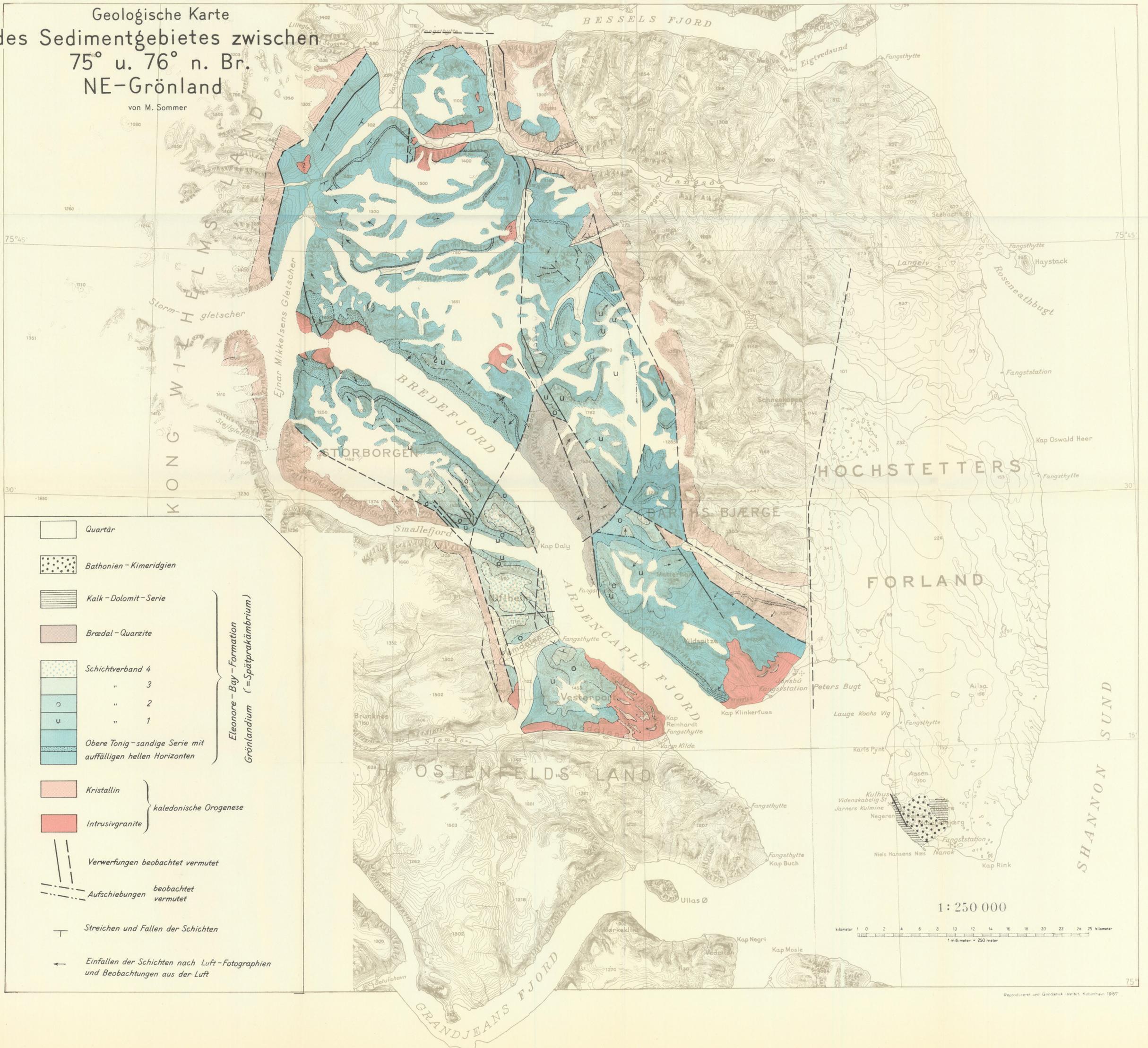
## LITERATURVERZEICHNIS

M. o. G. = Meddelelser om Grønland.

- ADAMS, P. J. and COWIE, J. W. 1953, A geological reconnaissance of the region around the inner part of Danmarks Fjord, Northeast Greenland, M. o. G., Bd. 111, Nr. 7.
- BANKS, M. 1955, *Commando Climber*, J. M. Dent & Sons Ltd., London.
- BOYD, L. A. 1948, *The Coast of Northeast Greenland*, American Geographical Society, Special Publication No. 30, New York.
- EHA, S. 1953, The pre-devonian sediments on Ymers Ø, Suess Land, and Ella Ø (East Greenland) and their tectonics, M. o. G. Bd. 111, Nr. 2.
- FRÄNKEL, E. 1951, Die untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord, M. o. G. Bd. 151, Nr. 6.
- 1953 a, Geologische Untersuchungen in Ost-Andrées Land (NE-Grønland), M. o. G. Bd. 113, Nr. 4.
- 1953 b, Die Geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grønland), M. o. G. Bd. 113, Nr. 6.
- 1954 a, Vorläufige Mitteilung über die Geologie von Kronprins Christians Land (NE-Grønland, zwischen 80—81° N und 19—23° W), M. o. G. Bd. 116, Nr. 2.
- 1955 a, Weitere Beiträge zur Geologie von Kronprins Christians Land (NE-Grønland, zwischen 80° und 80°30' N), M. o. G. Bd. 103, Nr. 7.
- 1955 b, Rapport über die Durchquerung von Nord Peary Land (Nordgrønland) im Sommer 1953, M. o. G. Bd. 103, Nr. 8.
- FREBOLD, H. 1932, Geologie der Jurakohlen des nördlichen Ostgrønland, M. o. G. Bd. 84, Nr. 5.
- HALLER, J. 1955, Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grønland Teil I, M. o. G. Bd. 73, Nr. 3.
- 1956, Die Strukturelemente Ostgrønlands zwischen 74 und 78° N. M. o. G. Bd. 154, Nr. 2.
- KATZ, H. R. 1952 a, Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grønland), M. o. G. Bd. 111, Nr. 1.
- 1952 b, Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrønlands (ca. 74° n. Br.), M. o. G. Bd. 144, Nr. 8.
- KOCH, L. 1929, *The Geology of East Greenland*, M. o. G. Bd. 73, Nr. 2.
- KOLDEWEY, 1874, *Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter der Führung des Kapitäns K. Koldewey*, Leipzig.
- MAYNC, W. 1947, *Stratigraphie der Jurabildungen Ostgrønlands*, M. o. G. Bd. 132, Nr. 2.
- RAVN, J. P. J. 1911, *On Jurassic and Cretaceous fossils from Northeast Greenland*, M. o. G. Bd. 45.
- SOMMER, M. 1957, *Geologie von Lyells Land (NE-Grønland)*, M. o. G. Bd. 155 Nr. 2.

# Geologische Karte des Sedimentgebietes zwischen 75° u. 76° n. Br. NE-Grönland

von M. Sommer



- Quartär
  - Bathonien - Kimeridgien
  - Kalk - Dolomit - Serie
  - Brædal - Quarzite
  - Schichtverband 4
  - " 3
  - " 2
  - " 1
  - Obere Tonig-sandige Serie mit auffälligen hellen Horizonten
- } Eleonore - Bay - Formation  
Grönlandium (= Spätpräkambrium)
- Kristallin
  - Intrusivgranite
- } kaledonische Orogenese
- Verwerfungen beobachtet vermutet
  - Aufschiebungen beobachtet vermutet
  - Streichen und Fallen der Schichten
  - Einfallen der Schichten nach Luft-Fotographien und Beobachtungen aus der Luft

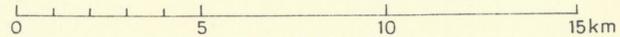
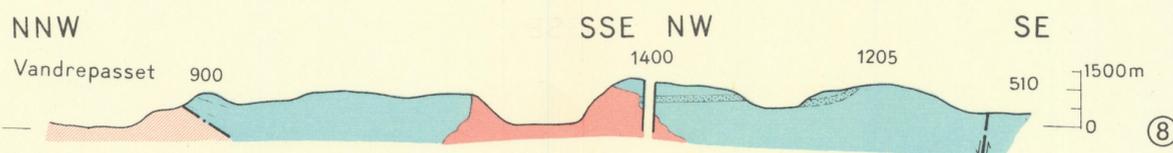
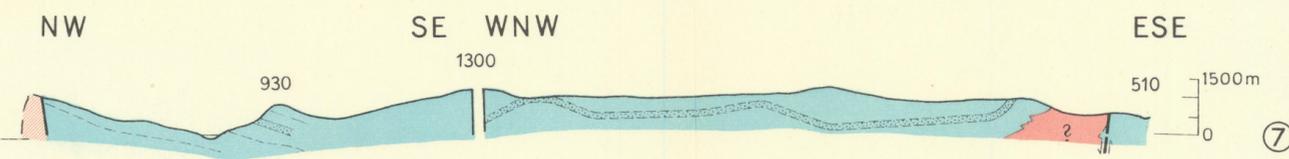
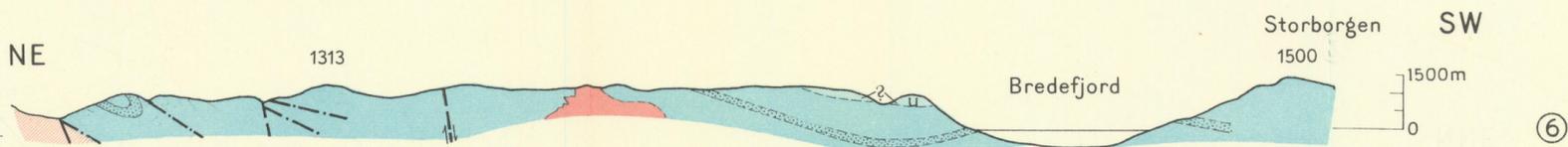
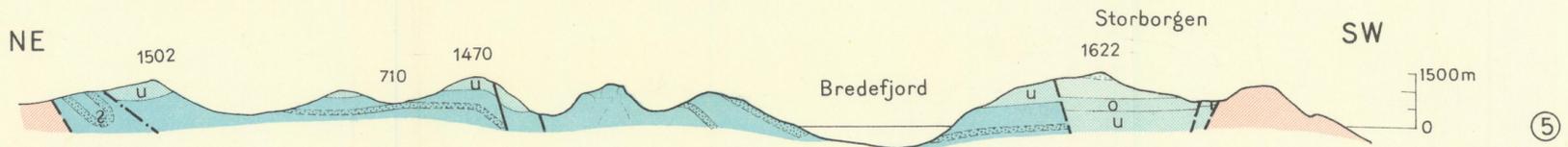
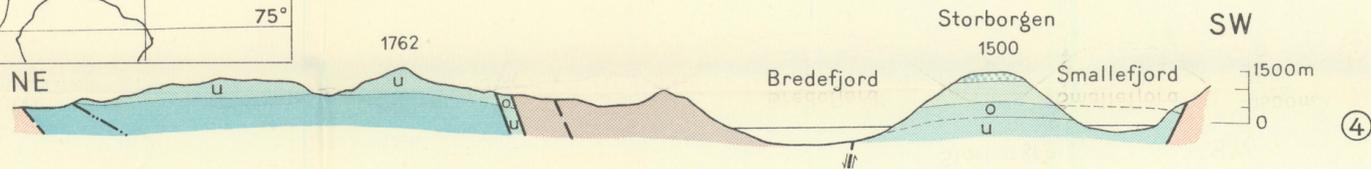
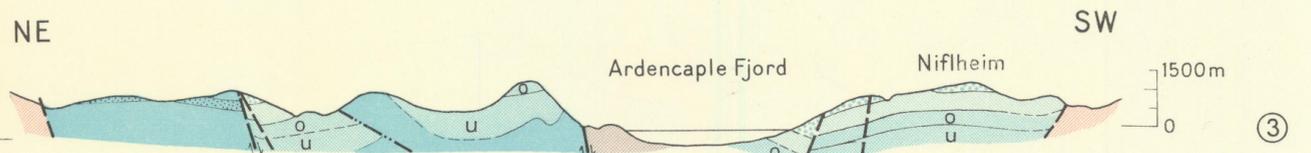
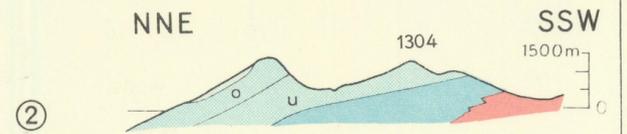
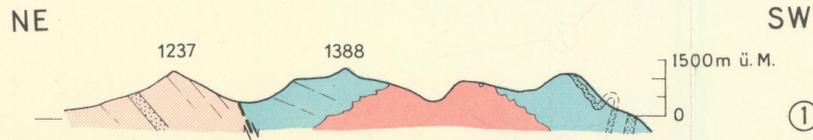
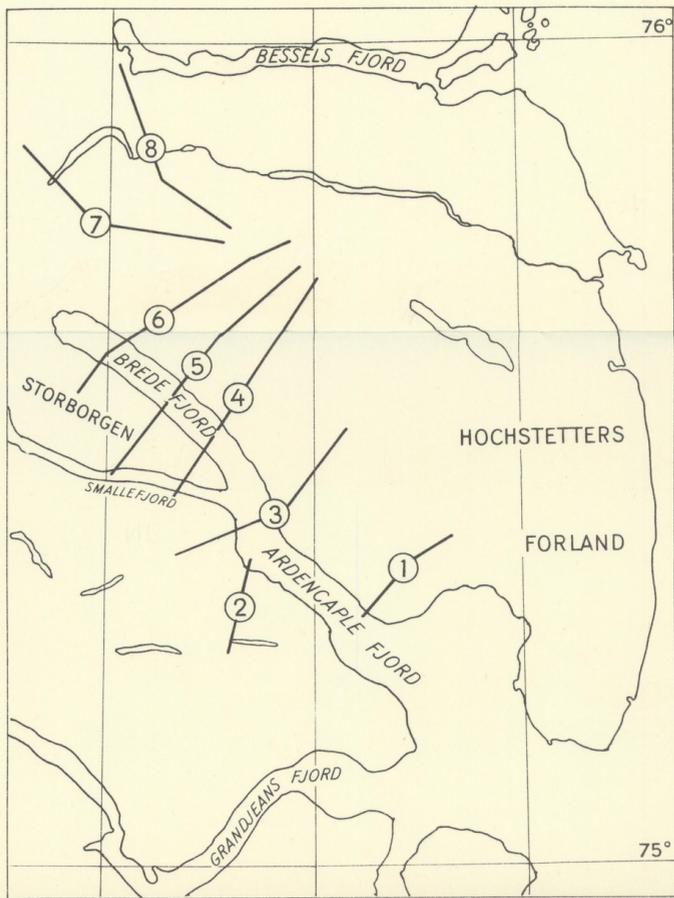
1 : 250 000



GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DAS SEDIMENTGEBIET ZWISCHEN 75° UND 76°N. BR. NE. GRÖNLAND.

von M. Sommer

Masstab 1:150 000



LEGENDE

- Bredal-Quarzite
  - Schichtverband 4.
  - " 3
  - " 2
  - " 1
  - Obere tonig-sandige Serie
  - Zone mit auffälligen hellen Bändern
  - Kristallin
  - Intrusivgranite
- } Sedimente der Eleonore-Bay Formation (Grönlandium)
- } Kaledonische Orogenese.
- Verwerfungen, beobachtet, vermutet
  - Aufschiebungen, beobachtet, vermutet