

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 111 • Nr. 1

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–51

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

ZUR GEOLOGIE VON STRINDBERGS LAND

(NE-GRÖNLAND)

VON

H. R. KATZ

MIT 45 FIGUREN IM TEXT UND 5 TAFELN

IM ANHANG

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1952

VORWORT

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis von Untersuchungen, die ich in den Jahren 1948/49 in Ostgrönland durchführte; als Teilnehmer an der dänischen Ostgrönlandexpedition unter der Leitung von Dr. LAUGE KOCH hatte ich Gelegenheit, einen grossen Teil der inneren Fjordzone im Gebiet des Kejser Franz Josefs Fjordes sowie die westlich davon, am Rande des Inlandeises gelegene Nunatakzone zu besuchen.

Für die Feldaufnahmen im engeren Untersuchungsgebiet, welche sich über die Monate September–Oktober 1948 und März–August 1949 erstreckten, wurde als Basis die kleine Nebenstation im Nordfjord benützt, welche als eigentliche Überwinterungsstation hergerichtet worden war. Daneben verbrachte ich die Zeit von Weihnachten bis Februar sowie eine Woche im April auf der Radiostation Ella Ø.

Dem Leiter der Expedition, Herrn Dr. LAUGE KOCH in Kopenhagen, danke ich für die grosszügige Unterstützung sowie für viele wertvolle Ratschläge, vor allem was arktische Lebensweise und Reisetchnik betrifft. Herrn Dr. H. BÜTLER in Schaffhausen verdanke ich die Einführung in die Probleme der Geologie im ostgrönländischen Kaledonikum, besonders aber auch manche Hilfe bei der Ausarbeitung des gewonnenen Materials.

Daneben sei in besonderem Sinne all jener Überwinterungskameraden gedacht, welche während 11 Monaten gleicherweise von der Aussenwelt abgeschnitten waren und entsprechend Freud und Leid in dieser langen Zeit miteinander teilten: ERDHART FRÄNKL, cand. geol. aus Basel, AAGE DE LEMOS als Leiter der Station Ella Ø, POVEL POVELSEN als sorgsamer Betreuer des kleinen Hauses am Nordfjord, sowie als gern-gesehene Gäste einige norwegische Pelzjäger, vor allem TRYGVE HAVOLD von Hoelsbu im Moskusoksefjord, dessen kleine »Fangsthyttar« ich oftmals als Unterkunft benützte, und dem ich manche Hilfe und Unterhaltung verdanke; aber auch den Grönländern KRISTIAN KÚNAK aus Scoresbysund und PAVEA OLSEN und EBA OLSEN aus Akúnâq an der

Westküste, welche allzeit fröhlich auf der Station sowie als Schlittenführer auf Reisen treue Dienste leisteten, sei hier bestens gedankt.

Zusammen mit diesen Leuten erlebte ich das Land in seiner ganzen, grossartigen Wirklichkeit; ein Land, das unvergesslich bleiben wird für immer.

Aber auch all jenen Helfern sei hier gedankt, die in den kurzen Sommermonaten zum guten Gelingen der Arbeit beigetragen haben, sei es als Mitglied der Schiffsbesatzung, als Pilot oder Mechaniker der Flugzeuge, oder als Begleiter und Träger bei Reisen über Land.

Zürich, im Mai 1951.

H. R. KATZ.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
I. Einleitung	9
a) Geographische Uebersicht	9
b) Ueberblick über die früheren Arbeiten und Ziel der neuen Untersuchung	14
c) Kurze geologische Uebersicht	20
II. Stratigraphie und Petrographie	22
A. Die am Aufbau beteiligten Gesteine und Formationen	22
1. Metamorpher Komplex	22
2. Sedimente	27
a) Grönlandium	27
b) Kambro-Ordovizium	34
c) Devon	39
3. Gang- und Ergussgesteine	41
a) Allgemeines	41
b) Basische Eruptiva	43
c) Saure bis intermediäre Eruptiva	48
d) Zusammenfassung	51
B. Die Ausbildung der Eleonore Bay Formation (ohne Tillitserie und höhere Glieder)	52
1. Stratigraphisch-lithologische Beschreibung des Profils	52
a) Quarzit Serie	52
b) Bunte Serie	64
c) Kalk-Dolomit Serie	89
2. Sedimentationsverhältnisse und Paläogeographie	93
a) Allgemeines	93
b) Zur Entstehung einiger typischer Sedimentbildungen	95
c) Entwicklung des Ablagerungstrogas	106
3. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse	113
III. Tektonik	116
A. Allgemeines	116
B. Die Faltelemente auf Strindbergs Land	117
1. Eremitdal-Synklinale	117
2. Agardhs Bjerg-Antiklinale	118
3. Gletscherpas-Synklinale	121
4. Brogetdal-Antiklinale	124
5. Rævedal-Ole Romers Land-Mulde	126

	Seite
6. Moskusoksesö-Gewölbe	127
7. Zusammenfassung	128
C. Die Brüche	129
1. Der Grabenrand am Nordfjord und die von ihm ausgehenden Brüche	129
2. Die Brüche am mittleren Geologfjord	133
3. Das Gebiet zwischen Himmelbjerg, Pt 1768 und dem Waltershausen Gletscher	136
D. Zeitliche Aufeinanderfolge der Bewegungsvorgänge	141
E. Zusammenfassung und Schlussbetrachtung	144
IV. Literaturverzeichnis	147
V. Anhang: Tafeln I—V	151

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN UND TAFELN

	Seite
Fig. 1. Ausmündung des Alpedalen in den Granitsö	13
— 2. Das Kristallgebiet nordwestlich und nördlich von Strindbergs Land	26
— 3. Schema der stratigraphischen Gliederung der Eleonore Bay Formation	33
— 4. Schlot aus Melilith-Ankaratrit, Alpedalen	48
— 5. Explosionsbrekzie im Melilith-Ankaratrit	48
— 6. Gang aus rotem Porphy, südlich Holmesö	49
— 7. Quarzit Serie an der Nordküste des innersten Geologfjordes	53
— 8. Basis der Schichtgruppe 1, Geologfjord	55
— 9. Untere Schieferzone der Schichtgruppe 3	55
— 10. Gestreifter Sandstein aus der Schichtgruppe 5	61
— 11. Schichtgruppe 6, Magdalenasö	63
— 12. Die Bunte Serie im Brogetdal	65
— 13. Rote Plattenschiefer der Schichtgruppe 7	66
— 14. Detailgliederung der Schichtgruppe 10	69
— 15. Rotgelb gestreifte Serie der Schichtgruppe 10	71
— 16. Rotgelb gestreifte Serie der Schichtgruppe 10	71
— 17. <i>Collenia</i> -Kolonie in den Dolomiten der Schichtgruppe 12, Geologfjord	76
— 18. Profil durch die Schichtgruppe 12, Brogetdal	77
— 19. Die Gliederung der Schichtgruppe 13 im Geologfjord	79
— 20. Profil durch die Untere Bunte Abteilung der Schichtgruppe 13, Geologfjord	80
— 21. <i>Collenia</i> -Strukturen, Schichtgruppe 13	81
— 22. Profil durch die Quarzitische Abteilung der Schichtgruppe 13, Geologfjord	83
— 23. Oberer Teil der Schichtgruppe 13, Geologfjord	85
— 24. Struktur eines Algenstockes in weissem Dolomit, Schichtgruppe 18	93
— 25. Aeolische Kreuzschichtung in rotem Sandstein	98
— 26. Erscheinungen von Sedimentationsunterbruch etc., Schichtgruppe 14, Geologfjord	100
— 27. Wechsellagerung von roten Tonen und hellem Dolomit, Schichtgruppe 10, Geologfjord	101
— 28. Subaquatische Erosion, Schichtgruppe 7	102
— 29. »Intraformations-Brekzie«	104
— 30. Brekziöse Lagen in der Kalk-Dolomit Serie	105
— 31. Buntes Konglomerat, Schichtgruppe 13	107
— 32. Falte an der Bellavista, Geologfjord	120
— 33. Løvehovedet und umliegende Berge	121
— 34. Abscherung in der Bunten Serie, Magdalenasö	122

	Seite
Fig. 35. Verfallungen in der Schichtgruppe 10, Ovresö.....	123
— 36. Aufschiebung im NW-Flügel der Rævedal-Mulde.....	127
— 37. Blokken mit Waltershausen Gletscher	131
— 38. Profil durch die N-Seite des unteren Brogetdal.....	132
— 39. Profil durch die S-Seite des unteren Brogetdal	132
— 40. Geologfjordküste gegenüber dem Morænedal.....	134
— 41. Aufriss-Skizze der Küste am mittleren Geologfjord.....	135
— 42. Aufriss der Geologfjordküste bei Pt 1073	136
— 43. Pt 1073 am Geologfjord, von SW gesehen	137
— 44. Die Verwerfung F IV am Waltershausen Gletscher	139
— 45. Bruchzone in der Rævedalschlucht, zwischen Quarzit Serie und Bunter Serie	140
 Tafel I: Uebersichtskarte der ostgrönländischen Küste zwischen 70° und 74° N.B.	152
— II: Kartenskizze des Untersuchungsgebietes.....	154
— III: Geologische Karte von Strindbergs Land, Masstab 1:250.000...	156
— IV: Geologische Profile durch Strindbergs Land, Masstab 1:150.000	158
— V: Tektonische Skizze von Strindbergs Land und den benachbarten Gebieten	160

EINLEITUNG

a) Geographische Uebersicht.

(Vergl. Taf. I und II).

Strindbergs Land, früher Strindbergs Halbinsel genannt, tangiert mit seiner Südspitze, dem Kap Ovibos, auf $73^{\circ}32'$ den Nordrand des Kejser Franz Josephs Fjordes. In länglicher Form erstreckt es sich rund 70 km weit nach NNW, wobei der nördlichste Punkt auf $74^{\circ}06'$ liegt; die Fläche beträgt ziemlich genau 1500 km². Im E bildet der Nordfjord sowie der mächtige, von NW aus dem Inlandeis herabkommende und auf 12 km breiter Front in den Fjord einmündende Waltershausengletscher die Begrenzung, währenddem sich im W der nur 3—4 km breite, tief eingeschnittene Geologfjord fast der ganzen Küste entlang einwärtswindet; an seinem inneren Ende mündet der kurze und relativ steile Nunatakglletscher vom Indlandeis herab. Vom NW über N nach E wird das Land von Eis umschlossen, d. h. auf fast der Hälfte seiner gesamten Umgrenzung. Randlich fällt Strindbergs Land nach allen Seiten hin steil ab; die einzige, kleine Ausnahme befindet sich im NW gegenüber dem Jakob Kjødés Bjerg, dort wo die angrenzende Eisoberfläche selber schon auf einer Höhe von 1000 m liegt.

So ist Strindbergs Land recht eigentlich ein Hochland. Ausgedehnte, öde Hochflächen, unterbrochen von Hügeln und kleineren Bergen, sowie ein ausgeprägter, randlicher Steilabfall, oft mit über 1000 m hohen Felswänden, sind das Charakteristikum. Im nördlichen Teil befinden sich zudem — da die Landhebung nach N allgemein noch recht bedeutend zunimmt — drei voneinander unabhängige Eiskappen als Relikte der ehemals totalen Eisbedeckung auch der Küstenzonen. Von diesen Eiskappen fließen z. T. recht bedeutende Gletscher nach allen Seiten hinab, wobei im N durch verschiedene solcher Gletscher der Zusammenhang mit dem Inlandeis noch nicht völlig unterbrochen ist. Die Gesamteisbedeckung von Strindbergs Land beträgt rund 345 km².

Topographisch und morphologisch gesehen weist Strindbergs Land eine reiche Detailgliederung auf. So wird es der ganzen Länge nach von einer meist recht breiten Rinne durchzogen, welche vom Nordfjord durch das untere Brogetdal, die hochgelegene, breite Flussebene des

Kløftelv, den Gletscherpass und das Alpedal bis zum Granitsö und Dødehundebrae führt. Die dadurch gebildeten zwei grossen Landstreifen werden ihrerseits aber wiederum unterteilt. Im W sind es zwei ausgesprochene Querdepressionen: 1. Vom Brogetdal über den Øvresö und den rund 350 m hohen Uebergang zum Geologfjord, wenig SE Bellavista. 2. Vom Flussknie des Kløftelv westlich Pt 1307 über die ganz flache, nur 700 m hohe Wasserscheide zum Magdalenasö und Geologfjord hinüber. Im E ist es die kleine, fast kreisrunde Hochzone des Blokken, welche durch Brogetdal, Himmelpass und Rævedal von den übrigen Gebieten abgetrennt erscheint.

Damit gliedert sich Strindbergs Land in folgende 6 natürliche Landschaften:

A. Westlich der grossen Längsrinne:

1. Das südliche Hochland, die eigentliche Halbinsel zwischen Geolog- und Nordfjord einerseits, Brogetdal andererseits. Das 800—1000 m hohe Plateau wird gekrönt von 1100 m bis gegen 1400 m hohen Erhebungen; in den weiten, flachen Senken dazwischen liegen viele kleine Seen — ein Dorado für Herden unzähliger Moschusochsen. Gegen den Geologfjord zu fällt das Hochplateau in fast senkrechter Felswand ab; zwischen dem oben erwähnten Uebergang zum Brogetdal wenig SE Bellavista und dem Solstrand findet man nirgends eine Stelle, um ins Land hinein zu kommen. Aber auch vom Solstrand auswärts und die ganze Strecke entlang dem Nordfjord bilden die Devonsandsteine einen scharfen, plötzlichen Abfall vom 800 m hoch gelegenen Plateaurand zur Küste hinunter; einzig beim Kap Ovibos selber vollzieht sich dieser Abfall recht sanft. Im N wird die Begrenzung ebenfalls durch Steilabfälle und Felswände gebildet, so beim 1280 m hohen Gunvors Bjerg und entlang dem mittleren Brogetdal, wo der Plateaurand 1200 m hoch fast senkrecht über dem Tal erscheint.

Das Brogetdal zieht sich fjordartig, ganz flach und beidseitig von Felswänden flankiert, nach W und NW ins Land hinein. Oberhalb des Holmesö, nach ca. 15 km, biegt es mit einer ganz geringen Talstufe fast rechtwinklig nach WSW um und endigt mit dem Øvresö in einem weiten Talkessel. Von dort aus führt über einige Felsstufen hinauf der oben erwähnte Uebergang zum Geologfjord.

2. Das Hochplateau zwischen Primulabugt und Kløftelv. (genannt »Büffelplateau«). Es ist eine öde, steinige Ebene auf 900 m Höhe mit vielen kleinen, abflusslosen Seen. An der Ostecke bei Pt 924 und gegen den Øvresö bricht sie in steilen Felswänden ab. Den Rand zum Geologfjord bilden einige felsige Steilstufen und idyllisch gelegene Terrassen, welche für die Moschusochsen zu den besten Weidegebieten

zählen. Im NW und N wird die Ebene von einer Reihe von 1000—1100 m hohen Bergen überragt (Sortefjeld, Lövehovedet und die z. T. etwas höheren Erhebungen am Rand zum Magdalenasö). Im E neigt sich ein nicht sehr steiler Abhang gegen die weite, 650 m hoch gelegene Flussebene hin, welche sich 2—5 km breit ausdehnt und auf über 10 km Länge vom Kløftelv durchflossen wird. Er ist, vom 1050 m hohen Gletscherpass und Sögletscher herkommend, der wasserreichste und auch längste Fluss von Strindbergs Land (40 km bis zur Mündung des Lakseelv in den Nordfjord). Südlich dieser zentralen Flussebene stürzt sich der Kløftelv in sehr engem und tiefem, 3—4 km langem Cañon ins Brogetdal hinunter, dessen Talboden er in oft wechselndem Laufe durchfließt (der Zufluss, der ihn dort vom Holmesö her trifft, ist kaum mehr als ein kleines Bächlein zu nennen).

Nördlich von unserer Hochebene (Pt 924 — Lövehovedet) treffen wir nun auf den Magdalenasö, welcher mit seiner Fläche von 9 km² der zweitgrösste See von Strindbergs Land ist. Er liegt rund 600 m über Meer und scheint sehr tief zu sein. Der Ausfluss ist nur sehr klein und läuft merkwürdigerweise ohne jedes Bett westwärts frei über den konvex gewölbten Abhang zum Geologfjord hinunter. Zu Fuss erreicht man den Magdalenasö ohne Schwierigkeit in wenigen Stunden vom Geologfjord aus, entweder von W oder auch von der Primulabugt in nördlicher Richtung ansteigend.

3. Die vergletscherte Wölbungszone nördlich vom Magdalenasö. Hochzone mit rund abgeschliffenen Formen, im S 1600 m, im N 1800 m hoch. Der Fluss aus dem östlich gelegenen Alpedal umfließt das Gebiet nördlich (Granitsö-Granitelv) und mündet an dessen W-Rand in den Geologfjord (d. h. wenige hundert Meter oberhalb der Mündung des Nunatakglatschers in den Geologfjord). Die von Eis bedeckte Fläche misst rund 85 km².

4. Das »Granitland«. Es ist der nordwestliche Zipfel von Strindbergs Land, welcher vor relativ kurzer Zeit erst eisfrei geworden ist. Es findet sich hier noch die ausgeprägteste Rundhöckerlandschaft, und auf Terrassen und höheren Bergplateaus gibt es zahlreiche kleine Seen. Das Gebiet ist zu rund $\frac{3}{4}$ vom Eis umgeben: im NW stösst das Inlandeis auf 1000 m Höhe flach an die Felsbuckel an oder hängt teilweise noch in die kleinen Tälchen hinunter, welche sich nach SE entwässern; im NE und SW wird es gleichsam umklammert von je zwei grossen Eisströmen, dem Dødehundebæ und dem Nunatakglatscher.

Dieser ganze Landesteil ist in seinem Charakter recht verschieden vom übrigen Strindbergs Land. Granit ist hier das vorherrschende Gestein, dessen Verwitterungsprodukte — Geröll und Grus — in grosser Mächtigkeit Talböden und Flanken bedecken. In das kurze und recht

breite Haupttal, welches die Verbindung zwischen Dødehundebæ og Nunatakglætscher-Geologfjord herstellt, münden die von NW kommenden Seitentälchen alle mit Talstufen ein; sie sind flankiert von steilen, aber wenig hohen Wänden und führen in ihrem Hintergrund fast ausnahmslos einen langgestreckten See. Im Haupttal selbst liegt auf 720 m Höhe der Granitsø, mit rund 12 km² Fläche der grösste See von Strindbergs Land; von dem mit breiter Zunge einmündenden Dødehundebæ brechen oft einige kleinere Eisberge in den See, an dessen meist recht flachen Ufern sich viele rundgeschliffene Granithöcker finden. Der Abfluss, Granitelv genannt, hat sich infolge seines starken Gefälles (720 m auf knapp 10 km Länge) durch die ganze mächtige Schuttbedeckung des Tales bis auf den Felsuntergrund eingetieft. Er ist sehr wasserreich und dürfte im Sommer nur selten überschreitbar sein (vergl. Lit. 32).

Gespiesen wird der Granitsø zur Hauptsache von dem kleinen Fluss aus dem Alpedal (er entspringt auf der flachen Wasserscheide des Gletscherpasses, 1000 m hoch, demselben grossen Gletscher wie der Kløftelv). Kurz vor Austritt aus dem Alpedal jedoch, bei der engen Stelle südlich Nørretop, ist durch eine mächtige Wallmoräne ein See gestaut, in dessen oberes Ende von links herabkommend ein Gletscher einmündet (Fig. 1). Dieser See liegt nur etwa 10—15 m höher als der Granitsø. Das verbindende Flusstück ist 15—20 m breit und auf seiner ganzen Länge von 150—200 m steil und tief in den Moränenwall eingeschnitten.

B. Östlich der grossen Längsrinne:

5. Die vergletscherte Hochzone nordöstlich vom Gletscherpas. Hier liegt gewissermassen das Schwergewicht von Strindbergs Land. Das Gebiet nimmt flächenmässig mehr als $\frac{1}{4}$ des ganzen Landes ein, und die ungefähre Plateauhöhe von 1800 m kulminiert im N und E mit über 2000 m hohen Erhebungen. Ein Steilabfall bildet auf der ganzen Strecke gegenüber Inlandeis und Waltershausen Gletscher die Grenze, wobei verschiedene Hängegletscher vollständig in den grossen Eisstrom einmünden; so reicht auch der etwas grössere Gletscher ESE Dødehundebæ bis ganz hinunter. Rund 6 km östlich davon erreicht man den nördlichsten Punkt von Strindbergs Land.

Die Eisbedeckung dieses nordöstlichen, grössten Hochgebietes nimmt rund 250 km² ein, was allein schon $\frac{1}{6}$ der gesamten Landoberfläche ausmacht. Im südlichen Teil ragen an mehreren Stellen grössere Partien von felsigen Gipfeln und Gräten gegen 30—50 m hoch über das Eis empor.

Das Rødedal. Der Fluss entspringt auf 1100—1200 m Höhe einer seitlichen Ausbuchtung des Sögletschers und fliesst in Richtung SSE



Fig. 1. Ausmündung des Alpedalen in den Granitsö.

Die Felswand jenseits des Sees, rund 400 m hoch, besteht vollständig aus Granit.
Hinten Jakob Kjodes Bjerg.

durch das wilde, sehr steinige Tal hinunter. Östlich Pt 1307 biegt er scharf fast rechtwinklig um und fließt ostwärts, z. T. tief in canyon-artiger Schlucht eingeschnitten, durch das breite, sehr vegetationsreiche Rævedal zum Waltershausen Gletscher hinunter.

Der Höhenzug, der sich dem Rödedal auf der W-Seite entlang zieht (Pt 1307), erreicht eine Höhe von gegen 1500 m. Er bildet einen Teil der wichtigen und markanten Wasserscheide, welche vom Sögletscher in Richtung SSE und anschliessend ESE über den Himmelpas bis zum Blokken reicht.

Der Himmelpas, zwischen Pt 1307 und 1412 (Himmelbjerg) gelegen, bildet den durchschnittlich 900 m hohen, weitgespannten Uebergang vom Brogetdal ins Rævedal; die tiefste Stelle liegt auf 770 m Höhe im östlichen Teil des breiten Sattels.

6. Der Blokken. Diese isolierte Hochzone, welche sich südöstlich vom Himmelpas erhebt, fällt gegen das Rævedal, den Waltershausen Gletscher und Nordfjord sowie im S zum Brogetdal allgemein sehr steil ab. Die kleine Eiskappe liegt rund 1500 m hoch.

Da im Text sämtliche Lokalitätsnamen (auf der Uebersichtskarte Taf. II sind sowohl die bisherigen wie die neuen Namen verzeichnet) in ihrer offiziellen dänischen Schreibweise gegeben werden mussten,

soll hier zum leichteren Verständnis eine Liste mit den deutschen Uebersetzungen beigelegt werden:

Dødehundebæ	Gletscher der toten Hunde
Nørretop	Nordstock
Bredetop	Breitstock
Løvehovedet	Löwenhaupt
Sortefjeld	Schwarzberg
Hvidefjeld	Weissberg
Rødedal	Rotes Tal
Rævedal	Fuchstal
Brogetdal	Buntes Tal
Kløftelv	Schluchtbach
Lakseelv	Lachsfluss
Taaefjeld	Nebelberg
Midterfjeld	in der Mitte stehender Berg
Øvresø	Obersee
Holmesø	Inselsee
Moskusoksesø	Moschusochsensee
Solstrand	Sonnenstrand
Bjørnesø	Bäreninsel
sø	See
ø	Insel
bugt	Bucht
elv	Fluss
dal, dalen	Tal
fjeld, bjærg	Berg
bæ, gletscher	Gletscher
pas	Pass

b) Ueberblick über die früheren Arbeiten und Ziel der neuen Untersuchung.

Durch die schwedische Expedition von NATHORST im Jahre 1899 ist Strindbergs Land (»Strindbergs Halfö« auf der Karte von DUSÉN) bekannt geworden. NATHORST hatte am Kap Weber fossilführende Kalke gefunden und glaubte, besonders im Geologfjord würden weitere Untersuchungen in dieser Richtung gute Erfolge bringen. Er hatte als Erster den Fjord befahren und gesehen, dass er bis zum Inlandeis hinein führt (den Namen gab er ihm »på grund af de interessante geologiska förhållanden, som där äro rådande«; Lit. 49, S. 291). Die innersten Partien glaubte er aus Kalk bestehend, wobei nach aussen farbige Schiefer und weissgrauer und dunkler Kalk folgten. Besonders sind ihm aber die vielen starken Lagerungsstörungen, Verwerfungen etc. aufgefallen, und ein schematisches Profil im mittleren Teil der W-Küste (Elisabeths Bjerg) lässt schon sehr gut die Verhältnisse erkennen. Von der Strindbergsland-Seite gegenüber schreibt er: »På fjordens motsatta sida

synes äfven intressanta dislokationer, så att bergarten nästen är sönderstyckad till en breccia» (Lit. 49, S. 292).

Zu einer stratigraphischen Gliederung der Schichten ist NATHORST noch nicht gelangt. Das ganze unmetamorphe kaledonische Gebiet ist auf seiner Karte generell als Silur (»ev. Kambrium?«) dargestellt, das Kristallin als »Urberg«. Jedoch ist die Grenze zum Devon (in dem er beim Kap Graah *Holoptychius* und *Asterolepis* gefunden hatte) auch auf Strindbergs Land durchgehend ganz richtig eingezeichnet.

LAUGE KOCH war der Nächste, der im Frühjahr 1927 auf seiner Schlittenexpedition den Geologfjord besuchte. Fossilien fand er keine, doch war er wie NATHORST überrascht von dem grossartigen Bild der geologischen Verhältnisse: »The geological conditions in the Geologfjorden, regarding both folds, faults, and beautifully-coloured beds, are so conspicuous that they catch even the interest of laymen«. Koch betont die annähernd N—S-Erstreckung des Fjordes, d. h. nahezu in Streichrichtung der Falten, so dass die Tektonik sehr schwer zu erkennen ist. Hier jedoch war die erste Stelle, wo er die Schichten der von ihm benannten Eleonore Bay Formation näher studieren konnte. Von hier auch stammt der allererste Versuch einer stratigraphischen Gliederung; einer Gliederung, die allerdings erst später im Antarcctic Sund einigermaßen mit Erfolg durchgeführt werden konnte (Lit. 34, S. 29), da die Verhältnisse im Geologfjord zu verwickelt waren. Von besonderem Interesse ist aber, dass KOCH dort zum ersten Mal eine Gesteinsfolge erkannt hatte, die deutlich älter ist als die Kalke am Kap Weber; es fiel ihm auch die grosse Ähnlichkeit mit der Thule-Formation von N-Grönland auf. Er schrieb daher: »After my excursion into the Geologfjorden, I was convinced that the greater part of the Eleonore Bay formation was of pre-Cambrian age. The very prominent red sandstone, the Cryptozoon beds, and the extremely common occurrence of dolomites — all this points to an age similar to that of the Thule formation«.

Die nächstfolgenden Jahre sind gekennzeichnet durch eine grosse Zahl von Expeditionen, hauptsächlich dänischen unter der Leitung von LAUGE KOCH. Dabei wurden rasch enorme Fortschritte in der Erkenntnis der geologischen Verhältnisse im ganzen Fjordgebiet Ostgrönlands gemacht. Vor allem aus dem Jahre 1929 sind uns wichtig die drei grundlegenden Arbeiten von BACKLUND, KULLING und POULSEN (Lit. 5, 40, 58).

TEICHERT (Lit. 69), der später weitere Untersuchungen in der kaledonischen Sedimentzone durchführte, verbrachte den Herbst 1931 auf der dänischen Nebenstation im Nordfjord und besuchte im Sommer 1932 auch den Geologfjord. So konnte er in seiner Arbeit ein eigenes Kapitel auf die Geologie von Strindbergs Land verwenden. Dabei hat er in erster Linie nach den Beobachtungen im Brogetdal ein stratigra-

phisches Schema des mittleren Teiles der Eleonore Bay Formation aufgestellt, welchen er Bunte Serie nannte. Weiter fand er auch auf Strindbergs Land Tillitvorkommen und fossilbelegtes Kambro-Ordovizium. Dass das Solstrandkonglomerat der Devonbassisserie angehören könnte, fand er unwahrscheinlich, betrachtete es als älter und belegte es mit dem Namen Bjorne Ø-Konglomerat. Die tektonischen Verhältnisse, auf die TEICHERT grosses Augenmerk gerichtet hatte, charakterisierte er kurz folgendermassen: Südlich erkennt man ein grosses kaledonisches Faltengebiet, von Strindbergs Land nach N aber ungefaltete, flachliegende, von vielen Brüchen in Schollen zerlegte Sedimente. Dabei liege eine stufenweise Heraushebung der jeweils nordwestlichen Schollenkomplexe vor. »Der Treppenbruch ist der Grundzug des tektonischen Geschehens auf Strindbergs Land« (S. 67). TEICHERT betrachtet die Tektonik als rein oberflächlich, nicht tiefgreifend. Auch die kaledonischen Faltungen sind nach ihm nicht von grosser Bedeutung, da nördlich vom Andrées Land weite Gebiete fast ungefaltete geblieben seien. In seiner Gesamtheit wäre jenes Bruchschollengebiet erst in postdevonischer Zeit herausgebildet worden.

Die ungünstige Streichrichtung des Geologfjordes in Bezug auf die tektonischen Leitlinien wird auch von TEICHERT erwähnt. Sein »Profil«, das er der ganzen Strindbergsküste entlang vom Nunatakglentscher bis zum Kap Ovibos zieht, kann deshalb in keiner Weise die richtigen Lagerungsverhältnisse zeigen, da es entsprechend den Fjordwindungen teils in Streichrichtung, teils sehr spitzwinklig, teils stark quer dazu verläuft. Immerhin hat TEICHERT, ohne aber im Einzelnen die Zusammenhänge zu finden, richtig die Tatsache erkannt, dass im innersten Fjordabschnitt die ältesten, nach aussen zu immer jüngere Serien der Eleonore Bay Formation anstehend sind.

TEICHERT hat versucht — leider nur im Brogetdal und auf dem südlichen Hochplateau —, durch Begehung auch der inneren Landesteile mehr Klarheit über den Aufbau zu erlangen. Dass ihm dies trotzdem nur äusserst schematisch gelingen konnte, liegt wohl im Fehlen von topographischen Unterlagen sowie Zeitmangel begründet. Viele seiner Interpretationen, vor allem bei der Darstellung längs geschnittener Faltenzüge oder fast rechtwinklig abbiegender Profile, lassen bei genauer Betrachtung sehr bald Zweifel aufkommen. Schon KOCU hat ja übrigens von Falten im Geologfjord gesprochen, und auf WEGMANNs kleinem Kärtchen sind mehrere Antiklinalen und Synklinalen dargestellt, die nordwärts in das Strindbergs Land hineinziehen. Vor allem aber haben die späteren Untersuchungen im Hudson Land (Lit. 13) und nördlich des Wordies Gletschers (Lit. 47) mit aller Klarheit gezeigt, dass in keiner Weise von einem Ausklingen der kaledonischen Orogenese in Strindbergs Land gesprochen werden kann.

ODELL (Lit. 54), der 1933 mit der Louise A. Boyd-Expedition den Geologfjord ebenfalls kurz besucht hat, schliesst sich vollständig der Ansicht TEICHERTS an und spricht direkt von einer herzynischen Aktivität in verstärktem Grade, jegliche kaledonische Tektonik verneinend (nur die Granitintrusion am inneren Fjordende wäre nach ihm kaledonisch). Dass er dabei die Störung westlich des Solstrandes als eine mit 30° nach E einfallende Schubfläche betrachtet, an der das Devon westwärts über die Eleonore Bay Formation aufgeschoben wäre, bedeutet aber einen Rückschritt in der Erkenntnis, nachdem TEICHERT eben diese Störung als eine saiger stehende, jedoch sehr spitzwinklig zum Fjord ausstreichende Verwerfung erkannt hatte (Lit. 69, Abb. 25).

Weiterhin schien es ODELL, dass man in den Quarzitserien des innersten Geologfjordes die tatsächliche Vereinigung der westlichen Petermannserie mit der Eleonore Bay Formation der Fjordregionen vor sich hätte. Dass dem nicht so ist, kann schon hier mit voller Sicherheit erwähnt werden. Denn zusammen mit den Graniten setzen sich vom Nunatakgletscher bis weit nach W hinein Gneis- und metamorphe Schiefererien fort; sie bilden die nördliche Fortsetzung desselben »Zentralen metamorphen Komplexes«, der im Isfjord und inneren Kejser Franz Josephs Fjord die Eleonore Bay Formation von der Petermannserie trennt. Es ist daher nicht zu erwarten, dass die westliche Sedi-mentserie hier auch nur annähernd an die Fjordzone herantreten wird. Ausserdem ist die Detailgliederung der Petermannserie vom Knækdalen (Gregory Valley) ganz anders als diejenige der Quarzitserien im inneren Geologfjord (vergl. Lit. 33; als Begleiter von HUBER habe ich die Quarzite des Knækdalen aus eigener Anschauung kennengelernt und bei einer Besteigung des Magog das vollständigste, bis jetzt bekannte Profil durch die Petermannserie durchquert). Uebrigens darf auf so grosse Entfernung nach W hin niemals ein Konstantbleiben der Fazies vorausgesetzt werden, weshalb jeder Parallelisierungsversuch mit einem bestimmten Teil der Eleonore Bay Formation — auf nur lithologischer Basis — eine reine Spekulation bleibt. Es sei hier betont, dass die stratigraphische Stellung der Petermannserie noch vollständig unbekannt ist, und dass sie deshalb nach unseren heutigen Kenntnissen jedem beliebigen Komplex der kaledonischen Schichtreihe entsprechen könnte, ganz unabhängig von der lithologischen Ausbildung.

In einer ganz neuen Arbeit hat nun BÜTLER (Lit. 14) alle bisherigen Ergebnisse zusammengefasst und anhand einer Profilserie durch das ganze Fjordgebiet die Verhältnisse recht eingehend dargestellt. Obwohl diese Arbeit nur die W-Grenze des Devons zum Thema hat, wird auch die benachbarte kaledonische Zone sehr ausführlich beschrieben, so dass hier zum ersten Mal ein etwas genaueres, zusammenhängendes Bild entsteht. Dabei rückt Strindbergs Land mehr als die

übrigen Teile in den Vordergrund, da es als Randgebiet des von Devon-sandsteinen erfüllten Nordfjord-Grabens eine etwas besondere Stellung einnimmt. Es ist in ein grosses Bruchschollenfeld zerlegt, doch zeigt BÜTLER, dass entgegen der Annahme von TEICHERT verschiedene Faltenelemente von S her durch Strindbergs Land hindurch und bis nach Bartholins Land streichen. Weiterhin zweigt hier als neues Element die Ole Rømers Land-Synklinale ab, welche in eigensinniger Weise nach NE an den Wordies Gletscher zieht.

Neben seinen eigenen, schon früher gemachten Beobachtungen, sind aber BÜTLER keine neuen Aufnahmen, vor allem keine genaue geologische Karte zur Verfügung gestanden. Deshalb wurde eine Detailuntersuchung von Strindbergs Land sehr wünschenswert; vor allem auch, da BÜTLER seine Aufnahmen im Hudson Land im Sommer 1938 bis ins Ole Rømers Land ausgedehnt hatte, womit das direkte nördliche Anschlussgebiet gut bekannt und genau kartiert war.

So stellten sich hier nun folgende Aufgaben:

1. Es sollte eine detaillierte Profilaufnahme durch die ganze Eleonore Bay Formation erfolgen; ihre Gliederung in stratigraphisch richtiger Reihenfolge, wobei sämtliche in den Fjordgebieten anstehenden Schichtverbände erfasst werden, musste als das erste und wichtigste Ziel für jede Untersuchung des kaledonischen Gebietes gelten.

Das Profil konnte an der Typlokalität (Eleonores Bugt) jedoch nicht gut studiert werden (auch ist dort nur rund die Hälfte der Eleonore Bay Formation anstehend), so dass die ganze Gliederung anhand der Aufnahmen im Geologfjord und im Brogetdal durchgeführt wurde. Doch besitzen ja gerade diese Lokalitäten gewissermassen historisches Prioritätsrecht; die »verwickelten tektonischen Verhältnisse« waren selbstverständlich nicht mehr störend, nachdem auch die landesinneren Gebiete einmal in die Untersuchung miteinbezogen worden waren.

2. Neue Aufnahmen in den Tillitserien versprachen interessante Ergebnisse. Ihr lithologischer Charakter ändert tatsächlich stark von Stelle zu Stelle, und dabei sind bis zuallerletzt immer wieder neue Vorkommen gefunden worden.

3. Zur Frage der Untergrenze des Kambriums konnten möglicherweise neue Gesichtspunkte erbracht werden, falls bisher unbekannte, noch tiefere fossilführende Horizonte aufgefunden würden; im negativen Fall sollten genaue lithologische Aufnahmen im Vergleich mit anderen, aussergrönländischen Lokalitäten wegweisend sein.

4. Weitere Fossilfunde in den Kambro-ordovizischen Serien konnten ev. dazu dienen, das stratigraphische Niveau einzelner Schichten näher zu fixieren.

5. Der tektonische Bau von Strindbergs Land sollte möglichst vollständig dargestellt werden, wobei vor allem auch das Alter der Dislokationen, Bruchbildungen etc. zu diskutieren war.

Es musste eine genaue geologische Karte aufgenommen werden, wozu als topographische Unterlage die Kurvenkarte 1:250.000 des Geodätischen Institutes in Kopenhagen diente (1939, Blätter No. 73 Ö 2 und 74 Ö 3, aufgenommen in den Jahren 1932—33); um mehr Einzelheiten einzeichnen zu können, wurde sie in einer Vergrößerung im Masstab 1:100.000 benützt (Angaben über Fallen und Streichen der Schichten etc. sind hierbei alle in neuer Teilung, d. h. in 400°-Teilung zu verstehen).

In der vorliegenden Arbeit sind die Ergebnisse von Punkt 2 nicht miteinbezogen; sie gehen in ihrer Bedeutung über den Rahmen einer Darstellung der geologischen Verhältnisse von Strindbergs Land hinaus und sollen später in einer separaten Publikation behandelt werden.

Zu Punkt 4: Die eingesammelten Fossilien, Kriechspuren etc. wurden alle an das Department of Geology der Universität Bristol (England) geschickt, wo sie zusammen mit weiteren Funden für eine paläontologische Spezialarbeit über das Altpaläozoikum des Kejser Franz Josephs Fjord-Gebietes verwendet werden sollen.

Die Feldaufnahmen auf Strindbergs Land begann ich anfangs September 1948, nachdem das dänische »Rejsehus« am Nordfjord etwas wohnlicher eingerichtet worden war. Nach vielen Touren im Gebiet des unteren Brogetdal und auf den Höhen südlich und nördlich davon bis zum Blokken, führte mich Ende September eine Motorbootreise an den Solstrand im äusseren Geologfjord. Ein einwöchiges Zeltlager diente dazu, von Porten aus weite Teile des südlichen Hochplateaus zu untersuchen. Auch das Tillite Canyon, woher POULSEN zum ersten Mal ein Profil mit Tilliten bekanntgegeben hatte, wurde dabei besucht.

Im Oktober, als Fluss und Seen im Brogetdal zugefroren waren, konnte man mit Hundeschlitten taleinwärts fahren und auch weiter entfernt liegende Gebiete in die Untersuchung miteinbeziehen. Vom 1. März bis 25. Mai 1949, d. h. in der Hauptschlittensaison, war ich in vier Etappen im Geologfjord, von wo auch beidseits weite Touren landeinwärts unternommen wurden (teils zusammen mit FRÄNKEL, der im April analoge Untersuchungen im östlichen Teil von Andréas Land begonnen hatte). Im sog. »Granitland« nördlich vom Nunatakgletscher gelangte ich dabei bis an den flachen, leicht begehbaren Rand des Inlandeises.

Wichtig waren mir aber auch einige Reisen ausserhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes, auf denen ich einen guten Ueberblick über die regionalen Zusammenhänge gewinnen konnte. Schon im Som-

mer 1948 hatte ich als Begleiter von HUBER Einblick in den zentralen Kristallinkomplex gewonnen, dabei vor allem dessen W-Rand und auch die Petermannserie kennengelernt. Später waren es verschiedene Schlittenreisen, die mich ins Devongebiet führten: vom Nordfjord hinüber zur Gauss Halvö und hinein bis in den innersten Moskusoksefjord, auch an die Aussenküste bei Kap Graah, Kap Wijkander, Kap Humboldt und Kap Laplace; ausserdem fuhr ich auf drei verschiedenen Routen südwärts nach Ella Ø, was mich sehr gut mit dem ganzen inneren Fjordgebiet bekannt machte. Dabei lernte ich aus eigener Anschauung die verschiedenen Profile der Eleonore Bay Formation sowie der Tillitserien im Gebiet zwischen Ella Ø — Kempes Fjord einerseits und dem Waltershausen Gletscher andererseits kennen, was interessante Vergleichsmöglichkeiten bot.

Auf Strindbergs Land benützte ich die Schmelzzeit des Jahres 1949 dazu, einzelne bisher abseits gebliebene Gebiete im Landesinnern zu kartieren und vor allem eine Reihe noch ausstehender stratigraphischer Detailprofile aufzunehmen. Zum Abschluss der Feldaufnahmen wurde in den Augustwochen eine längere Reise über den Gletscherpass an den Granitsö, östlich um die N-Rundung von Strindbergs Land herum und zurück unternommen; dann über den Sögletscher und das Rödedal und Rævedal hinunter bis an den Waltershausen Gletscher. Am 18. August wurde über den Himmelpas und das Brogetdal hinaus der Nordfjord wieder erreicht. Leider musste die darauffolgende Motorbootfahrt an den Solstrand (es hätten nordwestlich Porten noch weitere Fossilien der Kap Weber-Formation gesammelt sowie einige tektonische Details um den Moskusoksesö herum abgeklärt werden sollen) infolge der schlechten Eisverhältnisse abgebrochen werden, da die Expedition raschmöglichst die Küste verlassen musste.

c) Kurze geologische Uebersicht.

Folgende drei Hauptelemente durchziehen Strindbergs Land von SSW nach NNE:

1. Devonische Sandsteine und Konglomerate (Old Red) im SE. Sie sind längs eines Grabenrandbruches gegenüber dem westlich anschliessenden Gebiete in die Tiefe versetzt. Die Grenze verläuft vom Solstrand im äusseren Geologfjord zum untersten Brogetdal und weiter bis ca. 4 km oberhalb der Mündung des Waltershausen Gletschers in den Nordfjord.
2. Oberalgonkische bis ordovizische, konkordant liegende und kaledonisch verfaltete Sedimente. Sie sind im E und S durch jüngere, hauptsächlich oberdevonische Verwerfungen in ein Bruchschollenfeld zerlegt worden. Auf den jüngsten ordovizischen Schichten ist

stellenweise noch ein Rest von diskordant liegendem Devonbasis-konglomerat erhalten.

Diese mittlere Zone von Strindbergs Land nimmt rund $\frac{5}{6}$ der Gesamtfläche ein.

3. Metamorpher Komplex im NW, im Gebiet nördlich der Mündung des Nunatakglatschers in den Geologfjord. Nach W und NW aufsteigende Serie von stärker metamorphen Quarziten, z. T. mit Biotit, Granat und Hornblende, sowie Gneisen, Glimmerschiefern und Amphiboliten. Der Komplex wird durchsetzt von jüngeren Granitintrusionen.

Alle 3 Zonen sind von oberdevonischen bis tertiären Vulkaniten durchschlagen worden, welche in Form von durchsetzenden Gängen (z. T. Schlote) und Lagergängen auftreten.

II. STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

A. Die am Aufbau beteiligten Gesteine und Formationen.

1. Metamorpher Komplex.

Er war früher (Lit. 56) als archaische Unterlage der oberalgonkischen Sedimente (Eleonore Bay Formation) gehalten worden, doch hatte schon KOCH (Lit. 34) für einen Teil der Kristallgebiete im ostgrönländischen Fjordgebiet nördlich von Scoresby Sund die Ansicht vertreten, dass ihre Entstehung die Folge einer tiefgreifenden Umwandlung in kaledonischer Zeit, d. h. einer grossen kaledonischen Orogenese sei. Eingehende petrographische Untersuchungen, besonders von BACKLUND und WEGMANN, aber auch von MITTELHOLZER und neuerdings von HUBER, haben diese Darstellung aufs deutlichste bestätigt; vor allem wurde auch für das grösste zusammenhängende Kristallgebiet, das Velamassiv in der inneren Kejsers Franz Josephs Fjord-Region, diese Konzeption in vollem Umfange angenommen. Die Ansichten von WORDIE, PARKINSON und WHITTARD, denen sich auch TEICHERT noch angeschlossen hatte, sind in keiner Weise mehr aufrechtzuerhalten; die Gliederung WEGMANNs (Lit. 79) besitzt heute für unser Gebiet allgemein anerkannte Gültigkeit.

Nach ihm wird dabei das Dach des ganzen »Metamorphen Komplexes« von einer »Isfjordzone« genannten Gesteinsserie gebildet, deren Umwandlungsgrad, Zusammensetzung und Mächtigkeit stark wechselt, die aber einer weit geringeren Stoffzufuhr ausgesetzt war als die tiefere Sylva Maria Gruppe, welche stofflich vollständig umgeprägt erscheint. Der sedimentäre Charakter der Isfjordzone ist stets noch deutlich, ihre Entstehung durch Metamorphose aus tieferen Gliedern der Eleonore Bay Formation ist sicher. Dass dabei weder nach oben noch nach unten scharfe Grenzen gezogen werden können, liegt auf der Hand.

Der allmähliche Uebergang von den unmetamorphen Sedimenten der Eleonore Bay Formation in die tieferen metamorphen Gesteine der Isfjordzone ist in unserem Gebiete besonders schön zu verfolgen, da keinerlei Lagerungsstörungen, sekundäre Kontaktstellen wie Mylonite, Scherflächen etc. auftreten. Wohl stellt sich der intrusivartige »Marginalgranit« (WEGMANN) auch hier ein, und zwar, wie wir noch sehen werden, in weit grösserer Masse als an anderen Orten. Doch soll er nach HUBER

(Lit. 33) für die Metamorphose nicht in Betracht kommen, da er erst nach der Bildung des »Metamorphen Komplexes«, d. h. in einer späteren Phase des kaledonischen »mise en place«, eingedrungen ist.

Ohne nun näher auf die petrographischen Verhältnisse einzugehen, da dies nicht im Rahmen der gegenwärtigen Arbeit liegt, will ich versuchen, eine kurze Uebersicht über die metamorphe Zone in NW-Strindbergs Land zu geben.

Für das ganze Gebiet handelt es sich im allgemeinen um eine Gesteinsserie, welche nach W und NW aufsteigend im W-Flügel der Eremitdal-Synklinale unter den tiefsten Schichten der Eleonore Bay Formation auftaucht. An der N-Küste des Geologfjordes zieht die Untergrenze der grauen, massig gebankten Quarzite der Schichtgruppe 1 (S. 31) ungefähr 2 km vom Ende des Nunatakglatschers entfernt an das Ufer herab (d. h. $2\frac{1}{2}$ km ESE von der Einmündung des Granitelv). Obschon nun diese Quarzite ostwärts bis gegen die Muldenachse der Synklinale und aufwärts bis in die obersten Glieder der Schichtgruppe 3 hinein noch deutlich metamorph sind (siehe S. 52), ist es angebracht, die Grenze gegen die »kristalline« Serie hier an der stratigraphischen Grenze zwischen der Schichtgruppe 1 und den sog. Eremitdal Quarziten zu ziehen (vergl. auch HUBER, Fig. 5, S. 27).

Diese letzteren werden in unserem Gebiet nach unten sehr rasch stärker metamorph. Es treten in Wechsellagerung Granat-Hornblende-Schiefer, helle und dunkle Quarzite, z. T. mit Granat, Hornblende, Biotit, Feldspatquarzite, z. T. kinzigitähnliche Gesteine sowie sehr bald schon feinkörnige, wenn auch noch wenig metamorphe Biotit- und Zweiglimmergneise auf. Daneben erscheinen ungefähr 1 km östlich vom Gletscherrand die ersten Pegmatite und Granitapophysen. Mehr nördlich im Landesinnern steigen solche Pegmatite und Quarzgänge noch höher hinauf, bis ganz an die Basis der Schichtgruppe 1. (Nach HUBER soll ein Teil der Pegmatite ev. aus der Sylva Maria Gruppe herkommen, also nichts mit den Graniten zu tun haben).

Der Granit (»Marginalgranit« WEGMANN'S) ist ein meist schön weisser, massiger Zweiglimmergranit; Biotit ist z. T. etwas zurücktretend, jedoch vorherrschend in feinkörnigen Varietäten. Die Verwitterungsfarbe ist oft gelbbraun. An vielen Stellen wird seine Farbe jedoch rosa bis fast rot, z. B. im Unterlauf des Granitelv sowie in sehr grosser Verbreitung östlich des Nørretop. Es handelt sich aber um denselben Granit, in allen Uebergängen direkt mit dem weissen verbunden (Ueber Ausbildung, Verbreitung etc. vergl. die Arbeiten von BACKLUND, WEGMANN, ODELL und HUBER).

Westwärts wird der Granit nun rasch immer wichtiger. Anfänglich nur in vereinzelt Gängen auftretend, kaum $\frac{1}{2}$ cm bis 1 m dick, ist er

ungefähr vom Gletscherrand weg das vorherrschende Gestein, hier fast durchwegs nur noch mit stärker metamorphen, sehr stark verschiefert und z. T. rostigen Zweiglimmergneisen bis -schiefern verknüpft. In der kleinen Schlucht an der Mündung des Granitelv tritt er zum ersten Mal als eigentlicher Granitstock auf. Gegen das »Niederhorn« hinauf (die ca. 700 m hohe Erhebung westlich der Granitelv-Schlucht) entsendet dieser in wilden Verfaltungen mächtige Lagergänge und Apophysen. Das Nebengestein, von den letzteren mit oft wirren pygmatischen Falten kreuz und quer durchdrungen, in Schollen aufgelöst und verdreht, wird z. T. auch von den an- und abschwellenden Lagergängen in Linsen ausgezogen und mitgeschleppt. Da Granite und Nebengestein hier gleicherweise enorm miteinander verfaltet sind, ist eine gewisse Gleichzeitigkeit von Intrusion und tektonischem Vorgang, zurückgehend auf gleiche Ursache, sehr naheliegend (sicher sind ja die Granite nicht älter als die Faltung, da die vielen dieselbe durchschlagenden Apophysen zum grossen Teil direkt von den Lagergängen ausgehen; umgekehrt ist es bei den übrigen, grossartigen Intrusionsphänomenen unwahrscheinlich, dass der Granit beim Eindringen durch stärkste schon bestehende Falten hindurch in seiner Hauptmasse ausgerechnet nur die Schichtfugen des Nebengesteins als Bahn benutzt hätte).

Jedenfalls scheint in der Detailtektonik unseres Gebietes die gewaltige Granitintrusion eine nicht unbedeutende Rolle gespielt zu haben. Die ausgeprägte Kleinverfaltung, die sich fast überall im metamorphen Bezirk innerhalb der Kontaktzone einstellt (vergl. HUBER Fig. 3 & 4, S. 23 & 25), kann mindestens in unserem Gebiet nicht allein auf die Stoffzufuhr und Umwandlung der Gesteine bei der Bildung des »Metamorphen Komplexes«, also auf eine Zeit schon vor der Intrusion des Granites, zurückgehen. Dieser selbst ist zudem sicher in mehreren, sowohl zeitlich wie räumlich getrennten Schüben eingedrungen, was teilweise sehr schön zu sehen ist.

Als Nebengestein kommen am »Niederhorn« teils jene stark verschieferten Zweiglimmergneise vor, teils aber auch verschiedentlich in Schollen und Lagen Granat-Hornblende-Biotit-Quarzite in wechselnder Ausbildung, sowie mehr oder weniger biotitreiche, sehr feinkörnige Zweiglimmergneise (Psammitgneise), teilweise noch ganz vom Habitus gefritteter Sandsteine.

Dringt man weiter nach NW in tiefere Horizonte vor, so nimmt mengenmässig die Bedeutung des Granites eher wieder etwas ab. Auch tritt er fast nur noch in Gängen auf, hauptsächlich in Lagergängen, welche z. T. mächtige Bänke zwischen den Gneisen bilden. Wohl werden weiterhin sämtliche Schichten in beliebiger Richtung von meist schmäleren Apophysen durchschwärmt, doch ist das Gesamtbild viel ruhiger geworden. Gleichmässig mit 20°—25° nach NW aufsteigend, bestehen

die Serien in unregelmässiger Wechsellagerung aus streifigen Zweiglimmergneisen, Glimmerschiefern und Quarziten, Graniten, Hornblende-Biotitgneisen, Granatamphiboliten und Amphiboliten (bis Hornblendefels). Erst ganz zuinnerst, in den flachen Felsbuckeln am Rande des Inlandeises, treten wiederum grössere, geschlossene Granitmassen in Form von Stöcken auf.

Zusammenfassend kann also zur Hauptsache zwischen zwei Zonen in diesem südlichen Querschnitt durch unser kristallines Gebiet unterschieden werden: Im E, ausgehend vom Granitstock im Unterlauf des Granitelv, zeigt sich eine ausgesprochen merismisch-phlebitisch ausgebildete Zone (Lit. 51), so vor allem in den wirren Verfaltungen am »Niederhorn«; das Hauptgebiet im W hingegen besteht aus Stromatiten und Ophtalmiten. Am meisten verbreitet und das Bild von weitem beherrschend sind dabei die hellen Granite und die rostigbraunen, biotitreichen Zweiglimmergneise und Schiefer.

Aber auch nördlich davon ist im Prinzip dasselbe zu erkennen, vom Ausgang des Alpedalen über den Nørretop und durch die Gebiete nordwestlich vom Granitsö. Die Granite sind also keineswegs mehr nur an die Grenze zwischen Isfjordzone und wenig bis gar nicht metamorpher Eleonore Bay Formation gebunden, sondern müssen als Abkömmlinge einer umfassenden, in souveräner Weise über grosses Areal sich ausbreitenden Granitintrusion gelten. Ob und wie weit dieselbe nicht doch gewisse metamorphisierende Einflüsse ausgeübt hat, bleibe dahingestellt.

Der »Metamorphe Komplex« als solcher, und zwar meist aus obigen Chorismiten aufgebaut, erstreckt sich allgemein von unserem Gebiet aus noch sehr weit nach Westen, so dass eine innere Sedimentzone als nördliche Fortsetzung der Petermannserie nicht so bald erwartet werden kann. Jakob Kjødes Bjerg und die Regionen südlich des Adolf Hoels Gletschers bestehen sicher noch aus metamorphen Gesteinen, wenngleich die Beobachtung infolge der weiten, schuttbedeckten Hänge sehr ungenau ist. Sicherer sind die Angaben, welche über die nördlich liegenden Gebietsteile in Bartholins Land gemacht werden können. Ausgehend von den Untersuchungen beidseits vom Nunatakletscher, in den scharf eingeschnittenen, kleinen Tälern von NW-Strindbergs Land, rund um den Granitsö und am Dødehundebæ, konnte ich am 2. August 1949 mit Feldstecher bei sehr guter Beleuchtung, von den Höhen östlich Nørretop aus, auf weite Erstreckung hin die genau gleichen Verhältnisse erkennen. Auch dort, wo der »Metamorphe Komplex« ja viel weiter östlich beginnt, (schon beim Vogtsberg, Lit. 13), erstreckt er sich bis in die allerinnersten eisfreien Landteile, die noch beobachtet werden konnten. Immer wieder erscheint auch dort die Durchdringung mit Graniten, und deutlich in der Fortsetzung unserer Granitstöcke von

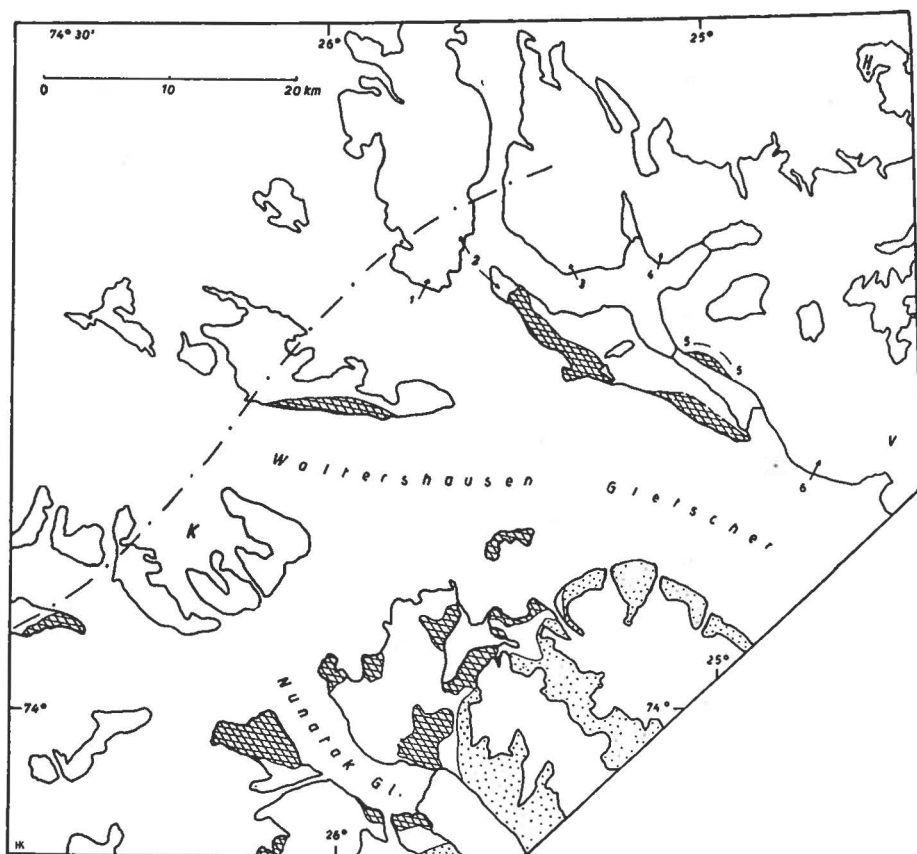


Fig. 2. Das Kristallingebiet nordwestlich und nördlich von Strindbergs Land.

Punktiert: Sedimente der Eleonore Bay Formation.

Kreuzschraffiert: Granitkomplexe.

Strichpunktierte Linie: Ungefähre W-Grenze der Beobachtung; bis dorthin sind sicher nur metamorphe Gesteine anzutreffen (Sedimente ev. bei 3?).

- 1) Dunkles Gestein, vermutlich Gneise oder Quarzite, mit einzelnen hellen Granitlinsen.
- 2) Rostigbraune Gneise oder Schiefer, durchsetzt von Granit-Lagergängen und -Apophysen.
- 3) Dunkelgraues Gestein, horizontal dünn geschichtet, undeutlich gestreift; Quarzite? Schiefer?
- 4) Amphibolite (?) mit hellen Granitgängen.
- 5) Rostigbraune Gneise oder Schiefer, gewölbeartig einen Granitstock umhüllend.
- 6) Graubraune Gneise und Schiefer.

H: Holger Danskes Tinde, ca. 2150 m. Gestein von heller Farbe, gelb-rosa, ganz ähnlich wie Quarzite von Schichtgruppe 2 der Eleonore Bay Formation.

V: Vogts Bjerg, ca. 1500 m.

K: Jakob Kjodes Bjerg, ca. 1900 m.

Strindbergs Land werden auch dort grosse Areale ausschliesslich von diesem hellen Granit eingenommen. Auffallend ist dabei, dass in Bartholins Land die Hauptverbreitung der Granite erst sehr weit westlich vom Kristallinkontakt einsetzt (vergl. die Kartenskizze Fig. 2).

So ist als Schlussbetrachtung die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, dass wir es in der Tiefe mit einem grossen, zusammenhängenden Batholiten zu tun haben, der sich vom nördlichen Andrées Land bis nach Bartholins Land hinein erstreckt, dabei aber nicht konform der allgemeinen Kristallingrenze verläuft. In welcher Beziehung er dabei zu den eigentlichen Marginalgraniten des Südens steht, kann hier nicht abgeklärt werden.

2. Sedimente.

a. Grönlandium.

Unter dieser stratigraphischen Bezeichnung hat Koch seit 1930 alle spätoberalgonkischen Formationen rund um den Skandik zusammengefasst. An vielen Stellen, so auch in Ostgrönland, betrifft sie die tiefsten überhaupt vorhandenen Sedimente; aufwärts gehen sie überall in mehr oder weniger kontinuierlicher Schichtfolge in altpaläozoische Gesteine über. Diese jüngsten präkambrischen Ablagerungen (Eleonore Bay Formation in E- und Thule Formation in N-Grönland, der präkambrische Anteil der Hecla Hoek Formation in Spitzbergen und die Sparagmit Formation in Skandinavien, ev. der Torridon-Sandstein Schottlands) sind einander altersmässig somit gleichgesetzt. Die Etah Formation in NW-Grönland sowie das Jotnium von Fennoskandien wären dabei abgetrennt und in ein tieferes Niveau gestellt.

Nach der Definition von Koch (Lit. 34, S. 19) umfasst die ostgrönländische Eleonore Bay Formation den ganzen präkambrischen Anteil der kaledonischen Schichtreihe; diese zeigt in ihrer Gesamtheit einen geosynklinalen Charakter, jedoch mit meist nur neritischen Ablagerungen. Tillitserie und die hangenden fossilereen Schichtglieder sind seit 1930 (Lit. 58) als zum Kambrium gehörend davon abgetrennt worden, doch müssen sie infolge unserer heutigen präkambrisch-kambrischen Grenzziehung (siehe S. 35) als oberste Abteilung zur Eleonore Bay Formation gerechnet werden.

Diese oberste Abteilung soll in der vorliegenden Arbeit, wie bereits in der Einleitung erwähnt worden ist, nicht näher behandelt werden. Vielleicht wird es in Zukunft nötig sein, sie deutlich von allen tieferen Serien abzutrennen, d. h. die Eleonore Bay Formation in zwei separate, gleichwertige Formationen zu unterteilen. Analoge Fälle sind bereits bekannt, so von Spitzbergen (Murchison Bay Formation und Sveanor Formation, Lit. 43) und Skandinavien (jüngerer Sparagmit — mit Tilliten an der Basis — und ältere Sparagmite, Lit. 75; tillitführende

Quarzitschieferabteilung und darunter die Sparagmitabteilung, Lit. 4 und Lit. 44). Ebenso hat es SCHAUB (Lit. 66) für Ostgrönland bereits versucht, indem er im Profil von Ella Ø eine eigene »Tømmer Bay Group« abtrennt. Zwar sind deren Grenzen unten wie oben in einem stratigraphischen Niveau gezogen worden, welches nur durch ganz lokale Beobachtungen gerechtfertigt ist; bei Berücksichtigung der Verhältnisse im ganzen übrigen Kejser Franz Josephs Fjord-Gebiet müssten sie wohl etwas geändert werden, doch passt im Prinzip die Darstellung von SCHAUB recht gut.

Denn durch die Ablagerung von klastischem, glazial und fluvio-glazial hertransportiertem Material zeichnen sich Vorgänge von so einschneidender Bedeutung ab, wie sie später nicht mehr auftreten, auch nicht an der Grenze zum fossilführenden Kambrium. Die Komponenten der Tillite, Sandsteine und Konglomerate stammen aus den liegenden Sedimentserien sowie aus älteren Kristallinkomplexen (vergl. Lit. 7), so dass dieselben an benachbarter Stelle starker Erosion ausgesetzt gewesen sein müssen. Damit kann tatsächlich von einer neuen Formation gesprochen werden, gebildet aus dem Abtragungsschutt der längst verfestigten und wieder erodierten älteren Formation; und dies, obwohl in unserem Gebiet, da von der Landhebung selber nicht betroffen, kein Sedimentationsunterbruch eingetreten ist.

Weiterhin hat es sich gezeigt, dass zur Zeit der Ablagerung der Tillitserie grössere vulkanische Tätigkeit eingesetzt hat; dies wird an vielen Stellen durch Vermischung der Tillite, Sandsteine und Schiefer mit tuffitischem Material, z. T. mit vulkanischem Glas, dokumentiert.

Auf Strindbergs Land ist diese oberste zum Grönlandium zählende Abteilung rund 600 m mächtig. Mehr als die Hälfte davon wird von einer Schiefer-Sandsteinserie mit teilweise Tilliten und Konglomeraten aufgebaut, welche fast durchgehend tuffogenen Charakter zeigt; viele feinkörnige Sandsteine bestehen zu 70—80 % aus einer glasigen Grundmasse, welche teilweise in Entmischung und Auskristallisation zu Calcedon und Quarz begriffen ist. In höheren Horizonten folgen karbonatische Glieder, und darüber mit deutlicher Regressionserscheinung POULSENS Spiral Creek Formation, hauptsächlich aus kreuzgeschichteten Sandsteinen mit Ripplemarks und roten Tonzwischenlagen bestehend, in denen die charakteristischen Steinsalz-Kristall-Relikte (»Steinsalzpseudomorphosen«, vergl. Lit. 45) auftreten. Schliesslich folgt die mächtige Abfolge der massig gebankten, rötlichen Quarzsandsteine der »unteren Bastionsformation«. Mit scharfer Grenze setzen darüber die schwarzen, sandig-glaukonitischen Schiefer der unterkambrischen Bastion Formation ein.

Unterhalb der Tillitserie findet man in grosser Mächtigkeit die Ablagerungen der Kalk-Dolomit Serie, der Bunten Serie und der Quarzit

Serie. Eine Basis der ganzen Eleonore Bay Formation ist bis jetzt noch nirgends gefunden worden; ihre tieferen Glieder wurden während der kaledonischen Orogenese umgewandelt, so dass heute die Sedimente nach unten zu sukzessive in metamorphe Gesteine, z. T. mit starker Stoffzufuhr, übergehen. Auch sind sie in vielen Gebieten von jüngeren Graniten durchdrungen und teilweise verdrängt worden. Ueber die primäre Natur dieser tiefsten Ablagerungen sowie über die Mächtigkeit der ursprünglichen Gesamtformation können deshalb nur sehr unbestimmte Vermutungen gemacht werden.

So verstehen wir hier unter »Eleonore Bay Formation« im eigentlichen Sinne nur den oberen Teil jener Ablagerungen, welcher jetzt noch in Form von unveränderten oder nur schwach kontaktmetamorphen Sedimenten vorliegt. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Metamorphose in den verschiedenen Gebieten sehr ungleich hoch hinaufgestiegen ist, so dass gewisse stratigraphische Horizonte der Eleonore Bay Formation an anderen Orten bereits im »Metamorphen Komplex« drin liegen und nicht mehr erkannt werden können. Anhand stratigraphisch-lithologischer Detailprofile in der unveränderten Sedimentzone wird es jedoch bei einer genauen petrographischen Untersuchung möglich sein, solche Horizonte im Kristallin korrelieren und weiter verfolgen zu können.

Die schon erwähnte erste Gliederung von KOCH richtete sich nur nach den Farben der verschiedenen Schichten, konnte aber zur Parallelisierung einzelner Horizonte auf weite Strecken bereits recht gut gebraucht werden. Eigentliche lithologische Untersuchungen wurden erst später unternommen, so von BACKLUND, KULLING und TEICHERT. Es zeigte sich dabei, dass die tieferen Sedimente über dem metamorphen Komplex zur Hauptsache von quarzitischem Habitus sind, währenddem nach oben ein allmählicher Uebergang von der klastischen zu chemischer Sedimentation eintritt, bis zur Ablagerung mächtiger Kalk- und Dolomitkomplexe. Die Uebergangsserie hatte schon BACKLUND unter der Bezeichnung »multicoloured series« zusammengefasst. So war die Grossgliederung in Quarzit Serie, Bunte Serie und Kalk-Dolomit Serie (TEICHERT) gegeben.

Die Mächtigkeitsangaben weichen stark auseinander. KOCH gibt 2000 m an, BACKLUND 16000 m, KULLING 4000—4500 m, TEICHERT knapp 4000 m, WEGMANN als Durchschnitt 5000 m; BÜTLER vermutet auf Grund seiner Profilkonstruktionen (Lit. 14) jedenfalls nicht weniger als 5—6000 m. Doch ist zu bedenken, dass die meisten dieser Angaben sehr generell gehalten sind und man dabei nicht erkennen kann, welche stratigraphischen Schichtstufen sie effektiv umfassen, d. h. in was für einem Niveau die Grenze zwischen Kristallin und Eleonore Bay Formation liegen soll. Einzig KULLING und TEICHERT haben eine genauere

Gliederung aufgestellt und die Serien näher beschrieben; ihre Totalwerte stimmen denn auch annähernd mit der Wirklichkeit überein.

In der vorliegenden Arbeit wurde im Prinzip die Gliederung von TEICHERT übernommen, wenn auch verschiedentlich modifiziert. Als Ausgangsbasis diente sein stratigraphisches Schema der Bunten Serie (Lit. 69, S. 15, leider masstäblich vollständig verzeichnet) sowie die kurze Beschreibung der Schichtfolge am Kap Alfred (S. 96—97). Seine Gliederung wurde mit denselben Nummern 1—13 beibehalten. Aus lithologischen Gründen reicht jedoch unsere Quarzit Serie bis zur Schichtgruppe 6 hinauf; die Bunte Serie umfasst somit die Schichtgruppen 7—13, und für die Kalk-Dolomit Serie wurde in gleicher Art eine Einteilung mit den Nummern 14—20 aufgestellt.

Obwohl einzelne dieser Schichtgruppen sehr komplexe Sedimentserien umfassen, bilden sie doch in weitaus den meisten Fällen eine Einheit, welche schon von weitem als solche zu erkennen ist. Und obwohl im Detail von Gebiet zu Gebiet oft grössere fazielle Unterschiede auftreten, sind diese selben Schichtgruppen und ihre Grenzen doch durchgehend als solche zu verfolgen. Somit ist es heute anhand dieser Gliederung einwandfrei möglich, die gesamte kaledonische Zone des Keiser Franz Josephs und Kong Oscars Fjordes im Detail zu kartieren, womit verschiedene tektonische Komplikationen ohne allzu grosse Schwierigkeiten deutbar werden dürften.

Als eine wesentliche Aufgabe blieb noch die Beantwortung der Frage, in welches stratigraphische Niveau verschiedene grosse Quarzitkomplexe der inneren Fjorde gestellt werden müssten, d. h. ob sie ev. noch tiefere Einheiten als unsere Schichtgruppen 1—20 darstellten. Nur mit einem vollständigen Sammelprofil, welches in einwandfreier Gliederung sämtliche Vorkommen von Sedimenten der Eleonore Bay Formation umfasst, konnte auch Sicheres ausgesagt werden über deren effektive, noch vorhandene und aufgeschlossene Mächtigkeit.

Bereits 1930 hat BACKLUND (Lit. 5) darauf hingewiesen, dass in den inneren Fjorden noch sehr mächtige Quarzitserien an der Basis der Eleonore Bay Formation anzutreffen seien. Das Profil KULLINGS würde nur dem oberen Teil, d. h. ungefähr seinen »multicoloured series« entsprechen. Und alle späteren Autoren waren sich in der Folge nie klar darüber, wie tief unten in der Quarzit Serie jene Schichten hinter dem Teufelsschloss zum Beispiel, oder im inneren Geologfjord, Kempes Fjord etc., anzugliedern wären. Sowohl KULLING wie TEICHERT haben in ihren Profilen mit einer Schichtstufe Nr. 1 begonnen, ohne jedoch über deren Untergrenze etwas auszusagen (in seinen grossen Zügen entspricht übrigens KULLINGS Profil von der Quarzit Serie sehr gut dem unsrigen; seine Nummern 1—5 sind dieselben wie bei TEICHERT, währenddem Nr. 6 und 7 TEICHERTS Zone 6 entsprechen, Nr. 8 der

Zone 7. Erst in der Kalk-Dolomit Serie stellen sich grössere Unstimmigkeiten ein). Diese tiefsten über Meeresniveau erscheinenden Quarzite in den Profilen am mittleren Keiser Franz Josephs Fjord (Blomster- und Eleonores Bugt) treten nun aber tatsächlich auch im inneren Geologfjord zuunterst in der Eleonore Bay Formation auf, und zwar im sicheren stratigraphischen Verband mit den hangenden Schichtgruppen, so dass dort die Gliederung vollständig durchgeführt werden konnte.

Die Schichtgruppe 1 lassen wir hier mit einer genau definierten Basis beginnen. Es ist jener Horizont, in dem wir an der N-Küste des Geologfjordes die Grenze zwischen Eleonore Bay Formation und Kristallin durchziehen (siehe Fig. 7 sowie S. 23). Er ist durch ein auffallend rostiges Band von 6—7 m Dicke markiert, welches unter den viele hundert Meter mächtigen, gleichmässig dick gebankten und hell gestreiften Quarziten des unteren Teiles dieser Schichtgruppe 1 einsetzt. Darunter beginnt hier der »Metamorphe Komplex«, und tiefere Sedimentserien wurden vorerst nirgends mehr anstehend gefunden. So schien KULLINGS und TEICHERTS Stufe 1, also ungefähr unserer, nach unten hin etwas vergrösserten Schichtgruppe 1 entsprechend, tatsächlich nur wenig über den tiefsten Quarziten auch der inneren Fjorde zu liegen (denn auch das klassische Profil am Kap Alfred zeigt in dieser Beziehung keine wesentlichen Unterschiede; siehe unten).

Nun konnten einzig die mächtigen Quarzite in den Bergen hinter dem Teufelsschloss noch nicht mit Sicherheit in unserem Schema eingestuft werden. Doch gelang später auch dies, nachdem auf gemeinsamen Begehungen mit FRÄNKEL erkannt worden war, dass im Innern von Andréas Land noch eine grosse Abfolge von teilweise unmetamorphen quarzitischen Sedimenten unter unserer Schichtgruppe 1 auftritt. Es ist eine fast ungegliederte, dunkel graubraune Serie, welche wirklich die tiefsten Sedimente umfasst. Wir nannten sie »Eremitdal Quarzite«. Die Serie ist an einzelnen Stellen noch über 1000 m mächtig anstehend und enthält im obersten Teil zwei auffallende, helle Bänder von 10—20 m Dicke im Abstand von rund 100 m; das obere liegt direkt unter dem vorher erwähnten rostigen Band an der Basis der Schichtgruppe 1.

Diese Eremitdal Quarzite bauen, zusammen mit den höheren Abteilungen der Quarzit Serie und der Bunten Serie, einen grossen Teil der Berge von Andréas Land auf. Bei der Verfolgung der Horizonte wie auch anhand der lithologischen Merkmale ergibt es sich dann eindeutig, dass die oben erwähnten Quarzitserien hinter dem Teufelsschloss ebenfalls in unserem stratigraphischen Schema enthalten sind, d. h. keine noch tieferen Glieder vertreten. Die Hänge NNW vom Teufelsschloss (schraffiert auf Abb. 33 bei TEICHERT, S. 78, Lit. 69) bestehen aus den Schichtgruppen 1, 2 und 3; zuoberst bei Pt. 1860 ist auch noch 4 anstehend.

Damit sind nun sämtliche im nördlicheren Fjordgebiet (die Ausnahme im Süden bildet der Segelsällskapets Fjord) auftretenden Sedimente der Eleonore Bay Formation in stratigraphischer Gliederung in unserem Schema zusammengefasst; tiefere Einheiten existieren nirgends mehr. Dabei rechtfertigt es sich, die Nummerierung der Schichtgruppen erst mit der zweituntersten Abteilung zu beginnen, da die Untergrenze der Schichtgruppe 1, zusammen mit den hellen Bändern im Dach der Eremitdal Quarzite, der tiefste lithologisch erkennbare Horizont ist. Ueberdies sind nun tatsächlich die Quarzite der Schichtgruppe 1 die ältesten an den Fjord küsten in eigenem Schichtverband auftretenden Sedimentgesteine. Ihr Vorkommen beschränkt sich — an den Küsten — auf folgende Lokalitäten: Kap Alfred, S-Küste der Blomsterbugt, Eleonores Bugt im Kern der Antiklinale sowie in der hinteren Kulisse an den steilen Berghängen westlich der grossen Verwerfung, und schliesslich an beiden Küsten des innersten Geologfjordes. Ihre Untergrenze und damit die obersten Schichten der Eremitdal Quarzite treten einzig westlich Kap Alfred im Kern der von WEGMANN gezeichneten Antiklinale sowie im Geologfjord auf.

Die Eremitdal Quarzite, als die ältesten überhaupt noch anzutreffenden Sedimentgesteine, sind hier nicht mehr weiter gegliedert. Entweder erscheinen sie, immer aus sehr eintönig ausgebildeten Schichten bestehend, als tiefster Komplex über dem Meeresniveau oder einem Talboden, oder dann leiten sie, wie im innersten Geologfjord schon mit ihren obersten Schichten, in die Gneise und Glimmerschiefer des »Metamorphen Komplexes« über. Ihre Verbreitung ist aber immerhin noch recht bedeutend, so vor allem in den grossen Tälern von Andréas Land. Nach N zu verschwinden sie im »Metamorphen Komplex«, erscheinen aber östlich davon in N- und NE-Strindbergs Land wieder infolge des starken Axialanstieges nach N. In den flachen Sätteln jenes Gebietes, aufgeschlossen in den Steilwänden längs des Waltershausen Gletschers, steigen sie z. T. bis auf über 1200 m Höhe an. Das Vorkommen im Kempes Fjord, im Kern der Kap Alfred-Antiklinale, beschränkt sich auf die obersten ungefähr 100—200 m, ist zudem zum grössten Teil unter Schutt begraben.

Ohne Einrechnung der obersten Abteilung (Tillitserie etc.), deren Mächtigkeit und Ausbildung von Ort zu Ort starken Veränderungen unterworfen ist, besteht somit die Eleonore Bay Formation im ganzen, zusammenhängenden Verbreitungsgebiet von Lyells Land im Süden bis Ole Rømers Land im Norden im Maximum aus den 20 Schichtgruppen unseres Schemas plus den Eremitdal Quarziten (Fig. 3). Dabei sei hier nochmals betont, dass unter »Eleonore Bay Formation s. s.« nur der oberste, d. h. unmetamorph gebliebene Anteil einer Grossformation verstanden wird, welche in oberalgonkischer Zeit auf einer älteren, bis

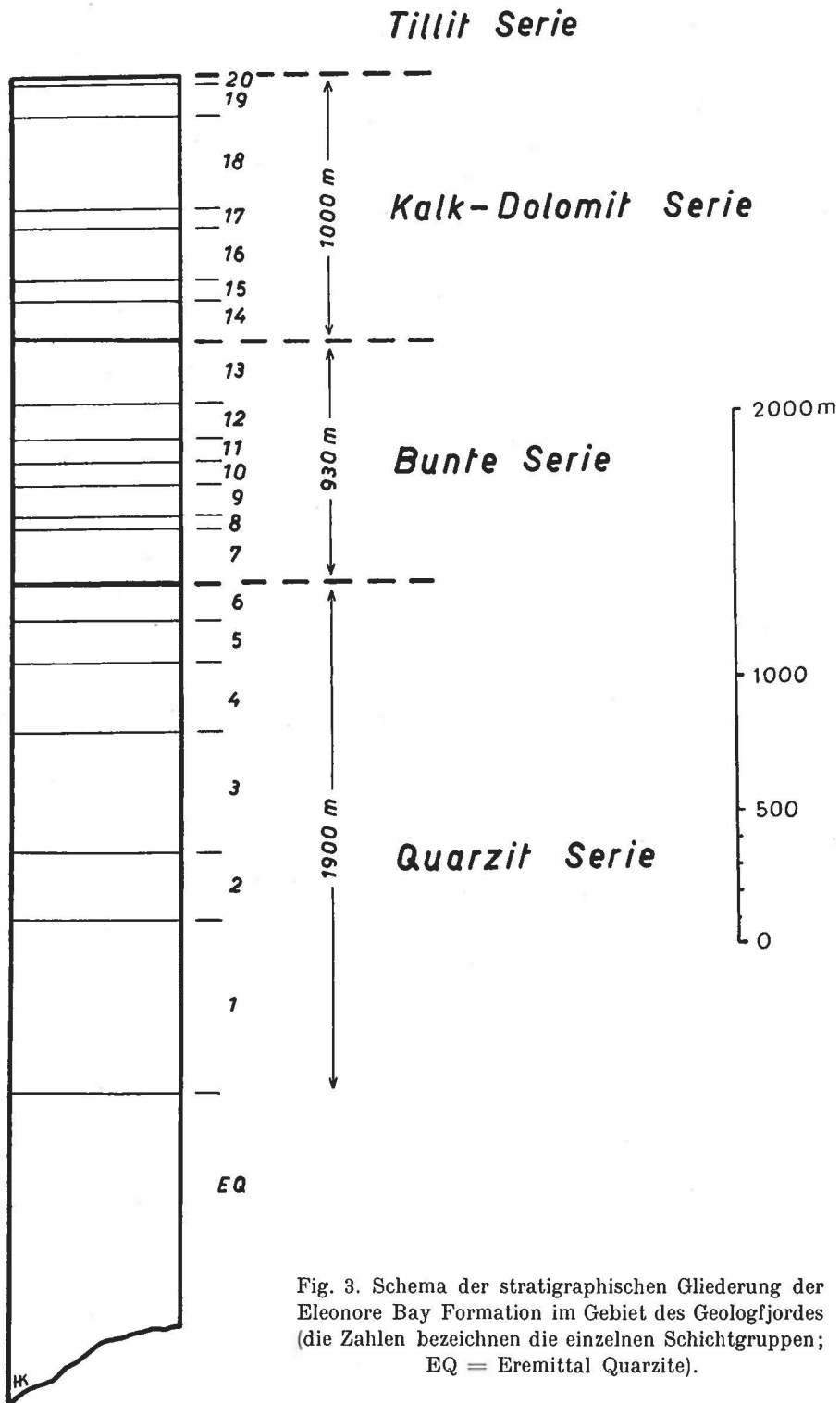


Fig. 3. Schema der stratigraphischen Gliederung der Eleonore Bay Formation im Gebiet des Geologfjordes (die Zahlen bezeichnen die einzelnen Schichtgruppen; EQ = Eremittal Quarzite).

jetzt unbekannt gebliebenen Unterlage gebildet worden ist. Die maximale Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Serien beträgt damit rund 5000 m. Doch reduziert sie sich an einzelnen Stellen infolge der z. T. viel höher hinauf erfolgten Gesteinsumwandlung bedeutend, indem ein Teil der tieferen Serien fehlen kann, d. h. zum »Metamorphen Komplex« gehört. So beträgt sie im nordwestlichen Strindbergs Land nur knapp 4000 m, im Kempes Fjord am Nordufer 2200—2500 m, am Südufer vielleicht 4500 m, und im Gebiet von Junctiondal-Kap Mohn kaum 1500—2000 m¹⁾.

Nur weiter südlich, d. h. im Forsblads Fjord und Alpefjord, lässt es sich nach den Angaben BACKLUNDS (Lit. 5) vermuten, dass unsere Eremitdal Quarzite in mehr oder weniger unmetamorphem Zustand noch viel weiter nach abwärts aufgeschlossen sind. Wie gross dort die maximale Gesamtmächtigkeit dadurch wird, und in welcher Art jene vermutlich tiefsten Sedimentserien noch gegliedert werden können, entzieht sich unserer Kenntnis. Da sie aber über Kap Mæchel und von den Serien an der N-Küste des Forsblads Fjordes (Pt. 1780) einwärts ins Polhems Dal mit den übrigen, höheren Serien von Lyells Land in Verbindung stehen (Lit. 79, Pl. I und Pl. III, Fig. 1), wird man sie ohne weiteres unserem Schema unten angliedern können²⁾.

Damit ist es nun gelungen, die stratigraphischen Verbandsverhältnisse aller Serien der Eleonore Bay Formation in ihrer Beziehung zueinander abzuklären, wodurch es für die Zukunft möglich sein wird, vermehrtes Augenmerk auf die faziellen Unterschiede zu richten.

b. Kambro-Ordovizium.

Die kaledonische Schichtreihe, welche einer prädevonischen Erosion ausgesetzt gewesen war, schliesst nach oben mit fossilführenden Schichten des Altpaläozoikums ab. Diese sind von POULSEN (Lit. 58) in eine Reihe von einzelnen Formationen unterteilt worden, wobei auch noch

¹⁾ Diese Zahlen beziehen sich auf unser Normalprofil von der Eleonore Bay Formation (ohne Tillitserie etc.), aufgenommen im Geologfjord und auf Strindbergs Land (vergl. Fig. 3). Wie weit fazielle Unterschiede die Mächtigkeit an anderen Lokalitäten verändern könnten, ist dabei nicht berücksichtigt, doch dürfte dies nicht allzu stark ins Gewicht fallen.

²⁾ Seither hat FRÄNKEL auf einer kurzen Exkursion in den Alpefjord im Sommer 1950 ein Profil aufgenommen, welches in MoG. Bd. 151, No. 6 veröffentlicht wurde. Darnach scheint die Mächtigkeit der dort noch anstehenden, unmetamorphen Sedimente im Liegenden unserer Schichtgruppe 1 (Eremitdal Quarzite + Alpefjord Serie FRÄNKELS) rund 6—8000 m zu betragen. Die Ausbildung ist nach den Angaben FRÄNKELS fast ausschliesslich quarzitisch-detritisch mit nur unbedeutenden kalkigen und tonigen (?) Einschaltungen. Somit kann es sich aber nicht um eine eigene »Serie« handeln, sondern nur um neue, noch tiefere Schichtgruppen unserer Quarzit Serie.

einige fossilere Schichtglieder in ihrem Liegenden zum Kambrium mitgerechnet wurden. Es zeigt sich darin die in der Literatur weitverbreitete Unsicherheit, wo die Untergrenze des Kambriums bei einer konkordanten Ablagerung vom Präkambrium zum Kambrium zu ziehen sei. TEICHERT (Lit. 69) stellt die Grenze in Ostgrönland an die Basis der Tillitserie, d. h. dorthin, wo nach ihm ein neuer Sedimentationszyklus beginnt. Doch zeigt es sich an vielen Orten, dass stratigraphische Altersgrenzen nicht notwendigerweise mit lithologischen Grenzen zusammenzufallen brauchen; dass man umgekehrt die Grenze zu einer lithologisch neuen Gesteinsformation nicht ohne weiteres auch als Abgrenzung zwischen paläontologisch definierten Altersstufen betrachten darf, ganz abgesehen davon, dass beim Einsetzen von einem neuen Sedimentationszyklus der basale Transgressionshorizont auf grössere Distanz schief durch verschiedene stratigraphische Niveaux schneiden kann.

Konsequenterweise wird hier, und zwar in Uebereinstimmung mit den neuesten Darstellungen aus vielen anderen Gebieten mit gleichartigen Verhältnissen, die Basis des Kambriums an der Basis der tiefsten Schichten mit unterkambrischen Fossilien gezogen, d. h. an der Basis der *Olenellus*-Zone (vergl. Lit. 82). Somit fällt die Grenze zwischen die obere und die untere Bastionformation POULSENS (diese sind übrigens auch in lithologischer Hinsicht scharf voneinander getrennt und tragen nicht sehr glücklich denselben Namen; in der Folge soll unter »Bastionformation« nur die obere, ins Kambrium gestellte, fossilführende Abteilung verstanden werden — vergl. Lit. 35, S. 225). Immerhin sei betont, dass möglicherweise noch in tieferen Horizonten neue unterkambrische Fossilien gefunden werden könnten, und dass damit auch diese Abgrenzung einen etwas vorläufigen und problematischen Charakter beibehält.

Das Kambro-Ordovozium gliedert sich demnach in folgende Formationen (Lit. 59, 60):

Narhvalsund-Formation	Chazyan (Llandeilo) ¹⁾	
Kap Weber-Formation	Oberes Canadian (Arenig)	
Cass Fjord-Formation	Unteres Canadian (Tremadoc)	
Dolomite Point-Formation	? fossilieer	mittleres und/oder oberes Kambrium?
Hylolithus Creek-Formation	? fossilieer	
Ella Island-Formation	Unteres Kambrium	
Bastion-Formation	Unteres Kambrium	

¹⁾ In einer soeben erschienenen, neuen Publikation von POULSEN (Geological Map and Description of Ella Ø; MoG. Bd. 151, No. 5, 1951) wird die Narhvalsund-Formation infolge verschiedener Bathyruriden-Funde ins oberste Canadian gestellt (S. 21).

Auf Strindbergs Land wurde das Vorhandensein von altpaläozoischen Gesteinen erstmals 1932 durch TEICHERT (Lit. 69) nachgewiesen. Er fand auf der N-Seite vom untersten Brogetdal Tillite und darüber POULSENS Spiral Creek- und Bastion-Formation sowie als höchste Glieder die Brachiopoden-führenden Schichten der oberen Bastion- und der Ella Island-Formation sowie einen Rest der fossilereen Hyolithus Creek-Formation.

Ordovizische Fossilien wurden von TEICHERT südlich vom Brogetdal, am Gunvors Bjerg und den kleinen Kuppen südlich davon gefunden. Es handelt sich ausnahmslos um Fossilien der Kap Weber-Formation; POULSEN, der sie näher bestimmt hat (Lit. 60, S. 11), betont auch die lithologische Uebereinstimmung der Kalke mit denjenigen von der Typlokalität am Kap Weber.

Die tektonischen Verhältnisse entsprechen jedoch nicht ganz TEICHERTS Darstellungen, und so konnten die altpaläozoischen Schichtglieder noch auf viel grössere Erstreckung hin verfolgt werden. Sie bilden einen nie auslassenden, wenn auch stellenweise sehr schmalen Zug längs des Devonrandbruches vom Waltershausen Gletscher bis an den äusseren Geologfjord, dort unter dem Solstrandkonglomerat südwärts verschwindend. Nach E werden sie fast überall flexurartig steil in die Tiefe geschleppt; doch sind auch am Gunvors Bjerg die liegenden Serien unter den ordovizischen Kalken noch durchwegs vorhanden und aufgeschlossen, wenn auch stark ausgequetscht und verschuppt. So finden sich nordwestlich des Gipfels auch die typischen Brachiopodenbänke der Bastion-Formation, welche TEICHERT von der kambrischen Lokalität am N-Hang des Brogetdal beschrieben hat.

An jener Stelle, direkt westlich vom Devonrandbruch, erkennt man folgendes, wenn auch tektonisch teilweise reduziertes Profil (vergl. Tafel IV, Profil 3c sowie Lit. 14, Fig. 10):

4. Helle, zuckerkörnige Dolomite der Dolomite Point-Formation, zuoberst am Plateaurand am E-Teil der kleinen Kuppe als Rest noch anstehend.
3. Graubraune Kalke mit einem Stich ins Violette, gut gebankt, schwach hell-dunkel gestreift. Diese Schichten der Hyolithus Creek-Formation bauen fast die ganze oben genannte Kuppe auf und reichen gegen den Devonrandbruch zu noch bis auf ca. 300 m Meereshöhe herab, wo sie tektonisch auskeilen.
2. Ella Island-Formation:
 - c) Knollige, dichte Kalke von graubrauner Farbe mit hellen, meist gelbbraunen Mergelüberzügen. 10—12 m.
 - b) Sandige und brekziöse Kalke, darunter massige, meterdicke Kalkbänke von violettbrauner Farbe, mit gelbbraunen, sandigmergeligen Zwischenlagen. 10—15 m.
 - a) Sandige Kalke mit Kreuzschichtung und Ripplemarks, plattig oder in

Bänken bis 20 cm Dicke; braun anwitternd. Auf den Schichtoberflächen grüngaue Tonhäute mit Kriechspuren, Wurmängen etc. Oft auch dickere Tonschieferzwischenlagen. 20 m.

1. Bastion-Formation:

Rund 100 m mächtige Abfolge von grünscharzen, z. T. auch rotscharzen, sandig-tonigen und glaukonitischen Schiefern und plattigen Sandsteinen. Fossilhorizonte im obersten Viertel: Einschaltungen von sandigen, 3—10 cm dicken Kalkbänken voller Brachiopodenschalen, gelbbraun anwitternd.

Darunter folgen die dickgebankten, gelbroten Sandsteine der »unteren Bastion-Formation« [in Fig. 36, 38 u. 39 kurz »Sandsteinserie« genannt], ca. 25 m mächtig.

Nordwärts auf dem Plateau ist alles unter Schutt begraben; nur in dem tiefeingeschnittenen Bach westlich dieser Lokalität findet man auch weiter nördlich noch die schwarzen Schiefer und Platten der Bastion-Formation sowie Kalke der Hyolithus Creek- und knollige Mergel der Cass Fjord-Formation, hier nach W zu direkt an die Eleonore Bay-Formation grenzend.

Der nächste Aufschluss findet sich erst beim Bach, der von der Blokkeneiskappe nach SE herunterfließt, auf ca. 1000 m Höhe. In nur noch 600 m breiter, stark verschürfter Zone sind dort zwischen Eleonore Bay Formation und Devon enggepresste und steilgestellte ordovizische Schichten anstehend, welche wenig mehr nördlich sogar zu überkippter Lagerung gelangen und gegen den Waltershausen Gletscher zu endlich fast völlig auskeilen.

Doch kehren wir nach dem Süden zurück. Dort ist in der Fortsetzung des Gunvors Bjerg eine Reihe von kleinen Erhebungen auf dem südlichen Hochplateau, welche alle von Kap Weber-Kalken und z. T. von Schichten der Cass Fjord-Formation aufgebaut sind. Diese werden am E-Rand stets parallel zum Streichen des Devonrandbruches abgelenkt und in die Tiefe geschleppt. Kambrische Schichten sind nur noch an einer einzigen Stelle auf dieser enorm mit Schutt bedeckten Hochfläche aufgeschlossen: es sind die schwarzen Sandsteinschiefer der Bastion-Formation, welche an einem kleinen Hügel nördlich des Moskus-oxsenfeld zusammen mit den obersten präkambrischen Schichten anstehen. Der Moskusoxsenfeld selber ist von den knotigen und knolligen, dünn-schichtigen Kalken und Mergeln der Cass Fjord-Formation aufgebaut, auf die sich am S-Abhang mit einer Mächtigkeit von 6—800 m die Kalke der Kap Weber-Formation legen. Ein deutlicher Sedimentationsunterbruch, wie ihn POULSEN angibt, ist dabei nirgends zu erkennen.

Aus dem anstehenden Schutt dieser grauen Bänke der untersten Kap Weber-Kalke konnten hier eine ganze Reihe von Fossilien, vornehmlich Cephalopoden (*Orthoceras* etc.), aber auch Trilobiten gesammelt werden (vergl. Einleitung S. 19).

Ueber diesen Kap Weber-Kalken folgen am Bach westlich Porten die hellen, zuckerkörnigen Dolomite und hellgrauen Kalke der Narhvalsund-Formation. Wie schon im letzten Kapitel erwähnt wurde, lassen sie sich noch weit bachabwärts verfolgen und bilden dort die Unterlage der Solstrandkonglomerate. Die Mächtigkeit (aus der Profilkonstruktion hervorgehend) beträgt gegen 800 m, im Gegensatz zu den 300 m, die POULSEN (Lit. 58) von Ella Ø angibt.

Die Narhvalsund-Formation als solche ist das jüngste bisher bekannte Schichtglied der kaledonischen Serien, welche in prädevonischer Zeit disloziert und erodiert worden sind. Wie lange aber in Wirklichkeit die Sedimentation in ordovizisch-silurischer Zeit noch angedauert hat, ob mögliche jüngere Sedimente ev. vollständig der prädevonischen Erosion zum Opfer gefallen sind, entzieht sich unserer Kenntnis. Nach POULSEN (Lit. 59, im letzten Kapitel: »Some Remarks on the East Greenland Geosyncline«) wären die in das Chazyan gestellten Ablagerungen der Narhvalsund-Formation die jüngsten gewesen, indem er die ostgrönländische Geosynklinale als nördliche Fortsetzung derjenigen von St. Lawrence betrachtet (vergl. auch Lit. 68). Doch ist in diesem Zusammenhang nun immerhin interessant, dass man im südlichen Strindbergs Land noch weitere rund 500 m mächtige Ablagerungen in Richtung auf jüngere Sedimente hin, als es POULSEN von Ella Ø her bekannt war, findet. Ähnliches hat auch BÜTLER aus dem östlichen Ole Rømers Land schon erwähnt, von wo er schreibt (Lit. 13, S. 12): »Ueber den Kap Weberkalken der Heimberge scheint noch eine ziemlich mächtige Kalkserie vorhanden zu sein. Vielleicht wären hier die jüngsten Schichtglieder der kaledonischen Geosynklinale Ostgrönlands zu finden.«

Die Gesamtmächtigkeit der zwischen Moskusoksefjeld und Porten aufgeschlossenen, gleichmässig mit 30°—40° nach S einfallenden ordovizischen Schichten beträgt annähernd 2000 m.

Unabhängig von diesem Streifen längs dem Devonrandbruch befindet sich auf Strindbergs Land noch eine weitere Lokalität mit altpaläozoischen Gesteinen. Am Waltershausen Gletscher südlich Pt. 681 ist eine fast ungestörte Abfolge von der Bunten Serie der Eleonore Bay Formation bis zum Kambrium anstehend; erst über der Hyolithus Creek-Formation endet das Profil infolge tektonischer Störungen.

Die Bastion-Formation, 80—100 m mächtig, ist hier sehr gut aufgeschlossen. Ueber den rötlichen, dickgebankten und mächtigen Quarzsandsteinen in ihrem Liegenden (Sandsteinserie, Fig. 36, S. 127) setzt sie scharf mit schwarzen, meist weich-bröckligen, mergeligen Sandsteinschiefern und -platten ein. Etwa 25—30 m über der Basis trifft man auf den ersten Fossilhorizont mit Brachiopoden; es ist eine 50 cm mächtige Zone von braunen, knolligen Bänklein, je 2—5 cm dick,

kalkig-mergelig und innig durchsetzt von Tonschmitzen und -häuten, welche im unteren Teil rot, oben aber grün sind. Die nächsthöheren Fossilhorizonte finden sich erst in den obersten 10—20 m der ganzen Serie; sie bestehen aus brekziösen Sandkalken ohne Tonlagen und führen ebenfalls Brachiopodenschalen.

Durch allmähliche Wechsellagerung gehen diese Schichten in die gutgebankten, sandigen Kalke mit graugrünen Tonschieferzwischenlagen der Ella Island-Formation über, welche sich rasch zu steiler Felswand aufschwingen. Von einer »disconformity« ist hier wie auch im Brogetdal nichts zu sehen; ebenso sind ja auch die beiden Faunen eng miteinander verknüpft (vergl. Lit. 59).

Das Streichen beträgt hier 55° E, das Fallen 35°—40° SE.

c. Devon.

Da in zahlreichen Arbeiten, besonders von BÜTLER in den letzten 15 Jahren, das ganze Devongebiet des Kejsers Franz Josephs und Kong Oscars Fjordes eingehend beschrieben worden ist, soll hier nur eine kurze Zusammenfassung gegeben werden.

Das Devon ist durch eine mächtige Abfolge von grauen und roten Sandsteinen und Konglomeraten in der typischen Old Red-Fazies vertreten und wurde schon 1899 durch die von NATHORST entdeckten oberdevonischen Fischfossilien belegt (Lit. 49). KOCH bezeichnete es als Molassebildung, welche zusammen mit dem kontinentalen Karbon den Zyklus der kaledonischen Gebirgsbildung abschliesst (Lit. 34, S. 289).

In unserem Gebiet bedeckt das Devon die ganze E-Küste von Strindbergs Land, vom Waltershausen Gletscher bis zum Kap Ovibos. Die westliche Grenze wird durch eine grosse Verwerfung gegen das Kaledon hin gebildet. An der Küste zum Nordfjord fallen die Sandsteine steil hangabwärts nach SE ein, den W-Rand des von BÜTLER dargestellten Nordfjordgrabens bildend. Er bezeichnet sie als »eine eiförmige, graugrün bis hellgrau anwitternde Gesteinsfolge, die sich ohne Unterbruch bis zum Kap Ovibos verfolgen lässt. Sie muss über 5 km mächtig sein. In den kreuzgeschichteten Sandsteinen findet man vereinzelte Gerölle, die einige Zentimeter Durchmesser besitzen. Bald sind es Quarzite, bald Kalke, gelegentlich auch flache Schieferstückchen. Bei Kap Ovibos schaltet sich eine Lage von dunkleren, graugrünen Schieferen und ein rotes Sandsteinband ein« (Lit. 14, S. 116). An der den W-Rand bildenden Verwerfung findet sich zudem zwischen Brogetdal und Moskusoksefjeld noch ein schmaler Rest des Basiskonglomerates eingeklemmt.

Diese Verwerfung durchschneidet schief das südliche Hochplateau und erreicht bei Porten den äussersten Geologfjord. Der gesamte Sandsteinkomplex ist an ihr um gegen 1000 m tief abgesunken, gehört also

einem stratigraphisch höheren Niveau an als die westlich am Solstrand anschliessenden Devonkonglomerate. BÜTLER parallelisiert ihn mit der Kap Bull- und in den obersten Teilen mit der Kap Kolthoff-Serie; das Alter dürfte mitteldevonisch sein (Lit. 12).

Das Solstrandkonglomerat (Lit. 14, S. 112) bildet mit einem markanten Vorsprung gegen den Fjord hinaus eine 8—900 m hohe, z. T. fast senkrechte Felswand. Es ist mit 20° nach S geneigt und greift nach N gegen Pt. 1146 hin diskordant über die mit gegen 40° nach S einfallenden ordovizischen Kalke der Kap Weber- und Narhvalsund-Formation (vergl. Lit. 14, Fig. 4 D, S. 105). Seine Mächtigkeit beträgt somit 0—1000 m. Auch die im Fjord draussen vorgelagerte Bjørneo besteht vollständig aus Bänken dieses Konglomerates. BÜTLER bezeichnet es als Beckenrandkonglomerat. Die Gerölle haben Faust- bis Kopfgrösse, z. T. sind es gar mächtige Blöcke. Kristalline Gerölle fehlen, doch zeigt der Mineralgehalt der Sandsteine kristalline Liefergebiete an, wenn auch in sehr grosser Entfernung. Gegen den Ablagerungsrand zum Kaledon gehen die Konglomerate in Brekzien mit eckigen Blöcken aus der nächsten Unterlage über. Es ist die Devonbasisbrekzie.

Im Bache von Porten, der nach S zur Küste hinunter in tiefer und enger Schlucht eingeschnitten ist, sieht man die Unterlage des Devons noch bis auf 400 m herab anstehend. Es ist Narhvalsund-Formation mit dichten, grau-rot gestreiften Kalken und kalkigen Dolomiten, in tieferen Horizonten mit grauen Kalken und hellen, zuckerkörnigen Dolomiten; gut gebankt. An Fossilien wurde nur ein schlecht erhaltenes Gastropoden-Exemplar gefunden. Die erodierte Oberfläche dieser ordovizischen Schichten wird von nicht sehr groben, z. T. sogar ganz feinen Sandsteinen in deutlich fluviatiler Ausbildung überdeckt. Daneben sind sowohl rote Schieferchen wie auch feinere Konglomerate vertreten; stellenweise kommt auch wieder grobes Material vor mit 20—30 cm grossen Geröllen. Es scheint sich hier also um eine Art »Buckel« in der prädevonischen Unterlage, deren Schichten gleichmässig mit 20° nach S einfielen, gehandelt zu haben. Denn dieses Devon transgrediert über allerjüngste bisher bekannte ordovizische Ablagerungen (siehe S. 38), währenddem es sich wenig mehr westlich, bis direkt zum Gipfel von Pt. 1146 hinauf, über untere Kap Weber-Kalke legt. Und auf dem Moskusoksefjeld nördlich von Porten befindet sich noch eine isolierte Tasche in der obersten Cass Fjord-Formation, ausgefüllt mit einem Konglomerat von riesigen Blöcken aus der nächsten Umgebung.

Ebenso ist auf dem Gipfelplateau des Gunvors Bjærg ein isolierter Rest von Devon erhalten, der über die dortigen Kap Weber-Kalke transgrediert. An der Basis sind es rote, tonig-sandige Schiefer, nach oben in gröbere Sandsteine mit roten Schieferzwischenlagen übergehend. Zuerst der 3—4 m mächtigen Bedeckung folgen Konglomerate, auch

hier ohne kristalline Gerölle. Das Streichen ist 45° E, das Fallen 30° SE, währenddem die Unterlage mit 30° nach E streicht und mit 45° nach SE einfällt. Am W-Rand des Gipfelbaues sieht man das Devon in Form von groben, ungeschichteten Brekzien mit mehr als kopfgrossen Komponenten taschenförmig in die ordovizischen Kalke eingelagert.

An allen diesen Vorkommen westlich der grossen postdevonischen Verwerfung (Porten, Pt. 1146, Moskusoksefjeld, Gunvors Bjærg) kann also noch die Auflagerung der Konglomerate auf ihrer Unterlage beobachtet werden. Sie gehören der Devon-Basisserie an, liegen aber noch keinesfalls am W-Rand des Devonbeckens; die Transgression muss vielmehr, zur Zeit der Ablagerung der höheren Serien, bis weit westlich von Strindbergs Land gereicht haben (Lit. 14, S. 108).

3. Gang- und Ergussgesteine.

a. Allgemeines.

Von der nordostgrönländischen Aussenküste gelangten tertiäre Basalte und saure Eruptiva zum ersten Mal 1932 mit den Untersuchungen von BACKLUND und MALMQUIST (Lit. 8 und 9) zu einer eingehenden Darstellung. BACKLUND vertrat dabei die Ansicht, dass sie nur im Gebiet der Tafelsedimente auftreten; dass die wenigen basaltischen Gänge, welche von KOCH und anderen auch in der kaledonischen Faltingszone beobachtet wurden, nichts mit den tertiären Basalten zu tun hätten und, da nur teilweise deformiert, sehr spät kaledonisch oder früh postkaledonisch seien.

In der Folge wurden aber sichere devonische Vulkanite in ausgedehnter Verbreitung namhaft gemacht, so vor allem im Moskusoksefjord, aber auch in Canning Land. Ebenfalls sind die (nach BACKLUND tertiären) sauren Eruptiva am Kap Franklin durch MAYNE und VISCHER (Lit. 73 und 38, Pl. 5), sowie in jüngster Zeit durch BÜTLER als oberdevonisch bestimmt worden (Lit. 15); bereits hatte schon RITTMANN auf ihre vollständige petrographische Uebereinstimmung mit den jungpaläozoischen Vulkaniten des Moskusoksefjordes und der Ymers Ø hingewiesen (Lit. 65).

Daneben wurden ständig neue Vorkommen von hauptsächlich basaltischen Gängen in der äusseren sowie in der inneren Fjordzone entdeckt, deren Alter dem geologischen Auftreten nach unbestimmt blieb. Sie setzen zum grossen Teil in den Devonsandsteinen auf, aber auch in den kaledonisch gefalteten Sedimenten und im Kristallin des »Metamorphen Komplexes«; ja sogar ganz innen in der Nunatakzone noch, wie ich es in den steilgestellten Petermannquarziten am Gipfel des Magog beobachten konnte. Im allgemeinen ist ihre heute bekannte

Zahl recht bedeutend, und die Frage nach Alter und Zugehörigkeit ist, besonders für das kaledonische Gebiet, von grossem Interesse.

RIITMANN hat die von WEGMANN und BÜTLER in der Fjordzone gesammelten Proben einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzogen (Lit. 65). Dabei liessen sich die basischen Vulkanite der äusseren Fjorde in zwei Gruppen einteilen:

- I. Verhältnismässig frische oder vererzte, makroskopisch braunschwarze bis dunkel braun-rote, feinkörnige bis dichte Basalte, die als postorogene Sills und Gänge in den Devon-Sedimenten auftreten.
- II. Stark umgewandelte, grünlich-dunkelgraue, fein- bis mittelkörnige Basalte bzw. Diabase, die ebenfalls in Devon-Sedimenten auftreten, aber gemeinsam mit diesen tektonisch verformt wurden.

Da die unter I angeführten Basalte sowie auch die meisten der in der inneren Fjordzone angetroffenen Gänge eine nahe Verwandtschaft mit den kretazisch-tertiären Basalten der Küstenzone aufweisen, daneben aber sicher nichts mit den devonischen Basalten zu tun haben, glaubt RIITMANN den Schluss ziehen zu dürfen, dass »die jüngeren Basalte der Fjordzone und des Cäcilia Nunataks höchst wahrscheinlich Produkte des kretazisch-tertiären Vulkanismus Ost-Grönlands sind« (Lit. 65, S. 138).

Die devonischen Basalte (mittel- bis oberdevonisch, etwas älter als die oberdevonischen, sauren Eruptiva am Moskusoksefjord) unterscheiden sich nach RIITMANN durch viel höheres fm und entsprechend niedrigere c-, alk- und al-Werte von allen bisher bekannt gewordenen jüngeren Basalten Ostgrönlands.

Die in der inneren Fjordzone anzutreffenden Lamprophyre betrachtet RIITMANN als älter, d. h. als Nachzügler der gleichen plutonischen Aktivität, welche die Metamorphose der kaledonischen Sedimente verursachte.

Somit wäre nach den heutigen Kenntnissen eine zeitliche Dreigliederung der magmatischen Aktivität in Ostgrönland zu erkennen (Lit. 64):

1. Kaledonischer Plutonismus.

Magmen von stark pazifischem Charakter, wie er der vollen Entwicklung eines Orogens entspricht.

2. Jungpaläozoischer Vulkanismus und Plutonismus.

Vulkanische Tätigkeit in der Vortiefe des kaledonischen Orogens; Förderung von mässig pazifischen Basalten im Devon, denen Alkali-rhyolithe und hypoabyssale Aplitgranite bis ins Karbon folgen. Lokalisierter Orogen-Vulkanismus mit bereits kontinentalen Merkmalen.

3. Kretazisch-tertiärer Vulkanismus und Subvulkanismus.

Basalte aus gewaltigen Spaltenergüssen als Ströme, Lagergänge und durchsetzende Gänge. Ueber das gesamte Gebiet verbreitet, begleitet von einer Tektonik mit Brücken und Flexuren, entsprechend den bereits kratogenen Eigenschaften der ostgrönländischen Krustenteile. Laven dementsprechend atlantisch bis schwach pazifisch.

Längs der Küste finden sich zum Teil gewaltige Deckenbasalte und vereinzelte Subvulkane. In der inneren Fjordzone sind infolge jüngerer Hebungen alle ev. vorhanden gewesenen Decken wegerodiert; nur die Fördergänge, in den paläozoischen und noch älteren Gesteinen aufsetzend, sind noch vorhanden.

Wie stellen sich nun die Ganggesteine auf Strindbergs Land zu dieser Gesamtkonzeption? Es sei vorausgeschickt, dass basische Gänge in sehr grosser Zahl gefunden worden sind; bisher waren nur drei Vorkommen erwähnt worden, währenddem heute Gänge an gegen 20 verschiedenen Lokalitäten bekannt sind, wovon die meisten im kaledonischen Gebiete liegen. Nirgends sind jüngere Sedimente vorhanden, welche das Alter dieser Gänge auch nur einigermaßen bestimmen liessen; selbst die Beantwortung der Frage, ob sie prä-oder posttektonisch sind, scheint zu keinem genaueren Resultat zu führen. Denn ebensowenig kann das Alter der Brüche, wie wir später noch sehen werden, einwandfrei nachgewiesen werden; und oft finden sich Gänge, die in Bruchspalten aufgedrungen und ihrerseits wiederum verworfen sind.

Neben diesen zahlreichen, meist nicht sehr mächtigen basischen Gängen (es sind z. T. auch Lagergänge in den Sedimenten der mittleren bis oberen Eleonore Bay Formation darunter), sind auf Strindbergs Land auch saure bis intermediäre Eruptiva in Form von mächtigen Gängen aus rotbraunem Porphyry mit gegen 2—3 cm grossen Kalifeldspat-Einsprenglingen gefunden worden. Es sind die bis jetzt ersten und einzigen bekannten Vorkommen derartiger Gesteine in der kaledonischen Zone der inneren Fjorde.

Da das Auftreten von so vielen und zudem verschiedenen Gang-eruptiva von erheblichem Interesse ist für unser Gebiet, soll im Folgenden eine kurze Beschreibung der Typen gegeben werden. Auch kann eine Darstellung über ihr Vorkommen und die Diskussion der altersmässigen Stellung ev. zu weiteren, besonders die Tektonik betreffenden Schlüssen führen.

b. Basische Eruptiva.

Es lassen sich zwei stark voneinander abweichende Gruppen unterscheiden:

- 1) Fein- bis mittelkörnige Gesteine von dunkel graugrüner Farbe,

z. T. braun verwitternd, oft mit Einschlüssen von Sedimentgestein. Makroskopisch ist meist nur Biotit zu erkennen, mikroskopisch erweisen sich alle als stark zersetzt bis völlig umgewandelt. Sie durchsetzen in Gängen und Sills die Schichten der Eleonore Bay Formation.

- 2) Feinkörnige bis dichte Gesteine von grauschwarzer Farbe, dunkel braungrau oder grünschwartz anwitternd. Das mikroskopische Bild ist fast völlig frisch und zeigt meist ausgeprägt doleritische bis ophitische Struktur. Die Gänge setzen in den Devonsandsteinen, in der Eleonore Bay Formation und im Kristallin am Rande des »Metamorphenen Komplexes« auf.

Es ist höchst wahrscheinlich, dass wir es hier auch altersmässig mit zwei verschiedenen Gruppen zu tun haben. Die älteren, stark zersetzten »Diabase« von 1) treten nur in der Nähe des Devonrandbruches auf, sowie in dem Bruchschollenfeld, das von diesem ausgeht. Ihre Hauptverbreitung liegt im mittleren Brogetdal, wo sie überaus häufig auftreten, meist nur in ganz geringer Mächtigkeit sowohl als Durchbruch- wie auch als Lagergänge. Gerölle davon findet man denn auch überall im Talboden verstreut.

Die jüngeren Basaltgänge von 2) finden sich hingegen über ganz Strindbergs Land verteilt. Im N durchschlagen sie auch die in die metamorphen Serien eingedrungenen Granitgänge.

Beschreibung einzelner Typen.

1) Diabase:

No. 142. Diabas bis Diabasporphyr. 0,5 m mächtiger Lagergang in den roten Schieferen der Schichtgruppe 7. Nördlich Holmesø, Brogetdal.

Holokristallin mit subophitischer Struktur. Plagioklasleisten fast immer stark zersetzt, sehr selten als grosse Einsprenglinge. Dazwischen Chlorit, zur Hauptsache vermutlich aus Augit entstanden. Chloritisierter Biotit weniger häufig. Calcit. Quarz.

No. 883. Glimmer-Dioritporphyr. Stark metamorph; grüngraue, löchrige Verwitterungsrinde. 2—3 m mächtiger Lagergang mit weissem Salband in den obersten Kalken der Schichtgruppe 9. Südlich Holmesø-Øvresø, Brogetdal.

Holokristallin porphyrisch. Biotit pleochroitisch von hell-zu dunkelbraun, z. T. chloritisiert. Chlorit-Pseudomorphosen nach Augit, z. T. in Serpentin übergehend. Grosse, $\pm$ isometrische bis längliche Pseudomorphosen, vermutlich nach Hornblende: Gewebe aus Calcit und Talk mit feinverteiltem Erz. Grundmasse aus Plagioklas und Quarz sowie Sericit, Chlorit, Serpentin, Calcit, Erz.

No. 57. Dioritporphyrit bis Diabasporphyrit. Ca. 1 m breiter Gang durch die Kalke und Dolomite der Schichtgruppe 18. Südlich unteres Brogetdal.

Holokristallin porphyrisch. Braun pleochroitischer Biotit. Grosse Einsprenglinge von Pseudomorphosen nach Hornblende oder Augit, bestehend aus Calcit und Serpentin; randlich meist von Biotit umgeben. Calcit sehr häufig, oft umschlossen von dichtem Gewebe aus Calcit, Sericit, Quarz, Chlorit und Serpentin. Stark zersetzte Plagioklasleistchen mit ophitischer Struktur. Erz.

Am N-Hang vom unteren Brogetdal, wenig östlich vom Unterende des Laksese, wo die Bunte Serie flexurartig und von vielen Verwerfungen durchzogen gegen den Devonrandbruch zu absinkt, finden sich mehrere Gänge von 10 cm bis 5 m Breite, die z. T. von jüngeren Querwerfungen zerrissen sind (Lit. 69, S. 55, Abb. 23). Von dort stammt Probe No. 103; der senkrecht stehende, 5 m breite Gang streicht NNE, wobei nur seine Ränder diabasartigen Habitus zeigen (103a = westl. Rand, 103c = östl. Rand). Ziemlich scharf abgetrennt davon besteht das mittlere Drittel aus einem hellen, muskowitzführenden, relativ sauren Gestein, welches grobkörnig ist, leicht verwittert und zu Grus zerfällt (103b).

No. 103a. Diabasporphyrit. Gang durch Schichtgruppen 5 und 6 der Quarzit Serie. N-Hang unteres Brogetdal.

Holokristallin, z. T. porphyrisch, stark zersetzt, ophitische Struktur stellenweise noch angedeutet. Biotit z. T. in Chlorit umgewandelt, auch in Sericit-Calcit-Gewebe. Chloritisierter Augit. Grosse Einsprenglinge von Chlorit-Calcit-Pseudomorphosen. Quarz in randlich stark resorbierten Körnern sowie als Spätausscheidung in Zwickeln. Grundmasse aus feinem Calcit-Sericit-Chlorit-Gefilze. Apatit. Erz.

No. 103b. Quarzdioritporphyrit. Derselbe Gang wie 103a.

Holokristallin porphyrisch. Grosse völlig zersetzte Plagioklaseinsprenglinge. Muskowit sowie wenige kleinere Blätter von ausgebleichtem, z. T. auch chloritisiertem Biotit. Chloritpseudomorphosen als Einsprenglinge. Quarz, Apatit, Sericit, Calcit. Daneben grosse, stark korrodierte Quarzeinsprenglinge mit nur teilweise noch idiomorpher Umgrenzung, meist vollständig gerundet.

Es scheint also, dass wir es hier ausnahmsweise mit einem primär sauren Gang zu tun haben, der erst sekundär von basischeren Nachschüben randlich begleitet wurde. Es liegt aber kein Grund vor, den ganzen Gang nicht doch zu der Gruppe der übrigen Diabase zu zählen.

2) Basalte:

Doleritischer Olivinbasalt. (Lit. 74). Gänge von 1—3 m Breite in der Randzone des »Metamorphen Komplexes«. Zwei am rechten Tal-

hang des Alpedalen (ESE Nørretop), einer direkt nördlich davon gegen den Dødehundebrae (No. 902); No. 530a an der Küste des innersten Geologfjordes. Ein weiterer solcher Gang von 0,5 m Breite durchschlägt die mittleren Quarzite der Schichtgruppe 3 am Geologfjord (No. 591), direkt im Kern der Eremitdal-Synklinale (bei der Bachmündung). Alle streichen ungefähr N—S.

Als Beispiel diene No. 530a:

Schwärzliches, makroskopisch feinkörniges Gestein, braun verwitternd. Holokristallin gleichkörnig, Struktur typisch doleritisch (nach KROKSTRÖM, Lit. 39). Sehr frische Plagioklasleisten, Labrador 60 % An. Dazwischen Olivin, meist idiomorph in kleinen Körnern, z. T. iddingsitisiert. Augit fehlt ganz. Biotit selten in kleinen, braunen Blättern. Epidot, Chlorit. Erz in Frühausscheidung, meist leistenförmig.

No. 824. Normaler (olivinfreier) Basalt. Am Kap bei der Primulabugt. 2 m breiter Gang; dichtes, glänzend schwarz-violettes Gestein. Zusammen mit den Quarziten der Schichtgruppe 2 erleidet der Gang durch einen Bruch eine kleine Versetzung von 5 m.

Hemikristallin porphyrisch, Struktur doleritisch. Plagioklasleisten von der Zusammensetzung Labrador-Andesin 50 % An. Augit (Pigeonit?) idiomorph gegenüber Plagioklas, meist stengelig ausgebildet; Auslöschungsschiefe ca. 40°. Teilweise chloritisiert. Erz. Dazwischen sehr feinkörnige Grundmasse, bestehend aus feinsten Plagioklasnadelchen, Sericit, Chlorit und Glas.

Dichtere Partien im Gestein bestehen aus vorwiegend Grundmasse mit relativ wenig Einsprenglingen.

Nach der Definition von BACKLUND (Lit. 8, S. 30) wäre das Gestein unter die Plagioklasbasalte einzureihen.

Vermutlich ebenfalls vom Kap bei der Primulabugt stammt ein von RITTMANN erwähntes Gestein, das er als teilweise uralitisierten, biotitführenden Basalt bezeichnet (Lit. 65, S. 102: W. 75 und W. 76).

No. 821. Olivindolerit. 12 m breiter Gang an der Geologfjord-Küste, ca. 4 km südsüdöstlich der Primulabugt. Durchschlägt hangaufwärts nach NE die Gesteine der Schichtgruppen 7—9 der Bunten Serie.

Relativ grobkörniges, grünschwarzes Gestein mit bis 5 mm langen Plagioklaseinsprenglingen.

Mikroskopisches Bild: Holokristallin gleichkörnig, ophitisch bis subophitisch. Selten etwas porphyrisch durch grosse Plagioklaseinsprenglinge. Labrador sehr frisch, 60—63 % An. Augit basaltisch, monoklin, leicht graurosa gefärbt; in grösseren Körnern die primär ausgeschiedenen Plagioklasleisten umschliessend. Olivin umgewandelt zu Iddingsit, pleochroitisch von gelbgrün zu grünbraun. Erz z. T. früh ausgeschieden (vor Augit, aber nach Plagioklas), z. T. in Spätausscheidung; Magnetit, auch Ilmenit in schriftgranitischer Durchdringung.

Die bei Kirkeruden am äusseren Geologfjord in den Devonsandsteinen auftretenden Basalte hat RITTMANN ausführlich beschrieben. Es handelt sich um Pigeonit-Tholeiite mit granophyrischer Zwischenmasse (Lit. 65, S. 106, No. 27, 34, 50, 64), sowie um einen als olivinführenden Pigeonit-Basalt charakterisierten Gang (S. 110, No. 51).

Dieselben Gänge sind, meist lagerartig, auch an der Küste zum Nordfjord anstehend, ca. 2—4 km einwärts vom Kap Ovibos.

No. 901b. Nephelinführender Olivin-Melilithit (Nephelin-Melilithankaratrit). Schlot im Alpedal an der rechten Talseite, ca. 4,5 km vom Gletscherpas.

Holokristallin porphyrisch. Olivin negativ mit grossem Achsenwinkel. Basaltischer Augit schwach olivbraun, z. T. zonarstruiert, optisch zweiachsig positiv mit grossem Achsenwinkel, $n\gamma/c = 45^\circ$. Die feinkörnige Zwischenmasse besteht aus stengelig ausgebildetem Augit, Perowskit, Melilith, Phlogopit und Nephelin; dazu Erz (Magnetit, ev. Ilmenit) in Frühausscheidung, meist in grösseren Massen um die Olivineinsprenglinge herum.

Eine von J. JAKOB (Zürich) ausgeführte Analyse ergab folgende Werte:

	Gew. %		Niggli-Werte:
SiO ₂	38,30	si	68,4
TiO ₂	4,70	al	6,52
Al ₂ O ₃	6,25	fm	63,7
Fe ₂ O ₃	6,79	c	23,9
FeO	7,60	alk	5,93
MnO	0,20	ti	6,25
MgO	16,36	p	0,99
CaO	12,65	k	.28
Na ₂ O	2,48	mg	.68
K ₂ O	1,49		
+ H ₂ O	1,50		
— H ₂ O	0,42		
P ₂ O ₅	1,32		
CO ₂	0,00		
Cr ₂ O ₃	0,00		
NiO	0,00		
	100,06		

Dieser grünschwarze, feinkörnige Ankaratrit ist von besonderem Interesse; es handelt sich um eine Schlotfüllung, die mitten im Tal durch die Erosion als kleiner Berg herauspräpariert worden war (Fig. 4). Die Grundfläche des Stockes beträgt etwa 50 × 50 m, seine Höhe 20—30 m. In den randlichen Partien zeigt sich eine prächtige Explosionsbrekzie (Fig. 5) mit Trümmern der durchgeschlagenen Quarzite (Schichtgruppe 2).



Fig. 4.



Fig. 5.

Fig. 4. Durch Erosion herauspräparierter Schlot aus Melilith-Ankaratrit, Alpedal.

Fig. 5. Explosionsbrekzie im Melilith-Ankaratrit, Alpedal.

Wenig nördlich davon, wo die Felswand der rechten Talseite zum Gletscher hin quer abbricht, ist ein ähnlicher Stock mit vereinzelt Gängen aufgeschlossen, der aber die Quarzite im Dach nicht bis nach oben hinaus durchbricht.

c. Saure bis intermediäre Eruptiva.

Im mittleren Brogetdal, vom Holmesø nach N, zieht sich ein 10 m breiter, roter Porphyrgang durch die Schiefer der Schichtgruppe 7 hinauf, überquert die Schlucht des Kløftelv in östlicher Richtung und wird ca. 1 km jenseits davon tektonisch ausgequetscht. Südlich des Sees steigt der Gang die Felswand hinauf durch alle Schichten der Bunten Serie, wobei er auch den basischen Lagergang in den Kalken der Schichtgruppe 9 (No. 883) glatt durchschlägt (Fig. 6). Kaum ein Kilometer weiter westlich ist auf derselben, südlichen Talseite ein gleichartiger Gang anstehend, 15 m breit und 70° E streichend, der jedoch unvermittelt im untersten Teil der Schichtgruppe 8 ausstreicht.

No. 140. Gang nördlich Holmesø.

Dichte bis feinkörnige, fleischrote bis braunrote Grundmasse, mit Einsprenglingen von rötlichem Kalifeldspat (bis 2 cm grosse Indi-

viduen), kleineren Plagioklasen, sehr selten glasklarem Quarz sowie dunklen Gemengteilen.

U. d. M. holokristallin porphyrisch, epimetamorph überprägt. Orthoklas ziemlich frisch und idiomorph, z. T. aber durch Korrosion abgerundete Ecken. Einschlüsse von Plagioklas und Chlorit.

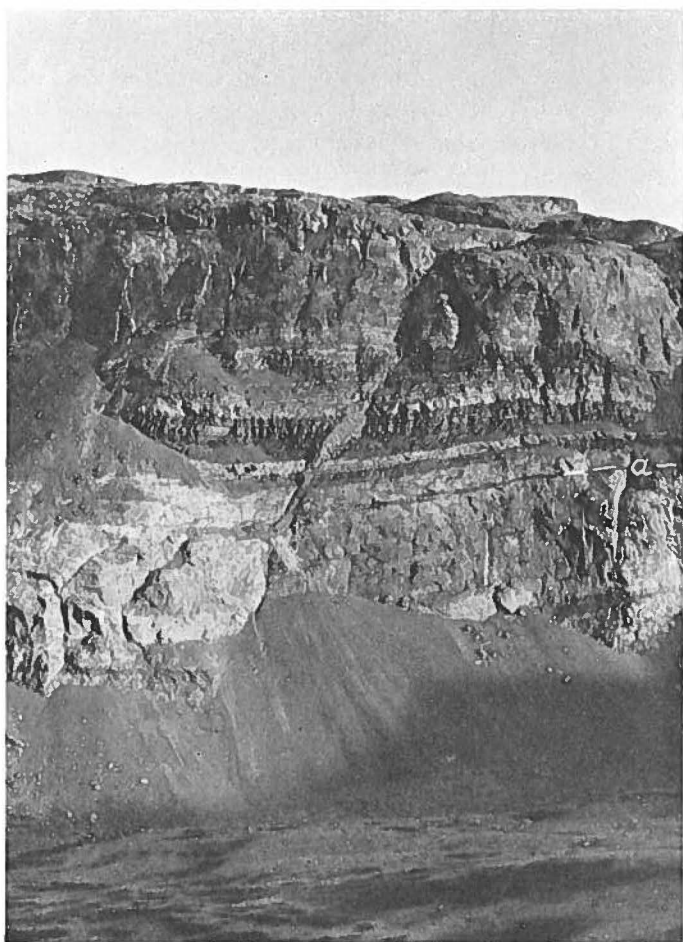


Fig. 6. Gang aus rotem Porphy, die Bunte Serie südlich Holmesø durchschlagend.
a) Lagergang aus Dioritporphyrit (No. 883).

Plagioklas in kleinen, aber häufigen Einsprenglingen, oft völlig von feinem Epidot bestäubt. Andesin bis Oligoklas (34 % An).

Penning sehr häufig, in Pseudomorphosen nach Biotit, zusammen mit Erz (Limonit). Epidot. Orthit in prächtig zonarstruierten Tafeln. Titanit, Apatit, Magnetit, Pyrit. Grundmasse panidiomorphkörnig, vorwiegend Plagioklas und Quarz, etwas Orthoklas, wenig Calcit.

Neben intersertalem Quarz kommen auch grosse, einsprenglingsartige Quarzkörner vor mit vollständig resorbierten Rändern.

Die Nomenklatur des Gesteins ist nicht ganz sicher, da nicht entschieden werden kann, ob der Quarz fremd oder sehr früh ausgeschieden und durch magmatische Korrosion zerstört worden ist. In diesem, wohl eher richtigen Fall hat man es mit einem Quarzmonzonitporphyr zu tun (rel. kalkreicher Plagioklas), währenddem mit Fremdquarz das Gestein als Monzonitporphyr bis Mangeritporphyr zu benennen ist (Lit. 71).

No. 141. Dioritporphyr. Derselbe Gang. 1 m breite, östliche Randzone von No. 140. Graugrünes Gestein mit Hornblende und Plagioklas. Sehr selten Einschlüsse von grossen Quarzkörnern.

Holokristallin porphyrisch. Basaltische Hornblende, olivbraun pleochroitisch, sehr frisch und idiomorph. Biotit fast vollständig chloritisiert. Monokliner Augit in wenigen grossen Körnern, farblos, in Umwandlung zu Chlorit begriffen. Erz in kleinen Körnern gleichmässig verteilt. Grundmasse ziemlich frisch. Feinkörniges Gemenge von intersertalem Quarz und vorwiegend Plagioklas; sehr spärlich auch Orthoklas. Plagioklas sehr selten verzwillingt, Oligoklas bis Andesin (30 % An). Hie und da kommt er als grössere Einsprenglinge mit Epidotbestäubung vor. Apatit, Calcit.

No. 877. Quarzmonzonitporphyr. Im Tälchen südlich Himmelbjerg. In Verwerfung aufgedrungener, stark zerdrückter Gang von einigen bis 10 m Breite.

Verwitterungsfarbe oft fast ziegelrot mit hellen, schön idiomorphen Kalifeldspat-Einsprenglingen von bis 3 cm Grösse; teilweise Karlsbaderzwillinge. Plagioklas-Einsprenglinge seltener. Quarz in kleineren, glasklaren Einsprenglingen rel. häufig. Viel Biotit in kleinen Blättchen. Grundmasse feinkörnig bis dicht von braungrauer bis dunkelroter Farbe.

U. d. M. holokristallin porphyrisch.

Orthoklas z. T. durch Albit verdrängt, mit Einschlüssen von Biotit und Plagioklas.

Andesin schön frisch, z. T. stark zonar gebaut, mittlere Zusammensetzung 45 % An.

Quarz in grösseren Körnern, randlich aufgeschmolzen und vollständig gerundet. Teilweise aber noch idiomorphe Quarz-Hexaeder sichtbar, welche älter sind als Grundmasse. Biotit frisch, pleochroitisch von ganz hell gelbbraun zu schwarz-braun.

Chlorit in Pseudomorphosen nach Hornblende, mit viel Epidot, Calcit und Limonit.

Calcit xenomorph in grösseren, zusammenhängenden Massen. Apatit, z. T. als Einschlüsse in Biotit.

Grundmasse zersetzt, aus Calcit, Sericit, Quarz und Plagioklas. Stellenweise sind sehr quarzreiche Partien vorhanden, stellenweise sehr quarzarme.

Von östlich Himmelbjerg zieht sich mit Unterbrüchen ein ähnlicher Gang (No. 906) durch den von Pt. 1191 (Blokken) nach NE sich ab-

senkenden Grat. In den untersten Terrassen über dem Waltershausen Gletscher ist er 15 m breit aufgeschlossen, wobei er stellenweise von braungrauer bis violetter Farbe und vollständig ohne Orthoklaseinsprenglinge ist (No. 906b).

No. 906a. Granodioritporphyrit bis Granogabbroporphyrit.

Holokristallin porphyrisch. Kalifeldspäte relativ frisch, z. T. in Albitisierung begriffen; stark zurücktretend. Plagioklas häufig, sehr stark zersetzt; Calcit und Sericit. Korrodierter Quarz sehr häufig, meist fast vollständig aufgeschmolzen.

Chlorit aus Biotit und Hornblende. Apatit.

Grundmasse sehr feinkörnig und stark zersetzt.

Auch hier ist die Nomenklatur nicht ganz eindeutig, da kein Beweis erbracht ist, dass die Quarz-Einsprenglinge nicht Fremdquarze sein könnten.

No. 906b. Dioritporphyrit mit trachytischer Grundmasse.

Einsprenglinge von zersetztem Plagioklas (sericitisiert, z. T. epidotisiert). Biotit pleochroitisch strohgelb zu dunkelbraun, z. T. chloritisiert. Chlorit mit Calcit pseudomorph nach Hornblende. Apatit. Erz in kleinen Körnern gleichmässig verteilt. Quarz in Zwickeln, z. T. idiomorph, zusammen mit Calcit neu ausgeschieden.

d. Zusammenfassung.

Wenn wir nun alle diese Eruptivgänge auf Strindbergs Land betrachten, scheint es offenkundig zu sein, dass die basischen Gesteine sich in jene zwei von RITTMANN dargestellten Gruppen einreihen.

Die älteren Diabase gehören demnach auch hier dem oberdevonischen magmatischen Zyklus an, was auch ihr Auftreten in nicht geringem Masse vermuten lässt. Wenn wir mit BÜTLER (Lit. 14) die Hauptbrüche im Nordfjordgebiet als oberdevonische Bildungen auffassen und dabei die auffallende Tatsache im Auge behalten, dass die Diabase ganz auf das Gebiet der vom westlichen Devonrandbruch ausgehenden Verwerfungen beschränkt bleiben, so ist die Zusammengehörigkeit bzw. das gleiche oberdevonische Alter zum mindesten recht naheliegend.

Die jüngeren Basalte, weit mehr verbreitet als bisher angenommen, sind nach RITTMANN kretazisch-tertiär. Zu dieser Gruppe gehört wohl auch der ultrabasische Schlot im Alpedal, bei dem es sich somit um eine lokale, alkalireiche und sehr schwach silifizierte Varietät der tertiären Plateaubasaltförderung zu handeln scheint. Melilithankaratrite, welche fast immer sehr jung sind (rasche Zersetzung des Meliliths), treten auch in anderen Gebieten der Erde stets nur ganz lokal auf und sind durch Uebergänge mit Alkalibasalten sowie gewöhnlichen Basalten verbunden (z. B. in der tertiären Vulkanprovinz Mitteldeutschlands,

auf den atlantischen und hawaiianischen Inseln etc.); der Charakter einer solchen Provinz ist stets atlantisch, ev. bis schwach pazifisch (Lit. 10). Gleichartig sind aber auch die Laven des tertiären Vulkanismus in Ostgrönland.

Was die im kaledonischen Gebiet erstmals erwähnten Porphyre anbetrifft, so ist die Altersfrage eher ungewiss; sicher sind sie jünger als die oberdevonischen Diabasgänge. Es lässt sich vermuten, dass sie in Zusammenhang stehen mit den ebenfalls etwas jüngeren, oberdevonischen sauren Eruptiva des Moskusoksefjordes und den spätoberdevonischen Porphyren im Kap Franklin-Gebiet.

B. Die Ausbildung der Eleonore Bay Formation (ohne Tillitserie und höhere Glieder).

1. Stratigraphisch-lithologische Beschreibung des Profiles.

a. Quarzit Serie.

Infolge ihrer grossen Mächtigkeit ist sie für die Kartierung in folgende drei Abteilungen gegliedert worden:

1. Eremitdal Quarzite. Abgesehen vom innersten Geologfjord, wo sie schon zum »Metamorphen Komplex« gezählt werden, sind sie nur noch im äussersten Norden und Nordosten des Landes aufgeschlossen.

2. Untere Quarzitschieferabteilung (Schichtgruppen 1—3, Mächtigkeit 1350 m). Sie ist am schönsten und vollständigsten an der Nordküste des innersten Geologfjordes aufgeschlossen (im W-Schenkel der Eremitdal-Synklinale). Von dort stammen die nachfolgend beschriebenen Profile, welche allerdings bereits metamorphe Serien umfassen. Dabei sei für die nähere petrographische Beschreibung auf die Arbeit von HUBER verwiesen (Lit. 33, S. 14—19), worin die ganz ähnlichen Verhältnisse und genau dieselben Gesteinstypen an der Küste NW Nanortalik untersucht wurden.

3. Obere Quarzitschieferabteilung (Schichtgruppen 4—6, Mächtigkeit 550 m). Sie bildet den Kern der Eremitdal-Synklinale, wo ihre untersten Glieder stets noch teilweise metamorph sind. Daneben sind grosse Teile davon an verschiedenen Stellen am mittleren Geologfjord aufgeschlossen, besonders auch in dem schmalen Keil gegenüber dem Morænedal, wo noch einmal die gesamte obere Quarzitschieferabteilung über dem Meeresniveau erscheint.

Zum Vergleich seien auch noch die klassischen und schönsten Profile erwähnt, welche man beim Durchfahren des mittleren Keiser

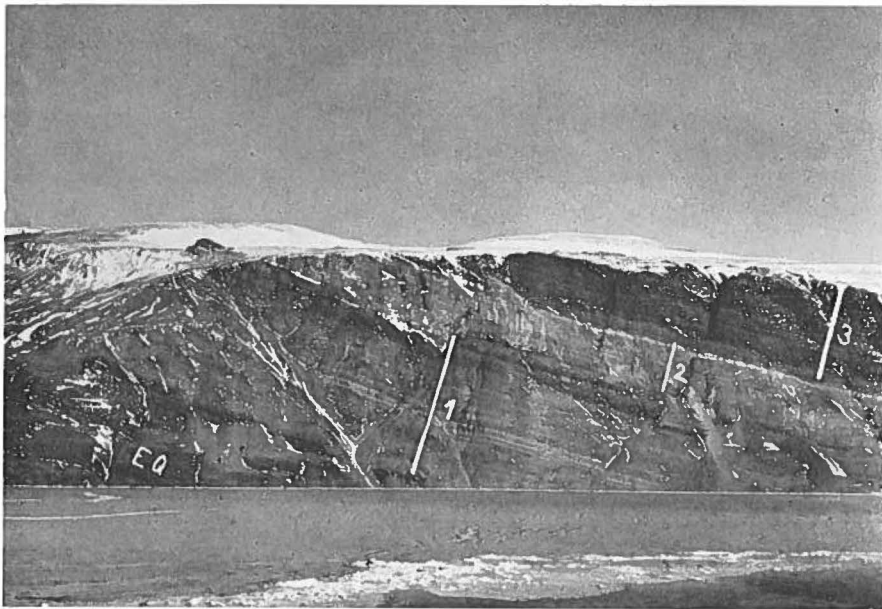


Fig. 7. Unterster Teil der Quarzit Serie an der Nordküste des innersten Geologfjordes.
EQ: Eremitdal Quarzite = »Metamorpher Komplex«; 1—3 = Schichtgruppen der Eleonore Bay Formation.

Franz Josephs Fjordes sehen kann: 1. Am Teufelsschloss mit fast horizontal liegenden Schichten, wo die obere Quarzitschieferabteilung etwa in halber Höhe mit mächtigen, hellen Quarzsandsteinbänken einsetzt (über der früher angenommenen Ueberschiebungsfläche, Lit. 34, 56) und bis fast zum Gipfelplateau hinaufreicht. 2. An der Küste der Ymers Ø, SW Blomsterbugten (siehe Fig. 17 in Lit. 54; es heisst dort irrtümlicherweise »Andrées Land«). Links unten erkennt man auf der Photographie noch Teile der Schichtgruppe 3 und rechts oben, über den hellen Quarzsandsteinen der Schichtgruppe 6, die Schichtgruppen 7—9 der Bunten Serie.

Es folgt nun eine detaillierte Beschreibung der Profile durch die einzelnen Schichtgruppen der Quarzit-Serie, in der Reihenfolge von unten nach oben.

Eremitdal Quarzite.

Da sie in NW-Strindbergs Land bereits zum »Metamorphen Komplex« gezählt werden, wurde eine generelle Gesteinsbeschreibung im betreffenden Kapitel gegeben. Die ziemlich dünnbankig ausgebildete Serie erscheint dort, am Nordufer des innersten Geologfjordes, nur ganz schwach gestreift und von eintönig dunkelbraungrauer bis braunroter Farbe. Ihre Obergrenze wird durch ein auffallendes, markant rostiges

Band von 6—7 m Dicke gebildet, welches aus Granat-Biotit- sowie Sericitschiefern besteht; es enthält 2—3 dünnere, helle Quarzitbänke.

In N- und NE-Strindbergs Land sind die Eremitdal Quarzite praktisch unmetamorph. In analog eintöniger Ausbildung wie im Eremit- und Grejsdal steigen sie bis auf über 1200 m Höhe an. In den Steilwänden über dem Waltershausen Gletscher sind sie damit in einer Mächtigkeit von gegen 800 m noch aufgeschlossen.

Die Serie weist allgemein quarzitischen Habitus auf, mit verschiedentlich tonig-mergeligen Zwischenlagen; selten etwas Kreuzschichtung. Die Farbe ist dunkelbraungrau, oft etwas rostig. Wie auf Andrées Land treten auch hier jene bereits früher erwähnten (S. 31) hellen Quarzitbänder im obersten Teil der Serie auf, wobei jedoch das oberste der beiden Bänder stellenweise in zwei dünnere aufgeteilt ist.

Schichtgruppe 1. 6—700 m.

Die untersten 5—600 m bestehen aus einer massig gebankten, grauen Quarzitserie (Fig. 8). Sie erscheint von ferne immer etwas gestreift, oft auch mit Stich ins Braune, und enthält in ihrem mittleren und oberen Teil einige Bänke von ganz hellem, fast weissem Quarzit.

Der Quarzit ist z. T. etwas feldspatführend und enthält zudem sehr wenig Sericit und Chlorit, auch Apatit und selten Karbonat. Die nur 0,5 bis wenige cm dicken Zwischenlagen zwischen den Bänken bestehen aus dünnen, schiefrigen Quarziten mit Biotit sowie grünlichen Phylliten mit Granat und Hornblende.

Die Bänke, welche oft schalig absanden, zeigen schöne Kreuzschichtung und in den Zwischenlagen ausgeprägte Trockenriss-Strukturen. Auch einige flache Wellenmarken kommen vor, mit Rippenabstand aber nicht grösser als 4—5 cm.

Darüber folgt eine mehr uneinheitliche, i. a. dunklere Zone. Die Bankung ist meist dünner, und schiefrige Zwischenlagen nehmen an Wichtigkeit zu. Kreuzschichtung kommt nur selten vor, kann aber recht ausgeprägt sein.

Die Quarzite sind grau, braun, rostig, z. T. fleckig durch Biotitanhäufungen, auch grünlich und weisslich.

Vorwiegend sind es mehr oder weniger sericitreiche Biotitquarzite, doch kommen auch weisse Hornblendequarzite mit schönen, stark durchsiehten Garben sowie hornblendeführende Granat-Biotitquarzite vor, z. T. mit reichlich Karbonat; Struktur teilweise ausgesprochen poikiloblastisch.

Die schiefrigen Zwischenlagen sind oft fein gebändert, z. T. wechselweise kreuzgeschichtet mit gröberen quarzitischen Lagen. Sie bestehen aus Biotit-Sericit-Schiefern und -Phylliten, auch Biotit-Chlorit-Schiefern (Biotit und Pennin nebeneinander als grössere Porphyroblasten).



Fig. 8.

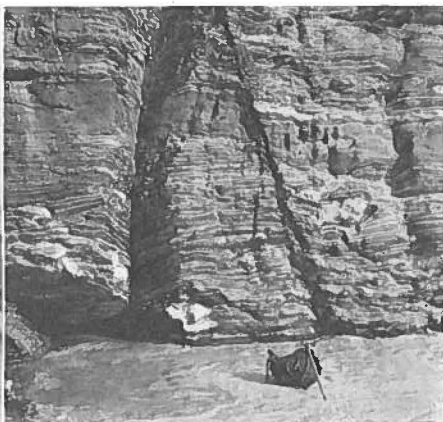


Fig. 9.

Fig. 8. Massig gebankte, graue Quarzite an der Basis der Schichtgruppe 1, Geologfjord.

Fig. 9. Untere Schieferzone der Schichtgruppe 3; Sericitschiefer mit hellen Knauern von Granat-Garben-Quarzit.

Die obersten 5 m der Schichtgruppe 1 bestehen zur Hauptsache aus sehr weichen, bröckligen, stark absandenden Quverbiotitschiefern von graubrauner und rostiger Farbe. In feinsten Kreuzschichtung finden sich oft gröbere, quarzreichere Partien in Wechsellagerung mit sehr feinkörnigen Sericitphylliten.

Dazwischen kommen einige 2—30 cm dicke, braune Quarzitbänke vor, z. T. seitlich auskeilend.

Schichtgruppe 2. 250 m.

Helle, gelblich-rosa gefärbte Quarzitserie. 5—50 cm dicke Bänke ohne Zwischenlagen, mit Kreuzschichtung und selten auch Ripplemarks.

Fast nur aus Quarz bestehend in ausgesprägt granoblastischer Struktur. Mittlere Korngrösse 0,1—0,15 mm. Ueberstreut von vielen Hämatitschüppchen, z. T. auch Pyrit. Wenig kleine Sericite.

Die Farbe wechselt in den oberen Partien oft rasch zu purpur, gelb und sattgrün; z. T. sehen die Schichten dadurch gebändert aus, meist aber geht die Farbänderung quer hindurch. Fast zuoberst sind 10—20 m durchgehend hellgelb.

Darüber bestehen noch 5—10 m aus einer Wechsellagerung von ebensolchen Quarziten mit bräunlichen Biotit-Quarziten und hellgrauen, sowie grünlichen Quverbiotitschiefern.

Schichtgruppe 3. 450—500 m.

Sie wird unterteilt in folgende 4, auch im Felde gut unterscheidbare lithologische Einheiten (von oben nach unten):

Obere Schieferzone	100 m
Bänderzone	220—250 m
Untere Schieferzone	70— 80 m
Basiszone	50 m

1) Basiszone.

Gut gebankte, graubraune Serie. Unterstes Viertel z. T. rostbraun anwitternd:

Braune, rostrote und graue Quarzite, z. T. löcherig und mit limonitischen Nestern, Bankdicke bis 40 cm, in Wechsellagerung mit hellen und dunklen, bröckligen Schiefen mit oft knotenartigen Biotitnestern und Sericitphylliten mit Querbiotiten. Die Quarzitbänke zeigen Kreuzschichtung bis zu 40°.

Darüber massige, 1—2 m dicke Quarzitbänke mit schiefrigen Zwischenlagen.

Quarzite oft schwarz getupft durch Biotitporphyroblasten. Struktur ausgesprochen blastopsammitisch, indem nur die tonigmergelige Zwischenmasse metamorphisiert wurde, die fast unzusammenhängenden Quarz- (sowie z. T. ziemlich viel Plagioklas- und Orthoklas-) Körner aber kaum umkristallisiert sind.

Zuoberst erscheint eine gegen 1 m mächtige, feinkörnige Quarzitbank von blaugrauer Farbe mit Granat-, Biotit- und sehr vielen Chloritporphyroblasten; daneben Epidot, Apatit, Pyrit und Hämatit führend.

2) Untere Schieferzone. (Fig. 9).

Im unteren Teil einheitliche Schieferserie, grünscharf anwitternd mit Stich ins Rostbraune. Im Anschlag fein gestreift und von silbergrauer, oft weisslicher und gelber Farbe. Die in rundlichen Aggregaten angesammelten Biotitporphyroblasten werden an der Oberfläche knotenartig freigelegt.

Nach aufwärts schalten sich da und dort massige Quarzitlamellen bis zu 40 cm Dicke ein, seitlich aber auskeilend; kreuzgeschichtet.

Stets stark durchsiebte Biotitporphyroblasten von wechselnder Grösse; z. T. auch Chlorit, Granat und Hornblende. Als Akzessorien kommen Sericit, Karbonat, Apatit und Erz vor. Die polygonal struierte Quarzgrundmasse kann stark zurücktreten, z. T. bis auf 50 %.

Daneben treten helle, unscharf begrenzte, faust- bis kopfgrosse Knauer von Granat-Garben-Quarzit auf.

Quarz in Polygonalstruktur ist überwiegender Gemengteil. Daneben bis 5 mm grosse, intensiv durchsiebte Garben von strahlsteinartiger Hornblende, zusammen mit Granat. Akzessorisch treten Karbonat, Chlorit, Biotit und Apatit auf.

Die Schiefer und Phyllite, welche den Hauptanteil an dieser Zone einnehmen, sind sehr komplex in Farbe und Korngrösse, bestehen aber

fast ausschliesslich aus Quarz und Sericit in feinen Lagen und wechselndem Mengenverhältnis. Dazu enthalten sie fast stets grosse, quer zur Schieferung stehende Biotitporphyroblasten, welche von Quarz durchsiebt sind; der Pleochroismus ist meist sehr stark von fast farblos zu dunkel rotbraun.

3) Bänderzone.

In unregelmässigen Abständen (bis zehnmal so gross wie Bankdicke) treten helle, meist gelbbraun anwitternde, durchgehende Bänke von Quarzit auf (rund 10—12 sind durchschnittlich von weitem in der ganzen Zone erkennbar); ihre Mächtigkeit variiert meist zwischen 0,5 und 2 m. Die dunkle Schieferserie erhält dadurch ein etwas gestreiftes Aussehen.

Die Schiefer und Phyllite selber sind teils sandigbröcklig, teils hart und glänzend.

In diesen letzteren wechseln sericitreiche Lagen mit 2—3 mal so dicken quarzreichen Lagen, welche oft etwas Feldspat führen. Die sericitischen Lagen enthalten grosse, quer zur Schieferung stehende Chloritporphyroblasten, währenddem die quarzreichen Lagen voller kleiner Biotitporphyroblasten sind. Akzessorisch treten Erz, Turmalin und Apatit auf.

4) Obere Schieferzone.

Sericitschiefer und Phyllite von grünlich-bläulicher und silbergrauer Farbe, z. T. auch schwärzlich und rostig. Besonders die silbergrauen sind meist schwarz punktiert durch Querbiotite.

Die Biotitporphyroblasten fallen durch ihren grossen Gehalt an pleochroitischen Höfen auf; Zirkon im Zentrum ist nur teilweise erkennbar. Daneben sind gleichmässig verteilt kleinere, idiomorphe Pyritkristalle; etwas Chlorit. Grundmasse aus feinkörnigem Sericit-Quarz-Gemenge.

Sehr charakteristisch für die obersten Serien sind eigentliche Pyrit-Schiefer, indem die silbergrauen und schwärzlichen, meist harten Gesteine vollgespickt sind mit hellglänzenden Pyritporphyroblasten von rund 0,5 mm Grösse.

Daneben treten stets grössere, durchsiebte Porphyroblasten von Querbiotit auf; auch Magnetit.

Die Feinschichtung ist hier deutlich asymmetrisch. Es ist eine zyklische Gliederung von plötzlich einsetzender Quarzschüttung in allmählichem Uebergang zu feintonigem (sericitischem) Material erkennbar. Doch sind die Lagen durch Clivage transversal zur Schichtung verschiefert worden, was besonders in den feinerkörnigen Zonen deutlich ist, wo der Sericit in dieser Verschieferungsebene gewachsen ist, also nicht längs der Schichtebene. Metamorphose und Clivage fallen somit zeitlich zusammen.

Die hier am innersten Geologfjord in metamorphem Zustand ange-
troffenen Schichtgruppen der Unteren Quarzitschieferabteilung,
oder wenigstens Teile davon, konnten an anderen Stellen in Form von
fast völlig unmetamorphen Sandsteinen, Arkosen und sandigtonigen Schie-
fern beobachtet werden. Von weitem bietet sich jedoch genau dasselbe
Bild, und die lithologische Gliederung kann unschwer mit denselben hier
dargestellten Einheiten durchgeführt werden.

Dies lässt sich vor allem am Waltershausen Gletscher schön sehen,
in den Felswänden zwischen Pt. 1703 und 1831. Als fazieller Unter-
schied ist von jener Stelle jedoch zu erwähnen, dass die Schichtgruppe
3 bedeutend weniger mächtig und fast vollständig schiefrig ausgebildet
ist; von einer von massigen, hellen Bänken durchsetzten »Bänderzone«
ist kaum etwas zu erkennen.

Auch die grünscharzen und rostigen, oft fein gestreiften Schiefer
im oberen Teil der Schichtgruppe 1 zeigen dort nur ganz schwach be-
ginnende Metamorphose im Bindemittel, mit Chlorit- und Sericitbildung,
auch Epidot. Es sind feine, stets etwas Erz führende Sandsteine mit
vollständig gerundeten Quarzkörnern. Prächtig ist dabei die ausgeprägt
asymmetrische, zyklische Schichtung von grob zu fein.

Ebenso sind im E-Schenkel der Eremitdal-Synklinale (südlich
Pt. 1605), im oberen Alpedal, sowie in dem von zwei Längsverwer-
fungen eingerahmten Komplex zwischen Primulabugt und Magda-
lenasö die Schichten der Unteren Quarzitschieferabteilung nur ganz
wenig metamorph. Die dunklen, meist grünen Platten und Schiefer,
z. T. mit Trockenriss-Strukturen auf der Oberfläche, sowie die hellen,
grauen und gelben »Quarzit«-Bänke dazwischen lassen sich in ihrer
Gesamtheit am besten als »Arkosesandsteine mit beginnender Meta-
morphose des Bindemittels« charakterisieren.

Quarz- und oft recht viele Feldspatkörner sind teils gut gerundet und
sortiert, in schöner Feinschichtung, teils eckig, unsortiert und unge-
schichtet. Tonige Beimengung ist oft recht beträchtlich. Die meist
filzige Zwischenmasse besteht aus Sericit, Biotit, Epidot, Karbonat,
Erz und undefinierbarem schwarzem »Pigment«; auch Apatit- und
Turmalinkörner kommen vor.

Schichtgruppe 4. 250—280 m.

Hell-dunkel gestreifter Komplex von meist gelbweissen, z. T. auch
braunen und grauen Quarzsandsteinbänken und grünen Sandstein-
platten und -schiefern. Die Verteilung und Dicke der Bänke ist im
Detail sehr unregelmässig und wechselt auch stark von Ort zu Ort.
Doch ist im grossen gesehen stets eine Massierung im unteren Teil zu
beobachten, mit meist zwei besonders dicken (je 10—20 m mächtigen),
massigen Basisbänken aus weissem, gelbbraun anwitterndem Quarz-

sandstein. Nach oben nimmt die Bankdicke immer mehr ab, und zugleich nehmen die Schieferzwischenlagen an Bedeutung zu. An einzelnen Stellen, wie z. B. am Teufelsschloss, besteht die ganze Schichtgruppe 4 fast ausschliesslich aus hellen Bänken mit nur ganz dünnen, dunklen Schieferzwischenlagen; doch nimmt auch dort die Bankdicke nach oben ab, so dass die Streifung aufwärts immer feiner wird.

Die hellen Sandsteinbänke zeichnen sich durch aussergewöhnlich grosse Härte aus. Sie bestehen fast nur aus gerundeten und eckigen Quarzkörnern von 0,1—0,2 mm Durchmesser, teilweise etwas kataklatisch, stets in dichtester Packung mit nur Spuren eines tonigen Bindemittels. Die grünen Tupfen (*»spotted quartzites«* bei WEGMANN etc.), welche für die Basisbänke typisch sind, werden durch feines Chloritgefilze zwischen den Quarzkörnern hervorgerufen.

Der Unterschied zu den Plattenschiefern besteht darin, dass diese stets fein geschichtet sind, wobei tonig-mergeliges Bindemittel grössere Bedeutung erlangt. Quarz und oft reichlich Plagioklaskörner sind meist gut gerundet (0,01—0,03 mm gross, auch kleiner), und häufig erkennt man in feinsten zyklischer Gliederung die Spuren von periodischen Schüttungen. Teilweise sieht man auch bis 0,15 mm grobe, aber meist ebenfalls gerundete Quarzkörner in sporadisch auftretenden Linsen mitten in feinsten tonigen Lagen drin.

Diese Sandsteinschiefer, in schönen, harten Platten absondernd, meist von grüner Farbe, bauen oft mächtige Komplexe auf. Teilweise enthalten diese auch eigentliche Tonschiefer; auch kommen Trockenriss-Strukturen, feinste Kreuzschichtung und Limonitnester vor. Immer aber sind wieder massige, helle Quarzsandsteine zwischengelagert, deren Mächtigkeit von 1 cm bis einige m variiert. In höheren Niveaus kommen auch braune, weniger quarzreiche Sandsteine mit Kreuzschichtung vor.

Im innersten Geologfjord, im Kern der Eremitdal-Synklinale, besteht die Schichtgruppe 4 z. T. aus metamorphen Gesteinen: massige Quarzite, teilweise mit etwas Plagioklas sowie Biotit- und Chloritporphyroblasten, dazwischen feinkörnige, dunkelgrüne und rostige Biotitsericitschiefer.

Schichtgruppe 5. 130—150 m.

Die violettroten, im obersten Teil dunkelgrünen, dünnplattigen bis schiefrigen Sandsteine sind im Felde deutlich als Zone für sich abtrennbar, doch kann ihre Untergrenze nicht einem stratigraphisch durchgehenden Horizont gleichgesetzt werden. Die Plattenschiefer sind von genau derselben Art wie diejenigen in der Schichtgruppe 4, wo sie in den obersten Niveaus ebenfalls oft rot sind; die Grenze wird konventionell über dem obersten hellen Quarzsandsteinband gezogen, so dass die Schichtgruppe 5 einer oberen, von hellen Bänken freien, nur noch plattig-schiefrigen Abteilung einer stratigraphisch nicht unterteilbaren Grosseinheit (Schichtgruppen 4 und 5) entspricht. Da nämlich die Bankentwicklung in der Schichtgruppe 4 stark wechselt, ist auch die oberste Bank und damit

die Grenze zur Schichtgruppe 5 verschieden von Ort zu Ort. Uebrigens kommen auch innerhalb der Schichtgruppe 5 an einzelnen Lokalitäten noch 2—3 ganz dünne Bänder von Quarzsandstein vor, jedoch ohne grosse Längserstreckung; auch treten da und dort 0,5—5 cm dicke, gröbere Sandsteinlinsen von graugrüner bis gelblicher Farbe auf.

Dennoch wird hier die Aufteilung in zwei separate Schichtgruppen durchgeführt, damit die weitere Gliederung aufwärts mit denselben Zahlen wie im Schema von TEICHERT nummeriert werden kann; auch hat sich bei Feldaufnahmen eine Trennung tatsächlich als praktisch erwiesen.

Der untere, überwiegende Teil der Schichtgruppe 5 besteht aus dunkel violettroten, auch braunroten oder heller weinroten, schiefrig-plattigen Sandsteinen von pelitischem Korn (Maximum 0,02—0,03 mm), welche meist in harten Platten von 0,5—1 cm Dicke abspalten.

Die rote Farbe rührt von sehr reichlich Hämatit her, welcher teilweise limonitisiert ist; das rote Eisenerzgefüge ist oft so dicht, dass die ganze Grundmasse fast ausschliesslich daraus zu bestehen scheint. Neben eckigen und runden Quarz- und ziemlich viel Plagioklaskörnern kommen grössere Glimmer- und Chloritblättchen vor, auch Sericit.

Das Gestein ist stets feingeschichtet; manchmal tritt eine ganz scharfe Wechsellagerung von hellen, völlig hämatitfreien Zonen mit stark erzführenden Lagen ein, deren respektive Dicke Bruchteile von mm betragen kann. Die erzfreien Lagen führen dann meist reichlich Karbonat. Oft ist u. d. M. auch eine deutlich zyklische Gliederung zu erkennen, indem eine scharf einsetzende, gröbere Quarzsandlage nach aufwärts allmählich in feineren Sand mit immer weniger Quarz und dafür umso mehr Erzsubstanz übergeht; darüber setzt wiederum scharf eine grobe Quarzlage fast ohne Erz ein, etc.

Stellenweise kommen in diesen roten Plattenschiefern auch scharf begrenzte, grüne bis olivfarbene Zonen vor, welche jedoch nie als durchgehende Horizonte auftreten, sondern seitlich auskeilen. Dabei sieht man stets eine wenige mm bis 2 cm dicke Lage von groben Quarzkörnern ungefähr in der Mitte dieser grünen Bändchen durchziehen. Wo jene Quarzlagen auskeilen, hört bald auch die grüne Farbe auf; umgekehrt kommen sie nie in den rot gefärbten Zonen vor. Doch richtet sich die Schichtung des Gesteins, welche durch Feinstreifung oder extrem dünne Lagen von gröberen Quarzkörnern ausgezeichnet ist, nicht nach dieser grün-roten Farbgränze, sondern geht horizontal weiter, quer durch dieselbe hindurch (siehe Fig. 10). Es ist damit erwiesen, dass die auffallende grün-rote Streifung vieler dieser Sandsteinplatten nicht primär ist und nicht allein auf einer Wechsellagerung verschiedenen Materials beruht, sondern noch andere Ursachen haben muss.

U. d. M. erkennt man folgendes: Sowohl die roten wie die grünen Zonen bestehen aus demselben pelitischen Sandstein mit Quarz, etwas Feldspat, Chlorit und Sericit sowie Erz. Der Farbunterschied rührt

einzig vom Eisenerz her, welches in den roten Zonen überwiegender Bestandteil ist, in den grünen jedoch stark zurücktritt, so dass dort der Chlorit farbgebend wird. Die Grenze scheint etwas verschwommen, und merkwürdigerweise findet sich am Rand der roten Zone oft eine bis 1 mm breite, dunkle Partie, wo das Erz besonders stark angereichert ist.

Mitten in der grünen Zone setzt nun ganz plötzlich ein grobes Quarzband ein. Die durchschnittlich 0,5 mm grossen Quarzkörner, welche ondulös auslöschten, sind äusserst gut gerundet und sehr dicht gepackt. Etwas grössere Chloritfetzen sowie neu ausgeschiedener Calcit kommen hier ebenfalls vor, dazu in grösserer Konzentration schwarze Körner von Eisenerz, welche sich noch bis ca. 2 mm über das Quarzband hinauf, das sich nach oben ebenfalls meist etwas auflockert, vorfinden.

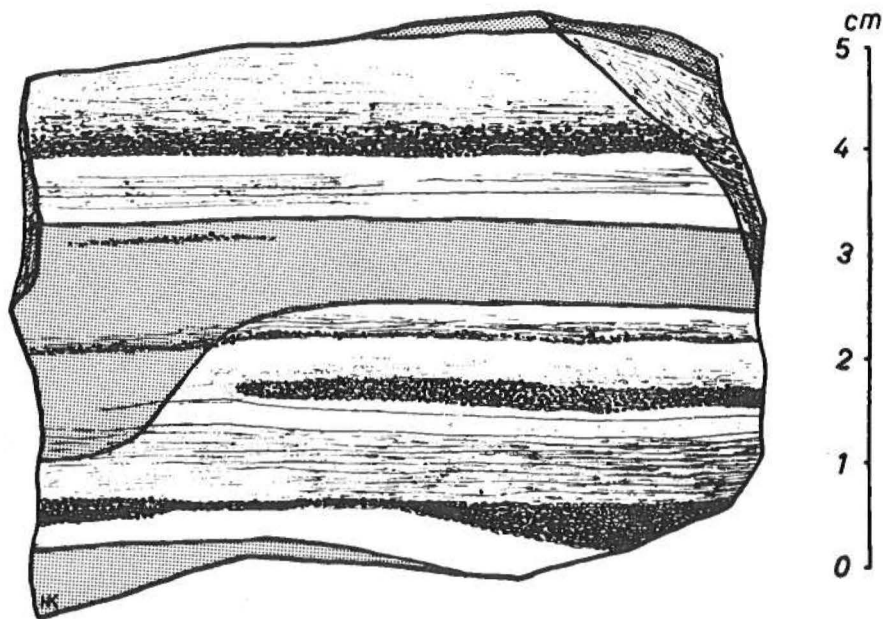


Fig. 10. Dunkelroter, plattiger Sandstein aus der Schichtgruppe 5, mit Zwischenlagen von hellen, grünlichen Zonen, welche gröbere Quarzlagen führen.

Primär hat man es hier offenkundig mit einer plötzlich einsetzenden und meist auch rasch wieder abklingenden Schüttung von Quarz in einen gleichmässig feinen Sand zu tun. Dieser Sand bildet z. T. auch die Zwischenmasse in den feinen Ritzen zwischen den groben Quarzkörnern, und nach beendigter Schüttung setzt er unverändert nach aufwärts fort.

Es zeigt sich also, dass diese grünen Bändchen immer an grobkörnige Quarzlagen von gewisser minimaler Mächtigkeit gebunden sind. Dieselben sind das Abbild von lokalen, da und dort spontan einsetzenden, rel. groben Schüttungen in einen feinpelitischen Sandschlamm, welcher durch grossen Erzgehalt rotgefärbt ist.

Es scheint nun, dass längs dieser grobkörnigen Quarzlagen das Erz

ausgelaugt resp. wegtransportiert worden ist, wodurch die Entfärbung entstanden ist. Die Quarzlagen haben kanalisierend auf zirkulierende Lösungen gewirkt, was auch durch die sekundäre Calcitausscheidung dokumentiert wird; vermutlich ist gleichfalls ein Teil der im benachbarten Gebiet weggeführten Erzsubstanz hier wieder ausgeschieden worden. Es zeigt sich auch, dass im Hangenden der Quarzlagen, wo die groben Körner nicht schichtartig plötzlich aufhören und dementsprechend auflockernd wirken, die grüne Zone etwas breiter ist als im Liegenden, d. h. dass hier die Lösungen leichter und weiter in die Nebenteilie eindringen konnten. Wo hingegen die Quarzlagen nur ganz dünn sind, haben sie für Lösungszirkulation zu wenig genügt; solche grobkörnigen »Quarzsehnüre« kommen deshalb auch in den roten Zonen vor.

Die grün-rote Streifung hat somit nichts zu tun mit der Schichtung. Sie ist erst sekundär entstanden und geht ihr nur parallel, weil die Lösungen, welche den rotfärbenden Hämatit wegführen, in den grobkörnigen Lagen parallel der Schichtung zirkulieren. Wo diese Quarzlagen seitlich auskeilen, hört in entsprechendem Abstand auch die Entfärbung auf.

Die obersten 20—30 m der Zone 5 bestehen durchwegs aus grüngefärbten Sandsteinplatten und -schiefern. Der Uebergang vollzieht sich innerhalb weniger Meter, wo rote und grüne Platten in Wechselagerung auftreten. Hier hat man es nun offensichtlich mit einem primären Unterschied zu tun, indem in diesen obersten Lagen keine Eisenerzsubstanz mehr sedimentiert worden ist. Im Uebrigen bestehen sie aber aus ganz demselben Material, zeigen dabei jedoch neben feinsten Parallelstreifung oft deutliche Kreuzschichtung in 0,5—2 cm mächtigen Lagen.

In den unteren Horizonten dieser grüngefärbten Abfolge sind schiefrige Platten voller Pyritkriställchen weitverbreitet; die Kantenlänge der Würfel ist meist 1—3 mm, kann aber bis zu 5 mm betragen.

Schichtgruppe 6. 120 m.

Heller, meist gelb oder rosa gefärbter Komplex von bankigen Quarzsandsteinen.

Der Uebergang von Schichtgruppe 5 ist i. a. recht scharf. Nur stellenweise sind in den obersten grünen Plattenschiefern 1—2 dünne, helle Sandsteinbänke eingelagert. Dann folgt eine 2 m mächtige, komplexe Serie von verschiedenen dicken, gestreiften und kreuzgeschichteten Sandsteinbänken von brauner, grauer und grüner Farbe, mit bis 10 cm dicken, sandigen und tonig-mergeligen Schieferzwischenlagen.

Die ganze darüber folgende Schichtgruppe 6 lässt sich dreiteilen, was auch von weitem sehr schön zu sehen ist (Fig. 11):

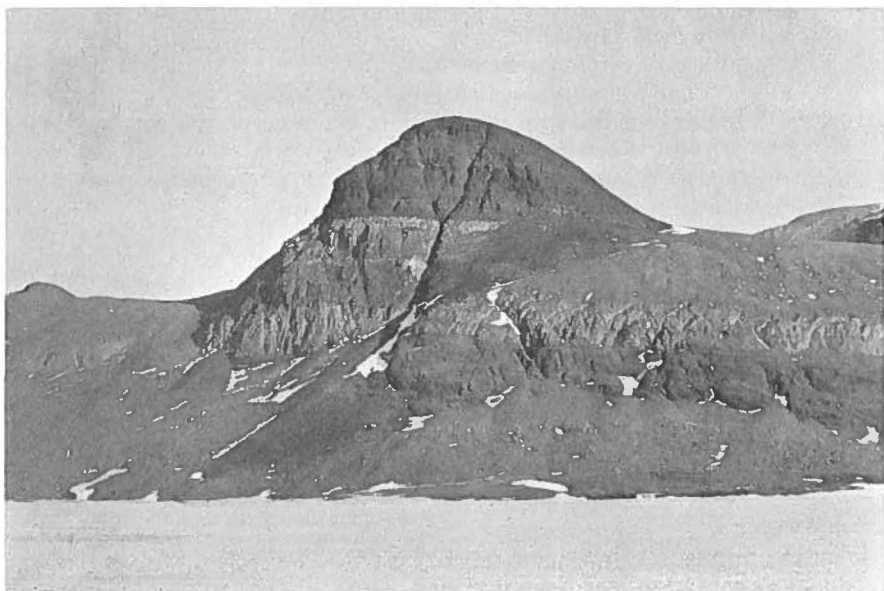


Fig. 11. Schichtgruppe 6; heller, gelb-rosa gefärbter Quarzsandstein. Südufer Magdalenasö.

1. Basisserie, 42 m. Weissener, massiger Quarzit (anders als bei den unterliegenden Serien sind die Quarzkörner dieses ursprünglich reinen Quarzsandsteins deutlich umkristallisiert); gelb anwitternd, gleichmässige Bankdicke von 0,5—1 m.

Die untersten 6 m sind grün gefärbt, wittern aber gelb an wie die höheren Bänke. Sie sind stets noch schwach gestreift und enthalten in den Schichtfugen grüne, schiefrige Lagen von 2—3 cm Dicke.

2. Rote, körnige Sandsteine, 65 m. In den unteren Partien weissrötlich gestreift, aufwärts aber bald intensiv und vollständig rot werdend mit nur noch feiner Detailstreifung. Dünner gebankt, Bankdicke 5—50 cm. Meist ist starke Kreuzschichtung zu sehen, ganz selten treten auch Ripplemarks auf.

Dieser Sandstein zeigt reinste Sedimentärstruktur, indem er aus sehr gut gerundeten Quarzkörnern von verschiedener Grösse (0,08—0,34 mm, meist 0,15—0,2 mm), z. T. auch Feldspäten besteht, welche dicht aneinandergelagert sind. Das Bindemittel in den kleinen Hohlräumen dazwischen besteht aus feinstem Hämatitstaub mit ganz wenig Sericit.

40 m über der Untergrenze schaltet sich ein 6 m mächtiges Band von hellem, weiss-gelblich und grün gefärbtem Sandstein ein; die obersten 50 cm bestehen aus grünen, gepressten Schieferlagen.

Darüber folgen nochmals ca. 20 m desselben roten Sandsteins, der hier teils weiss und rosa gestreift ist, teils dunkel purpurn oder gar lila erscheint.

3. Helle Dachpartie, 15 m. Ueber den roten Sandsteinen scharf einsetzend; Ausbildung wie Basisserie, jedoch etwas deutlicher geschichtet. Die gelbe

bis hellbraune Verwitterungskruste ist oft gestreift und lässt z. T. auch etwas Kreuzschichtung erkennen.

Gegenüber den roten Sandsteinen im Liegenden fällt auf, dass die Quarzkörner und vereinzelte Feldspäte hier wieder zum grössten Teil umkristallisiert sind. Sie sind meist lappig umgrenzt und zeigen z. T. gute Polygonalstruktur. Jedoch tritt stellenweise auch Kataklyse auf, und Körner mit Mörtelkränzen sind nicht selten. Eine feine, sericitische Zwischenmasse tritt da und dort in Nestern auf.

b. Bunte Serie.

Für die geologische Karte und die Profile (Taf. III und IV) sind drei Komplexe ausgeschieden worden (untere, mittlere und obere Bunte Serie), welche die Schichtgruppen 7—9, 10—11 und 12—13 umfassen.

Das klassische Gebiet der Bunten Serie, wo auch die meisten Profilaufnahmen herkommen, zieht sich vom mittleren Geologifjord hinüber bis ins untere Brogetdal (= Buntess Tall Fig. 12); doch finden sich auch nördlich davon im zentralen Teil von Strindbergs Land ausgedehnte Areale, wo diese Schichtstufen sehr gut studiert werden können.

Schichtgruppe 7. 200 m.

Die rote, z. T. braun-grünlich gestreifte, plattig-schiefrige Serie ist von tonigem Habitus mit etwas quarzitischem Beimengungen; der anfänglich sehr geringe Karbonatgehalt nimmt nach oben sukzessive zu.

Die Ähnlichkeit mit den Plattenschiefern der Schichtgruppe 5 ist recht gross, doch ist das Gestein hier dichter, mehr tonig und weniger quarzitisches; auch die rote Farbe ist hier heller als in der Schichtgruppe 5.

Die Schichtgruppe 7 setzt unten sehr scharf ein. Ueber den massigen, weissen Quarzsandsteinen der Schichtgruppe 6 folgen 50 cm schiefrig zerdrückte, grüne Quarzite, und darüber sogleich die einheitliche Abfolge roter Plattenschiefer. Sie sind meist ganz fein gestreift durch dunklere oder aber braune und grünliche Zonen, z. T. auch linsig und lamellenartig. Die Streifung ist unregelmässig und nimmt auch grössere, von weitem sichtbare Dimensionen an. Ein besonders auffallendes, 4 m mächtiges grünes Band schaltet sich 60 m über der Basis als durchgehend verfolgbare Horizont ein.

Bis zu diesem grünen Leitband beträgt der Karbonatgehalt noch nicht mehr als 5 %. Das Material ist hauptsächlich tonig, etwas quarzitisches vermengt und mehr oder weniger stark eisenschüssig. Ab und zu erscheinen noch eigentliche, gröbere Sandsteinlagen von 1—3 cm Dicke.

In den nächsten 100 m darüber wird die Streifung deutlicher und stärker (Fig. 13), auch nimmt der Karbonatgehalt bis auf rund 20 % zu. Im Detail erkennt man hier oft eine feine Bänderung, hervorgerufen



Fig. 12. Die Bunte Serie (Schichtgruppen 7—11) an der »Bunten Wand« im Brogetdal; vorn der Laksesö.

durch gelbgraues, dolomitisch-sandiges Material, welches nach oben allmählich in roten, eisenschüssigen Ton übergeht. Die normale Sedimentation ist aber an vielen Stellen gestört durch subaquatische Rutschungen und Erosion, was sich in taschenartigen Auffüllungen von Löchern und Rinnen innerhalb der Schichtung dokumentiert (Fig. 28, S. 102).

Aufwärts folgt nun eine 10 m mächtige, etwas hellere, mehr bräunliche Zone, die zur Hauptsache aus einem dichten und massigen, im Anschlag graugrünen Gestein besteht; es bildet Bänke von bis 0,5 m Dicke. Auffallend ist die 2 mm dicke, braune und von Flechten überzogene Verwitterungskruste, bedingt durch die Verrostung der im Dünnschliff häufig anzutreffenden Hämatittäfelchen. Der Kiesel- und Tongehalt des im übrigen dolomitischen Gesteins ist sehr beträchtlich,



Fig. 13. Rote Plattenschiefer der Schichtgruppe 7, nördlich vom Magdalenasö; zuunterst ist eben noch das 4 m mächtige, grüne Leitband aufgeschlossen (S. 64). Die helle Kuppe wird von der Schichtgruppe 8 gebildet; rechts zuoberst die weissen Dolomite der Schichtgruppe 12.

der Karbonatgehalt beträgt 35 %. Merkwürdig sind die grossen, von Auge sichtbaren Calcitkriställchen, welche in unregelmässiger Verteilung im Gestein drin schwimmen und oft randlich aufgelöst erscheinen. Mit diesen Bänken verknüpft sind kalkige Gesteine mit bis 70 % Karbonatgehalt, welche teils in durchgehenden Lagen, häufig aber linsen- und taschenartig in den Bänken drin vorkommen und stets stark zurückgewittert sind, z. T. mit Karrenbildungen. Sie erscheinen etwas spätig, und ihre Farbe ist mehr grau; auch fehlt ihnen die braune Verwitterungskruste.

Zuoberst folgt nochmals eine rotgestreifte, schiefrigplattige Zone von ca. 15 m. Der Karbonatgehalt beträgt rund 50 %.

Schichtgruppe 8. 50—55 m.

Sie besteht zur Hauptsache aus gelb anwitternden, im Anschlag hell graugrünen, quarzitisch-mergeligen Dolomiten, welche ganz schwach marmorisiert sind (Karbonatgehalt über 50 %). Von weitem gesehen fällt an der Basis eine 4 m mächtige, braunorange gefärbte Zone auf, sowie etwas über der Mitte ein orange-rotes, schiefriges Band von 2,5—3 m Dicke.

Die Abtrennung gegenüber den grauen Kalken der hangenden Schichtgruppe 9 ist im Detailprofil nicht leicht durchzuführen, da auf etwa 20 m Mächtigkeit ein allmählicher Uebergang stattfindet. Doch ist im Felde in morphologischer Hinsicht meist eine deutliche Grenze zu erkennen, indem durch die Schichtgruppe 9 massig aussehende Felswände aufgebaut werden, währenddem die mehr plattig ausgebildete Schichtgruppe 8 fast immer stark verschuttet ist und in die grossen Geröllhalden am Fusse der Felswände überleitet. Der Farbwechsel von Gelb zu Grau ist stellenweise durch eine relativ scharfe Grenze markiert, oft aber auch von ferne gesehen nur durch allmählichen Uebergang charakterisiert.

Im mittleren Brogetdal wurde folgendes Detailprofil gefunden:

a) Basiszone, 4 m. Die obersten roten Schiefer der Schichtgruppe 7 werden durch eine massig verwitternde, bräunliche Bank abgelöst. Es handelt sich um denselben Gesteinstypus, wie er rund 20 m tiefer schon angetroffen wurde (siehe oben). Darüber folgt wieder rote, mehr tonig-mergelige Ausbildung, jedoch mit Einschlüssen von einem weisslich-grauen, etwas marmorisierten Kalk. Meist handelt es sich um Knollen und Knauer von wenigen mm- bis dm-Grösse; oft treten aber auch grössere Linsen oder gar durchgehende, 2—3 cm dicke Bänder und Lagen auf. Der fast reine Kalk (90 %) ist stets stark zurückgewittert.

b) Ohne scharfe Grenze folgen nun gelb (z. T. auch bräunlich) anwitternde Dolomite, 25 m. Sie sind im Anschlag hell grau- bis blaugrün und zersplittern leicht; meist führen sie ziemlich viel Quarz. Die 2—5 cm dicke Schichtung ist nicht immer gut, doch geschieht die Absonderung durch Verwitterung etc. immer plattig und mit scharfen Kanten. 3 m unter der Obergrenze treten wiederum hellgraue Kalkmarmore als lange Linsen und bis 10 cm dicke Lagen auf.

c) Orange gefärbtes Band von 2,5—3 m Dicke: rote Mergeltone, z. T. in feiner Wechsellagerung mit gelben, sandigen Partien, wobei auch sehr flachwinklige Kreuzschichtung auftritt.

d) wie b), 21 m. In unregelmässiger Verteilung hier immer wieder jene hellgrauen, stärker marmorisierten Kalkknauer und -linsen. Zuoberst werden die gelben Dolomite ganz dünnplattig und bröcklig.

Schichtgruppe 9. 110 m.

Grosser Komplex von eintönig grauen Kalken (mit Stich ins Blaugraue), dicht, z. T. etwas hell-dunkel gestreift. Der Karbonatgehalt ist sehr hoch, er wurde mit 97—98 % bestimmt. Braune kieselige Konkretionen sind nicht selten; der Kalk selbst ist stellenweise etwas brekziös, vor allem im obersten Teil.

Obschon die Schichtgruppe 9 von weitem recht massig erscheint, zeigt sich im Detail eine sehr gute Schichtung; Schichtdicke 10—15 cm.

Die untersten 18 m zeigen noch grosse Ähnlichkeit mit der Schichtgruppe 8. Doch gewinnen die Einlagen von Kalkmarmoren immer mehr an Platz und werden schliesslich in dm-dicken Schichten vorherrschend; gelbes, tonig-sandiges Material bildet dann nur noch 1—3 mm dicke Zwischenlagen. In den nächsten 15—25 m wird die Schichtfolge immer dunkler, erst dm-weise gestreift, und die gelben Zwischenlagen verschwinden bald ganz.

Schichtgruppe 10. ca. 100 m.

Sie ist eine der markantesten Abteilungen der Bunten Serie. Sehr komplex aufgebaut, wirkt sie auffallend farbig. Dabei lässt sie sich schon von weitem in 4 Zonen unterteilen, deren Mächtigkeit wohl stark schwanken kann, die aber überall als solche herausstechen (Fig. 14).

Im Detail ist die fazielle Ausbildung starken Schwankungen unterworfen, und Vergleiche mit den Vorkommen am mittleren Keiser Franz Josephs Fjord oder im Antarcetics Sund haben gezeigt, dass die Schichtgruppe 10 dort wohl noch in den grossen Zügen mit unserer Gliederung übereinstimmt, im einzelnen aber ganz andersartig ausgebildet ist.

Folgendes Profil wurde am mittleren Geologfjord aufgenommen (von unten nach oben):

1. Basisserie, 20 m. Ueber den obersten grauen Kalken der Schichtgruppe 9 folgen 2 m eines dichten, dolomitischen Mergels. Farbe hell graugrün, in Antwitterung gelbbraun; plattig absondernd. Zuoberst konglomeratische Ausbildung: Komponenten eines hellen Kalkmarmors, braun anwitternd, als 0,5—3 cm grosse, tafelige Gerölle, z. T. auch eckig.

Darüber folgen 3 m grüne, anschliessend 7,5 m rote Tonschiefer. Im unteren Teil der letzteren finden sich in 4—5 Horizonten helle, gelbgrüne Kalkmarmorzwischenlagen von wenigen bis 20 cm Dicke. Dabei sind die nächsten 10 cm der jeweils darüber folgenden Schiefer stets konglomeratisch ausgebildet, indem sie kleine, oft nur mm-grosse Gerölle, z. T. aber auch bis 10 cm grosse Platten des unterliegenden Kalkmarmors führen.

Dann folgt das von weitem so auffallende »weisse Band«, 7 m mächtig. Zuunterst ist ein olivgrauer, dolomitischer Kalk von 15 cm Dicke anstehend, etwas spätig. Darüber setzen nochmals rote Plattenschiefer ein, ca. 1,5 m, dann zwei weisse Bänke aus marmorisiertem Kalk, je 15 cm. Die nächsten 2 m bestehen aus dünnbankigen bis plattigen Kalken, hell

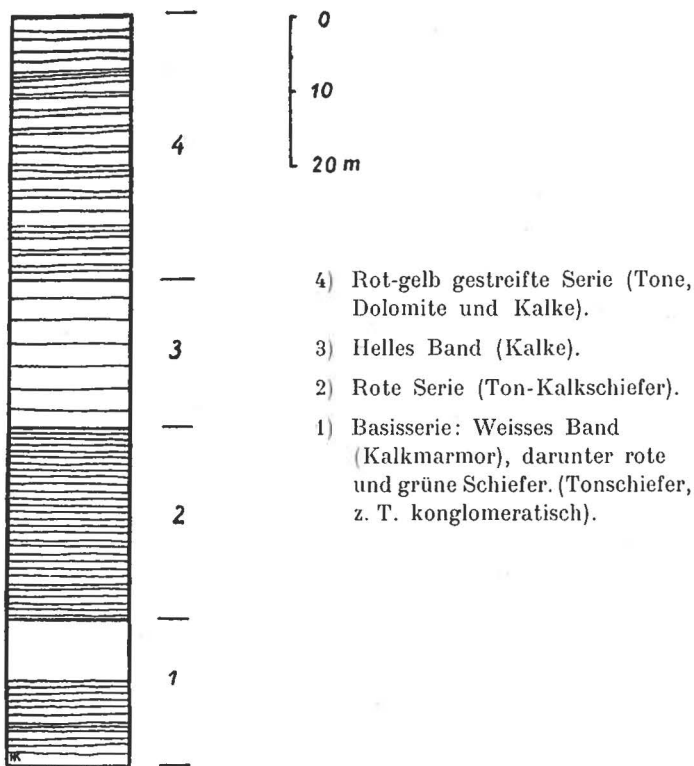


Fig. 14. Detailgliederung der Schichtgruppe 10.

gestreift, mit mergeligen und kalkigen Schieferzwischenlagen. Die rosa-weiss-grüne Streifung wird nach oben immer feiner, zugleich die Bänke etwas massiger. Dann folgen die obersten 3 m, aus weissem, zuckerkörnigem Kalk bestehend. Er ist ganz schwach rosa gestreift und 3—5 cm dick gebankt; die Schichtfugen enthalten meist eine rötliche oder grau-grüne Schieferzwischenlage von 1 mm.

2. Rote Serie, 25—30 m. Zuunterst liegen 90 cm grüne Plattenschiefer mit 3—5 cm dicken Linsen und Lagen eines hellen Kalkes. Darüber einheitliche, rote Serie von 15—20 m Mächtigkeit, bestehend aus mergeligen Kalkschiefern. In diesen sind im obersten Teil grüngelbe Plattenschiefer zwischengelagert; anfänglich sind es nur 3—4 cm dicke Lagen in Abständen von 0,5—1 m, zuoberst jedoch bis 10 cm dicke Lagen in Abständen von 20—30 cm.

Die roten Schiefer setzen sich aufwärts weiterhin fort, doch enthalten sie nun zwei hellere, von weitem auffallende Zonen: hier treten in schichtiger Anordnung in den roten mergeligen Schiefern helle, grünliche Knollen auf, welche aus kalkreicherem Material bestehen. Höher oben bilden sie nur noch dünne Lamellen ohne knollige Verdickung und werden nach weiteren paar Metern von durchgehenden grünen Kalkbändern abgelöst, welche mit 1—3 cm Dicke in Abständen von 50—80 cm den roten Plattenschiefern eingelagert sind.

3. Helles Band, 10 m. Hellgraue Kalke, im unteren Teil meist 15—20 cm

dick gebankt; etwas spätig. 1—2 cm dicke Zwischenlagen von dichtem, rosafarbenem oder grünlichem Kalk, mehlig anzufühlen und mit wulst-artig verwitternden Schichtköpfen.

Darüber dunklere, dichte dolomitische Kalke; auch einige plattige, z. T. fein rot-grün gestreifte Kalke.

Die obersten 4 m bestehen aus hellen Kalkbänken von 20—50 cm Mächtigkeit.

4. Rot-gelb gestreifte Serie, 30 m. Wechsellagerung von roten Tonschiefern und weisslichen, etwas gelb anwitternden Dolomiten.

Die roten, meist etwas plattigen Schiefer sind oft von jenen aus der Schichtgruppe 7 kaum zu unterscheiden.

Im unteren Teil sind ihnen dünne, mattweisse Kalkbänder eingelagert; diese mehlig verwitternden Kalke sind jedoch zum grossen Teil nur in voneinander getrennten Linsen und Knollen vorhanden, ähnlich wie im oberen Teil von 2); oft sind es auch linsig an- und abschwellende, durchgehende Lagen (Fig. 15). Daneben kommen bis 20 cm mächtige, grüne Partien von dichtem, dolomitischem Mergel vor.

Höher oben tritt mehr und mehr ausgeprägte Parallelschichtung von dm-dicken Platten auf (Fig. 16). Die hellen Lagen bestehen hier aus einem sehr dichten Dolomit mit ziemlich grossem Kieselgehalt, währenddem die roten Lagen aus feingestreiftem, tonigem Material bestehen; oft schiefrig. Die Grenzen sind teils scharf, teils wechselweise ineinander übergreifend (Fig. 27, S. 101). Die Verteilung von Dolomitlagen und Tonlagen ist jedoch nicht regelmässig, indem in einzelnen Zonen die weissen Dolomitlagen massiert sind, in anderen wiederum sehr spärlich auftreten. Die Bankung ist jedoch ausgesprochen regelmässig dm-dick, gleichgültig ob Ton oder Dolomit.

Darüber folgen verschiedenfarbige dolomitische Kalke, Mergel-, Ton- und Kalkschiefer, welche in die Schichtgruppe 11 überleiten.

Von besonderem Interesse ist die Serie an der Basis unter den weissen Kalkmarmoren. Konglomeratische Lagen treten fast an allen mir bekannten Lokalitäten in diesen Horizonten auf, doch stammen die Komponenten stets aus der nächsten Umgebung; meist sind es nur schwach aufgearbeitete Teile der in ihrem Liegenden anstehenden Kalkmarmorzüge, oft sogar in situ zerbrochene und von Mergelschlamm wieder eingedeckte Bruchstücke. Umgekehrt kommen auch hier linsen- und knollenartige Einlagerungen von Kalk in tonigem Material vor, welche vielfach Brekzien und Konglomerate vortäuschen. Sie gehen meist aufwärts in einheitliche Kalkbänke über, so am Gletscherpass an der Basis des weissen Kalkmarmorbandes.

Dieses Band selber variiert ebenfalls stark in seiner Ausbildung und Mächtigkeit. Oft ist es einheitlich weiss-rosa und aus marmorisierten Kalkschichten bestehend, oft aber auch ziemlich komplex mit tonigen und mergeligen Lagen dazwischen. Südöstlich Pt. 1307 findet man eine Wechsellagerung von hellgrauen, kalkigen Dolomiten mit einer maximalen Schichtdicke von 10 cm, gelblich anwitternden Kalken und roten tonigen Lagen; dazu treten in diesen Karbonatgesteinen harte, dichte



Fig. 15.



Fig. 16.

Fig. 15. »Knollenlagen« von weissem Kalk in roten Tonschiefern. Rot-gelb gestreifte Serie der Schichtgruppe 10, Geologfjord.

Fig. 16. Typische Ausbildung der rot-gelb gestreiften Serie, Schichtgruppe 10; Wechsellagerung von gelbweissem Dolomit und rotem Ton. Geologfjord.

Knauer von bis 10 cm Dicke auf, welche zur Hauptsache aus sehr feinkörnigem Quarz bestehen.

Ausserdem findet sich oft in dieser Basisserie der Schichtgruppe 10 ein stark tuffogen aussehender Horizont. Im Verein mit dichten, sattgrünen Schiefern (auch mit stärkster Vergrösserung ist nur ein äusserst feinkörniges Gefüge mit kleinsten Sericitnadelchen erkennbar) kommen gelbgraubraune Gesteine vor, welche löcherig und rötlich anwittern, zudem meist einige kleine Kalk- und Tonbruchstücke enthalten. Auffallend ist, dass sich auf der scharf abgegrenzten Verwitterungskruste Flechten ansiedeln, die sonst nie auf Karbonatgesteinen vorkommen. Trotzdem erkennt man im frischen Bruch auch u. d. M. nichts anderes als ein dichtes Karbonatgefüge, das sich allerdings bei stärkster Vergrösserung in äusserst kleine Calcitmassen und -Kriställchen auflöst, welche von $\pm$ isotropem, glasartigem Medium umgeben sind. Daneben treten bis 1 mm lange, schmale und sehr scharf begrenzte Leisten auf, die aus relativ grobkörnigem Calcitgefüge bestehen; die Leisten sind sehr schön idiomorph und erinnern ihrer Form nach an Pseudomorphosen von Plagioklas. Die poröse Verwitterungskruste ist praktisch karbonatfrei und besteht aus feinstem strahligem Aggregat, in dem Sericit, Chlorit, Epidot und Hämatit erkannt werden können.

Ähnlich tuffitisch aussehende Gesteine finden sich auch auf der N-Seite vom untersten Brogetdal in den östlichsten aus Bunter Serie bestehenden, abgesunkenen Keilen. Es handelt sich um einen von weitem auffallenden, giftig grün gefärbten Horizont, der dort allerdings

scheinbar über dem weiss-rosa Marmorband liegt. Es treten gleichartige grüne Schieferchen auf, dazu aber ein massiges, dichtes Gestein von sattgrüner Farbe, welches mit löchriger Oberfläche oliv-graubraun anwittert. Es enthält erbsen- bis nussgrosse, runde Einschlüsse von Karbonatgesteinen, die stets stark zurückwittern; stellenweise hat man es mit einer eigentlichen, groben Brekzie bis Konglomerat zu tun, wo nur das Bindemittel in schmalen Zügen und Zwickeln zwischen den Komponenten grün gefärbt ist. Aber auch hier, obwohl in massigen, einheitlichen Partien das Gestein im frischen Bruch ganz wie ein diabasischer Tuff aussieht, erkennt man im Mikroskop nichts als Karbonat.

Im Profil am N-Hang des mittleren Brogetdal kommen über der Schichtgruppe 9 erst braune, kalkig-dolomitische Gesteine vor, welche nach oben in eigentliche Dolomitbrekzien übergehen. Darüber folgen rote und grüne Schiefer, in denen eine harte Bank eingelagert ist; es ist ein brekziöses, rauhes Gestein und stark von Flechten überwachsen; u. d. M. erkennt man tonschieferartige Fragmente, welche z. T. tuffogenen Ursprungs zu sein scheinen. Zementiert werden dieselben von jung entstandenem, aus hydrothermalen Lösungen abgesetztem Quarz sowie sekundärem Calcit. Darüber sind nun auch hier solche braunen, tuffähnlichen Gesteine anstehend, wie sie oben am Anfang beschrieben worden sind; der Horizont liegt etwa 4—5 m über der Basis der Schichtgruppe 10.

Die Helle Serie in der Mitte der Schichtgruppe ist an manchen Orten viel komplexer ausgebildet als im Geologfjord. So enthält sie in den Bergen südlich vom Magdalenasö neben bankigen auch plattig-schiefrige Kalke und Mergel, daneben verschiedentlich Zwischenlagen von mergeligen Schiefern. Ihre Mächtigkeit beträgt dort rund 20 m, also genau das Doppelte von derjenigen im mittleren Geologfjord.

Die oberste, rot-gelb-gestreifte Serie enthält im mittleren Brogetdal eine aus graugebänderten Kalken bestehende mittlere Abteilung.

Daneben treten in dieser Serie an einzelnen Lokalitäten mächtige, von weitem sichtbare gelbe Dolomitmassen auf (vergl. Fig. 12), welche in Form grosser, knollenartiger Klötze an den Berghängen vorstehen. Meist handelt es sich um einen fein-zuckerkörnigen Dolomit von weisslicher Farbe, hellgelb anwitternd; doch kann er auch fein rosa gestreift sein oder gar allgemein rötlich werden. Tonige Lagen und Schmitzen kommen da und dort noch vor.

Diese Dolomit-»Klötze« gehen seitlich aus den normalen, rot-gelbgebänderten Plattenschiefern und Dolomitschichten hervor. Die Schichtung setzt sich deutlich in die linsenartig angeschwollenen Dolomitmassen fort, doch verliert sie sich dann meist nach kurzer Distanz. Stellenweise ist aber zu beobachten, wie sich eine dm-dicke Dolomit-

schicht seitlich zu einer 5 m mächtigen Bank verdickt und als solche weiterzieht, unter völliger Ausquetschung von liegenden schiefrigen Partien.

Die Vermutung drängt sich auf, dass diese so auffallend andersartige Fazies innerhalb der obersten Serie der Schichtgruppe 10 organisch bedingt sein könnte. In der Tat liessen sich im Brogetdal in diesen grossen Dolomitknollen schwache Andeutungen von Algenstrukturen beobachten, ähnlich wie sie höher oben zu so grosser Bedeutung beim Aufbau vieler mächtiger Dolomithorizonte gelangen. Hier hätte man es somit um das älteste, erste Auftreten von »Stromatoliten« innerhalb der präkambrischen Schichtreihe Ostgrönlands zu tun.

Die Verbreitung dieser Fazies ist auf Strindbergs Land auf folgende Lokalitäten beschränkt: N-Seite des unteren Brogetdal, beidseits vom Kløftelv, SE Pt. 1307 sowie in ganz besonderem Ausmasse am S-Hang des Hvidefjeld.

Schichtgruppe 11. 100 m.

Dunkelgraue Kalke, in den oberen Partien hell anwitternd. Massig gebankt, an vielen Stellen jedoch im unteren Teil plattig-schiefrig, oft eigentliche schwarze Kalkschiefer. Eine typische Erscheinung im Gebiet des Brogetdal ist eine netzartige Struktur auf der Schichtoberfläche, gebildet aus eigenartigen hellen Schnüren und Adern in meist kreisförmigen Schlingen; sie bestehen aus schwach marmorisiertem Kalk und durchsetzen oft die ganze Schicht.

In den untersten grauen Kalken sind meist noch 3—4 orange gefärbte Bänder zwischengelagert, welche aus Kalken, Mergeln und Dolomiten bestehen. Der Uebergang von der Schichtgruppe 10 vollzieht sich in dieser Art nur allmählich und schrittweise, indem die hellen, gelbweissen Kalke und die roten und grünen Tone und Mergel mehr und mehr durch indifferente graue Kalke abgelöst werden. Von dieser Uebergangszone wurde an der N-Seite des mittleren Brogetdal folgendes Profil aufgenommen:

19. Dunkelgraue Kalke, Wechsellagerung von 40—50 cm dicken Bänken mit 40—50 cm mächtigen Schieferzonen.
18. Gelbes Band:
 - c) Kalkschiefer, fein gestreift graugrün zu gelblich, 90 cm.
 - b) Graue, mergelige Kalkbank, am Oberrand orange anwitternd, 10 cm.
 - a) Wechsellagerung von gelb anwitternden Kalkbänken mit grünroten (zuoberst) und grüngelben Mergelschiefern, 100 cm. 200 cm
17. Grauer Kalk in zwei Bänken 50 cm
16. Gelbes Band:

Wechsellagerung von Kalken, Dolomiten und Tonen. 10—20 cm dicke Bänke; unten sind diese rötlich und hellgrau gefärbt und

- bestehen aus dichtem, dolomitischem Kalk; darüber werden sie gelb und am Oberrand sattgrün und stärker kalkig. Die Schichtoberfläche ist wellig und von roter Tonschale bedeckt. Dreimal kommen auch je 7 cm dicke Zwischenlagen von roten Tonschiefern vor. Daneben schalten sich spätige Dolomite von hellgrauer Farbe ein, z. T. ganz fein grün-rot gestreift; Anwitterungsfarbe gelbbraun 130 cm
15. Grauer, dichter Kalk 80 cm
14. Dolomitischer Kalk, orange anwitternd, unten und oben von Mergelschiefern begleitet 20 cm
13. Graue Kalkbank 15 cm
12. Oranges Band:
Grauer, dichter Kalk in dm-dicken Bänken, gelb-braun bis orange anwitternd, mit Schieferzwischenlagen 50 cm
11. Grauer Kalk 55 cm
10. Oranges Band:
7—10 cm dicke Bänke von grauem, dichtem Kalk, im obersten Viertel weisslich und grünlich werdend. Anwitterungsfarbe orange, besonders intensiv am Oberrand. Dazwischen je 5—10 cm mächtige Schieferzonen.
Die unterste Kalkschicht ruht direkt auf der gezackten, karrig verwitterten Oberfläche der liegenden grauen Kalke 80 cm
9. Graue Kalke in unregelmässiger Bankung, z. T. zuckerkörnig. Da und dort 1—3 cm dicke, helle Mergelzwischenlagen 330 cm
8. Dünngelbankte bis schiefrige Kalke, unten und oben orange anwitternd 35 cm
7. Dunkelgrauer Kalk in zwei Bänken 60 cm
6. Helles, z. T. orange gefärbtes Band:
c) Graue Kalkschiefer, hell anwitternd, mit dünnen, orange-farbenen Mergelhäutchen, 10—15 cm.
b) Dichter, dunkelgrauer Kalk, kantig-splittrig, mit gelb-oranger Verwitterungsrinde, 30 cm.
a) Grauer, feinkörniger Kalk mit orange gefärbtem, mergeligem Bindemittel, 10 cm 55 cm
5. Dunkelgrauer Kalk, dicht bis fein zuckerkörnig, mit weissen Calcitadern; drei Bänke 170 cm
4. Oranges Band:
6 Bänke von dichtem, z. T. etwas spätigem, hellgrauem Dolomit, orange anwitternd; je 8—15 cm dick. Dazwischen 5—6 cm mächtige mergelige Zonen, die unten bröcklig-weich und weisslich sind, nach oben hart und schiefrig werden und in die nächstfolgende orange Dolomitbank überleiten 100 cm
3. Hellgrauer, spätiger Kalk, in Ritzen und Rillen feinste gelbbraune Häutchen 20 cm
2. Tonige Mergelschiefer, sehr hell grünlich, etwas gelb anwitternd 5—7 cm
1. Rot-gelb gestreifte Serie aus dem oberen Teil der Schichtgruppe 10: 14,5 m
Dichte bis spätige, hell gelbgraue und grünliche Kalke von 3—10 cm Dicke mit roten Mergel- und Tonzwischenlagen.

Schichtgruppe 12. 120—130 m.

Auffallender Komplex aus dick gebankten, weissen und hellgrau gestreiften Dolomiten, im obersten Teil oft tieforange anwitternd. An der Basis schalten sich meist etwa zwei Horizonte von dunkelgrauem Kalk ein, je 2—3 m mächtig.

Diese weissen, mächtigen Dolomitbänke treten im Landschaftsbild sehr deutlich hervor, indem sie an Abhängen felsige Steilstufen bilden und sehr oft als starre Klötze grosse Terrassen und Hochplateaus aufbauen, dabei meist von Brüchen enorm zerhackt sind.

Charakteristisch für diese Dolomite, welche im Detail oft Feinschichtung mit subaquatischen Rutschungen sowie Erosionshorizonte mit Karrenbildung zeigen, ist jedoch die Tatsache, dass sie Stromatoliten führen; oft schon in verschiedenen tieferen Horizonten, durchwegs aber in den obersten Partien. In vielen Profilen ist fast die gesamte Schichtgruppe 12 aus hellen, knolligen »Algendolomiten« aufgebaut. Vermutlich handelt es sich ausnahmslos um Arten der Gattung *Collenia* (Lit. 19, 24, 78).

Folgendes Profil wurde am Geologfjord SW Pt. 1073 aufgenommen:

- | | |
|---|-------|
| 20. Die obersten paar Meter unter der Schichtgruppe 13 sind zum grössten Teil schuttbedeckt. Es treten darin aber Bänke eines weisslichen Dolomites auf, der schwach gelb anwittert. | |
| 19. Massig gebankte Dolomite, grau, intensiv gelb rostbraun (»orange«) anwitternd. Knollig und spitz-zackig verwitternd. Voller Algen, deren konzentrische Strukturen an der Schichtoberfläche einen Durchmesser von 2—10 cm aufweisen, z. T. aber auch über 20 cm (Fig. 17); sie gleichen am ehesten <i>Collenia frequens</i> WALCOTT (Lit. 78, p. 113, pl. 10; Lit. 21, p. 1946, pl. 15) | ± 4 m |
| 18. Hellgrauer, kalkiger Dolomit, gelb anwitternd, stark knollig durch <i>Collenia</i> sp. Diese Algenkolonien haben meist einen Durchmesser von 5 cm und kommen dabei als runde Knollen bis 3 cm über die Schichtoberfläche hinaus. Der Dolomit besteht hier aus 4 Bänken, welche durch Tonlagen voneinander getrennt sind. Dieselben sind zwischen den obersten Bänken rot, wobei sich bis 50 cm weit aufwärts und abwärts in den Dolomit hinein ebensolche roten Tonhäute zwischen den einzelnen Algenknollen vorfinden. Z. T. sind auch grössere Partien von roten und grünen Tonfetzenbrekzien ausgefüllt. Die Tonlagen zwischen den unteren Bänken sind grün und umhüllen gleicherweise die über die Bankoberfläche herausragenden Algenknollen | 7 m |
| 17. Band von plattigen Kalken und Dolomiten. Feingestreift, sandige und tonige Partien, bis 10 cm mächtige brekziöse Horizonte; auch Sedimentationsunterbrüche mit feinen Erosionsdiskordanzen kommen vor..... | 3 m |



Fig. 17. *Collenia*-Kolonie in den obersten Dolomiten der Schichtgruppe 12, Geologfjord.

16. Hellgrauer Dolomit, Anwitterungsfarbe weisslich mit Stich ins Gelbe, dicht bis fein zuckerkörnig, in steifen, dicken Bänken. Karrig verwitternd. Auch die Schichtfugen sind gezackt und stellen z. T. wohl Erosionshorizonte dar. Der Dolomit ist zum grossen Teil aus Algenknollen aufgebaut. Es scheint sich auch hier um *Collenia frequens* WALCOTT zu handeln, doch verlieren sich die Knollen in den obersten Bänken fast ganz und machen einer undeutlichen Struktur Platz, welche ev. mit *Collenia compacta* WALCOTT zu vergleichen ist (Lit. 78, p. 112, pl. 15; Lit. 19, p. 684, pl. VIII, fig. 2. Von FENTON in Lit. 21, p. 1946 als identisch mit *C. frequens* betrachtet) ± 80 m
15. Schwarzer, feingestreifter Kalk, erdig-mehlig anzufühlen 2—3 m
14. Hellgrauer, gelblich und rostig anwitternder, kalkiger Dolomit mit Adern von weissem Kalkspat. Führt *Collenia* sp. mit konzentrischen Lamellen bei 3—10 cm grossem Querschnitt.
Untere Hälfte aus vier Bänken bestehend mit je 10—20 cm mächtigen Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefern... 12—15 m
13. Schwarze, bröcklige Schiefer mit rostiger Anwitterungsfarbe 20 cm
12. Grauer, dolomitischer Kalk mit schwarzen Tonschmitzen; etwas knollig.
An der Basis 10 cm dicke, gepresste Kalkschieferlage.... 60—100 cm

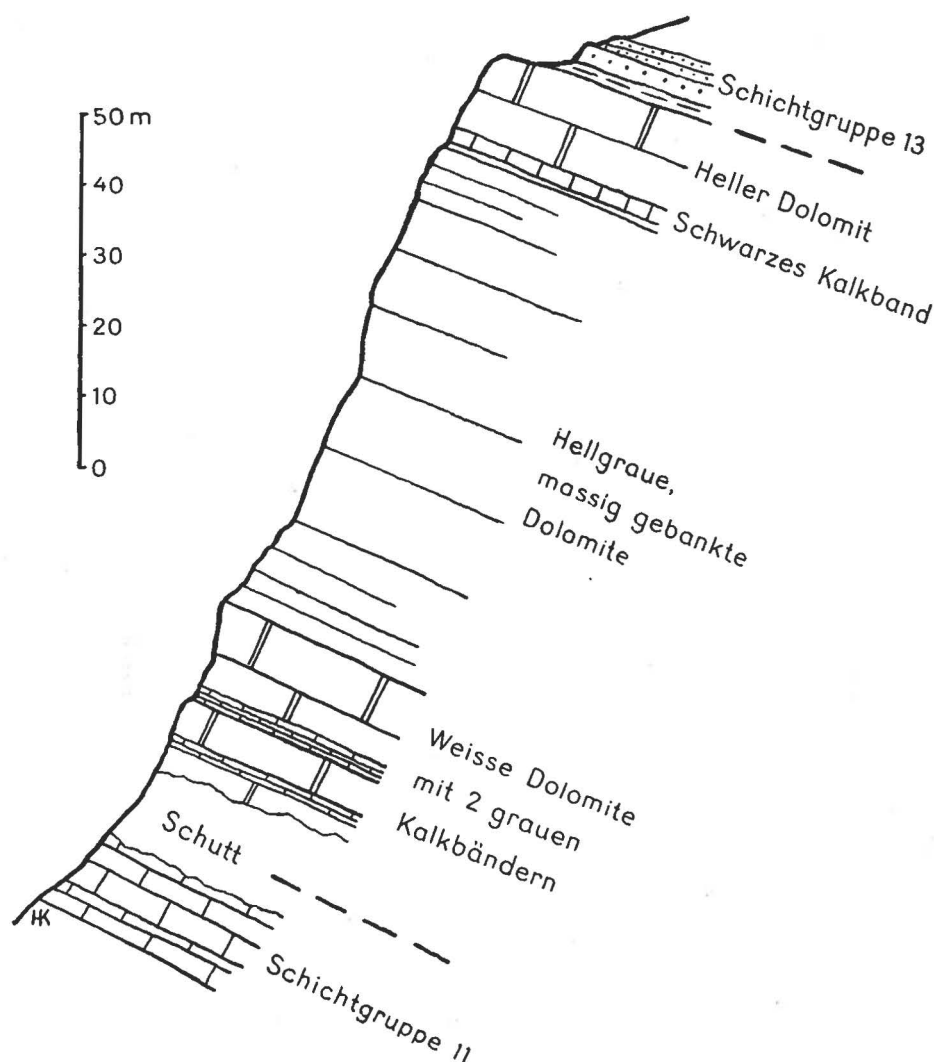


Fig. 18. Profil durch die Schichtgruppe 12 im hinteren Brogetdal (nördlich Ovrösö).

- | | |
|--|-------|
| 11. Mausgrauer, bröcklicher Kalk von mehligem Habitus. Im oberen Teil mit weissen Schmitzen und Adern von ebenfalls mehlig-weichem Calciumkarbonat. An der Basis eigenartig brekziös durch ca. 1 mm grosse, schwarze Sandkörner (aus Quarzpartikeln bestehend), welche in Abständen von 0,5—1 cm regelmässig verteilt sind | 2,5 m |
| 10. Weiss-grau gestreifter Kalk | 30 cm |
| 9. Dunkelgrauer, fast schwarzer, bituminöser Kalk mit Feinschichtung, im oberen Teil plattig ausgebildet. Greift an der Basis in die bis 5 cm tiefen, karrigen Erosionstaschen des liegenden Dolomites hinein | 60 cm |

- | | |
|--|-------------|
| 8. Hellgrauer Dolomit, weissgrau anwitternd. Sehr massig, etwas knollig, mit schwacher Andeutung von Algenstrukturen. Spitz verwitternd | 6 m |
| 7. Feinblättrige, schwarze Tonschiefer, sehr bröcklig. Rostbraun und gelb anwitternd | 40 cm |
| 6. Schwarze Kalkmergelschiefer | 20 cm |
| 5. Dunkelgrauer, dichter Kalk, etwas brekziös | 80 cm |
| 4. Graue Kalkschiefer, fein gestreift | 40 cm |
| 3. Schwarze Kalkmergelschiefer | 20 cm |
| 2. Dunkelgrauer, mergeliger Kalk mit <i>Collenia</i> sp. (<i>C. frequens</i> ? Es handelt sich um sehr kleine, einzeln auftretende und in beliebiger Richtung zueinander stehende, konische Zylinder, oft fast von der Form einer Halbkugel, bestehend aus ca. 1 mm dicken, konzentrischen Lamellen; grösster Durchmesser 1—2 cm) | 1 m |
| | ± 125—130 m |
| 1. Helle Kalke, teils mehlig-bröcklig, teils hart und spitz verwitternd. Oberste Partien der Schichtgruppe 11. | |

Nördlich vom Brogetdal besteht die Schichtgruppe 12 fast ausschliesslich aus hellen, massig gebankten Dolomiten, im Anschlag oft mit Stich ins Bläuliche. Algen treten hier weniger häufig auf. Meist schaltet sich aber auch in den oberen Partien ein dunkles Kalkband ein (Fig. 18).

Am Gipfel des Himmelbjerg ist der hell-dunkel gestreifte Dolomit teils groblöchrig, teils oolithisch.

Schichtgruppe 13. 250—270 m.

Mächtige, meist sehr wechselfarbig und komplex ausgebildete Abfolge von Sandsteinen, Dolomiten, Kalken und Tonschiefern, welche die Bunte Serie nach oben abschliesst. Ähnlich wie in der ebenfalls sehr komplex gegliederten Schichtgruppe 10 finden sich auch hier grosse fazielle Unterschiede gegenüber der Ausbildung weiter im Süden, etwa im Antarctica Sund oder im Kempes Fjord.

Die hier beschriebenen Profilaufnahmen stammen alle vom mittleren Geologfjord und dem Gebiet gegen das Brogetdal, wo die Schichtgruppe 13 an den Hängen nördlich vom Øvresø und bei Pt. 924 sehr schön aufgeschlossen ist.

Es lassen sich nach Ausbildung und Farbe 5 Abteilungen unterscheiden (Fig. 19), welche im folgenden einzeln beschrieben werden sollen.

1. Untere bunte Abteilung. (Fig. 20).

- | | |
|--|-----|
| 31. Gelbbraune, dicke Bänke von Algendolomit, an der Basis mit scharfer Grenze in gleichfarbigen, porös verwitternden dolomitischen Sandstein übergehend | 3 m |
|--|-----|

30. Weiss-rötlicher, relativ grobkörniger Quarzsandstein, gelb-rosa anwitternd 4 m
29. Dunkle, tonig-mergelige Schiefer; rostrot, grün und gelb-grau, feingestreift 4 m

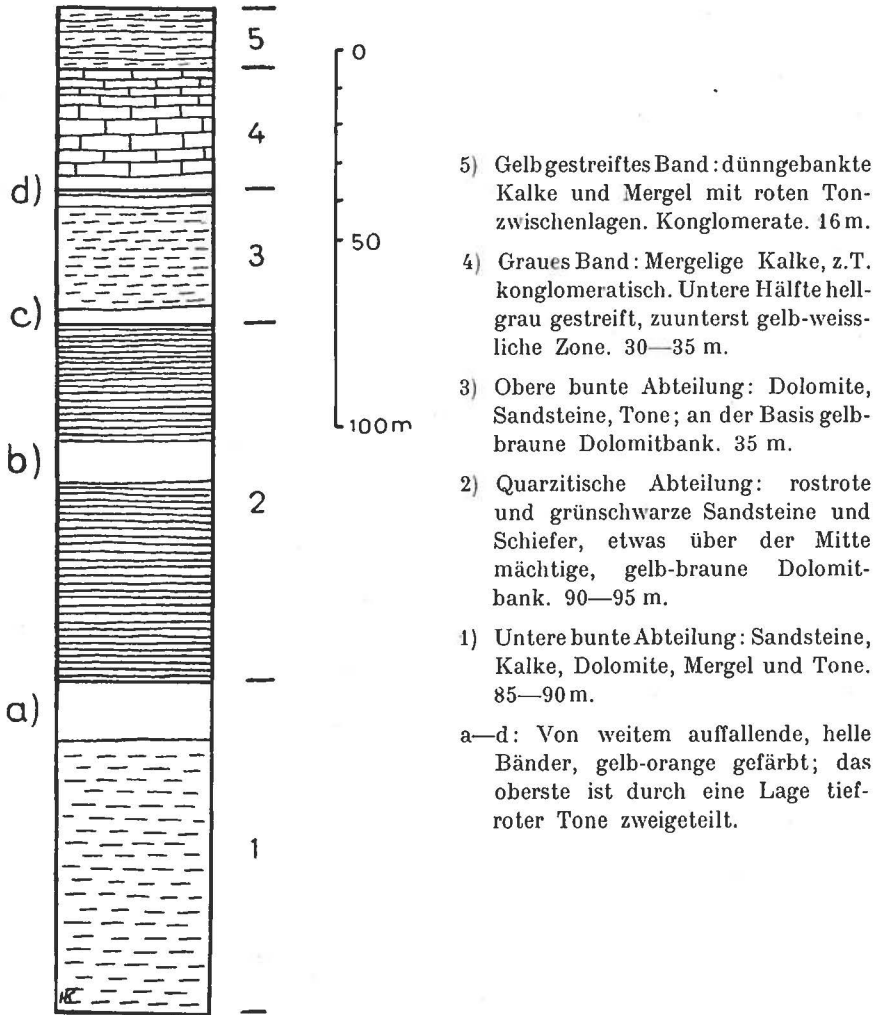


Fig. 19. Die Gliederung der Schichtgruppe 13 im Geologfjord.

28. Helle Algendolomite, orange anwitternd, mit *Collenia*-ähnlichen Strukturen in fast jeder Grössenordnung bis 10 cm Durchmesser (Fig. 24) 7 m
27. Helle, gelbliche Bänke von kalkigem Dolomit, oft brekziös mit einer Grundmasse von weisslich-grauem, zuckerkörnigem Kalk. Dazwischen härtere Lagen eines violetten, brekziösen Sandsteins mit tonig-karbonatischer Grundmasse; braune, poröse Verwitterungskruste 3 m

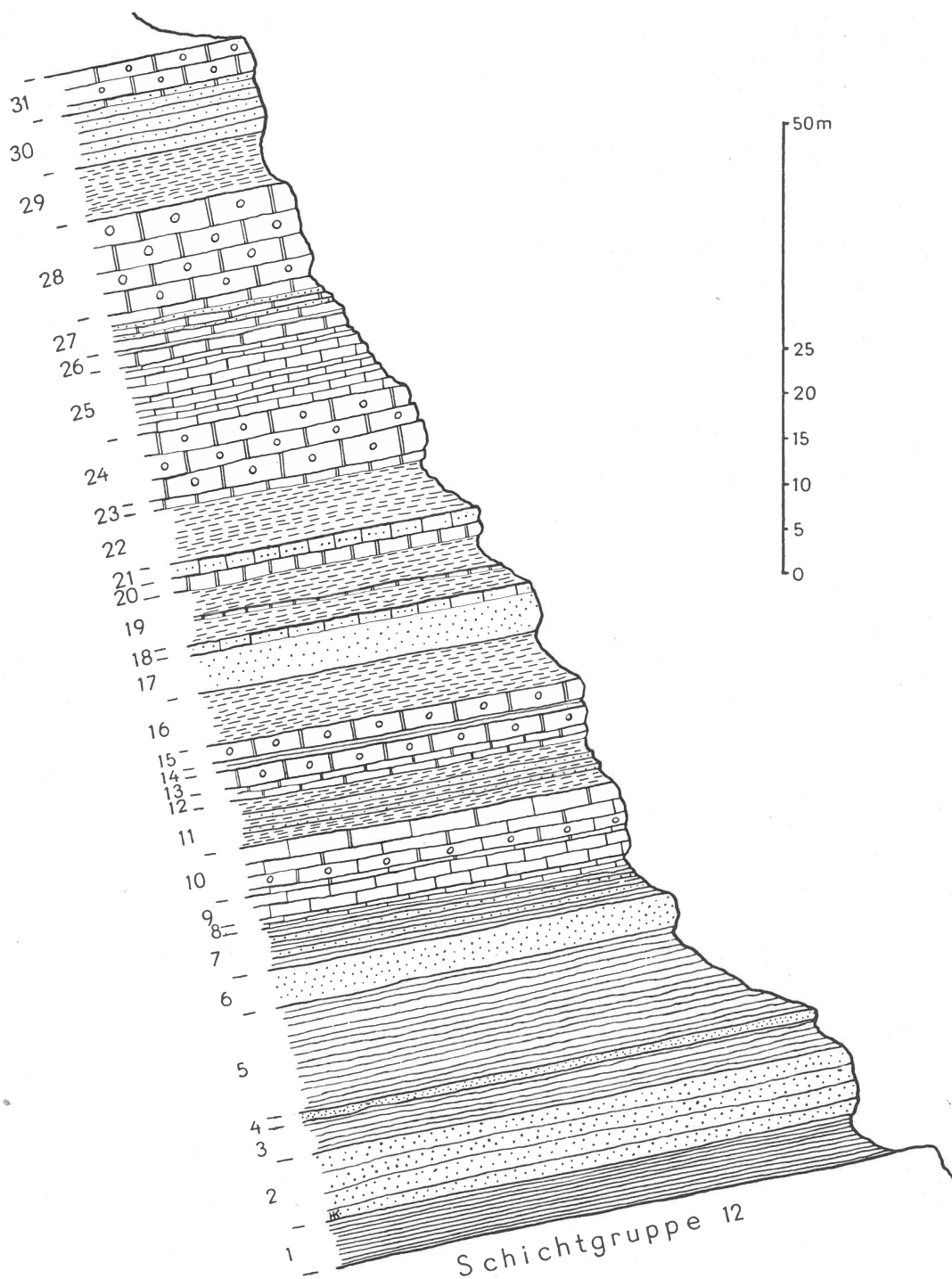


Fig. 20. Profil durch die untere bunte Abteilung der Schichtgruppe 13, Geologfjord.
Die Zahlen entsprechen den Profilnummern auf S. 79-82.

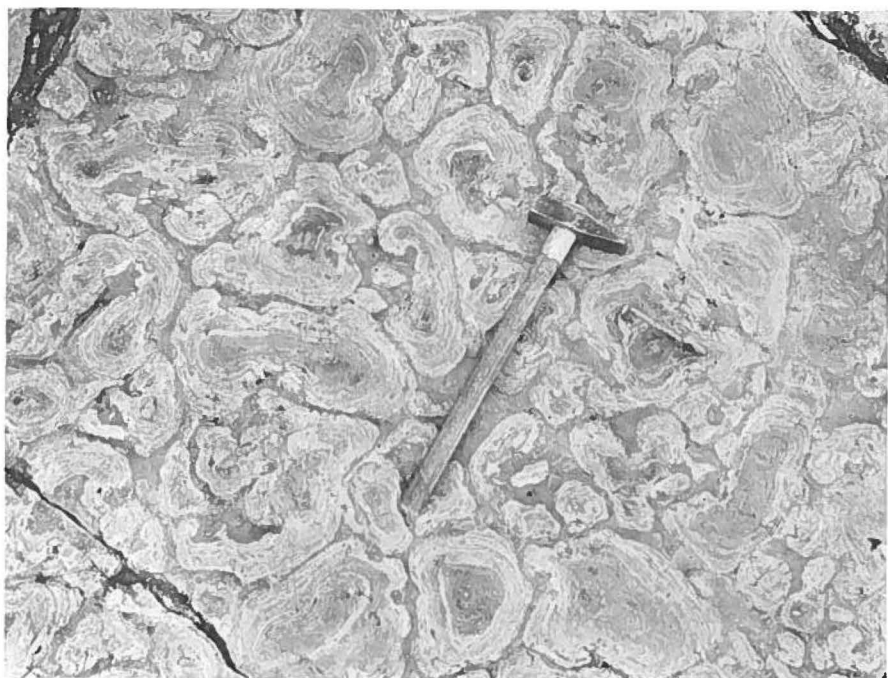


Fig. 21. *Collenia*-Strukturen auf glazial polierter Schichtoberfläche. Schichtgruppe 13, Geologfjord. (Gelbbraune Dolomite im oberen Teil der unteren bunten Abteilung).

- | | |
|--|---------|
| 26. Dunkle, grün-violette, mergelige Dolomite, feingestreift; violette Tonlagen voller Sericitschüppchen..... | 1 m |
| 25. Dichte und spätige, oft sandige Kalke mit Kreuzschichtung und einzelnen Brekzienlagen. Verwitterung mit karrenartigen Rillen. An der Basis dunkelgrau, sonst gelbgrau gestreifte Wechsellagerung | 5 m |
| 24. 3 Bänke von gelbbrosa gefärbtem, spätigem Dolomit mit <i>Collenia</i> -Strukturen | 5 m |
| 23. Gelbbraune, 10—30 cm dicke Bänke von Kalkdolomit mit knolliger Oberfläche, etwas mergelig. Dazwischen dunkelrote Tonlagen | 0,5—1 m |
| 22. Grüner Komplex von dolomitischen Mergeln, z. T. etwas sandig. Feinste hell-dunkle Parallelstreifung, infolge Clivage jedoch schief dazu stehende, plattige Absonderung. In einzelnen Lagen grosse Chlorit-Anreicherung.
Dazwischen sind 6—10 braun anwitternde Bänke eingelagert, je 5—30 cm dick. Im Anschlag grün und weisslich-gelb, mergelig und dolomitisch. Sie enthalten 1—2 cm grosse, knollige Algenstrukturen, welche mit grünen Tonhäuten überzogen sind | |
| 21. Braun anwitternder, sandiger Kalk, feingestreift durch grünschwärze Mergellagen; z. T. brekziös. Darüber 5 cm hellgraue, mergelige Schieferchen | 1 m |

20. Gelbbrauner, dichter Dolomit in zwei Bänken	1 m
19. Mergelige, auch tonige und sandige Schiefer, grün und rot-violett. Dazwischen 60 cm mächtiger, kalkiger Dolomit, knollig und braun anwitternd; im Anschlag hell oder grün wie die sattgrünen Tönhäute zwischen den Knollen.....	4 m
18. Brauner Kalksandstein, kreuzgeschichtet, porös verwitternd; bis 0,5 mm grosse, gut gerundete Quarzkörner....	0,5—1 m
17. Grüner, massiger Quarzsandstein, rostig anwitternd.....	3 m
16. Grüngraue, tonige Schiefer, z. T. sandig.....	4 m
15. Braune, knollige Algendolomite mit rotvioletten Tönhäuten	1—1,5 m
14. Weisse, quarzitische Schiefer in Wechsellagerung mit roten, tonigen Lagen, je 1—5 mm dick; z. T. auch bis 5 cm dicke, sandige Lagen mit Ripplemarks	0,5 m
13. Braune, knollige Algendolomite mit rotvioletten Tönhäuten voller Sericitschüppchen	1—1,5 m
12. Feingestreifte, gelbbraun anwitternde, kalkige Dolomite, Schichtdicke 10—25 cm, in den Schichtfugen rote Tönhäute mit Trockenrissen, auch zweimal bis 10 cm dicke, rote Tonschieferzwischenlagen	1 m
11. Grüngraue und braunschwarze, tonig-sandige Schiefer mit grünen und braunen Sandsteinzwischenlagen, z. T. mit Tönhäuten; Ripplemarks und Kreuzschichtung	3—4 m
10. Hellgelber Kalkdolomit, etwas spätig, mit Algenstrukturen in einer 1 m mächtigen Zone, welche 40 cm über der Untergrenze einsetzt.....	3—4 m
9. Dunkler, graublauer Kalk, z. T. recht grobspätig	2 m
8. Wechsellagerung von braunen und grauen, sandigkalkigen Schichten mit tonigen Zwischenlagen. Zuunterst ein grauer, feingestreifter Kalk mit 1—2 cm grossen Algenknollen, braungelb anwitternd.....	0,5—1 m
7. Braune und grauschwarze, quarzitische Schieferchen mit einigen 10—15 cm dicken Bänken eines Hämatit- und Pyrit-führenden Quarzsandsteins, z. T. tonige Schmitzen enthaltend. Auch 5—10 cm dicke Zwischenlagen eines schmutzig grüngrauen, bröckligen Gesteins, porös und tuffartig aussehend, das bis 3 mm grosse quarzitische Geröllkomponenten führt; gut gerundete Quarzkörner machen etwa 50 % der sonst tonig-chloritischen Grundmasse aus, welche überdies lange und schmale Glimmerfetzen enthält	3 m
6. Grüner, massiger Quarzsandstein	2,7 m
5. Quarzitische Schieferchen, mm-weise wechsellagernd mit Mergeln. Zwischenlagen von 3 cm dicken Sandsteinbändern	8 m
4. Grünlicher, massiger Quarzsandstein	0,7 m
3. Dünne quarzitische Schieferchen mit viel Sericit, rostrot bis schwarz	2,5 m
2. Dick gebankter, braunroter Quarzsandstein, im Anschlag rosa	5 m

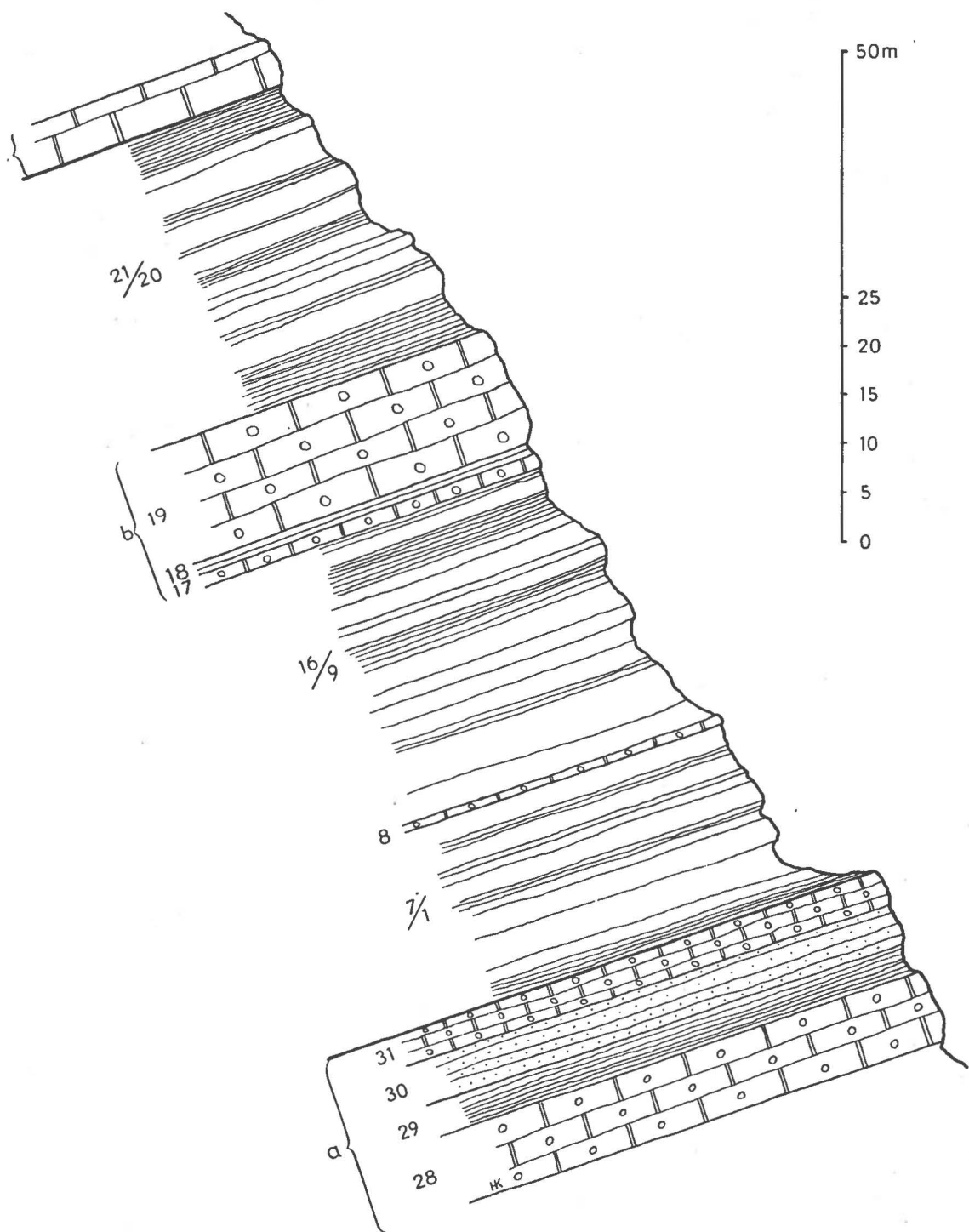


Fig. 22. Profil durch die quarzitische Abteilung der Schichtgruppe 13, Geologfjord. a, b, c: von weitem auffallende helle Bänder (vergl. Fig. 19, S. 79). Die Zahlen entsprechen den Profilnummern auf den Seiten 79 und 84.

1. Quarzitisch-tonige Schiefer, schwarz-rot; im oberen Teil
einige kreuzgeschichtete Sandsteinbänke zwischengelagert. 3—4 m
Orange gefärbte Algendolomite vom oberen Teil der Schicht- 86,9—92,4 m
gruppe 12.

2. Quarzitische Abteilung. (Fig. 22).

21. Grauer, glimmerführender Sandstein, z. T. rostigrot an-
witternd; auch schiefrig 1 m
20. Grünrote Quarzsandsteine (massige Bänke bis 5 m Dicke)
und Sandsteinschiefer $\pm$ 30 m
19. Heller, gelber Dolomit, zackig-spitz verwitternd und
riffartig aussehend. *Collenia*-Strukturen. Teilweise auch
gelbbrauner, körniger Kalkdolomit ca. 8 m
18. Gelbgrünliche dolomitische Schiefer, dm-weise wechsel-
lagernd mit 7—10 cm dicken Bänken eines brekziösen
Dolomites mit Algenstrukturen, gelborange anwitternd.. 1—1,5 m
17. Dichter, hellgrauer Dolomit, leuchtend orange anwitternd,
mit Algenstrukturen ähnlich *Collenia expansa* FENTON
(Lit. 21, p. 1948, pl. 16, fig. 1—3) 1—2 m
16. Wechsellagerung von Sandsteinbänken und sandigen Schie-
fern (je 10—15 cm) 1 m
15. Massiger, grünscharer Quarzsandstein 1,6 m
14. Dünne, sandige Schiefer, nach unten Wechsellagerung mit
dm-dicken Sandsteinbänken 6 m
13. Dickere Sandsteinbänke ohne Schieferlagen 1 m
12. Massige Bank von Quarzsandstein, rostrot anwitternd ... 1,5 m
11. Wechsellagerung von sandigen Schiefern und dünnen Sand-
steinbänken 5 m
10. Massige Bank von Quarzsandstein, grün und rostrot an-
witternd 1,5 m
9. Grüne und rote Schiefer, sandig und z. T. mergelig-tonig,
sowie dünnere Sandsteinbänke 12 m
8. Grauer, dichter Dolomit, braun anwitternd, z. T. feinge-
streift; Algenstrukturen, grüngraue Tonschmitzen zwischen
den Knollen 0,4 m
7. Sandsteinschiefer 5 m
6. Grüne, plattige Sandsteine 0,5 m
5. Schiefer mit Mergellagen 1 m
4. Grüngrauer, massiger Quarzsandstein in dicken Bänken,
z. T. rostig anwitternd 3 m
3. Schieferige Sandsteinlagen von 1—4 cm Dicke, grüngrau
und dunkel rostrot anwitternd, mit Zwischenlagen von
hellen gelbgrauen Mergeln 1 m
2. Grüngrauer, massiger Quarzsandstein 2,5 m
1. Sandige Schiefer und dünnplattige Sandsteine, oft feinge-
streift; stark limonithaltig, auch tonig und etwas kalkig 6 m

91—92,5 m



Fig. 23. Oberer Teil der Schichtgruppe 13 im Geologfjord (Abteilung 3, 4 und 5 auf Fig. 19, S. 79).

3. Obere bunte Abteilung. (Fig. 23).

Die Basis bildet eine bis 5 m dicke, gelbbraune Bank von dichtem, z. T. etwas kalkigem Dolomit; mit schwacher Rotfärbung kommen auch mergelige Partien vor.

Wie aus Fig. 23 deutlich ersichtlich ist, enthält diese obere bunte Abteilung etwa in der Mitte eine weitere, dicke helle Bank, die sich aber seitlich oft in mehrere dünne Schichten aufgliedert. Es handelt sich um einen dichten, gelben Dolomit mit fetzenartigen Brekzienlagen; an der Oberkante zeigen sich bis 7 cm grosse Algenstrukturen. Die ganze Erscheinung ist nicht unähnlich den hellen Algendolomitmassen in der obersten Serie der Schichtgruppe 10 (vergl. S. 72), wenn auch weniger stark ausgeprägt.

Zwischen der Basisbank und diesem mittleren Algendolomit befindet sich eine gelb-rot gestreifte Serie, im unteren Teil vorwiegend

rot und schiefrig aussehend. Es sind rote Tone und hellgrünliche, gelb anwitternde, spätige Dolomite; die Wechsellagerung geht oft bis in die kleinsten Dimensionen, und z. T. herrscht eine innige Durchmischung von einzelnen Tonhäuten und -schmitzen in dolomitisch-mergeliger Umgebung und umgekehrt. Stellenweise kommen auch brekziöse Lagen sowie rote, sandige Tone vor. Bei den im oberen Teil stärker in Erscheinung tretenden, gelben Dolomitschichten kommt oft eine knollige Ausbildung der Schichtoberfläche vor, ganz ähnlich wie durch Algenstrukturen; rote und grüne Tonhäute füllen die Zwischenräume zwischen den Knollen aus.

Ueber der mittleren Algendolomitbank folgen zwei auffallende, grüne Bänder von je 2 m Dicke, getrennt voneinander durch 1,5 m gelbbraunen und grauen Kalk mit einer schiefrigen Mergelzwischenlage. Die grünen Bänder bestehen aus plattigem, grüngrau gestreiftem Quarzsandstein, ähnlich einem »Tafelquarzit«.

Darüber folgt nun eine Zone rasch wechselnder Ausbildung. Neben roten Tönen und gelbbraunen Dolomiten treten auch harte Bänke von stark eisenschüssigen, onkolitischen Kalkdolomiten auf. Durch Hämatit erhalten sie ein rotgeflecktes Aussehen, daneben kommt wohl auch Siderit vor; Hohlräume zwischen den Onkoiden (z. T. auch Ooiden) sind durch sekundären Calcit ausgefüllt, der seinerseits durch Magnetit verdrängt wird. Dieser Magnetit, auch etwas Pyrit, kann sehr häufig sein; längs Adern und feinsten Ritzen dringt er vor, zusammen mit viel Chlorit und z. T. glasiger Substanz, und füllt stellenweise sämtliche Zwickel zwischen den Hämatit-Karbonat-Onkoiden aus. Er scheint somit deutlich magmatischer Herkunft zu sein, entgegen dem wohl sedimentären Hämatit. Sandige Lagen mit kleineren, eckigen und runden Quarzkörnern sind in diesen Gesteinen nicht selten.

Grüne Mergel, hellgrauer, spätiger Dolomit und gelbrosa gefärbter, spätiger Kalk sind weiterhin vertreten. Dazwischen kommen dunkelrote, harte Sandsteine vor, oft den gelben Kalk kreuz und quer »durchsetzend« (vergl. S. 98). Ihre Sandfraktion ist sehr ausgeglichen von der Grössenordnung 0,05—0,08 mm, wobei die meist eckigen Quarzkörner (Feldspäte sind ziemlich selten) rund 40—50 Vol. % einnehmen; die Zwischenmasse ist Karbonat, dazu treten wenige, lange Glimmerfetzen auf; Hämatit durchzieht alle Ritzen und Zwickel. An anderen Stellen weist derselbe harte, dunkelrot bis lila gefärbte Sandstein bei mehr gerundeten Quarzkörnern einige Kreuzschichtung auf. Dabei ist es nicht selten, dass sowohl die Rundung und Politur der weniger als $\frac{1}{10}$ mm grossen Quarzkörner wie auch die Art der Kreuzschichtung deutlich auf Windtransport und -sedimentation hinweisen (Fig. 25, S. 98).

In Zwischenlagen erscheinen auch helle, plattige Sandsteine, grau-grünlich gestreift, sowie dichter weisser Kalk. Weitverbreitet in den

roten Tonen und mergeligen Dolomiten sind auch Brekzienlagen. In den obersten Schichten dieser Abteilung treten überdies wieder gelbe Algendolomite auf. Die letzten 3,5 m darüber bestehen aus roten Tonen und hellgrau-gelben Dolomiten; die anfänglich etwas gröbere Wechselagerung wird aufwärts immer feiner, und der letzte Meter besteht ausschliesslich aus tiefroten Tonschiefern.

4. Graues Band.

Es setzt scharf mit einer massigen, überhängenden Wand über den liegenden roten Tonschiefern ein. Doch ist die Farbe in den untersten paar Metern hellgelb und geht aufwärts nur allmählich in Grau über.

Der im Anschlag dichte, weisse Kalk zeigt im untersten Teil Algenstrukturen mit gegen 10 cm Durchmesser. Eine Schichtung ist anfänglich kaum zu erkennen, erst höher oben durch Wechsellagerung mit mergeligen Lagen. Der Kalk zerspringt i. a. sehr leicht in scharfe, eckigspitze Stücke.

Höher oben treten in den dunkelgrauen Kalken und Kalkmergeln verschiedentlich Brekzien und Konglomerate auf. Die Erscheinung von während der Diagenese wieder aufgewühlten, zerbrochenen und verrutschten, schlammigen Absätzen ist nicht selten. Daneben kommen aber auch Kalkmergellagen vor, in denen dunkle Kalke in Form von bis kopfgrossen Geröllen eingebettet sind. Zuoberst sind vor allem Brekzienlagen verbreitet, welche der im englischen »intraformationale breccias« genannten Art entsprechen (Fig. 29, S. 104); sie sind bei Sedimentationsunterbruch durch Zerbrechen der bereits verkrusteten Kalk- und Mergelabsätze entstanden, deren eckige Fragmente mehr oder weniger am selben Ort in das neue, darüberfolgende Sediment eingebettet wurden.

5. Gelb gestreiftes Band.

Diese Zone besteht fast ausschliesslich aus hellen Kalken und tiefroten Kalk-Tonen, wobei die dichten Kalke meist schwach marmorisiert sind. Sehr typisch sind »Fetzenbrekzien«, welche aus kleinen, meist eckigen und verbogenen Fragmenten einer unterliegenden Kalkschicht bestehen, welche wirr durcheinanderliegend in nächsthöheren Kalkabsätzen eingebettet sind (wie die im vorangehenden Kapitel erwähnten »intraformationale breccias«, nur viel feiner und mehr durcheinandergemischt). Sedimentationsunterbrüche zeigen sich auch durch ausgeprägte Trockenrisserscheinungen in den roten Tonen. Am auffallendsten sind grobkonglomeratische Lagen, deren Entstehung nicht ganz einfach zu deuten ist; es soll in einem späteren Kapitel noch darauf eingegangen werden.

Von weitem erscheint dieses »gelb gestreifte Band« in zwei genau

gleich mächtige Abteilungen unterteilt, wobei die untere rot-gelb und die obere hellgrau-gelb gestreift ist.

Die Obergrenze der ganzen Zone ist nicht sehr scharf, da die relativ dünnen Kalkschichten nur ganz allmählich in die grauen, z. T. bituminösen Kalke der Schichtgruppe 14 überleiten, wobei Tone mehr und mehr zurücktreten.

Folgendes Detailprofil wurde am Geologfjord SW Pt. 1073 aufgenommen (von oben nach unten):

30. Unterste Kalke der Schichtgruppe 14: im Anschlag stets dunkelgrau, obwohl bänderweise einzelne Schichten noch gelb und braunorange anwittern. Zuunterst mit graubraunen Tonhäuten auf den Schichtfugen	
29. Hellgraue, dichte Kalke, gelb anwitternd; z. T. brekziös. Dünngeschichtet	160 cm
28. Kalkkonglomerat: weisslich-graue, dichte Kalke, z. T. rosa gefärbt, mit horizontal liegenden, gerundeten Fragmenten; Zwischenmasse gelbe Kalkmergel	30 cm
27. Gelbbraune Schiefer	2—3 cm
26. Grau-gelb gestreifte Kalke; in der Mitte und oben je ein brekziöser Horizont	60 cm
25. Rötlich gefärbte, 5—10 cm dicke Schichten: heller, dichter bis feinkörniger Kalk mit dünnen, grünlichen Mergelzwischenlagen	70 cm
24. Hellgrau zu gelbbraun gestreifte Kalke mit Fetzenbrekzien und Konglomeraten	310 cm
23. Graue Kalkbank, z. T. etwas brekziös	65 cm
22. Dichter Kalk, weisslich-gelb und rosa; zwischen den 5—10 cm dicken Schichten mergelige Schieferchen	30 cm
21. Hellgrauer, brekziöser Kalk	5—10 cm
20. Gelbbraun anwitternder Kalk	25 cm
19. Hellgrauer, dichter bis feinzuckerkörniger Kalk, brekziös durch kleine, fetzenartige Fragmente von gelblichem Kalk	15 cm
18. Rote, kalkig-tonige Schiefer und rot-gelber Kalk	30 cm
17. Harte rote Kalke sowie gelbe sandige Kalke mit Brekzien	110 cm
16. Weiss-rot gebänderte Kalke und Mergel in Wechsellagerung von 0,5—1 cm, sowie rote Tonschiefer	75—80 cm
15. Gelber Kalk, im Anschlag fast weiss und dicht. Brekziös durch kleine eckige, gelbe Kalkfragmente; z. T. auch konglomeratisch mit bis 10 cm grossen Komponenten....	25 cm
14. Gelbrot gestreifte, plattige Kalke, 1 cm dick	12—15 cm
13. Rote Tonschiefer	3 cm
12. Gelblich-rot gebänderte Kalke, z. T. etwas sandig und brekziös	40 cm
11. Braune Mergelschiefer	4 cm
10. Hellgelber Kalk, dicht bis feinzuckerkörnig	50—55 cm

9. Rötliche, dichte Kalke mit einzelnen weissen Bändern...	60 cm
8. Gelber, feinkrekziöser Kalk, im Anschlag weisslich und rosa gefärbt	50 cm
7. Wechsellagerung von hellgelbem, dichtem Kalk und roten Tonschiefern	50 cm
6. Gelbrote, konglomeratische Bank: zuoberst 10 cm gelbe, feinere Brekzienlage mit fetzenartigen Kalkkomponenten. Darunter grobes Kalkkonglomerat, i. a. rötlich. Durchschnittlich 5 cm grosse, gut gerundete Komponenten von rotem Kalk, oft mit schaliger Verwitterungskruste. Kleinere Komponenten sind meist eckig. Die Zwischenmasse besteht aus feinkrekziösem, rot-gelbem Kalk	100 cm
5. Dichte, weissliche Kalke, fein gestreift, gelb anwitternd, mit bis 2 cm dicken, roten Tonzwischenlagen	10 cm
4. Gelbliches Kalkkonglomerat, zuoberst sandige, gelbbraune Kalke	40 cm
3. Grobes, polygenes Konglomerat (Fig. 31, S. 107): Gut gerundete Komponenten von meist länglicher Form, 5—25 cm gross, oft mit schaliger Verwitterungskruste. Neben roten kommen auch hellgraue und gelbe Kalke vor sowie gelbe Dolomite, Mergel und Sandsteine. Zwischenmasse gelbbraun, brekziös-sandig und z. T. kreuzgeschichtet. Verteilung und Ausbildung der Komponenten, Rundungsgrad etc. sind auffallend uneinheitlich und ungeordnet. An der Basis rotgelber Kalk und dicke, rote Tonlagen mit prächtigen Trockenriss-Bildungen	60 cm
2. Helle, gelbbraune Kalke, z. T. brekziös; dünne, grüne Mergelzwischenlagen	25 cm
1. Hellgrauer, dichter Kalk, gelbbraun anwitternd; an der Basis 5—10 cm dicke, grünrote Mergel mit nussgrossen Kalklinsen	25 cm
	15,4—15,6 m

c. Kalk-Dolomit Serie.

Es ist eine ziemlich genau 1000 m mächtige, eintönige Abfolge von grauen, teilweise bituminösen Kalken und meist hellen Dolomiten, welche vor allem im oberen Teil stärker vertreten sind. Innerhalb dieser ganzen Serie wechseln die Faziesverhältnisse im Detail recht stark, so dass schon zwischen Antarcetics Sund (Niviarsiat) und dem Geologfjord die einzelnen Stufen nicht mehr ohne weiteres einander gleichgesetzt werden können; die Grenzen der Schichtgruppen bezeichnen daher auf diese Erstreckung hin nicht mehr sichere stratigraphische Horizonte, wie es bei der Bunten Serie und der Quarzit Serie wohl angenommen werden darf.

Auf Strindbergs Land selber sind die Aufschlussverhältnisse ziemlich schlecht, und zudem gibt es infolge der tektonischen Bedingungen

auch nirgends durchgehende, zusammenhängende Profile durch diese Serie (ausgenommen etwa in den unzugänglichen Wänden am äusseren Geologfjord; aber auch dort fehlen die obersten Schichtstufen). Hingegen sind im benachbarten, östlichen Teil von Andréas Land die diesbezüglichen Verhältnisse sehr gut, weshalb ich für genauere Profilbeschreibungen auf die Arbeit von FRÄNKEL verweisen möchte. So gebe ich hier nur eine kurze Uebersichtsdarstellung der einzelnen Schichtgruppen der Kalk-Dolomit Serie.

Schichtgruppe 14. Ca. 140 m.

Sie konnte an der Geologfjordküste westlich Pt. 1146 noch relativ gut untersucht werden. Nach oben wird sie durch einen ausgeprägten Erosionshorizont begrenzt, wobei die Schichtgruppe 15 mit einer groben Transgressionsbrekzie darüber einsetzt; diese ist beidseits des Fjordes durch ein auffallend orange gefärbtes, ca. 80 cm mächtiges Band gekennzeichnet. Erst ca. 50 m höher oben setzt eine etwas hellere Zone ein, welche man geneigt wäre, mit der Schichtgruppe 15 der südlicheren Gebiete zu parallelisieren, wo dieselbe sich als scharf begrenztes, fast weisses Dolomitband präsentiert.

Im untersten Teil, 50–60 m mächtig, besteht die Schichtgruppe 14 aus 10 cm dicken, grauen Kalk- und Kalkmergelschichten, z. T. fein gestreift. Besonders die mergeligeren Schichten stehen infolge der Verwitterung meist wulstartig hervor. Etwas oberhalb der Mitte dieses Komplexes trifft man einen brekziösen Horizont als schwarzes Band von 25–40 cm Dicke; es handelt sich um einen grobspätigen Kalk mit eckigen, meist länglichen Trümmern eines hellen, sehr feinkörnigen Kalkgesteins; die Grösse der Komponenten beträgt einige mm bis wenige cm.

Ueber Kalken mit mehr schiefriger und plattiger Ausbildung folgt sodann eine auffallend hellere Zone, ca. 50 m mächtig. Es sind meist feinkörnige Kalke, z. T. mit gröberen Komponenten, feingestreift und oft mit Kreuzschichtung. Karrenartige Verwitterungshorizonte und taschenartiges Ineinandergreifen einzelner Kalk- und Mergelkomplexe sind nicht selten (Fig. 26, S. 100). Häufig ist auch ein fast weisses, brekziös aussehendes Gestein. Es zeigt sich ein inniges Durcheinander von grauen und weissen Fetzen und Schmitzen, mm- bis cm-gross, bestehend aus feinkörnigem und dichtem Kalk, meist etwas mergelig.

Besonders auffallend sind aber die grauen Mergellagen, welche kreuz und quer durchsetzt sind von weissen, gebogenen, verschlungenen oder geradlinig auskeilenden »Schwänzen«; sie bestehen aus einer weichen, homogenen und sehr feinkörnigen Kalkmasse. Trotzdem die Anordnung und Struktur dieser »Schwänze« etwas seltsam und verwirrend ist, kann es sich kaum um etwas anderes als um Ausfüllungen von Zerrissen

handeln, da sie meist oben und unten direkt mit dem benachbarten, hellen Kalkgestein in Verbindung stehen, wo sie auskeilen (Vergl. auch Lit. 29, p. 194 und Pl. V, Fig. 1).

Neben den hier genannten Erscheinungen treten in den obersten Teilen dieses Komplexes sporadisch noch gut gerundete, graue Gerölle von bis Faustgrösse auf, aus meist dichtem, hartem Kalk bestehend.

Ueber dieser hellen Zone folgt wieder ein dunkler, rauchgrauer Komplex, der im allgemeinen sehr dünn geschichtet ist. Es handelt sich um plattig-schiefrige Kalke mit sehr häufig auftretenden Brekzienhorizonten, wechsellagernd mit Kalkmergellagen, fast schwarzen, spätigen Kalken, löchrig-porösen Kalkschiefern sowie auch dunkelgrauen, rauhwacke-ähnlichen Gesteinen. Zuoberst folgen dünnplattige, harte Kalke, welche oft gelbbraun anwittern und teilweise olivbraune Tonzwischenlagen enthalten. Ueber einem schwach erodierten Horizont folgt sodann die

Schichtgruppe 15. Ca. 80 m.

Sie beginnt mit einer groben Transgressionsbrekzie mit bis 10 cm grossen Kalkkomponenten verschiedener Herkunft, welche oft auch gut gerundet sind. Das Bindemittel besteht aus feinerbrekziösem Material, welches gelbbraun bis orange anwittert. Das Gestein sieht dadurch einem Devonkonglomerat nicht unähnlich. Die Verkittung ist nicht sehr stark.

Direkt über dem Konglomerat, z. T. noch zusammen mit einer feineren Brekzie, findet man die prächtigsten, dunkelgelb herauswitternden *Collenia*-Strukturen als aufrechtstehende Zylinder von fast einheitlich 3—4 cm Durchmesser. Auch in den hangenden, grauen Kalken treten sie teils noch auf, wo die gelben konzentrischen Kreise auf den Schichtflächen stark auffallen; höher oben verschwinden sie dann rasch.

Das Konglomerat tritt hier nicht durchgehend auf, doch zeigt dessen gelb-oranges Bindemittel im ganzen Gebiet des Geologfjordes den Transgressionshorizont deutlich an.

Darüber treten hier wieder graue Kalke auf, spitz verwitternd und spröde klirrend, doch schalten sich immer wieder feine Brekzienhorizonte ein. Die Verwitterungsfarbe ist wohl etwas heller, doch fehlen die weissen Dolomite, wie sie im Süden und schon auf der W-Seite des Fjordes bei Nøkkefossen gefunden werden, und ebenso am Blokken, dort mit *Collenia*. Ebenfalls am Blokken treten in diesen Horizonten, oder schon in den oberen Partien der Schichtgruppe 14 (welche dort übrigens einheitlich aus dichten, rauchgrauen Kalken besteht), erstmals Bänke mit Oolithen auf, welche höher in der Kalk-Dolomit Serie eine grosse Bedeutung erlangen. Es gibt hier auch schwarze Oolithe mit verkieselten Ooidkugeln von gegen 5 mm Durchmesser.

Schichtgruppe 16. Ca. 200 m.

Im allgemeinen wieder grauer Komplex, noch etwas dunkler als Schichtgruppe 14. Er besteht aus Kalken und kalkigen Mergeln, Oolithen und Brekzien. Sehr häufig sind hier »erbsen- und linsenartige« Konglomerate, wie sie im Englischen als »flat-pebble conglomerate« und »edgewise conglomerate« bezeichnet werden (Lit. 21, p. 1905).

Daneben kommen auch grobe Brekzien und Konglomerate vor, bestehend aus weissen Dolomitkomponenten, die frei im oft oolithischen, grauen Kalk drin schwimmen (Fig. 30, S. 105).

Schichtgruppe 17. 70 m.

Helle Dolomite, z. T. etwas kalkig. Bänke von 1—3 m Dicke, dazwischen dunkle, mergelige Schieferlagen von 0,5—1 m. Algenstrukturen konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Typisch für diese Schichtgruppe sind monomikte Dolomitbrekzien, z. T. bis 10 cm grosse, hellgraue Dolomitkomponenten führend.

Schichtgruppe 18. Ca. 350 m.

Wechselagerung von dunkelgrauen Kalken, dünngebankt und oft in Form klirrender Schiefer, mit weissen Bändern von Dolomit von einigen bis 30 m Mächtigkeit, meist dick gebankt.

In fast allen diesen hellen Dolomiten kommen gut ausgebildete *Collenia*-Strukturen vor (Fig. 24), auch noch zualleroberst direkt unter der Schichtgruppe 19; dies ist jedoch der höchste, jüngste *Collenia*-führende Horizont in der ganzen Eleonore Bay Formation.

Auch graue oolithische Kalke sind in dieser Schichtgruppe noch da und dort vorhanden.

Schichtgruppe 19. Ca. 110 m.

Bunte, meist gelbbraune Kalkschiefer und dolomitische Kalke, dicht und feingestreift, z. T. auch rot-gelb gebändert, mit Zwischenlagen von relativ mächtigen Komplexen schwarzer, bröcklicher Schieferchen.

Am Blokken und auf dem südlichen Hochplateau meist einheitlicher ausgebildete Serie, nur aus dunkel- und hellgrauen, dichten Kalken und Dolomiten bestehend, welche plattig-schiefzig absondern und meist feingestreift sind. Die Mächtigkeit beträgt südlich der Blokkeneiskappe bei wenig gestörter Lagerung nur 60 m.

Schichtgruppe 20. 40—50 m.

Dunkelgraue, dünngebankte Kalke, z. T. fast schiefrig mit nur 0,5—1 cm dicken Schichten; dicht.

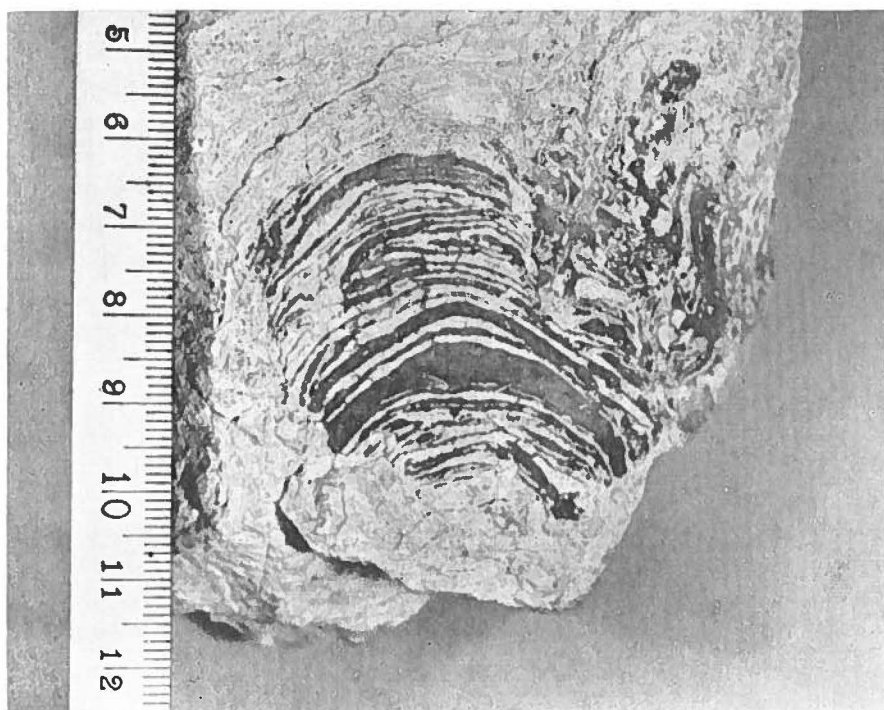


Fig. 24. Struktur eines Algenstockes in weissem Dolomit aus der Schichtgruppe 18, südl. Hochplateau.

Diese Kalke sehen stets stark gepresst aus und bilden fast immer eine hohe, dunkle Felswand; infolge ihrer Lage über der meist stark verschutteten Schichtgruppe 19 fällt sie an den Berghängen besonders deutlich auf.

Darüber folgen unvermittelt die mächtigen, schwarzen und dunkel-rostbraunen Serien des obersten Präkambriums mit Tilliten und tuffitischen Schiefern und Sandsteinen.

2. Sedimentationsverhältnisse und Paläogeographie.

a. Allgemeines.

Eine wichtige Aufgabe im Anschluss an stratigraphisch-lithologische Untersuchungen ist die Abklärung der Frage, unter was für Bedingungen die verschiedenen Ablagerungen gebildet worden sind. Der Begriff der Fazies ist nicht nur für den lithologischen Vergleich mit gleichaltrigen Schichten, d. h. also für Veränderungen in horizontaler Richtung von Bedeutung, sondern ganz allgemein genommen für die Charakterisierung

von irgendwelchen Schichtgliedern an und für sich, im Zusammenhang mit ihrer Bildungsart.

Erst nach genauer Untersuchung auch in dieser Richtung erhält man ein Bild von den Vorgängen und Verhältnissen zur Zeit der Ablagerung der Sedimente, was unerlässlich ist für den Vergleich und die Gegenüberstellung mit anderen Gebieten. Das Ziel der Geologie ist es ja ganz allgemein, die geschichtliche Entwicklung der Erdrinde oder eines Teiles davon zu ergründen, und dazu sind die Fragen nach der jeweiligen Land- und Wasserverteilung, nach dem Küstenverlauf, den Schelf- oder Tiefseeablagerungen, ob und warum Sedimentation oder nicht Sedimentation, Erosion etc., von allererster Bedeutung. Doch gerade hierin eröffnen sich meist sehr weite und neue Probleme, denen leider sehr oft zu wenig Beachtung geschenkt wird. So sind, um nur einige Beispiele zu nennen, Kreuzschichtung und Ripplemarks keinesfalls Beweis genug für Küstennähe, da dieselben bei bewegtem Wasser in jeder beliebigen Meerestiefe vorkommen können; dasselbe gilt für Brekzien und Konglomerate. Dagegen zeigen Kalkablagerungen allgemein warmes und nicht allzu tiefes Wasser an, da bei geringer Temperatur und grosser Meerestiefe Kalklösung eintritt (kaltes Wasser und unter hohem Druck stehendes Tiefenwasser sind viel kohlensäurereicher); doch damit sind die Erscheinungen von Sedimentationsunterbrüchen und »Verwitterung« nicht ohne weiteres einer Hebung des Meeresbodens bis zur Emersion zuzuschreiben. Roter Ton kann sowohl durch Einschwemmung von terra rossa vor den Küsten heisser und trockener Gebiete, wie zum Beispiel Brasiliens, oder auch durch submarine Verwitterung von Eruptivmaterial entstehen; damit ist, wenigstens in diesem Falle, auch über die klimatischen Verhältnisse auf Grund der lithologischen Merkmale nichts auszusagen.

Mit Sicherheit geben nur die Faunen Auskunft über das Milieu, in dem Sedimente entstanden sind; Faunen, deren Existenz eben von ganz bestimmten klimatischen Bedingungen und solchen der Meeres-tiefe, Strömung etc., abhängt. Doch sind wir in den algonkischen, fossilereen Schichtprofilen darauf angewiesen, auch auf Grund von nur lithologischen Merkmalen uns ein Bild über die Sedimentationsverhältnisse zu machen; dies kann aber nur geschehen, wenn wir möglichst viele Beobachtungen und Vergleiche heranziehen und dabei eine Formation über grössere Areale hin in Betracht ziehen können. Leider ist dies bei der Eleonore Bay Formation heute noch nicht der Fall, da ihre Ausbildung erst an ganz wenigen und zudem nahe beieinander liegenden Punkten einigermaßen genau bekannt ist. So sind auch über die Lage der Küsten der damaligen Meere nur äusserst spekulative Vermutungen zu machen, welche besser noch vollständig unterbleiben würden.

Es ist auch zu früh, die Eleonore Bay Formation als Geosynklinalbildung schlechtin zu bezeichnen, nur wegen ihrer grossen Mächtigkeit und der teilweise kalkigen Ausbildung, und ihr die Sandsteine der Thule Formation als entsprechende Tafelsedimente gegenüber zu stellen. Nicht nur sind wir über die gegenseitige stratigraphische Beziehung der beiden Formationen noch vollständig im Unklaren (mit der einzigen Ausnahme, dass beide unter dem Kambrium liegen; doch kann die viel weniger mächtige Thule Formation ebenso gut nur der obersten Abteilung der Eleonore Bay Formation entsprechen, als auch viel älter sein); auch die Ausbildung der Thule Formation ist noch an keiner Stelle so genau untersucht worden, dass ein im Wesentlichen kontinentaler Charakter bewiesen wäre. Vielmehr deuten gerade die charakteristischen Dolomite mit Algen (Lit. 36, 70) sowie Schiefer auf mindestens Flachseeablagerungen.

Somit gilt es nun, all diese Verhältnisse und Bedingungen der Sedimentation an möglichst vielen Lokalitäten zu untersuchen und dabei vor allem im W und N die Beziehungen zur Petermann Serie und zur Thule Formation, besonders auch in stratigraphischer Hinsicht, abzuklären. Dabei ist zu erwarten, dass diese heute noch voneinander getrennt erscheinenden Teile irgendwie zusammengehören und zu einer einzigen Formation verschmelzen werden. Wie dem auch sei, so wird es erst nach solchen umfassenden Untersuchungen möglich sein, auch über die paläogeographischen Verhältnisse einigermaßen ein Bild zu erlangen. Dass jedoch dieses Ziel noch in ziemlicher Ferne liegt, wird einigermaßen verständlich, wenn man bedenkt, dass die Serien der Eleonore Bay Formation mit einer Mächtigkeit von mehr als 5000 m aufgeschlossen sind und sich auf mindestens 1000 km Längserstreckung hinziehen, dabei aber an vielen Stellen durch spätere Metamorphose bis zu fast völliger Unkenntlichkeit verwandelt worden sind; und nicht zuletzt bietet auch die hocharktische Lage der oft recht gebirgigen Gegenden gewisse Schwierigkeiten für die Untersuchung.

So kann die hier erfolgende Darstellung der Sedimentationsverhältnisse auf Strindbergs Land nur als erster kleiner Versuch bewertet werden, im Hinblick auf spätere, bessere und eindeutigere Resultate, welche nach neuen Aufnahmen in bis jetzt geologisch noch kaum bekannten Gebieten zu erwarten sind.

b. Zur Entstehung einiger typischer Sedimentbildungen.

Sandsteine.

Quarz ist überall der weitaus wichtigste Bestandteil, sehr oft eigentliche, reine Quarzsandsteine aufbauend. Doch kommen auch Arkosen ab und zu vor, ebenso stark mergelige und tonige Sandsteine, deren Quarzgehalt z. T. weniger als 50 Vol. % ausmacht.

Die Korngrösse beträgt in den groben, massig gebankten Sandsteinen meist 0,1 bis 0,3 mm, kann aber bis auf 2 mm gehen; die Körner (sofern sie nicht umkristallisiert und lappig verzahnt sind) zeigen meist einen sehr guten Rundungsgrad.

Feinere Sandsteine, besonders auch bei plattig-schiefriger Ausbildung, weisen Korngrössen von z. T. weniger als 0,01 mm auf; sind die Körner kleiner als 0,1 mm, so erscheinen sie fast stets nur als eckige Splitter. Einzig bei einem roten Sandstein aus der Schichtgruppe 13 (vergl. S. 86) sind auch die nur 0,05—0,08 mm grossen Quarzkörner sehr gut gerundet.

Das Bindemittel ist sehr selten karbonatisch, meist tonig-mergelig oder aber hämatitisch (ev. Chamosit?); besonders bei gröberen Sandsteinen sind jedoch die Quarzkörner sehr oft so dicht aneinander gelagert, dass kaum noch Platz für andere Substanz übrigbleibt und nur aller kleinste Zwickel davon ausgefüllt sind.

Rhythmische Anordnung der Schichtung. Bei den feinkörnigen, meist sehr eintönig ausgebildeten Sandsteinschiefern zeigt sich in den feinsten Details eine zyklische Gliederung der Korngrösse von grob zu fein. Ueber feinstem, tonigem Absatz folgt mit scharfer Grenze eine relativ grobkörnige, quarzreiche Lage, welche aufwärts allmählich feiner wird und in Ton übergeht; darüber setzt scharf wieder eine grobe Sandlage ein. Solche kleinzyklische Sedimentation trifft man auch bei den roten, stark eisenschüssigen Sandsteinschiefern der Schichtgruppe 5, wobei dort das mit Ton vermischte Eisenoxyd die asymmetrisch gebauten Zyklen nach oben abschliesst.

Zusammen mit diesen gesetzmässigen Sedimentationsrhythmen kommen aber auch unregelmässige, sporadisch auftretende Einschaltungen von relativ grobklastischem Material vor (grobklastisch im Vergleich zur Umgebung: bis 0,15 mm grosse Quarzkörner, eingebettet in feinsten, tonig-sandiger Masse mit einer maximalen Korngrösse von 0,02 mm. Es ist zu beachten, dass es sich bei diesen Erscheinungen allgemein nur um solche von Mikrodimensionen handelt, die deswegen aber nicht weniger typisch sind).

Kreuzschichtung, Ripplemarks und Trockenrisse. In Wechsellagerung mit feinkörnigen, plattigen Sandsteinen oder mergelig-sandigen Schiefern kommen sehr oft massige, homogene Sandsteinbänke vor; treten Ripplemarks an der Oberfläche auf, so sind es meist flache, symmetrisch gebaute Seegangsmarken, wobei keine Richtung bevorzugt erscheint. Daneben sind die Sandsteinbänke an vielen Stellen gestreift, d. h. fein geschichtet, wobei sich da und dort schwache oder auch sehr ausgeprägte Kreuzschichtung einstellt. Trockenrisse sind relativ selten, kommen aber vereinzelt in fast allen Niveaus der Quarzit Serie vor, daneben auch in roten Tonlagen aus dem oberen Teil der Schichtgruppe 13.

Für die Entstehung all dieser Sandsteine kommt wohl ausnahmslos mechanischer Transport und Ablagerung von terrigenem Material in Frage. Allerdings ist der grosse Quarzreichtum etwas auffallend und nicht anders zu erklären, als dass im Hinterland ein zur Hauptsache kristallines Gebirge sehr starker Verwitterung anheimgefallen ist, wobei Feldspäte und andere Mineralien sich vollständig umgewandelt und zersetzt haben; von ihnen würde das Material für die quantitativ untergeordneten, mergeligen und tonigen Beimengungen der Sandsteine herkommen. Doch ist nicht ausser Acht zu lassen, dass die Feldspäte, welche immerhin ab und zu zwischen den Quarzkörnern vorkommen, meist recht frisch sind; möglicherweise stammen sie von jüngeren Eruptivstöcken im alten Gebirge des Hinterlandes.

Der Transport, der zur Hauptsache fluvial vor sich gegangen sein muss (typisch dafür ist die meist eckige Form der Fragmente von pelitischem Korn), scheint über sehr grosse Strecken erfolgt zu sein. Gröberes detritisches Material als von 1—2 mm Durchmesser ist gar nirgends anzutreffen, und dazu ist die Sortierung in den einzelnen Schichtgliedern meist recht gut und gleichartig auf die grössten Distanzen hin; von einzelnen Schüttungszonen, Deltas etc. ist nirgends Genaueres zu erkennen. Umgekehrt deuten Trockenrisse darauf hin, dass die Sandsteine mindestens zum Teil in einer Küstenzone abgelagert worden sein müssen (d. h. zwischen Ebbe- und Flutstand des Meeres; dass sie nicht terrestrisch entstanden sind, beweist schon ihre regelmässige, gute Parallelschichtung). Es ist daraus zu schliessen, dass die Küste auf weite Erstreckung hin sehr flach gewesen ist. Die daran anschliessenden, ebenfalls ganz flachen Landesteile können sehr gut sandwüstenartigen Charakter gehabt haben, indem von Vegetation in dieser oberalgonkischen Zeit kaum viel existiert haben dürfte. Immerhin müssen verschiedene, wohl ständig wechselnde Wasserläufe für das Herantransportieren von neuem Material gesorgt haben; dieses ist in den weiten und flachen Küstenzonen durch Wind und bewegtes Wasser verteilt und abgelagert worden, wobei Sandbänke und feinere Sand-Schlickzonen, ganz wie in den heutigen Wattenmeeren, unregelmässig miteinander abgewechselt haben. Der grössere Teil des Materials ist jedoch weiter meerwärts transportiert und in weiten Schelfgebieten abgelagert worden.

Durch das viel feinere Korn und ein Ueberhandnehmen von toniger Substanz, vor allem aber durch die gleichmässige, dünne Parallelschichtung durch grosse Sedimentmächtigkeiten hindurch, erweisen sich viele plattig-schiefrige Sandsteinserien (z. B. der Schichtgruppen 3, 5 und teilweise 7) als Bildungen tieferer, relativ ruhiger Meeresteile. Doch ist auch hier durch die Ablagerung von terrigenem Material in mm-feinen Kleinzyklen ein gewisser Einfluss des Landes zu verspüren. In alpinen Flyschtrögen wird ähnliche, rhythmische Sedimentation auf

ruckweise Heraushebung des Lieferungsgebietes bezogen (Lit. 3), doch haben wir in unserem Falle viel zu wenig Anhaltspunkte für eine solche Erklärung. Sicher muss auch für die Ablagerungszeit der Quarzit Serie eine stufenweise Landhebung resp. Trogsenkung gefordert werden, da sonst niemals so gewaltige Schuttmassen gleichmässig herangeführt und stets wieder gleichartig sedimentiert worden sein konnten. Aber es erscheint als unsicher, ob periodische Bewegungen im weit entfernten Hinterland sich auch in tieferen Trögen durch die Ablagerungsform auch des feinsten detritischen Materials noch bemerkbar machen — übrigens ausgerechnet nur in der feinsten Fraktion des eingeschwemmten Schuttes. Eine besser vorstellbare Deutung wäre diese, dass durch

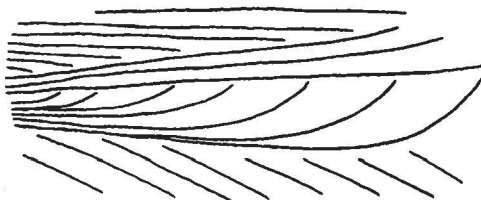


Fig. 25. Aeolische Kreuzschichtung in rotem Sandstein, Schichtgruppe 13.

periodische, meerwärts gerichtete Sandstürme feines terrigenes Material äolisch verfrachtet und weit im Meer draussen abgelagert worden wäre; dass dabei durch Schwerkraft ebenfalls eine zyklische Gliederung von grob zu fein eintreten muss, liegt auf der Hand. Berücksichtigt man aber das Prinzip von der Korrelation der Fazies, so kann eine gleichartig rhythmische Sedimentation auch bei kontinuierlicher Windverfrachtung und periodischer Strandverschiebung eintreten (dass beträchtliche Mengen von windverfrachteten Sanden in rezenten marinen Sedimenten abgelagert werden, ist von der W-Küste Afrikas zwischen Kap Verde und den Kanarischen Inseln von HATCH, RASTALL und BLACK beschrieben worden; dasselbe ist von der kalifornischen Küste bekannt. Vergl. Lit. 17, S. 53).

Die nicht gleichmässig und in rhythmischer Schichtung auftretenden, grobkörnigen Lagen innerhalb dieser sehr feinen Sandsteine sind hingegen auf Wassertransport, d. h. auf Meeresströmungen zurückzuführen, welche am Grund dieser Flachsee einzelne Rinnen mit größerem Sand ausgefüllt haben.

Bei den mehr isoliert zwischen Kalken, Dolomiten und Tonen eingeschalteten Sandsteinbänken und -schiefern in der Schichtgruppe 13 scheint es sich zur Hauptsache um vorübergehend neue terrigene Einschwemmungen in ein marines Milieu zu handeln, in welchem chemische Sedimentation vorherrscht. Dies wird durch wieder einsetzende Hebungs Vorgänge im Hinterland bedingt, wobei aber auch der Ablagerungstrog

selber von der Hebung erfasst wird. Nicht nur gelangt sandiges Material in den Kalkschlamm des Meeresgrundes, sondern dieser wird stellenweise trockengelegt, wobei Kanäle und Rinnsale in dem sich verfestigenden Schlick durch rote Sandmassen ausgefüllt werden. Die Trockenlegung geht schliesslich so weit, dass Stranddünen sich stellenweise über dem Gebiet ausbreiten und äolische Sedimente vorübergehend zur Ablagerung gelangen (Fig. 25).

Kalke und Dolomite.

Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass es sich bei weitaus der grössten Masse dieser karbonatischen Sedimente um chemische Ausfällungen aus dem Meerwasser handelt.

Kalk in verschiedenster Form ist sehr häufig, und die Darstellung von Koch (Lit. 36), dass im Grönlandium kaum je Kalksedimente anzutreffen seien, ist nicht aufrechtzuerhalten (das Verhältnis von Kalk zu Dolomit in der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit Serie beträgt rund 2,5:1). Zu grösserer Bedeutung gelangen solche chemischen Sedimente im unteren und mittleren Teil der Bunten Serie sowie durch die ganze Kalk-Dolomit Serie hindurch. Es handelt sich teilweise um fast reines, weisses Calciumkarbonat, welches vor allem im oberen Teil der Schichtgruppe 7 sowie in der Schichtgruppe 10 in Wechsellagerung mit roten Tonen zum Absatz gelangt; auffallend ist dabei, wie dieser Kalk teils in Linsen und Knollen, teils in parallel durchgehenden Schichten auftritt (Fig. 15, S. 71). Daneben kommen sowohl mergelige wie auch sandige Kalke vor. Graue bis schwarze Kalke mit einem gewissen Gehalt an Bitumen und anderer organischer Substanz sind typisch für mächtige Schichtfolgen in der Kalk-Dolomit Serie, aber auch in den Schichtgruppen 9 und 11 der Bunten Serie.

Die Ablagerung dieser Kalke scheint in landfernen, meist ruhigen Schelfmeergebieten stattgefunden zu haben. Zum Teil handelt es sich wohl auch um hemipelagische Sedimente, besonders wo sie zusammen mit mächtigen, roten Mergelschieferserien oder als eintönig ausgebildete dunkle Kalkschiefer auftreten. Doch darf nicht allgemein darin der Unterschied zur Sandsteinbildung gesehen werden, dass Kalkschlickablagerung in grösserer Entfernung vom Lande und in grösserer Meerestiefe stattgefunden hätte. Sie kann auch sehr nahe bei der Küste zu grosser Bedeutung gelangen, sobald die kontinentale Schuttfuhr zurückgeht, und umgekehrt kann bis auf grösste Distanzen das Meer sehr untiefen Flachseecharakter besitzen. Es ist vielmehr die Eintönigkeit in den grossen Kalkmassen besonders der Kalk-Dolomit Serie, welche auf grosse Distanz vom Lande schliessen lässt.

Für eine geringe Meerestiefe sprechen verschiedene Anzeichen, so vor allem die weit verbreiteten Oolithbildungen in der Kalk-Dolomit



Fig. 26. Erscheinungen von Sedimentationsunterbruch und Lösung, subaquatischer Erosion und Strömungsabsatz in den grauen Kalken der Schichtgruppe 14. Geologfjord.

Serie. Die Bildung von Oolithen wird begünstigt durch warmes Salzwasser, welches mit Calciumkarbonat gesättigt und untief genug ist, dass starke Wellentätigkeit ihren Einfluss ausüben kann (Lit. 25, 55, 72); nach HADDING (Lit. 25) ist die günstigste Tiefe für Oolithbildung zwischen 20 und 30 m, wobei er beobachtet hat, dass sie bei Algenriffen stets auf der landwärtigen Seite derselben auftreten.

Die Wirkung von starken, oft turbulenten Strömungen ist an vielen Stellen erkennbar, besonders in der Schichtgruppe 14 (Fig. 26), wo grosse Materialverfrachtungen, Erosion und rasche, aber unregelmässige Sedimentation auf dem von Kalkmergelschlamm bedeckten Meeresboden stattgefunden haben; dass dabei vereinzelt auch klastisches Material eingestreut wird, liegt auf der Hand. Ob bei den häufig anzutreffenden Denudations- und Erosionshorizonten eine Emersion stattgefunden habe, konnte nicht näher abgeklärt werden; viel eher kommt aber subaquatische Denudation als Folge von Meeresströmungen in Frage, wie es etwa im Kanal der Fall ist, wo durch die starke Gezeitenströmung jeglicher Sedimentabsatz verhindert und sogar der harte Felsuntergrund erodiert wird (vergl. auch Lit. 28). Daneben können



Fig. 27. Wechsellagerung von roten Tonen und hellem Dolomit; im unteren Teil durch Strömungen gestörte Sedimentation. Oberster Teil der Schichtgruppe 10, Geologfjord.

auch subaquatischer Sedimentationsunterbruch und Krustenbildung infolge Veränderung des Hydroklimas eintreten, sowie zeitweilige Kalklösung je nach Temperatur, O_2 - und CO_2 -Gehalt des Wassers, was sehr oft wiederum eine Funktion von Meeresströmungen ist.

Auf turbulente Strömungen ist auch die unregelmässige Schichtgrenze und die Verzahnung von Kalk und rotem Mergelton in der rot-gelb gestreiften Serie der Schichtgruppe 10 zurückzuführen, wie es in Fig. 27 dargestellt ist.

Wie die Oolithbildung, so lassen auch die grossen Algenriffe, welche in verschiedenen Niveaus der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit Serie auftreten, auf warmes und wenig tiefes Meer schliessen (nach HADDING, Lit. 25, beträgt die günstigste Tiefe für ihre Entstehung etwa 50 m; FENTON beschreibt in Lit. 21 aus der Belt Serie Nordamerikas solche Algenriffe, die bis in die Brandungszone hineinreichen). Auffallend

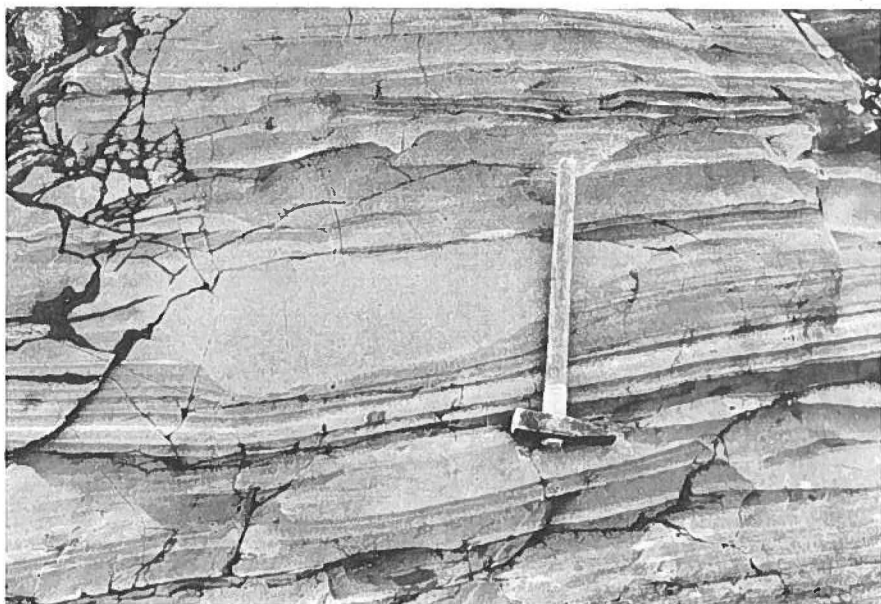


Fig. 28. Subaquatische Erosionstaschen in den roten Plattenschiefern; oberster Teil der Schichtgruppe 7, Brogetdal.

ist dabei, dass fast sämtliche Vorkommen von Algen, vor allem in den grossen riffartigen Komplexen wie z. B. der Schichtgruppe 12, das Gestein nicht Kalk, sondern Dolomit ist. Es scheint aber, dass diese Erscheinung mehr zufällig ist, d. h. nichts mit den Algen selbst zu tun hat, indem verschiedenste Arten der Gattungen *Collenia* und *Cryptozoon* (über ihre Stellung als »Problematica« soll hier nicht diskutiert werden) aus vielen anderen oberalgonkischen Formationen bekannt sind (China, Australien, Nordamerika, Skandinavien) und ebenso sehr in Kalk als in Dolomit vorkommen.

Das Problem der Dolomitbildung soll hier nur kurz noch gestreift werden. Von CLOUD und BARNES sind in einer kürzlich erschienenen Arbeit (Lit. 17) die verschiedenen Ansichten und Ergebnisse von Beobachtungen und Experimenten übersichtlich zusammengestellt worden. Obschon primärer Dolomit, d. h. direkte Dolomitausfällung aus Meerwasser, in der Natur kaum je vorkommt, wird hier gezeigt, dass die Dolomitisierung schon sehr kurze Zeit nach dem Kalkabsatz eintreten kann (»penecontemporaneous alteration of calcium carbonate sediments at the seafloor«); dies bedingt eine chemische Reaktion zwischen dem ursprünglichen Kalkschlamm und dem in den tiefsten Lagen des Meerwassers gelösten und suspendierten Magnesiumgehalt. Eine solche Reaktion kann nun viel leichter stattfinden, wenn die Kalkausfällung nicht in Form von Calcit, sondern als Aragonit vor sich gegangen ist

(auch in rezenten, chemisch ausgefallenen Calciumkarbonaten kann der Aragonit volumenmässig sehr bedeutend sein). Weiterhin scheint der Dolomitierungsprozess bei grobkörnigeren Kalken leichter vor sich zu gehen als bei sehr feinkörnigen. Und drittens ist er abhängig von der Temperatur; d. h. die Dolomitierung geht am besten in jenen Regionen vor sich, wo das Wasser am wärmsten ist. Dies bedeutet praktisch, dass Dolomite in möglichst seichtem Wasser gebildet werden, wofür auch andere Beobachtungen sprechen.

Nun wäre es in diesem Zusammenhang ja wohl möglich, dass gewisse, in der Eleonore Bay Formation auftretende Algenarten durch Bildung von Aragonitskeletten oder allgemein von Kalkmassen mit grobkörniger Struktur indirekt zur Dolomitierung beitragen, doch ist darüber nichts bekannt.

Ein erst später einsetzender Dolomitierungsprozess, welcher die diagenetisch bereits verfestigten Kalkmassen umgewandelt hätte, ist für unsere Serien nicht leicht vorstellbar. Nirgends kann seitlicher Uebergang von Kalk zu Dolomit beobachtet werden, und zudem tritt ohne weitere Merkmale oft in kleinsten Einheiten eine scharfe Wechselagerung von Kalk und Dolomit auf; eine derartig selektive Dolomitierung innerhalb ganzer, bereits bestehender Gesteinskomplexe erscheint vielleicht allzu gesucht. Viel naheliegender ist hier somit die Darstellung nach CLOUD und BARNES von einem »fast primären« Dolomit. Dafür sprechen übrigens auch die in dunklem, oolithischem Kalk eingebetteten Komponenten aus hellem Dolomit (Fig. 30), welche unzweifelhaft aus den direkt darunter liegenden Schichten stammen.

Brekzien und Konglomerate.

Diese sind vollständig auf die karbonatischen und mergelig-tonigen Schichten der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit Serie beschränkt. In der ganzen, einige tausend Meter mächtigen Schichtreihe der Quarzit Serie kommen stets nur $\pm$ gleichkörnige, gröbere und feinere Sandsteine und Schiefer vor; konglomeratistische Einschaltungen konnten nirgends beobachtet werden.

Eine scharfe Trennung zwischen Brekzien und Konglomeraten kann meist nicht durchgeführt werden, da eckige und $\pm$ runde Fragmente sehr oft nebeneinander vorkommen. Doch ist dies für die Frage der Entstehung und der Herkunft des Materials weniger von Bedeutung als die andere Erscheinungsform, ob es sich um polygene Brekzien handelt oder um solche, bei denen nur gleichartige Komponenten in einer Grundmasse von ungefähr demselben Material eingebettet sind.

Dieser letztere Fall ist nun weitaus der häufigste. Vor allem in der Schichtgruppe 13 ist es geradezu typisch, dass Kalke und Dolomite aus allen Horizonten stellenweise brekziös ausgebildet sind, wobei meist

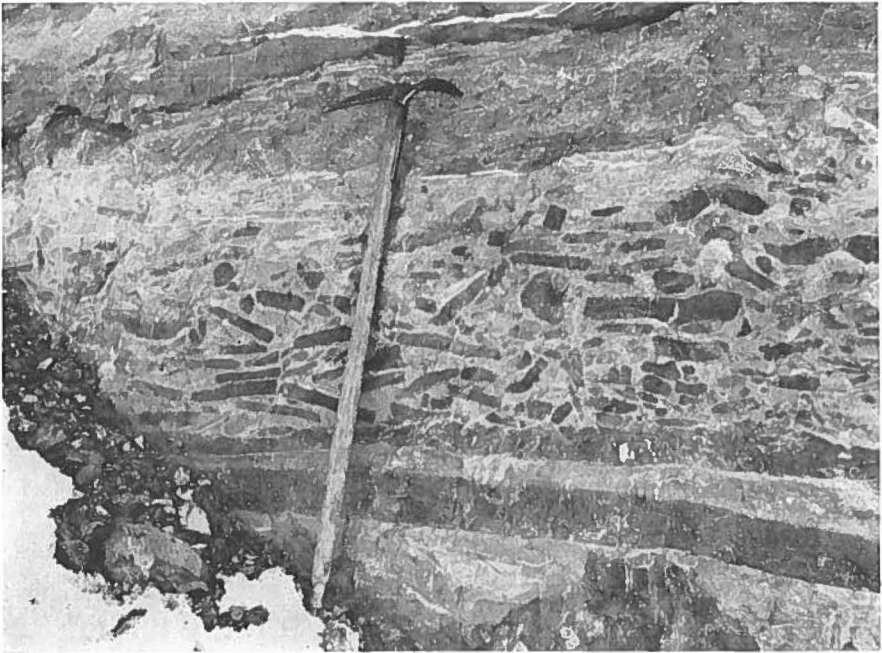


Fig. 29. »Intraformations-Brekzie«; graue Kalke der Schichtgruppe 13.

langgestreckte, dünne und eckige Fragmente von fetzenartigem Aussehen in einer Matrix von gleichem Material eingebettet sind. Ihre Lagerung geht oft mehr oder weniger parallel der Schichtung; vielfach sind die Fragmente aber auch wirr durcheinander gebracht, verbogen, zerbrochen und auch gerundet. Ihre Grösse variiert von mm bis einige cm. Manchmal ist die Matrix etwas dichter, oft auch ganz wenig marmorisiert, sodass die Brekzie deutlicher in Erscheinung tritt. Wo die Komponenten aus anderem Material bestehen als die Matrix, lassen sie sich leicht aus der direkt darunter liegenden Schicht herleiten (Fig. 29).

Solche »Intraformations-Brekzien« können nur während, z. T. auch nach der Diagenese entstanden sein. Wo es sich um Fragmente handelt, welche kaum ihre ursprüngliche Lage gewechselt haben, sondern einfach aus einer in sich zerbrochenen Schicht stammen, dürfte die Entstehung der Brekzie wohl nur auf Austrocknung der Oberflächenschicht zurückzuführen sein. Im übrigen können solche Brekzien überall entlang der mittleren Tiefwasserstandslinie gebildet werden, wo durch Gezeitenerosion die noch unkonsolidierten Sedimente in einzelne Fragmente aufgelöst und nachher wieder einsedimentiert werden; dabei können diese Schlickbruchstücke sowohl runde wie eckige Fragmente bilden (Lit. 26, 61). Dass dieser Vorgang sich aber auch unter Wasser, d. h. auf dem Meeresboden abspielen kann, ist von RICHTER (Lit. 62, 63) an



Fig. 30. Brekziöse Lagen in der Kalk-Dolomit Serie. Helle Dolomitkomponenten in grauem, z. T. oolithischem Kalk der Schichtgruppe 16, Geologfjord.

Beispielen gezeigt worden. Dabei werden Wellenschlag und in tieferen Lagen andere Wasserströmungen die Hauptrolle spielen (Wirkung von Wellenschlag geht nach LOCHMAN, Lit. 46, bis auf 40–60 m Tiefe). Abrutschungen von Sedimentmassen auf dem Meeresgrund (z. T. gewöhnliche Solifluktion), wodurch verschiedenartigste Brekzien und Konglomerate entstehen können, sind nach vielen Autoren von sehr grosser Bedeutung (vergl. Lit. 27, 28); doch berichtet KUENEN von der Snellius-Expedition, dass bei Gehängeneigung bis zu 15° keine Rutschercheinungen gefunden werden konnten (Lit. 46).

Emersion, d. h. Brekzienbildung durch Trockenrisse in der eigentlichen Küstenzone, ist nur in ganz wenigen Fällen sichergestellt. Die meisten Brekzien scheinen unter Wasser gebildet worden zu sein, als Folge von starker Wasserbewegung; z. T. wurden dabei auch schon verfestigte Kalkkrusten wieder aufgebrochen und neu einsedimentiert (Seebeben?). Gemeinsam ist allen diesen Brekzien, dass die ursprüngliche Ablagerung des Komponentenmaterials, das Zerbrechen in Fragmente sowie die neue Sedimentation in ungefähr demselben Faziesgebiet stattgefunden hat.

Von den polygenen Brekzien und Konglomeraten, welche in der Kalk-Dolomit Serie da und dort auftreten, ist leider die Verbreitung

noch viel zu wenig bekannt. So ist auch über die Rolle der Transgressionsbrekzie, welche im Geologfjord an der Basis der Schichtgruppe 15 auftritt, nichts Näheres auszusagen. Ebenfalls etwas problematisch ist die in Fig. 30 abgebildete Einbettung von eckigen und runden Dolomitkomponenten in einem grauen Kalk; Bänke von gleichartigem Dolomit, welche allein als Lieferanten für die Konglomeratlagen in Frage kommen können, liegen z. T. mehrere Meter unter denselben. Somit muss in benachbarten Gebieten ziemlich starke und langandauernde Erosion geherrscht haben, wobei diese aber ebenso gut an submarinen Schwellen wie an der Küste stattgefunden haben kann (auch Abrollung von Gesteinsmaterial kann selbstverständlich subaquatisch ebenso gut auftreten wie subaërisch).

Von ganz besonderem Interesse sind die groben, meist polygenen und bunten Konglomerat-Brekzien im obersten Teil der Schichtgruppe 13 (Fig. 31; vergl. S. 89). Die Sortierung der Komponenten ist auffallend schlecht, und auch der Rundungsgrad ist sehr ungleich. Ausserdem zeigen verschiedene Gerölle eine deutliche Verwitterungskruste; sie sind also schon vor der Einbettung längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt gewesen. So gleicht das Gestein auf den ersten Blick sehr wohl einer tillitartigen Geschiebebrekzie. Dagegen spricht nun allerdings die schön parallelgeschichtete Zwischenlagerung, bei einer Mächtigkeit von nur 0,5—1 m, zwischen rote Tone und helle, gelbbraune Kalke und Dolomite; d. h. zwischen Sedimente, die auf relativ warmes Klima schliessen lassen.

So scheint es sich wohl eher um ein Küstenkonglomerat zu handeln, das allerdings durch einige Zeit hindurch subaërischer Verwitterung ausgesetzt war und daraufhin in der Brandungszone neu aufbereitet worden ist, wobei verschiedene Gerölle der Zerstörung entgangen sind. Für vorübergehende Festlandsphasen sprechen in diesen Horizonten auch ausgeprägte Trockenriss-Bildungen in den roten Tonen, zusammen mit kreuzgeschichteten Sandeinlagerungen. Im übrigen zeigen sich unter den Komponenten verschiedene Gerölle, die aus bedeutend älteren Schichten stammen müssen oder überhaupt nicht in der hier aufgeschlossenen Serie beheimatet sind.

c. Entwicklung des Ablagerungstrogos.

Nach TEICHERT (Lit. 69) hätte sich der kaledonische Geosynklinaltrog Ostgrönlands in präkambrischer Zeit sukzessive eingesenkt, wobei die Küste immer mehr nach Westen gerückt wäre. Dies leitet er von der lithologischen Dreiteilung der Schichtreihe ab, nach welcher anfänglich ausschliesslich terrigenes Material abgelagert worden wäre (Quarzit Serie); immer mehr würde dann chemische Sedimentation



Fig. 31 a.

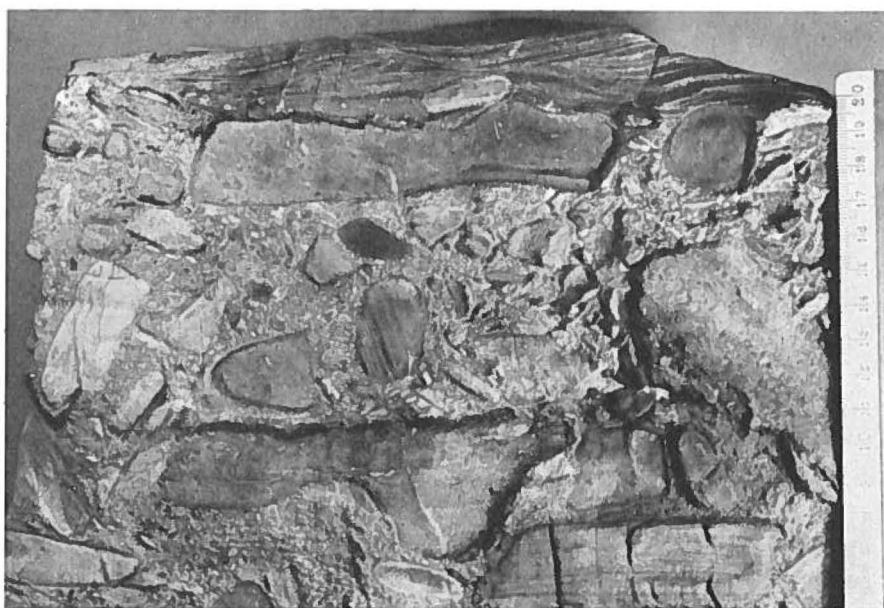


Fig. 31 b.

Fig. 31. Buntes Konglomerat aus den obersten Horizonten der Schichtgruppe 13.

überhand nehmen, wenn auch noch stark mit terrigenen Einschwemmungen vermischt (Bunte Serie), bis schliesslich in der obersten Abteilung nur noch Kalke und Dolomite abgelagert werden (Kalk-Dolomit Serie).

Das Einsetzen der Tillitserie beweist nach TEICHERT eine ziemlich plötzliche Hebung des Untergrundes, worauf sich der Sedimentationsraum in altpaläozoischer Zeit wieder sukzessive abgesenkt hätte. Die ganze kaledonische Schichtreihe unterteilt TEICHERT so in zwei Zyklen (S. 106, Abb. 40), wobei er am Beginn des zweiten Zyklus, d. h. an der Untergrenze der Tillite, die Grenze zum Kambrium zieht.

Es sei vorweggenommen, dass wir über den Küstenverlauf in präkambrischer und altpaläozoischer Zeit überhaupt nicht orientiert sind. Allgemein wird zwar eine N—S-Richtung angenommen, und dies dürfte in den grossen Zügen für den ganzen Ablagerungsraum wohl passen. Hingegen ist eine in westlicher Richtung fortschreitende Transgression, wie es TEICHERT annimmt, nicht im geringsten bewiesen. Auch die Breite des kaledonischen Troges ist nicht bekannt, da dessen Sedimente im Osten von jüngeren Ablagerungen bedeckt und zudem längs des Kontinentalrandes an Verwerfungen in die Tiefe versenkt worden sind; im Westen ist der Zusammenhang mit der Petermannserie, deren W-Grenze unbekannt ist, stets noch in Dunkel gehüllt, obwohl sie sehr wahrscheinlich stratigraphisch wie regional einem Teil der kaledonischen Schichtreihe (und zwar vermutlich der Eleonore Bay Formation) zuzurechnen ist. In der N—S-Erstreckung sind in der Fjordzone die Faziesdifferenzen sicher relativ gering, weshalb auf gleiche Sedimentationsbedingungen, d. h. auf gleichen Küstenabstand, wohl geschlossen werden darf. Doch ist nicht ausser Acht zu lassen, dass über das ganze Gebiet hin die Verhältnisse noch zu wenig bekannt sind. In W—E-Richtung bildet dabei die Sedimentzone in der Kejser Franz Josephs Fjord-Region einen nur 30—50 km breiten Ausschnitt aus der ursprünglichen Ablagerungszone, welche bei Einrechnung der Petermannserie auf jeden Fall 150 km, wahrscheinlich aber noch sehr viel mehr gemessen hat.

Es ist zu beachten, dass noch an keiner einzigen Stelle eine primäre natürliche Grenze der Eleonore Bay Formation gefunden worden ist; ihre heutige grosse Längserstreckung, im Gegensatz zur geringen Breite, ist in erster Linie eine Funktion der Aufschlüsse; kurz gesagt eine Folge des heutigen Küstenverlaufes und des Inlandeises. Da aber auch keine Untergrenze, keine Basis der Eleonore Bay Formation bekannt ist, bedeuten sämtliche Vorkommen nichts mehr als isolierte, gewissermassen frei schwimmende Reste eines ursprünglich viel grösseren, zusammenhängenden Schichtpaketes. Dessen Ablagerungsraum bleibt unbekannt, was Gestalt und Ausdehnung, Beziehung zu benachbarten Landkomplexen sowie innere Entwicklung anbelangt. Nur durch Zusammen-

setzen der von all diesen Reststücken gewonnenen Ergebnisse kann man wenigstens teilweise ein Bild davon bekommen.

Die Untersuchungen auf Strindbergs Land haben nun bereits ein etwas komplexeres Bild geliefert, als es nach den bisherigen Darstellungen zu vermuten war. Es soll deshalb in kurzen Zügen eine Uebersicht über die Vorgänge und Bedingungen gegeben werden, unter welchen die hier aufgeschlossenen Sedimentserien der Eleonore Bay Formation abgelagert worden sind.

Im ältesten Zeitabschnitt des Oberalgonkiums, den wir noch erfassen können, ist in flachen, weiten Küsten- und Schelfmeergebieten eine riesige Menge von terrigenem Material abgelagert worden. Von einem weit entfernt im Hinterland liegenden Gebirge, welches in starkem Zerfall begriffen war, sind die Schuttmassen über ein breites, vermutlich recht flaches Küstenvorland durch Flussläufe und Winde herantransportiert worden. Diese Verhältnisse müssen über sehr lange Zeiträume hinweg angedauert haben; dabei ist nur feinstes (psammitisch-pelitisches) und gut sortiertes Sandmaterial bis in unseren Ablagerungsraum gelangt. Dieser hat sich ständig gesenkt, wobei die Auffüllung nicht immer genau Schritt halten konnte mit der Absenkung; manchmal ging sie etwas rascher vor sich, manchmal auch langsamer. So ist zur Zeit der Schichtgruppe 5 die Meerestiefe wohl wieder etwas grösser gewesen, die Küste etwas weiter entfernt. Mit der Ablagerung der Schichtgruppe 6 hat zum letzten Mal eine starke Schuttauffüllung mit relativ grobem Material stattgefunden, wobei vielleicht vorher der Meeresboden sich für kurze Zeit gar gehoben hat, um aber sogleich wieder langsam abzusinken. Dies kann aus dem plötzlichem, scharfen Wechsel zwischen den beiden Schichtgruppen geschlossen werden. Ähnliche Verhältnisse sind auch an der Basis der Schichtgruppe 4 eingetreten.

Nach der auffallend grossen Kalkarmut in den 1000—2000 m mächtigen Serien zu schliessen, dürfte das Klima während diesen ältesten Zeiten eher kühl gewesen sein. Doch können auch kalte Meeresströmungen ihren Einfluss ausgeübt haben.

So sehen wir während langer Zeit ein ständiges Wechselspiel zwischen stärkerer und schwächerer Schutttzufuhr, zwischen raschem und langsamem Absinken, welches einmal auch kurz in Hebung übergehen kann. Aber immer ist es dasselbe flache Meer mit Sandbänken, Lagunen und Dünen an den Küsten, welches den Schutt aus dem nun allmählich völlig zerstörten Gebirge des Hinterlandes aufnimmt. Das Klima scheint gegen das Ende dieser Zeit etwas wärmer und vielleicht auch trockener geworden zu sein, so dass vermehrt auch eisenoxydische Verwitterungsprodukte zur Sedimentation gelangten.

Mit Beginn der Bunten Serie hört die Schutttzufuhr fast ganz auf,

und der Meeresboden hat sich wieder stärker gesenkt. Vielleicht ist aus diesem Grunde der immer noch vom Hinterland zugeführte Schutt nicht mehr bis in unser Gebiet gelangt, vielleicht ist aber auch das Gebirge nun vollständig abgetragen. Nach den späteren Verhältnissen zu schliessen, ist dieser letztere Fall naheliegender.

So gelangen nun zur Hauptsache rote Tone zum Absatz, welche eine sehr gleichmässige, plattig-schiefrige Serie von 200 m Mächtigkeit aufbauen (Schichtgruppe 7). An einigen Stellen allerdings sind Anzeichen von starken Strömungen, subaquatischer Erosion, Rutschungen etc. erkennbar (vergl. Fig. 28). Sandige Einstreuungen kommen noch da und dort vor, doch ist allgemein die Zufuhr von gröberem, terrigenem Material nur noch von sehr untergeordneter Bedeutung. Hingegen beginnen karbonatische Ausfällungen bald eine grössere Rolle zu spielen, bis schliesslich an der Grenze der Schichtgruppen 7 und 8 fast reine Kalke in Linsen und Lamellen zwischen den roten Mergeltonen vorkommen. Die Schichtgruppe 8 selbst besteht zur Hauptsache aus dichten, indifferenten Dolomitmergeln, meist etwas plattig, in denen nur einmal noch feinstes sandig-toniges Material als terrigene Einschwemmung zwischengelagert ist. Die hellen Dolomitmergel gehen schliesslich über in eine 100 m mächtige Abfolge von gleichmässig dünngebankten, dichten grauen Kalken.

Damit hat die Konsolidierung des Sedimentationstrogos einen ersten Höhepunkt erreicht. Die Verhältnisse haben sich mehr und mehr stabilisiert, das Land ist möglicherweise in grösserer Ferne als je zuvor. Die Meerestiefe, welche am Ende der Schichtgruppe 6 noch kaum mehr als 50 m betragen haben dürfte, geht während der Ablagerungszeit der Schichtgruppen 7—9 wohl gut auf 150—300 m; Somit entfällt auf diesen Zeitabschnitt immerhin noch ein Senkungsbetrag von 5—600 m. Davon hat aber die stärkste Absenkung vermutlich gleich zu Beginn der Schichtgruppe 7 stattgefunden. Die Zeit der Schichtgruppen 7—9 ist im allgemeinen eine recht ruhige.

Mit der Schichtgruppe 10 beginnt eine neue Epoche. Der Kalkabsatz hört plötzlich auf und macht der Bildung von roten und grünen Mergeln und Tonen Platz. Nur noch konkretionär treten einige dünne, weisse Kalkeinschaltungen auf. Gleichzeitig setzt vulkanische Tätigkeit ein, wobei sich Eruptivmaterial mit dem Mergelschlamm vermischt. Möglicherweise sind verschiedene Brekzien während dieser Zeit als Folge von Seebeben entstanden.

Dann folgt Ablagerung von hellen Kalken und mächtigen roten Ton- und Mergelserien, oft in schönster gleichmässiger Wechsellagerung. Nach langem Hin und Her (Ablagerung von Kalken, Dolomiten, Tonen und Mergeln, Sedimentationsunterbrüche etc.) beginnen sich zu Ende der Schichtgruppe 10 die Verhältnisse wiederum zu stabilisieren, und

es folgen die indifferenten, dunkelgrauen bis schwarzen Kalkschiefer und -bänke der Schichtgruppe 11.

Das Meer scheint während all dieser Zeit mehr oder weniger gleich tief gewesen zu sein; es herrschen i. a. bathyale Verhältnisse.

Später hält die Absenkung nicht mehr Schritt mit der Sedimentation; die Bildung von neritischen Algenriffen aus Dolomit setzt ein (Schichtgruppe 12). Hier deuten vielleicht verschiedene, karrige Erosionshorizonte in den Riffbänken auf zeitweilige Emersion. Das Klima ist warm.

Dann wird plötzlich wieder terrigenes Material eingeschwemmt, wenn auch nicht in grossem Ausmasse. Sandsteine, Mergel, Algendolomite, Kalke mit Tönhäuten, rote Tone mit Trockenrissen, Ripplemarks und Kreuzschichtung — all diese Erscheinungen in bunter Folge deuten auf rasch wechselnde Verhältnisse von zumindest zeitweise littoralem Charakter. In Form von Tuffiten (?) sind auch Andeutungen von vulkanischer Tätigkeit hier wiederum erkennbar.

Im mittleren Teil der Schichtgruppe 13 überwiegen Sandsteine, welche im Verein mit riffartigen Algendolomiten warme Flachsee anzeigen. Diese hält durch die ganze obere bunte Abteilung noch an und geht stellenweise sogar über zu völliger Emersion, zur Bildung einer Küstenzone mit Stranddünen.

Daraufhin folgen neritische Kalk-Mergel-Absätze mit vereinzelt Geröllen und Brekzienlagen, welche durch Strömungen und subaquatische Rutschungen, wohl auch Abrollung in der Brandungszone entstanden sind. Im allgemeinen herrscht jedoch zu dieser Zeit wieder vollständige Inundation.

Im Uebergang zur obersten Abteilung der Schichtgruppe 13 tritt eine Änderung ein, die in der Schichtreihe nur am Farbwechsel der Kalke und Mergel erkennbar ist. Die grauen, bituminösen Schichten gehen über in helle, gelbliche und rötliche Kalke und rote Tone. Ob dieser Farbwechsel nur vom Gehalt an organischer Substanz abhängig ist, konnte nicht ermittelt werden.

Dann tritt aber wieder Landhebung ein, was sich durch die Bildung von Trockenrissen sowie groben Küstenkonglomeraten und -brekzien zeigt, deren Komponenten z. T. aus entfernten Gebieten stammen, gut gerundet und vor ihrer Einsedimentation längere Zeit subaërischer Verwitterung ausgesetzt gewesen sind. In diesem Zusammenhang sind wohl auch die vielen, in dieser Serie auftretenden Kalk- und Dolomitbrekzien zur Hauptsache als Bildungen innerhalb der Brandungszone aufzufassen.

Zur Zeit der Schichtgruppe 14 wird in einer stark bewegten, sehr unruhigen Flachsee grauer Kalkmergelschlamm sedimentiert. An einzelnen Stellen (Geologfjord) folgt darauf nochmals eine kurze Regression,

worauf mit einer Transgressionsbrekzie eine neue, langandauernde Inundationsperiode eingeleitet wird. Doch zeigt das Meer stets nur neritischen Charakter, wobei die Sedimentationstiefen vielfach nur 20—50 m betragen. Oolithe sind sehr häufig, und da und dort bilden sich auch Algenriffe. Im allgemeinen entstehen während einer sehr langen Zeit nur karbonatische Absätze, z. T. mit grösserem Bitumengehalt.

Die weitere Trogabsenkung geht jedoch nicht gleichmässig vor sich. Es treten Schwellenzonen auf, an denen Brekzien und Konglomerate entstehen, und in grösseren Tiefen gebildete Kalkschiefer wechseln mit flachmeerischen, oolithischen Kalken und Algendolomiten.

Zum letzten Mal treten solche Algenkolonien im obersten Teil der Schichtgruppe 18 auf, und schon kurze Zeit darauf dürfte eine Verschlechterung des Klimas eingesetzt haben. Diese geht schliesslich so weit, dass es zu einer allgemeinen, grossen Eiszeit kommt.

Unser Ablagerungsraum hat sich jedoch nicht stark verändert. Aber es stossen nun mächtige Eisschilde von einem neu entstandenen Lande her in dieses Meer hinaus, wobei grosse Massen von Gletscherschutt mittransportiert und auf dem Meeresboden abgelagert werden. Die Sedimentationsgeschwindigkeit hat dadurch stark zugenommen, und das Meer wird allmählich fast aufgefüllt mit glazial und fluvioglazial hertransportiertem Kontinentalschutt.

Die unregelmässigen Bodenbewegungen im oberen Teil der Kalk-Dolomit Serie sind vielleicht als Vorboten oder Ausläufer von grossen, in benachbarten Gebieten stattfindenden Hebungsvorgängen zu betrachten. Denn tatsächlich sind dort neue Landmassen entstanden und auch starker Erosion ausgesetzt worden (vergl. Lit. 66). In unseren Tilliten ist Schuttmateriel abgelagert worden, welches aus verschiedenen, tieferen Schichtgliedern der Kalk-Dolomit Serie und der Bunten Serie stammt, wenn auch vielleicht von etwas andersartigen Faziesgebieten der Eleonore Bay Formation; daneben kommen Gerölle aus Kristallgebieten vor, über deren Existenz man im übrigen keine weiteren Anhaltspunkte hat (vergl. Lit. 58, 40, 7, 33). Zusammen mit jener Landhebung hat nun aber auch starke vulkanische Tätigkeit eingesetzt, deren Produkte in grosser Verbreitung und Mächtigkeit in unserem Gebiet abgelagert wurden.

Damit sind wir an einem entscheidenden Wendepunkt in der jüngsten präkambrischen Geschichte angelangt. In unserem Gebiet treten zwar ausser der Klimaverschlechterung keine besonderen Veränderungen ein, vor allem gibt es keine Landhebung. Doch zeugen die Ablagerungen von gewaltigen solchen Veränderungen in der Nachbarschaft. Dort sind grosse Landmassen aus dem Meere aufgestiegen und Gebirge entstanden; Vulkane speien und Gletscher bedecken die Höhen

und Täler und stossen dabei weit über die Küsten ins alte Meer hinaus vor. Hier wird der Schutt dieses neuen und bereits wieder in Zerstörung begriffenen Landes abgelagert; damit sehen wir hier eine vollständig neue Formation entstehen.

3. Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

Die stratigraphischen Untersuchungen auf Strindbergs Land haben bestätigt, dass die tiefsten Glieder der Eleonore Bay Formation mit kontinuierlich zunehmender Metamorphose in den westlich anschliessenden Kristallinkomplex überleiten; dort sind über ausgedehnte Areale die Glimmerschiefer, Amphibolite und Gneise von massigen Graniten durchsetzt. Eine scharfe Grenze zwischen Sedimentzone und metamorpher Zone ist nicht zu ziehen; auch tektonische Störungen sind nirgends im Uebergangsgebiet der beiden Komplexe anzutreffen.

Die Mächtigkeit und Ausbildung der in präkambrischer Zeit abgelagerten Schichtreihe ist nicht vollständig bekannt; in der Eleonore Bay Formation haben wir nur einen obersten, unmetamorph gebliebenen Teil vor uns. Davon ist ein detailliertes stratigraphisch-lithologisches Profil aufgenommen worden, was uns genauere Kenntnisse über die Sedimentationsbedingungen im jüngsten oeralgonkischen Zeitabschnitt verschafft.

Neben Sandsteinen und Schiefen sind in grosser Mächtigkeit auch Tone und Karbonatgesteine abgelagert worden. Obschon chemische Ausfällungen bei der Bildung der nicht-terrigenen Sedimente die Hauptrolle gespielt haben müssen, sind Lebewesen doch schon lange vor dem Kambrium in diesen Meeren vorhanden gewesen. Dies wird nicht nur durch bituminöse Kalke und verschiedene undefinierbare organische Spuren angedeutet, sondern vor allem durch algenähnliche Strukturen, welche über grosse Gebiete und verschiedenste stratigraphische Horizonte als riffbildende Kolonien auftreten; sie werden mit den in der Literatur unter *Collenia* beschriebenen Arten verglichen.

Das Klima scheint i. a. gemässigt bis warm, zeitweise wohl auch trocken gewesen zu sein. Erst gegen das Ende des Grönlandiums ist eine starke Klimaverschlechterung eingetreten, welche bis zur Ausbildung einer regionalen Vereisung geführt hat.

Die ganze Eleonore Bay Formation hat sich in einem grossen, immer mehr absinkenden Raum gebildet, wobei die Sedimentation mehr oder weniger kontinuierlich andauert hat. Der fazielle Uebergang von terrigener zu chemischer Sedimentation ist dabei nicht von zunehmender Meerestiefe abzuleiten, sondern hängt vielmehr zur Hauptsache von der Schutttzufuhr ab, d. h. von der Entwicklung des Liefergebietes.

Das oberalgonkische Meer hat tatsächlich stets nur neritischen bis höchstens einmal schwach bathyalen Charakter gehabt, und wiederholt treffen wir in unserem Gebiet sogar Spuren von littoralen Verhältnissen. Schon zur Zeit der ältesten, aufgeschlossenen Serien hat aber das Meer seine Herrschaft innegehabt, und seine grössten Tiefen lassen sich bereits bei den mittleren Gliedern der Bunten Serie erkennen; dagegen charakterisieren die obersten Teile der Bunten Serie wieder ausgesprochene Flachseeverhältnisse, z. T. sogar mit vorübergehender Regression. Später, durch die ganze Kalk-Dolomit Serie hindurch, herrschen ebenfalls vorwiegend neritische Verhältnisse mit nur selten etwas grösseren Meerestiefen.

Die grosse Sedimentmächtigkeit, d. h. die durch sehr lange Zeiträume hindurch erfolgte Sedimentation unter mehr oder weniger gleichartiger Meeresherrschaft, zeigt aber einen sehr labilen Erdkrustenteil an, der sich während dieser Zeit um viele tausend Meter gesenkt haben muss. Damit ist die Eleonore Bay Formation tatsächlich eine Geosynklinal-Bildung (Geosynklinale = säkular absinkender Sedimentationsraum, Lit. 67); tiefmeerische Sedimente sind in den bis heute bekannten Gebieten jedoch nirgends zum Absatz gelangt, weshalb es nicht zu entscheiden ist, ob diese Geosynklinale in ihrer ganzen Breite aus einem nur flachen Trog bestanden hat, oder ob wir bis jetzt nur den Schelf der Geosynklinale kennengelernt haben. Dabei ist auch die Ansicht von TEICHERT, dass mit dem zunehmenden Absinken des Troges die Küste sukzessive nach Westen vorgerückt wäre, nicht weiter zu stützen; vielmehr ist sie für das Gebiet von Strindbergs Land direkt widerlegt.

Anzeichen für eine allgemeine, plötzliche Hebungsphase vor der Ablagerung der Tillite sind nirgends zu finden; im ganzen Gebiet des Keiser Franz Josephs Fjordes ist ohne jeden Sedimentationsunterbruch und mit allmählichem Uebergang, am Grund desselben flachen Meeres, Glazialschutt in und über den marinen Kalkmergelschlamm abgelagert worden (vergl. Lit. 33, 66). Gebirgsbildung und Erosion hat nur in benachbarten, etwas entfernteren Zonen stattgefunden; dabei hat gleichzeitig auch vulkanische Tätigkeit eingesetzt. Unser Gebiet ist zu dieser Zeit in einer flachen Vortiefe gelegen, welche von der Auffaltung kaum ergriffen worden ist, und aus der sich das prätilitische Meer nicht zurückgezogen hat. Somit ist hier die Kontinuität einer einheitlichen, kaledonischen Geosynklinale gewahrt geblieben, welche vom Grönlandium bis ins Ordovizium angedauert hat. Die vom benachbarten Festland stammenden Erosionsprodukte sind hier mehr oder weniger konkordant abgelagert worden.

Die Eleonore Bay Formation, welche den ganzen präkambrischen Anteil der kaledonischen Schichtreihe umfasst, stellt damit in lithologischer Hinsicht keine Einheit dar. Ihre oberste Abteilung besteht

zur Hauptsache aus klastischem Material, welches von grossen Erosionsgebieten herkommend aus den Gesteinskomplexen der tieferen Abteilungen stammt. In kontinuierlicher, kaum gestörter Ablagerungsfolge leitet diese oberste Abteilung über zum Altpaläozoikum.

Die Untergrenze des Kambriums erscheint wohl noch etwas problematisch, doch wird sie hier prinzipiell unter den tiefsten fossilführenden Schichten des Unterkambriums gezogen. Damit kommt sie an die Basis der oberen Bastionformation POULSENS zu liegen, welche der *Olenellus*-Zone angehört.

III. TEKTONIK

A. Allgemeines.

Wie bereits in der Einleitung kurz erwähnt worden ist, hat TEICHERT die Gebiete nordöstlich des Geologfjordes als praktisch ungefaltete, nur von Brüchen zerlegte Teile des kaledonischen Gebirgszuges dargestellt. Auf Strindbergs Land erkennt er von W nach E drei grosse Schollen, in denen entsprechend die Schichten der Quarzit Serie, der Bunten Serie und der Kalk-Dolomit Serie anstehend sind; einige Querverwerfungen durchziehen diese Schollen in E—W-Richtung.

Da in diese treppenartige Bruchstaffelung, wo die jeweils westliche Scholleneinheit sprungweise herausgehoben erscheint, im E auch das Devon des Nordfjordes miteinbezogen wurde, betrachtet TEICHERT das Bruchschollengebiet nördlich des Andréelandes in seiner Gesamtheit als erst in postdevonischer Zeit herausgebildet (S. 116). Allerdings könnten die Verwerfungen z. T. prädevonisch angelegt worden sein.

In der 1948 erschienen Arbeit über den Devon-Westrand hat BÜTLER vor allem über das Gebiet von Geologfjord und Strindbergs Land ein etwas abweichendes Bild entworfen, in den Hauptzügen jedoch in Uebereinstimmung mit den älteren Angaben von KOCH (Lit. 34, Fig. 9, S. 42) und WEGMANN (Lit. 79, Fig. 11). Darnach sollen aus der Ostflanke der Hauptantiklinale der südlich gelegenen Gebiete (E- oder Grenzantiklinale, die von der Ymers Ø in nordnordwestlicher Richtung nach Andréés Land hineinzieht) am Geologfjord mehrere Faltelemente abzweigen, die z. T. mit wiederholter Faltenablösung nach NNE und NE durch Strindbergs Land hindurch ziehen und sich bis nach Payers Land fortsetzen. Die Grenzantiklinale flacht nördlich der Ymers Ø wohl etwas aus, und die an ihrer Ostflanke entstehenden Wellungen sind am Geologfjord von noch relativ geringer Grössenordnung und zudem von vielen Verwerfungen durchzogen; deshalb hätten sich TEICHERT und nach ihm auch ODELL veranlasst gesehen, in diesem Gebiet ein allgemeines Ausklingen der kaledonischen Falten anzunehmen.

BÜTLER unterscheidet nun von Osten nach Westen (S. 94 und Taf. X):

1. Broget Tal-Vogt Berg Antiklinale
2. Elisabethen Synklinale
3. Agardh Berg Antiklinale
4. Eremit Tal Synklinale

Die Faltenelemente 2, 3 und 4 streichen dabei aus dem Inneren von Andréas Land sehr spitzwinklig über den Geologfjord nach Norden; die Brogetdal-Vogts Bjerg Antiklinale nimmt ihren Anfang im südlichen Strindbergs Land. Weiter nach NNE sind die Elemente 1, 2 und 3 als breite Mulden und Sättel über den Waltershausen Gletscher hinaus verfolgbar; sie ziehen alle nach Bartholins Land hinein.

Östlich der Brogetdal Antiklinale beginnt nördlich vom Berge Blokken eine weitere Mulde, die als grosse Synklinale nach NE streicht (Ole Rømers Land-Mulde). Dieselbe sinkt axial nach NE ab, währenddem die benachbarte Brogetdal-Vogts Bjerg Antiklinale nach NNE ansteigt.

Diese kaledonische Zone von Strindbergs Land ist nach Osten durch einen grossen Grabenbruch gegen das Devon hin abgegrenzt. BÜTLER konnte denselben nordwärts bis an den Vibekes Gletscher verfolgen; südlich von Strindbergs Land klingt er rasch aus und ist jenseits des Fjordes, auf Gunnar Anderssons Land, nicht mehr vorhanden. Quer durch die südliche Strindbergs-Halbinsel zweigen von dieser Hauptverwerfung mehrere Randbrüche mit kleineren Nebenverwerfungen ab, wodurch das dem Devon benachbarte kaledonische Gebiet in ein Schollenmosaik zerlegt wird.

Die 5 wichtigsten dieser Brüche auf Strindbergs Land hat BÜTLER in seiner Beschreibung auf S. 138 und auf der Kartenskizze Fig. 8 dargestellt.

Das Alter der Verwerfungen kann hier nicht bestimmt werden, da keine jüngeren Sedimente als die Devonsandsteine vorhanden sind. Doch kann auf der Gauss-Halbinsel südlich des Moskusoksefjord-Inliers nachgewiesen werden, dass dort der östliche Randbruch des Nordfjordgrabens älter als die Ablagerung der oberdevonischen, roten Kap Graah-Sandsteine ist (S. 141). BÜTLER folgert daraus für das ganz Gebiet ein oberdevonisches Alter der Brüche; dabei nimmt er an, dass an den Bruchlinien am Westrand des Devongebietes keine späteren Bewegungen mehr stattgefunden haben.

B. Die Faltenelemente auf Strindbergs Land.

1. Eremitdal-Synklinale.

Von der Gegend westlich des Agardhs Bjerg herkommend, durchzieht sie den Geologfjord in beinahe dessen Längsrichtung; auf rund

20 km Distanz streicht sie hier ziemlich genau S—N. Ihr Muldenkern macht auf der Strindbergseite noch dieselben internen Verstauchungen mit, welche am Ausgang des Eremitdalen so schön zu sehen sind. Doch werden die beiden Muldenschenkel etwas flacher, was mit einem allgemeinen Axialanstieg von der Geologfjordküste nach N in Verbindung zu bringen ist (es scheint übrigens, dass sich gerade im Geologfjord eine Axendepression befindet, indem die Synklinale auch nach S zu wieder ansteigt); dieser Axialanstieg wird zudem akzentuiert durch eine Reihe von Querbrüchen, an denen der jeweils nördliche Flügel etwas gehoben ist.

Die Streichrichtung biegt auf Strindbergs Land ziemlich rasch nach NE um; die Muldenaxe, welche im S durch den Gletscher nordwestlich Pt. 1605 markiert wird, streicht im N bei der vereisten Kuppe Pt. 1800 (in Wirklichkeit über 2000 m hoch) gegen den Waltershausen Gletscher hinaus.

Die Synklinale ist hier in ihrem nördlicheren Teil als breite, fast völlig symmetrische Mulde gebaut, deren Kern durch die tiefsten Schichten der Unteren Quarzitschieferabteilung gebildet wird. Der Axialanstieg scheint nach N weiter anzuhalten, da auf Bartholins Land nur noch metamorphe Serien (Gneise etc.) zu sehen sind. Eine Fortsetzung der Synklinale lässt sich nördlich des Waltershausen Gletschers durch das Depressionsgebiet westlich Pt. 1400 vermuten, welches beidseitig von grossen Granitstöcken flankiert ist.

Im W-Flügel der Synklinale steigen auf Strindbergs Land alle Schichten kontinuierlich mit 20° — 25° an, wobei die tieferen Serien aus stark metamorphen Quarziten, Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten bestehen, welche zudem von Graniten durchdrungen werden.

2. Agardhs Bjerg-Antiklinale.

Sie stellt ein flaches, in seiner Längsrichtung zerbrochenes Gewölbe dar, wobei der westliche Flügel gehoben ist. Doch reduziert sich die Sprunghöhe, welche an der Primulabugt rund 1000 m beträgt, bis an den Waltershausen Gletscher auf etwa 300 m; dies kommt dadurch zustande, dass sich der Ostschenkel, resp. die östlich anschliessende grosse Muldenzone, noch stärker nach N heraushebt als die westlich gelegene Eremitdal-Synklinale. Ob bis hinüber nach Bartholins Land die Verwerfung ganz erlischt, konnte nicht festgestellt werden, doch ist es sehr wahrscheinlich.

Südwärts streicht sie der Ostflanke des Agardhs Bjerg entlang (von rechts nach links in Abb. 31 bei TEICHERT, S. 71). Sie gehört zu einem der wichtigsten und längsten Bruchsysteme im kaledonischen Gebiet, indem sie durch ganz Andrées Land weiterzieht; am Kejser

Franz Josephs Fjord wird ihre Fortsetzung in der Eleonores Bugt in dem von TEICHERT dargestellten grossen Bruch sichtbar, welcher hinter dem Teufelsschloss durchstreicht (Abb. 33, S. 78). Dieses Bruchsystem ist hier auf einer N—S-Erstreckung von 90 km nachgewiesen. In unserem Gebiet ist die Verwerfung von der Primulabugt nach N bis gegen das grosse Gletscherplateau hin zweigeteilt. Der dazwischenliegende Keil ist durch Querbrüche in verschiedenartig, jedoch wenig stark geneigte Schollen aufgeteilt und vermittelt in seiner Gesamtheit zwischen dem tektonisch höher gelegenen westlichen Flügel und dem abgesunkenen östlichen. Es fällt übrigens auf, wie das ganze Becken des Magdalenasö gegen W durch diese Bruchzone gestaut und abgeriegelt wird, indem die Schichtköpfe der westlich gelegenen Unteren Quarzitschieferabteilung hier vorstehen und hoch aufragen.

Vom Alpedal zum Waltershausen Gletscher ändert die Verwerfung ziemlich plötzlich ihre Streichrichtung nach NNE bis NE und geht damit parallel dem allgemeinen Streichen der Faltelemente. In der nördlichen Fortsetzung erscheint auf Bartholins Land — in dem schmalen Rücken mit der Kote 1400 — ein grosser Granitstock; nördlich des dahinterliegenden Sees (680 m) erkennt man eine helle Granitkuppel, gewölbeartig von rostigen Schiefen und Gneisen (? vergl. Fig. 3) umhüllt.

Doch kehren wir nach Süden, an den mittleren Geologfjord zurück. Hier hat TEICHERT (Abb. 30) von der Westküste eine Reihe schöner Falten in den Schichten der Bunten Serie abgebildet; betrachtet man sie aber von Norden, d. h. aus ihrer Streichrichtung heraus, so erscheinen sie noch viel kräftiger und deutlicher. Von E nach W steigen die Schichten in mehreren Wellen, d. h. nach Westen gekippten Faltenverstauchungen, gegen die Agardhs Bjerg-Antiklinale hinauf (resp. gegen die in ihrem Scheitel durchziehende Längsverwerfung). Diese Falten sind so ausgeprägt, dass ein Nichtexistieren auf der Nordseite kaum anzunehmen ist, falls nicht im Fjord selbst eine grosse Verwerfung durchzieht. In der Tat erkennt man bei einer genauen Untersuchung der Strindbergseite genau dasselbe Bild; allerdings ist es viel weniger deutlich, da die Intersektionen meist nur einen Winkel von 20° — 40° mit der Streichrichtung bilden, währenddem an der Küste von Andréas Land z. T. völlig rechtwinklig stehende, grösstenteils aber immerhin 40° — 70° quer zum Streichen verlaufende Schnitte anzutreffen sind.

Zwischen Bellavista und der Primulabugt trifft man so auf 5 eigentliche Falten, welche alle schief zur Küste nach N (z. T. bis 15° W) ins Land hineinstreichen. Einige sind direkt am Ufer besonders gut sichtbar, die anderen erst höher oben zwischen den verschiedenen Terrassen; gegen das grosse »Büffelplateau« hin (zwischen Løvehovedet und Pt. 924) flachen sie teilweise stark aus, doch erscheinen am Magdalenasö wiederum neue, analoge Faltenverbiegungen.

Am kräftigsten ist wohl die in ihrem Kern nach W überkippte Falte an der Bellavista selbst, bei welcher in der Schichtgruppe 10 noch interne Abscherungen vorkommen (Fig. 32). In der nächstwestlichen Falte bilden die Schichten der Oberen Quarzitschieferabteilung den Kern und steigen im Scheitel bis auf 250 m hinauf; der kurze und steile Westschenkel wird durch eine saiger stehende Längsverwerfung abgeschnitten, an welcher die westliche Fortsetzung um ca. 60 m abgesunken ist. In einigen schwachen Verbiegungen steigen die Schichten neuerdings an und erreichen wenig westlich des Sortefjeld (1030 m) einen neuen Gewölbescheitel; im Kern erscheinen am Fjordufer die

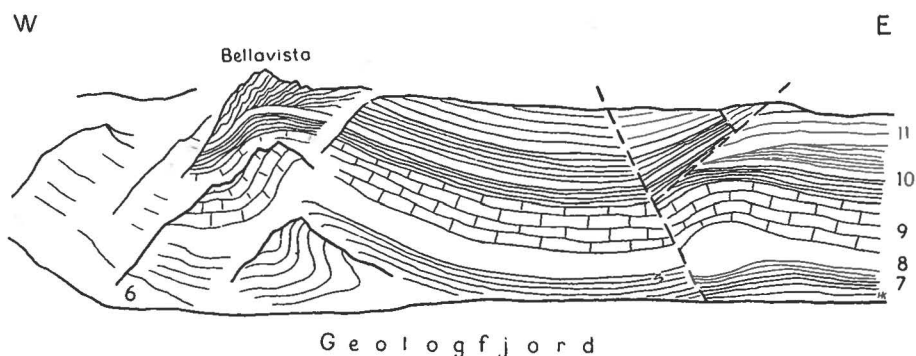


Fig. 32. Nach W überkippte Falte in der Bunten Serie (Schichtgruppen 7—11). Bellavista, Geologfjord.

obersten Sandsteinbänke der Schichtgruppe 4. Kurz vor dem hier herabkommenden Tälchen tritt eine neue, steil nach W einfallende Längsverwerfung auf; die westliche Scholle ist wiederum abgesunken, doch steigen die Schichten in den zwei Faltenstauungen am Løvehovedet nun zu ihrer höchsten Höhe östlich der Primulabugt-Verwerfung an. Dabei zeigen sich südlich und nördlich des Westgipfels des Løvehovedet ausgeprägte Schleppungs- und Aufrichterscheinungen am östlichen Teil dieser Verwerfung. Dieselben Falten sind besonders schön auch in den nördlich davon gelegenen Bergen am Magdalenasö zu sehen (Fig. 33).

Alle diese Falten streichen hier mehr oder weniger horizontal; erst nördlich vom Løvehovedet macht sich ein Axialanstieg geltend, der dann vom Magdalenasö nach N plötzlich sehr stark wird. Die breite Seesenke liegt somit gleichsam in einer Art Axendepression, d. h. an der Knickstelle einer südlich flach und nördlich stark ansteigenden Scholle. Damit hören aber auch vom Magdalenasö nach N die Stauungen östlich der grossen Verwerfung fast vollständig auf.

Zusammenfassend kann die Agardhs Bjerg-Antiklinale folgendermassen charakterisiert werden:

Der Westflügel des flachen Gewölbes ist an einer Scheitelverwer-



Fig. 33. Lövehovedet und umliegende Berge südlich des Magdalenasö. Nach W gerichtete Faltenstauchungen. Dahinter, jenseits des Geologfjordes, der Agardhs Bjerg (Andrées Land). Im Vordergrund Quarzite der Schichtgruppe 6. Blick nach SW.

fung stark in die Höhe versetzt, währenddem relativ dazu der Ostflügel im S stark, im N nur noch schwach abgesunken erscheint; im S vollzieht sich dabei der Anstieg der Schichten von E gegen den Antiklinalenscheitel wellenartig mit nach W gerichteten Falten. Die Gewölbehochzone als Ganzes steigt axial von der Primulabugt bis zum Waltershausen Gletscher stark an, nämlich um 1600 m westlich der Verwerfung und 2300 m östlich davon.

3. Gletscherpas-Synklinale.

Mit diesem Namen bezeichne ich die breite, S—N-streichende Mulde, welche von BÜTLER Elisabethsberg- (Elisabethen-) Synklinale genannt wurde. Sie wird südwärts durch eine grosse Bruchzone abgeschnitten, welche mit hintereinandergestaffelten Verwerfungen aus dem mittleren Brogetdal nach W über den Geologfjord bis nach Andrées Land hineinzieht (F III', siehe S. 134). Der Elisabeths Bjerg befindet sich dort bereits innerhalb dieser Bruchzone, d. h. tektonisch zu den grabenartig eingesunkenen Schollen des Moränedal gehörend (vergl. FRÄNKLS Untersuchungen über Ostandréesland), und ist von den Faltenzügen nördlich davon scharf abgetrennt.

So bleibt diese Synklinale ganz auf Strindbergs Land beschränkt, indem sie erst nördlich des Fjordes, beim Uebergang aus dem Brogetdal

(Øvresö) als solche auftritt. Die Muldenzone, deren Schichten westwärts in die Bellavistafalten ansteigen, ist hier noch sehr flach gebaut, gewinnt aber gegen N zusehends an Tiefe; erst im nördlichsten Strindbergs Land wird sie, in Verbindung mit einem starken Axialanstieg, wieder ausgesprochen flach. Ihr Kern besteht aus den hellen Dolomiten



Fig. 34. Abscherung in der Bunten Serie. Nach W aufwärtsgeschleppte, verfallene Kalke aus der Schichtgruppe 11 und aus dem obersten Teil der Schichtgruppe 10; darunter Schichtgruppe 8 und 7. S = Scherfläche.

der Schichtgruppe 12, über denen auf dem Hochplateau nördlich davon (»Büffelplateau«) noch die untersten Stufen der Kalk-Dolomit Serie anstehend sind.

Die Synklinale steigt mit schwachem Axialanstieg direkt gegen die Zunge des Söglatschers am Gletscherpas. Nördlich davon, am E-Ufer des vom Gletscher gestauten grossen Sees (980 m, auf der Karte nicht verzeichnet), finden sich im Kern noch Teile der Schichtgruppen 10 und 11. Der Axialanstieg nimmt weiterhin noch stark zu, so dass in den Steilwänden am Waltershausen Gletscher nur noch die Schichtgruppen 2 und 1 die Mulde bilden (Prof. 10 und 11, Taf. IV). Auch



Fig. 35. Verfaltungen und Abscherungen in der Schichtgruppe 10, südlich Øvresø.

dieses Faltelement streicht nach BÜTLER in den metamorphen Komplex von Bartholins Land (westlich vom Vogts Bjerg).

Der Bau der Gletscherpas-Synklinale ist i. a. breit und flach, doch fällt auf, wie an beiden Rändern bei relativ steilem Schichtanstieg starke Detailverfaltungen in den oberen Schichtgruppen der Bunten Serie auftreten; diese sind zudem oft von ihrem Untergrund abgesichert (Fig. 34).

Ueber die Bewegungsrichtung kann kein eindeutiges Urteil gefällt werden; sicher ist, dass die westlich anschliessenden Falten gegen die Agardhs Bjerg-Antiklinale durch Schub von E zustandegekommen sind. Dafür spricht auch das Bild an den Höhen südlich vom Ostende des Magdalenasø (Fig. 34). Dort sind die oberen bunten Dolomite und Schiefer der Schichtgruppe 10 sowie die Schichtgruppe 11 stark verfaltet und an einer nach W gerichteten Scherfläche aufwärtsgeschleppt; die untere Hälfte der Schichtgruppe 10 und die ganze Schichtgruppe 9 sind tektonisch vollständig eliminiert. Die Unterlage bilden steil nach W aufsteigende, gelbe und rote Schiefer der Schichtgruppen 8 und 7, welche anschliessend (rechts vom Bilde) eine nach W überkippte Falte mit ausgeprägtem »pli-faille« bilden.

Umgekehrt treten am Ostrand der ganzen Muldenzone ähnliche Stauchungserscheinungen auf, die an ostwärts gerichteten Scherflächen entstanden sind (Fig. 35); dies vor allem im südlichen Teil beidseits vom Øvresø. Dabei zeigen sich auch eigentliche Aufschiebungen auf die

östlich anschliessende Brogetdal-Antiklinale (vergl. Karte Taf. III zwischen Pt. 924 und Kløftelv, sowie Prof. 5a, Taf. IV). In diesem Gebiet muss man also eine ostwärts gerichtete Bewegung annehmen. Es soll im nächsten Abschnitt nochmals eingehender darauf eingegangen werden.

4. Brogetdal-Antiklinale.

Der Kern dieses sehr ausgeprägten Gewölbes, aus hellen, gelbroten und gelbbraunen Sandsteinbänken der Quarzit Serie bestehend (Schichtgruppe 6), ist auf der Nordseite des Brogetdalen bei der Einmündung des Kløftelv anstehend. Darüber folgen die roten Plattenschiefer der Schichtgruppe 7, in welche der Fluss sich in tiefer Schlucht eingesägt hat. Der Gewölbescheitel streicht 20° — 30° W und steigt mit 3° — 5° nach N an; er folgt in geringem Abstand dem linken Schluchtrand (im Sinne des fliessenden Wassers) und zieht dann direkt gegen den Pt. 1307. Dort sind die Schichten im Westschenkel steil aufgefaltet und verschuppt, biegen aber auf der Höhe von Pt. 1307 rasch zu flacher Lagerung um und senken sich ostwärts gegen das rote Tal. In diesem hingegen sieht man, wie sie diskordant den tiefern Schichten (Schichtgruppen 7 und 6) aufliegen und tektonisch ausgequetscht werden, da jene die Gewölbeumbiegung kaum oder gar nicht mitmachen, sondern weiterhin ansteigen und, axial stark in die Höhe gehoben, erst in dem Rücken östlich des Rødedal ein eigenes Gewölbe aufbauen.

Es tritt hier also von S nach N eine deutliche Faltenablösung auf, eine Art Parallelverschiebung der Brogetdal-Antiklinale nach Osten. Dies macht sich zuerst in den tieferen Schichtkomplexen geltend; deren Gewölbeumbiegung verflacht immer mehr, währenddem sich östlich davon umso stärker eine neue, nach N streichende Hochzone aufwölbt. Die höheren Stufen der Bunten Serie jedoch, stark verfaltet, verschuppt und an Scherflächen reduziert, bauen fast allein noch die ursprüngliche Brogetdal-Antiklinale auf; sie gehen erst nördlich von Pt. 1307 in einen gleichmässigen Anstieg gegen das neue, mehr östlich gelegene Gewölbe über. Der Uebergang zwischen den beiden Zonen, welche ich Unterbau und Oberbau nennen möchte, wird von den 200 m mächtigen, roten Plattenschiefern der Schichtgruppe 7 gebildet, welche fast überall bei tektonischen Bewegungsvorgängen ausgleichend gewirkt haben.

Das Gletscherhochland nördlich davon, d. h. zwischen Søgletscher, Pt. 1703 und 1831, wird durch verschiedene, auf der Karte nicht eingezeichnete Felsberge unterbrochen. Dort sieht man, dass weiterhin eine ähnliche Faltenablösung stattfindet, wenn auch in viel kleinerem Ausmass. Der allgemeine Anstieg nach N wird jedoch bis hinüber zum Waltershausen Gletscher nun so bedeutend, dass kaum noch von einem eigentlichen, N—S-streichenden Gewölbe gesprochen werden kann. Man

sieht vielmehr nur noch 2—3 flachwellige, sich sukzessive nach E verlagernde Verbiegungen in einer breiten Zone, welche zur Hauptsache nach N ansteigt. Das Bild eines schräg angeschnittenen Gewölbes (Lit. 14, S. 94), welches man bei den Betrachtungen der NW-streichenden Intersektion in den Steilwänden am Waltershausen Gletscher bekommt (vergl. die Karte Taf. III), entspricht somit nicht den wirklichen Verhältnissen. Denn die scheinbar den Ostschenkel dieses Gewölbes bildenden Schichten zwischen der grossen Verwerfung am Gletscher und Pt. 1703 fallen in Wirklichkeit nach S und SW ein und drehen weiter im N, zwischen Pt. 1831 und 1504, immer mehr zu westlichem Einfallen (gegen die Gletscherpas-Synklinale hin), was in derselben NW-streichenden Intersektion das Bild des Westschenkels abgibt; dadurch wird ein vollständiges Gewölbe vorgetäuscht (vergl. auch TEICHERT S. 47 und Abb. 19). Es wird ausserdem später bei der Behandlung der Brüche noch zu zeigen sein, dass die SE-fallenden Schichten auf Ole Rømers Land (westlich des Aasesö) auch aus anderen Gründen nicht zum E-Schenkel dieses, wie wir gesehen haben nur scheinbar vorhandenen Gewölbes gehören können.

So geht also die Brogetdal-Antiklinale nach N in eine Reihe von kleineren, ostwärts verlagerten Falten über, welche ihrerseits in eine breite, nordwärts ansteigende Hochzone ausmünden. Diese Hochzone, die kein Gewölbe mehr bildet, streicht nach N über den Waltershausen Gletscher in den aus tiefern, metamorphen Serien aufgebauten Vogtsberg. Den Ostrand der Hochzone bildet auf Strindbergs Land eine steil stehende, sehr bedeutende Verwerfung; in Bartholins Land wird das ihr angehörende Kristallin auf einer ziemlich flach ostwärts ansteigenden Scherzone über die jüngeren, nach SE einfallenden Sedimente der Eleonore Bay Formation aufgeschoben (Lit. 13, S. 17).

Nach dieser Untersuchung über den Bau der nördlichen Gebiete können nun auch die Verhältnisse im Brogetdal selbst weit besser verstanden werden. Da treten zwischen Kløftelv und Pt. 924, im W-Anstieg zur eigentlichen Brogetdal-Antiklinale, zwei ähnliche Aufschüppungen auf, welche westlich des Gewölbescheitels eine eigene, gewölbeartige Verfaltung des Oberbaues zeigen (Prof. 5a, Taf. IV). Wir können somit annehmen, dass auch die Brogetdal-Antiklinale, welche nach SE direkt in den Tallauf des mittleren Brogetdalen streicht, nicht das westlichste Gewölbe der ganzen Antiklinalzone ist; dass sie vielmehr die östliche Ablösung von mindestens einem weiteren, noch mehr im SW gelegenen Faltelement darstellt. Noch eindrucklicher ist dies in dem z. T. sehr spitzwinkligen Anschnitt südlich des Holmesö zu sehen, wo die Schichtgruppen 10 und 11 sowie die hellen Dolomite von 12 einen grossen Sattel bilden und ostwärts einfallend diskordant auf den nach E aufsteigenden Unterbau treffen, an dessen Kontaktzone sie abgeschert

werden; also genau dasselbe Bild wie im Rødedal, nur hier im nächst-westlichen Faltelement. Noch mehr westlich zeigt sich zudem abermals eine nach E aufgerichtete Scherzone, die möglicherweise ein weiteres, gegen S entstehendes Gewölbe anzeigt. Doch werden hier alle diese Verfaltungen durch dieselbe E—W-gerichtete Bruchzone abgeschnitten, welche auch die Gletscherpas-Synklinale begrenzt.

Wie wir nun gesehen haben, sind in einer breiten Zone von 50 km Längserstreckung (südlich Brogetdalen bis Bartholins Land) tangentielle Bewegungen von W nach E (resp. SW—NE) aufgetreten, d. h. in weit grösserem Ausmass noch, als es im letzten Abschnitt kurz erwähnt worden war. Doch ist zu beachten, dass die ganze Zone der Brogetdal-Antiklinale einen weiten, nach W gerichteten Bogen beschreibt, noch stärker als die westlich vorgelagerte Muldenzone der Gletscherpas-Synklinale. Es ist daraus zu folgern, dass spätere westwärts gerichtete Bewegungen diese Muldenzone etwas eingedrückt und zugleich die nach W schauenden Faltenverbiegungen gegen den Scheitel der Agardhs Bjerg-Antiklinale hinauf bewirkt haben.

5. Rævedal-Ole Rømers Land-Mulde.

Wie BÜTLER richtig erkannt hat, bilden die Kalke nördlich vom Berge Blokken eine Mulde, welche sich über den Waltershausen Gletscher in die breite Synkinalzone der Ole Rømers Land-Mulde fortsetzt. Doch liegt die Umbiegung nicht beim Himmelbjerg (1412 m, Lit. 14, S. 95), der ganz aus Schichten der Bunten Serie besteht und zum Südabfall eines grossen Horstes gehört (Pt. 1768), der sich im W heraushebt. Denn die ganze zur Mulde gehörende Zone beschränkt sich auf einen 2 km breiten Streifen längs des Waltershausen Gletschers und wird gegen W durch eine grosse Verwerfung begrenzt; nur nach S verbreitert sie sich allmählich und geht in die arg von Brüchen zerhackten Kalkberge des Blokkens über.

Die Muldenaxe, welche deutlich nach NE absinkt, befindet sich direkt bei der Einmündung des Rævedal-Flusses in den Waltershausen Gletscher. Den Kern der Umbiegung bilden Kalke der Schichtgruppe 16. Doch ist diese ganze Mulde auf ihren eigenen NW-Schenkel aufgeschoben (Fig. 36), in dem nun sämtliche Schichten vom Kambrium über die Tillitserie bis hinunter zur Bunten Serie auftreten (nördlich Pt. 681). Im W und NW wird diese Zone durch die grosse Verwerfung gegen die Quarzit-Serie von Pt. 1768 und 1703 (beide ca. 1850 m hoch) abgegrenzt.

Auch im SE-Schenkel stossen die Kalke der Rævedal-Mulde an eine grosse Scherfläche, welche aber durch das Einsinken und Kippen der verschiedenen NNE-streichenden Schollen des Blokkens bedingt ist.

Denn wir befinden uns hier ganz nahe am Grabenrand des später eingesunkenen Nordfjord-Ole Rømers Land-Grabens, welcher schief durch diese Muldenzone hindurchschneidet.

Die Ole Rømers Land-Synklinale ist durch die nach NW gerichtete Aufwölbung (und Aufschiebung) des kristallinen Untergrundes in der Inlier-Vispental-Zone (Hudsons Land, Lit. 13) entstanden. Nach BÜTLER hat diese Aufwölbung während der Hudsonlandphase I und II stattgefunden (Lit. 11); dass die Muldenfaltung jünger als die unterste

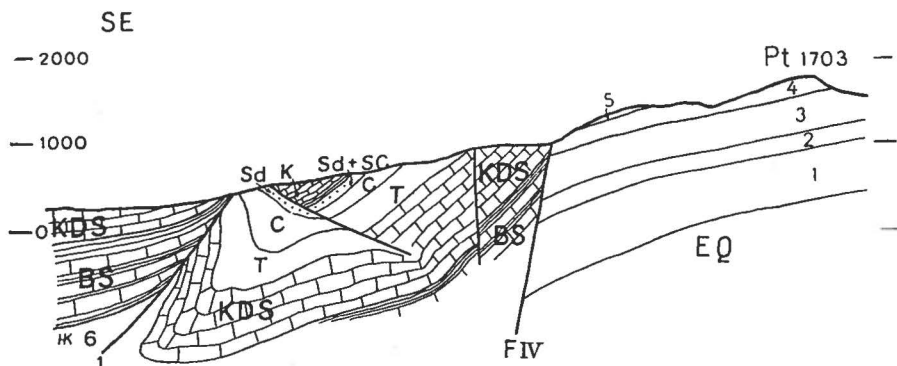


Fig. 36. Aufschiebung (A) im NW-Flügel der Rævedalmulde am Waltershausen Gletscher. F IV: Verwerfung gegen die Quarzit Serie (siehe S. 136).

EQ (Eremitdalquarzite) und 1—6: Schichtgruppen der Quarzit Serie, BS Bunte Serie, KDS Kalk-Dolomit Serie, T Tillitserie, C Canyonserie, SC Spiral Creek-Serie Sd Sandsteinserie, K Kambrium.

Devonserie ist, zeigen auch die mitverschobenen Devonkonglomerate über den ordovizischen Kalken im Zentrum der Synklinale (Lit. 13, S. 18).

6. Moskusoksesö-Gewölbe.

Ein letztes, etwas isoliertes Faltelement befindet sich auf der südlichen Halbinsel östlich Pt. 1073 (Prof. 2, Taf. IV). Das hier genau N—S-streichende Gewölbe, dessen Kern von der Bunten Serie gebildet wird (Schichtgruppe 10), neigt mit asymmetrischem Bau nach E über und wird dort von einer Verwerfung gegen die grosse Scholle von Midterfjeld-Solstrand abgegrenzt.

Wegen dem Plateaucharakter und der starken Schuttbedeckung des südlichen Hochlandes kann das Gewölbe leider nicht weiter nach N verfolgt werden, doch scheint es etwas abzutauchen und an den Querbrüchen und der Aufschuppung von Pt. 1120 abgeschnitten zu werden. In den Bruchschollen nördlich davon erkennt man nur noch schwache Andeutungen von einer analogen Wölbungszone, allerdings etwas ost-

wärts verschoben. Es lässt sich vermuten, dass man es hier mit der durch die spätere Bruchschollenbildung stark deformierten südlichen Fortsetzung der Brogetdal-Antiklinalzone zu tun hat.

Nach Süden gegen den Moskusoksesö scheint das Gewölbe ebenfalls stark abzutauchen, indem die Schichten in seinem W-Schenkel, am mittleren Geologfjord, durch spätere Brüche stark zerhackt, von ihrer N—S-streichenden Richtung immer mehr nach NW—SE umbiegen und somit fast genau dem Fjordufer parallel verlaufen. Die höheren Schichten der Kalk-Dolomit-Serie, der Tillitserie etc. in der NE-Flanke des Mørkebjerg bilden dabei die normale Fortsetzung der SW-Abdachung dieser Wölbungszone.

Möglicherweise hat man es aber auch mit einem Umbiegen der Gewölbeachse selbst zu tun; doch kann dies nicht näher festgestellt werden, da Gewölbekern sowie dessen E-Schenkel hier nicht mehr aufgeschlossen sind.

7. Zusammenfassung.

Es hat sich gezeigt, dass tatsächlich der grösste Teil von Strindbergs Land von Faltenzügen eingenommen wird. Wohl sind es meist weitwüfge, flache Mulden und Sättel, doch kann im Detail die Faltungsintensität, in Verbindung mit Abscherungen und Aufschiebungen, recht stark werden.

Die ganze nordwestliche Hälfte des Landes wird durch zwei grosse Mulden beherrscht, die an einer Längsverwerfung in der dazwischenliegenden Antiklinalzone aneinanderstossen. Beide streichen S—N und biegen anschliessend etwas nach NE ab; die östliche der beiden Mulden steigt dabei noch stärker gegen N an als die westliche. Falten und Muldenscharniere im Westschenkel der östlichen Synklinale schauen einheitlich nach W; ebenfalls nach W gerichtet sind die Verstauchungen im Kern der westlichen Synklinale.

Ostwärts schliesst in grossem, nach W gerichtetem Bogen eine breite Antiklinalzone an, in der von S nach N eine sukzessive Verlagerung der Gewölbe gegen E stattfindet. Detailuntersuchungen haben gezeigt, dass sie primär durch Schub aus dem W entstanden sind. Nach N steigt diese Antiklinalzone stark an und geht in eine flachwellige Hochzone über.

Durch eine N—S-streichende Verwerfung davon abgetrennt, setzt im untersten Rævedal, direkt am Waltershausen Gletscher, eine nach NE absinkende Mulde ein, welche sich in die Ole Rømers Land-Synklinale fortsetzt. Diese ist zur Zeit der Hudsonlandphasen I und II durch Zusammenschub aus SE entstanden.

Im westlichen Teil der durch zahlreiche Brüche in Einzelschollen zerlegten südlichen Halbinsel zeichnet sich ein älteres, N—S-streichendes

und nach E geneigtes Gewölbe ab, dessen Schichten im W-Flügel gegen den äusseren Geologfjord zu nach SE und E abbiegen, konform dem Streichen des Fjordes.

Aus all dem bisher Gesagten geht jetzt schon deutlich hervor, dass die zur Faltenbildung führenden Bewegungen nicht nur nach Art und Richtung verschieden waren, sondern auch verschiedenen Zeitabschnitten zugeordnet werden müssen. Zum Teil sind sie sicher jünger als die Hauptbruchbildung auf Strindbergs Land. Es soll später nach der Beschreibung der Brüche versucht werden, alle tektonischen Vorgänge in ihrer Beziehung zueinander darzustellen und chronologisch zu ordnen.

C. Die Brüche.

1. Der Grabenrand am Nordfjord und die von ihm ausgehenden Brüche.

Westlich an das Devon des Nordfjordes anschliessend sehen wir auf der ganzen Strecke zwischen dem Waltershausen Gletscher und dem Geologfjord, entlang einer ausgeprägten, steilstehenden Verwerfung, die prädevonische Unterlage horstartig herausgehoben. Auf ihr sind an einigen wenigen Stellen noch Devonbasiskonglomerate als Erosionsrelikte erhalten geblieben (siehe S. 41).

Diesen Randbruch (F I) hat BÜTLER vom Kejser Franz Josefs Fjord bis zum Vibekes Gletscher verfolgt und eingehend dargestellt (Lit. 14 und Lit. 38, Pl. 7). Auf Strindbergs Land zeigt es sich aber, dass er vom Waltershausen Gletscher bis in die Gegend westlich vom Gunvors Bjerg von einem ungefähr parallel laufenden Bruch im Westen begleitet ist (F II), wobei die zwischenliegende Zone aus steil nach Osten in die Tiefe geschleppten Gesteinsserien besteht; diese umfassen die Schichten vom obersten Teil der Kalk-Dolomit Serie bis zum Ordovizium. Im Westen schliessen sich mehr oder weniger flachliegende, jedoch intensiv von Brüchen zerhackte Schichten der Kalk-Dolomit Serie und der Bunten Serie an, währenddem im Osten die Devonsandsteine muldenartig umbiegend gegen den Nordfjord einfallen (vergl. Profil 5b, 5a und 3c auf Taf. IV).

Diese von zwei Brüchen eingerahmte Zone der Randflexur ist im Norden nur einige Hundert Meter breit, verbreitert sich aber bis zum Brogetdal auf gut 2 km (zwischen F I und F II auf Fig. 38 und Fig. 39). Dort wird sie von einer Anzahl weiterer Brüche unterteilt, welche steil ostwärts einfallend nach SSW streichen (Prof. 3c).

Auch am Geologfjord ist der Randbruch des Nordfjordgrabens von einem zweiten Bruch (F II') begleitet, der westlich vom Solstrand nach Norden ins Land hineinzieht (Abb. 25 bei TEICHERT). Eine Verbindung

zum Brogetdal ist nicht zu sehen, doch sind allgemein die Aufschlussverhältnisse auf dem südlichen Hochplateau sehr schlecht. Die Zwischenzone zwischen den beiden Brüchen besteht jedoch hier im Süden vom Gunvors Bjerg aus einzelnen grossen Schollen, die nach SE und S gekippt sind und nur an ihrem äussersten E-Rand in eine Flexur parallel zum Devonrand übergehen. Die südlichste Scholle besteht aus ordovizischen Schichten, welche das Solstrandkonglomerat auf sich tragen (siehe S. 40).

Nach Westen an den grossen Bruch F II anschliessend ist das aus herausgehobenen Schichten der Eleonore Bay Formation bestehende Gebiet von vielen Sekundärbrüchen in ein eigentliches Bruchschollenfeld zerlegt (Lit. 14, S. 138). Im Norden ziehen dabei eine Anzahl Brüche auf sehr engem Raum vom Waltershausen Gletscher nach SSW über den Blokken, also parallel dem Randbruch, und lösen sich fächerförmig auf, indem sie allmählich nach SW umbiegen. Die zwischen diesen Brüchen liegenden Keile sind verschieden stark herausgehoben und dabei ungleichartig gekippt. Zwischen Himmelbjerg und Brogetdal münden diese Blokkenbrüche in ein Gebiet, welches durch unzählige kleine und kleinste Brüche nach allen Richtungen hin zergliedert ist; doch ist auch hier, am E-Flügel der Brogetdal-Antiklinale, die vorherrschende Bruchrichtung NE—SW bis WSW.

Südlich vom Blokken, d. h. direkt nördlich vom Taagefjeld, geht vom Randbruch F II eine weitere grosse Verwerfung aus, welche am Oberende des Laksesö das Brogetdal in westlicher Richtung überquert (F III). An ihr ist die Bunte Serie des unteren Brogetdal (»Bunte Wand«, Fig. 12) als separater kleiner Horst besonders stark herausgehoben. Dieser Horst schiebt sich keilartig zwischen das Bruchschollenfeld des Blokken im Norden (hauptsächlich aus Kalk-Dolomit Serie bestehend) und die Zone der Randflexur im Südosten; die nach NE schauende Keilspitze wird durch den Taagefjeld gebildet (Schichtgruppe 11).

Der Brogetdalhorst ist seinerseits durch eine Anzahl Brüche unterteilt, welche nach SW streichen; daneben treten nördlich vom Tal spitzwinklig dazu verlaufende Brüche mit WNW-Richtung auf. Es erscheint offenkundig, dass auch das untere Brogetdal selbst durch dieses Bruchsystem entstanden ist. Auf dem Plateau der »Bunten Wand« sieht man zuäusserst am Rande der Felswand eine ganze Reihe von in dieser Richtung parallel zum Tal verlaufenden Kluft- und Spaltflächen, von denen sich bis in allerjüngste Zeit grosse Felsmassen gelöst haben und als Bergstürze gegen den Laksesö hinuntergestürzt sind. Zudem fällt es auf, wie wenig die beiden Talseiten einander hier entsprechen (vergl. Fig. 38 und Fig. 39; dies im Gegensatz zur Darstellung von TEICHERT, Abb. 28. Es trifft auch nicht zu, wie in

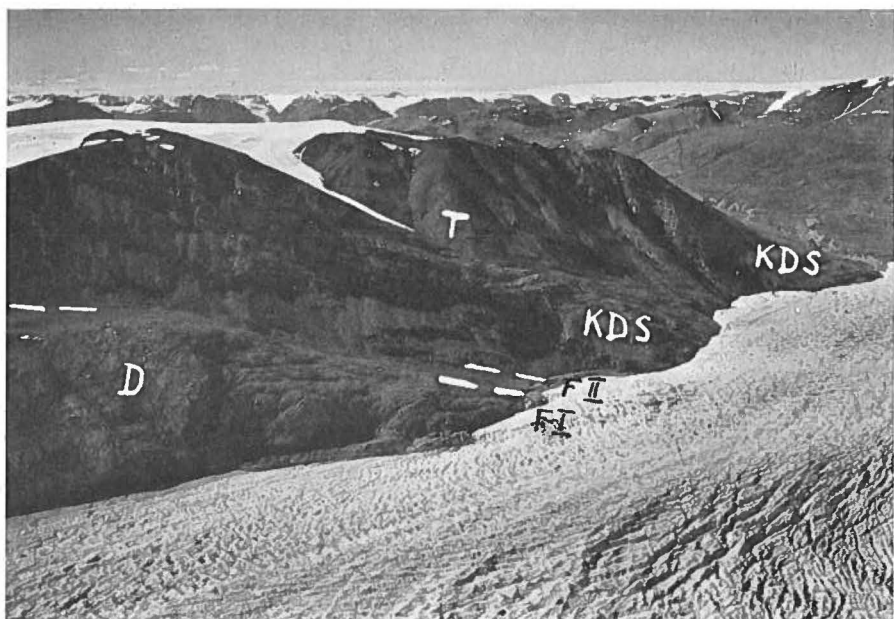


Fig. 37. Blokken mit Waltershausen Gletscher von E; rechts Rævedal. D Devon, KDS Kalk-Dolomit Serie, T Tillitserie. F I und F II Randbrüche zum Nordfjordgraben. (Aufn. Brenneisen).

Lit. 69, S. 62 beschrieben ist, dass südwestlich vom Lakesö das Schichtstreichen dem Verlauf des Tales folge. Südlich und südwestlich vom See beträgt das Streichen vielmehr 40° – 45° E, bei etwa 20° NW-Fallen; gegen das Oberende biegt die Streichrichtung allmählich um auf 50° und 60° E und weiter gegen den E–W-verlaufenden Bruch F III hin auf 90° E. Sie verläuft also allgemein quer zum Tal, und nicht längs!).

Der Brogetdalhorst ist in seinem nordöstlichen Teil am stärksten herausgehoben. Die Sprunghöhe an F III beträgt östlich des Brogetdalen rund 500 m, auf der westlichen Seite aber nur noch 100 m. Er erscheint dort wohl noch etwas gegen das Zentrum hin aufgewölbt (vergl. Fig. 39), sinkt aber en bloc gegen W stark ab. So klingt die Verwerfung F III nach kurzer Strecke westlich vom Tal aus, wobei die Bruchzone als solche jedoch weiterzieht bis zum Geologfjord und darüber hinaus. Denn als Fortsetzung von F III taucht eine neue Verwerfung auf (F III'), an der nun aber gegen den Geologfjord zu der südliche Block in zunehmenden Masse abgesunken erscheint. Betrachtet man den ganzen Komplex direkt südlich von F III und F III', d. h. den Brogetdalhorst und seine westliche Fortsetzung, als eine einzige Scholle, so erscheint die E–W-verlaufende Bruchzone vom Taagefjeld bis zum Geologfjord als eine ausgesprochene Torsionsverwerfung, indem der west-

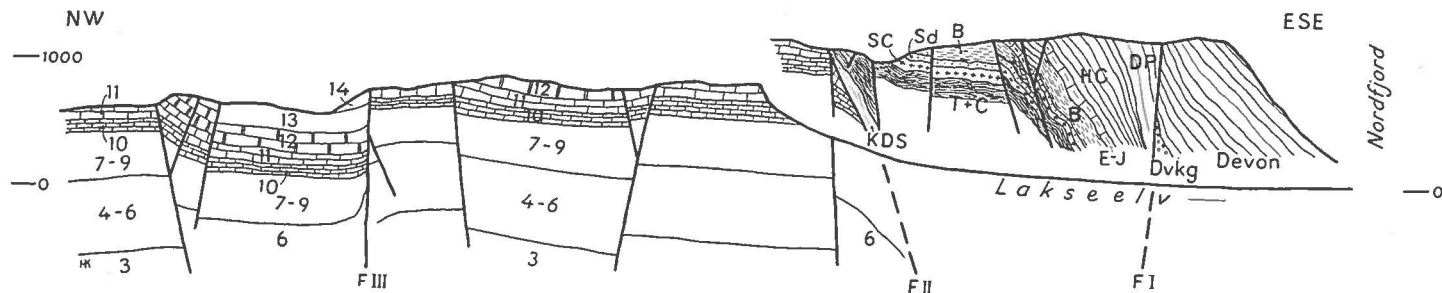


Fig. 38. Profil durch die N-Seite des unteren Brogetdal. Legende siehe Fig. 39.

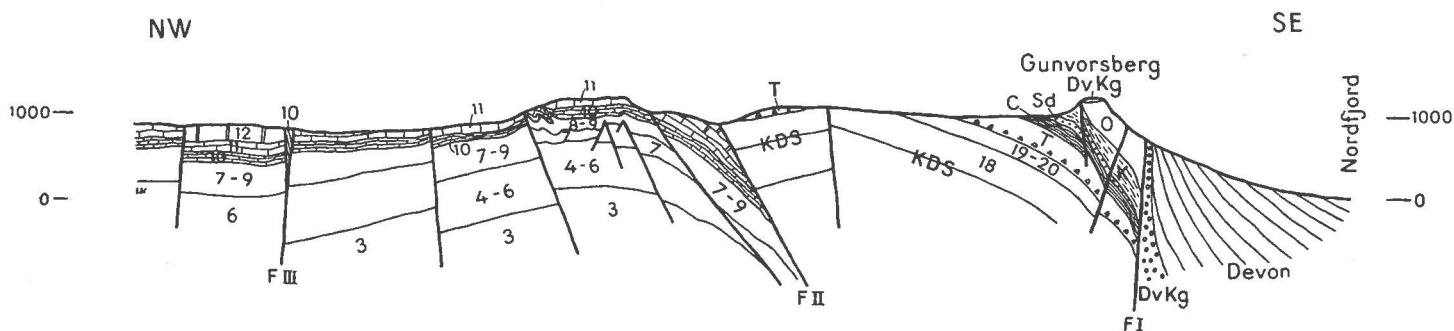


Fig. 39. Profil durch die S-Seite des unteren Brogetdal.

Legende zu Fig. 38 und 39:

3—20 Schichtgruppen der Eleonore Bay Formation (KDS Kalk-Dolomit Serie), T Tillitserie, C Canyonserie, SC Spiral Creek-Serie, Sd Sandsteinserie, B Bastion-Formation, EJ Ella Island-Formation, HC Hyolithus Creek-Formation, DP Dolomite Point-Formation, K Kambrium i. a., O Ordovizium i. a., Dvkg Devonbasiskonglomerat. F I—III Hauptverwerfungen (siehe S. 129/130).

liche Teil der Scholle abgesunken und der östliche keilartig in die Höhe gehoben ist.

Südlich von F III', über die Berge von Pt. 1120 und 1073, verlaufen eine Reihe weiterer Brüche von Osten nach Westen und über den Geologfjord nach Andréés Land hinein. Doch ist ihr Zusammenhang mit dem Brogetdal resp. mit dem Randbruch F III nicht ganz klar, da in den weiten Hochlandsenken auf grosse Strecken jeder Aufschluss fehlt. Wie wir aber früher gesehen haben (S. 127), tritt östlich Pt. 1073 ein grösseres Gewölbe auf, wobei mindestens ein Teil dieser Brüche nur dessen W-Schenkel, d. h. allgemein den Steilrand zum Geologfjord zergliedern.

2. Die Brüche am mittleren Geologfjord.

Hier ist die Stelle, von der NATHORST und später auch KOCH sich so begeistert gezeigt haben, indem an der fast 1000 m hohen Steilwand, an der Küste zwischen Pt. 1073 und 1120, die stärksten tektonischen Störungen grossartig aufgeschlossen sind. Das Bild wird noch besonders akzentuiert durch die Buntheit eines Teils der Schichten, im Verein mit mächtigen, stark zerklüfteten grauen Kalkwänden.

Es sei vorweggenommen, dass im unteren Teil des Küstenprofils überall noch Bunte Serie ansteht, mit Ausnahme der südlichsten paar Kilometer vor dem Solstrand. Gegenüber dem Moränedal ist sogar die Quarzit Serie bis ganz an die Basis der Schichtgruppe 4 aufgeschlossen. Die Bemerkung von TEICHERT, dass »unter den einförmig schwarzen und grauen Gesteinen der Kalk-Dolomit-Serie hier farbenkräftige plattige Gesteine auftreten« (S. 63/64) ist folglich in dieser Richtung zu korrigieren.

Der Fjordabschnitt, mit dem wir es hier zu tun haben, ist von TEICHERT auf der rechten Hälfte seiner nicht sehr ausführlichen und genauen Profilskizze (Taf. 2, Fig. 1) dargestellt worden. Es ist deshalb nötig, ihn hier etwas näher zu betrachten.

Die Verwerfung F III', welche vom Brogetdal herüberstreicht, erreicht den Fjord bei dessen Umbiegung gegenüber dem Elisabeths Bjerg. Sie fällt steil nach S ein, wobei der südliche Flügel abgesunken ist; die starren Dolomite der Schichtgruppe 12 erreichen mit ihrer Untergrenze beinahe das Fjordniveau. Doch steigen sie nach S wieder langsam an und gewinnen bald stark an Höhe, indem alle Schichten gegen einen 900 m hohen, an der Fjordküste etwas hervorstehenden Felskopf hin plötzlich scharf in die Höhe geschleppt werden (Lit. 54, Fig. 15, S. 33). Damit sind wir an die erste Störungszone gelangt, wo im oben genannten Felskopf ein grosser Keil von unten heraufgepresst worden ist (Fig. 40). Auf seiner N-Seite ist er von einer ausgesprochenen, steil nach S aufsteigenden Scherfläche (S auf Fig. 41) begrenzt, durch

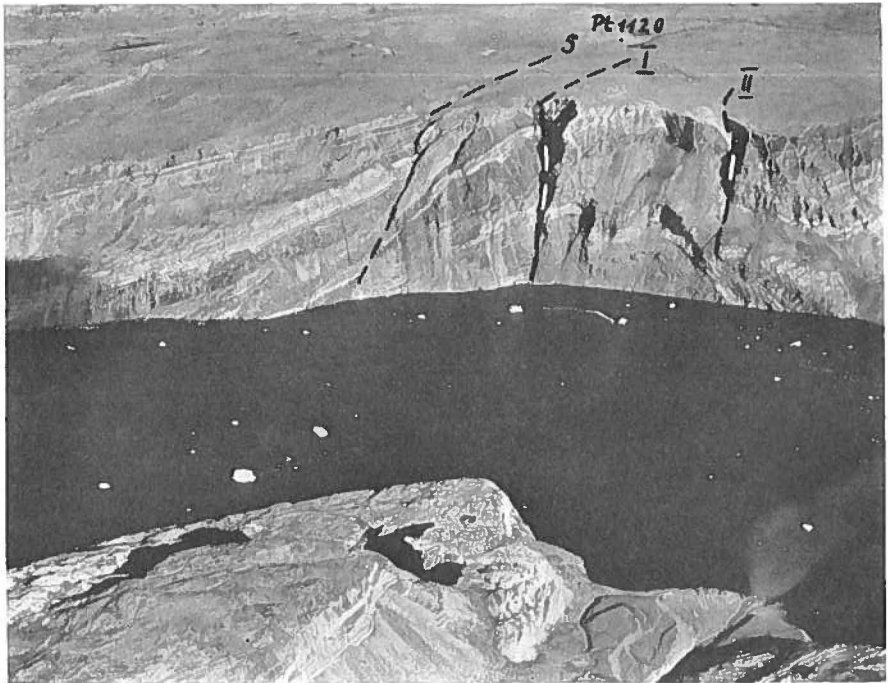


Fig. 40. Geologfjordküste gegenüber dem Moränedal (rechts unten). Vergl. Fig. 41 (gleiche Stelle wie Fig. 15 in Lit. 54). (Aufn. Brenneisen).

welche sich im Oberteil der Wand eine kleine Runse herabzieht; diese Scherfläche ist bis hinüber an den kleinen See östlich Pt. 1120 verfolgbar.

Die Aufschuppung, welche dort noch den Pt. 1120 umfasst, scheint ostwärts bald an ihrer südlichen Begrenzung auszuweichen. Dieselbe wird ohne jegliche Schleppungserscheinung durch einen scharfen Bruch gebildet, welcher bis in die zentrale Senke des südlichen Hochplateaus noch zu sehen ist (vergl. Karte Taf. III). Die grosse Scholle südlich des Bruches ist stark abgesunken, wobei sie im Küstenabschnitt treppenartig in kleinere Schollen aufgelöst ist. Direkt am Hauptbruch gegenüber dem aufgeschuppten Keil von Pt. 1120 beträgt die Sprunghöhe ca. 750 m (I auf Fig. 41); wenig mehr als 1 km südlich davon erfolgt eine weitere Absenkung, indem vom Plateaurand ein zweiter, messerscharfer Bruch herabzieht (II auf Fig. 41); er klingt vor Erreichen des Fjordniveaus aus, wobei die Schichten in eine einfache Flexur übergehen. Nur südlich davon machen sich im Gefolge dieser neuen Absenkung grössere Störungen innerhalb der Schichtgruppen 9—12 bemerkbar, welche hauptsächlich auf die Ungleichheit des Materials von Schiefen, Kalken und Dolomiten zurückzuführen sind (siehe Fig. 41). Die Dehnung resp. Kompression der Schichten ist an diesem

Bruch II denn auch enorm stark, indem der Verwerfungsbetrag oben auf ca. 900 m Höhe mehr als 600 m beträgt, auf Meereshöhe aber Null ist!

Der Block zwischen den Brüchen II und I (Fig. 41) ist etwas gegen den Fjord zu geneigt. Er scheint als nördliche Abtrennung der Scholle von Pt. 1073 bei der Aufschuppung von Pt. 1120 entstanden zu sein. Deshalb auch die Schleppung der Schichten südlich vom Bruch II, die Verkeilungen und Ausquetschungen besonders in den tiefern Horizonten.

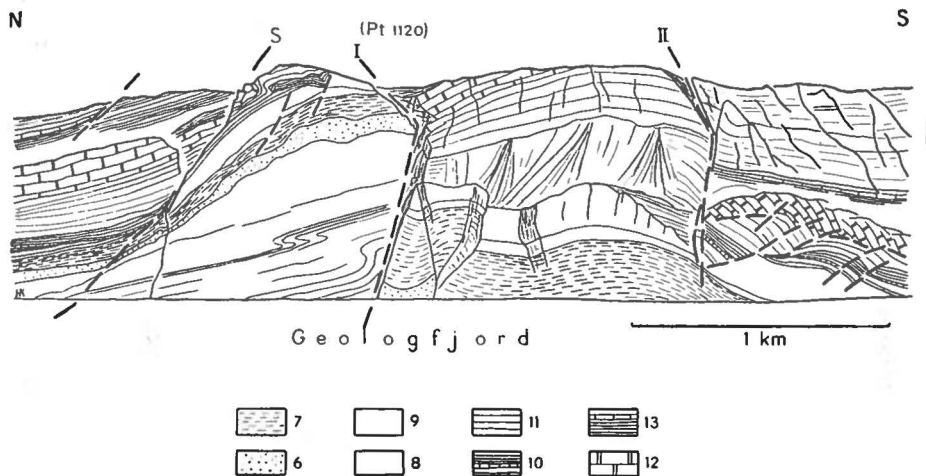


Fig. 41. Aufriss-Skizze der Küste am mittleren Geologfjord (vergl. Fig. 40). S, I und II siehe Text S. 133/134. Die Zahlen in der Legende entsprechen den Schichtgruppen der Eleonore Bay Formation.

Der Komplex von Pt. 1073 steigt von N nach S in Form einer antithetischen Schollentreppe gleichmässig an (Fig. 42). Auf Meeresniveau erscheinen fast überall die hellen Dolomite der Schichtgruppe 12, im oberen Teil der Wand die grauen Kalke der Schichtgruppen 14—16 (als stark zerbrochene »Scholle« präsentiert sich der Komplex hier vom Fjord aus; wir haben aber früher auf S. 128 gesehen, dass er eigentlich den W-Flügel der Moschusochsen-Aufwölbung bildet; vergl. Prof. 2, Taf. IV).

Direkt südlich von Pt. 1073 (bei der Bruchzone III auf Fig. 42) schliesst abermals ein eigener Komplex an, bestehend aus einem tief abgesunkenen und südwärts vornübergeneigten Block. Wie auf Fig. 42 und 43 zu sehen ist, ist er intern sehr stark zerbrochen. Längs einer ziemlich flach nach S ansteigenden Scherfläche (IV) lagert er den Schichtgruppen 12—14 auf, welche ungefähr die normale Fortsetzung von Pt. 1073 bilden.

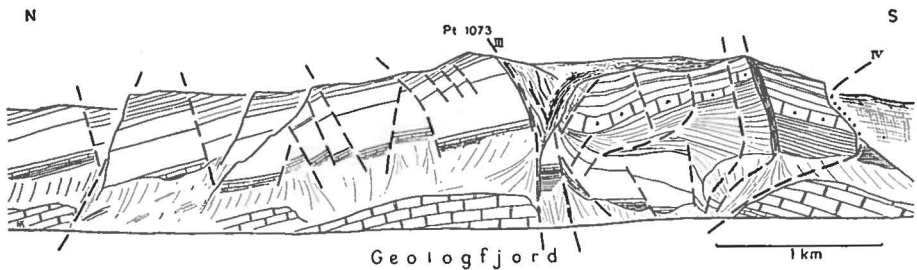


Fig. 42. Aufriss der Geologfjordküste bei Pt 1073, von W gesehen. (Vergl. Text S. 135 und Legende bei Fig. 43).

Mit der Fjordumbiegung nach SE kommen die nach SW einfallenden Schichten wieder tiefer gegen den Fjord herab, wobei die Bunte Serie nun endgültig verschwindet. Die letzte kurze Strecke bis zur grossen Verwerfung gegen das Solstrandkonglomerat wird ausschliesslich von der Kalk-Dolomit Serie aufgebaut, deren Schichten hier ungefähr parallel zum Fjord streichen (Prof. 1, Taf. IV).

Werfen wir noch kurz einen Blick auf das gegenüberliegende Fjordufer. Da erkennt man, wie die meisten Brüche quer über den Fjord nach Andréas Land hineinziehen. Der grosse Bruch F III', der das nördliche Faltengebiet vom südlichen Bruchgebiet abtrennt, hat seine Fortsetzung beim Elisabeths Bjerg (d. h. etwas nach S verschoben), wo er weit nach W, entlang dem grossen Gletscher, ins Land hineinzieht. Nach FRÄNKEL (mündliche Mitteilung) durchschneidet er auch die N—S-streichende Agardhs Bjerg-Verwerfung, welche an ihm zugleich etwas versetzt wird. Das Moränedal stellt in dieser Art einen eingesunkenen, komplex gebauten Graben dar; der auf der gegenüberliegenden Fjordseite auf Strindbergs Land auftretende, steil von unten heraufgestossene Keil findet damit keine westliche Fortsetzung. Südlich davon entsprechen sich jedoch beide Fjordseiten sehr gut, wenn auch die westlichen Komplexe etwas tiefer liegen als die östlichen. Vor allem den eingesunkenen Block südlich Pt. 1073 finden wir in analoger Weise bei Pt. 722 wieder, wobei er sich hier allerdings gegen den Fjord zu, d. h. nach E neigt. Aber auch die äussersten, aus Kalk-Dolomit Serie aufgebauten Partien stehen in direktem Zusammenhang miteinander, indem die nach SW einfallenden Schichten der Strindbergseite ihre Fortsetzung im Mørkebjerg finden.

3. Das Gebiet zwischen Himmelbjerg, Pt 1768 und dem Waltershausen Gletscher.

Wie auf S. 126 gezeigt wurde, beginnt die Rævedal-Mulde östlich einer grossen, N—S-streichenden und steil ostwärts einfallenden Verwerfung (F IV). TEICHERT hat sie von Ferne beobachtet und in Abb. 19

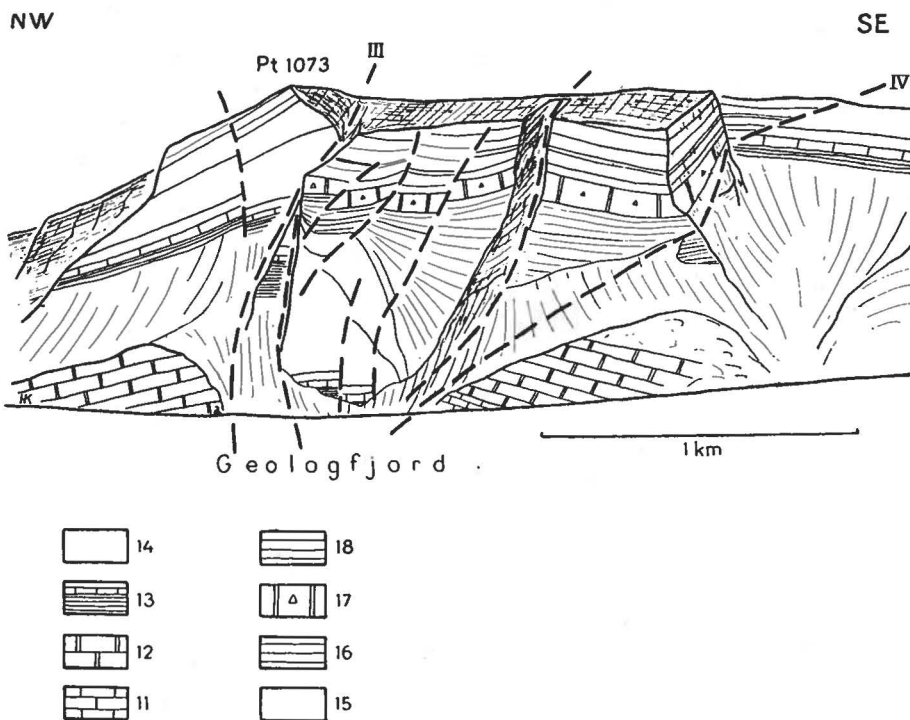


Fig. 43. Pt 1073 am Geologfjord, von SW gesehen (vergl. Fig. 42). Die Zahlen in der Legende bezeichnen die Schichtgruppen der Eleonore Bay Formation.

(S. 46) abgebildet; merkwürdigerweise lässt er sie aber quer durch Strindbergs Land bis zum Geologfjord fortsetzen, was auch BÜTLER dann in seiner Kartenskizze (Lit. 14, Fig. 8, S. 136) übernommen hat.

Die Verwerfung ist vom Waltershausen Gletscher bis zum Gletscher von Pt. 681 sehr schön aufgeschlossen, wobei dort die Schichtgruppen 1—3 an die Bunte Serie anstossen (Fig. 44). Südwärts folgt sie der stark mit Schutt bedeckten Terrasse im E-Hang von Pt. 1768, wo oberhalb die Schichtgruppen 4 und 5 der Quarzit Serie, unterhalb jedoch kambro-ordovizische Gesteine anstehen. Im Rævedal selbst, quer durch das tief eingeschnittene Canyon des Flusses, ist sie wieder deutlich sichtbar, wo der Schluchtoberand durch die basalen Quarzsandsteine der Schichtgruppe 4 gebildet wird; darunter sind schwarze Schiefer der Schichtgruppe 3 aufgeschlossen. Östlich nun folgt plötzlich Kalk-Dolomit Serie, wobei in der Bruchzone noch ein schmaler, stark verschürfter Rest aus der Schichtgruppe 13 anstehend ist. Dann streicht die Verwerfung gegen das Tal östlich vom Himmelbjerg hinauf, wo sie rasch immer stärker in eine Flexur übergeht; über die ziemlich steil nach SE abtauchenden Schichten des Himmelbjerg (Schichtgruppe 12 sowie

im E-Hang noch gelbe Dolomite und rostbraune Sandsteine der Schichtgruppe 13) legen sich dort mehr oder weniger normal die Kalke der Schichtgruppen 14—16, welche zum stark zerbrochenen Komplex des Blokken sowie des Ostschenkels der Rævedal-Mulde überleiten. Immerhin ist zu erwähnen, dass die Schuttbedeckung zwischen Himmelbjerg und Blokken ziemlich gross ist (auch Eisbedeckung), und dass die genauen Zusammenhänge deshalb nicht ganz sicher sind.

Was die Sprunghöhe anbetrifft, ist die Verwerfung F IV eine der grössten von ganz Strindbergs Land. Nördlich des Gletschers von Pt. 681 beträgt die Niveaudifferenz ca. 1500 m, südlich davon jedoch an die 3000 m; infolge der Aufschuppung der Rævedal-Mulde auf ihren W-Schenkel misst sie beim Rævedalfluss selbst wiederum nur noch 1600 m.

Nach N streicht die Verwerfung spitzwinklig gegen den Waltershausen Gletscher hinaus. Wie wir früher gesehen haben (S. 125), hat die stark gehobene Quarzit Serie westlich davon ihre Fortsetzung im Vogts Bjerg-Kristallin auf Bartholins Land. Die Schichten der Kalk-Dolomit Serie und der Bunten Serie östlich der Verwerfung streichen ihrerseits genau in die von BÜTLER kartierten Serien am jenseitigen Rand des Waltershausen Gletschers (Lit. 38, Pl. 7), zwischen Aasesöen und Pt. 1239, welche ebenfalls nach SE einfallen. Da aber auf der Strindbergseite diese Zone eindeutig zum Komplex der Rævedal-Mulde gehört, muss auch die analoge Zone nördlich vom Waltershausen Gletscher dazu gehören, d. h. zur Ole Rømers Land-Synklinale, welche sich nach BÜTLER in NE-Richtung allgemein stark verbreitert. Allerdings ist dort der Zusammenhang durch den quer durchschneidenden Devongraben verhüllt, und die Bunte Serie östlich des Grabens scheint auf den ersten Blick nicht mit der Zone westlich des Grabens in Verbindung zu stehen.

Betrachtet man aber nochmals den Bau des W-Flügels der Rævedal-Mulde in dem kleinen, gut aufgeschlossenen Gebiet auf der Strindbergseite (S. 126 und Fig. 36), so wird es sehr wahrscheinlich, dass man in der verbreiterten Zone in Ole Rømers Land drüben etwas Analoges vor sich hat: nämlich eine Aufschuppung des zentralen Teils der Mulde (Kalk-Dolomit Serie und Bunte Serie östlich des Devongrabens) auf ihren W-Schenkel (Tillitserie bis Quarzit Serie westlich des Devongrabens). Diese Aufschiebung ist auf Strindbergs Land deutlich aufgeschlossen, müsste aber jenseits des Waltershausen Gletschers gerade im Ole Rømers Land-Graben verlaufen, welcher von S her schief durch die NE-streichende Synklinale hindurchschneidet. Gerade dort sieht man nun den aus Kambro-ordovizischen Gesteinen bestehenden Keil des Postens, der steil nach NW durch die devonische Grabenfüllung heraufgestossen ist (Lit. 13, S. 18).

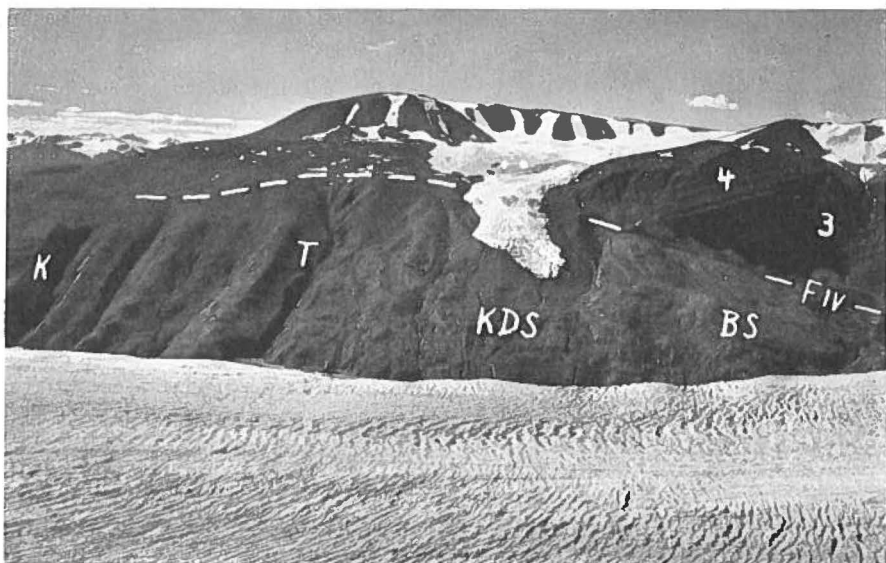


Fig. 44. Die Verwerfung F IV am Waltershausen Gletscher (siehe S. 136). Der Berg in der Mitte ist Pt 1768; daneben der Gletscher von Pt 681. (Aufn. Brenneisen). BS Bunte Serie, KDS Kalk-Dolomit Serie, T Tillitserie, K Kambrium; rechts oben die Schichtgruppen 4 und 3 der Quarzit Serie.

Somit sehen wir als Fortsetzung dieser schmalen Zone östlich der Verwerfung F IV sowohl die prädevonischen Sedimente westlich des Ole Rømers Land-Grabens wie auch diejenigen der eigentlichen Ole Rømers Land-Synklinale östlich davon. Als Fortsetzung der Zone westlich unserer Verwerfung gilt eindeutig das Vogts Bjerg-Kristallin. Dabei findet sich dort im Gebiet nördlich des Waltershausen Gletschers wiederum eine nach NE ziehende Störungslinie zwischen den beiden Zonen: es ist eine ostwärts aufsteigende Scherfläche, an welcher das Vogts Bjerg-Kristallin den östlich davon gelegenen Sedimenten der Eleonore Bay Formation aufgeschoben ist (Lit. 13, S. 17).

Diese Scherfläche, in Bartholins Land zwischen Eleonore Bay Formation und Metamorphem Komplex verlaufend, ist somit die natürliche Fortsetzung einer einfachen grossen Verwerfung, die im S auf Strindbergs Land mitten durch die Zone der kaledonischen Sedimente zieht.

Im südlichen Teil des herausgehobenen Komplexes westlich unserer Verwerfung F IV hat sich ein separater, kleiner Horst herausgebildet, der etwas isoliert besonders stark in die Höhe gepresst erscheint. Die nach NNE aufsteigenden Schichten haben im Pt. 1768 (der in Wirklichkeit etwa 1850 m hoch ist) ihre grösste Höhe gewonnen; sie sind nördlich davon wieder etwas abgesenkt, steigen aber erneut nach NE

an. Eine zwischenliegende Verwerfung ist jedoch nicht aufgeschlossen, da die Schutt- und Eisbedeckung zu gross ist.

Die Schichten der Quarzit Serie vom Pt. 1768 senken sich nach SSW ab und tragen am gegenseitigen Hang des Rævedalen die Bunte Serie des Himmelbjerg. Die Streichrichtung wird dort gegen den Blokken zu nach NE abgelenkt (vergl. Karte Taf. III).

Die Basis dieser ganzen, nach N aufgestossenen Scholle ist im Flussbett des Rævedalen sehr schön aufgeschlossen. Die östliche Begrenzung

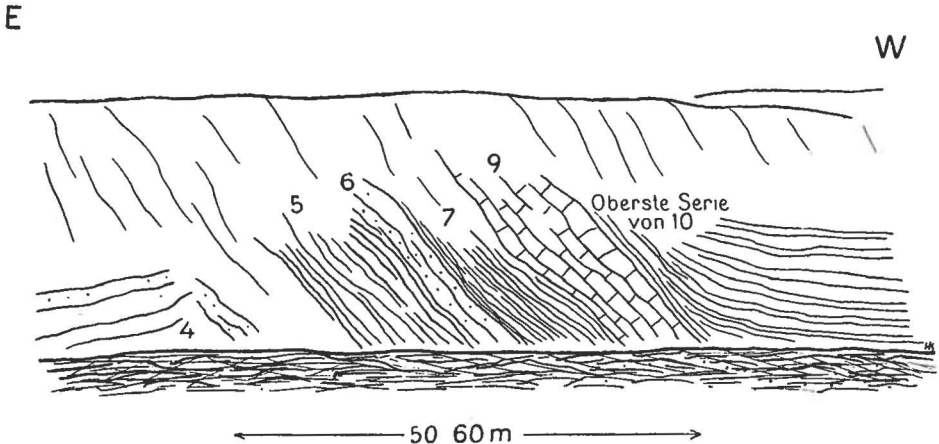


Fig. 45. Bruchzone in der Rævedalschlucht, zwischen Quarzit Serie und Bunter Serie.

gegen die Verwerfung F IV ist bereits beschrieben worden, aber auch im Westen tritt als scharfe Grenze ein Bruch auf, der im Tälchen zwischen Hvidefjeld und Pt. 1768 herunterzieht (vergl. Prof. 6 und 7 auf Taf. IV). Wenige hundert Meter oberhalb der Mündung des aus diesem Tälchen kommenden Baches in den Rævedalfluss überquert der Bruch denselben fast rechtwinklig und streicht gegen den Himmelpas zu, wohl direkt dem W-Abhang des markant herausmodellierten Himmelbjerg entlang. Doch fehlen hier die Aufschlüsse vollständig.

In der kleinen Schlucht des Rævedalflusses zeigt sich eine etwa 60 m breite Störungszone, in der sämtliche Schichten steil nach Osten aufwärts geschleppt sind (Fig. 45). Oberhalb dieser Störungszone, d. h. westlich davon, erscheinen am Schluchtoberland die obersten Partien der Schichtgruppe 10, unterhalb aber helle Quarzsandsteine aus dem untersten Teil der Schichtgruppe 4. Der Verwerfungsbetrag ist somit etwa 950 m, wobei in der Verwerfung selbst, d. h. in dieser schmalen Quetschzone, noch Reste von sämtlichen zwischenliegenden Schichtgruppen sich vorfinden.

D. Zeitliche Aufeinanderfolge der Bewegungsvorgänge.

In den inneren Regionen des Kejser Franz Josefs- und Kong Oscars-Fjordgebietes besteht wegen dem Fehlen von jüngeren Sedimenten allgemein grosse Schwierigkeit, die tektonischen Erscheinungen genauer zu datieren. Selbst ein *grosso modo* kaledonisches Alter der Auffaltung ist nur an jenen relativ wenigen Stellen direkt erwiesen, wo das Devon sichtbar und ganz direkt mit einer deutlichen Winkel-diskordanz über ältere Strukturen transgrediert. Dass aber auch dort die zwischenliegende, ungeheuer grosse Zeitspanne vom Ordovizium bis zum Mitteldevon keine sehr sicheren Anhaltspunkte liefert, sei nur nebenbei bemerkt.

Grosse Gebiete um die inneren Fjorde bestehen aber ausschliesslich aus prädevonischen Gesteinen, d. h. aus Sedimenten vom Grönlandium bis zum Ordovizium. Dort ist es somit nur möglich, Faltungen, Bruchbildungen, Intrusionen etc. relativ zueinander chronologisch zu ordnen, ohne aber die betreffenden Vorgänge auch datieren zu können. Dies trifft zum grossen Teil auch für Strindbergs Land zu, wobei es allerdings in seinem östlichen Nachbargebiet BÜTLER gelungen ist, mit Hilfe von verschiedenen orogenen und diskordant sich überlagernden Devonserien die Bewegungsvorgänge zeitlich genauer zu erfassen (Lit. 11). Dabei hat es sich dort im Hudson Land gezeigt, dass die meisten Deformationen, auch in Gebieten, die aus Kristallin und Eleonore Bay Formation bestehen, erst in mittel- bis oberdevonischer Zeit stattgefunden haben.

Auf Strindbergs Land finden wir z. T. Strukturelemente vor, welche in direktem Zusammenhang mit dem Gebiet zwischen Moskusoksefjord und Bartholins Land stehen. Somit ist es auch hier möglich, wenigstens für einen Teil der Deformationen das Alter festlegen zu können.

Da ist einmal der Nordfjordgraben, dessen Entstehung auf die Zeit zwischen der Ablagerung der Kap Kolthoff- und der Kap Graah-Serie, d. h. kurz vor den Faltungsbewegungen der Hudsonland-Phase III, zurückgeht (Lit. 14, S. 141). Auf Strindbergs Land sind dabei die grossen Hauptverwerfungen F I—III sowie der grösste Teil der dazwischenliegenden kleineren Brüche entstanden, welche das Gebiet vom Blokken und das südliche Hochland in ein eigentliches Mosaik von Bruchschollen zerlegen. Ungefähr gleichzeitig scheinen basische Gang- und Egussgesteine aufgedrungen zu sein; im westlichen Moskusoksefjord allerdings hat nach BÜTLER vulkanische Tätigkeit kurz vor dieser Bruchbildung stattgefunden.

Älter als die Bildung des Nordfjord-Ole Rømers Land-Grabens ist die Einmuldung im untersten Rævedal; diese Mulde, welche den westlichsten Teil der Ole Rømers Land-Synklinale bildet, wird vom Devongraben schief durchschnitten. Sie ist während der Hudson

Land-Phase I und II infolge der Aufwölbung der Inlier-Vispertalzone entstanden (Lit. 13, S. 23). Sie streicht schief zu älteren (wohl kaledonischen), N—S-streichenden Strukturen; dabei ist sie von denselben im nördlichen Teil ihrer Westbegrenzung durch eine grosse Verwerfung abgetrennt (F IV). Der Schnittpunkt von jenen N—S-streichenden Faltenzügen, der Verwerfung und dem S-Flügel der NE-streichenden Ole Rømers Land-Synklinale befindet sich südöstlich vom Himmelbjerg, in einem tektonisch recht komplizierten Gebiet, das leider aber sehr schlecht aufgeschlossen ist.

Die N—S-streichenden, grossräumigen Faltenelemente der Eremitdal- und Gletscherpas-Synklinale sowie der Brogetdal-Antiklinalzone sind wohl die ältesten Strukturen auf Strindbergs Land. Für sie allein kommt somit kaledonisches Alter in Frage. Die Bewegungsrichtung scheint W—E gewesen zu sein, doch haben wir gesehen, dass die Strukturen von jüngeren, E—W-verlaufenden Tangentialbewegungen überprägt worden sind. Diese haben erst nach der Einsenkung des Nordfjordgrabens stattgefunden, wie es die Begrenzung an der Verwerfung F III (F III') zeigt. Viel älter hingegen ist der Längsbruch in der Agardhs Bjerg-Antiklinale, an welcher sich nördlich der Verwerfung F III' die westwärts gerichteten Falten aufgestaut haben (sie ist auch sicher älter als die Verwerfung F III' selbst, somit älter als der Nordfjordgraben; vergl. S. 136).

Diese jüngsten, nach Westen gerichteten Tangentialbewegungen haben möglicherweise auch die internen Verstauchungen in der Eremitdal-Synklinale bewirkt, und ebenso die westwärts aufgerichteten Scherflächen im kristallinen Komplex (vergl. Prof. 9 und 10, Taf. IV). Da die Metamorphose jener Serien älter ist, hingegen gleich alt wie häufig auftretende Clivageerscheinungen (vergl. S. 57), müssen diese auf ältere Transversalbewegungen zurückgehen. Immerhin sei betont, dass auch von der Metamorphose des Kristallinkomplexes das kaledonische Alter noch nicht eindeutig bewiesen ist; sie könnte sehr wohl auch jünger sein.

Damit soll zum Schluss nun versucht werden, alle Bewegungsvorgänge auf Strindbergs Land in ihrer zeitlichen Reihenfolge kurz darzustellen:

1. Älteste Bewegungen haben flachwellige Verbiegungen der Schichten verursacht. Es sind die N-streichenden, breiten Mulden der Eremitdal- und Gletscherpas-Synklinalen entstanden; im Ostflügel der letzteren haben im zentralen Teil von Strindbergs Land ostwärts gerichtete Aufschuppungen gegen die Brogetdal-Antiklinale stattgefunden.

In dieser Zeit scheinen die im Westen stärker aufgewölbten, tiefsten Serien metamorph geworden zu sein.

2. Ueber weite Gebiete treten gewaltige Granitintrusionen auf.

Gleichzeitig findet eine erste starke Heraushebung statt, vor allem im Nordwesten und Norden; es entstehen Längsbrüche (F V in der Agardhs Bjerg-Antiklinalzone, F IV im Osten am Waltershausen Gletscher), welche das Gebiet in breite Streifen zerlegen.

Nach dieser Zeit scheint auf Strindbergs Land Abtragung begonnen zu haben. Später erfolgt wieder Absenkung und Ablagerung von Devon-Konglomeraten und -Sandsteinen; das mitteldevonische (?) Solstrandkonglomerat legt sich im Süden diskordant über verschiedenaltige, stark erodierte ordovizische Schichten.

3. Während den Hudsonlandphasen I und II wird nördlich des Moskusoksefjordes die Inlier-Vispertzalzone aufgewölbt. Vor ihrer Front entsteht im Komplex östlich der Verwerfung F IV die Ole Rømers Land-Rævedal-Mulde, welche gegen Nordosten absinkt.

4. Einsenkung des Nordfjordgrabens (resp. horstartiges Herausheben der beidseitigen Gebietsteile) kurz vor der Hudsonlandphase III (Oberdevon). Es entsteht die grosse Masse von Brüchen, welche das mittlere und südliche Strindbergs Land in ein Schollenfeld zerlegen; vor allem entstehen hier auch die Hauptverwerfungen F I—III. Viele dieser Brüche streichen dabei westwärts über den Geologfjord und weit nach Andréas Land hinein.

Während dieser Zeit der Bruchbildungen sind in der westlichen Randzone zum Nordfjordgraben basische Ergussgesteine aufgedrungen, von denen kleinere und grössere Gänge weitverbreitet sind.

Etwas später sind saure bis intermediäre Eruptiva intrudiert, welche als mächtige, rote Gangporphyre auftreten.

5. Westwärts gerichtete Tangentialbewegungen führen im zentralen Teil von Strindbergs Land zu einer Ausbuchtung der Brogetdal-Antiklinalzone sowie wellenartigen Auffaltungen im Westflügel der Gletscherpas-Synklinale. Auch weiter westlich auftretende Verstauchungen sowie Scherzonen scheinen auf diese von Osten kommenden Bewegungen zurückzugehen.

Der grösste Teil von Strindbergs Land ist nun ständig der Erosion ausgesetzt, so dass bis heute die gesamte Devonbedeckung westlich des Nordfjordgrabens — mit ganz wenigen, kleinen Ausnahmen — wieder entfernt worden ist; ebenso ein grosser Teil der älteren Sedimente bis tief in die präkambrische Eleonore Bay Formation hinunter.

6. In oberkretazischer und tertiärer Zeit hat über das ganze Gebiet verbreitet vulkanische Tätigkeit eingesetzt; basaltische Gänge und Schlote sind die Erosionsrelikte dieser Vorgänge.

7. Jüngste Bewegungen haben auch im Tertiär (und Quartär?) noch stattgefunden, so vor allem eine weitere allgemeine Landhebung. Viele Brüche scheinen seit dem Oberdevon wiederholt reaktiviert worden zu sein, was an zahlreichen Stellen durch die Erosionsformen angezeigt wird; so sind auch die heutigen Runsen und Wasserläufe in vielen Fällen durch tektonische Linien bedingt. Ebenso tritt der Randbruch F I des Nordfjordgrabens auf fast seiner ganzen Länge morphologisch noch deutlich hervor, was kaum möglich wäre, wenn das Gebiet seit dem Karbon nur noch einer allgemeinen Peneplainisierung ausgesetzt gewesen wäre (Lit. 5, S. 293).

Aber auch neue Brüche, wenn auch nicht von grossem Ausmass, sind bis in jüngste Zeit hinein noch entstanden. Nicht nur die oberdevonischen Diabase, sondern auch junge, völlig frische Basalte aus dem Tertiär sind an vielen Stellen wieder verworfen worden (vergl. S. 46, No. 824).

E. Zusammenfassung und Schlussbetrachtung.

Strindbergs Land ist während der Ablagerung der mittleren und oberen Sandsteinserien des Devons Senkungsgebiet und Ablagerungsraum gewesen (vergl. Lit. 14, S. 131). Doch hat vorher schon Erosion und schwache Dislokation stattgefunden, wie es die kleinen Reste von Beckenrandkonglomeraten der basalen Devonserie zwischen dem untersten Brogetdal und dem äussersten Geologfjord zeigen. Der Boden des Devontroges wurde nach BÜTLER in seinem ganzen nördlichen und nordwestlichen Teil von flachgewellten, kambro-silurischen Schichten gebildet, welche ausgeebnet und mit dem Schutt aus westlicheren Hochgebieten überdeckt worden sind.

Zu diesen prädevonischen Verbiegungen sind auf Strindbergs Land die langen, N—S-streichenden und als kaledonisch bezeichneten Faltenzüge zu rechnen. Es erhellt daraus deutlich, dass die Auswirkungen einer kaledonischen Orogonese in unserem Gebiet nur äusserst gering waren, wenn man von Granitintrusion und Metamorphose der tieferen Serien im Westen absieht.

WEGMANN hat darauf hingewiesen (Lit. 81), dass nirgends in Ostgrönland Ablagerungen von der Zeit zwischen Ordovizium und Devon gefunden worden sind; d. h. dass während dieser langen Erosionszeit, während welcher Abtrag z. T. auf tausend und mehr Meter hinunter stattgefunden hat, nur Material exportiert worden ist. Aus diesem Schutt gebildete orogene Sedimente müssen ausserhalb der heute bekannten Region abgelagert worden sein. Dies trifft sicher für einen Grossteil der verschiedenen Gebiete zu, doch gerade für Strindbergs Land (wie auch für Ole Rømers Land) wohl am wenigsten. Hier in der nur wenig ver-

falteten, nur leicht gewellten kaledonischen Innensenke hat die Erosion nicht tief gegriffen, und möglicherweise hat auch die ordovizische Sedimentation selbst viel länger angedauert (Gothlandium?).

Der heutige Bau von Strindbergs Land ist zur Hauptsache eine Folge der verschiedenen, von BÜTLER als spätorogene Bewegungen charakterisierten oberdevonischen Dislokationen. Dabei geht auch die Heraushebung der kaledonisch gefalteten Zone im Westen des heutigen Nordfjordgrabens im Wesentlichen auf diese Zeit zurück. Eine weitere, sehr bedeutende Hebung erfolgte aber erst in postdevonischer Zeit, die den Gesamtkomplex mehr oder weniger en bloc versetzte (die roten Kap Graah-Sandsteine, welche nach der Bruchbildung des Nordfjordgrabens abgelagert worden sind, liegen heute — am jenseitigen Ufer des Nordfjordes noch anstehend — auf 1000—1500 m Höhe).

Diese postdevonische Hebung hat auf sehr weite N—S-Erstreckung die inneren Teile der Küste Ostgrönlands erfasst, entlang einer weiter im Osten liegenden, sehr ausgeprägten postdevonischen Hauptverwerfung. Nach VISCHER (Lit. 73) sind die äussersten, labileren Küstenstreifen in Form einer antithetischen Schollentreppe abgesunken; der herausgehobene Block im Westen dieser Verwerfung wäre seit dem Devon weit stabiler geblieben.

Tatsächlich herrscht auf Strindbergs Land Erosion seit jener grossen Landhebung in postdevonischer Zeit, so dass die ganze, mächtige Devonbedeckung fast vollständig wieder abgetragen worden ist, und ebenso ein grosser Teil der kaledonischen Sedimente. Dabei ist die Peneplainisierung bis heute schon sehr weit fortgeschritten; immerhin aber nicht so weit, wie es bei tektonisch vollständig stabilen Verhältnissen gefolgert werden müsste. Wie an der Aussenküste, so sind auch hier die Brüche verschiedentlich reaktiviert worden, nur wird dies nicht durch jüngere Sedimente dokumentiert; möglicherweise ist wohl auch das Ausmass etwas geringer. Daneben hat es sich gezeigt, dass auch der kretazisch-tertiäre Vulkanismus bis weit in die innere Fjordzone hinein recht stark verbreitet war; nach RITTMANN hat hier auch nachher noch weitere Landhebung, verbunden mit verstärkter Erosion, stattgefunden (Lit. 64).

So erkennt man bei den Untersuchungen in der inneren Fjordzone, dass diese Gebiete westlich der postdevonischen Hauptverwerfung wohl ebenso wenig stabil geworden sind wie die östlichen. Bewegungen haben hier wie dort stets wieder stattgefunden; durch Dehnung und Zerreißen der Kruste ist dabei Bruchbildung aufgetreten, entsprechend den deutlich kratogenen Eigenschaften des Gebietes (Lit. 74, 77, 80). Auch der saure Vulkanismus im Old Red (Moskusoksefjord), welcher als subsequent zum kaledonischen Plutonismus zu betrachten ist, bezeugt, dass sich Ostgrönland schon in devonischer Zeit in quasikratonischem Zustand befunden hat (Lit. 68).

Die postdevonische Hauptverwerfung markiert somit die Bruchfläche, längs welcher die östlich liegenden Schollen mehrmals unter Meeresniveau gesunken und von jüngeren Sedimenten bedeckt worden sind; der Komplex westlich davon ist hingegen stets Festland geblieben, aber ebenso oft wieder in sich zerbrochen und relativ zum Meer noch höher herausgehoben worden.

Bis in jüngste Zeit anhaltende Bewegungen müssen im übrigen auch durch die Existenz der Fjorde gefolgert werden. Wohl ist deren Anlage und Entstehung sehr umstritten (Lit. 6, 23, 41, 42), doch ist auch bei Annahme einer weitzurückreichenden Entstehung nicht ohne jüngere Bewegungen auszukommen (vergl. Lit. 5). Es erscheint sonst undenkbar, dass die hohen und steilen Fjordwände (welche übrigens weit unterhalb vom Meeresspiegel beginnen) noch heute in postglazialer Zeit so scharf geschnitten sind und an ihrer Oberkante abrupt zu einem oft flachen Hochplateau überleiten (vergl. Fig. 40, S. 134).

LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen:

G. F. F. Geologiska Föreningens i Stockholm Forhandlingar.

M. o. G. Meddelelser om Grönland, udgivne af Kommissionen for videnskabelige Undersøgelser i Grønland. København, C. A. Reitzels Forlag.

Mitt. natf. Ges. Schaffh.: Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen.

1. ALDINGER, H. Geologische Beobachtungen im Oberen Jura des Scoresbylandes (Ostgrönland). M. o. G. Bd. 99, No. 1, 1935.
2. ANDRÉE, K. Ueber stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie über deren Bedeutung für die Stratigraphie. N. Jahrb. f. Min. etc. Beilage-Bd. XXV, S. 366—421, 1908.
3. ARBENZ, P. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschrift d. natf. Ges. Zürich, Bd. 64, 1919.
4. ASKLUND, B. und THORSLUND, P. Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. Sveriges geol. undersökning, Serie C, No. 2, Årsbok 28, 1935.
5. BACKLUND, H. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, No. 11, 1930.
6. — Fjordbildings problemet i NO-Grönland. G. F. F. Bd. 53, S. 60—66, 1931.
7. — Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph-Fjord in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 87, No. 4, 1932.
8. — und MALMQUIST, D. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation. Teil I: Die basische Reihe. M. o. G. Bd. 87, No. 5, 1932.
9. — Teil II: Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. M. o. G. Bd. 95, No. 3, 1935.
10. BURRI, C. und NIGGLI, P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Erster Hauptteil: Die Ophiolite. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Berechnungsmethoden. »Vulkaninstitut Immanuel Friedländer«, Zürich 1945.
11. BÜTLER, H. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland. Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. 12, No. 3, S. 17—35, 1935.
12. — Uebersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ostgrönland. Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. 16, No. 5, S. 105—131, 1940.
13. — Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 114, No. 3, 1940.
14. — Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Joseph Fjord in Ostgrönland. Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. 22, No. 3, S. 73—152, 1948.
15. — Ueber das Vorkommen von Mitteldevon im südlichen Teil der Giesecke Berge. M. o. G. Bd. 150, No. 4, 1949.

16. CLOOS, H. Zur Tektonik der Ostküste von Grönland. Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. 16, S. 179—81, 1940.
17. CLOUD, B. und BARNES, V. Paleocology of the Early Ordovician Sea in Central Texas. Report of the Committee on a Treatise on Marine Ecology and Paleontology, No. 8, 1947—48. National Research Council, Washington DC.
18. DACQUÉ, E. Grundlagen und Methoden der Palaeogeographie. Jena 1915.
19. FENTON, C. L. und FENTON, M. A. Algae and Algal Beds in the Belt Series of Glacier National Park. Journ. of Geology, vol. 39, p. 670—686, pl. I—X, 1931.
20. — Walcotts »Pre-Cambrian Algonkian Algal Flora« and associated animals. Bull. Geol. Soc. of America, vol. 47, p. 609—620, 1936.
21. — Belt Series of the North: Stratigraphy, Sedimentation, Paleontology. Bull. Geol. Soc. of Am. vol. 48, p. 1873—1970, 1937.
22. — Pre-Cambrian and early Palaeozoic Algae. The Midland Naturalist, vol. 30, no. 1, p. 83—111, 1943.
23. FREBOLD, H. Die Lagerungsverhältnisse der Unterkreide im nördlichen Teile von Ostgrönland und die Frage der prätertiären Fjordanlage. M. o. G. Bd. 84, No. 6, 1932.
24. HADDING, A. On subaqueous slides. Medd. Lunds Geol.-Min. Inst. No. 47, p. 377—393, 1931.
25. — The Pre-quaternary Sedimentary Rocks of Sweden. VI. Reef limestones. Medd. Lunds Geol.-Min. Inst. No. 90, pp. 63—64, 69—74, 82—85, 93, 1941.
26. HÄNTZSCHEL, W. Die Schichtungsformen rezenter Flachmeerablagerungen im Jade-Gebiet. Senckenbergiana Vol. 18, S. 316—56, 1936.
27. HEIM, ARN. Ueber rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. N. Jahrb. f. Min. Geol. und Palaeont. Bd. 2, S. 136—157, Taf. 13, 1908.
28. — Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau Bd. 15, S. 1—47, 1924.
29. HOLTEDAHN, O. Bidrag til Finmarkens Geologi. Norges geol. undersökelse, No. 84, 1918.
30. — Om Trysilssandstenen og Sparagmitavdelingen. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. 6, Heft 1—2, 1920.
31. — Nogen sammenlignende betraktninger fra et nordnorsk og sydnorsk område. G. F. F. Bd. 52, No. 4, S. 538—42, 1930.
32. HÖYGAARD, A. og MEHREN, M. Tvers over Grönlands Inlandsis. Norsk geogr. Tidsskrift, Bd. 4, S. 1—14, 1932.
33. HUBER, W. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der inneren Fjord-region des Keiser Franz Josephs Fjordsystems in Nordostgrönland. M. o. G. Bd. 151, No. 3, 1950.
34. KOCH, L. The Geology of East Greenland. M. o. G. Bd. 73, No. 2, 1929.
35. — Stratigraphy of Greenland. M. o. G. Bd. 73, No. 2, 1929.
36. — Geologie von Grönland. In: Geologie der Erde, Verlag Borntraeger, Berlin 1935.
37. — Ueber den Bau Grönlands. Geol. Rundschau, Bd. 27, Heft 1, 1936.
38. — Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39 conducted by LAUGE KOCH. Part I: Notes on some topographical and geological maps of East Greenland. M. o. G. Bd. 143, No. 1, 1950.
39. KROKSTRÖM, T. On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magmas. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, vol. 24, p. 197—216, 1932.

40. KULLING, O. Stratigraphic Studies of the Geology of Northeast Greenland. M. o. G. Bd. 74, No. 13, 1930.
41. — Bidrag til fjordarnas uppkomst och utvecklingshistoria inom nordöstra Grönland. G. F. F. Bd. 52, S. 351—356, 1930.
42. — De nordöstgrönländska fjordarnas problem. G. F. F. Bd. 53, S. 209—218, 1931.
43. — Några geologiska resultat från Expeditionen till Nordostlandet 1931. G. F. F. 1932 (Medd. från Stockholms Högskolas geol. Inst. No. 21).
44. — Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens Län. Sveriges Geol. Undersökning, Serie C, No. 445, Årsbok 36, No. 2, 1942.
45. LINCK, O. Die sogenannten Steinsalz-Pseudomorphosen als Kristall-Relikte. Abh. der Senckenbergianischen natf. Ges. No. 470, S. 1—50, 1946.
46. LOCHMAN, CH. Paleocology of the Cambrian in Montana and Wyoming. Report of the Committee on a Treatise on Marine Ecology and Paleontology, No. 9, 1948—49. National Research Council, Washington D. C.
47. MITTELHOLZER, A. Die Kristallgebiete von Clavering-Ø und Payer Land (Ostgrönland). M. o. G. Bd. 114, No. 8, 1941.
48. NATHORST, A. G. Den svenska expeditionen till nordöstra Grönland 1899. Ymer, Årg. 1900, H. 2, S. 115—156.
49. — Bidrag till Nordöstra Grönlands Geologi. G. F. F. Bd. 23, 1901.
50. — Beiträge zur Geologie der Bären-Insel, Spitzbergens und des König-Karl-Landes. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, vol. 10, 1910.
51. NIGGLI, P. Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. 1, Basel 1948.
52. NOE-NYGAARD, A. Remarks on *Mytilus edulis* L. in raised beaches in East Greenland. M. o. G. Bd. 95, No. 2, 1932.
53. NORDENSKJÖLD, O. On the Geology and Physical Geography of East Greenland. M. o. G. Bd. 28, 1909.
54. ODELL, N. E. The Structure of the Kejser Franz Josephs Fjord Region, North-East Greenland. M. o. G. Bd. 119, No. 6, 1939.
55. PETTIJOHN, F. J. Sedimentary rocks. New York 1949.
56. PARKINSON, M. M. L. und WHITTARD, W. F. The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929. Quarterly Journ. Geol. Soc. London, vol. 87, p. 650—674, 1931.
57. POSER, H. Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. M. o. G. Bd. 94, No. 5, 1932.
58. POULSEN, CH. Contributions to the Stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East-Greenland. M. o. G. Bd. 74, No. 12, 1930.
59. — The lower Cambrian faunas of East Greenland. M. o. G. Bd. 87, No. 6, 1932.
60. — On the lower Ordovician faunas of East Greenland. M. o. G. Bd. 119, No. 3, 1937.
61. RICHTER, R. Ton als Geröll im gleichzeitigen Sediment. Senckenbergiana, Bd. 4, S. 137—138, 1922.
62. — Schlickgerölle, auf dem Meeresgrund entstehend. Senckenbergiana, Bd. 6, S. 163—164, 1924.
63. — Die Entstehung von Tongeröllen und Tongallen unter Wasser. Senckenbergiana, Bd. 8, S. 305—315, 1926.
64. RITTMANN, A. Der jungpaläozoische Vulkanismus in Ost-Grönland. Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. 16, S. 146—151, 1940.
65. — Studien an Eruptivgesteinen aus Ostgrönland. M. o. G. Bd. 115, No. 1, 1940.
66. SCHAUUB, H. P. On the Pre-Cambrian to Cambrian Sedimentation in NE-Greenland. M. o. G. Bd. 114, No. 10, 1950.

67. STILLE, H. Tektonische Evolutionen und Revolutionen in der Erdkrinde. Leipzig 1913.
68. — Einführung in den Bau Amerikas. Berlin 1940.
69. TEICHERT, C. Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. M. o. G. Bd. 95, No. 1, 1933.
70. TROELSEN, J. C. Contributions to the Geology of the area round Jorgen Bronlunds Fjord, Peary Land, North Greenland. M. o. G. Bd. 149, No. 3, 1949.
71. TRÖGER, E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
72. TWENHOFEL, W. H. Treatise on Sedimentation. Baltimore 1939.
73. VISCHER, A. Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73° und 75° N. B. M. o. G. Bd. 114, No. 4, 1940.
74. — Die postdevonische Tektonik von Ostgrönland zwischen 74° und 75° n. Br. M. o. G. Bd. 133, No. 1, 1943.
75. VOGT, T. Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjösen. Norsk Geol. Tidsskrift, Bd. 7, 1924.
76. — Landets Senkning i Nutiden paa Spitsbergen og Ost-Grønland. Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 12, 1932.
77. WAGER, L. R. A Dyke Swarm and Crustal Flexure in East Greenland. Geol. Magazine, Vol. 75, No. 883, p. 39—46, 1938.
78. WALCOTT, CH. Pre-Cambrian Algonkian algal flora. Smithsonian Misc. Coll. vol. 64, no. 2, 1914.
79. WEGMANN, C. E. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's land. (North-East Greenland). M. o. G. Bd. 103, No. 3, 1935.
80. — Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. 16, S. 29—46, 1940.
81. — Uebersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. natf. Ges. Schaffh. Bd. 16, S. 82—104, 1940.
82. WHEELER, H. E. Base of the Cambrian System. Journ. of Geol. vol. 55, p. 153—159, p. 1947.
83. WIMAN, C. Om Visingsö-kalkstenen vid Gränna. G. F. F. Bd. 37, Heft 5, S. 367—375, 1915.
84. WISEMAN, J. D. H. A Contribution to the Petrology of the Metamorphic Rocks of East Greenland. Quarterly Journ. Geol. Soc. London, vol. 88, 1932.
85. WORDIE, J. M. und WHITTARD, W. F. A Contribution to the Geology of the Country between Petermann Peak and Kjerulf Fjord, East Greenland. Geol. Magazine, vol. 67, no. 4, p. 146—158, 1930.

TAFELN

Tafel I.

Uebersichtskarte der ostgrönländischen Küste zwischen 70° und 74° N.B.

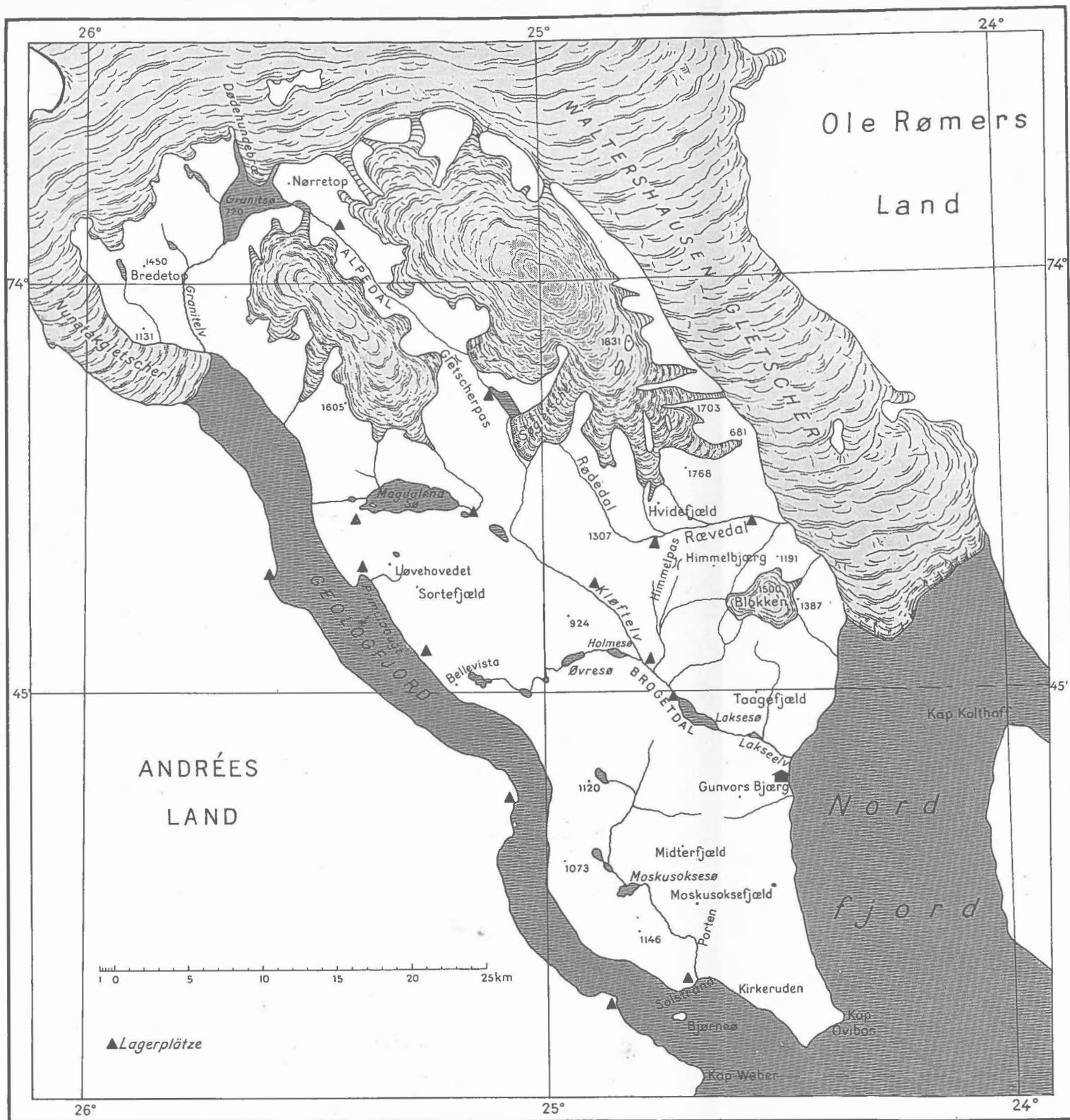
A-Fj	Alpefjord	KH	Kap Humboldt
A-S	Antarctics Sund	KMa	Kap Mackenzie
B	Bastionen	KM	Kap Mæchel
B-Ø	Bontekoe Ø	KMo	Kap Mohn
EB	Eleonores Bugt	KP	Kap Parry
E-T	Eremitdal	KS	Kap Simpson
F-Fj	Forsblads Fjord	KW	Kap Weber
G-T	Grejsdalen	M-Fj	Moskusoksefjord
Is-Fj	Isfjord	M-T	Moränedal
K-Fj	Kempes Fjord	MB	Mackenzie Bugt (Myggbukta)
K-T	Knækdalen (Gregory Valley)	N-S	Narhvalsund
KA	Kap Alfred	P	Petermanns Bjerg
KB	Kap Broer Ruys	S-Fj	Segelsällskapets Fjord
KBr	Kap Brewster	Sch-Fl	Schucherts Flod
KF	Kap Franklin	SC	Scoresbysund
KG	Kap Graah	T	Teufelsschloss



Tafel II.

Kartenskizze des Untersuchungsgebietes

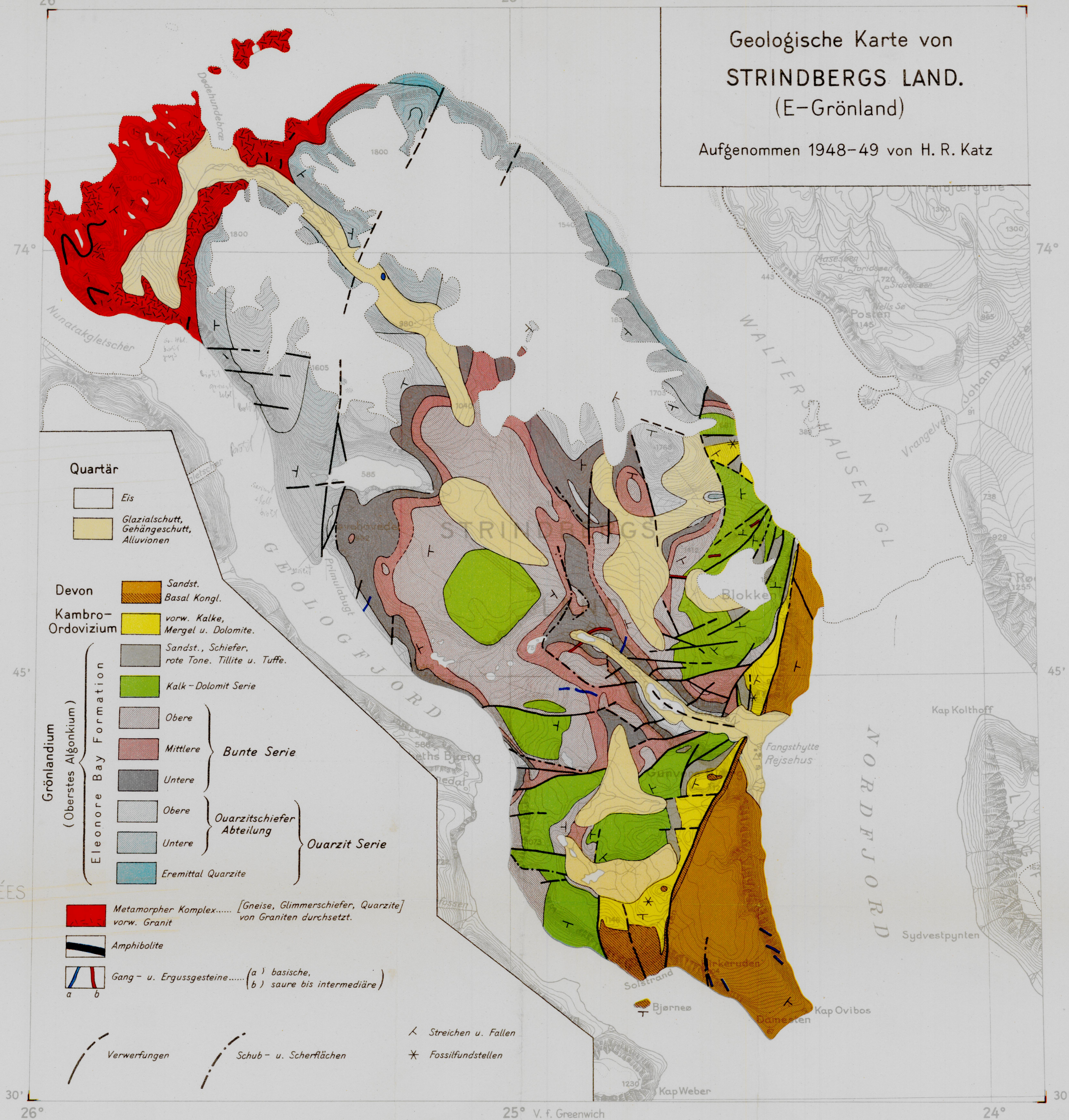
(mit Angabe der Lagerplätze für die geologischen Feldaufnahmen).



Tafel III.

Geologische Karte von Strindbergs Land. Masstab 1:250.000.

Aufgenommen 1948-49 von H. R. Katz



Tafel IV.

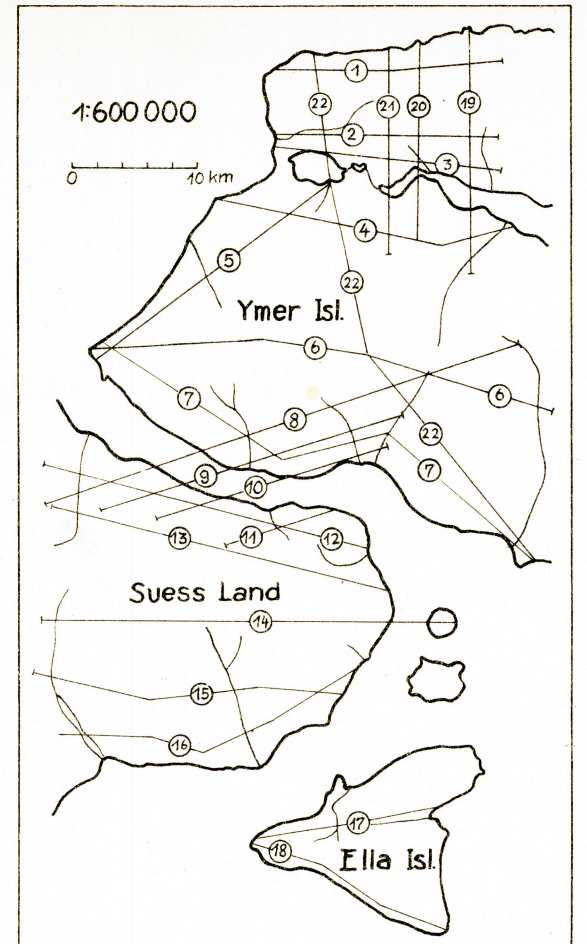
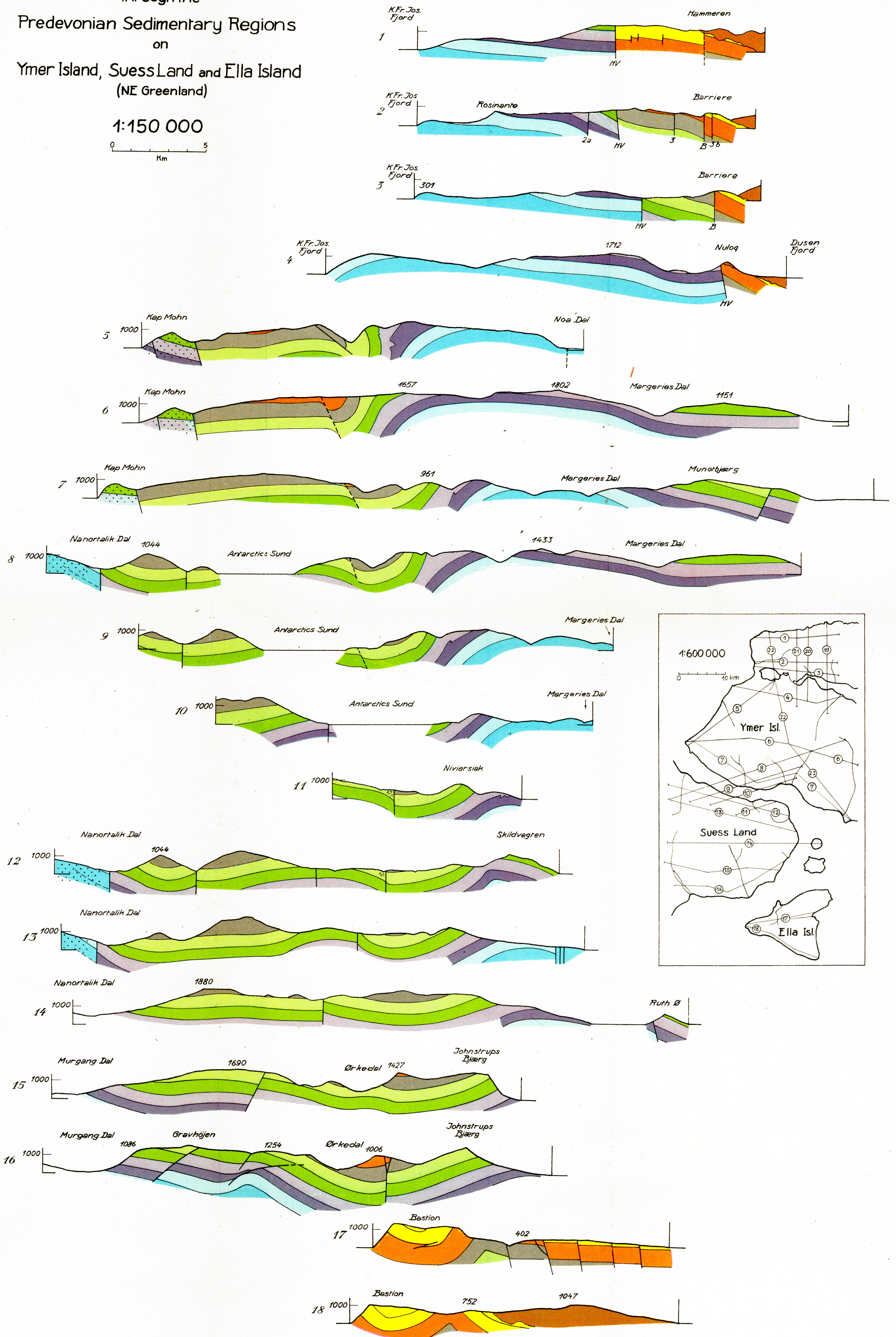
Geologische Profile durch Strindbergs Land. Masstab 1:150.000.

Geological Sections through the Predevonian Sedimentary Regions on Ymer Island, Suess Land and Ella Island (NE Greenland)

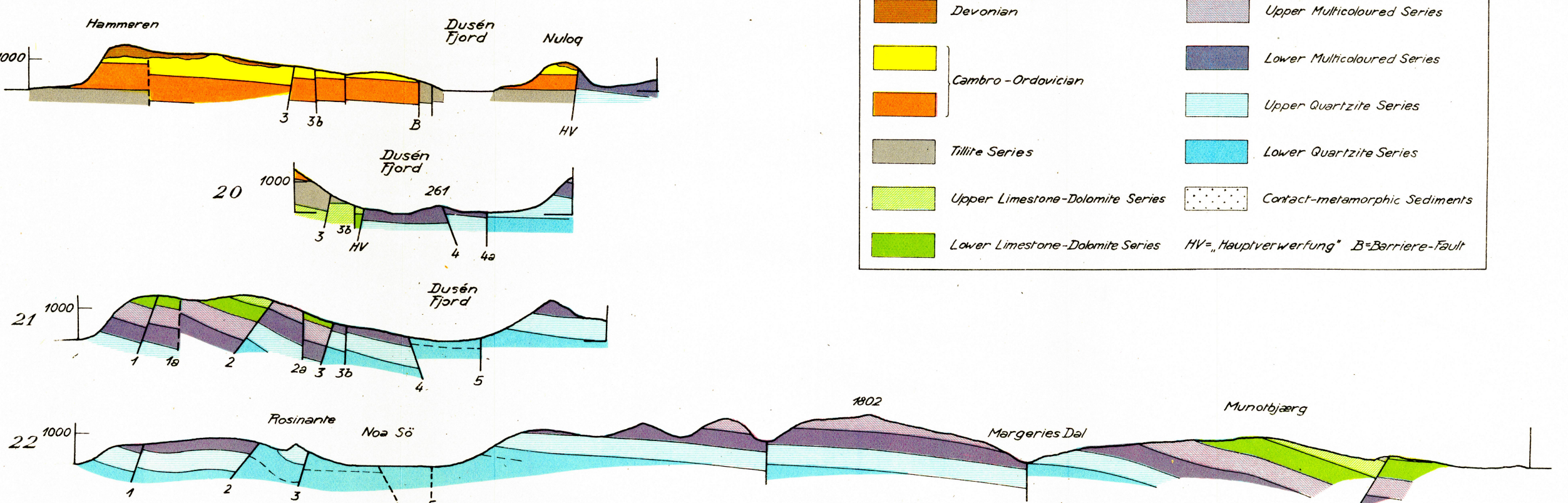
1:150 000

0 5
Km

W-E Sections



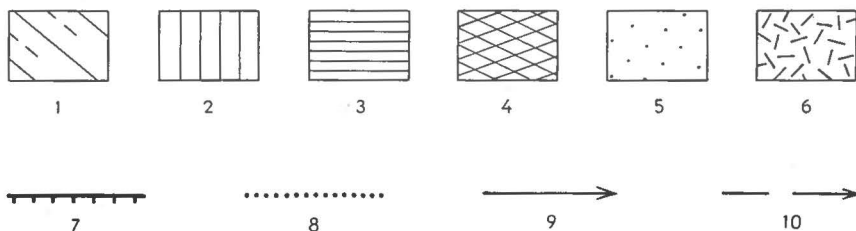
N-S Sections



Tafel V.

Tektonische Skizze von Strindbergs Land und den benachbarten Gebieten (nach Angaben von BÜTLER und eigenen Aufnahmen).

Legende:



- 1) Kaledonisches Faltengebiet (Kristallin und Sedimente).
- 2) Rævedal-Ole Rømers Land-Mulde.
- 3) Oberdevonisches Bruchschollenfeld.
- 4) Zone der Randflexur.
- 5) Senkungsfeld vom Nordfjord- und Ole Rømers Land-Graben.
- 6) Kristallin des Moskusoksefjord-Inliers.
- 7) Brüche (mit Angabe der Verwerfungsrichtung).
- 8) Schubflächen.
- 9) Gewölbeaxen.
- 10) Muldenaxen.

