

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 155 · Nr. 2

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947–56

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

GEOLOGIE VON LYELLS LAND
(NE-GRÖNLAND)

VON

MAX SOMMER

MIT 30 FIGUREN IM TEXT UND 5 TAFELN

WITH AN ENGLISH SUMMARY

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1957

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	7
Einleitung	9
Lyells Land	14
Morphologische und geologische Übersicht.....	14
Bisherige geologische Untersuchungen in Lyells Land	16
Stratigraphie	18
A. Eleonore Bay Formation	19
a. Untere Eleonore Bay Formation	20
1. Die Basis Serie.....	20
2. Die Untere Sandig-tonige Serie	20
3. Die Kalkig-tonige Serie	20
4. Die Obere Tonig-sandige Serie	22
b. Obere Eleonore Bay Formation	26
1. Quarzit-Serie	26
Untere Quarzit-Serie	26
Schichtverband 1	26
Schichtverband 2	29
Schichtverband 3	31
Obere Quarzit-Serie	32
Schichtverband 4	32
Schichtverband 5	33
Schichtverband 6	34
2. Bunte Serie	38
Untere Bunte Serie	39
Schichtverband 7	39
Schichtverband 8	39
Schichtverband 9	40
Schichtverband 10	41
Obere Bunte Serie	42
Schichtverband 11	42
Schichtverband 12	43
Schichtverband 13	44
3. Kalk-Dolomite-Serie.....	45
Untere Kalk-Dolomit-Serie	46
Obere Kalk-Dolomit-Serie	51
Schichtverband 18	51
Schichtverband 19	54

	Seite
B. Tillit-Formation	56
Die Tillite in Lyells Land	60
Zu den Umwandlungs- und Dolomitierungserscheinungen in Karbonat- gesteinen der oberen Eleonore Bay Formation	66
Bemerkungen zu den Sedimenten der Eleonore Bay Formation und Tillit Formation	69
Die Basischen Gänge	72
C. Devon	73
D. Quartär	77
Tektonik	79
Einleitung	79
1. Die E—W-Depressionen	80
2. Die N—S-Falten	82
a. Kap Alfred—Antiklinale	82
b. Arbenz Kolle—Synklinale	89
c. Grenzantiklinale	90
3. Das NW—SE-Bruchsystem	97
a. Die nördliche Jeannets Bjerg Störung	98
b. Die südliche Jeannets Bjerg Störung	100
4. Das Narhvalsund-Gebiet	103
a. Kap Alfred	103
b. Skyggedal	106
c. Die Nordseite der Arbenz Kolle	110
d. Rytterknægten	111
e. Äusserer Narhvalsund	115
5. Die östliche Randflexur	115
a. Kap Dufva-Region	116
b. Der südöstliche Jeannets Bjerg	118
c. Der östliche Berzelius Bjerg	119
6. Die Übergangszone zwischen dem Faltungsgebiet im nördlichen und dem Zerrungsgebiet im südlichen Lyells Land	119
7. Das Zerrungsgebiet des Forsblads Fjord und Segelsällskapets Fjord ..	120
a. Das Gebiet zwischen Randenæs und S-Polhems Dal	120
b. Der westliche Berzelius Bjerg	123
c. Der mittlere und östliche Berzelius Bjerg	123
8. Die Kap Lagerberg Region	127
a. Die Gesteine der Kap Lagerberg Region	127
b. Die Tektonik der Kap Lagerberg Region	128
c. Der tektonische Vergleich mit dem nördlichen Scoresby Land	134
9. Der Kristallinkontakt im westlichen Lyells Land	135
a. Kap Hedlund	136
b. Randenæs	137
Allgemeine Bemerkungen zur Tektonik	139
a. Einige Bemerkungen zur Ursache und Mechanik der tektonischen Vorgänge	140
b. Die Altersfrage der Bewegungsvorgänge	145
c. Tektonik und Morphologie	146
Literaturverzeichnis	148
Verdankungen	151
Summary	153

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN UND TAFELN

Textfiguren.

	Seite
Fig. 1. Geologische Übersichtskarte von Zentral-Ostgrönland	11
– 2. Namenkarte	15
– 3. Die Obere Tonig-sandige Serie im Forsblads Fjord	23
– 4. Lithologische Darstellung der Quarzit-Serie am Kap Alfred	27
– 5. Korngrösse und Mineralbestand in Sch. 6	37
– 6. Profil durch Sch. 18 bei Kap Lagerberg	53
– 7. Kieselkalke mit Einlagerung von verkieseltem Oolith	54
– 8. Profil durch die Tillit-Serie in Lyells Land	61
– 9. Dolomitisierungserscheinungen in tektonischen Schwächezonen	67
– 10. Schichtweise Dolomitisierung von Kalken	68
– 11. Schematisches N—S-Profil durch Ella Ø und Lyells Land	80
– 12. Die Strukturelemente von Lyells Land	81
– 13. Disharmonische Falten im Kern der Kap Alfred-Antiklinale	86
– 14. Konkordante Granitlagen in kontaktmetamorpher, Oberer Tonig-sandiger Serie	87
– 15. Der batholitartige Intrusivgranit am oberen Argands Gletscher	88
– 16. Die Grenzantiklinale am Lugeons Bjerg	93
– 17. Die Südseite des Rytterknægten	95
– 18. Die südöstliche Arbenz Kolle	96
– 19. Die W-Seite von Pt. 1680 (NE-Arbenz Kolle)	99
– 20. Der südliche Jeannets Bjerg	101
– 21. Kap Alfred von N gesehen	104
– 22. Die Rutschmasse E des Skyggedal-Deltas	108
– 23. Skizze der Aufschlüsse in der Skyggedal-Rutschmasse	109
– 24. Die N-Seite der Arbenz Kolle	111
– 25a. Die Gleitmasse des Rytterknægten von E gesehen	112
– 25b. Tektonische Skizze zu Fig. 25a	113
– 26. Kap Dufva von E gesehen	117
– 27. Zerrungsstörungen zwischen Randenæs und Polhems Dal	121
– 28. Der Berzelius Bjerg von Osten	125
– 29. Östlicher Berzelius Bjerg und Kap Lagerberg-Gebiet	129
– 30. Das kontaktmetamorphe Gebiet von Randenæs	138

Tafeln.

Tafel 1. Geologische Karte von Lyells Land, 1:250.000.
– 2. Geologische Profile durch Lyells Land, 1:150.000.
– 3. Geologische Karte des Narhvalsund-Gebietes, 1:75.000.
– 4. Geologische Kartenskizze und Profile der Kap Lagerberg-Region, 1:75.000.
– 5. Strukturkarte von Lyells Land, 1:300.000.

LISTE DER ABKÜRZUNGEN

N = Nord, nördlich.

S = Süd, südlich.

E = Ost, östlich.

W = West, westlich.

EBF = Eleonore Bay Formation.

ZMK = Zentraler Metamorpher Komplex.

QS = Quarzit-Serie.

BS = Bunte Serie.

KDS = Kalk-Dolomit-Serie.

Sch. = Schichtverband.

VORWORT

Im Frühjahr 1952 wurde ich von Herrn Dr. LAUGE KOCH, dem Leiter der dänischen Ostgrönland-Expeditionen, mit der geologischen Bearbeitung von Lyells Land betraut.

Die Feldaufnahmen erstreckten sich über die Zeit von 1952—1954. Vom Juli bis September 1952 lernte ich am Kap Alfred die obere Eleonore Bay Formation kennen und sammelte die ersten tektonischen Eindrücke im Narhvalsund-Gebiet und im nördlichen Polhems Dal.

Bis zum Beginn der Dunkelzeit wurden mit Motorboot und Hundeschlitten der äussere Narhvalsund und die Ostseite von Lyells Land rekognosziert und einige Depots für die Frühjahrsreisen ausgelegt.

Den Winter verbrachte ich in »Minebyen« Mesters Vig, bis Mitte April 1953 die Feldarbeit wieder aufgenommen werden konnte. Auf Schlittenreisen bis Ende Juni wurde der ganze Küstenstreifen des Seditmentteils von Lyells Land kartiert und ins Innere der grösseren Täler wurden Proviantdepots geschafft. Diese ermöglichten im Sommer 1953 eine Durchquerung des Arbeitsgebietes auf der Route S-Polhems Dal—Jelsdal—Hasdal—N-Polhems Dal und anschliessend die Kartierung des inneren Kirschdal. Nach der Heimkehr im Herbst 1953 wurde mit der Auswertung der Feldaufnahmen und Sammlungen begonnen.

Den Sommer 1954 konnte ich nochmals in Lyells Land verbringen und dabei auf einige speziellere Fragen näher eintreten. Leider machten reiseteknische Schwierigkeiten die Durchführung eines Teiles des vorgesehenen Programms unmöglich.

Mit der vorliegenden Arbeit gelangt die geologische Kartierung der sedimentären Eleonore Bay Formation der Fjordzone zwischen 72° und 73° n. Br. im Masstab 1:250.000 zu einem vorläufigen Abschluss.

Schon während der Feldarbeit habe ich meinen älteren Kollegen, Dr. E. FRÄNKEL und Dr. J. HALLER, Resultate meiner Untersuchung zur Verfügung gestellt. Sie wurden in ihren, damals in Vorbereitung begriffenen, zusammenfassenden Publikationen verwertet und bereits veröffentlicht. (FRÄNKEL 1956, HALLER 1955).

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

EINLEITUNG

In Nordostgrönland grenzt das Inlandeis an ein langgestrecktes, kaledonisches¹⁾ Küstengebirge. Zwischen 70° und 77° n. Br. liegen Gebiete mit kristallinen Gesteinen neben Teilen von mächtigen Sedimenthüllen.

Zahlreiche, tief in das Küstengebirge eingeschnittene Fjorde, neben vergletscherten Hochplateaus oder zackigen Massiven, bestimmen das Bild dieser grossartigen Landschaft. Im Westen stossen vom Inlandeis her Gletscher in die Fjorde, durch welche zahllose Eisberge zum Meere driften. Langsam senkt sich das Land gegen Osten zur Aussenküste. Hier verzahnen und mischen sich am Kontinentalrand und in Senkungsbecken seit dem Karbon die Umlagerungsprodukte des Festlandes mit den Bildungen des transgredierenden Skandik.

In die eisfreie, zentral-ostgrönländische Küstenzone werden von LAUGE KOCH seit 1926 wissenschaftliche, vor allem geologische, Expeditionen geführt. Mit den Untersuchungen begann man in den gut zugänglichen Teilen der Fjordsysteme. Später liessen die gewonnenen Erkenntnisse die Geologen immer weiter in die Randgebiete vordringen. In jüngster Zeit überschritt FRÄNKEL (1954) die Grenze nach Norden am weitesten und stellte für die Gebiete von 77°—81° n. Br. in groben Zügen die Beziehung sowohl zu westlicheren, als auch zu tieferen Einheiten der ostgrönländischen Orogenzone her. Gleichzeitig dehnten WENK und HALLER (1953) ihre Untersuchungen im zentralen Abschnitt bis zu den westlichsten Nunatakkern aus. Noch sehr wenig ist der Zusammenhang mit den durch WEGMANN (1938) bekannt gewordenen Ketiliden Südgrönlands abgeklärt. Man kennt bisher nur wenige Analogien zur Zentral- und Nord-Ostgrönländischen Orogenzone.

Diese erscheint uns heute als ein Teil eines riesigen Deformationsstreifens, der die Küstenlinie unter spitzem Winkel schneidend, nach NNE zieht.

Die kaledonische Gebirgsbildung erfasste eine spätpräkambrische Geosynklinalserie, die von KOCH (1929) im zentral-ostgrönländischen

¹⁾ Der Ausdruck »kaledonisch« wird im gleichen Sinne gebraucht wie »herzynisch« oder »alpine«.

Abschnitt Eleonore Bay Formation genannt wurde. Hier ist die Orogenese durch eine intensive Metamorphose von grossen Teilen der Geosynklinalserie gekennzeichnet. Diese metamorphen Teile bilden den »Zentralen Metamorphen Komplex«. Aus Kronprins Christian Land (80° n. Br.) ist in jüngster Zeit einiges über die westliche Randzone des Orogengürtels bekannt geworden. Nach FRÄNKEL (1954) finden wir hier eine westvergiehende Überschiebungstektonik.

Die Hauptorogenese begann im oberen Ordoviciun. Ihre letzten Phasen reichen bis in die devonische Zeit. Die heutige Gestalt und die Begrenzung gegen die Grönland-See verdanken die Kaledoniden Ostgrönlands grossräumigen, jüngeren, vorwiegend N—S-verlaufenden Verstellungen, an denen der Kontinentalrand treppenförmig absinkt.

Der besterforschte Teil dieses kaledonischen Gebirges ist der Zentral-Ostgrönländische, zwischen 71° und 74° n. Br.

Mit Hilfe der schematischen geologischen Karte (Fig. 1) soll kurz ein Überblick über diese Zone gegeben werden. Eine Traversierung von West nach Ost trifft folgende Einheiten an:

A. Der westliche metamorphe Komplex umfasst eine kristalline Gesteinsgruppe mit kaledonischer Metamorphose. Einige Schollen von sedimentären Quarzitverbänden blieben unmetamorph. Die geologischen Verhältnisse dieser westlichsten Nunatakker Region ist erst in jüngster Zeit durch die Arbeiten von HALLER (1955) bekannt geworden, während früher der westliche metamorphe Komplex aus Geschiebefunden nur vermutet werden konnte.

B. Die Eleonore Sø Serie. Die von KATZ (1952b) in Arnold Eschers Land entdeckte Sedimentgruppe stellt eine der Eleonore Bay Formation in der Fjordzone (= E) ähnliche Bildung dar. Sie liegt, nach HALLER (1955), in einer komplexen postkaledonischen Grabenstruktur. Genaue Korrelationen mit der Fjordzone und der Petermannserie (= C) konnten bisher noch nicht durchgeführt werden. Im Gegensatz zu den genannten Zonen treten in der Eleonore Sø Serie junge Plateaubasalte, ähnlich denen der Aussenküste (Zone G), auf, neben ophiolithartigen Gesteinen, die der präkambrischen Eleonore Sø Serie angehören.

C. Die Petermann Serie bildet einen schmalen, auf Kristallin »schwimmenden« Sedimentstreifen mit flachem Faltenbau. WENK und HALLER (1953) konnten diese tonig-quarzitischen Gesteinsverbände eindeutig mit der unteren Eleonore Bay Formation der Fjordzone (= E) parallelisieren. Die Petermann Serie geht sowohl gegen unten, als auch nach der Seite hin, in kristalline Gesteine über. Im W ist es der westliche metamorphe Komplex (= A), im E der Zentrale Metamorphe Komplex (= D).

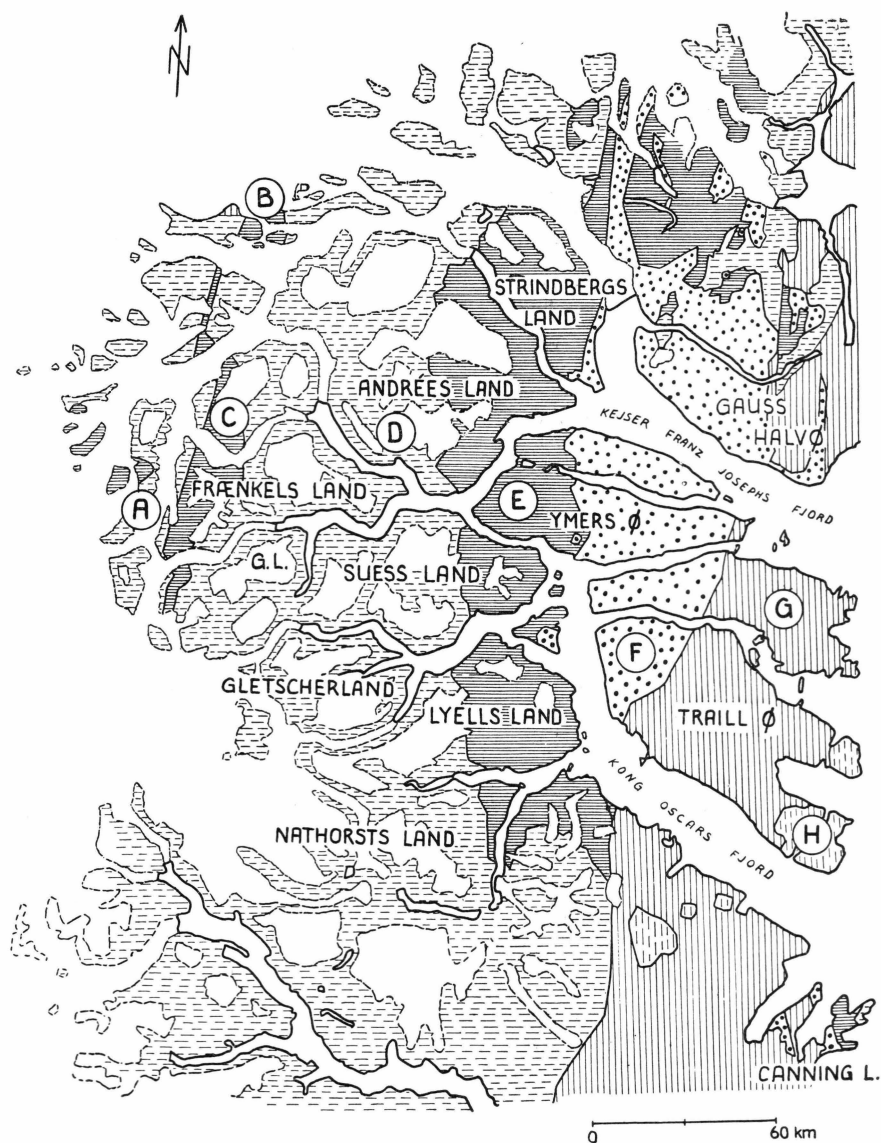


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte von Zentral-Ostgrönland zwischen 72° und 74° n. Br.¹⁾.

- A. Westlicher Metamorpher Komplex.
- B. Eleonore Sø Serie.
- C. Petermann Serie.
- D. Zentraler Metamorpher Komplex.
- E. Eleonore Bay Formation, Tillit Formation und Cambro-Silur der Fjordzone.
- F. Devon.
- G. Karbon-Tertiär.
- H. Vorwiegend saure, magmatische Komplexe.

¹⁾ Die Figur ist der Publikation von J. HALLER (1956, M. o. G. 154, 1) entnommen.

D. Der Zentrale Metamorphe Komplex wird heute von denjenigen Forschern, die sich am intensivsten mit seinem Aufbau befasst haben, als der wichtigste, zentrale Teil der ostgrönländischen Orogenzone angesehen. Ebenso wie der westliche metamorphe Komplex bildet er eine Einheit in petrographischem Sinne. Es handelt sich ausschliesslich um Teile der spätpräkambrischen Geosynklinalserie, die bei der kaledonischen Gebirgsbildung umgeprägt worden sind. Deutlich unterscheiden sich Stockwerke mit verschiedenen Graden der Metamorphose und der Stoffzufuhr. In der Übergangszone zu den kaledonisch gefalteten Sedimenten der Fjordzone (E) finden sich häufig Granite, die in der Schlussphase der Orogenese eingedrungen sind. Die Auffassung, dass die Gesteine des ZMK metamorphe Glieder der Eleonore Bay Formation sind, vertraten zuerst KOCH (1929) und BACKLUND (1930), während früher, mit Ausnahme von NATHORST (1901), dem an einigen Stellen eine Metamorphose der Sedimente aufgefallen ist, die Gneisse und Granite der inneren Fjorde als »archaisches« oder »alkristallines« Grundgebirge beschrieben wurden (TOULA 1874, NORDENSKJÖLD 1907, PARKINSON und WHITTARD 1931). In neuerer Zeit waren TEICHERT (1933) und ODELL (1939) noch dieser Ansicht.

Der Zentrale Metamorphe Komplex stellt flächenmässig die ausgedehnteste Einheit dar. Zusammen mit den Sedimenten der Zone E bildet er den Sockel der jüngeren Einheiten F—H, wie sein Auftreten an verschiedenen Stellen der Aussenküste, z. B. in Canning Land, (BÜTLER 1948b) beweist. Mit der Geologie und Petrographie der Zone D befassten sich vor allem HALLER (1953, 55). Für die östlichen Randgebiete lieferten KRANCK (1935) und MITTELHOLZER (1941) Beiträge.

E. Die Eleonore Bay Formation, die Tillit-Formation und das Cambro-Silur der Fjordzone sind Sedimente aus dem oberen Teil der geosynklinalen Ablagerungsfolge. Die Eleonore Bay Formation ist im jüngsten Präkambrium (= Grönlandium) gebildet worden. Darüber folgen die im gleichen Sedimentationszyklus entstandenen Gesteine der Tillit-Formation und dann Ablagerungen, die sich durch ihren Fossilinhalt ins Kambrium und untere Ordovicium einstufen lassen.

Die Mächtigkeit der sedimentären Gesteinsfolge übersteigt 16.000 m. Tiefere Teile von mindestens 2000 m Mächtigkeit sind nur in metamorpher Form bekannt (FRÄNKEL 1953b). Von den 16.000 m Sediment entfallen ca. 12.500 m auf die Eleonore Bay-Formation, ca. 1500 m auf die Tillit-Formation und ca. 2000 m auf das Cambro-Ordovicium.

Eine Basiszone, welche die Auflagerung auf einen älteren Sockel zeigt, ist bisher weder im metamorphen noch im sedimentären Bereich beobachtet worden.

Der kontinuierliche Übergang ins Kristallin des ZMK, in dem vor allem Teile der unteren Eleonore Bay-Formation in metamorpher Form auftreten, ist an verschiedenen Stellen zu verfolgen. Seit 1947 wird ausser der Zone D auch die Zone E in systematischer Weise geologisch kartiert. Die wichtigsten Beiträge lieferten EHA (1953), FRÄNKEL (1953a, b), HUBER (1950) und KATZ (1952a).

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit dem auf Lyells Land entfallenden Abschnitt der Zone E.

F. Devon. Über der Zone E folgen, diskordant auflagernd, die devonischen Detraktionsserien. Sie wurden in einer Innensenke aufgeschüttet, deren Anlage eng mit der kaledonischen Gebirgsbildung verknüpft ist. (Royal Bay KOCH's). BÜTLER (1935) zeigt, dass sich ein devonisches Becken vom Kong Oscars Fjord bis zur Gauss Halvø erstreckt hat. Die Sedimente, die darin abgelagert wurden, haben ausschliesslich orogenen Charakter und gehören der Oldredfazies an. Eine Gliederung ergibt sich durch verschiedene Bewegungsphasen, welche zu Diskordanzen innerhalb der devonischen Serien führten.

Zahlreiche, gut erhaltene Fische stellen paläontologisch wichtige Funde dar (STENSIÖ 1940, JARVIK 1950) und erlauben eine stratigraphische Unterteilung. Die Grenze des Devonareals gegen E und damit gegen die Zone G, ist durch eine mächtige Störungszone gekennzeichnet.

G. Die Sedimentzonen der äusseren Küstengebiete liegen in einem Staffelbruchgebiet (antithetische Schollentreppe), dessen Bewegungen eine wechselnde Folge küstennaher Sedimente lieferten. Im Karbon scheinen im wesentlichen noch die devonischen Ablagerungsbedingungen weiter bestanden zu haben. Darüber folgt Perm und Mesozoikum, mit vorwiegend transgressivem Charakter. Die Folge reicht bis ins Tertiär, von dem einzelne Sedimentvorkommen bekannt geworden sind. Die Zone G enthält ferner grosse Basaltmassen kretazisch-tertiären Alters. Die wichtigsten Arbeiten in der Zone G leisteten BIERTHER (1944), MAYNC (1938), STAUBER (1940), VISCHER (1940), und WITZIG (1951, 1954).

H. Die alkalisyenitischen bis gabbroiden Intrusivgesteine gehören ebenfalls in den Zyklus des tertiären Magmatismus. Auf Traill Ø wurden sie vor allem von SCHAUB (1938) untersucht. In neuerer Zeit befassen sich WENK und BEARTH mit solchen Gesteinen von der Südseite des Kong Oscars Fjord.

LYELLS LAND

Morphologische und geologische Übersicht.

Die Halbinsel Lyells Land liegt in der Fjordzone. (Fig. 1) Geologisch kann sie in einen östlichen Abschnitt mit Sedimenten der Eleonore Bay Formation und einen kleineren, westlichen Teil, welcher dem Zentralen Metamorphen Komplex angehört, unterteilt werden. Der erstere stellt unser eigentliches Untersuchungsgebiet dar.

Darin sind im W die tieferen, tonig-quarzitischen Glieder aufgeschlossen, während am E-Rand höhere Einheiten mit kalkig-dolomitischen Gesteinen vorherrschen. EBF und ZMK stossen in einer Übergangszone, — von früheren Autoren etwa »Kristallengrenze« genannt —, aneinander. Bis zu dieser, ca. N—S-verlaufenden Linie reichen unsere Untersuchungen nach W. Die übrige Begrenzung des Arbeitsgebietes wird durch Fjordabschnitte gegeben, wie aus Fig. 2 hervorgeht.

Im westlichen Teil zieht eine weitgespannte Antiklinale durch Lyells Land. Sie wird zwischen Kap Hedlund, wo wir den Kontakt der Sedimente mit dem ZMK feststellen können, und Kap Alfred durch den Kempes Fjord in einem weiten Bogen schief geschnitten.

Gegen NE trennt der schmale, steil eingeschnittene Narhvalsund unser Gebiet von Ella Ø. Er quert zwei wichtige N—S-verlaufende Strukturen, eine Synklinale und östlich davon eine Antiklinale. Beide klingen im Innern unseres Gebietes aus.

Auf der E-Seite von Lyells Land tauchen die Schichten an einer Flexur in den Kong Oscars Fjord ab. Diese Struktur bestimmt den gleichmässigen und eintönigen Bau dieser Zone. Durch den Segelsällskapets Fjord und den Forsblads Fjord erhalten wir zwischen Kap Lagerberg und Randenæs, wo wiederum der Übergang in die kristallinen Serien erfolgt, einen vollständigen Querschnitt durch die Sedimente entlang der Südgrenze des Untersuchungsgebietes.

Die im Mittel etwa 1800 m hohe Sedimenttafel von Lyells Land wird durch das breite trogförmige Polhems Dal in NNE—SSW-Richtung quer durchschnitten. Von der ungefähr im Zentrum liegenden, kaum 300 m hohen Wasserscheide dieses Tales fliessen heute je ein Bach gegen

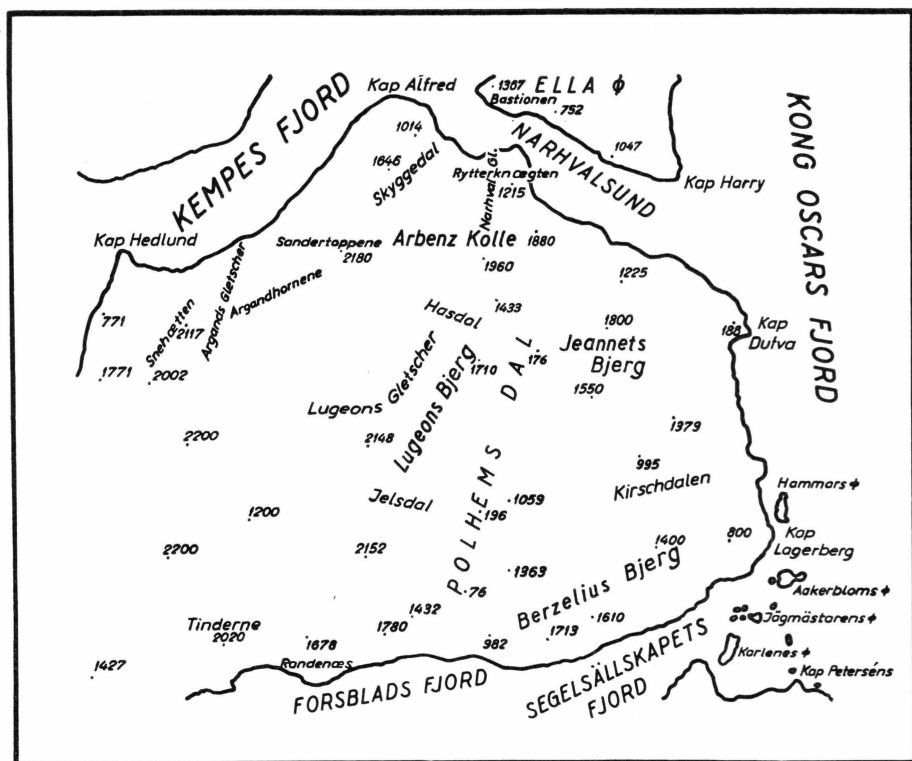


Fig. 2. Die in der Arbeit verwendeten Ortsnamen und Höhepunkte.

N und S. Jeder nimmt in seinem mittleren Teil einen gewaltigen Zustrom von W her auf. Es sind dies im N das Hasdal und im S das Jelsdal, welche den westlichen Teil der Halbinsel entwässern.

Das Gebiet westlich des Polhems Dal zeigt in der zum Kristallin überleitenden Zone eine stark gegliederte, etwa 2000 m hohe Gipfelflur. Die Gletscher erfahren hier eine vielfache Aufteilung, hängen aber noch mit dem weiter westlich anschliessenden, eisbedeckten Hochland zusammen.

Östlich des Polhems Dal liegt ein etwa 1700 m hohes, schwach gegen den Kong Oscars Fjord hin abfallendes Hochplateau mit einigen flachen Eiskappen.

Die Entwässerung dieses Gebietes erfolgt in erster Linie durch das weit verzweigte System des Kirschdal. Im Gegensatz zu dessen Unterlauf, der ein sehr flaches Trogtal darstellt, haben die Seitentäler in die mehrere hundert Meter mächtigen Kalk- und Dolomit-Serien tiefe Canons eingeschnitten.

Bisherige geologische Untersuchungen in Lyells Land.

1899. A. G. NATHORST, der Leiter der »Svenska Expeditionen till nordöstra Grönland« benennt Lyells Land. Für das Alter der Gesteine, die wir heute zur EBF zählen, vermutet er Silur. Einzelne seiner Gesteinsbeschreibungen betreffen den Berzelius Bjerg. (NATHORST 1901).
1900. O. NORDENSKJÖLD besucht im Verlaufe seiner Expedition den Forsblads Fjord und landet bei der Mündung des Polhems Dal, nahe beim Kristallinkontakt, den er aber nicht näher untersucht. Auf Grund von NATHORST's Feststellungen, dass die Sedimente kontinuierlich ins Kristallin übergehen, vermutet NORDENSKJÖLD für den unteren Teil der Gesteinsfolge, deren Mächtigkeit damit hier umso eindrucklicher in Erscheinung tritt, kambrisches Alter. Auf seinen Karten nennt er daher die Silurgebiete von NATHORST »Kambro-Silur«. (NORDENSKJÖLD 1907).
- 1926–27. KOCH erkennt erstmals das spätpräkambrische Alter (»Grönlandium«) dieser Serien, die er als Eleonore Bay Formation zusammenfasst.
- Ferner nimmt er für die Entstehung der mit der EBF verknüpften Kristallingebiete eine kaledonische Metamorphose an. Seine geologische Beschreibung von Lyells Land enthält eine erste, kurze, tektonische Gliederung. (KOCH 1929).
1929. BACKLUND findet Beweise für das kaledonische Alter des ZMK. Wiederum spielen die Verhältnisse im Forsblads Fjord eine wichtige Rolle. Auch der Kristallin-Kontakt bei Kap Hedlund wird in die Untersuchungen einbezogen. (BACKLUND 1930).
- Zur gleichen Zeit entdeckt KULLING ein Vorkommen von Tilliten am östlichen Berzelius Bjerg. (KULLING 1930).
- PARKINSON u. WHITTARD geben eine geologische Darstellung von Ostgrönland. Die Kontaktmetamorphose der Schichten am Südufer des Kempes Fjord schreiben sie einer Granitintrusion zu. Ferner versuchen sie eine strukturelle Darstellung der sedimentären Fjordzone zu geben, wobei sie sich z. T. auf tektonische Beobachtungen in Lyells Land stützen. (PARKINSON u. WHITTARD 1931).
- 1931–33. TEICHERT verfolgt die Faltungstektonik in den Sedimentgebieten der EBF zwischen Payers Land und Kempes Fjord. Er nimmt den ZMK als ein bereits existierendes »Widerlager« an, gegen das die tangentialen Schübe gerichtet sind. Seine

Ergebnisse scheinen daher eine synorogene Metamorphose auszuschliessen.

Unser Gebiet betreffend, gibt er eine stratigraphische Beschreibung von EBF-Gesteinen am Kap Alfred, sowie einige Notizen zur Narhvalsund-Tektonik. (TEICHERT 1933).

- 1932–33. WEGMANN bestätigt die kaledonische Metamorphose von Ablagerungen des Grönlandiums. Mit seiner übersichtlichen strukturellen Gliederung des ZMK und der Sedimente der EBF der Fjordzone, schafft er eine wichtige Grundlage für weitere, detaillierte Untersuchungen. WEGMANN (1935) analysiert u. a. die wichtigsten N—S-Falten von Lyells Land. Die von ihm gesammelten Gesteinsproben aus basischen Gängen werden in der Folge von RITTMANN (1940) bearbeitet.
- 1947–48. HUBER befasst sich erneut mit dem Alter des ZMK. Er kann feststellen, dass der sedimentäre Anteil bei der Bildung des ZMK der Petermann Serie und EBF der Fjordzone entstammt. Ihm verdanken wir eine Beschreibung des Kristallinkontaktes bei Kap Hedlund. (HUBER 1950).
- 1948–52. FRÄNKEL besucht verschiedene Stellen auf Lyells Land. Er zieht seine Beobachtungen durchwegs zu Vergleichszwecken heran. Die Grenzen, die er auf seiner paläogeographischen Karte (1953b, S. 27) durch Lyells Land zieht, beruhen auf stratigraphischen Studien am Kap Lagerberg und im nördlichen Scoresby Land (vgl. S. 127).
- seit 1952. Während die Feldaufnahmen für die vorliegende Arbeit im Gange waren, publizierte HALLER (1955) die bisherigen Erkenntnisse speziell über den Zentralen Metamorphen Komplex. In der Übersicht gibt er auch die wichtigsten Züge des Sedimentteils von Lyells Land wieder, wobei er sich weitgehend auf unsere Aufnahmen stützen konnte.
-

STRATIGRAPHIE

Die über 16.000 m mächtige Geosynklijalserie wird unterteilt in die Eleonore Bay Formation, die Tillit-Formation und in das Cambro-Ordoviciuim. In dieser ganzen Ablagerungsfolge treten keine nennenswerten Diskordanzen auf.

Bei der Unterteilung der Eleonore Bay Formation und der Tillit-Formation sind wir in erster Linie auf lithologische Merkmale angewiesen. Die cambro-ordovizischen Ablagerungen können paläontologisch gegliedert werden.

Aus der folgenden Tabelle geht die in der Arbeit verwendete Aufteilung und die Altersstellung, sowie die ungefähre Mächtigkeit der Gesteinsserien hervor:

Devon	Sandsteine, Konglomerate, Brekzien (diskordant auf älteren Serien)		
Cambro-Ordoviciuim*	Kalksteine und Dolomite 2000 m	(Schichtmächtigkeit für Ostgrönland)	
Grönlandium = Spätprä-kambrium	Sandstein-Serie* 70—160 m	Tillit-Formation	
	Spiral-Creek-Serie* 25— 50 m		
	Canyon-Serie* 250—300 m		
	Tillit-Serie 200—1000 m		
	Kalk-Dolomit-Serie (Schichtverb. 14—20) 1100 m	Obere	Eleonore Bay Formation
Bunte-Serie (Schichtverbände 7—13) . . . 1000 m			
Quarzit-Serie (Schichtverbände 1—6) . . . 2120 m			
Obere Tonig-sandige Serie 1200—3350 m	Untere		
Kalkig-tonige Serie 100— 300 m			
Untere Sandig-tonige Serie 5300 m			
	Metamorphe Basisserie (In Lyells Land nicht auftretend)		

* In Lyells Land sehr wahrscheinlich nicht auftretend.

A. Eleonore Bay Formation.

Im zentral-ostgrönländischen Fjordgebiet geht die mächtige Eleonore Bay Formation in allen bisher untersuchten Regionen nach unten in metamorphe Gesteine des Zentralen Metamorphen Komplexes über. Eine diskordante Auflagerung der Eleonore Bay Formation auf ein Grundgebirge oder eine ältere Formation ist bis heute noch nie beobachtet worden. Während früher durch die Untersuchungen von KOCH (1929) die aus Nordgrönland beschriebene, über einen kristallinen Sockel transgredierende Thule Formation und die Eleonore Bay Formation in Ostgrönland als gleichaltrige Bildungen angesehen wurden, ist FRÄNKEL (1954) in neuerer Zeit der Auffassung, dass die Thule Formation älter ist als die Eleonore Bay Formation.

Die Thule Formation könnte somit altersmässig mit dem Keweenawen Canadas und dem Jotnium Skandinaviens verglichen werden, während der Eleonore Bay Formation in den genannten Ländern das Penokean, resp. die untere Sparagmit-Formation entsprechen.

Die untere Eleonore Bay Formation stellt eine etwa 9.000 m mächtige Ablagerung von überwiegend klastischem Material dar. In der etwa 4000 m mächtigen, oberen Eleonore Bay Formation kommen neben klastischen Bildungen ebenso häufig chemische Sedimente vor.

In Lyells Land sind nur noch Teile der Eleonore Bay Formation und der Tillit Formation erhalten. Cambro-ordovicische Gesteine konnten wir nirgends feststellen. Die nach lithologischen Gesichtspunkten in drei Serien gespaltete obere Eleonore Bay Formation unterteilen wir in unserem Gebiet, in Anlehnung an die Beschreibungen von EHA (1953) FRÄNKEL (1953a, b) und KATZ (1952a), in Schichtverbände (Schichtgruppen).

Für die Gesteinsbeschreibung sei zu zwei häufig gebrauchten Ausdrücken folgendes festgehalten:

1. Den Ausdruck »Schiefer« oder »schiefrig« gebrauchen wir für diejenigen Gesteine, die eine Druck- oder Bewegungsschieferung zeigen und deren Bewegungsfläche mit der Schichtung des Gesteins zusammenfällt.

2. Die Quarzite, besonders in der oberen Eleonore Bay Formation, zeigen eine sehr einheitliche Korngrösse. Der Korndurchmesser schwankt in den meisten Fällen zwischen 0,2—0,8 mm. So oft wir in der Beschreibung der lithologischen Profile den Ausdruck Quarzit ohne besondere Bemerkung über die Korngrösse anwenden, so handelt es sich stets um Gesteine mit den oben genannten Korndimensionen.

a. Die untere Eleonore Bay Formation.

1. Die Basis Serie — (über 1000—2000 m).

Die Basis Serie tritt in unserem Untersuchungsgebiet nicht zutage.

Den Begriff der Basis Serie hat HALLER (1953) geschaffen für eine rein hypothetische, tiefste Abteilung der Eleonore Bay Formation. Später fand FRÄNKEL (1953b) im nördlichen Scoresby Land Gneise, welche aus Sedimenten hervorgegangen sind, die unter die tiefsten, bisher bekannten sedimentären Gesteinsverbände fallen, und die er in die Basis Serie stellt. Die Mächtigkeit des Gneisverbandes¹⁾, der jedoch nur einen Ausschnitt der gesamten Basis Serie bildet, schätzt FRÄNKEL auf 1000—2000 m.

2. Die Untere Sandig-tonige Serie — (5300 m).

In Lyells Land liegt die Untere Sandig-tonige Serie vollständig im kontaktmetamorphen Bereich. Der Sedimentcharakter dieser Serie ist überall noch deutlich erhalten. Dagegen weisen die Gesteine ausser den makroskopisch wenig veränderten Quarziten durchwegs Mineralneubildungen, hauptsächlich von Tonmineralien, auf. Es kann mit Sicherheit angenommen werden, dass diese kontaktmetamorphen Gesteine aus einer Wechselfolge von tonigen Peliten und Quarziten, d. h. aus klastischen Gesteinen, hervorgegangen sind. Ein durchgehendes Profil dieser Serie konnte in unserem Arbeitsgebiet nicht aufgefunden werden.

Wo wir vereinzelt Teile der Unteren Sandig-tonigen Serie studieren konnten, fiel vor allem die Feinkörnigkeit der vorwiegend plattigen Quarzite auf. Darin unterscheiden sie sich wesentlich von der Hauptmasse der Quarzit-Serie, bei welcher mittlere Korngrößen überwiegen.

3. Die Kalkig-tonige Serie — (ca. 150 m).

Zwischen Andréas Land und Nord Scoresby Land konnte bisher überall in den mächtigen, klastischen Serien der unteren Eleonore Bay Formation eine 100—200 m mächtige Zone beobachtet werden, in welcher karbonatische Gesteine in stärkerem Masse auftreten. Sie ist definitionsgemäss zwischen die Untere Sandig-tonige Serie und die Obere Tonig-sandige Serie eingeschaltet, lässt sich aber gegen beide nicht scharf abgrenzen. FRÄNKEL (1951) schloss diese karbonatreiche Zone in den obersten Teil der Unteren Sandig-tonigen Serie ein. In der neuen Einteilung (FRÄNKEL 1953a, b) wird die Kalkig-tonige Serie als ein selbständiges Glied gewertet, wohl weitgehend deshalb, weil sie für den kartierenden Geologen, besonders im Zentralen Metamorphen Komplex, wo sie von HALLER (1953) »Marmor Serie« genannt wurde, einen wertvollen Leithorizont darstellt. In den Sedimentgebieten am Forsblads

¹⁾ Aus klastischen Ablagerungen hervorgegangen.

Fjord und im Innern des nördlichen Scoresby Land fällt sie im Felde als gelbliche Zone auf.

In unserem Untersuchungsgebiet kommt die Kalkig-tonige Serie nur in mehr oder weniger stark kontaktmetamorpher Form vor.

Sie tritt nur zwischen dem Jelsdalsgletscher und dem obersten Argands Gletscher zutage. Am Forsblads Fjord ist sie durch eine Störung abgeschnitten und nicht beobachtbar. Verstreute, z.T. recht mächtige Karbonatlinsen finden sich auch über und unter der eigentlich Kalkig-tonigen Serie. Vermutlich handelt es sich bei den von NORDENSKJØLD (1907) westlich des Polhems Dal beobachteten Kalken um derartige Bildungen.

Im Innern von Lyells Land fanden wir die Kalkig-tonige Serie sehr schlecht aufgeschlossen, sodass unsere Aufnahmen leider nur wenig zur schärferen Abgrenzung der Serie beitragen können.

Am Jelsdalgletscher liegt unter einem sehr auffälligen, hellen Quarzitkomplex, welcher die Basis der Oberen Tonig-sandigen Serie bildet, eine stark mit Schutt überdeckte Zone. Im Schutt fallen bald die verschiedenen, meist braun, grau oder rotfarbig anwitternden Karbonatgesteine auf.

Es handelt sich um sehr unreine, körnige Dolomite, meist sandige, spätige Kalke und dunkle, schwach kalkige Schiefer.

Auffällig ist die reiche Durchaderung der Gesteine mit karbonatischen Kluftausfüllungen und Siderit-führenden Quarzgängen.

Im Sommer 1954 hatte der Verfasser Gelegenheit, im N-Scoresby Land, nördlich des unteren Vikingegletschers auf Kote ca. 900 m ein besser aufgeschlossenes Profil durch die Kalkig-tonige Serie zu sehen. Es zeigte sehr ähnliche Gesteine wie in Lyells Land, aber weniger kontaktmetamorph.

Über dunkeln, geschichteten Quarziten und Peliten, mit vereinzelt Linsen von Karbonaten der Unteren Sandig-tonigen Serie, setzt mit unscharfem Übergang eine Wechselfolge von rostig und braun anwitternden, sandig-tonigen Kalken, Dolomiten und tonigen Peliten ein.

Auch auf Distanz tritt der Übergang nicht hervor. Aus der Nähe fallen darin die karbonatischen Gesteine in erster Linie durch die löcherige Anwitterung auf.

Die typische, auch von FRÄNKL (1953b) erwähnte, ockerfarbige Anwitterung der Karbonate, welche die Kalkig-tonige Serie zu einem gut sichtbaren Leithorizont macht, fanden wir erst in höheren Niveaus vor. Sehr deutlich wird sie in den dunkeln, tonigen und sandigen, feingeschichteten Kalken im oberen Teil der Serie. Dieser wird von den hellen Basisquarziten der Oberen Tonig-sandigen Serie überlagert, die wir bereits aus Lyells Land erwähnt haben. Dass hier die auffällige helle Anwitterung der Kalkig-tonigen Serie stark zurücktritt, hängt vielleicht mit der verstärkten Kontaktmetamorphose zusammen.

4. Die Obere Tonig-sandige Serie — (ca. 1200 m).

Die Obere Tonig-sandige Serie kommt als Sediment im nördlichen Andréas Land, in der Petermann Region, in Lyells Land und im Nord-Scoresby Land vor. In der Form von Gneisen baut sie grosse Teile des Zentralen Metamorphen Komplexes auf.

In Lyells Land liegt über der Kalkig-tonigen Serie eine ca. 1200 m mächtige Folge von mehr oder weniger tonigen Quarziten und Peliten. Ganz untergeordnet trifft man in einigen Horizonten Karbonatgesteine an.

Am Kempes Fjord sind nur die obersten 2—300 m der Oberen Tonig-sandigen Serie aufgeschlossen. Vollständige Profile finden wir südlich des oberen Argands Gletschers.

Die Obere Tonig-sandige Serie lässt sich für Lyells Land grob in helle und dunkle Zonen gliedern, die aber Mächtigkeitschwankungen zeigen.

Im Detail stellen wir rasche Wechsel im lithologischen Aufbau fest, die sich über kurze Distanzen vollziehen können. Meist handelt es sich um Ablösung von quarzitischer durch tonige Ausbildung.

Am Forsblads Fjord (vgl. Fig. 30, S. 138) wurde das folgende, in Fig. 3 dargestellte Profil aufgenommen. Die Obere Tonig-sandige Serie beginnt mit einem etwa 100 m mächtigen, hellen Quarzitkomplex, der am Forsblads Fjord durch eine Störung reduziert ist. Wir können hier nur den obersten Teil dieser Quarzite beobachten.

a. Helle Basiszone:

Rostig und gelb anwitternder, pyritführender, weisser Quarzit. Darüber gelbgraue, bankige Quarzite mit Lagen von dichtem, bläulich-grauem, rostig anwitterndem Quarzit. Gegen oben Übergang zu tonigen Quarziten.

b. Vorwiegend dunkelgraue, fein braun punktierte, quarzitische Tonschiefer, stellenweise phyllitisch verfälscht.

Im Schliff erscheint eine feine Wechsellagerung von dunklem, tonigem Material und sehr feinen Quarzkörnern. Unregelmässig sind gröbere Quarzkörner und Erz eingestreut. Eigentliches »graded bedding« wurde nicht festgestellt.

Daneben dunkle, feinkörnige, plattig brechende Quarzite.

c. Helles Quarzitband mit rostig anwitternden Linsen von Dolomit.

Dunkelgraue, feingeschichtete, tonige Schiefer mit einigen Horizonten von grünlich grauem, feinkörnigem Quarzit. Dieser wittert in feinen Schmitzen dunkelbraun porös an.

Hier zeigt das Schliffbild undulös auslöschende, lappige Quarzkörner

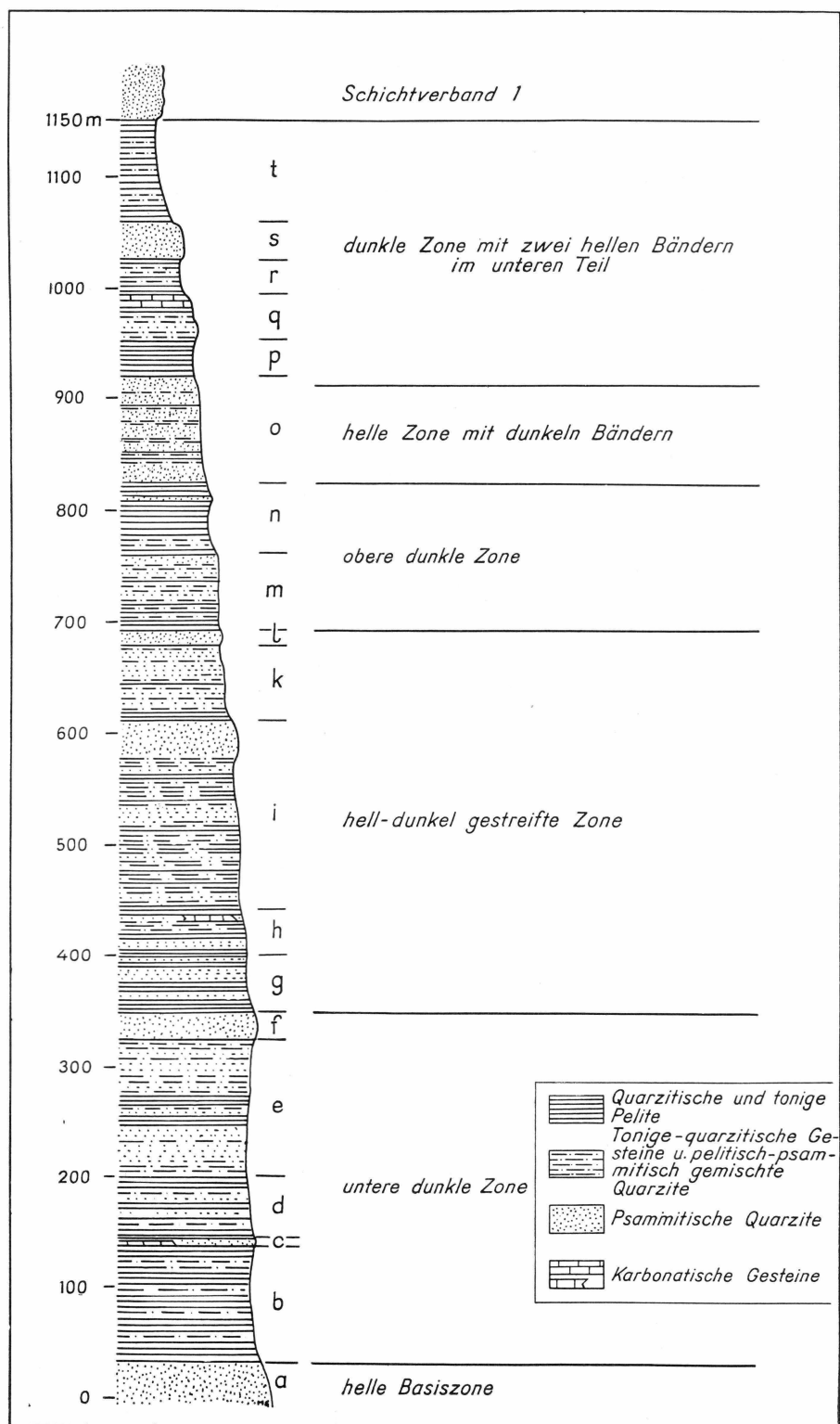


Fig. 3. Die Obere Tonig-sandige Serie am Forsblads Fjord.

und untergeordnet Oligoklas Körner (ca. 80 %). Der Zement (ca. 20 %) besteht vorwiegend aus zwickelfüllendem Karbonat, das in Nestern mit grobkristallinem Zentrum angereichert sein kann. Daneben ganz vereinzelt neugebildete Chloritleisten (Pennin).

- e. Vorwiegend graue, meist bräunlich anwitternde, mehr oder weniger tonig gestreifte Quarzite mit Bändern von intensiv gelb und orange anwitternden schwarzen, feinschichtigen Tonschiefern. In den Quarziten kommen Lagen mit größeren Körnern von 1—2 mm Durchmesser vor. Fleckenweise zeigen sie karbonatisches Bindemittel und dann eine sehr poröse Anwitterung.

Dieser karbonatisch verkittete, grobkörnige Quarzit zeigt folgendes Schliffbild:

Undulös auslöschende, gut gerundete Quarzkörner, z.T. mit Rupturen, ca. 60 %, Quarzkörner mit Pflasterstruktur, ca. 10 %, Körner von einem Oligoklas mittlerer Zusammensetzung, 2 %.

Der Zement, ca. 25 %, besteht etwa zur Hälfte aus z.T. feinkristallinem, zwischen die Körner gepresstem Kalzit und im Übrigen aus feinen Quarzsplittern.

Chlorit (Pennin) mit typischer berlinerblauen Interferenzfarbe kommt als Schuppen oder als feine Rosetten vor, ca. 3 %.

- f. Gut geschichtete, zähe, graugrüne Quarzite, lagenweise mit braunen karbonatischen Tupfen.
- g. Wechselfolge von schwarzen, rostig anwitternden, plattigen Tonen mit bräunlich grauem, hell anwitterndem fein- bis mittelkörnigem Quarzit.
- h. Grüngraue Quarzite und dunkle Tonschiefer. In den Quarziten kommen bis 3 m mächtige, braun anwitternde Karbonatlinsen vor.
- i. Grünliche, unreine Quarzite, z.T. helle Bänke bildend, stark tonige, dunkle Quarzite und feingestreifte, plattige Tonschiefer. Im Schliff fällt die grosse Zahl von sehr gut gerundeten Körnern auf. Zu ca. 80 % bestehen sie aus Quarz. Ca. 15 % sind Feldspäte: Albit bis Albit-Oligoklas, Perthit und Mikroklin. Dazwischen erkennt man chloritisches, karbonatisches und feinquarzitische Bindemittel. Den obersten Abschnitt bilden gut gebankte, olivgrüne, grüngrau anwitternde Quarzite.
- k. Die Hauptmasse bilden tonige, feinkörnige Quarzite, in denen das Tonmaterial meist ca. 0,5 mm dicke, unregelmässige Schnüre im Abstand von 2—5 mm bildet. Dazwischen liegen unscharf abtrennbare Zonen mit stark tonigen Peliten.

- l. Heller, grünlichgrauer Quarzit, ein helles Band bildend.
- m. An der Basis dunkle, splittrig brechende, plattige Tonschiefer. Darüber Wechsellagerung von quarzitischen, plattig-schiefrigen, glimmerreichen Tonen und schlecht gebankten, rostig- und rötlich anwitternden, feinkörnigen, grauen Quarziten.
- n. Rostig und beige anwitternde, dunkle, plattig brechende Tonschiefer mit einem rötlich und rostig anwitternden, pyritführenden Quarzitband.
- o. Zonenweise schwach tonige, z.T. sericitische, bräunliche und grünliche Quarzite mit vorwiegend heller Anwitterungsfarbe. Im obersten Teil intensiv rot anwitternder, feinkörniger Quarzit. Etwa 20 % der im allgemeinen schlecht gerundeten Körner bestehen aus Feldspäten, hauptsächlich Mikroklin und Perthit.
- p. Ockerfarben anwitternde, plattige Tonschiefer.
- q. Helle, quarzitisch-tonig gemischte Zone, nach oben übergehend in grünlich-grauen, schwach rostig anwitternden, spätigen Kalk und Dolomit. Der Abschnitt q. bildet ein helleres Band zwischen den dunklen Zonen r. und p.
- r. grau anwitternde, dünnsschichtige, z.T. quarzitisches Tonschiefer.
- s. Heller, zäher Quarzit, ein auffällig helles Band bildend.
- t. Grünlichgraue und grüne, plattige Tone. Das Gestein zeigt im Schriff eine unebene Verteilung von feinem, grünlich-grauen Tonmaterial mit kleinen Quarzsplittern und Zonen mit etwas gröberen Quarzkörnern. Diese dringen auf Rissen in die tonigen Zonen ein. Darüber folgen mit scharfer Grenze die weissen Quarzite der Basis von Schichtverband 1.

Am Kempes Fjord stehen an Stelle der auffälligen, grüngrauen Tone im obersten Abschnitt der Serie, dunkle, grau- und rostig anwitternde, tonige Quarzite. Diesen Typ finden wir nach der Beschreibung von FRÄNKEL (1953a, b) auch in Andrées Land und im nördlichen Scoresby Land.

Vergleichen wir unser gesamtes Profil mit den entsprechenden Gesteinen am Nunatakgletscher (N-Andrées Land) (vgl. HALLER 1953, S. 40), so fällt in Lyells Land die stärkere tonige Ausbildung im oberen Teil der Serie auf, während die Mächtigkeiten ungefähr gleich bleiben.

Im W, in der Petermann Region, stellten WENK und HALLER (1953) eine der Oberen Tonig-sandigen Serie der Fjordzone entsprechende, ähn-

lich ausgebildete Ablagerungsfolge von 3200 m Mächtigkeit fest. Mit einer eingehenden Darstellung der Fazies- und Mächtigkeitswechsel der Oberen Tonig-sandigen Serie befasste sich HALLER (1953 und 1955).

b. Obere Eleonore Bay Formation.

1. Quarzit-Serie.

Die Quarzit-Serie umfasst die Schichtverbände 1—6. Für die Kartierung unterschieden wir im Anschluss an EHA, FRÄNKEL und KATZ eine untere Quarzit-Serie mit den Schichtverbänden 1—3 und eine obere Quarzit-Serie mit den Schichtverbänden 4—6. HALLER dagegen trennt in den metamorphen Äquivalenten der Quarzit-Serie einen unteren, überwiegend quarzitären Teil, welcher den Schichtverbänden 1—2 entspricht, und einen oberen, überwiegend tonigen Teil, in den die Schichtverbände 3—6 fallen. Wir haben deshalb auf den geologischen Karten (Pl. 1 und Pl. 3) diese Grenze zwischen Sch. 2 und Sch. 3 ebenfalls eingetragen, um die vergleichende Profilkonstruktion zwischen ZMK und Sedimentgebiet zu erleichtern.

In Fig. 4 wird eine lithologische Darstellung der Quarzit-Serie am Kap Alfred gegeben. Die fortlaufende Nummerierung von Gesteinszonen dient zur Erleichterung der Beschreibung. Sie soll auf keinen Fall als definitive Unterteilung der Quarzit-Serie aufgefasst werden.

Die untere Quarzit-Serie.

Schichtverband 1 (ca. 800 m).

Sch. 1 zerfällt in Lyells Land in einen 4—500 m mächtigen, unteren, quarzitären Teil und einen 3—400 m mächtigen, oberen, quarzitär-tonigen Teil.

Er zieht als eine gegen W ansteigende, N—S-streichende Platte vom Kap Alfred nach S bis an den Forsblads Fjord. Überall bildet der helle, harte, untere Teil des Schichtverbandes einen sehr auffälligen Horizont über den dunkeln, liegenden Serien.

Der obere Teil von Sch. 1 tritt an einigen Stellen im Kern einer unmittelbar westlich des Polhems Dal nach S verlaufenden Wölbungszone zutage.

Am Kap Alfred zeigt Sch. 1 folgenden Aufbau (vgl. Fig. 4):

1. An der Basis fällt ein ca. 20 m mächtiges, helles Band auf. Es handelt sich um weisse, z.T. feinkörnige, meist grobbankige Quarzite. Im untersten Abschnitt sind sie plattig ausgebildet und zeigen eine rostige Anwitterung. Unregelmässig eingesprengt sind Pyritwürfel bis zu 1 cm Kantenlänge.

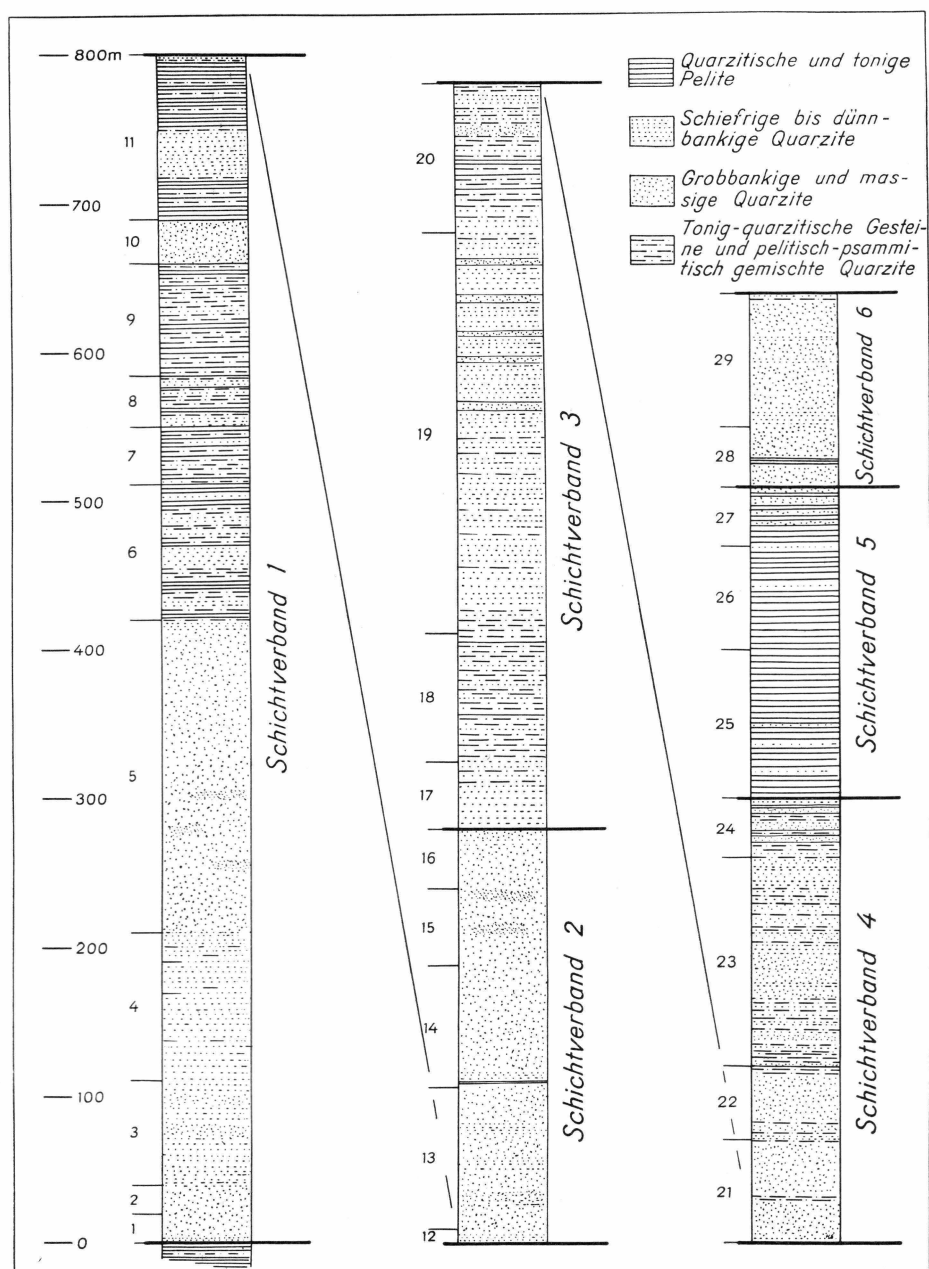


Fig. 4. Lithologische Darstellung der Quarzit-Serie am Kap Alfred.

2. Gebankte, z. T. dichte, grünliche Quarzite.
3. Unregelmässige Wechsellagerung von bräunlichen und grauen, sich sandig anführenden Quarziten mit oft schaliger Abwitterung und massigen, hellen Quarziten. Im obersten Teil schiefriger Quarzit mit einigen kleinen, rostig herauswitternden Karbonat-Linsen.
4. Gebankte und geschichtete, hellgraue Quarzite mit meist brauner Anwitterungsrinde, unregelmässige, dünne Phyllitbänder und -schmitzen bedingen oft die morphologisch stark hervortretende Bankung. Wo unzusammenhängende Tonhäute in den Quarziten auftreten, zeigen diese eine löcherige, rauhe Anwitterung.
5. Gelblichgraue und violette, grobgebankte Quarzite mit oft intensiver rostiger Anwitterungsfarbe. In diesem Abschnitt sind kreuzgeschichtete Partien und Rippelmarken sehr verbreitet. Im obersten Teil violette Quarzite mit schiefriger Textur.
6. Wechsellagerung von meist rostig anwitternden, grauen Tupfenquarziten (Quarzite mit unregelmässig verteilten, rostigen oder rötlichen Tupfen von 0,1—8 mm Durchmesser) und grauen, meist mehr oder weniger quarzitischem Tonschiefern.
In einzelnen Horizonten kommt toniges und quarzitisches Material in feiner Wechsellagerung vor.
7. Dunkle Tonschiefer, oft fein rostig getupft. Stellenweise zeigt sich eine unregelmässige, knotige Vermengung mit grauem, sandigem Quarzit.
8. Quarzitischer Tonschiefer in Wechsellagerung mit bräunlich anwitternden Tupfenquarziten.
9. Dunkelgraue Zone mit sandigen Tonschiefern. Dazwischen plattig brechende, schiefrige Quarzite, oft mit schuppiger Abwitterung.
Wo eine Wechsellagerung von tonigem und quarzitischem Material auftritt, zeigen die tonigen Partien zwischen den härteren Platten eine Schrägschieferung.
10. Grobbankige, graue Tupfenquarzite.
11. Rostig anwitternde, plattige Tonschiefer getrennt durch gelb-grün gebänderte, meist schiefrige Quarzite mit grünlichen Schichtfugen.

Als ein sehr typisches Gestein für den oberen Sch. 1 sind in unserem Untersuchungsgebiet die eigenartigen Tupfenquarzite verbreitet. Die meist rostigen oder rötlichen Tupfen können als Rostflecken um Erzkörner (Pyrit) entstehen. Sie erscheinen dann nur in der Anwitterungsrinde. Häufig erwiesen sich aber auch solche Tupfen als mehr oder weniger karbonathaltig. Sie sind dann schon im frischen Anschlag zu

sehen. Im stark kontaktmetamorphen Bereich konnten wir verschiedentlich feststellen, dass derartige karbonathaltige Tupfen mit Granatneubildungen verknüpft sind.

Im Südteil unseres Gebietes treten im oberen Sch. 1 untergeordnet auch rötlich und grünlich gefärbte, splittrig brechende, plattige Tone auf.

Vergleichen wir unser Profil vom Kap Alfred mit der Ausbildung von Sch. 1 in weiter nördlich oder weiter südlich liegenden Gebieten, z. B. mit Andréas Land und Nord Scoresby Land, so stellen wir durchgehend die Trennung in einen quarzitischen, unteren und einen quarzitisch-tonigen, oberen Teil von Sch. 1 fest. Überall tritt auch das ca. 20 m mächtige, helle Basisband auf. Die Gesamtmächtigkeit variiert nicht sehr stark. Dagegen tritt gegen das Nord Scoresby Land hin langsam eine Mächtigkeitsverringerung des unteren, quarzitischen Teiles auf Kosten von stärker tonigeren Gesteinen hervor (vgl. Fig. 27, S. 121, und FRÄNKEL 1953b, Fig. 3).

Im Westen, in der Petermann Serie, entspricht unserem Sch. 1 eine ebenfalls mit einem hellen Basisband beginnende, stark quarzitische Serie von wahrscheinlich grösserer Mächtigkeit (vgl. WENK und HALLER 1953).

Schichtverband 2 — (280 m).

Schichtverband 2 bildet am Kap Alfred eine fast reine Quarzitfolge. Aus einiger Distanz fällt nach Farbunterschied und Struktur eine grobe Dreiteilung des hellen Schichtverbandes auf.

Von unten nach oben unterscheiden wir folgende Partien:

- a. hellgrau erscheinende, massige und unregelmässig gebankte Partie — ca. 180 m
- b. gelbliche, rostig gebänderte, gut gebankte Partie — ca. 60 m
- c. rosa anwitternde, fein weiss gestreifte, massig gebankte Partie — ca. 40 m.

Diese, rein durch die Verwitterung bedingte, Dreiteilung lässt sich bei einer lithologischen Untersuchung nicht aufrecht erhalten. Es zeigt sich dann vielmehr folgende Unterteilung (Fig. 4):

12. Über einem gering mächtigen Abschnitt von grüngrauen, plattigen Quarziten des obersten Sch. 1 setzen scharf helle, bräunliche Quarzite ein. Die untersten 2 m sind stark pyritführend und zeigen eine intensive rostige Anwitterung.
13. Sie gehen über in ca. 20 m stark geklüftete, gleiche Quarzite mit stark grün anwitternden Bankungsfugen und dünnen Einschäl-

tungen von dunkelgrünen, schuppig herauswitternden Quarziten. Diese zeigen u. d. M. ein Gemisch von eckigen, pelitischen und gut gerundeten, 0,4—0,9 mm grossen Quarzkörnern. Der Zement (ca. 25 %) besteht vorwiegend aus Chlorit mit einigen Sericitschüppchen.

Darüber folgen bräunliche, meist plattige oder schiefrige Quarzite.

14. Helle, z. T. violett getönte Quarzite mit schwacher Kreuzschichtung und meist sehr grober Bankung. Im untersten Abschnitt tritt ein ca. 50 cm mächtiges, stark gepresstes, talkiges Schieferband auf. Unmittelbar darüber ca. 5 m dünnplattige, dunkelviolette Quarzite mit Trockenrissplatten.
15. Hellgraue, bis schwach violette, gut gebankte Quarzite (Bänke 1—2 m mächtig) mit ausgeprägter Kreuzschichtung. Auffallend sind im unteren Teil die intensiv rostig anwitternden Schichtfugen.
16. Mit unscharfem Übergang setzen dicht erscheinende, splittrig brechende, weisse Quarzite ein. Dazwischen grau-grüne, tektonisch deformierte, schiefrige Quarzitlagen. Bankung ähnlich wie bei 15 aber weniger hervortretend. In der Anwitterung erscheinen in einigen Horizonten ca. 25 cm lange, linsenförmige, schräg zur Schichtung stehende Quarzitkörper.

Gehen wir von Kap Alfred aus vorerst gegen N, so unterscheidet sich (nach EHA 1953) der Sch. 2 auf Suess Land und Ymers Ø von unserem Profil durch Einschaltungen von tonigen Zwischenlagen im oberen Teil, während sich im unteren Abschnitt keine wesentlichen Änderungen ergeben.

Besser ist unser Profil mit der sog. »südlichen Fazies« von Andréas Land (FRÄNKL 1953a) zu vergleichen. Dagegen bleiben unsere Werte für Korndurchmesser, die im Mittel zwischen 0,25 und 0,8 liegen, unter den von FRÄNKL gegebenen Werten zurück. Sie sind aber höher als die, welche KATZ (1952) für den ebenfalls durchgehend quarzitischen Sch. 2 in Strindbergs Land gibt. Er nennt als mittleren Korndurchmesser 0,1—0,15 mm.

Im Inneren und südlichen Lyells Land bildet Sch. 2 eine überwiegend rötlich anwitternde Quarzitfolge.

In den untersten 30 m erscheinen bis zum Segelsällskapets Fjord immer häufiger Einschaltungen von tonigen und schiefrigen Quarziten.

Im Nord-Scoresby Land treten ca. 30 m feinschichtige, rostig anwitternde Quarzite erst über einem ca. 20 m mächtigen Basisquarzit auf. Die Hauptmasse wird aber von denselben hellen und rosafarbenen Quarziten gebildet, wie im südlichen Lyells Land.

Schichtverband 3 — (ca. 500 m).

Sch. 3 bildet in Lyells Land eine mächtige, dunkelfarbige, quarzitisches Gesteinsfolge. Dies fällt am deutlichsten im südlichen Polhems Dal auf, wo Sch. 3 besonders auf der W-Seite des Tales die eintönigen, dunkeln, meist stark überschütteten Hänge bildet.

Wir erkennen auch in unserem Gebiet die grobe Unterteilung von Sch. 3, welche FRÄNKEL (1953a) und KATZ (1952) in Andréas Land und Strindbergs Land verwendet haben:

- Obere Schiefer-Zone (in der folgenden Beschreibung Nr. 20)
- Bänder-Zone (19)
- Untere Schiefer-Zone (18)
- Basis-Zone (17)

Während die Mächtigkeiten dieser Zonen in Andréas Land nur wenig von unseren Werten abweichen, zeigen sich verschiedene Abweichungen im lithologischen Aufbau. FRÄNKEL (1953a) weist auf die wichtigsten Unterschiede in der Ausbildung von Sch. 3 zwischen Andréas Land und Strindbergs Land hin. Vergleichen wir jene Profile generell mit denen der Kap Alfred-Region, so scheint hier mehr quarzitisches Material am Aufbau beteiligt zu sein, als in den nördlichen Gebieten.

Das in Fig. 4 dargestellte, lithologische Profil von Sch. 3 zeigt folgende Gesteine:

17. (Basiszone, 45 m).

Über den hellen Quarziten von Sch. 2 folgen in einer weicheren Zone ca. 45 m plattige bis schwach schiefrige, grünlichgraue, meist olivgrün anwitternde Quarzite. Eingeschaltet sind einige unregelmässige Bänder von hellem, schwach getupftem Quarzit. Im oberen Teil finden wir grünliche, feinkörnige, fein tonig gestreifte Quarzite, welche zur unteren Schieferzone überleiten. Ein graugrüner, fein gestreifter, feinkörniger Quarzit aus dem obersten Abschnitt zeigt u. d. M.

- ca. 60 % schlecht gerundete undulös auslöschende Quarzkörner,
d = meist um ca. 0,1 mm;
- ca. 1 % Albit- bis Oligoklaskörner mit denselben Dimensionen;
- ca. 39 % entfallen auf tonigen, sehr feinen Mörtelquarz, Glimmerschuppen und einige feine Erzkörner.

18. (Untere Schiefer-Zone, 85 m).

Dunkle, quarzitisches Tonschiefer mit unregelmässigen, rostig anwitternden Schichtfugen, gegen oben feinplattig werdend, dann übergehend zu schiefrigen und plattigen, grauen Quarziten.

19. (Bänder-Zone, 270 m).

Die unteren 140 m bilden einen einheitlich gebankten, grauweissen Abschnitt mit grauen, grünlich-grauen und bräunlichen Quarziten. Dazwischen dünne Bänder von tonigen Quarziten. Im obersten Abschnitt überwiegen plattige, unreine Quarzite.

Darüber folgt die 130 m mächtige, eigentlich gebänderte Zone. Sie kann in drei Teile getrennt werden:

Unterer Teil: schiefrige, grünlich-graue Quarzite mit massigen, 1—6 m mächtigen, hellen Bänken von grünlichen oder weissen Quarziten.

Mittlerer Teil: grau anwitternde, schwach violette, schiefrige Quarzite mit massigen, hellen Bänken.

Oberer Teil: plattige, graue Quarzite, übergehend in schiefrige, tonige Quarzite. Auch in diesem Teil liegen einige helle Quarzitbänder.

20. (Obere Schiefer-Zone, 100 m).

Vorwiegend dunkelgraue, feinschichtige, tonige Quarzite, oft mit Trockenrisszonen. Im unteren Teil treten Bänke von zähem, violettem Quarzit auf. In die obersten 30 m, welche schon eng an Sch. 4 anschliessen, sind grünliche Quarzite mit Kreuzschichtung, sowie helle Tuffenquarzite eingeschaltet.

Gehen wir in den südlichen Teil von Lyells Land, so fallen am Berzelius Bjerg in der oberen Schieferzone, welche überall den stärksten Tongehalt zeigt, rote und grüne, glimmerreiche, feinsandige Tonschiefer auf.

Auf ähnliche, regionale Einschaltungen von bunten, tonigen Gesteinen im südlichen Abschnitt von Lyells Land haben wir bereits in der Oberen Tonig-sandigen Serie und im oberen Sch. 1 hingewiesen.

Was Sch. 3 anbetrifft, können wir eine schwache bunte Ausbildung des obersten Abschnittes aber auch schon im Antiklinalkern östlich des Rytterknægten am Narhvalsund erkennen.

Die obere Quarzit-Serie.

Schichtverband 4 — (ca. 300 m.)

Für Schichtverband 4 ist in der ganzen Fjordzone eine Zweiteilung in eine untere, überwiegend quarzitische, und eine obere, quarzitisch-tonige Partie typisch. An verschiedenen Orten lässt sich Sch. 4 nur unscharf vom hangenden Sch. 5 abtrennen. Sie sind meist durch eine breite Übergangszone verbunden, in der die typischen roten Glimmer-

quarzite des Sch. 5 neben den für Sch. 4 charakteristischen Quarzit-Gesteinen vorkommen.

In Lyells Land kann der untere Teil von Sch. 4 verschieden ausgebildet sein. Während wir am Kap Alfred und im Narhvalsund ein ca. 60 m mächtiges Doppelband von weissen, gelblich anwitternden Quarziten finden, zeigen sich im Gebiet der Sandertoppene drei scharf getrennte Bänder mit rötlichem Quarzit. Im Südteil des Gebietes besteht die untere Hälfte von Sch. 4 aus einer nur schwer unterteilbaren, hellen, gebänderten Masse von weissem und gelbem Quarzit.

Am Kap Alfred zeigt Sch. 4 folgende Ausbildung (vgl. Fig. 4):

21. Massiger, gelblich anwitternder, weisser Quarzit. An der Basis ist ein ca. 5 m mächtiger Abschnitt schiefrig ausgebildet. Die weissen Quarzite werden durch ein 4 m mächtiges Band von dünnplattigen, stark rostig anwitternden, grauen Quarzitschiefern in zwei ca. 30 m mächtige Teile getrennt.
22. Über ca. 6 m schwach quarzitisches, schwarzen, rostig anwitternden Tonschiefern folgen grobbankige, helle Quarzite, die nach oben in grüne Quarzite übergehen.
Den obersten Abschnitt bilden dunkle, feinquarzitisch gestreifte Tonschiefer.
23. In diesem ca. 140 m mächtigen Teil tritt eine unregelmässige Wechsellagerung von graugrünen, dünnplattigen Quarziten, sowie Bänken von hellem, meist grauem Quarzit und grauen, tonigen Quarzitschiefern auf. Die ungefähre Verteilung geht aus der Figur hervor.
24. Zwischen rötlichen und grünlich-grauen Quarziten erscheinen neben grauen Quarzitschiefern die roten und grünen, z.T. etwas stärker tonigen Quarzite, welche zu Sch. 5 überleiten.

Schichtverband 5 — (ca. 210 m).

Auf Distanz erscheint Sch. 5 in unserem Untersuchungsgebiet überall als eine weinrote Zone mit einigen feinen, hellen Bändern.

Am Kap Alfred wurde die Grenze gegen den liegenden Sch. 4 dort gezogen, wo die Quarzite dieses Schichtverbandes zurücktreten und die weinroten, plattigen und schiefrigen, quarzitischen Gesteine von Sch. 5 zu überwiegen beginnen. Unregelmässige, meist geringmächtige Einschaltungen von mittelkörnigen Quarziten finden wir durch den ganzen Schichtverband 5 hindurch.

Wir können folgende 3 Zonen unterscheiden (vgl. Fig. 4):

25. Bis etwa 100 m über der Basis kommen fast ausschliesslich weinrote, oft dunkelrostrot und braun anwitternde, feinplattige, bis

schiefrige, pelitische Quarzite vor. Auf den Schichtflächen tritt häufig Sericit auf.

Im Schliff erscheint durchwegs reichlich feinverteiltes Erz, das wahrscheinlich die Färbung bedingt.

Einzelne, unregelmässige Partien derselben Gesteine sind grün gefärbt. Oft laufen die Farbgrenzen über kurze Strecken schräg zur Schichtung, was auf eine sekundäre Verfärbung hinweist.

KATZ (1952, S. 60) erwähnt dasselbe aus Strindbergs Land und setzt sich mit diesem Problem auseinander.

Daneben kommen in diesem unteren Teil dünne Bänklein von meist olivgrünem Quarzit vor. Ca. 45 m über der Basis fällt eine 2 m mächtige Bank dieses Gesteins auf.

26. Ca. 70 m vorwiegend grüne, plattige Quarzite. In den Peliten kommen häufig sehr dünne, fein- bis mittelkörnige Quarzkorn-Lagen vor. Das Erz tritt gegenüber dem liegenden roten Abschnitt zurück, dafür erscheint etwas reichlicher Chlorit. Die grüne Farbe ist durchgehend vorhanden und scheint primär mit dem Gestein verknüpft zu sein. Wo rote Pelit-Quarzite vorkommen, handelt es sich um eine scharf getrennte Wechsellagerung. Daneben dünne, hell anwitternde Bänke von grünlichen Quarziten.
27. Ca. 40 m. Die oben beschriebenen Gesteine liegen zwischen massigen Bänken von z.T. leuchtend grünem Quarzit.

Schichtverband 6 — (120—130 m).

Wir konnten in Lyells Land drei gut aufgeschlossene Profile von Sch. 6 aufnehmen und miteinander vergleichen:

1. Kap Alfred (Fig. 4).

Sch. 6 lässt sich scharf in eine helle Basiszone und eine hangende, gleichmässig gebankte rötliche Abteilung trennen:

28. Das ca. 40 m mächtige, helle Basisband wird gebildet durch weisse und schwach grünliche Quarzite. Es wird zweigeteilt durch 9 m rostig und grau anwitternde, feinkörnige, schwach tonige Quarzitschiefer.

Darin erkennt man u. d. M. ca. 60 % meist schlecht gerundete Quarzkörner, deren Durchmesser unter 0,2 mm bleibt. Psammische Quarzkörner bilden ca. 10—20 %. Das Bindemittel besteht aus Chlorit, Sericit, Karbonat und dunkler mikroskopisch nicht mehr auflösbarer »Tonsubstanz« (ca. 10 %).

29. Gleichmässig, massig gebankte, rotviolette Quarzite. Einige schmale Zonen sind dünnbankig oder schiefrig ausgebildet.

Vereinzelte kommen makroskopisch erkennbare, rote und grüne Tonhüte vor. U. d. M. zeigt das Gestein gut gerundete, undulös auslöschende Quarzkörner, deren mittlere Korndurchmesser zwischen 0,3 und 0,5 mm liegen¹⁾. Nicht sehr häufig innerhalb dieser Grössengruppe sind kleine, weitgehend sericitisierte und chloritisierte Plagioklaskörner.

Die Quarzkörner werden z.T. mörtelartig von pelitischen Quarztrümmern umgeben. Solche können auch in Lagen und Nestern angereichert sein. Dieser pelitische Quarzanteil, dessen volumenmässige Verteilung aus Fig. 5 hervorgeht, ist durchwegs vermischt mit Sericitischüppchen, Chlorit und kryptokristallinem Sericitgefüge. Nie fehlt wolzig verteiltes, sehr feines Erz (Hämatit), das wahrscheinlich die intensive Färbung des Gesteins bedingt. Gegen oben schliesst Sch. 6 mit einigen Bänken von hellem, z.T. grünlichem Quarzit ab.

2. Ein zweites Profil wurde 4 km NW von Kap Dufva am äusseren Narhvalsund aufgenommen. Die Mächtigkeit von Sch. 6 beträgt hier 120 m.

Im unteren Teil liegen 30 m weisse, gelblich anwitternde und hellgrau-grüne Quarzite. Eine Gliederung dieses basalen Teils ist kaum möglich. Er wird überlagert von 10 m roten und grünen, leicht schiefrigen Quarziten.

Darüber folgen 80 m Quarzite, die vorwiegend grünlich gefärbt sind. Einige violette Zonen erinnern an Sch. 6 am Kap Alfred. Ziemlich gleichmässig auf diesen obersten Teil des Profils verteilt, kommen vier schiefrig ausgebildete Abschnitte von je 5—10 m Mächtigkeit vor.

U. d. M. zeigen die Quarzite ca. 90 % undulös auslöschende, relativ gut gerundete Quarzkörner von 0,3 bis 0,5 mm Durchmesser. Im Mittel treten 8—10 %, ebenfalls psammitische, stark sericitisierte Plagioklaskörner auf, die, wahrscheinlich durch einen diagenetischen Prozess, zwei Arten der Umwandlung zeigen:

1. Eine Chloritisierung. Es entstehen meist in engerem Kontakt mit dem tonigen, filzigen Teil des Bindemittels Chloritschuppen, oft mit dunklem, erzreichem Rand.

2. Eine Saussuritisierung, durch welche kleine Epidotindividuen entstehen.

Das nicht sehr häufige, feine Erz ist hauptsächlich an die Chlorit- und Epidotnester gebunden.

¹⁾ Eine einzige Probe zeigt den Wert 0,8 mm.

Die pelitischen Quarzaggregate treten gegenüber dem Profil von Kap Alfred stark zurück. Auch zeigen die psammitischen Quarzkörner eine engere Packung. Meist lässt sich der Zement nur in Zwickeln erkennen. Das Tonmaterial, das makroskopisch als vereinzelte, rote und grüne Häute im Gestein auftritt, erscheint im Schliff als graubrauner Glimmerfilz.

3. Das dritte Profil wurde am mittleren Berzelius Bjerg, wo Sch. 6 in den Segelsällskapets Fjord taucht, aufgenommen. Die Mächtigkeit beträgt hier ca. 120 m. Aus Distanz erscheint Sch. 6 am Berzelius Bjerg als grob in 3—4 hellere und dunklere Bänder geteilt. Im Wesentlichen fällt damit eine grobe Wechsellagerung von grünlich getönten mit weissen Quarziten zusammen. Im Profil tritt in den massigen und grobbankigen Quarziten verschiedentlich eine schwache tonige Verunreinigung oder eine feine rostige Punktierung auf. Beides ist aber nicht an durchgehende Horizonte gebunden und bedingt keine auf Distanz wirkende Färbung des Gesteins. Eine Ausnahme macht eine ca. 15 m über der Basis auftretende, 10 cm mächtige, dunkle Einschaltung von tonigen, schiefrigen Quarziten.

Die Hauptmasse der Quarzite am mittleren Berzelius Bjerg schliesst eng an die Ausbildung von Sch. 6 am Kap Dufva an. Die Packung der Quarzkörner, deren mittlere Durchmesser zwischen 0,3 und 0,5 mm liegen, ist durchwegs sehr dicht. Pelitische Quarztrümmer treten selten auf. Sehr auffällig ist auch hier wiederum die u. d. M. beobachtete Chloritisierung und Saussuritisierung von Plagioklasfragmenten, welche für die grünliche Färbung entscheidend sein dürfte.

Die Resultate der Dünnschliffbeobachtungen von Gesteinen des Sch. 6 am Kap Alfred, am Kap Dufva und am mittleren Berzelius Bjerg sind in der bereits erwähnten Fig. 5 zusammengestellt.

Die drei Profile schliessen ein Dreieck ein mit den Kantenlängen:

Kap Alfred—Kap Dufva	28 km
Kap Dufva—Berzelius Bjerg.....	27 km
Kap Alfred—Berzelius Bjerg.....	46 km

Wie Fig. 5 zeigt, ändert die Quarzkorngrösse im psammitischen Bereich in keiner der genannten Richtung merklich. Dagegen schwankt der Anteil an pelitischem Material. Am Kap Alfred ist er am grössten.

Für Kap Dufva und den Berzelius Bjerg sind umgewandelte Plagioklasse, die am Kap Alfred seltener sind, typisch. Im Kap Alfred-Profil stellen wir häufig eine ziemlich gleichmässige Zunahme der Korngrössen vom pelitischen zum psammitischen Bereich fest. In einigen Schliffen fällt deutlich ein Mangel an Körnern im Grössenintervall von ca. 0,05

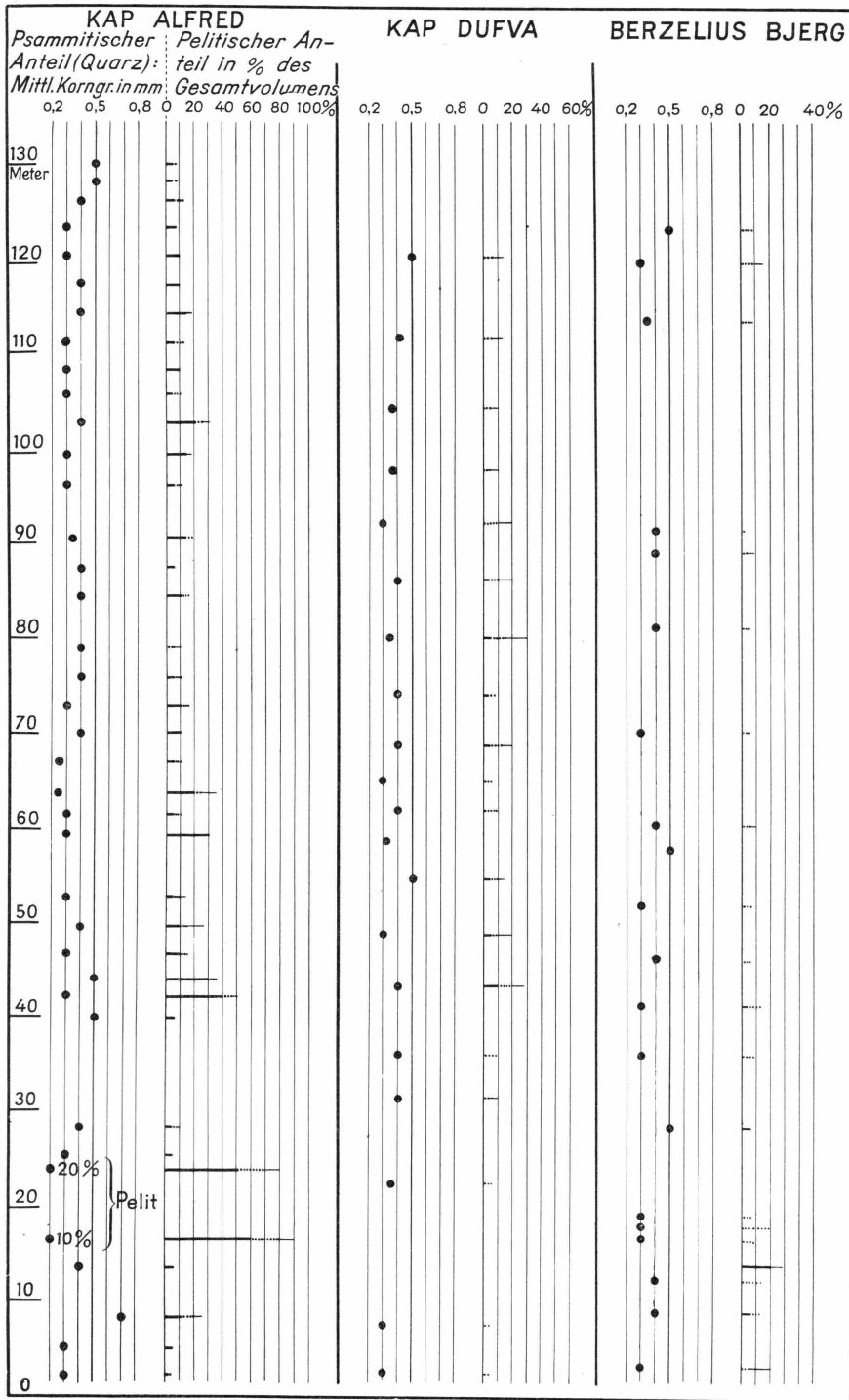


Fig. 5. Korngrösse und Mineralbestand in Schichtverband 6.

Psammitischer Anteil: Grobe Punkte = Mittlere Korngrösse des Quarzes.

Pelitischer Anteil: Querstriche = Quarzkörner unter 0,2 mm Durchmesser (Im Psammit als Teil des Bindemittels, im Pelit als Kornzeilen).

Feine Punkte = Chlorit, (Sericit, Epidot). Feine Querstriche = Kryptokristalliner Glimmerfilz ("Ton"-Substanz).

bis ca. 0,2 mm auf. Es stellt sich hier die Frage, ob das pelitische und das psammitische Material vielleicht aus verschiedenen Liefergebieten stammen.

Ähnlich wie in Lyells Land ist Sch. 6 in den weiter nördlich liegenden Gebieten, in Suess Land, Andrées Land und Strindbergs Land ausgebildet.

Dagegen zeigt Sch. 6 bei Kap Peterséns im Nord Scoresby Land einen 40 m mächtigen, überwiegend pelitischen, quarzitisch-tonigen Gesteinsverband.

Dieses Vorkommen liegt 10 km SE unseres Berzelius Bjerg-Profiles. Der Fazieswechsel vollzieht sich zwischen Lyells Land und N-Scoresby Land auf weniger als 10 km Distanz.

Zu einem anderen Resultat kam FRÄNKEL, auf Grund eines Profiles durch Sch. 6, am westlichen Berzelius Bjerg.

FRÄNKEL (1953b, S. 16) beschreibt von der Mündung des Polhems Dal (N-Ufer des Segelsällskapets Fjord) eine grobe Wechsellagerung von hellen, bankigen und feinschichtigen, tonigen, rostig anwitternden Quarziten.

In 1953a S. 91 betrachtet er dieses Profil als einen Übergangstyp, welcher für einen sich langsam vollziehenden Wechsel vom psammitischen Sch. 6 im N zu einem pelitischen Verband im S. spricht.

Wie aus Pl. 1 hervorgeht, zieht Sch. 6 (Obergrenze der oberen Quarzit-Serie) unmittelbar östlich der südlichen Polhems Dal Mündung auf ca. 1500 m Höhe unter den westlichsten Teil der Gletscherkappe des Berzelius Bjerg. Wir haben Sch. 6 an dieser schwer zugänglichen Stelle nicht besucht, bezweifeln aber auf Grund unserer Untersuchungen am mittleren Berzelius Bjerg, dass Sch. 6 hier zu 10 % aus tonigen Quarziten besteht, denn die auf Distanz hervortretende, hell-dunkel Bänderung lässt sich bis zum mittleren Berzelius Bjerg hin verfolgen. Hier deckt sie sich, wie wir bereits festgestellt haben, weitgehend mit dem Wechsel von grünlichen und weissen Quarziten.

Nach unserer Auffassung vollzieht sich also diese Faziesänderung südlich des Berzelius Bjerg über kurze Distanz. Welcher Art die Übergänge in westlicher und östlicher Richtung sind, wissen wir nicht.

Offen bleibt auch die Frage, ob die Faziesänderung im N-Scoresby Land durch eine Schwelle bedingt ist, oder ob es sich um Material aus verschiedenen Liefergebieten handelt. Zur Beantwortung dieser Frage steht uns vorläufig noch viel zu wenig Beobachtungsmaterial zur Verfügung.

2. Die Bunte Serie.

Die Bunte Serie enthält die Schichtverbände 7—13. Für die Kartierung unterscheiden wir eine untere Bunte Serie, mit den Schichtver-

bänden 7—10, und eine obere Bunte Serie, mit den Schichtverbänden 11—13.

Die Grenze zwischen Quarzit-Serie und Bunter Serie bedeutet einen Wechsel von fast rein klastischer zu überwiegend chemischer Sedimentation.

Die oft sehr farbenprächtigen Ablagerungen der Bunten Serie zeigen eine wechselnde Folge von tonigen, kalkigen und dolomitischen Gesteinen. Einzig in Schichtverband 13 sind noch klastische Quarzite eingeschaltet.

Die untere Bunte Serie.

Schichtverband 7 — (220 m).

Am Kap Alfred setzen über den hellen Quarziten des obersten Sch. 6 scharf weinrote, schiefrige und plattige Tone ein, die in ihrem untersten Teil noch einen Zuschuss von feinem Quarzsand erkennen lassen.

Etwa 15 m über der Basis finden wir die tiefsten, schwach kalkigen Gesteine. Sie bilden beige und grünlich anwitternde, schmale, unregelmässige Zonen.

Die weinroten, meist plattigen, vereinzelt schwach kalkigen Tone erreichen etwa 60 m Mächtigkeit, bis sie in eine Wechsellagerung mit einem ähnlich grünen Gestein und grau-grünen, schiefrigen, oft dolomitischen Mergeln übergehen. Solche grüne Gesteine dominieren im mittleren Teil des Profils. Sie werden ca. 130 m über der Basis wieder von roten, harten, z.T. dolomitischen Tönen abgelöst. Etwa 30 m unter dem Dach von Sch. 7 treten gelb und grau anwitternde Lagen von grau-grünem Dolomit auf, die nach oben allmählich häufiger werden. Sie leiten zu Sch. 8 über.

Schichtverband 8 — (10—20 m).

Wir haben bereits die gelb anwitternden Bänder von grünlichgrauem Dolomit erwähnt, welche sich am Kap Alfred in die obersten 30 m von Sch. 7 einschalten.

Die Untergrenze von Sch. 8 ziehen wir dort, wo eine zusammenhängende Folge dieser und anderer heller, tonig-karbonatischer Gesteine beginnt:

(von unten nach oben)

3 m bräunlich anwitternde, schiefrige, grüngraue Dolomitmergel.

1 m Wechsellagerung von dünnplattigem, grauem, mergeligem Kalk mit grünem, tonigem Dolomit.

12 m plattige, gelb anwitternde, graue, z.T. leicht sandige Kalke und grünlichgraue Dolomite mit Pyritwürfeln bis zu 2 cm Kantenlänge

alternieren mit dünnen Zonen von grauen Kalkmergeln. Diese können unregelmässig bröckelig sein oder dünne Bänder mit feiner Schrägschieferung bilden.

Im Schliff zeigt sich, dass häufig auch noch feines, detritisches Material vorhanden ist.

- 4 m In derselben Gesteinsfolge treten knauerige Lagen von hellgrauem, löcherig herauswitterndem Kalk auf.

Darüber vollzieht sich in einem etwa drei Meter mächtigen Abschnitt der Übergang zu den Kalken von Sch. 9.

Weitere gut zugängliche, doch tektonisch gestörte Aufschlüsse von Sch. 8 finden sich NW Kap Dufva und am Berzelius Bjerg (Fjordufer). An beiden Stellen lässt sich trotz der Deformation deutlich eine sedimentäre Reduktion des Profils auf ca. 10 m erkennen. In der Gesteinsausbildung treten nur unbedeutende Differenzen hervor.

Im Gegensatz zu Kap Alfred erfolgt an beiden Orten der Übergang aus dem Liegenden über nur wenige Meter.

Schichtverband 9 — (ca. 120 m).

Schichtverband 9 bildet im Gelände eine graue Zone mit vorwiegend dunkelgrauen und schwarzen Kalken. Das obere Drittel erscheint auf Distanz oft etwas heller und tritt gegenüber den tieferen Teilen massiger hervor. Am Kap Alfred bildet Sch. 9 einen dunkeln, eintönigen, gleichmässig geschichteten Abschnitt. Im Hasdal liegt Sch. 9 in der Mulde einer flachen, das Tal querenden Synklinale. Hier bilden die vorwiegend grob geschichteten, schwarzen Kalke im Talboden verschiedene Schwellen.

Die genauere Untersuchung von Sch. 9 am Kap Alfred lässt eine ca. 5 m mächtige Basiszone mit unregelmässig dünnschichtigen, hellgrauen Kalken erkennen, in denen in den unteren 3 m noch einige 10—12 cm dicke Bänder von gelb anwitterndem Dolomit des Sch. 8 vorkommen.

Darüber setzen die dunkelgrauen und schwarzen, meist unregelmässig geschichteten Kalke ein, welche die Hauptmasse von Sch. 9 bilden.

Sehr häufig haben diese Kalke eine gräuliche, sehr rauhe, z. T. hakige Anwitterungskruste.

Oft zeigen dünne Lagen, die im Anschlag nicht auffallen, eine hervortretende, scharfkantige Anwitterung. Daneben, ebenfalls nur in der Anwitterung erkennbar, kommen dunkle, scharfkantige, flache, schwarze Kalkkörper vor, die schwächer verwittern und z. T. pilzförmig über die graue Anwitterungsfläche vorragen.

Der mittlere Teil von Sch. 9 zeigt häufig Einlagerungen von schwach rostig anwitternden, dünnen Silexschnüren.

Die obersten 20 m von Sch. 9 sind gekennzeichnet durch mehrere, bis zu 1 m mächtigen Zonen von hellgrauen, feinsandigen Kalkmergeln, die mit den dunkeln Kalken durch Übergänge verbunden sind.

Schichtverband 10 — (ca. 110 m).

Der auffallend bunt gefärbte Schichtverband 10 zeigt eine rasch wechselnde Folge von vorwiegend plattigen und schiefrigen Karbonatgesteinen mit stark wechselndem Tongehalt.

Abgesehen von geringen lithologischen und Mächtigkeitsunterschieden bleibt in Sch. 10 zwischen Strindbergs Land und Nord-Scoresby Land die Gesamtmächtigkeit und die Gesteinsausbildung recht konstant.

Die besten Aufschlüsse finden wir wiederum am Kap Alfred.

Auch hier tritt die von KATZ (1952a) und FRÄNKEL (1953a, b) gebrauchte, grobe Unterteilung sofort hervor:

- von unten nach oben:
1. Basis Serie.
 2. Rote Serie.
 3. Helles Band.
 4. Rot-gelb-gestreifte Serie.

1. Basis Serie — (24 m).

Über Sch. 9 folgen 2 m massige Bänke von fast weiss anwitterndem, hell graugrünem, feinkonglomeratischem Kalk und Dolomit. Die Grösse der Komponenten schwankt zwischen 2 bis 20 mm. Während die kleineren Stücke meist gerundet sind, zeigen die grösseren vorwiegend längliche, eckige Formen. Darüber

5 m gelb und braun anwitternde, grau und graugrüne, schiefrige Dolomite. Darin treten in Linsen und unregelmässigen Lagen bis zu 50 cm Mächtigkeit, grobkristalline, olivgrüne und graue Kalzit-Komplexe auf, die wir als Konkretionen bezeichnen möchten. Immerhin ist der grobkristalline Aufbau rätselhaft und lässt die gegebene Deutung als sehr unsicher erscheinen.

2 m gelb anwitternde, grünlichgraue Kalke mit feinverteiltem Pyrit. In einigen Horizonten treten Primärbrekzien auf. Die meist tafeligen, bis 3 cm langen Komponenten wittern grau an. Sie zeigen im Schliff etwas gröberes Korn als die Grundmasse.

2 m Splittrig brechender, graugrüner, kalkiger Dolomit, der dunkel anwittert.

2 m graugrüner Tonschiefer.

8 m weisser und verschieden stark rot verfärbter Kalkmarmor. Im unteren Teil dunkel und löcherig, im oberen Teil hell anwitternd. Im obersten Abschnitt ist linsenförmig schneeweisser Kalkmarmor eingelagert.

3 m gelblich anwitternde, helle, fein grün und rot gestreifte, schwach kalkige Dolomite mit Linsen von weissem Kalkmarmor und bis faustgrossen Silexknollen.

Die obersten 8—10 m der Basisserie erscheinen auf Distanz als eine helle, gelbliche Zone.

2. Rote Serie — (31 m).

2 m rote und violette, vorwiegend bräunlich anwitternde, grob plattige, schwach tonige Dolomite. In der Mitte schwach kalkig.

6 m roter, sehr rau anwitternder, fein hell gestreifter Kalkdolomit mit einem Band von dünnplattigen Dolomitmergeln.

10 m weinroter, plattiger, schwach toniger Dolomit.

8 m dasselbe Gestein wird schiefrig und führt helle Linsen von grünlichem Kalk.

5 m weinrote feine Kalkschiefer.

3. Helles Band — (22 m).

2 m gelblich anwitternde, grünliche und graue, toniggestreifte Kalke, z.T. mit Pyrit.

20 m meist gelb und grau anwitternde, gut geschichtete, harte graue dolomitische Kalke.

4. Rot-gelb-gestreifte Serie — (33 m).

9 m schiefrige, rote Tone mit Knollen von grünlichem, hellem Kalk. In der Mitte eine 80 cm mächtige Bank von plattigen, grauen, rau anwitternden Kalken.

5 m grüne, plattige Kalkmergel und Kalke, gegen oben übergehend in grüngraue, weiche Tonschiefer.

19 m Wechsellagerung von weinroten, z.T. fein grüngestreiften, verschieden stark tonigen Kalken und gelb anwitternden, grünlich grauen Dolomiten.

Obere Bunte Serie.

Schichtverband 11 — (ca. 120 m).

Der graue Schichtverband 11 wird hauptsächlich von dunkeln Kalken aufgebaut. Daneben kommen hellgraue, mergelige und dolomitische Gesteine vor.

Im Gegensatz zu dem von FRÄNKEL (1953a) beschriebenen Profil von Hvidevæggen (S-Andréas Land) tritt in unserem Gebiet ein unterer dunkler, und ein oberer, hellerer Teil hervor.

Ferner konnten wir die von FRÄNKEL und KATZ (1952a) erwähnten, bunten, tonigen Einschaltungen in Lyells Land nicht feststellen.

Am Berzelius Bjerg zeigt Sch. 11 dieselbe, riffartige Dolomitisierung, bei der die schwarzen Kalke seitlich in grobkristallinen, hellen Dolomit übergehen, welche FRÄNKEL (1953b) aus dem N-Scoresby Land erwähnt. In der Hasdalregion treten im oberen Teil von Sch. 11 zwei z.T. etwas unregelmässige, auffällig helle Bänder auf, bei denen es sich möglicherweise ebenfalls um Dolomitisierungserscheinungen handelt (vgl. S. 67).

Am Kap Alfred kann Sch. 11 folgendermassen beschrieben werden:

In der Übergangszone von Sch. 10 zu Sch. 11 alternieren plattige, gelbe Mergel und Tone mit hell- und dunkelgrauen, feinschichtigen Kalken, die sich mehlig anfühlen. Darüber setzen die für Sch. 11 typischen, geschichteten und schiefrigen, dunkeln Kalke ein. Die Anwitterung zeigt häufig helle Kalkkrusten oder auch rostig verfärbte Partien. Ca. 20 m über der Basis treten schwarze, dünnplattige Kalke auf, die beim Anschlag einen starken H_2S -Geruch zeigen. Bituminöses Material, welches EHA (1953) aus Sch. 11 erwähnt, konnte nicht nachgewiesen werden. Im mittleren und vor allem im oberen Teil kommen häufig hellgraue, mergelige Zwischenlagen vor. In den obersten 10 m dominieren hell anwitternde Bänke von grauem, schwach kalkigem, z. T. feinbrecciösem Dolomit, der spätig ausgebildet sein kann. Diese Zone leitet zu Sch. 12 über.

Schichtverband 12 — (120—150 m).

Schichtverband 12 bildet im Gelände eine sehr auffällige, helle, massig hervortretende Schichtgruppe. Sie wird in unserem Gebiet zur Hauptsache von schwach kalkigem, z.T. Algen-führendem Dolomit aufgebaut. Im Gegensatz zur Darstellung, welche KATZ (1952a) aus dem Strindbergs Land gibt, zeigt Sch. 12 in Lyells Land eine weniger komplizierte Detailgliederung.

Am Kap Alfred bestehen die untersten 40 m von Sch. 12 aus regelmässigen, 1—1,5 m mächtigen Bänken von sehr rauh, spitz verwitterndem, grauem, kalkigem Dolomit. Die untersten Bänke wittern gelblich an. Schon hier treten vereinzelt undeutliche Algenstrukturen hervor. Die konvexen Knollen bewirken wahrscheinlich die zackigen und gewellten Bankfugen. Ca. 25 m über der Basis befindet sich ein 2 m mächtiges Band von plattigen dunkeln Kalken.

Im mittleren und oberen Teil zeigen die mehr oder weniger kalkigen Dolomite in Intervallen von 5—20 m einen Wechsel von grober und feiner Bankung.

Gegen oben mischt sich langsam graues, rotes, seltener grünes Tonmaterial ein. Hier treten die Algenstöcke nun sehr deutlich hervor. Es handelt sich sehr wahrscheinlich um dieselben Algen vom Typ *Collenia*, wie sie von KATZ (1952a) und EHA (1953) beschrieben und abgebildet werden.

In den obersten 20 m von Sch. 12 alternieren rostig gelb anwitternde Algendolomite mit roten und grünen Tonbändern.

Schichtverband 13 — (ca. 220 m).

Sch. 13 ist dank seiner auffällig bunten Färbung und seinen Gesteinen überall leicht zu erkennen. Aus einiger Distanz lässt er sich folgendermassen grob gliedern:

Über der gelben Zone des obersten Sch. 12 setzt Sch. 13 mit einem ca. 100 m mächtigen, grau gebänderten, rostroten Gesteinsverband ein. Morphologisch tritt er über Sch. 12 meist stark zurück.

Der untere Sch. 13 schliesst mit einem auffälligen, grünen und gelben Band von wechselnder Ausbildung und Mächtigkeit.

Er wird überlagert vom mittleren Sch. 13, einer ca. 75 m mächtigen, rostroten, schwach hell gestreiften Serie, mit einem auffälligen, hellgelben Doppelband.

Die Dachpartie von Sch. 13 wird von gelben und grauen Bänken mit roten Zwischenbändern gebildet.

Die genannten Teile zeigen am Kap Alfred folgende Gesteinsbeschaffenheit:

1. Unterer Sch. 13 — (ca. 100 m).

Über den Algendolomiten von Sch. 12 setzen scharf tonige, schiefrige und plattige Quarzite ein, die meist rostig anwittern. Häufig treten Sericitschüppchen in den Schichtfugen auf. Ca. 15 m über der Basis beginnen sich in unregelmässiger Folge 10—20 cm mächtige Bänder von dunkelgrauen, plattigen Tönen einzumischen. Die Hauptgesteine sind aber verschieden stark tonige, grünliche oder auch bläuliche, z. T. pyritführende Quarzite. Ein solcher zeigt z. B. u. d. M. ca. 90 % gut gerundete Quarzkörner, deren Durchmesser zwischen 0,1 und 0,5 mm liegt. Zwischen den relativ eng gepackten Körnern erkennt man da und dort einen dünnen Zementsaum, bestehend aus einem Sericitfilz. In Zwickeln und Nestern tritt ein mit Sericit verwachsener, schwach doppelbrechender, blass bläulich-grüner Chlorit auf.

Gegen oben dominieren bräunliche, fleckige Quarzite, die überleiten zu einem ca. 10 m mächtigen, hellen Band von grüngrauen Quarziten und gelb anwitterndem, hellgrauem Algendolomit.

2. Mittlerer Sch. 13 — (ca. 75 m).

Hier überwiegen ebenfalls dunkle, plattige, verschieden stark tonige Quarzite. Im oberen Teil treten zwei auffällige, gelb anwitternde Algendolomitbänder auf.

3. Oberer Sch. 13 — (ca. 40 m).

In diesem Abschnitt treten in vermehrtem Masse bunte, tonige und dolomitische Gesteine auf. Im obersten Teil dominieren massige, gelblich anwitternde Bänke von grauem Dolomit, getrennt durch dünne, rote und grüne Tonschieferlagen.

Sch. 13 verhält sich gegenüber tektonischen Vorgängen äusserst plastisch. Grosse Bedeutung kommt ihm als Ablösungszone zwischen disharmonisch verfalteten Serien zu. Ferner liegen die Hauptbewegungsflächen der Gleitmassen am Rytterknægten und Kap Dufva in Sch. 13. (Vgl. S. 114 u. S. 116).

3. Die Kalk-Dolomit-Serie.

Über der Bunten Serie liegt eine über 1000 m mächtige Folge von verschiedenen Kalken und Dolomiten. Diese Gesteine bilden eine klare Einheit zwischen der Bunten Serie und der Tillit-Formation.

Wo bis heute die KDS zwischen Strindbergs Land und N-Scoresby Land genauer bekannt geworden ist, zeigt sie identische oder zumindest sehr ähnliche Gesteinstypen. Bis jetzt lassen sich bei der Kalk-Dolomit-Serie ebenso wenig wie bei der Bunten- und Quarzit-Serie stark voneinander abweichende Faziesbereiche unterscheiden.

Im Gegensatz zu den übrigen Teilen der oberen Eleonore Bay Formation zeigt die KDS im Detail eine von Ort zu Ort wechselnde Lithofazies. Die typischen Gesteine sind durch rasche seitliche Übergänge miteinander verbunden und starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen.

In der mächtigen, dunkeln Kalkfolge treten in der Fjordzone zwei bis zu 100 m mächtige, auffällige, helle Dolomitverbände auf. Dank ihnen ist auf Distanz leicht eine grobe Gliederung und Orientierung im Gelände möglich, sofern die Aufschlüsse genügend gross sind.

Dieser Wechsel von hellen und dunkeln Zonen wurde von EHA (1953) zur Unterteilung der KDS in Schichtverbände herangezogen.

FRÄNKEL (1953a, b) und KATZ (1952) verwendeten eine analoge Aufteilung der KDS in ihren Untersuchungsgebieten.

In Lyells Land erfahren die hellen Dolomitbänder lokale Aufspaltungen. Ihre genaue Korrelation erwies sich als ein schwieriges Detailproblem, zu dessen Lösung weit mehr Feldaufnahmen nötig wären, als uns zur Verfügung standen. Wir ziehen es deshalb vor, hier die untere

Kalk-Dolomit-Serie, welche die Schichtverbände 14—17 von EHA, FRÄNKEL und KATZ enthält, als zusammenhängendes Profil zu beschreiben.

Die untere Kalk-Dolomit-Serie.

(Schichtverbände 14—17) 300—450 m.

Bevor wir auf die einzelnen Profile eingehen, sollen kurz die wichtigsten Gesteinstypen und deren Variationen der unteren KDS in Lyells Land beschrieben werden. Wir können dabei z.T. eng an die Charakterisierung durch FRÄNKEL (1953a, S. 41—52) anschliessen.

1. Die Kalke. — Es handelt sich um feinkörnige, vorwiegend dunkelgrau, seltener hell gefärbte Kalke mit stark wechselndem Gehalt an tonigem und feinsandigem Material.

2. Kalk-Oolith. — Der obenerwähnte Kalk bildet die Grundmasse von meist etwas dunkler gefärbten Ooiden von 2—3 mm Durchmesser. Die Struktur der Ooide, die meist etwas gröber kristallin sind, als die Grundmasse, ist durch Umkristallisation häufig unscharf. Wir konnten nur konzentrischen Aufbau der Ooide erkennen.

2a. Kalke mit umgelagerten Ooiden — lassen meist schon im Aufschluss eine sehr unregelmässige Verteilung der Ooide erkennen. Im Schliffbild erscheinen neben Ooiden und Oolith-Bruchstücken, die von einer sekundären Schale umgeben sind, häufig unscharf begrenzte, kleinere, gegenüber der Grundmasse gröber oder feiner kristalline Kalkkörper, welche diesen Kalken ein feinkörniges Aussehen geben können.

3. Kalkige Primärbrekzien. — In den Kalken treten eckige, meist durch schwarze oder gelbliche Anwitterung auffallende Komponenten bis zu 5 cm Länge auf.

Die unter 1—3 erwähnten kalkigen Gesteine können dolomitisiert sein. Dabei tritt eine riffartige oder schichtweise Umwandlung auf. (Vgl. S. 68).

4. Die Kalkdolomite — bilden meist graue, dichte oder körnige Gesteine.

5. Die Dolomite. — Wichtig sind vorwiegend feinkörnige, graue, hell anwitternde Varianten.

Seltener tritt ein mittelkörniger, grauer Dolomit auf, der wahrscheinlich ziemlich stark umkristallisiert ist. Mit diesen Dolomittypen oder auch mit Kalkdolomiten (4.) verknüpft, können die eigenartigen

»Dolomite mit der Struktur der schwarz/weissen Bänder« auftreten, welche FRÄNKEL (1953a, S. 43) folgendermassen beschreibt:

Das Hauptgestein ist ein weisser, manchmal etwas oolithischer Dolomit. In ihm treten dunkle, verzweigte Bänder auf, die helle Kerne umgeben. Die Bänder zeigen u. d. M. feinkristalline Struktur, sie durchziehen das Gestein in Lagen und verleihen ihm ein breccienartiges Aussehen. Oft treten in ihnen Ooide auf, die teils randlich in Dolomitekristalle übergeben, teils durch gerade Bruchlinien abgeschnitten werden. In den hellen Dolomiten treten Quarzkörner mit einem Durchmesser von 1—2 mm auf.

Das ursprüngliche Gestein scheint ein Dolomit gewesen zu sein, der zerbrochen wurde, worauf die so entstandene Breccie nachträglich dolomitisiert wurde.

In den dunklen Bändern scheint sich Material angesammelt zu haben, welches nicht in die Dolomitekristalle eingebaut werden konnte.

6. Dolomit-Oolith. — Die heller erscheinenden Ooide sind feiner kristallin als die Grundmasse, zeigen aber oft einen grobkristallinen Kern. Der Aufbau der Ooide ist konzentrisch, dagegen ordnen sich die groben Kristalle der Grundmasse oft radialstrahlig um die Ooide herum an.

Durch Umkristallisation kann die Struktur der Dolomit-Oolithe weitgehend verwischt werden. In solchen Fällen ist es besonders schwierig, diese Gesteine von feinkonglomeratischen und feimbrekziösen Dolomiten zu trennen.

7. Dolomitische Primärbrekzien. — In der hellgrauen Dolomitgrundmasse liegen tafelige, bis schwach gerundete Komponenten bis zu 10 cm Länge aus demselben Material wie die Grundmasse.

8. Algendolomit. — In den hellen, bankigen Dolomiten treten da und dort Algenbiostrome auf. Sie wurden in den Nachbargebieten schon von EHA (1953) und KATZ (1952) beschrieben, welche zeigen, dass es sich um *Collenia*typen handelt.

9. Karbonatbrekzien. — Darunter verstehen wir Intraformationsbrekzien, mit kalkiger Grundmasse und Dolomitkomponenten oder umgekehrt.

10. Silix. — Tritt als verschieden gefärbte Bänder und Linsen in Kalken und Dolomiten auf. In einzelnen Fällen ist es schwierig zu entscheiden, ob es sich um primäre Kieselablagerungen oder um nachträgliche Silifizierungen handelt. Untergeordnet trifft man Silixkomponenten in Brekzienhorizonten an.

Im ganzen Untersuchungsgebiet beginnt die untere Kalk-Dolomit-Serie ziemlich scharf mit einer Folge von dunkeln Kalken.

Die Grenze gegen den hangenden Sch. 18, welcher in die obere KDS gestellt wird, ziehen wir im Dach von hellen Dolomiten von mindestens 20 m Mächtigkeit, über denen ein mächtiger dunkler Kalk- und Dolomitverband, ohne bedeutende helle Dolomitbänder in den untersten 100 m, einsetzt.

Am Kap Alfred sind nur die unteren 170 m und die obersten Abschnitte der unteren KDS, mit der Übergangszone zu Sch. 18, aufgenommen worden.

Die dazwischen liegenden 90 m sind schlecht aufgeschlossen und durch Brüche, welche unter spitzem Winkel gegen den Narhvalsund hin ausstreichen, gestört.

Die Schichtverbände 14—17 der unteren KDS können wie eingangs erwähnt, durch die Anwitterungsfarben als helle und dunkle Bänder charakterisiert werden. Aus den auf S. 45 erwähnten Gründen ziehen wir es jedoch vor, auf die Unterteilung in die Schichtverbände 14—17 zu verzichten.

Über den gelben Algendolomitbänken im Dach von Sch. 13 folgen in einer überwiegend dunklen Zone:

- 15 m schwarze, dunkelgrau anwitternde Kalke,
- 3 m grauer Dolomit,
- 10 m? dunkelgrauer, körniger, umkristallisierter Dolomit,
- 10 m? hellgrauer, grobkörniger Dolomit,
- 12 m brekziöse, rötlich anwitternde Dolomite,
- 5 m grobe Intraformationsbrekzie: In dichtem, grauem Dolomit liegen bis zu 40 cm lange, plattige, z.T. brekziöse Kalk-Dolomit-Komponenten,
- 40 m dunkle, mehr oder weniger tonige Kalke von meist dünnschichtiger und schiefriger Ausbildung.

Es folgt dann ein helles Band, bestehend aus:

- 35 m feinkonglomeratische und oolithische, helle Dolomite,
- 1 m rötlich anwitternder, grauer Algendolomit mit Algenstrukturen bis zu 30 cm Durchmesser.

Dunkle Zone:

- 30 m bröckelige, z.T. oolithische, schwarze Kalke, — eingelagert sind einige unregelmässige (Algen-?) Dolomitbänder,
- 10 m Kalkoolith mit unregelmässigen Horizonten von gelblich anwitternder Primärbrekzie.

Helle Zone:

- ca. 90 m schlecht aufgeschlossen. Vorwiegend helle Dolomite.
- 25 m über rauh anwitterndem, hellgrauem Dolomit an der Basis, dunkle

Kalke. Im unteren Teil eine gute, darüber eine sehr unruhige Schichtung,

20 m grauer, hell anwitternder, bankiger Dolomit im unteren Drittel ein geringmächtiges Band von schwarzem Kalk.

Sch. 18 Basis: dunkle, z.T. oolithische Kalke.

Ein durchgehendes Profil konnte am N-Fuss des Rytterknægten studiert werden. Hier finden wir von unten nach oben:

Obergrenze von Sch. 13.

Dunkle Zone:

10 m schwarze, schiefrige Kalke,

10 m hellgraue Kalke,

20 m gelblich anwitternder Kalkdolomit,

50 m geschichtete, schwarze Kalke,

3 m gelb anwitterndes Band von grauem Algendolomit,

15 m schwarze, dünnsschichtige Kalke.

Hellere Zone:

6 m rauh anwitternder, grauer Dolomit,

8 m grauer Algendolomit.

Dunkle Zone:

10 m bröckelige, dunkle Kalke, nach oben stärker dolomitisch werdend.

Helle Zone:

10 m grauer, oolithischer Dolomit,

10 m brekziöser Dolomit,

30 m oolithischer und feinbrekziöser, rauh anwitternder Dolomit,

20 m hellgrauer, glatt anwitternder Dolomit.

Dunkle Zone:

10 m feinsandige, dunkle Kalke,

30 m feinkörniger, z.T. mergeliger Dolomit,

20 m dünnsschichtige, graue Kalke,

40 m dunkle Kalke mit Bändern von grauem Dolomit und Kalk-Dolomit.

Helles Band:

5 m dolomitische Brekzie, Komponenten, z.T. dolomitisiert,

15 m brekziöser Dolomit-Oolith, z.T. mit umkristallisierter Grundmasse,

20 m hell anwitternder, grauer, massiger Dolomit.

Dunkle Zone:

- 5 m Kalke,
- 8 m grauer Dolomit,
- 10 m schiefrige, oolitische Kalke und Mergel.

Helles Band:

- 15 m grauer, z. T. brekziöser Dolomit, durch eine Kalk-Dolomit-Lage getrennt.

Dunkle Kalke von Sch. 18.

Die eben beschriebenen, hellen und dunklen Zonen treten sehr deutlich auf Fig. 17 (S. 95), auf der S-Seite des Rytterknægten hervor. Aber hier finden wir bereits wieder eine andere Verteilung der Mächtigkeiten und Gesteine. Zwischen dem hellen Doppelband im Liegenden von Sch. 18 tritt in den dunkeln Kalken eine auffällige, intensiv braungelb anwitternde Brekzienbank mit schwarz und grau anwitternden, eckigen bis kantengerundeten Komponenten auf, die wir am Fuss des Rytterknægten nicht gefunden haben.

Im Kirschdalggebiet wurden keine zusammenhängenden Profile durch die untere Kalk-Dolomit-Serie aufgenommen.

Ihre grobe Unterteilung in helle und dunkle Verbände geht aus Fig. 20 (S. 101) hervor. Auf der S-Seite des mittleren Berzelius Bjerg liegen zwischen Sch. 13 und 18 über einem ca. 200 m mächtigen, dunkeln Kalkkomplex drei, etwa 70 m mächtige, helle, massige Bänder, die nur durch geringmächtige, dunkle Zonen getrennt werden.

Einen ähnlichen Aufbau finden wir auch noch am östlichen Berzelius Bjerg, wo am Segelsällskapets Fjord folgendes Profil aufgenommen wurde (von unten nach oben):

Gelbliche Dolomite des Sch. 13:

Dunkle Zone:

- 35 m feinsandige und tonige, rauh anwitternde, dunkle Kalke mit Silixlinsen im oberen Teil.

Helleres Band:

- 25 m grobbankige, teilweise oolithische Dolomite und Algendolomite. Zuoberst eine grobe Intraformationsbrekzie.

Dunkle Zone:

- 8 m gelb anwitternde, dunkle Kalke,
- 80 m meist feinschichtige, dunkle Kalke mit einigen grauen Kalk-Dolomit-Bänken,
- 6 m grauer Dolomit,

30 m Kalke, an der Basis schwarze, uneben geschichtete Kalke, darüber Kalkbrekzie mit gelb anwitternden Komponenten, zuoberst sandige Kalke.

Helles Band:

25 m Heller, grauer Dolomit, in den unteren 10 m deutlich oolithisch, darüber brekziös ausgebildet.

Graue Zone:

15 m gut geschichtete, dunkelgraue Dolomite.

Helles Band:

ca. 30 m helle, massige Dolomite, meist oolithisch und feinkonglomeratisch, einige Silexbänder, zuoberst grobe Intraformationsbrekzie,

ca. 10 m nicht aufgeschlossen.

Sch. 18, dunkle Kalke.

Die obere Kalk-Dolomit Serie.

Die obere Abteilung der Kalk-Dolomit-Serie kann in Lyells Land in die Schichtverbände 18 und 19 unterteilt werden.

Während die Lithofazies von Sch. 18 eng an diejenige der unteren KDS anschliesst, treten in Sch. 19 auch bunte, tonige Dolomite und Tone auf.

Das direkt Liegende der Tillite wird durch bunte Tone und gelb anwitternde, brekziöse Kalke gebildet, d. h. Gesteinstypen, welche für Sch. 19 zwischen Nord-Scoresby Land und Ella Ø typisch sind. Gesteine, welche Sch. 20 entsprechen, den wir nördlich von Ella Ø im Liegenden der Tillite finden (EHA 1953, FRÄNKEL 1953a, KATZ 1952), treten in unserem Untersuchungsgebiet nicht auf. Dieses Problem wurde von FRÄNKEL (1953a), welcher die Auflagerung der Tillite an verschiedenen Stellen untersucht hat, bereits zur Diskussion gestellt.

Schichtverband 18 — (500—600 m).

Auch Schichtverband 18 zeigt im Detail eine von Profil zu Profil wechselnde Ausbildung. Die Ausschnitte, die am Kap Alfred, am Rytterknægten und am Jeannets Bjerg studiert worden sind, zeigen sehr ähnliche Gesteinstypen, eine genauere Korrelation zwischen diesen Gebieten lässt sich aber nicht durchführen.

Das folgende Profil durch Sch. 18 wurde bei Kap Lagerberg aufgenommen (Fig. 6). Ein analoges, aber stärker schematisiertes Profil von Kap Lagerberg beschreibt KULLING (1930, S. 325). Es weicht von unserem Profil vor allem durch eine höhere Gesamtmächtigkeit des Sch. 18 entsprechenden Ausschnittes ab.

Über den hell anwitternden, brekziösen und oolithischen Dolomiten in Dach der unteren Kalk-Dolomit-Serie setzt der überwiegend dunkel gefärbte Sch. 18 ein:

- | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------|
| a. dunkelgrauer, feinkristalliner Dolomit, im oberen Teil gelblich anwitternd. Es könnte sich um rekristallisierte Kalkdolomite oder Dolomite handeln | ca. 40 m |
| b. gelb anwitternder, schwach kalkiger, grauer Algendolomit... | 2 m |
| c. rötlich anwitternder, grauer Kalk-Oolith..... | 2 m |
| d. teilweise dolomitisierte, dunkle Kalke mit Lagen von feinkörnigem, rötlichem Dolomit | 50 m |
| e. feinkörnige, graue Dolomite | 20 m |
| f. dunkle, meist schiefrige Kalke, in den unteren 40 m mit helleren Bändern, bestehend aus grauem Kalk mit dunkeln Kalk-Ooiden | 110 m |
| g. Dolomitbänke mit groben Primärbrekzien | 2 m |
| h. grau anwitternde, dünnsschichtige, graue Kalke, übergehend in hellen Dolomit | 8 m |
| i. grauer, z. T. schwach kalkiger Dolomit, meist hell, rauh anwitternd, im oberen Teil grobe Intraformationsbrekzien..... | 45 m |
| j. dunkle Kalkzone, häufig dolomitisiert. Die unteren 10 m zeigen Kalkoolith, — darüber unregelmässig geschichtete, teilweise oolithische Kalke mit unregelmässiger Verteilung der (umgelagerten?) Ooide. Zuoberst vorwiegend feinsandige Kalke | 50 m |
| k. graue, hell anwitternde Kieselkalke mit unregelmässigen, wulstigen Einlagerungen von schwarzen, verkieselten Ooiden von 2—5 mm Durchmesser. Das Bindemittel zwischen den Ooiden ist ebenfalls kieselig (Fig. 7)..... | 10 m |
| l. graue, z. T. sandige Kalke im oberen Teil mit Linsen von verkieseltem Oolith, ähnlich wie unter k | 50 m |
| m. feinbrekziöse, oft oolithische, dunkle Kalke | 5 m |
| n. feingestreifte, gelb anwitternde, dunkle Kalke..... | 2 m |
| o. schwarze, schiefrige Kalke | 4 m |
| p. beige anwitternde Algendolomitbänke, übergehend in geschichtete, graue Dolomite | 8 m |
| q. bankige, helle Algendolomite mit Silexbändern und dünnen Zwischenlagen von schiefrigen, sandigen Kalken..... | 50 m |
| r. dünnsschichtige, graue Kalke mit helleren Dolomitbändern, im oberen Teil Algendolomit | 40 m |

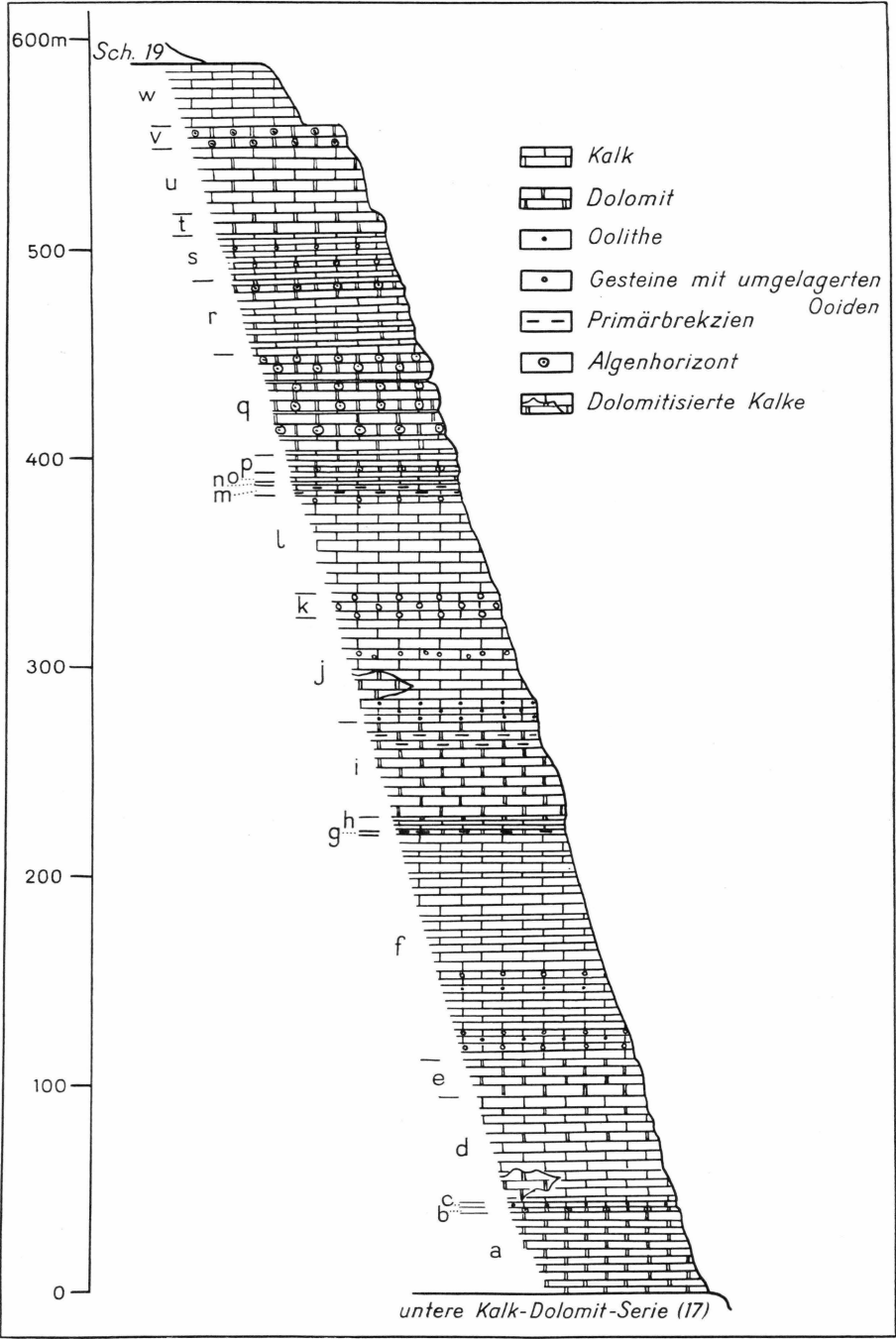


Fig. 6. Profil durch Schichtverband 18 bei Kap Lagerberg.



Fig. 7. Hellgrau anwitternde, dunkle Kieselkalke mit unregelmässigen Einlagerungen von verkieseltem Oolith.

- | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| s. graue, meist dünnsschichtige Kalke mit einzelnen, herauswitternden, schwarzen Kieseloiden, bis zu 1,5 cm Durchmesser. | 20 m |
| t. heller Dolomit, stark durchsetzt von meist rostig anwitternden Silexbändern- und Linsen, von oft blassblauer Farbe..... | 10 m |
| 7. schlecht geschichtete, graue Dolomite und Kalke, z.T. schwach oolithisch..... | 32 m |
| v. massige Bänke von Algendolomit..... | 10 m |
| w. unregelmässig geschichte, dunkle Kalke..... | 30 m |

Schichtverband 19 — (120—150 m).

Schichtverband 19 weicht durch die bunte Färbung und die Art seiner Gesteine von den übrigen Teilen der Kalk-Dolomit-Serie ab.

In Lyells Land zerfällt Sch. 19 in drei klar getrennte Teile:

1. Der untere Sch. 19 — zeigt in den relativ spärlichen Aufschlüssen vorwiegend bröckelige, schwarze, erdig verwitternde Schiefer, welche im Felde durch eine kräftige Überwachsung meist sattgrüner Pflanzen auffallen. Schon FRÄNKEL 1953b, S. 24) wies auf diese Erscheinung hin und stellt fest, dass »deren Grund entweder im physikalischen Verhalten des Bodens (starke Durchfeuchtung + Wärmespeicherung

infolge der schwarzen Farbe) oder im Bodenchemismus (Sand, Ton, Sulfide) zu suchen sein muss.

Die interessantesten Aufschlüsse im unteren Sch. 19 fanden wir in der Kap Lagerberg-Region zwischen Pt. 800 und dem Kirschdaldelta (Pl. IV). Schon aus einiger Distanz fallen hier die rostig verfärbten Bachläufe der gegen das Kirschdal hin fließenden Gewässer auf. Die Bachgerölle sind mit centimeterdicken, rostigen Schlammsschichten überzogen.

In den Gräben treten schwarze Schiefer von komplexem lithologischem Aufbau zutage. An den gesammelten Proben wurde nachträglich eine schwache Radioaktivität festgestellt. Bei den Felduntersuchungen beobachteten wir zwei sehr verschiedene Gesteinstypen, welche hier den unteren Sch. 19 aufbauen:

1. Grauschwarze, feinglimmerige, rostig anwitternde, sandig-tonige Schiefer. Fe ist sehr wahrscheinlich in Sulfiden angereichert. Für eine Probe von diesem Gesteinstyp gelten folgende Daten:

Probe 1092b: Dichte 2,75 g/cm³
 Fe_{tot} 5,79 %
 (bestimmt als Fe₂O₃)
 Glühverlust 4,98 %

2. a) Stark kohlige, auffallend leichte, sehr feine, schwarze Schiefer mit blass gelben Ausblühungen (schwefelhaltig?). Bemerkenswert ist der aus dem hohen Glühverlust zu schliessende Gehalt an organischem Material. Es stellt sich die Frage, ob dieses Gestein aus einem bituminösen Schiefer hervorgegangen ist, dem es im Aussehen gleicht.

Probe 1092a: Dichte 2,23 g/cm³
 Glühverlust 19,88 %

- b) Ein ähnlicher Schiefer, der sehr intensiv rostig anwittert, zeigt zudem einen starken Fe-(?Sulfid)-gehalt.

Probe 1091: Dichte 2,39 g/cm³
 Fe_{tot} 10,94 %
 (bestimmt als Fe₂O₃)
 Glühverlust 20,18 %

Möglich ist ferner ein schwacher Alaungehalt von Schiefen des unt. Sch. 19, der in unseren Proben aber nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte. Stark Pyrit-haltige, schwarze Schiefer erwähnt KATZ (1952b, S. 45) aus der oberen Eleonore SØ-Serie und weist bereits auf die Analogie zu Schichtgruppe 19 hin.

Ein isolierter, kleiner Aufschluss im Kap Lagerberg-Gebiet befindet sich an der Küste SW von Hammars Ø. Hier bilden schwarze Schiefer des Unt. Sch. 19 die Unterlage von intensiv rostig anwitternden, diskordant aufliegenden (devonischen?) Konglomeraten (vgl. S. 74). Sehr wahrscheinlich rührt die rostige Verfärbung von den Schiefern her.

Eine analoge Beobachtung machten wir unmittelbar östlich des Skyggedaldeltas (Narvhalsund), wo ähnliche Konglomerate von einer, hauptsächlich aus Sch. 19 bestehenden, Rutschmasse überfahren worden sind (vgl. S. 110).

Die Mächtigkeit des unteren Sch. 19 schätzen wir auf durchschnittlich 50 m.

2. Der mittlere Schichtverband 19 besteht aus 20—30 m grauen, z.T. schwach dolomitischen Kalken. Vereinzelt ist buntes Tonmaterial eingemischt.

3. Der obere Schichtverband 19 zeigt eine 50—70 m mächtige Wechselfolge von bröckeligen, weinroten und grünen, bunt anlaufenden Dolomitmergeln, die in rhomboedrische Stücke zerfallen, bunten Dolomit- und Kalkbänken. Bei den letzteren handelt es sich um unregelmässig verteilte, 0,5—10 m mächtige Bänder von Primärbrekzien. Die bis zu 5 cm grossen, eckigen bis kantengerundeten Komponenten wittern meist grauschwarz an, während die Grundmasse eine gelbe oder ockerfarbige Anwitterungsrinde zeigt. Diesen Gesteinen entspricht nach unserer Auffassung das von H. P. SCHAUB (1950, S. 28) beschriebene und abgebildete »Breccia member«, bed 23) auf Ella Ø. Den vom gleichen Autor betonten Warvencharakter der liegenden, gebänderten Dolomite, konnten wir in unserem Gebiet allerdings nicht nachweisen.

B. Die Tillit-Formation.

A. Allgemeine Bemerkungen.

Die 850—1500 m mächtige Tillit-Formation liegt zwischen den Sedimenten der Kalk-Dolomit-Serie und den tiefsten fossilführenden, kambrischen Schichten (vgl. Tabelle S. 18).

Die stratigraphische Stellung dieser Formation ist bisher noch nie näher bestimmt, dagegen schon öfters mit derjenigen anderer »subkambrischer« Tillite in Skandinavien, China, Sibirien und Südastralien verglichen worden.

Als Tillite bezeichnet man im allgemeinen diagenetisch verfestigte Gesteine, deren Zusammensetzung und Vorkommen auf eine glaciale Entstehung hinweist. Ein Tillit setzt sich also zusammen aus einer Grundmasse, die sehr komplex aufgebaut sein kann und glacial trans-

portieren Geschiebekomponenten von wechselnder Grösse (0,5 cm bis mehrere (40?)¹⁾ Meter). Solche, eigentliche Tillite kommen in zwei Horizonten in der sog. Tillitserie vor, dem 200—1000 m mächtigen, untersten Abschnitt der Tillit-Formation. Die dazwischen liegenden und höheren Teile der Formation werden von tonigen und karbonatischen Sedimenten, Sandsteinen und Konglomeraten eingenommen. Da in den Ostgrönländischen Tillitgebieten noch nirgends eine glacial bearbeitete Unterlage der Tillite, sondern vielmehr eine kontinuierliche Entwicklung der Tillite aus dem Liegenden beobachtet worden ist, wird immer wieder ein Transport von klastischem Material durch schwimmende Gletscher in ein marines Milieu angenommen.

Diese Ansicht vertrat schon POULSEN (1930), der als erster eine Beschreibung der Tillite im Gebiet des Keiser Franz Josephs Fjordes gibt, aus welcher der glaciale Charakter der Tillite unbestritten erscheint.

In der Auseinandersetzung mit den im Verlaufe der weiteren, eingehenderen Untersuchung auftauchenden Problemen, zeichnen sich zwei Gedankenrichtungen ab:

1. Von FRÄNKEL (1953 a, b) wird der glaciale Ursprung der »Tillite«²⁾ angezweifelt, wobei der Autor in erster Linie auf das Fehlen von Tonmineralien in der Grundmasse hinweist, sowie auf die Beobachtung, dass zwischen der Zusammensetzung der Grundmasse und derjenigen des Komponentenmaterials kein Zusammenhang besteht. Auch das relativ seltene, oder gar fragliche Vorkommen von geschrammten Geschieben wird angeführt.

Zu diesem Punkt nimmt SCHAUB (1954) in neuester Zeit Stellung, indem er sich hauptsächlich auf Vergleiche mit der allgemeinen Sedimentpetrographischen Untersuchung an Tilliten von PETITJOHN (1948) stützt und dabei eine frappante Übereinstimmung findet, sodass für SCHAUB keine Zweifel über die glaciale Natur der Tillite bestehen.

Was die chemische Zusammensetzung der Grundmasse anbetrifft, so stehen sich FRÄNKEL's und SCHAUB's Ansichten diametral gegenüber, wenn der letztere schreibt: »We have little information on this, except that the matrix of the Cape Oswald tillites is somewhat calcareous but otherwise consists mainly of clay minerals.«

In Bezug auf die Komponenten der Tillite ist auch BACKLUND (1932) nicht vollständig von deren glacialem Charakter überzeugt.

Es kann hier, insbesondere im Zusammenhang mit dem zweifellos seltenen Auftreten von gekritzten Geschieben in den Ostgrönländischen Tilliten auf eine neueste Beschreibung der präkambrischen Tillite des

¹⁾ POULSEN (1930, S. 302).

²⁾ Der Ausdruck »Tillit« wird trotz des fraglichen glacialen Charakters auch von FRÄNKEL vorläufig beibehalten.

Adelaide-Systems in Süd-Australien von CAMPANA (1955) verwiesen werden, der diese Ablagerung folgendermassen charakterisiert:

The true tillite, i. e. a rock resulting from the lithification of a boulder clay, varies between two extreme lithological types. One is a slaty formation, containing small and unsorted clastic debris scattered throughout a sandy or clayish matrix which is dark to grey in colour, usually unstratified, but showing in places a strong cleavage. The other is a lithified boulder clay, with erratics of any dimensions and of any degree of angularity.

Both types pass gradually and more or less rapidly from one to the other. Thus, although variable in detail, these deposits are on the whole strikingly similar: the constituent material is always unsorted, unwashed and usually unstratified.

The erratics range from a few millimeters to ten feet or more across and represent all varieties of the underlying bedrock: granite, gneiss, micaschist, porphyries, amphibolite, quartz, quartzite, hornfels, dolomite, slate. Facetted pebbles are common, striated examples being less so. The matrix is usually argillaceous, sometimes dolomitic or sandy with angular quartz grains.

That the constituent material of these formations has been transported by ice, is beyond doubt. Splendid examples of consolidated moraines, resting with angular unconformity on the Archaean basement, are observable in the Olary District of South Australia and northerly of Broken Hill, in New South Wales.

Elsewhere, however, the Pre-Cambrian tillites of South Australia succeed the underlying beds in stratigraphic continuity and are overlain conformably by thick and well stratified fine grained sediments. Furthermore the tillites are frequently repeated at short intervals, in alternation with sandy or clayish layers, which are in many cases so perfectly and finely bedded as to suggest a varve-like lamination; and these alternating tillites, quartzites and slates may reach the extraordinary thickness of 25,000 feet. It must then be concluded that the Pre-Cambrian glacial sequences of South Australia have been generally deposited by floating ice in great periglacial water bodies, which conclusion is now accepted by all geologists closely acquainted with these formations.

The repetition of tillite beds at different stratigraphic levels is clearly due to frequent recurrences of floe ice. In the time intervals, terrigenous glacio-fluvial or glacio-lacustrine deposits were laid down, in most cases without marked changes in climatic and geographic conditions, as evidenced by the facies and thickness of the sediments. In these instances the intervals may be considered rather as episodes of a major glaciation than as true interglacial periods. But in a large area of the central portion of South Australia a tremendous thickness of fine terrigenous

or calcareous beds separates the main tillitic series, making obvious the existence of at least two major glaciations separated by a long interglacial period.

2. Vor allem von KATZ (1952a, b, 1954) wird der tuffogene Charakter der Grundmasse der Tillite, die er als glaciale Sedimente betrachtet, hervorgehoben. Dieser Autor stützt sich weitgehend auf die recht schwierige Dünnschliffanalyse der Tillitmatrix. Wichtig war wohl auch die Entdeckung eines Grüngesteinskomplexes durch KATZ (1952b) im Gebiete des Eleonore Sø (vgl. S. 10). Diese Ophiolithe können aus stratigraphischen Erwägungen mit den Tilliten der Fjordregion parallelisiert werden.

Die Tillit-Serie besteht in der Fjordregion aus drei Teilen:

a. Unterer Tillit.

In einer meist ungeschichteten, grünlich- oder bläulichgrauen, selten roten Grundmasse liegen unregelmässig eingelagerte, schlecht sortierte Komponenten von Gesteinen, die in den meisten Fällen sehr wahrscheinlich der Kalk-Dolomit-Serie entstammen.

Die Grundmasse setzt sich aus einer Carbonatmatrix mit feinen Quarzsplittern und gut gerundeten, einheitlich auslöschenden Quarzkörnern, seltener Karbonat- und Chalcedonkörnern zusammen. Nach KATZ kommen in verschiedenen Horizonten mikrolithische Beimengungen von vulkanischem Material wie feinste Plagioklasleisten, Chloritfetzen, sowie eine mehr oder weniger entmischte, glasige, gelartige Substanz hinzu.

Varianten dieser unteren, graugrünen Tillite treten im ganzen Fjordgebiet auf. Sie überlagern konkordant verschiedene Stufen der obersten Kalk-Dolomit-Serie. FRÄNKEL (1953a, b) setzt sich eingehend mit dieser Tatsache auseinander.

b. Mittlere Sandstein-Schiefer-Folge.

Die unteren Tillite werden von einer bis 150 m mächtigen Folge von hellen Sandsteinen und dunkeln, sandigen und dolomitischen Schiefern überlagert. SCHAUB (1950) nimmt an, dass es sich um interglaciale Ablagerungen handelt.

c. Oberer Tillit.

Hier lassen sich zwei sehr verschiedene Faziestypen unterscheiden:

1. Weitgehend auf das Gebiet zwischen Lyells Land und S-Andréas Land mit einer axialen E—W-Depression bei Ella Ø beschränkt, tritt eine rote Fazies der oberen Tillite auf.

Die Grundmasse zeigt einen dunkelbraunen, karbonatischeisenoxydischen (-kieseligen) Zement, wiederum mit Einlagerung von gut gerundeten Quarz-, Feldspat-, Karbonat- und Calcedonkörnern, wobei die ersten beiden häufig eine Pigmentierung durch Hämatit zeigen, welche offenbar für die Farbe des Gesteins entscheidend ist.

Die Komponenten sind im Gegensatz zum unteren Tillit häufig kristallin. Nach BACKLUND (1932) und HUBER (1950) kommen rote Granite, Porphyre und Porphyrite neben verschiedenen Gneisen, Diabasen und Spiliten vor.

Über die Entstehung des roten Tillits gehen die Meinungen auseinander. HUBER (1950) vermutet, dass es sich um eine Wüstenbildung handelt, die aus einer Grundmoränen Landschaft hervorgegangen ist, während die meisten anderen Autoren keine grundsätzlichen, genetischen Unterschiede zwischen unterem und oberem Tillit sehen. FRÄNKEL (1953a) führt die weinrote Färbung und äolische Bearbeitung von Teilen der Grundmasse auf die Art des herantransportierten Materials zurück. Beweise dafür sind rote, als Geschiebekomponenten auftretende, Konglomeratblöcke in Andréas Land.

Sehr interessant ist, dass derselben Verfasser gegen E hin gerichtete Schüttungsrichtungen in den roten Tilliten feststellen konnte.

2. Die roten Tillite gehen randlich über in graue, an den unteren Tillit erinnernde Gesteine. Sie gehören der sog. grauen Fazies der oberen Tillite (FRÄNKEL 1953a) an. In N-Scoresby Land dominieren unter den Geschieben Sandsteinblöcke, gelber Dolomit, schwarzer Kalk, seltener stark verwitterter, grüner Granit (FRÄNKEL 1953b).

B. Die Tillite in Lyells Land.

Die jüngsten Gesteine in unserem Gebiet, welche die KDS konkordant überlagern, gehören der Tillit-Serie an. Die Erosionsgrenze liegt überall innerhalb der Tillit-Serie; deren Hangendes scheint nirgends mehr erhalten zu sein.

Es sind 4 Lokalitäten mit Tillitvorkommen zu erwähnen (Pl. 1):

Kap Lagerberg.

Bei der Eiskappe Pt. 1550 südlich des Jeannets Bjerg.

W-Seite des untersten Narhvalgletschers.

Östlich des Skyggedal-Deltas.

Die beiden zuletzt erwähnten, stark reduzierten Vorkommen, denen hier keine grosse stratigraphische Bedeutung zukommt, seien kurz vorweggenommen:

Auf der W-Seite des Untersten Narhvalgletscher werden die bunten dolomitischen Tone des obersten Sch. 19 noch von ca. 20 m

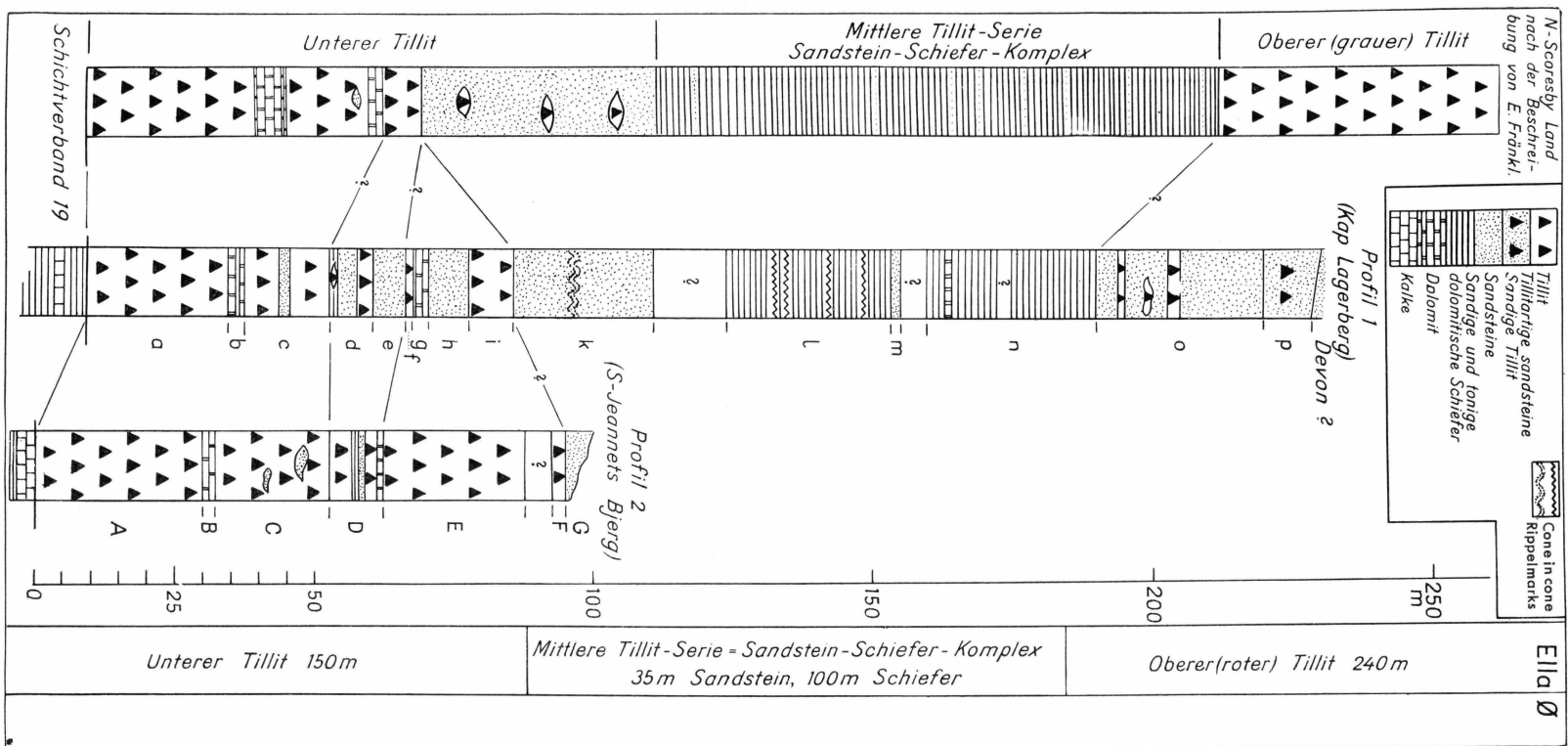


Fig. 8. Profile durch die Tillit-Serie in Lyells Land und deren Vergleich mit angrenzenden Gebieten.

unterem Tillit überlagert. Dieser setzt mit einigen Metern braun anwitterndem, grobkörnigem, zähem Sandstein ein. Die darüber folgenden Tillite zeigen eine graue, schwach kalkige Grundmasse und vorwiegend kleine Kalk- und Dolomit-Komponenten.

Östlich des Skyggedal-Deltas erscheint am Strand unter einer mächtigen Schuttdecke ein sehr stark gestörtes Vorkommen von tillitischen Gesteinen, die mit denen auf Ella Ø verglichen wurden (vgl. Fig. 22). Es handelt sich um vollkommen analoge Gesteine, aus dem unteren, grauen und dem oberen, roten Tillit. Von den dazwischen liegenden Schiefern und Sandsteinen liess sich nichts feststellen, was in der stark tektonisch gestörten Zone erklärlich ist.

Durch die Tillitvorkommen von den ersten beiden der erwähnten Lokalitäten, wurden die in Fig. 8 dargestellten Profile aufgenommen.

. Kap Lagerberg.

Die Tillite »am östlichen Berzelius Bjerg« werden bereits von KULLING (1930, S. 325) in sehr stark vereinfachter Weise folgendermassen beschrieben:

(at the top + 100 m — reddish, brown, sandstone. In the lower portion conglomerate bands with boulder material originating chiefly from the dolomite-limestone Series. It is probably equivalent to the reddish-brown tillites on Ella Island also no striated blocks seem to occur and the boulder material is more uniform.

about 16 m brownish-red shales.

about 44 m tillite greyish-green, with boulders, exclusively derived from the limestone-dolomite series.

about 14 m	{	reddish-brown shales.
		6 m reddish-black limestone.
		breccia, 1 m.
		greyish-green shales, 5 m.
		black limestone-breccia, 2 m

Dieser 14 m mächtige Abschnitt fällt nach unserer Einteilung noch in den obersten Sch. 19.

In der Umgebund von Pt. 800 wurde das folgende Profil 1 der Fig. 8 aufgenommen (von unten nach oben):

Unterer Tillit a. bis i.

a. Über den bunten, dolomitischen Tönen des obersten Sch. 19 folgen:

25 m graugrüne Tillite mit Kalk und Dolomit-Komponenten bis 20 cm Durchmesser, die z.T. einen hohen Rundungsgrad aufweisen.

- b. 3 m dunkle, kalkige, bröckelige Tillite, wechselnd mit grauen Kalk-dolomitlagen.
- c. Ca. 15 m grau-grüner Tillit mit meist kleinen Kalk-Dolomit-Komponenten und im unteren Teil noch schwach kalkiger Grundmasse. Dazwischen sind 2 m mit rotem Tonmaterial durchzogene, graue und rote Sandsteine eingeschaltet.
- d. 8 m weinrote, sandige Mergel mit Linsen von tilligartigen, grobem Brekzien, übergehend in rote Sandsteine. Diese leiten nach oben über in ca. 3 m weinrote Tillite mit gelblichen Kalk- und Dolomitkomponenten bis 15 cm Durchmesser, neben kleinen, fraglichen Kristallinbruchstücken.

U. d. M. erkennt man folgende Zusammensetzung der Tillitgrundmasse:

 - 1. Stark rotbraun pigmentierter, eisenoxydischer Zement, reich an sehr feinen Karbonatkomponenten.
 - 2. Gut gerundete Quarzkörner, frisch, mit einigen Porenzügen, nahezu keine Undulationserscheinungen.
 - 3. Gut gerundete Karbonatkörner, reichlich pigmentiert mit Erzstaub.
 - 4. Chalcedonkörner aus kolloidaler Kieselsäure, teils rötlich pigmentiert, meist umwachsen von Karbonat.
 - 5. Chlorit (verbogene Schuppe).
- e. 6 m roter, grober Sandstein. Die leicht herauslösbaren, gut gerundeten Sandkörner, von denen Fraktionen zwischen 0,19 und 1 mm untersucht wurden, zeigen im reflektierten Licht überwiegend matte Oberflächen.
- f. 1 m stark sandiges, tillitartiges Gestein.
- g. 3 m grüne und weinrote Dolomitmergel.
- h. 7 m roter, im oberen Teil grüngelber und beiger Sandstein.
- i. 8 m grauer, grüngelb anwitternder Tillit, mit meist kleiner, gelblichen Kalk- und Dolomitkomponenten. Im mittleren und oberen Teil treten bis 3 cm grosse, sehr eigenartige, ziegelrote, kalkige, stark zurückwitternde Komponenten auf. U. d. M. erweisen sich sie als eckige Bruchstücke von kolloidalen, sphärolithisch-kugeligen Karbonatausscheidungen, die partiell kräftig rotbraun, vermutlich hämatisch pigmentiert und häufig mit Chalcedon verwachsen sind. Daneben treten gut gerundete Körner von Quarz, seltener Chalcedon, Mikroklin, Mikroklin-Perthit, Karbonat und Albit auf.

Mittlerer Tillit k. bis n.

- k. 25 m gelb anwitternder, grünlicher, grauer und rötlicher, schwach kalkiger Sandstein, meist plattig absondernd. Einige härtere Bänke mit Rippelmarken. Die Sandkörner von 0,19—0,5 mm sind ziemlich eckig und zeigen häufig gebrochene Kanten. Die Oberflächen, wie auch bei der gut gerundeten Fraktion 0,5—1 mm, sind im reflektierten Licht matt.
- l. 30 m braunschwarze, meist feinsandige und tonige Schiefer mit mehreren 20—50 cm mächtigen, härteren Kalkbänken, die vollständig aus Cone-in-Cone-Strukturen bis 5 cm Höhe aufgebaut sein können.
- m. 2 m roter, toniger Sandstein.
- n. Ca. 35 m rote und grüne, bröckelige, dolomitische Tone mit einer Lage von grobkristallinem Dolomit.

Oberer Tillit, o. bis p.

- o. 35 m grüne und rote Sandsteine. Zonenweise und in Linsen sind meist gerundete, kleine Komponenten von Kalk-Dolomit und (?) Grüngesteinen eingelagert, sodass ein stark sandiges, tillitähnliches Gestein entsteht.
- p. 11 m grünliche und rote, stark absandende, konglomeratische Sandsteine mit Komponenten von Kalk- und Dolomit-Oolith.

Diskordant folgen darüber rotgetupfte, helle Sandsteine die möglicherweise devonisch sind (vgl. S. 75).

2. Das Tillitvorkommen bei der Eiskappe Pt. 1550 südlich des Jeannets Bjerg.

Hier ist nur noch der wie folgt ausgebildete, untere Tillit erhalten. (Fig. 8, Profil 2.) (Von unten nach oben):

- A. 30 m grüngrauer, gelblich anwitternder Tillit mit Kalk- und Dolomit-Komponenten bis zu 30 cm Durchmesser, und vorwiegend schwach kalkiger Grundmasse.
- B. 4 m grünlicher und weinroter, toniger, feinschichtiger Dolomit.
- C. 20 m bröckeliger, hell graugrüner Tillit mit kleinen, meist gerundeten Kalk- und Dolomit-Komponenten und Linsen von groben, grauen Sandsteinen.
- D. 10 m weinroter Dolomit, Sandstein und Tillit. Letzterer ist sehr bröckelig. Die durchwegs kleinen Komponenten erwiesen sich als Kalke und Dolomite.

E. 25 m wie C.

F. 2 m dunkelgrauer bis schwarzer Tillit mit kleinen Komponenten.

G. Der darüber folgende, helle, gelbliche, stark absandende Sandstein bildet sehr wahrscheinlich die Basis des über dem unteren Tillit folgenden Sandstein-Schiefer-Komplexes. Auch hier lassen sich an den Quarzkörnern überwiegend matte Oberflächen feststellen.

Beim Vergleichen der Tillite von Lyells Land mit denen auf Ella Ø und im N-Scoresby Land, treten in verschiedener Hinsicht Unterschiede hervor.

Der Untere Tillit erscheint südlich von Ella Ø in geringerer Mächtigkeit. Von Profil zu Profil erscheint eine Abnahme der Mächtigkeit gegen S hin (Fig. 8).

In der Ausbildung der unteren Tillite in unserem Gebiet fällt, gegenüber dem vergleichsweise untersuchten Vorkommen auf Ella Ø, die viel bröckeligere (mergeligere?) Beschaffenheit der Gesteine auf.

In der Art der Komponenten besteht eine gewisse, Übereinstimmung. Dagegen scheinen grössere Geschiebe auf die Zonen nördlich des Jeannets Bjerg beschränkt zu sein. Aus der Zusammensetzung der im Mikroskop schlecht auflösbaren, feinen Grundmasse, wagen wir keine weitreichenden Schlüsse über die Anwesenheit von tuffitischem Material zu ziehen. Dagegen könnten hier, die im Kap Lagerberg-Profil unter i. beschriebenen, ziegelroten Komponenten genannt werden. Die relativ weichen, durchwegs absolut ungerundeten Einschlüsse in der Tillitgrundmasse können keinen langen Transportweg hinter sich haben. Es ist durchaus möglich, dass diese sphärolithischen, karbonatisch-kieseligen Gesteine genetisch mit heissen Quellen oder Gasen verknüpft sind, was aber noch lange nicht auf eine magmatische Tätigkeit zurückgeführt werden muss.

Beachtenswert ist die Einschaltung von roten, tillitischen Gesteinen in entsprechenden Horizonten im unteren Tillit (Profil 1: d + e), Profil 2: D) Die Grundmasse dieser Gesteine unterscheidet sich von derjenigen der typischen, roten oberen Tillite auf Ella Ø im Schliffbild durch selteneres Auftreten von feinen Quarzsplittern und durch etwas häufigere Anwesenheit von gut gerundeten Chalcedonkörnern. Im Übrigen besteht eine weitgehende Übereinstimmung. Die dem roten Tillit auf Ella Ø eigenen, kristallinen Komponenten konnten wir nicht mit Sicherheit feststellen. Trotzdem vermuten wir, dass wir es in Lyells Land mit einer lokalen Einschaltung von verwandten Gesteinen zu tun haben. Dies weist darauf hin, dass der Charakter der roten Tillite in erster Linie durch die Art des zugeführten Materials bestimmt wird, wie dies FRÄNKEL (1953a) annimmt, und nicht, nach der Meinung HUBERS (1950), eine anders geartete (Wüsten-) Ablagerung darstellt.

Der mittlere Sandstein-Schiefer-Komplex der Tillit-Serie, ist am Kap Lagerberg durch bisher noch nie erwähnte Cone-in-Cone-Horizonte ausgezeichnet. Gegen oben gehen die grauschwarzen Schiefer über, in bunte, dolomitische Tone, die eine auffällige Ähnlichkeit mit Gesteinen des oberen Sch. 19 zeigen. Wenn man diese Ablagerung zwischen dem unteren und oberen Tillit als »Interglacial« bezeichnen darf, so haben spätere Untersuchungen die Frage anzugehen, ob nicht Teile von Sch. 19 eventuell in die Tillitserie eingeschlossen werden müssen.

Der obere Tillit, soweit er am Kap Lagerberg erhalten ist, weicht stark vom oberen, roten Tillit auf Ella Ø ab. Durch seine stark sandige Ausbildung ist der obere Tillit am Kap Lagerberg aber auch schwer mit dem von FRÄNKEL (1953b) aus N-Scoresby Land beschriebenen, oberen, grauen Tillit zu vergleichen (Fig. 8).

In der Tillitserie konnten in den Horizonten e. k. und G. leicht Sandkornproben isoliert und im reflektierten Licht untersucht werden. Es zeigte sich dabei, dass es sich überwiegend um Körner handelt, die nach CAILLEUX (1952) dem Typus »rund-matt« angehören und somit als windbearbeitet angesehen werden können. Sollten diese Schlussfolgerungen aus den in jüngeren Ablagerungen erfolgreich angewendeten Sandkornuntersuchungen in unseren subkambrischen Tilliten ebenfalls Gültigkeit haben, so dürfte kein Zweifel bestehen, dass die äolische Bearbeitung der z.T. gut gerundeten Quarzkörner in den Sandsteinen und der Tillitgrundmasse von grosser Bedeutung ist.

Zu den Umwandlungs- und Dolomitisierungserscheinungen in Karbonatgesteinen der oberen Eleonore Bay Formation.

Dolomit tritt uns in den Sedimenten der Bunten und Kalk-Dolomitserie in verschiedenen Formen entgegen. Grundsätzlich lassen sich zwei Gruppen, unterscheiden, nämlich sog. Primär-Dolomite (oder »Fast-Primär-Dolomite«) und Sekundär-Dolomite.

Der erstere ist ein sedimentärer Dolomit in gewohntem Sinne, der ausschliesslich in konkordantem Verband, meist als helles, dichtes Gestein, auftritt.

Beim zweiten treten uns sowohl in lagiger, als auch in riffartiger Form rekristallisierte, grobkörnige Dolomite und dolomitisierte Kalke entgegen. Aus der unregelmässigen Verteilung der grobkristallin ausgebildeten Körper geht eindeutig hervor, dass wir es mit sekundären, partiellen Umwandlungen in den Sedimenten zu tun haben.



Fig. 9. Dolomitierungserscheinungen längs tektonischen Schwächezonen im Kap Lagerberg Gebiet.

In der unteren Bildhälfte nach rechts einfallende Schichten der unteren Kalk-Dolomit-Serien (links die hellen und dunklen Bänder hinter der dunklen Schutteebene) und Schichtverband 18. Darin erkennt man im untersten, wenig gebänderten Abschnitt, quer zum Streichen verlaufende, helle Zonen. In diesen sind die dunkeln Kalke in helle Dolomite umgewandelt. Aus der Fortsetzung gegen rechts hin wird deutlich, dass die Umwandlungstreifen im Bereiche von kleinen Störungszonen liegen.

Diese Erscheinung, deren Ursache noch sehr wenig abgeklärt ist, trifft man zwischen Andrées Land und N-Scoresby Land häufig an. Sie wurden erstmals von FRÄNKEL (1953a, b) näher beschrieben.

Folgende Beobachtungen aus Lyells Land sollen seine Darstellung der Dolomitisierung von Kalken etwas erweitern.

Die riff- oder bandartige Einlagerung von hellem, grobkristallinem Dolomit in dunklem Kalk kommt in unserem Untersuchungsgebiet in den Schichtverbänden 11, 14, 16 und 18 vor. Überall beobachtet man die typischen, nur wenige mm oder cm breiten, seitlichen Übergänge von Kalk zu Dolomit. Manchmal lässt sich die Schichtung in den letzteren hineinverfolgen; ferner sind darin vereinzelt noch Brekzien- oder Oolith-Strukturen durch feine dunkle Säume angedeutet.

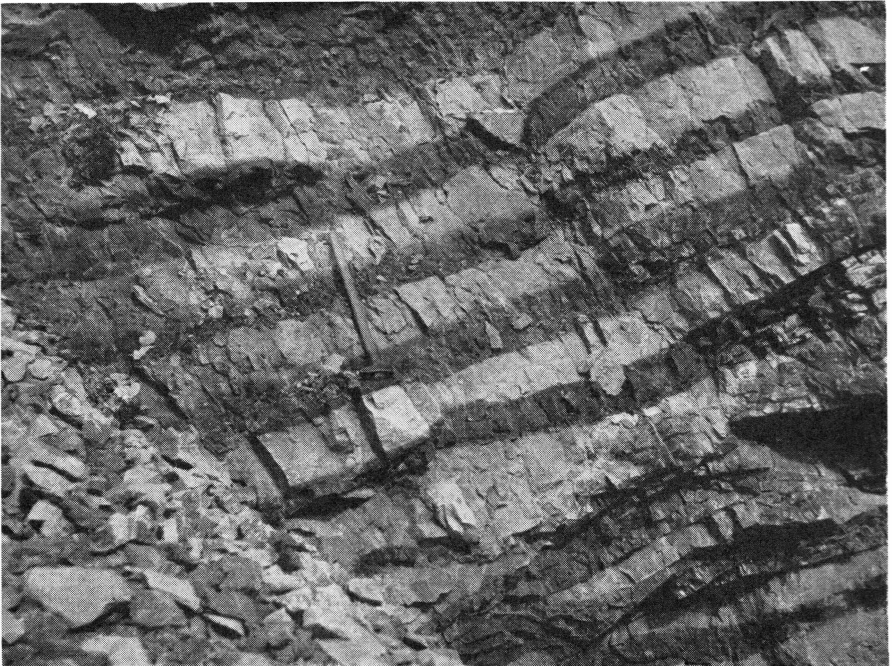


Fig. 10. Schichtweise Dolomitisierung von Kalken des Schichtverband 18. Kap Lagerberg.

In der Kap Lagerberg-Region tritt in Schichtverband 18 die Dolomitisierung auf folgende drei Arten auf:

1. In ruhig gelagerten, dunkeln Kalken wurden riffartige Partien (ohne Anzeichen einer Volumenänderung) dolomitisiert. Eine vollkommen entsprechende Erscheinung in Sch. 11, zeigt FRÄNKEL (1953b) in Fig. 4 und 5.

2. Die riffartige Dolomitisierung finden wir einer Bruch- und Knickzone folgend (Fig. 9). Die Umwandlung ist sicher jünger als die Bewegungen an dieser Zone. Wo dolomitisierte Partien gestört sind, handelt es sich sehr wahrscheinlich um eine Reaktivierung der Bruchzone.

3. Eine lagenweise, aber ebenfalls sekundäre Dolomitisierung. Fig. 10 zeigt deutlich, wie die hellen, dolomitisierten Bänder an einigen Stellen anschwellen oder auskeilen.

Die unter 2. und 3. genannte Art des Auftretens der Dolomitisierung könnte dahin gedeutet werden, dass für die Umwandlung vielleicht weniger chemische Faktoren, als Gefügeeigenschaften, welche primär vorhanden sind, oder durch Tektonisierung entstehen können, ausschlaggebend sind.

Über den Vorgang der zweifellos notwendigen Zufuhr von Mg können wir nichts genaues aussagen. Vielleicht steht sie in Zusammenhang mit Dolomitgängen, die z.T. sehr bedeutende Ausmasse zeigen und die besonders am östlichen Jeannets Bjerg und am Kap Dufva verbreitet sind. Bemerkenswert ist auch die eigenartigen Infiltration von Karbonat in den auf S. 72 beschriebenen, in der Skyggedal Störung sitzenden, serpentinisierten, basischen Gang.

Bemerkungen zu den Sedimenten der Eleonore Bay- und Tillitformation.

a. Die Sedimente.

Wenn wir uns ein Bild von den Sedimentationsbedingungen der Eleonore Bay- und Tillit-Formation machen wollen, so sind wir in erster Linie auf die Analyse des lithologischen Charakters der Ablagerungen angewiesen.

Die in dieser Hinsicht bis heute geleisteten Arbeiten erlauben wohl, die Schichtverbände von verschiedenen Lokalitäten miteinander zu vergleichen, reichen aber nicht aus, um an paläogeographische Probleme heranzugehen.

Besonders die wichtige Frage nach dem Liefergebiet, wird in den verschiedenen Arbeiten immer wieder aufgeworfen. Die Theorien über das Hinterland sind vorläufig noch äusserst spekulativ, aber sie sind nicht sinnlos, da die Möglichkeit einer Lösung durch weitere Arbeiten in den Sedimenten der Fjordzone und vor allem in den erst in groben Zügen bekannten, weiter nördlich liegenden Teilen Ostgrönlands, besteht.

Auf welche Schwierigkeiten man bei der Frage nach dem Liefergebiet heute noch stösst, wo die Argumentation mit der Lithofazies auf weit auseinander liegende Profile von Schichtverbänden abstellen muss, geht aus der Darstellung von FRÄNKEL (1953a, S. 91) hervor, der seiner Betrachtung Schichtverband 6 zugrunde legt.

Die einzelnen Serien der Eleonore Bay Formation sind hinsichtlich ihrer Ablagerungsbedingungen von früheren Autoren z.T. sehr eingehend diskutiert worden, sodass hier ein kurzer Überblick genügt.

1. Die untere Eleonore Bay Formation wird von einer über 7000 m mächtigen, schwer unterteilbaren Folge von mehr oder weniger tonigen, häufig rostig anwitternden Quarzit-Peliten und -Psammiten aufgebaut.

Untergeordnet kommen in Linsen und Lagen Karbonatgesteine vor.

In verstärktem Masse treten solche in der ca. 150 m mächtigen, Kalkig-tonigen Serie auf.

FRÄNKEL (1953b) stellt fest, dass die Untere Sandig-tonige und die Obere Tonig-sandige Serie stark an die Schistes Lustrés der alpinen Geosynklinale erinnern. Die Ausbildung dieser Sedimente trägt sicher einen anderen Charakter als die der oberen Eleonore Bay Formation.

2. Die etwa 2000 m mächtige, über weite Strecken recht einheitliche Quarzit-Serie zeigt neben pelitischen und tonigen Quarziten hauptsächlich auffallend reine Orthoquarzite, mit Korndimensionen von 0,1—0,8 mm und oft hohem Rundungsgrad der meist eng gepackten Körner. Zwischen diesen ist ein eigentliches Bindemittel oft nicht zu erkennen. In sehr feiner Verteilung tritt Karbonatsubstanz sporadisch in Kornzwickeln auf.

Das Material der Quarzit-Serie bezieht FRÄNKEL (1953a) aus einem kristallinen Hinterland. Wie weit diese feldspatarmen Quarzite älteren Sandsteinserien entstammen könnten, ist noch nie genauer untersucht worden.

KATZ (1952a) bringt auch die Quarzit-Serie durch das »graded bedding« einiger Horizonte mit der alpinen Flyschsedimentation in Zusammenhang. Auf der anderen Seite zeigt die wenig veränderte Ausbildung von Schichtverbänden, dass über weit Strecken einheitliche, ruhige Sedimentationsbedingungen geherrscht haben müssen.

Dass es sich um Flachmeer-Ablagerungen mit zeitweiliger Emersion handelt, geht aus den häufig beobachteten Kreuzschichtungen, Rippelmarken und Trockenrissen hervor. Vereinzelt wurden aber auch Anzeichen von submarinen Rutschungen festgestellt.

3. Die ca. 1000 m mächtige Bunte Serie wurde von KATZ (1952a) eingehend untersucht. Seine Darlegungen behalten auch für die Gebiete südlich von Strindbergs Land ihre Gültigkeit weitgehend bei, da bisher keine wesentlichen Faziesdifferenzen bekannt geworden sind. Als Erklärung für das scharfe Einsetzen von tonigen und karbonatischen Gesteinen über der Quarzit-Serie nimmt KATZ (1952a, S. 110) eine Absenkung des Ablagerungstrogens um 100 bis 250 m an.

Im oberen Teil der Bunten Serie treten wieder küstennahe Sedimente (mit Konglomeraten und Algen) auf.

Die häufig eingestreuten, autigenen Brekzienzonen lassen für die betreffenden Horizonte auf unruhige Bedingungen (ruckweises Absinken? vgl. S. 71) schliessen.

4. Teile der neritischen Kalk-Dolomit-Serie wurden von SCHAUB (1950) in lokaler Untersuchung bearbeitet.

Die raschen Wechsel in der Lithofazies und Mächtigkeit sowie die häufige Aufarbeitung und Umlagerung von Sedimentteilen lassen auf

bewegte Ablagerungsbedingungen, verknüpft mit der Bildung von Schwellen und Trögen schliessen.

5. Die Tillit-Formation mit ihren mannigfaltigen Sedimenten, von denen verschiedene Autoren annehmen, dass ihre Entstehung mehr oder weniger durch eine Vereisung des Hinterlandes beeinflusst worden ist, enthält wohl noch am meisten ungelöste Probleme. Die umstrittenen Postulate von Vereisung und Vulkantätigkeit während der Ablagerung der Tillit-Formation bedürfen dringend weiterer Untersuchungen im Felde.

b. Der Ablagerungsraum.

Der Trog, in dem die Sedimente der EBF zur Ablagerung gekommen sind, wurde immer wieder als eine Geosynklinale schlechthin bezeichnet. Auch hier bleibt es den zukünftigen Untersuchungen überlassen, zu zeigen, in welchem Sinne dieser Begriff hier angewendet werden darf.

Wenn wir die Verbreitung der Sedimente der EBF in der Fjordzone betrachten, so treten sie als ein ca. 300 km langer, N—S-gerichteter Streifen hervor. Darin stellen wir in nordsüdlicher Richtung in der oberen EBF keine wesentlichen Fazies- und Mächtigkeitsänderungen auf diese Distanz fest.

Betrachten wir hingegen E—W-gerichtete Schnitte, so zeigen sich schon 100 km weiter westlich dieses Streifens, in der Petermann Region, bedeutend grössere Mächtigkeiten in den der Oberen Tonig-sandigen Serie entsprechenden Ablagerungen. Ein deutlicher Fazieswechsel vollzieht sich zwischen der obersten EBF der Fjordzone und der im Nunatakgebiet liegenden Eleonore Sø-Serie (Fig. 1). KATZ (1952b) ist der Auffassung, dass es sich um bathyale Teile der EBF handelt. Zusammen mit den erwähnten, grösseren Mächtigkeiten der tiefer liegenden Teile, könnte vermutet werden, dass wir gegen E hin in zentralere Zonen des Ablagerungstrogos kommen, wie dies KATZ schon aus der Eleonore Sø-Serie allein schliesst.

Als einen Ausblick möchten wir eine andere Erklärungsmöglichkeit anführen, die darin besteht, dass der ungefähr N—S-gerichtete, parallel zur Achse des genannten Sedimentstreifens der Fjordzone verlaufende Trogrand durch eine Störungslinie gegeben wird, die nicht allzu weit westlich der Nunatakzone liegt. Als einen Hinweis auf eine solche Störungszone können wir die ungefähr N—S-gerichteten Brüche des Nunatakgebietes auffassen, welche eine gegen E hin absinkende Schollentreppe bilden.

Wir möchten damit die Möglichkeit andeuten, dass die Sedimente auf einer ausgedehnten, einseitig absinkenden Scholle zur Ablagerung gekommen sein könnten.

Dabei finden wir die grössten Sedimentmächtigkeiten in dem stärker abgesunkenen Gebiet westlich der Fjordzone. Ferner wäre z. B. das mehr oder weniger plötzliche Erscheinen von Kristallinkomponenten im oberen, roten Tillit ohne die weitgehende Annahme von gebirgsbildenden Vorgängen zur Zeit der Tillitsedimentation, und allenfalls auch eine magmatische Tätigkeit an dieser Küstenlinie erklärbar.

Vielleicht werden die zukünftigen Untersuchungen in den nördlich und südlich der Royal Bay liegenden Gebieten Beweise für oder gegen diese Bruchküsten-Hypothese erbringen, wobei in dieser Hinsicht ausser dem Dronning Louise Land im N (76° — 78° n. Br.), die SE-grönländischen Fjordgebiete zwischen 66° u. 68° n. Br. wichtig werden könnten.

Die basischen Gänge.

Die folgende kurze Beschreibung soll die von RITTMANN (1940) bereits vorgenommene Untersuchung von basischen Gängen aus Lyells Land ergänzen.

Bei den neu untersuchten Gesteinsproben handelt es sich durchwegs um Lamprophyre der kaledonischen Nachphase¹⁾.

S. 812.

Schlierige, hornblendeführende Augit-Minette, reich an Talkpseudomorphosen nach Olivin. Im Handstück ein grünlich-schwarzes, feinkörniges bis dichtes Ganggestein, bräunlich anwitternd.

Fundort: Rytterknægten, S-Seite, aus Gehängeschutt.

S. 693.

grau-schwarze, feinkörnige bis dichte Augit-Minette mit Talkpseudomorphosen nach Olivin, Karbonat-Albit-Mandeln und millimeter- bis zentimetergrosse Quarz-Xenolithe.

Fundort: westlicher Berzelius Bjerg, in Schichtverband 4.

S. 982

dunkelgrünes, zerschertes, karbonatreiches, lamprophyrisches Gestein mit chloritisierten Mafiten (Hornblende, Olivin?). Auffallend ist der hohe Gehalt an Karbonat, möglicherweise Dolomit aus sekundärer Infiltration.

Fundort: Gang in der Skyggedal-Verwerfung, unterstes Skyggedal, E-Seite.

¹⁾ Prof. E. WENK und Dr. J. HALLER aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut Basel hatten die Freundlichkeit, die von mir gesammelten Proben zu bestimmen.

S. 809

feinkörniger, grünlich-schwarzer, chlorit-, biotit- und pyroxenführender Hornblende-Spessartit, reich an Pseudomorphosen von Talk und Serpentin nach Olivin und mit makroskopisch sichtbaren Hornblende-Einsprenglingen.

Fundort: Gänge im Kern der Grenzantiklinale am Narhvalsund.

C. Devon.

Das ostgrönländische Devon ist in der Old-Red-Fazies ausgebildet. Es besteht aus den Abtragungsprodukten der Kaledoniden.

Im östlichen Lyells Land befinden wir uns am Rande eines ausgedehnten Beckens, das zur Hauptsache mit devonischen Ablagerungen aufgefüllt ist.

Die der Eleonore Bay Formation entstammenden Gesteine sind in einem Randgebiet wie Lyells Land mit Sicherheit von W her antransportiert worden.

Wir haben daher in unserem Gebiet zu unterscheiden zwischen Abtragungsprodukten in Erosions-Rinnen und -Taschen und den Bildungen am Beckenrand.

In beiden Fällen treten grobe Konglomerate und Brekzien auf, deren devonisches Alter in erster Linie aus faziellen Gründen angenommen wird, da brauchbare Fossilfunde hier kaum zu erhoffen sind. Am Beckenrand können auch Sandsteinablagerungen hinzutreten.

1. Als eine mögliche, devonische Erosionstasche betrachten wir das sog. Skyggedal-Konglomerat, das unmittelbar E der Skyggedalmündung unter einer Rutschmasse von Gesteinen des Sch. 19 liegt (vgl. S. 110). Wir erkennen ein grobes, schlecht sortiertes, intensiv rostig anwitterndes Konglomerat mit Komponenten der oberen Eleonore Bay Formation, verkittet durch eine graue und rotbraune, sandige und sandig-kalkige Matrix.

2. Die Beckenrandablagerungen. Die uns bekannten Devonvorkommen und devonischen Erosionsspuren in der Kong Oscars Fjord-Region zeigen in ihrer Verbreitung eine enge Beziehung zu der flachen Einbuchtung, welche sich in der östlichen Randflexur im Gebiete des unteren Kirschdal abzeichnet (vgl. Strukturkarte, Pl. V).

In dieser Region reichen die an der charakteristischen roten Verfärbung und Verkittung von Kluft- und Bruchspalten kenntlichen devonischen Erosions- und Überlagerungsspuren relativ weit nach W.

Grössere zusammenhängende Komplexe von Gesteinen, die durch ihre Aufarbeitung als devonisch zu bezeichnen sind, scheinen jedoch nur noch in der engeren Küstenregion erhalten zu sein.

Hier können wir zwischen den Gesteinen der devonischen Erosionsfläche, den Basisbrekzien, Basiskonglomeraten und Sandsteinen unterscheiden, die im Folgenden von einzelnen Lokalitäten beschrieben werden sollen.

Ein aufschlussreiches Beispiel einer devonischen Erosionsfläche, deren Gesteine allmählich in die hangende Basisbrekzie überleiten, finden wir ca. 2 km SW der Fangsthytte Kap Lagerberg, verknüpft mit einer kleinen Verwerfung (Pl. 4). Die SW-Seite ist um 30—50 m abgesunken. Dadurch wurde ein Stück der devonischen Auflagerungsfläche vor der Gletschererosion bewahrt.

Die dolomitisierten Kalke von Sch. 18 sind bis in ungefähr 20 m Tiefe vollständig zerrüttet, von alter Oberflächenklüftung durchsetzt und einzelne Blöcke aus dem Schichtverband gelöst.

An der Verwerfung tritt eine Störungsbrekzie auf, die nur schwierig von der beschriebenen zerklüfteten Zone abgrenzbar ist.

In die Klüfte des tiefverwitterten Schichtverband 18 ist ein rotes Bindemittel, feiner und grober Sand von oben her eingedrungen. Hohlräume werden häufig durch Calcit und Dolomit geschlossen.

Über dieser Zone ist in Taschen und Rinnen der Übergang zur nächsthöheren Stufe, mit Basisbrekzien und Basiskonglomeraten angedeutet.

Ungefähr 800 m N der Fangsthytte liegt am Ufer ein kleines Vorkommen von Basiskonglomeraten. Es zeigt schlecht gerundete Komponenten aus der KDS und sandiges Bindemittel. In der stark rostigen Anwitterung gleicht es dem bereits erwähnten Skyggedal-Konglomerat. Der Grund der Verfärbung ist in beiden Fällen in der Verzahnung mit dem stark Fe-haltigen, unteren Sch. 19 zu suchen.

Auffallend erscheint bei einem Vergleich mit dem benachbarten Devonvorkommen auf Hammars Ø, dass auf der Insel die Komponenten eine bessere Sortierung und einen viel höheren Rundungsgrad zeigen. Ferner sind die einzelnen Bänke durch weinrote, kompakte Sandstein- und Mergellagen voneinander getrennt. Die Gesteine von Hammars Ø gehören vermutlich einen höheren stratigraphischen Niveau an als die obenerwähnten Konglomerate auf dem Festland. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass das Hammars Ø — Devon durch eine im Fjord verlaufende Störung abgesenkt worden ist.

Bei Pt. 800 am Kap Lagerberg finden wir einen Komplex von hellen Sandsteinen, für die wir devonisches Alter vermuten, während sie von FRÄNKEL (1953b, S. 28) offenbar als Teile der obersten Tillit-Formation, der sog. Sandstein-Serie oder »Bastion-Quarzite«, angesehen werden, wenn

er schreibt: ... »Diese beiden Serien (Canyonserie und Spiral-Creek-Serie) fehlen im nördlichen Scoresby Land, aber auch schon am Berzelius Bjerg konnten wir sie nicht feststellen.«

Unsere Vermutungen über das devonische Alter der Sandsteine stützt sich auf die auf S. 128 genannten tektonischen Argumente und die im Folgenden angeführten Punkte:

1. Es besteht eine deutliche Winkeldiskordanz zwischen den Sandsteinen und den liegenden Tilliten. Im W liegen unter der Auflagerungsfläche die allerjüngsten, tillitischen Gesteine, welche wir in dieser Gegend beobachten konnten (vgl. S. 64), während im E der Kontakt in die darunter folgende Schieferzone der mittleren Tillit-Serie fällt.

Die vorhandene Winkeldiskordanz soll nicht unbedingt als Beweis für eine devonische Auflagerung gewertet werden, denn auch die Bastion-Formation kann nach einer Erosionsphase (während der Bildung der Canyon- und Spiral-Creek-Formationen) mit Winkeldiskordanz über eine Schwelle transgredieren. Dagegen möchten wir das E-Fallen der Kontaktfläche als Hinweis auf die im Devon erfolgte Überlagerung hervorheben. Wir sind uns dabei bewusst, dass diesem Hinweis in Anbetracht der geringen Ausdehnung des Vorkommens nicht viel Gewicht beigemessen werden darf.

2. Basiskonglomerate fehlen an den gut aufgeschlossenen Kontaktstellen fast vollständig. Dies berührt für eine devonische Auflagerung vielleicht seltsam. Diese Situation ist aber in der Randzone eines transgredieren Meeres, während einer Zeit mit häufigen Bodenbewegungen, (z. B. Bildung der devonischen Randflexur, s. unten) nicht undenkbar.

Einzig auf der N-Seite der Sandsteinkuppe fanden wir eine kleines Vorkommen von roten, groben Konglomeraten, verknüpft mit quarzitischen, rot-grün gestreiften Sandsteinen mit feinen, rötlichen Feldspatfragmenten, ähnlich wie wir sie z. B. auf Åkerbloms Ø angetroffen haben. Ob sie über oder unter den hellen Sandsteinen liegen, konnten wir nicht mit Sicherheit feststellen. Dies würde weiter auch nichts beweisen, da eine Umlagerung vom Lande her oder eine Verzahnung mit fluviatilen und terrestrischen Bildungen möglich ist.

3. Gesteine. — Wenn wir von der Fangsthytte aus direkt gegen Pt. 800 hin aufsteigen, so finden wir die Sandsteine auf Kote ca. 680 m erstmals anstehend. Bei diesem tiefsten uns bekannten Aufschluss handelt es sich um etwa 10 m ziemlich gut verfestigte, hellviolette Sandsteine mit dunkelroten Tupfen und feinen Bruchstücken von rötlichen Feldspäten. Darüber folgt dann ein recht mächtiger Abschnitt mit vorwiegend leicht absandenden, hellrot getupften, hellgrauen Sandsteinen

mit dünnen, feinbrecciös oder feinkonglomeratisch ausgebildeten Einlagerungen.

Die Schichtfugen sind meist undeutlich und unregelmässig vorhanden. Einige Zonen zeigen schwach kalkiges Bindemittel. Hier sind Drusen und Spalten mit Calcit-Kristallen häufig.

Dieser Abschnitt wird wenig unter dem flachen Gipfel gegen oben durch überwiegend grünliche, gut verfestigte Sandsteine abgelöst, in denen häufig, meist rot oder braun gefärbte, Gerölle von 2—5 mm Durchmesser eingelagert sind. Mit diesem Horizont stehen die schon oben erwähnten, groben Konglomerate mit roter Matrix und quarzitischen Sandsteinen in Kontakt. Auf der W-Seite der Kuppe, nahe bei einem kleinen, N—S-gerichteten Sattel ist ein feinkörniger, grünlichgrauer Sandstein mit rotbrauner Anwitterungsrinde verbreitet. Die Untersuchung u. d. M. zeigt, dass die Sandsteine um Pt. 800 vorwiegend aus umgelagertem Material der Tillit-Serie bestehen. Ob diese Aufarbeitung aber zur Zeit der Sandstein-Serie-Ablagerung oder im Devon erfolgt ist, lässt sich im Schliß schwer entscheiden. Den besten Verfestigungsgrad zeigen die bereits erwähnten, quarzitischen Sandsteine, welche mit roten, einem Basiskonglomerat gleichenden, Gesteinen zusammen auftreten, und für die devonisches Alter kaum in Zweifel steht.

FRÄNKEL (1953a) beschreibt die Sandstein-Serie als bestehens aus »primär äusserst gut gerundeten Quarzkörnern mit sekundärer Verzahnung, die auf das Ineinandergreifen der deutlich sichtbaren Zuwachsränder zurückzuführen ist.« Dieses Merkmal ist bei mehreren, uns bekannten Schliffen aus der Umgebung von Pt. 800 mehr oder weniger deutlich vorhanden.

Wir finden es gleich ausgeprägt in den obersten Tillit-Sandsteinen im hellen Sandsteinkomplex, aber auch in dem schon mehrfach erwähnten quarzitischen Sandstein, den wir als sicheres Devon bezeichnen möchten.

Es soll hier anschliessend noch ein Konglomerat-Vorkommen aus der Kap Lagerberg-Gegend erwähnt werden, über dessen Alter wir nichts Sicheres aussagen können. Es liegt SW von Pt. 800, auf Kote ca. 370 m in einer durch tektonische Vorgänge geschaffenen Rinne (vgl. S. 130). Wir finden in der Talsohle und an beiden Hängen Reste eines stark verfestigten, groben Konglomerates. Der Verlauf der Auflagerungsfläche zeigt, dass es von einem Gewässer aufgeschwemmt wurde, das gleich wie der heutige Bach in diesem Talstück, nach NE floss. Und ferner, dass es durch Störungen, welche in der Talsohle verlaufen, um kleine Beiträge verstellt worden ist. Vom rezenten Bachschutt, der aus verschieden gut gerundeten Geröllen und Gehöngeschutt besteht, unterscheidet es sich in zwei Dingen: erstens in der guten Verfestigung durch ein sandig-toniges, meist kalkhaltiges Bindemittel und zweitens dadurch,

dass in den Konglomeratbänken die im vorigen Abschnitt beschriebenen, hellen Sandsteine von Pt. 800 nicht zu finden sind. Wir können zwei Gründe für das Fehlen solcher Komponenten anführen:

a. Es handelt sich um ein Relikt einer devonischen Erosionsrinne, deren Inhalt älter ist als die hellen Sandsteine. Dagegen sprechen aber sehr entschieden die tiefe Lage und der Mangel an den typischen, roten, devonischen Erosionsspuren.

b. Das Tal und die Konglomerate sind eine jüngere Bildung. Die hellen Sandsteine lagen aber nicht im Einzugsgebiet dieses nach NE fließenden Gewässers. Wir können dies als einen weiteren Hinweis dafür auffassen, dass die Ablagerung der hellen Sandsteine in der eingangs erwähnten Depressionszone der Kirschdal-Region erfolgte und nicht weit über Pt. 800 hinaus nach S. reichte.

D. Quartär.

Die ausgedehnten, mächtigen, quartären Ablagerungen im Polhems Dal und Kirschdalen wurden auf den Karten ausgeschieden, während die rezenten, lokalen Blockschuttmassen und Stirnmoränenreste, wie wir sie z. B. in der Talsohle des Jelsdal und Hasdal finden, nicht kartiert worden sind.

Von dem trogförmigen, heute sowohl nach N als auch nach S hin entwässerten Polhems Dal nehmen wir an, dass es sich aus einem Teilstück eines grösseren, durchgehenden, gegen N hin gerichteten Entwässerungssystem entwickelt hat.

Im breiten Talboden finden wir durch die jetzige, einschneidende Phase der Flüsse gut aufgeschlossen, ein System von ineinander geschachtelten Schotterterrassen, das seine Entstehung dem mehrfachen Wechsel von Erosions- und Akkumulationsphasen verdankt. Die bis zu 0,5 m Durchmesser erreichenden Gerölle der Schotterterrassen bestehen vorwiegend aus Quarziten und nur zum kleineren Teil aus Kristallin. Hier dominieren weisse Granite.

Es ist daher anzunehmen, dass ein guter Teil dieses Materials aus dem N-Scoresby Land stammt. Die oberste der Schotterterrassen, auf Kote ca. 80 m, zeigt eine grosse Zahl von rundlichen Seen, die wahrscheinlich über abschmelzendem Toteis entstanden sind.

Vom nördlichen Deltagebiet aus lässt sich eine eigenartige, gelbbraune, feinschichtige, tonige Ablagerung ca. 3 km weit ins Polhems Dal hinein verfolgen, wo sie von dem in diesem Talstück stark mäandrierenden Fluss in einer breiten Ebene, aus der einige kegelförmige Inselberge dieses Gesteins auftragen, freigelegt wird.

Es hat sich gezeigt, dass es sich um eine sehr feinkörnige, hauptsächlich aus Feinsand und Ton zusammengesetzte Ablagerung in marinem oder brackischem Milieu handelt. Unter den »Körnern« über 0,18 mm, die etwa 1 ‰ des Gesteinsvolumen ausmachen, treten neben einigen abgerundet-glänzenden Quarzkörnern, Fossilien auf. Am häufigsten sind gut erhaltene Ostracodenschalen. Ferner finden sich Bruchstücke von Echinodermen und (?) Lamellibranchiern, sowie einige agglutinierte Foraminiferen, die am ehesten dem Genus *Haplophragmoides* angehören, welcher bereits an verschiedenen Stellen der Aussenküste von NE-Grönland beobachtet worden ist (CUSHMAN).

Im ganzen Polhems Dal tritt der Felsgrund nirgends zutage. Es wäre in Anbetracht der ins Polhems Dal hineinreichenden jüngeren Sedimente nicht ausgeschlossen, dass vor der Aufschotterung eine Meeresverbindung zwischen Narhvalsund und Forsblads Fjord bestanden hat.

Im Unterlauf des Kirschdalen finden wir mächtige, gegen das Delta hin vorspringende Schotterterrassen, durch die sich der Fluss in jüngster Zeit wieder eingeschnitten hat. Heute erodiert er in der anstehenden Kalk-Dolomit-Serie, die bis nahe zum Delta in einer imposanten Mündungsschlucht aufgeschlossen ist.

TEKTONIK

Einleitung.

Die Sedimente von Lyells Land bilden grob gesehen eine nach S ansteigende, durch Brüche und Verbiegungen deformierte Tafel (Fig. 11). Ihre Westseite zeigt in der Übergangszone zum ZMK starke Verbiegungen und Aufwölbungen. Der Ostrand sinkt an einer Flexur in die Tiefe. Von Norden her ziehen einige markante N—S-Falten in unser Gebiet. Sie bilden die wichtigsten tektonischen Elemente im nördlichen und mittleren Teil (Fig. 12). Der südliche Abschnitt wird in erster Linie durch Zerrungstektonik beherrscht.

Ein NW—SE-gerichtetes Bruchsystem zieht über das ganze Gebiet hinweg.

Grosse Bedeutung kommt den Brüchen auch in den tektonisch komplizierten Zonen des Narhvalsund, des Segelsällskapets Fjord und der östlichen Randflexur zu.

Es sollen im Folgenden die tektonischen Merkmale der Sedimente auf Lyells Land beschrieben werden, indem wir bald ein bestimmtes Bauelement verfolgen, bald ein abgegrenztes Gebiet betrachten. Dies geschieht in der unten genannten Reihenfolge:

1. Die E—W-Depressionen.
2. Die N—S-Falten.
 - a. Kap Alfred-Antiklinale.
 - b. Arbenz Kolle-Synklinale.
 - c. Grenzantiklinale.
3. Das NW—SE-Bruchsystem.
4. Das Narhvalsund-Gebiet.
5. Die östliche Randflexur.
6. Die Ablösungszone zwischen dem Faltungsgebiet im nördlichen und dem Zerrungsgebiet im südlichen Lyells Land.
7. Das Zerrungsgebiet des Forsblads Fjord und Segelsällskapets Fjord.
8. Die Kap Lagerberg-Region.
9. Der Kristallinkontakt im westlichen Lyells Land.

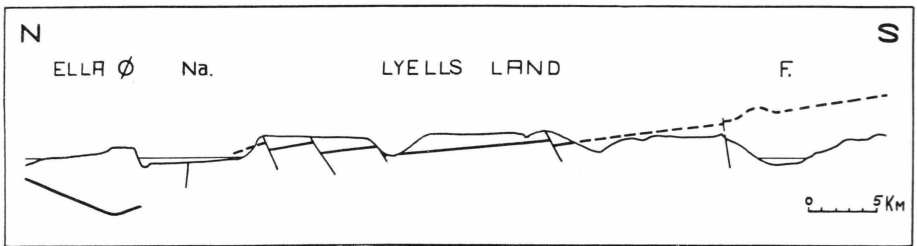


Fig. 11. Schematisches N—S-Profil durch Ella Ø und Lyells Land. Die stark ausgezogene Linie entspricht der Grenze von unterer zu oberer Quarzit-Serie (Schichtverband 3-4). Das Profil verläuft in der nördlichen Hälfte in der Achse der beim Jelsdal ausflachenden Grenzantiklinale.

Na = Narhvalsund, F = Forsblads Fjord.

1. Die E—W-Depressionen.

Die ganze Sedimenttafel von Lyells Land liegt im S-Schenkel einer schon lange bekannten E—W-Depression, deren Achse im Gebiet des Narhvalsund verläuft (Fig. 11). Dem Ansteigen der Schichten gegen S wirkt vor allem das NW—SE-gerichtete Bruchsystem entgegen.

Die Abtrennung des tiefer liegenden Ella Ø—Blockes von Lyells Land erfolgt durch komplizierte Bruchbildungen im Narhvalsund-Gebiet.

Die Mulde von Ella Ø ist die stärkste E—W-Depression, die unser Gebiet berührt. Sie beginnt sich schon während der Sedimentation der oberen EBF abzuzeichnen, was in den relativ mächtigen Tillit-Ablagerungen dieser Zone zum Ausdruck kommt. Hier finden wir die frühesten Bewegungsspuren, die in unserem Gebiet mit Sicherheit festgestellt werden können.

Somit ist die E—W-Depression der Ella-Ø-Gegend, und damit eng verknüpft der nördlichste Streifen von Lyells Land, das älteste tektonische Element in unserem Gebiet. Die Absenkung geht aber auch während und nach der kaledonischen Orogenese weiter. Es entsteht nunmehr im Gebiet des heutigen Narhvalsund eine Zone mit starker und komplexer Bruchbildung, die im Verlaufe der Orogenese ihren Einfluss bei der Entstehung der Falten ausübt.

Als einen Hinweis, dass eine Absenkung auch während oder unmittelbar nach der Hauptfaltung vor sich ging, können wir die auf SE—Ella Ø weit nach W greifenden mächtigen Aufschüttungen von Devon-Basis-konglomeraten betrachten.

Die jüngeren Brüche, welche auf die heutige NW—SE-Richtung des Narhvalsund ebenfalls entscheidend einwirkten, zeigen eine weitere Phase der Absenkung an.

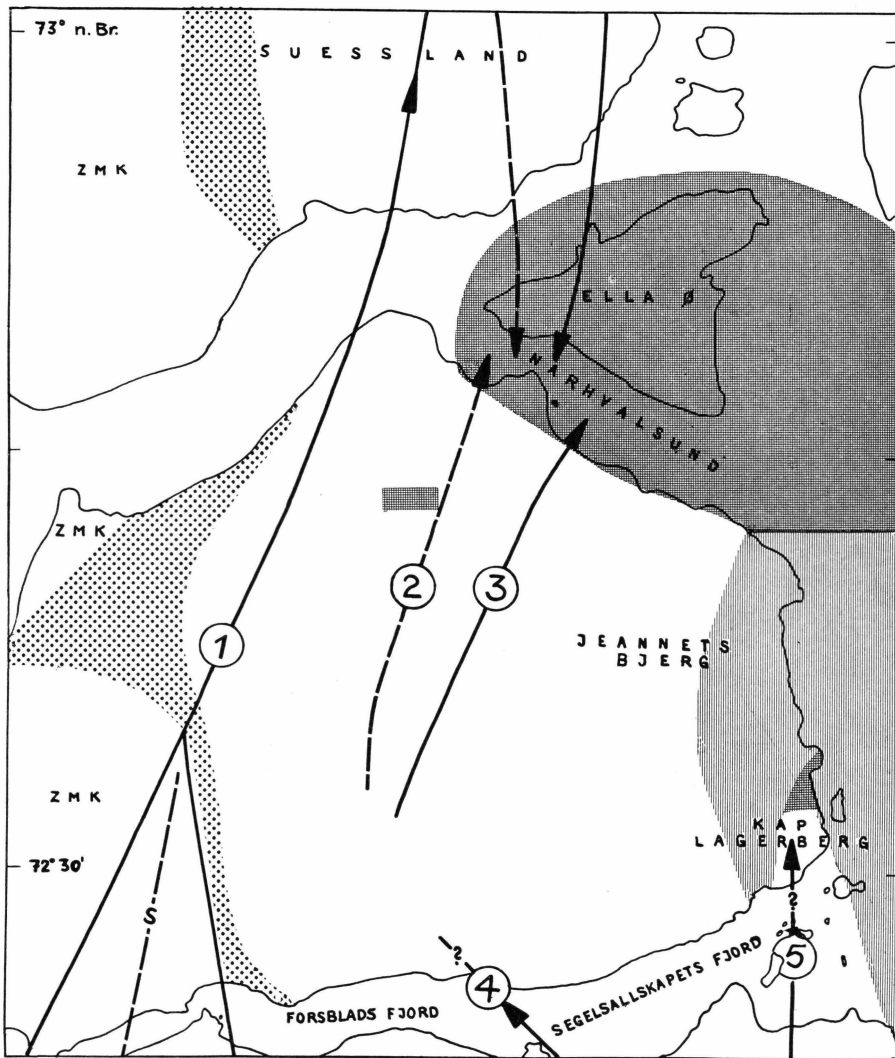


Fig. 12. Die Strukturelemente von Lyells Land.

1 = Kap Alfred-Antiklinale, s = Synklinale zwischen Virgationsfalten, 2 = Arbenz Kolle-Synklinale, 3 = Grenzantiklinale, 4 = Spuren der Murchisons Bjerg-Aufwölbung (N-Scoresby Land), 5 = Fortsetzung der Blaaehorn-Antiklinale, Kreuzschraffur = E—W-Depressionen, senkrecht schraffiert = Östliche Randflexur, grobpunktiert = Die kontaktmetamorphe Übergangszone zum Zentralen Metamorphen Komplex (ZMK), die im tektonischen Teil behandelt wird. Die Pfeile zeigen die Neigung der Faltenachsen an.

Auf der tektonischen Übersichtskarte (Fig. 12) sind noch zwei weitere kleinere E—W-Depressionen angegeben, denen aber nur lokale Bedeutung zukommt. Die eine befindet sich am Westrand der Arbenz

Kolle (vgl. Pl. 1). Hier fließen 2 steile Gletscher von N her gegen den untersten Hasdalgletscher. Sie queren eine E—W-gerichtete Einmündung der Schichten von ca. 5 km Breite. Im Gegensatz zum Narhvalsund-Gebiet finden wir hier sehr wenig Anhaltspunkte über Alter und Vorgang der Absenkung. Es besteht die Möglichkeit, dass die Depression mit dem Ausklingen einer Störungszone in Zusammenhang steht, welche vom Polhems Dal her unter die Eiskappe der Arbenz Kolle zieht und mit viel geringerer Sprunghöhe an der Wasserscheide zwischen Hasdal und Skyggedal nochmals zu fassen ist.

Die andere kleine E—W-Depression befindet sich W von Hammars Ø. Sie liegt in der Knickstelle der nach S aufgekippten Platte der Kap Lagerberg-Region (vgl. S. 129).

2. Die N—S-Falten.

Darunter verstehen wir die mehr oder weniger N—S-verlaufenden Faltelemente in den Sedimentgebieten der kaledonischen Fjordzone. Sie bilden hier ein sehr auffälliges Merkmal. Es handelt sich um Wölbungen und Mulden am Ostrande des ZMK. Meist zeigen sie einen weitgespannten und symmetrischen Bau (Profile 3 und 4). Durch jüngere Bewegungen, die von E her aus dem Devonareal kamen, wurden vor allem die östlichen dieser Strukturen durch tangentielle Bewegungen überprägt. Auf die Theorie der Bewegungsursache soll erst in einem abschliessenden Kapitel eingegangen werden, nach dem wir eine Darstellung unseres Beobachtungsmaterials gegeben haben.

Für die Beschreibung der Faltenzüge sei vorweggenommen, dass mit Ausnahme der Kap Alfred Antiklinale, welche in das kristalline Gebiet übertritt und bis ins nördliche Nathorsts Land zu verfolgen ist, alle von Norden kommenden Faltenzüge im südlichen Lyells Land ausflachen.

a. Kap Alfred-Antiklinale.

Die Kap Alfred-Antiklinale¹⁾ bildet in unserem Untersuchungsgebiet das westlichste Faltungselement. In den weiter nördlich liegenden Gebieten finden wir westlich dieser Wölbungszone noch eine Synklinale²⁾, die nordwestlich von Lyells Land in den Kempes Fjord streicht. Die

¹⁾ WEGMANN (1935) taufte diese Wölbungszone »Westliche Antiklinale«. Sie entspricht ferner FRÄNKEL'S »Nunatak-gletscher-Antiklinale«. »Nunatak-gletscher-Kap Alfred-Antiklinale« ist der Ausdruck, den HALLER (1955) in seiner Übersicht gebraucht.

²⁾ Von WEGMANN (1935) »Westliche Synklinale« genannt. Auch BÜTLER und EHA (1953) gebrauchten diese Bezeichnung. HALLER (1955) nennt diese Struktur zusammenfassend »Maanesletten-Lumskebugten-Synklinale«.

Kap Alfred-Antiklinale besitzt ihre wichtigste Axialdepression im Gebiete des Kejser Franz Josefs Fjord.

Im Suess Land zeigt sie ein axiales Ansteigen gegen S. Dieses behält sie auch durch ganz Lyells Land hindurch bei. Von der E—W-Depression im Narhvalsund wird es nicht beeinflusst.

Im Gegensatz zu ihrem flachen, durch Zerrungsstörungen (vgl. S. 143) ausgeweiteten Bau in S-Suess Land, erscheint die Kap Alfred Antiklinale in unserem Gebiet als eine sehr markante, im Narhvalsund-Gebiet durch Störungen beeinflusste Wölbungszone.

a1. Der Ostschenkel zieht von Kap Alfred aus nach S. Er verläuft fast vollständig in der Sedimentzone. Kap Alfred liegt ganz im E-Schenkel der Antiklinale. Durch die Einschnitte des Kempes Fjord und des Narhvalsund ist hier eine ausgezeichnete Stelle zum Studium der oberen Eleonore Bay Formation geschaffen worden. (Fig. 21, S. 104). Während im E des Kaps, bei der Skyggedal-Mündung, die Schichten der KDS mit ca. 50° gegen W ansteigen, messen wir im W, an der Grenze zur unteren EBF, ca. 30°. Die Streichrichtung variiert zwischen N 5° W und N 20° E. Die Behauptung TEICHERT's (1933), wonach die gesamte Schichtfolge N 30° E streicht, ist nicht richtig. Dass wir für die hangenden, am Kap Alfred nicht mehr aufgeschlossenen Teile der obersten KDS noch steileres Ansteigen und disharmonische Falten annehmen müssen, beweist eine aus dem E-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale stammende Rutschmasse, die wenig östlich des Skyggedaldeltas liegt (vgl. S. 108).

In der unteren Quarzit-Serie finden sich besonders in Sch. 2 mylonitische Schieferzonen in der Schichtbene zwischen Quarzitbänken. Sie zeigen deutlich ein Gleiten der hangenden Quarzitverbände über liegende hinweg.

Unzusammenhängende Bewegungen dieser Art lassen sich bis an die Gletscherkappe Pt. 1646 hinauf verfolgen. Auf deren S-Seite finden wir eine Anzahl kleinerer Überschiebungen, deren Bewegungsflächen aber steiler sind und die Schichtflächen schneiden. Vielleicht übernehmen die Aufschiebungen die Funktion der vorhin genannten Störungen.

Eine solche Bewegung kann als Reaktion beim Verbiegen des mächtigen Schichtkomplexes entstanden sein (vgl. S. 141). Möglicherweise sind sie aber durch tangential, devonische Schübe verursacht, für die wir im Narhvalsund-Gebiet verschiedene Anzeichen haben.

Südlich der Arbenz Kolle finden wir einen guten Schnitt durch den E-Schenkel beidseits des unteren Hasdalglletschers. Die Quarzit-Serie steigt hier gleichmässig mit 35—50° gegen W an. Der Hauptgipfel der Sandertoppene (Pt. 2180) wird durch massigen rötlichen Quarzit des

unteren Schichtverband 2 gebildet. Einzig an der Grenze von Quarzit-Serie zu Bunter Serie, unmittelbar an der Gletscherzunge, wird der auffallend gleichmässige Bau des Ostschenkels durch einen Schwarm von kleinen Brüchen gestört. Solche Erscheinungen werden häufiger, wenn wir jetzt weiter nach S gehen. W des unteren Lugeongletschers steigen dieselben Serien steil und zickzackförmig auf (Fig. 16). Die quarzitischen Horizonte zeigen an den Knickstellen Brüche, während die tonigen Glieder in enge Kleinfalten gespresst wurden. In der Mitte zwischen Hasdal und Jelsdal stehen die Gesteine der unteren Quarzit-Serie (Sch. 3) senkrecht. Die liegenden Verbände zeigen starkes E-Fallen. Diese stellen sich erst weiter westlich steiler. Am obersten Lugeongletscher fällt die Obere Tonig-sandige Serie erneut lotrecht ein (Profil 5). Im inneren Jelsdal und S davon reichen die tieferen Teil des E-Schenkels in die Kristalline Zone, deren Gesteine schon im kontaktmetamorphen Bereich sehr beweglichen Charakter zeigen. Der sedimentäre Teil des E-Schenkels, z. B. am unteren Jelsdalglatscher, steigt mit etwa 30° gegen W an und zeigt einen sehr ruhigen Bau. Zwischen Pt. 1200 und dem westlich davon liegenden Pt. 2200 bildet sich im Antiklinalkern eine Doppelfalte (s. unten).

Am Forsblads Fjord kann keine den Ostrand der Kap Alfred-Antiklinale markierende Mulde festgestellt werden.

Der Übergang in den konstant E-fallenden, von Zerrungstektonik beherrschten Teil des südlichen Lyells Land erfolgt im Gebiet von Randenæs. Bei Pt. 1678, biegen die schwach kontaktmetamorphen, tiefsten Teile der Oberen Tonig-sandigen Serie knickartig auf. Die Kalkig-tonige Serie muss in senkrechter Stellung unter der schmalen Gletscherkappe von Pt. 1678 verlaufen und zwar nördlich der Störung, welche das Kap von Randenæs und den stark von Granitgängen durchzogenen Pt. 1678 abtrennt. Wir können diese steil stehende Zone mit dem E-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale am oberen Lugeongletscher vergleichen.

a2. Der Kern der Kap Alfred-Antiklinale wird ausschliesslich von Gesteinen der unteren EBF, im kristallinen Gebiet von schwach bis mittelmetamorphen Gneisen derselben Serie, aufgebaut. Typisch für ihn sind disharmonische Strukturen. Eine grosse Rolle bei Ablösungen von disharmonischen Falten spielt die Zone unmittelbar unter dem ca. 500 m mächtigen Quarzitkomplex des unteren Sch. 1.

Am Kempes Fjord zieht die Faltenachse der Kap Alfred-Antiklinale NW der Gletscherkappe Pt. 1646 in unser Gebiet. Wenig weiter fjord-einwärts zieht ein kleiner Gletscher von einem ins Skyggedal hinüberführenden Pass her zum Ufer. Der Einschnitt dieses Gletschers gibt einen aufschlussreichen Querschnitt durch den nördlichen Teil der Kap Alfred Antiklinale: Es zeigt sich, dass wir hier eine sehr enge Falte,

vergleichbar mit der Grenzantiklinale auf Ella Ø, queren (Profil 3) (vgl. EHA 1953).

Diese Form steht in grossem Gegensatz zur weitgespannten Kofferfalte, welche die Kap Alfred-Antiklinale weiter südlich bildet. Am Ostufer des Kempes Fjord überlappen die tiefsten Teile von Sch. 1 gerade noch den Kern, bevor sie durch den Hang abgeschnitten werden. Im Einschnitt des genannten Gletschertälchens zeichnen sich in den massigen Quarziten der untersten Quarzit-Serie zwei Teilgewölbe ab. Sie werden durch einen flach gegen SE hin einfallenden Bruch getrennt. An diesem liegt der westliche Teil um etwa 100 m höher. Er ist deutlich stärker zerbrochen als der südliche Teil und darf als der bewegte Abschnitt angesehen werden. Es ist denkbar, dass das Gewölbe in diesem westlichen Teil erst entstanden ist, als der jetzige W-Schenkel an der Störung durch Abschleppung verbogen wurde. Die wirkliche Umbiegung der Antiklinale liegt am Gletscher auf der E-Seite der Störung (Profil 3).

Unter den weissen Basisquarziten erscheint in der Umbiegungszone die Obere Tonig-sandige Serie in wilden, disharmonischen Falten. Auf Kote ca. 500 m tritt eine ruhigere Lagerung ein und die Schichten fallen von hier mit ca. 45° gegen den Fjord hin ein. Es ist auffällig, dass die Störung nicht diese hart-weich-Grenze als Ablösungszone benützt hat, sondern wenig höher die massigen Quarzite zerscherte. Im Liegenden finden wir ebenfalls Anzeichen für das flache Einfallen der Störungsfläche gegen SE: Hier verlaufen an der Südwand des Gletschertälchens zahlreiche, durch Quarzausscheidungen ausgefüllte Fiederspalten. Sie zeigen die gleiche Orientierung wie die Störung in den hangenden Quarziten. Diese Klüftung durchsetzt die wilden Faltenstrukturen ohne selber im Geringsten deformiert zu sein. Es darf daher vermutet werden, dass auch die Hauptstörung jünger ist als die Faltung.

Da diese Störung gegen den Kempes Fjord hin ungefähr parallel zum Schichtstreichen austritt, lässt sie sich vom Gletschertälchen aus nur schwer gegen N und S verfolgen.

Bruchzonen, die, soweit unsere Untersuchungen es zeigten, gleich gerichtet sind und auf denen gleichsinnige Bewegungen erfolgten wie bei unseren Störungen, finden wir im Kap Hedlund-Gebiet (Pl. 1, Profil 5). Es handelt sich um drei Störungszonen, von denen die südlichste die kontaktmetamorphen Sedimente mit Granitlagen von hochmetamorphen Gneisen des ZMK trennt. Es kann festgestellt werden, dass die Bewegungen an dieser Störung in Bezug auf die Gneise postkristallin sind. Im Gelände können diese Störungen als gelbliche Mylonit-zonen erscheinen.

Dem streng N—S-gerichteten E-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale steht der vorwiegend NE—SE-streichende W-Schenkel gegenüber. Das

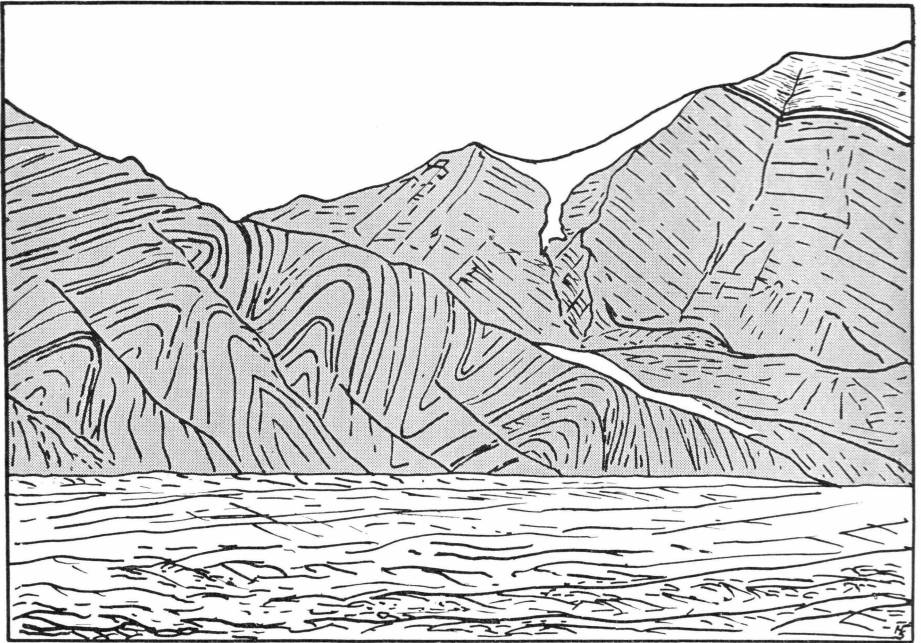


Fig. 13. Ostvergiegende, disharmonische Falten in der Oberen Tonig-sandigen Serie im Kern der Kap Alfred-Antiklinale. Rechts oben erscheint mit einem auffälligen Basisband Schichtverband 1 des E-Schenkels. Gezeichnet nach einer Photographie, die an der Umbiegungsstelle des Gletschers im oberen Hasdal aufgenommen wurde. Blickrichtung gegen N. Höhe der mittleren Teilfalte ca. 100 m.

daraus resultierende starke Öffnen der Antiklinale gegen S tritt auch auf dem Kartenbild deutlich hervor (Pl. 1).

Zugleich treten durch das axiale Ansteigen in dieser Richtung immer tiefere stratigraphische Einheiten zutage.

Im Gebiete der Sandertoppene erkennen wir im Prinzip noch das vorhin beschriebene Profil, doch wird die Struktur hauptsächlich durch den nur schwach geneigten W-Schenkel schon bedeutend flacher (Profil 4).

Der Kern zeigt mehrere NNE—SSW streichende, disharmonische, kleinere Falten, die alle eine E-Vergenz aufweisen, d. h. sie neigen zu steilen oder überkippten E-Schenkeln und flacheren W-Schenkeln (Fig. 13).

Südlich der Sandertoppene entwickelt die Kap Alfred-Antiklinale eine gegen den ZMK hin rasch breiter werdende Kofferfalte. Bereits am oberen Argands Gletscher ist der flach gewellte Kern zwischen einer steil ansteigenden E-Flanke und einer eher flach gegen Kap Hedlund hin absinkenden W-Seite etwa 12 km breit (Profil 5).



Fig. 14. Konkordante Granitlagen und -linsen in kontaktmetamorpher Oberer Tonig-sandiger Serie. Osthang des grossen südlichen Seitenarmes des Jelsdalglatschers.

In der westlichen Hälfte des Kerns sitzt der batolithartige bis komplex-lagige Intrusivgranit des oberen Argands Gletschers. Es handelt sich um einen hellen, massigen Zweiglimmergranit, der hauptsächlich in den Randgebieten des ZMK, für spät- bis postorgene Intrusionen typisch ist. Im sedimentären Teil von Lyells Land erscheinen solche Granite ausschliesslich in der kontaktmetamorphen Übergangszone zum ZMK. Diese Zone zieht von Randenæs (Forsblads Fjord) zum Kempes Fjord. Westlich des Argands Gletschers fällt sie mit dem Westschenkel der Kap Alfred-Antiklinale zusammen und legt sich hüllförmig um die im Antiklinalkern erscheinenden Gneise.

Am oberen Argands Gletscher bildet der Granit eine grössere, zusammenhängende Masse. Daneben aber drang er in unzählige Lagen und Apophysen in die kontaktmetamorphen Serien ein, seinen Verlauf den Strukturfugen und Schwächzonen anpassend, wie dies in Fig. 14



Fig. 15. Der batholitartige Intrusivgranit am oberen Argands Gletscher, in der kontaktmetamorphen oberen, tonig-sandigen Serie.
Schräg unter Pt. 2117 ist ein mächtiger Granitsill zu beobachten. Blickrichtung gegen NW. (Flugaufnahme).

zum Ausdruck kommt¹⁾. Es sei aber darauf hingewiesen, dass für das stockartige Eindringen der Granitmasse am oberen Argands Gletscher keine offensichtlichen strukturellen Voraussetzungen bestehen, welche das Eindringen von Granit an dieser Stelle erklären würden (Fig. 15).

Die Instrusion scheint in die bereits bestehende Antiklinale erfolgt zu sein. Dafür spricht das Fehlen von tektonischen Einwirkungen auf den Granit und seine homogene Ausbildung. Es treten keinerlei Störungen oder Zersplitterungen des Nebengesteins auf, welche ein granitisches Aufpressen anzeigen würden. Die schwache Kontaktwirkung weist auf einen geringen Vorrat an Gasen und Wärme hin.

Südlich des Granitareals wird der Kern von kontaktmetamorpher Unterer Sandig-toniger Serie gebildet. Im Gebiete der Wasserscheide zwischen Argands Gletscher und Jelsdalgletscher treten bereits Feld-

¹⁾ Diese kleinen Granitlagen wurden auf der Karte 1:250.000 und den Profilen nicht ausgeschieden. Sie treten fast überall in der mit Rastersignatur gekennzeichneten, kontaktmetamorphen Zone auf.

spatführende Gneise auf. Zugleich zeigen die Gesteine eine erhöhte Deformierbarkeit. Der Kern gliedert sich in dieser Gegend in zwei Teilantiklinalen (vgl. Fig. 12). Sie queren als zwei mächtige, nach W überkippte Falten den Forsblads Fjord im Abschnitt zwischen Caledoniaø und dem innersten Fjord.

a3. Der Westschenkel der Kap Alfred Antiklinale streicht NE—SW dem S-Ufer des Kempes Fjord entlang durch das Gebiet der Snehætten. Zwischen dem kleinen Gletscher W des Skyggedal, wo der W-Schenkel mit ca. 45° geneigt ist, und Kap Hedlund fallen die Schichten meist ungefähr gleich stark ein wie der Hang, d. h. mit ca. 30° . Man befindet sich nahe der Grenze zwischen Oberer Tonig-sandiger Serie und Sch. 1. Die weissen Quarzite der Basis von Sch. 1 liegen als kleinere und grössere Relikte in Mulden und Taschen der liegenden, disharmonisch verfalteten, dunklen Serie. Zwischen Argands Gletscher und Kap Hedlund sind solche weisse Quarzitvorkommen, welche gleichsam am Hang »kleben«, auf Distanz kaum zu unterscheiden von den Lagergängen und Nestern des hier häufigen hellen Granites.

E Kap Hedlund schneidet der Fjord schief durch eine disharmonische, liegende Falte in grünlichen Quarziten der Oberen Tonig-sandigen Serie, deren Achse gegen WNW gerichtet ist.

b. Arbenz Kolle-Synklinale.

Wir nennen die flache Depressionszone zwischen der Kap Alfred-Antiklinale und der Grenz-Antiklinale die Arbenz Kolle-Synklinale¹⁾.

Sie gehört einer Synkinalzone an, die sich nach N hin bis ins Strindbergs Land verfolgen lässt. Im Süden flacht sie in unserem Gebiet unmittelbar N des Jelsdal aus.

Eine Axialdepression zeigt sie in der Bastion auf Ella Ø. In der Arbenz Kolle liegt die Muldenachse eben oder steigt schwach gegen S an.

Die Synklinale quert das untere Hasdal bei der Mündung des Lugeongletschers. Hier beginnt sie stärker gegen S anzusteigen.

Zwischen dem Hasdal und Pt. 2148 folgt der Lugeongletscher genau der Mulde. Sein Bett liegt meist in den Schichtverbänden 5 oder 6 der oberen Quarzit-Serie. Bei Pt. 2148 erscheint die Synklinale als ausflachende Struktur an der steilen S-Wand. Bis zum Jelsdal wird sie vollkommen aufgelöst.

Einige Komplikationen im Bau ergeben sich auf der Nordseite der Arbenz Kolle. Im Gegensatz zur entsprechenden Struktur auf Ella Ø zeigt die Synklinale in Lyells Land einen stark asymmetrischen Quer-

¹⁾ Synonyme dazu sind die von WEGMANN (1935), EHA (1953) und HALLER (1955) gebrauchte Bezeichnung »Zentral-Synklinale«, die »Eremitdal-Synklinale« von BÜTLER (1948a) und KATZ (1952a), ferner FRÄNKEL'S (1953a) »Eremitdal-Blaabærdal-Synklinale«. HALLER (1955) nannte sie zuletzt »Eremitdal-Bastion-Synklinale«.

schnitt. Vom Muldenzentrum aus steigen die Schichten der KDS mit ca. 15° gegen E an. Gegen W erfolgt an der NW-Ecke der Arbenz Kollé knickartig, von N—S-gerichteten Brüchen begleitet, das Aufbiegen zur Kap Alfred-Antiklinale. Deren E-Schenkel steigt an dieser Stelle mit ca. 50° gegen W an. Die Brüche an der Umbiegungsstelle schaffen am Hang zum Narhval Sund auf etwa 1 km Breite ein Horst-Graben-System (vgl. Profil 2). Ihre N—S-Richtung und ihre Lage lässt vermuten, dass sie mit der Knickung direkt zusammenhängen. Stauchbewegungen, wie sie an einer solchen Stelle zu erwarten wären, treten nicht auf, — vielmehr macht sich eine schwache Dehnung bemerkbar. Die Ausgleichsbewegungen wurden offenbar durch die Brüche aufgenommen. Ihre Sprunghöhen, die wir am Rande der Gletscherkappe der nördlichen Arbenz-Kollé messen können, übersteigen selten 100 m. Leider können wir die Störungen nur wenig weit nach der Tiefe hin verfolgen. Sie werden durch das vorwiegend E—W-gerichtete, stark deformierte und verschüttete Bruchfeld zwischen Skyggedalmündung und Rytterknægten abgeschnitten (Fig. 24, Pl. 3). Dem Muldenzentrum entspringt ein gegen NW gerichteter, vergletschter Anriss.

An der südlichen Arbenz Kollé und am Lugeongletscher zeigt die Synklinale einen fast völlig symmetrischen Bau (Profil 3). Disharmonische Formen treten nicht auf. Typisch ist ein flachliegendes Muldenzentrum und schwach geknickte Übergänge in die seitlichen Wölbungszonen.

Wichtig im Zusammenhang mit der Arbenz Kollé Synklinale ist die Feststellung, dass die Muldenachsen beidseits des Narhvalsund nicht in direkter Fortsetzung zueinander stehen. Die »Bastion-Synklinale« auf Ella Ø liegt 3,5 km weiter östlich (vgl. Fig. 12).

c. Die Grenzantiklinale.

Die breite Wölbungszone, welche zwischen dem Kejser Franz Josefs Fjord und Ella Ø eine wichtige Rolle bei der westlichen Begrenzung des Devonareals spielt, wurde von BÜTLER (1948) »Grenzantiklinale«¹⁾ genannt. In dem erwähnten Abschnitt finden wir eine direkte Anlagerung von Devon-Basiskonglomeraten an ihren E-Schenkel. Weiter nördlich, im Andrées Land und Strindbergs Land, schalten sich noch weitere N—S-Falten zwischen die »Grenzantiklinale« und die Devon-Westgrenze ein.

¹⁾ Dieselbe Wölbungszone wurde von WEGMANN (1935) »Eastern anticline« genannt. In Andrées Land und Strindbergs Land heisst sie nach FRÄNKEL (1953a) und KATZ (1952) »Eleonore Bay-Aghardhs Bjerg-Antiklinale. Südlich unseres Gebietes liegt das Zentrum der Wölbungszone, welche FRÄNKEL (1953b) direkt als Fortsetzung der Grenzantiklinale deuten möchte, im Murchisons Bjerg-Block (N-Scoresby Land).

Eine sehr ähnliche Situation finden wir auch im nördlichen Scoresby Land.

Im östlichen Lyells Land und N-Scoresby Land tauchen die Gesteine an einer komplex gebauten Flexur ab. Diese stellt hier das wichtigste grenzbildende Element gegen das Devon dar. Wie FRÄNKEL (1953b) für das zuletzt genannte Gebiet zeigen konnte, sind für die Bildung der Flexur hauptsächlich devonische Bewegungen wichtig.

Wenn wir den Ausdruck Grenzantiklinale trotzdem beibehalten, so deshalb, weil diese ausgeprägte N—S-Wölbungszone mit ihren typischen Merkmalen von N her in unser Gebiet hineinzieht. Eine Anlagerung von Devon an ihren E-Schenkel finden wir hier aber nicht. Bis zum Jelsdalgebiet flacht die Grenzantiklinale vollständig aus.

Im südlichen Lyells Land finden wir nur E-fallende, von N—S-gerichteten Zerrungsstörungen durchsetzte Gesteinsserien. Eine direkte Verbindung der von N her kommenden Grenzantiklinale mit der Hauptaufwölbung im N-Scoresby Land existiert nicht.

FRÄNKEL (1953b) und HALLER (1955) hingegen fassen die mächtige Wölbungszone im Murchisons Bjerg-Block (N-Scoresby Land) als südlichsten Teil der Grenzantiklinale auf.

Bevor wir die Grenzantiklinale in unserem Gebiet näher betrachten, seien einige Bemerkungen zu ihrem Bau in den weiter nördlich liegenden Gebieten gemacht:

In den Querschnitten zwischen dem Kejser Franz Josephs Fjord und Ella Ø zeigt die Grenzantiklinale immer wieder eine bestimmte Form:

Der W-Schenkel steigt steil an; er kann sogar überkippt sein (NW-Küste von Ymers Ø, vgl. EHA 1953) während der E-Schenkel meistens flach einfällt. Diese Form tritt auch in unserem Gebiet deutlich hervor (Profile 1—3). Die E-Seite der Grenzantiklinale kann sehr flach werden. Sie kann sich sogar in älteren oder jüngeren Querstrukturen verlieren. Man darf in diesem Falle kaum mehr von »Falten« oder »Faltenstruktur« sprechen. Eine solche Form erscheint zwischen Ella Ø und der südlichen Ymers Ø. Sie kommt sehr gut auf der Strukturkarte von FRÄNKEL (1953a) zum Ausdruck. Man könnte hier von der »Grenzantiklinale« als von einer blasenförmigen Aufbuckelung, die nach N in eine längliche Wölbungszone übergeht, sprechen.

Was den Stil der Aufwölbungen in der Fjordzone anbetrifft, könnte die Faltenachsen-Karte von HALLER (1955) leicht missverstanden werden, da sie den Eindruck erweckt, es handle sich in der Fjordzone um durchgehende markante Falten.

Gehen wir nun an den Narhvalsund, so zeigt die Grenzantiklinale an der steilen Südwand von Ella Ø einen sehr engen, symmetrischen Querschnitt (vgl. COWIE and ADAMS 1956).

Auf der benachbarten Lyells Land Seite hingegen finden wir eine weitgespannte, asymmetrische Form (Profil 1). Mit dieser enormen Diskrepanz fällt wiederum — wie wir dies schon bei der Arbenz Kolle-Synklinale gesehen haben — eine Verschiebung der Wölbungsachsen zusammen.

Während diese auf Ella Ø ungefähr gegenüber dem Rytterknægten in den Narhvalsund taucht, erfolgt die Umbiegung auf der Lyells Land-Seite erst ca. 2 km weiter östlich (Fig. 12).

Auch die Grenzantiklinale zeigt ein starkes Axialtief im Narhvalsund-Gebiet.

Die Grenzantiklinale auf Lyells Land zerfällt in drei verschiedene Teile:

1. Das Kerngebiet.
2. Der disharmonische Oberbau des Westschenkels.
3. Die zur östlichen Randflexur überleitende Ostflanke.

1. Das Kerngebiet.

Der zentrale Teil der Umbiegung liegt im Narhvalsund zwischen dem Rytterknægten und dem Polhems Dal-Delta. Von diesem Punkt aus steigt die Achse leicht gegen SSW an bis zur Auflösung der Struktur im Jelsdal. Im Kern erscheint am Fjord ein schwach gebogenes Gewölbe mit Gesteinen des oberen Sch. 1.

Der asymmetrische Bau mit steiler einfallendem Westschenkel und flacher Ostflanke wird aus einem grösseren Blickwinkel erst deutlich.

Es ist in erster Linie diese Kernzone, die wir weiter nach S verfolgen können (Fig. 16).

Am Narhvalsund finden wir an der Umbiegungsstelle der Schichten ein N—S-gerichtetes Kluft- und kleines Bruchsystem, das in erster Linie durch die daran geknüpften basischen Gänge auffällt.

Viel deutlicher tritt ein anderer, ebenfalls an das Kerngebiet gebundener, Störungstyp hervor:

Es sind dies flache Zerrungsstörungen (Pl. 3), welche durchwegs vom Antiklinalkern, d. h. von der Knickstelle zwischen der steileren W- und der flacheren E-Flanke ausgehen. Die Bewegungsflächen sind vorwiegend gegen E geneigt, können aber auch gegen SE und S einfallen. Sie sind dadurch charakterisiert, dass an ihnen steilere liegende an flachere hangende Verbände stossen, die sich zugleich in vorwiegend E—W-Richtung auseinander bewegt haben (Profil 2, östliche Arbenz Kolle). Besonders deutlich sind mehrere übereinander liegende solche Störungen am E-Fuss des Rytterknægten (vgl. Fig. 25, S. 112/113). Die grösste davon ist im Gipfelgebiet dieses Berges angeschnitten (Fig. 17). Sie zieht von W her flach unter dem Gipfel durch und sinkt dann gegen



Fig. 16. Die Grenzantiklinale am Lugeons Bjerg, von SE her gesehen (Luftaufnahme).

AK = Mittlere Arbenz Kolle mit der Arbenz Kolle-Synklinale.

Weiter links ganz am oberen Bildrand die Sandertoppene mit gleichmässig ansteigenden Schichten im E-Schenkel der Kap Alfred Antiklinale. Links, dritte Kulisse von hinten dieselbe Struktur mit disharmonischen Falten.

E ab. Die Verschiebung tritt an einem hellen Doppelband der unteren Kalk-Dolomit-Serie klar hervor.

Eine weitere derartige Störung tritt in Sch. 2 auf der E-Seite der Arbenz Kolle gegen das Polhems Dal hin aus (Tafel 3 und Profil 2). Auf die vermuteten Entstehungsursachen dieser Zerrungen gehen wir erst auf S. 141 ein.

Im unteren Hasdal wird der Antiklinalkern von einer aus dem südlichen Polhems Dal kommenden Zerrungsstörung mit tieferem W-Flügel schief durchschnitten. Sie wird im folgenden Kapitel noch näher betrachtet werden.

Beidseits dieser Störung treten auf das Kerngebiet beschränkt noch andere NW—SE-gerichtete Störungen auf. Während auf der nördlichen Talseite des untersten Hasdal vor allem ein kleiner Grabenbruch zu erwähnen ist, finden wir auf der S-Seite eine ganze Schar von Zerrungsbrüchen, an welchen jeweils die südwestlichen Teile um kleine Beträge abgesunken sind.

Das Bild wird weiter kompliziert durch ebenfalls eng gescharte N—S-Störungen, welche ein Horst-Graben System bilden.

Diese meist saigeren N—S-Brüche sind mit den vorhin genannten gleichsinnigen kleinen Störungen und Klüften zu vergleichen, welche am Narhvalsund an entsprechender Stelle auftreten, aber dort für die Darstellung auf der Karte zu klein sind. Am Lugeons Bjerg sind sie bedeutend stärker. Trotzdem wurden hier keine basischen Gänge beobachtet.

Am mittleren Lugeons Bjerg ist durch ein ungefähr gegen die Wasserscheide im mittleren Polhems Dal hin gerichtetes, steil eingegrabenes Tälchen die östliche Kernhälfte aufgeschlossen. Darin zeigt Sch. 4 ein schwach disharmonisches Verhalten, während sich im Hangenden, besonders in Sch. 6, ein ruhiges Gewölbe abzeichnet, das schon bedeutend flacher ist als in der Hasdalregion (Fig. 16).

Das ausklingende Gewölbe wird vom Jelsdal gerade noch geschnitten. Südlich davon ist die Grenzantiklinale nicht mehr nachzuweisen. Wir finden hier einzig noch eine kleine, vom Kerngebiet ausgehende Aufschiebung gegen W hin, die wir bis in das Tälchen westlich Pt. 76 verfolgen können. Sie wird hier von einer Zerrungsstörung abgeschnitten, und klingt wenig weiter im S ebenfalls aus (vgl. S. 122).

2. Der disharmonische Bau des Westschenkels.

Hier müssen wir an erster Stelle den Rytterknægten erwähnen. Dieser auffällige, in den Narhvalsund vorragende Klotz besteht vorwiegend aus steil, z. T. schwach S-förmig ansteigenden, N—S-streichenden Schichten.

Sie gehören dem steilen W-Schenkel der Grenzantiklinale an, und sind als zusammenhängende Masse aus den höheren Teilen der Antiklinale gegen den Narhvalsund hin abgeglitten. Dies wird aus den Gleitflächen, die sich um den Rytterknægten herum verfolgen lassen (Pl. 3) sehr deutlich.

Betrachten wir die im Rytterknægten erhaltenen Teile der Grenzantiklinale von Süden her, so fällt ein fächerförmiges »Abbiegen« der Schichten auf. (Fig. 17).

Auf der W-Seite steht Sch. 18 senkrecht. Gehen wir auf einer horizontalen Linie gegen E, so zeigen die vorwiegend N—S-streichenden Schichten kontinuierlich abnehmendes Einfallen, bis es auf der E-Seite des Berges in Sch. 13 noch etwa 30° beträgt. Diese Differenz entsteht nicht durch eine Schichtverbiegung, sondern vielmehr durch eine verstärkte Kompression in den tiefer unten liegenden Teilen und bis zu einem gewissen Grad auch durch die erwähnte flache Zerrungsbahn im Gipfelgebiet.

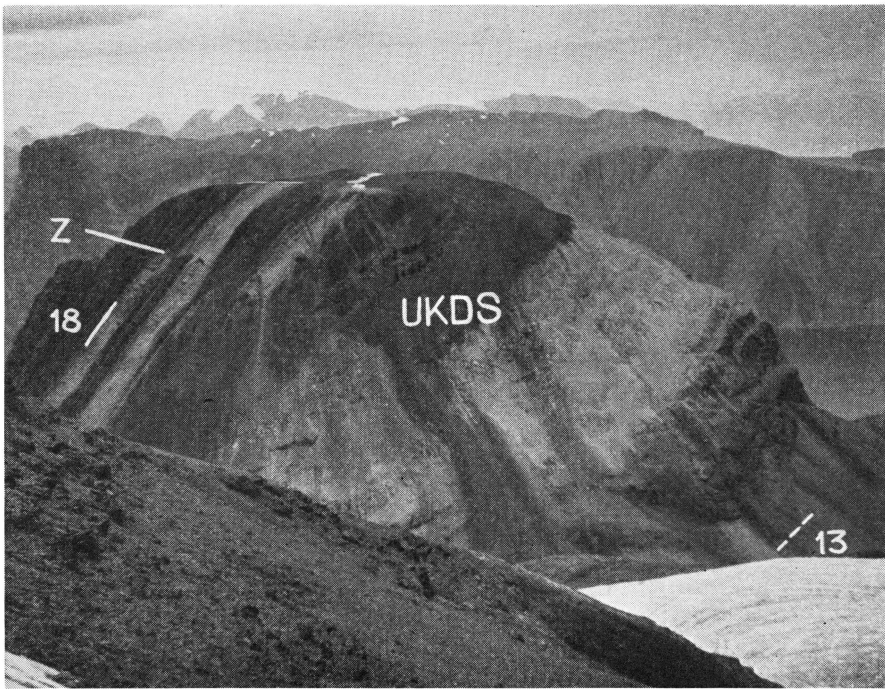


Fig. 17. Die Südseite des Rytterknægten.

Z = Zerrungsstörung. Die Nummern bezeichnen die Schichtverbände, UKDS = Untere Kalk-Dolomit-Serie.

Auffallend ist die kontinuierliche Abnahme des Schichtfallens von W (links) nach E. Im Hintergrund, jenseits des Narhvalsund, die Bastion von Ella Ø mit der symmetrischen Grenzantiklinale.

Gehen wir weiter nach S, so finden wir an der SE-Arbenz Kolle, im Gebiet östlich Pt. 1960, nochmals höhere Teile des Westschenkels, welche ungefähr denen des Rytterknægten entsprechen, aufgeschlossen. Auch hier erkennen wir steil ansteigende, sich stark disharmonisch verhaltende Schichten. Die disharmonische Faltung setzt an der Grenze zwischen der oberen Bunten und der unteren Kalk-Dolomit Serie ein. (Fig. 18).

3. Die zur östlichen Randflexur überleitende Ostflanke.

Den E-Schenkel der Grenzantiklinale finden wir einzig im äusseren Narhvalsund Gebiet gut aufgeschlossen. Das bereits erwähnte, sanft gebogene Kerngebiet im nördlichsten Abschnitt unseres Untersuchungsgebietes erstreckt sich gegen E bis zum Polhems Dal Delta. In dessen W-Ecke taucht der untere Sch. 2 mit nur 5° gegen ESE unter die 2 km breite Alluvionsebene. An deren E-Seite beträgt das Einfallen etwa 12° im obersten Sch. 3. Die Profilkonstruktion durch diese Fixpunkte ergibt



Fig. 18. Die südöstliche Arbenz Kolle. Kern und Westschenkel der Grenzantiklinale. Im Vordergrund rechts die flache Umbiegung im Kern. Darüber, in der Bildmitte, stark disharmonisch verfaltete Teile der Westflanke, hauptsächlich untere Kalk-Dolomit-Serie.

Oben rechts Polhems Dal-Delta, Narhvalsund und das SE-Kap von Ella Ø (Kap Harry). (Luftaufnahme).

keine Diskrepanzen. Es darf mit ungestört abbiegenden Schichten unter dem Delta gerechnet werden. Und dennoch dürfen wir es nicht unterlassen, auf eine Struktur hinzuweisen, die sich in der direkten nördlichen Fortsetzung des Polhems Dal, in der steil abfallenden S-Küste von Ella Ø, abzeichnet. Hier sind die mächtigen Devon-Basiskonglomerate zu einer schwachen Mulde verbogen. Sie wurde bereits von BÜTLER (1935) erwähnt und abgebildet.

Es ist unentschieden, ob eine südliche Fortsetzung dieser flachen Synklinale in das nördliche Polhems Dal zieht. Sie ist aber auch schon deshalb erwähnenswert, weil sie uns die Intensität und Art der Bewegung veranschaulicht, welche in der Zeit nach der Ablagerung der Devon-Konglomerate in der nächsten Umgebung unseres Gebietes erfolgt sind.

Östlich des Polhems Dal ziehen vom Jeannets Bjerg her zwei vergletscherte Täler gegen den Narhvalsund. In beiden verlaufen Störungen, an welchen jeweils die E-Seite um rund 100 m abgesenkt ist. Am besten

können diese Brüche im Polhems Dal, gegenüber der Hasdal-Mündung beobachtet werden (Profil 1—3).

Am Narhvalsund wird in der Umgebung der Störungen das Einfallen im E-Schenkel flacher, und unmittelbar östlich davon schliesst sich sogar noch eine flache Aufwölbung an (Profil 2). Konstruieren wir einen analogen Schnitt auf der S-Seite des Jeannets Bjerg (Profil 3), so erfolgt hier ungefähr im gleichen Abstand vom Antiklinalkern ein schwach geknickter Übergang zu nur leicht geneigten Serien. Diese letzteren, in denen die Schichten gleichmässig mit 5—7° gegen die östliche Randflexur hin einfallen, rechnen wir nicht mehr zur Grenzantiklinale.

3. Das NW—SE-Bruchsystem.

Den Brüchen kommt in unserem Untersuchungsgebiet sowohl in tektonischer, als auch in morphologischer Hinsicht eine ebenso grosse Bedeutung zu, wie den im vorangegangenen Teil beschriebenen Faltenstrukturen.

Bisher wurden nur die Störungen näher betrachtet, welche eine sehr enge, z. B. genetische, Verknüpfung mit der Faltung zeigten.

Daneben wurden beiläufig und ohne nähere Beschreibung auch andere Brüche oder Bruchsysteme erwähnt.

Über ganz Lyells Land verstreut, kommen Bruchbildungen vor, die sich immer wieder in auffälliger Weise in die NW—SE-Richtung einordnen. Dazu gehören zugleich einige der grössten Störungszonen, die wir nachweisen können. Daneben sind es Grabenbrüche oder auch nur Klüfte und nicht zuletzt Karbonat- oder Quarzgänge, die besonders im östlichen Lyells Land ebenfalls diese Richtung bevorzugen.

Es soll nun in diesem Kapitel die Beziehung der wichtigen Störungen des NW—SE-Systems zu anderen tektonischen Einheiten und Bruchsystemen genauer untersucht werden.

Wir unterscheiden drei Bruchtypen, welche sich an die NW—SE-Richtung halten, aber im Einfallen der Bewegungsflächen auffällige Unterschiede zeigen:

I. Zerrungsstörungen, die mit ungefähr 45° gegen SW einfallen.

Dank der klar erkennbaren Struktur und der morphologischen Bedeutung am Jeannets Bjerg, nennen wir im Folgenden diese Art von Dehnungsrissen, welche NW—SE-gerichtet sind und gegen SW einfallende Bewegungsflächen zeigen, »Jeannets Bjerg Brüche«.

Sie sind jedoch nicht auf das Jeannets Bjerg-Gebiet beschränkt, sondern erstrecken sich von hier aus gegen NW bis in die Arbenz Kolle; im SE und S treffen wir sie auch in der Kap Lagerberg Region und am Berzelius Bjerg.

- II. Zerrungsstörungen mit NE-fallenden Bewegungsflächen. Sie bilden:
- a) ein Störungsbündel, das vom obersten Argands Gletscher gegen den E-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale hinzieht, und b) Brüche, durch welche bei Randenæs die Übergangszone zwischen Sedimenten und dem Metamorphen Komplex deformiert wurde.
- Auf die letzteren kommen wir bei der Besprechung der Kristallin-Kontakte zurück (vgl. S. 137 u. Fig. 30).
- III. Ungefähr NW—SE-verlaufende, saigere Verwerfungen, die wir beidseits des südlichsten Polhems Dal finden. Das zwischen ihnen liegende Gebiet stellt, wenn auch nur schwach, eine Hochstruktur dar. Wir werden sie später nochmals zu erwähnen haben (S. 122).

Im Folgenden werden wir uns mit den unter I. genannten Jeannets Bjerg-Störungen auseinandersetzen. Wir beginnen mit den zwei grossen Störungen, welche die Typlokalität, den Jeannets Bjerg-Block gegen NE und SW begrenzen.

Durch die Attribute »nördlich«, resp. »südlich« können wir beide Zerrungsbrüche auseinander halten.

a. Die nördliche Jeannets Bjerg-Störung.

Vom Jeannets Bjerg aus ziehen zwei Täler gegen E zum Kong Oscars Fjord (Pl. 1). Nahe bei der Mündung des südlicheren Tales, die ungefähr in der Mitte zwischen dem Kirschdal-Delta und Kap Dufva liegt, schneidet der nördliche Jeannets Bjerg-Bruch die Küstenlinie. Von diesem Punkt bis zum Schnitt mit dem nördlichen der beiden Täler, der auf Talkote ca. 500 m erfolgt, fällt die Störungszone durch starke Schuttüberdeckung des Geländes auf, in deren Zusammensetzung sich der Störungsverlauf deutlich abbildet. Überall grenzen hier die dunklen Kalke von Sch. 18 an die bunten, z. T. quarzitischen Gesteine von Sch. 13. Die Störung wird erst direkt sichtbar bei der Gabelung im oberen Teil des nördlichen Tales. Sie folgt vorerst dem nördlichen Talhang des gegen NW ziehenden Teilstückes, verlässt diesen dann und erscheint unter der Eiskappe am N-Hang des Jeannets Bjerg wieder. Hier wird sie von den bereits erwähnten, zum Narhvalsund ziehenden Tälern angeschnitten. Ihre Beziehung zu den im Grunde dieser Täler verlaufenden Brüchen (S. 96) bleibt an dieser Stelle unklar.

Der nördliche Jeannets Bjerg-Bruch kreuzt das Polhems Dal ca. 4 km südlich des Deltas. Er ist hier als Doppelstörung ausgebildet, die einen weniger stark dislozierten Keil einschliesst.

Hier kann auch die totale Sprunghöhe recht gut bestimmt werden. Sie beträgt rund 500 m. Um den gleichen Betrag, in horizontaler Richtung gemessen, sind die beiden Seiten der Störung auseinander gegliitten. Als

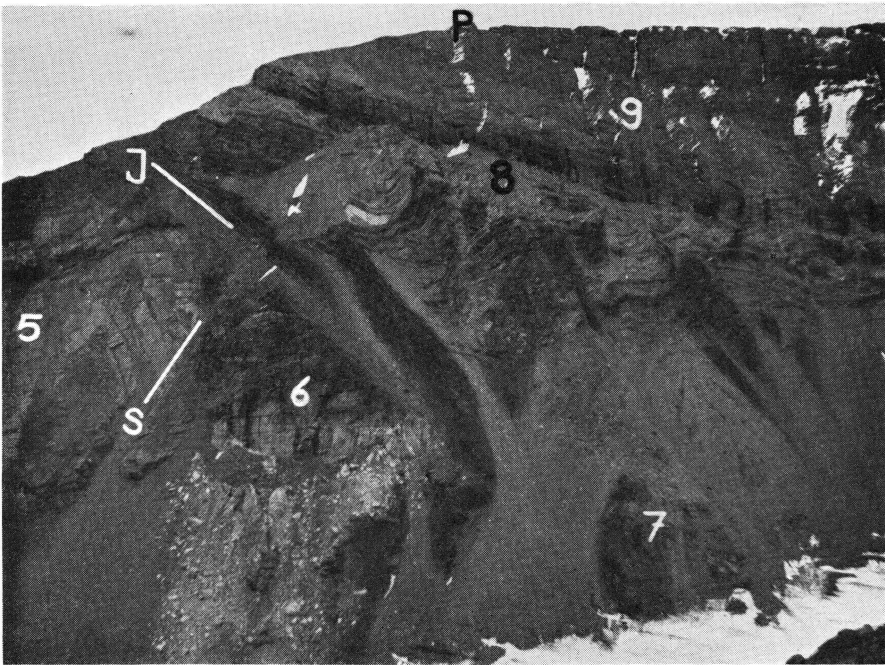


Fig. 19. Die West-Seite von Pt. 1680 (NW-Arbenz Kolle).

P = Pt. 1680; S = ältere Verwerfung; J = nördlicher Jeannets Bjerg-Bruch.
Die Nummern bezeichnen die Schichtverbände.

eine einheitliche Störungslinie schneidet sie W des Polhems Dal in das Kerngebiet der Grenzantiklinale. Sie verstellt die fertigen Falten und ist folglich jünger als diese. Es ist auffallend, dass der Gebietsstreifen nördlich der Störung stärker gegen den Narhvalsund einfällt, als die Teile der Südseite.

Unmittelbar nordwestlich Pt. 1680 (NE-Arbenz Kolle) überschneidet der Jeannets Bjerg-Bruch eine ältere, ungefähr WNW—ESE streichende Störungsfläche. Dabei entsteht das in Fig. 19 gegebene Bild.

Wir befinden uns im Kerngebiet der Grenzantiklinale. Durch eine Störung (S in Fig. 19) von etwa 100 m Sprunghöhe werden flachliegende Quarzite von Sch. 6, die aus der Scheitelregion stammen, neben bereits westfallende Partien des Sch. 5 abgesenkt.

Diese Anordnung wird von der gegen SW einfallenden Zerrungsfläche des nördlichen Jeannets Bjerg-Bruches quer durchschnitten. Dabei sind über den flach liegenden Quarziten von Sch. 6 die tiefsten durch die Jeannets Bjerg-Störung bewegten Teile stark gestaucht.

Dies können wir folgendermassen erklären:

Die ältere Störung könnte den Nordrand eines kleinen Grabenbruches darstellen. Als die Zerrungsstörung diesen durchschnitt, wurden

an dem der Bewegung stark ausgesetzten südlichen Grabenrand die darüber gleitenden Teile gestaucht und ins Innere des Grabens zusammengepresst. So erklärt es sich, dass der 10—20 m mächtige gelbe Sch. 8 an dieser Stelle bis zu ca. 50 m Mächtigkeit »zusammengeballt« wurde.

Verfolgen wir die nördliche Jeannets Bjerg-Störung weiter gegen NW, so machen wir die wichtige Feststellung, dass sie unter der Gleitmasse des Rytterknægten verschwindet, d. h. von dieser überfahren worden ist.

Im Anschluss an die nördliche Jeannets Bjerg-Störung soll noch ein paralleler, gleichsinniger Bruch genannt werden, der zwischen ihr und dem äusseren Narhvalsund verläuft. Er zieht von Kap Dufva her gegen das nördliche Polhems Dal-Delta. Er tritt in morphologischer Umkehr als Geländeschwelle hervor.

b. Die südliche Jeannets Bjerg-Störung.

Weitgehend parallel zur beschriebenen Störungszone verläuft 6—8 km weiter im S der südliche Jeannets Bjerg-Bruch. Wir können ihn vom Kap Lagerberg an gegen NW verfolgen. Hier zieht unweit der Fangsthytte eine Jeannets Bjerg-Störung an den Strand, die im Relief stark hervortritt. Die Fangsthytte steht auf den schlecht aufgeschlossenen, weichen, dunkeln Schiefern des unteren Sch. 19 (vgl. Pl. 4). Die hangenden, gelblichen Kalke sind ca. 100 m NW des Hauses in einem Bach-einschnitt anstehend. Sie zeigen eine unruhige Lagerung, was wahrscheinlich durch die Nähe der Störung bedingt ist. In dieser stossen sie an dolomitisierte Kalke des oberen Sch. 18. Weiter nordwestlich liegt sie ca. 2 km weit unter dem Schutt. Wir schliessen aber aus der Richtung, in der sie gegen Kirschdalen hin zieht, dass es sich um die Fortsetzung der auffälligen Störung handelt, welche wir vom südlichen Jeannets Bjerg her in das vordere Kirschdal verfolgen können.

Dabei zeigt sich aber eine starke Reduktion der Sprunghöhe gegen Kirschdalen und Kap Lagerberg hin. Wir finden aber am N-Hang des unteren Kirschdal in der Nähe der Hauptbewegungsfläche eine Anzahl kleinerer, paralleler, gleichsinniger Störungen, welche wahrscheinlich einen Teil der Sprunghöhe aufnehmen. Es dürfen in diesem Zusammenhang auch die beiden ebenfalls gleichartigen Störungen genannt werden, welche ca. 3 und 8 km weiter südlich das Kirschdal queren.

Folgen wir nun der südlichen Jeannets Bjerg-Störung weiter gegen NW, so fällt ihre Bewegungsfläche weitgehend mit den gegen SW gerichteten Hangteilen auf der Südseite des Jeannets Bjerg zusammen (vgl. Fig. 20).

Der Störungszone folgt hier ein Tal, dessen westlichster Teil gegen das Polhems Dal hin entwässert wird. Im grösseren östlichen Abschnitt

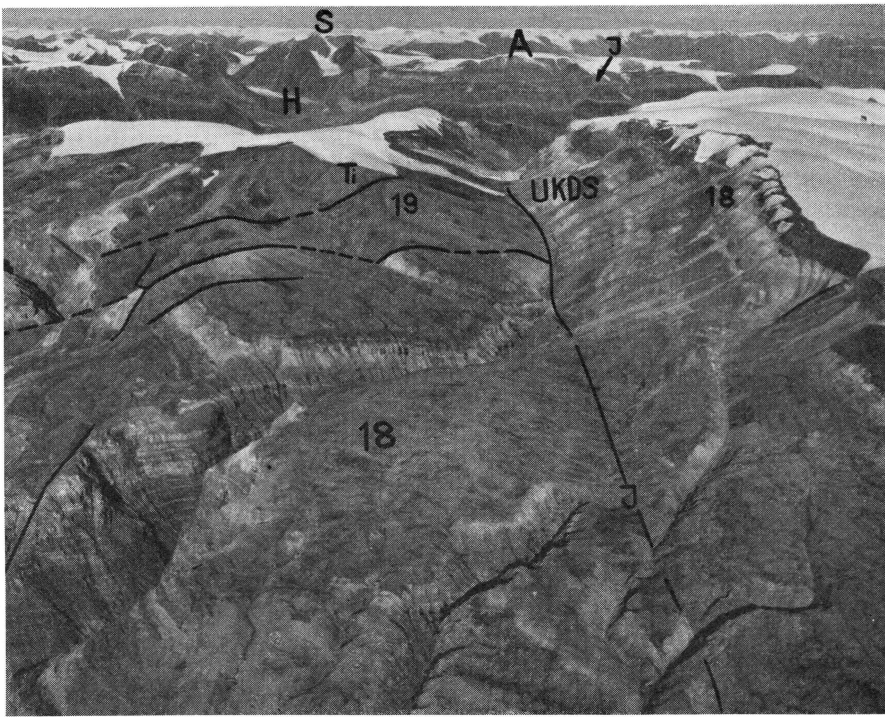


Fig. 20. Der südliche Jeannets Bjerg über dem unteren Kirschdal aufgenommen.
Blick gegen NW.

A = Arbenz Kolle; H = Hasdal; J = Jeannets Bjerg-Bruch, — der Pfeil zeigt seine Fortsetzung an der östlichen Arbenz Kolle; S = Sandertoppene; Ti = Tillite; Nummern = Schichtverbände.

fließen die Bäche zum Kirschdal. Nördlich des Tillitvorkommens, und westlich Pt. 1550 (Karte, Pl. 4) konstatieren wir eine Sprunghöhe von rund 650 m. In diesem Abschnitt steht die südliche Jeannets Bjerg-Störung in Kontakt mit Ausläufern von N—S-gerichteten Zerrungsbrüchen, die bis an den Berzelius Bjerg verfolgt werden können.

Die Störung, welche das Tillitvorkommen gegen E begrenzt, kreuzt die Jeannets Bjerg-Störung, wird nach unserer Auffassung dabei aber versetzt. Der wenig weiter westlich verlaufende N—S-Bruch erscheint jedoch jenseits des Tales nicht mehr. Sehr wahrscheinlich ist die Jeannets Bjerg-Störung jünger als diese N—S-Zerrungsbrüche.

Nach den Aufschlüssen östlich der Hasdalmündung können wir mit Sicherheit behaupten, dass die südliche Jeannets Bjerg-Störung jünger ist als die bereits früher erwähnten Brüche, welche hier vom mittleren Polhems Dal her durch die W-Seite des Jeannets Bjerg an den Narhval-sund ziehen. Auf der W-Seite des Polhems Dal zieht die südliche Jeannets Bjerg-Störung gegen die Eiskappe der Arbenz Kolle (Fig. 20). Hier

wird ihre Beziehung zur Grenzantiklinale sehr deutlich. Wir haben die stark disharmonisch verfalteten Teile des W-Schenkels in diesem Abschnitt bereits erwähnt und in Gegensatz zu den weniger beanspruchten, ruhig umbiegenden, tieferen Teilen gestellt.

Diese verschieden deformierten Serien werden von der Jeannets Bjerg-Störung klar durchschnitten und nach einer Niveauverschiebung von knapp 500 m nebeneinander gesetzt.

Unter dem Eis der Arbenz Kolle scheint die Störung auszuklingen. Möglicherweise macht sie sich als bereits sehr schwache Bewegung an der Wasserscheide zwischen Skyggedal und Hasdal noch bemerkbar (vgl. S. 82).

Es sollen nun noch kurz einige weitere Jeannets Bjerg-Störungen gestreift werden:

Im Gebiete des Hasdal reichen die Jeannets Bjerg-Störungen am weitesten gegen W. Von der Stelle, an welcher der Gletscher im oberen Hasdal aus der SW—NE- in die E—W-Richtung abbiegt, lässt sich eine solche bis zum mittleren Lugeons Bjerg verfolgen.

Etwas weiter im NE, im unteren Hasdal schneidet eine NNW—SSE-gerichtete Störung quer durch den Kern der Grenzantiklinale. Sie versetzt ihn als bereits bestehende Form und ist sicher jünger als die Faltung. Wo sie sich dem Polhems Dal nähert, biegt sie immer stärker in die N—S-Richtung ein und kann nicht mehr von der im mittleren und südlichen Polhems Dal verlaufenden Zerrungsstörung getrennt werden. Die letztere ordnen wir aber einem anderen System zu (vgl. S. 121). Möglicherweise handelt es sich in der Hasdalgegend um eine Jeannets Bjerg-Störung, welche aus der N—S-Spalte abzweigend, entstanden ist.

Wir haben mehrfach gezeigt, dass Jeannets Bjerg-Störungen jünger sind als die N—S-Wölbungszonen. Interessant ist nun, die Beziehung dieser Zerrungsstörungen zu den Bildungen des Devons zu untersuchen. Am besten eignet sich dazu die aufgesplitterte südliche Jeannets Bjerg-Störung auf der N-Seite des unteren Kirschdal. Dass wir uns hier sehr nahe der devonischen Landoberfläche befinden, geht aus den hier häufigen Spuren devonischer Abtragung und Überlagerung hervor (vgl. S. 73).

Es wäre nun denkbar, dass solche Devonrelikte an der Jeannets Bjerg-Störung abgesenkt worden und erhalten geblieben wären. Diesen Fall finden wir bei Kap Lagerberg an einem kleineren Bruch verwickelt. (vgl. S. 74). Im Kirschdalgebiet fanden wir jedoch keine grösseren, durch die Störung bewegten Devonrelikte, welche eindeutig zeigen würden, dass die Jeannets Bjerg-Brüche in nachdevonischer Zeit entstanden sind. Dagegen konnten wir an den meisten Bruchspalten und Klüften des Jeannets Bjerg-Bewegungssystems das tiefe Eindringen der

roten sandigen oder auch feinkonglomeratischen Matrix des Devons feststellen. Oft ist sie an den Bewegungsflächen deutlich zerrieben, woraus auf eine Reaktivierung der Störung nach der devonischen Erosionsphase geschlossen werden darf. Die Hauptbewegungen aber sind sehr wahrscheinlich älter.

4. Das Narhvalsund-Gebiet.

Kein anderer Teil von Lyells Land zeigt eine so mannigfaltige und komplizierte Tektonik wie das Narhvalsund-Gebiet.

Wenn wir nach den Ursachen seiner Auflösung in Bruchschollen und Gleitmassen oder seines eigenartigen Faltungsstils suchen, so führen die Spuren immer wieder zu der grossen Depression von Ella Ø.

Die Südseite des Narhvalsund ist der Rand, an dem sich ein Grossteil der Bewegungen abgespielt hat. Wir untersuchen jetzt einige der vielen Anzeichen solcher Bewegungen. Die tektonischen Elemente, denen sie aufsitzen, haben wir bereits beschrieben oder zumindest erwähnt. Wir folgen der NE-Küste unseres Gebietes von Kap Alfred bis in die Gegend südlich von Kap Harry. Um einer etwas besseren Darstellungsmöglichkeit willen geben wir eine geologische Karte des Narhvalsund-Gebietes im Masstab 1:100.000 (Tafel 3). Tafel 1 wurde in diesem Abschnitt so vereinfacht, dass die grösseren tektonischen Einheiten geschlossener hervortreten.

a. Kap Alfred.

Dieser Landvorsprung liegt ganz im E-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale (S. 83).

Nördlich Pt. 1014 wird das Kap von einer grossen Zahl von E—W- bis WNW—ESE-streichenden, vorwiegend saigeren Brüchen durchzogen, an denen jeweilen die nördlichen Schollen bis zu 200 m nach E verschoben erscheinen (Fig. 24).

Interessant ist die Feststellung von COWIE (mündliche Mitteilung), dass sehr ähnliche Strukturen auch auf Ella Ø an der steilen S-Küste der Bastion auftreten. Von PARKINSON und WHITTARD (1931) und später von TEICHERT (1933) werden folgende zwei einfache Bewegungen zur Diskussion gestellt, welche dieses Verschiebungsbild ergeben können:

1. Blattverschiebungen in E—W-Richtung.

2. Eine vertikale Bewegung der mit 30—50° gegen E einfallenden Schichten, wobei jeweils die südliche Scholle tiefer zu liegen kommt. Wir können hier beifügen, dass auf die Möglichkeit einer Abschiebung gegen S vor allem die ca. 70° S-fallende Bewegungsfläche der Störung, welche unmittelbar N von Pt. 1014 vorbeizieht und die Küstenlinie etwa 1 km W des Skyggedal-Deltas schneidet, hinweist.

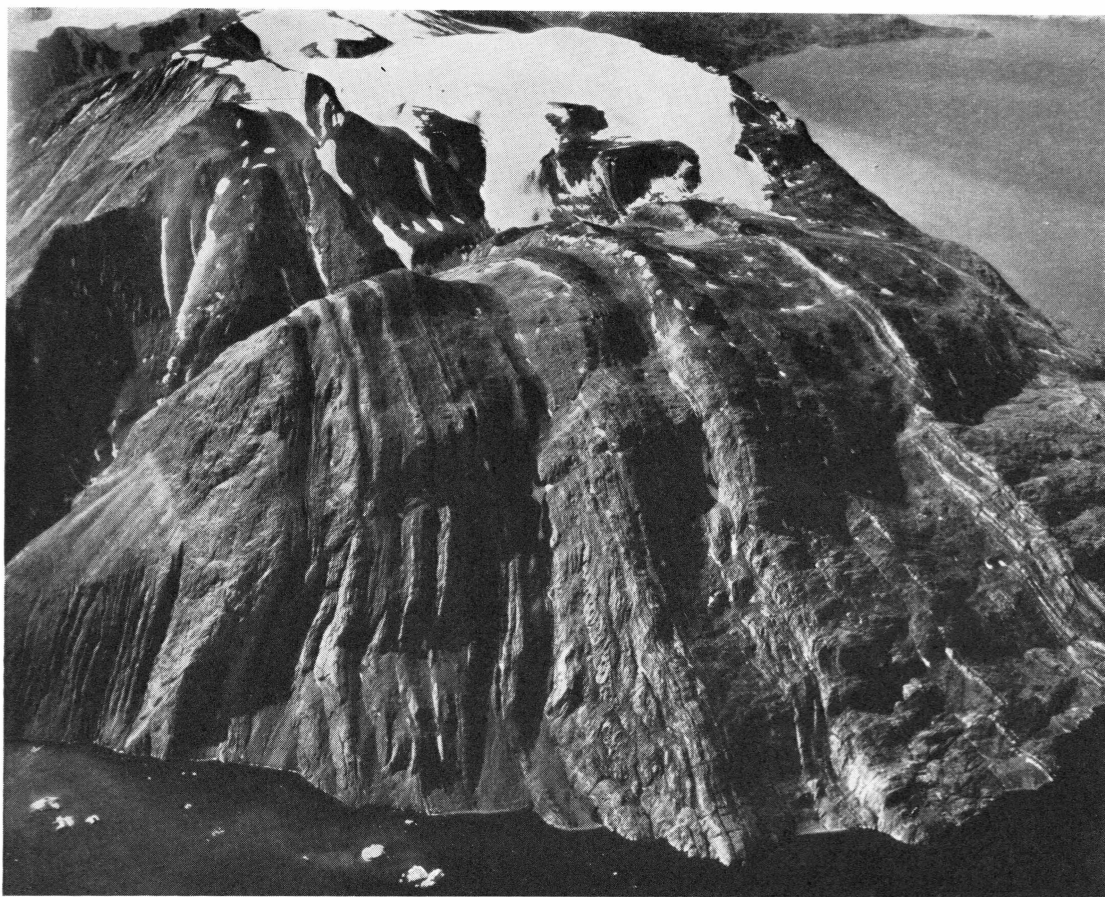


Fig. 21. Kap Alfred von N gesehen. Die E—W-Störungen treten morphologisch deutlich hervor. Besonders rechts unten ist die horizontale Verschiebung an solchen Störungen zu sehen. (Flugaufnahme).

Unsere Untersuchungen haben gezeigt, dass noch eine dritte Deutungsmöglichkeit vorliegt. Die glänzenden Aufschlüsse am Kap Alfred lassen bald erkennen, dass eine recht komplizierte, sehr wahrscheinlich aus verschiedenen Komponenten resultierende Bewegungsart vorliegt, die sich nicht ohne weiteres eindeutig feststellen lässt.

In einer bereits von TEICHERT (1933) erwähnten kleinen Bucht am nördlichsten Punkt von Kap Alfred zeigte die summarische Prüfung von Reibungsspuren zwischen den massigen Quarzitbänken von Sch. 2 alle möglichen Variationen zwischen horizontaler und vertikaler Richtung.

Das Absinken der Bruchschollen gegen S widerspricht vollkommen einer Beobachtung, die wir in dem steil eingeschnittenen E—W-Tal zwischen den Punkten 1014 und 1646 machen können. Im Gegensatz

zum Abschnitt N von Pt. 1014 können wir hier in der oberen Bunten und unteren Kalk-Dolomit-Serie das typische, knickartige Aufbiegen der Schichten zum E-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale sehen. Diese Situation könnte durch die Annahme eines überaus steilen axialen Anstieges des E-Schenkels erklärt werden.

Bei einer dem erwähnten E-W-Einschnitt folgenden Störung handelt es sich jedoch deutlich um eine Ablösungszone zwischen verschieden stark gefalteten Teilen.

Diese Interpretation kann nun auch als dritte Deutungsmöglichkeit auf die nördlich Pt. 1014 liegenden Störungen angewendet werden. Wir haben bei der Beschreibung der über den Narhvalsund ziehenden Faltenstruktur die Diskrepanz im Baustil beim Vergleichen der beiden Ufer mehrfach betont. Es steht ausser Zweifel, dass Ella Ø einen engeren Faltungsquerschnitt zeigt, als unser Gebiet. Der Ausgleich kann sich in Schubrissen und Störungen äussern. Die Verschiebung der Bruchschollen gegen E, wie wir sie heute am Kap Alfred sehen, kann als Merkmal einer sich gegen Ella Ø hin schrittweise verengenden Faltung aufgefasst werden. Daneben haben aber wahrscheinlich noch verschiedene andere Kräfte in den E—W-Fugen am Kap Alfred ihren Ausgleich gefunden.

Dass auch in jüngster Zeit noch Bewegungen im Gange sind, beweisen ebenfalls in das Bruchsystem eingefügte Risse und Spalten, die 1—2 m weit aufklaffen und sich über 50—100 m Distanz verfolgen lassen. Vielleicht hängen diese jüngsten Bewegungen mit der Eisentlastung zusammen.

Die meisten der E—W-Störungen, von denen wir annehmen, dass sie in erster Linie verschieden gefaltete Teile trennen, konvergieren gegen E hin und nehmen in dieser Richtung an Intensität zu. Es ist daher möglich, dass sie Ausläufer von grösseren Störungen darstellen, denen im innern und östlichen Narhvalsund eine grosse Bedeutung als Ausgleichszonen zwischen den sehr verschiedenen Faltenformen am N- und S-Ufer zukommt.

Gegen W hin klingen die Störungen ab. Am Kap Alfred erreichen nur wenige den Kempes Fjord. Damit verknüpft, stellen wir ein Angleichen der Formen zwischen Bastionen auf Ella Ø und Kap Alfred fest:

Ein E—W-Profil Bastionen-Kap Alfred lässt die Gesteinsserien dieser beiden Gebiete gut miteinander verbinden. Dem gegenüber zeigt der Ella Ø-Block und der direkt südlich davon liegende Teil von Lyells Land Faltungsformen, die nicht mehr miteinander verglichen werden können (vgl. Strukturkarte Pl. 5).

Wenn die erwähnte Profilkonstruktion zwischen Kap Alfred und W-Ella Ø auch keine Schwierigkeiten bietet, so können trotzdem Brüche zwischen diesen Gebieten durchziehen. Es ist sogar anzunehmen, dass die nördliche Jeannets Bjerg-Störung, welche an der nordöstlichen

Arbenz Kolle unter die Rutschmasse des Rytterknægten zieht, noch in den Kempes Fjord fortsetzt. Wenn zwischen Kap Alfred und Bastionen diese Störung nicht in Erscheinung tritt, so kann hier ihre Sprunghöhe reduziert sein oder diese wird durch gegensinnige Störungen weitgehend kompensiert. Eine solche bildet in der nordwestlichen Fortsetzung des Narhvalsund, im südlichen Suess Land, den Kristallinkontakt. Es ist möglich, dass sie in den Narhvalsund zieht (vgl. S. 143).

b. Skyggedal.

Im mittleren und östlichen Narhvalsund fällt ausser dem verschiedenartigen Faltungsstil eine gewaltige stratigraphische Niveaudifferenz zwischen Lyells Land und Ella Ø auf.

Durch dieselbe E—W-Störung, an welcher südlich Pt. 1014 verschieden gefaltete Teile aneinanderstossen, wird auch der nördliche Kap Alfred-Block gegen den Narhvalsund hin abgesetzt. In der Richtung gegen das Skyggedaldelta hin nimmt die Sprunghöhe dieser Störung ständig zu, bis sie am Rande des Deltas etwa 100 m erreicht. Unweit davon zieht eine andere, dem W-Hang des unteren Skyggedal entlang streichende, flach einfallende Störung ebenfalls unter die Aufschüttungen an der Flussmündung. Dieser Bruch begrenzt eine gegen das Skyggedal hin abgesunkene Masse, in der hauptsächlich in Sch. 17 auf der westlichen Talseite der Knick in den zur Kap Alfred-Antiklinale aufbiegenden Serien sehr deutlich hervortritt. Auf der gegenüber liegenden Seite des untersten Talabschnittes folgen über Sch. 17 noch Teile von Sch. 18, und darüber liegt eine bereits auf S. 83 erwähnte, gegen N abgeglittene Rutschmasse. Die genannten Teile von Sch. 17 und 18, und die Gleitmasse gehören einem Keil an, in dessen Achse das untere Skyggedal verläuft. Er wird durch die auf der westlichen Skyggedalseite verlaufende Störung und einer über die NW-Ecke der Arbenz Kolle ziehende, grosse Verwerfung begrenzt. Die letztere nennen wir »Skyggedal-Verwerfung«. Sie lässt sich schon im oberen Hasdal als eine kleine saigere Störung erkennen. Ihre Sprunghöhe nimmt jedoch dann im Skyggedal gegen den Narhvalsund hin rasch zu. Sehr deutlich erscheint hier die Störung an der nordwestlichen Arbenz Kolle. An der saigeren Bruchfläche stösst hier Sch. 8 an Sch. 17, was einen Verwerfungsbetrag von rund 1150 m ergibt. In der Störung selber finden sich Teile eines serpentinisierten basischen Ganges (vgl. S. 72). Es handelt sich um einen Lamprophyr der kaledonischen Nachphase, welcher die bereits angelegte Skyggedal-Störung als Aufstiegsbahn benützt hat, und durch jüngere Bewegungen an dieser Fläche verändert worden ist.

Für die Narhvalsund-Tektonik stellt die Skyggedal-Verwerfung eine sehr wichtige Bewegungsfläche dar. Die Zunahme der Sprunghöhen gegen NE lässt auf eine Kippbewegung des Kap Alfred—Ella Ø—Blockes

schliessen. Die tiefsten Depressionen sind infolgedessen im mittleren und östlichen Narhvalsund zu erwarten. Tatsächlich werden hier die Höhenunterschiede zwischen dem Ella Ø—Kap Alfred-Block einerseits und der Arbenz-Kolle anderseits noch bedeutend grösser. Genaue Werte sind kaum anzugeben, da die beiden Gebiete verschiedene Faltungsformen zeigen.

Aber um trotzdem einen Eindruck zu erhalten, können z. B. die Kernzonen der Grenzantiklinale beidseits des Narhvalsund verglichen werden, wie dies BÜTLER (1948 S. 86) bereits getan hat. Er schreibt: »Auf der Ella Insel ist der Antiklinalscheitel von kambrischen Schichten umhüllt; im Faltenkern erscheinen am Narhval Sund die subkambrischen Tillite. Zum gegenüberliegenden Fjordufer auf dem Lyells Land, wo in 5 Kilometer Entfernung, in gleicher Meereshöhe, Schichten der mittleren Eleonore Bay Formation den Antiklinalkern bilden, besteht eine stratigraphische Niveaudifferenz von ungefähr 3000 Metern¹⁾. Dies und der plötzliche Abbruch des Devons sprechen dafür, dass im Narhval Sund eine Verwerfung durchziehen muss. In der Fortsetzung dieses Bruches gegen Südosten zeichnet sich in den Devonsandsteinen der Felswand von Kongeborgen (Traill Ø) eine scharfe Einknickung ab. Sie deutet an, dass sich der Bruch bis ins Devongebiet der Traill Insel fortsetzt. Wahrscheinlich wird die gegen Süden geneigte Scholle der Ella Insel auch im Norden, irgendwo im Kempes Fjord, (nördlich Kap Alfred, — der Verf.) von einer Verwerfung begrenzt.«

Wir haben bereits bei der Beschreibung von Kap Alfred bemerkt, dass die Störungen, welche in den Kempes Fjord fortsetzen, unbedeutend erscheinen, da sie mit der Profilkonstruktion nicht mehr erfassbar sind.

Die gewaltigen Niveaudifferenzen im Inneren Narhvalsund entstehen vielmehr erst durch die Kippbewegung der Ella Ø-Scholle an der Skyggedal-Verwerfung, wobei die östlichen Gebiete am stärksten absinken.

Einen Hinweis auf das Abtauchen von Ella Ø sowohl gegen E als auch gegen S, gibt die mächtige Anhäufung von Devon-Konglomeraten an der SE-Ecke der Insel.

Zwischen dem Skyggedaldelta und der wenig östlich davon liegenden Gleitmasse, befindet sich am Ufer ein stark gestörtes Tillit-Vorkommen. Wir können nicht entscheiden, ob es zur Gleitmasse gehört und nachträglich durch einen E—W-Bruch abgesenkt worden ist, oder ob es in die Fortsetzung des Kap Alfred-Profiles fällt. Betrachten wir nun die Gleitmasse, welche wenig östlich der Skyggedal-Mündung liegt.

Das abgeglittene Paket wird von einem gegen NE gerichteten Tälchen durchschnitten (Fig. 22 und 23). Der Anriss greift so tief, dass im Talgrunde die Unterlage angeschnitten wird. Es sind dies dunkle

¹⁾ Mit den am Kap Alfred gemessenen Schichtmächtigkeiten kommen wir auf ca. 3900 m.

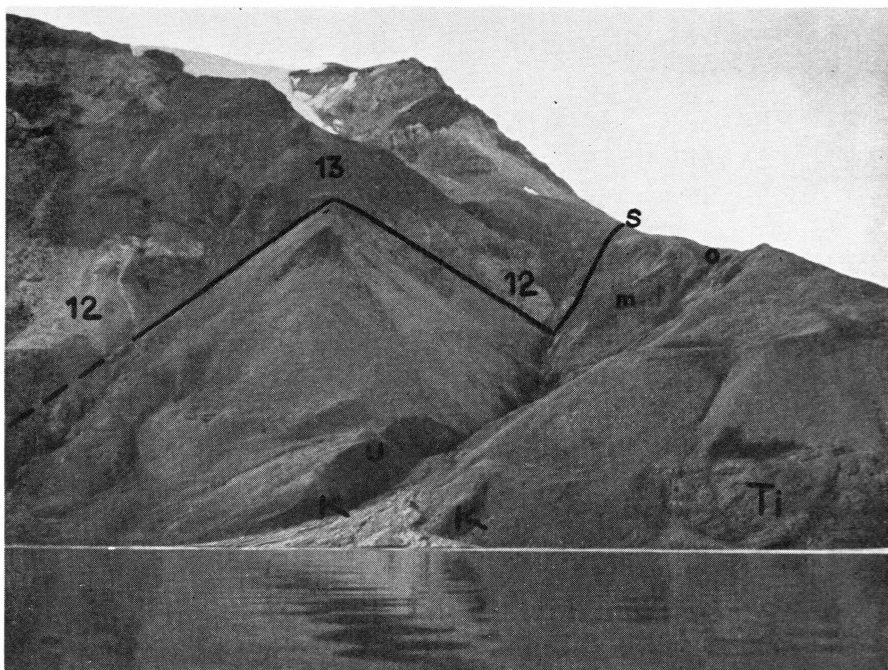


Fig. 22. Die Rutschmasse östlich des Skyggedal-Deltas von Narhvalsund her gesehen. K = Aufschlüsse mit Skyggedal-Konglomerat; u, m, o = unterer, mittlerer, oberer Sch. 19; Ti = Tillit; s = Skyggedal-Verwerfung. Die Nummern beziehen sich auf die Schichtverbände.

Kalke, welche sehr wahrscheinlich dem Sch. 18 angehören. Die Rutschmasse besteht fast vollständig aus Gesteinen des Sch. 19. In den weichen, tonigen Horizonten erfolgte das Abgleiten gegen N. Dabei wurden sie stark deformiert und zerrissen. Dagegen zeigt die etwa 30 m mächtige Serie von plattigen, gelbgrauen Kalken des mittleren Sch. 19 im Grunde des die Rutschmasse durchschneidenden Tälchens mehrere, ungefähr N—S-gerichtete, enge Falten. Daran schliesst eine mit 70° gegen W ansteigende Platte von ca. 200 m Länge an. Durch einen Bruch grenzt daran am Osthang des unteren Skyggedal ein S-förmig verbogenes Stück desselben Horizontes (vgl. Fig. 22 u. 23). Gegen S wird die Rutschmasse durch die an dieser Stelle steil gegen NNW einfallende Skyggedal-Verwerfung begrenzt. Wir können aber nicht genau festlegen, um welchen Betrag die Gleitmasse verworfen worden ist. Es wäre denkbar, dass die Gleitung durch die Skyggedalstörung in einer frühen Bruchphase ausgelöst worden ist, und nachträglich noch eine Absenkung erfahren hat.

Sehr interessant ist nun ein grobes Konglomerat zwischen der Gleitmasse und ihrer Unterlage. Die Auflösung in einzelne unregelmässige

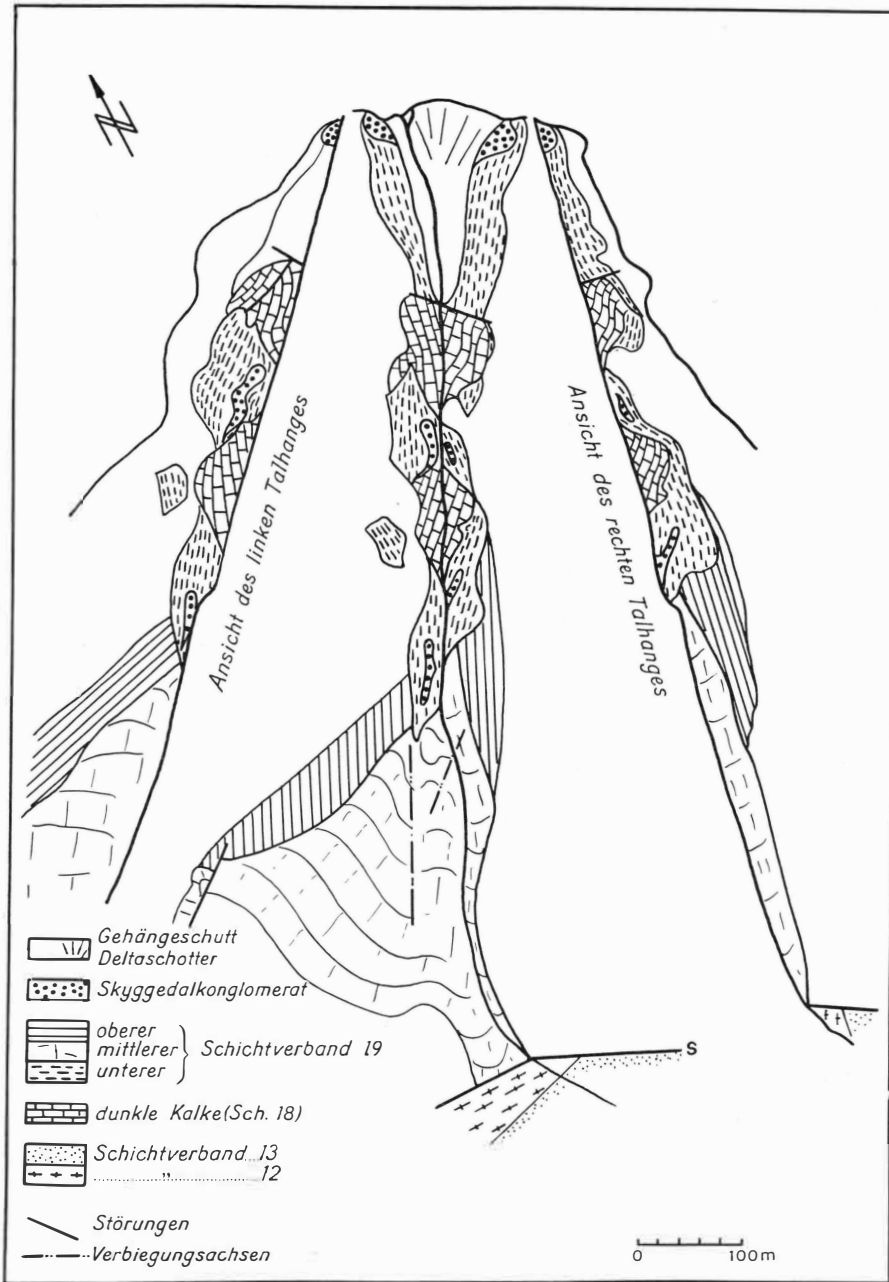


Fig. 23. Sehr stark schematisierte Skizze der Aufschlüsse in dem Tälchen, das die Rutschmasse beim Skyggedal-Delta durchschneidet. In der Mitte Aufsicht, seitlich davon Ansicht der Talwände. Hier sind die Aufschlüsse etwas überhöht dargestellt.

S = Skyggedal-Verwerfung.

Fetzen zeigt, dass der hangende Sch. 19 über das »Skyggedal-Konglomerat« abgeglitten ist und dieses zerschürft hat.

Die Komponenten des Skyggedal-Konglomerates entstammen durchwegs den nahen Sedimenten der oberen EBF. Neben gerundeten Stücken bis zu 1 m Durchmesser liegen Sandsteinlinsen und Blockschutt. Das braunrote Bindemittel ist sandig und relativ zäh. Die starke rostige Verfärbung des gesamten Konglomerates rührt sehr wahrscheinlich von den überliegenden, dunklen Schiefen des untersten Sch. 19 (vgl. S. 56) her, mit denen es an den Gleitflächen intensiv verknetet ist (Fig. 23).

Das Alter dieser Konglomerate ist fraglich. Wir möchten auf die grosse Ähnlichkeit des Skyggedal-Konglomerates mit den Devon-Randkonglomeraten, die wir von Kap Dufva und vor allem vom Kap Lagerberg (S. 56) kennen, hinweisen.

Wenn wir die Konglomerate beim Skyggedaldelta mit den Devonkonglomeraten auf der E-Seite der Bastion auf Ella Ø vergleichen, so fällt der stratigraphische und tektonische Niveauunterschied zwischen den die Konglomerate tragenden Schichten auf. Nehmen wir an, dass es sich bei den Konglomeraten beidseits des Narhvalsund um ungefähr gleichaltrige Bildungen handelt, so könnte die stratigraphische Niveaudifferenz einem Absenkungsbetrag entsprechen, welcher während der devonischen Erosion bereits zwischen Ella Ø und Lyells Land bestanden hat. Die heutige, tiefe Lage des Skyggedalkonglomerates könnte durch eine Absenkung an der nördlichen Jeannets Bjerg-Störung bedingt sein, welche von der Gleitmasse des Rytterknægten überfahren worden ist.

c. Die Nordseite der Arbenz Kalle.

Im Gebiet des durch die Rutschmasse ziehenden Tälchens spalten sich von der Skyggedal-Verwerfung zwei stärker gegen E hin verlaufende Nebenstörungen ab (Fig. 24).

Zwischen den drei Bewegungsflächen finden sich noch viele kleine, parallele, auf der Karte nicht ausgeschiedene Brüche. Durch die eng hintereinander liegenden Störungen wird ein grosser Teil der Arbenz Kalle-Nordwand zu einem im Detail sehr unübersichtlichen Bruchfeld.

Die Hauptabsenkung erfolgte an der Skyggedal-Verwerfung. Zwischen ihr und der Rutschmasse tritt am Fjordufer ein isoliertes Paket von S-fallenden, splittigen, bunten Dolomiten auf, deren stratigraphische Stellung unklar ist. Aus tektonischen Erwägungen könnte es sich um Teile von Sch. 19 aus der Rutschmasse handeln, die an der Skyggedal-Verwerfung verschleppt worden sind.

d. Rytterknægten.

Diesen markanten Berg in Narhvalsund kennen wir bereits als einen gegen N hin abgeglittenen Block aus der W-Flanke der Grenzantiklinale.

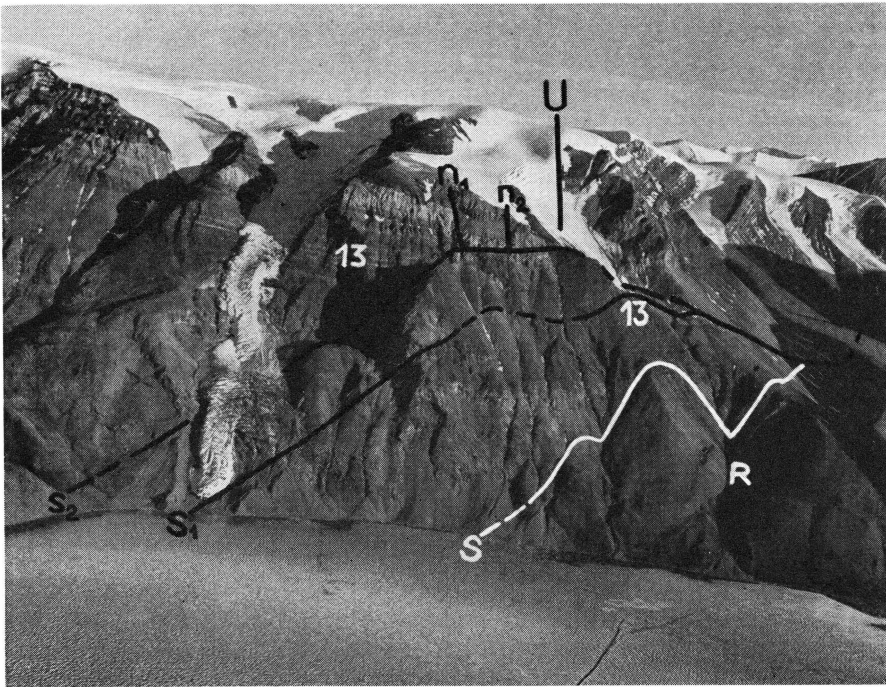


Fig. 24. Nordseite der Arbenz Kolle, von der Bastion (Ella Ø) aus gesehen.

n_1, n_2 = N—S-Brüche in der Arbenz Kollé-Synklinale; R = Rutschmasse beim Skyggedal-Delta; S = Skyggedal-Verwerfung; S_1, S_2 = Nebenstörungen der Skyggedal-Verwerfung; U = Umbiegung der Arbenz Kollé-Synklinale; 13 = Schichtverband 13.

Ein Vergleich mit der analogen Erscheinung der Rutschmasse beim Skyggedal-Delta drängt sich auf.

Eine wichtige Frage ist die, ob diese gleichgerichteten Bewegungen auch gleichzeitig erfolgten.

Wie wir bereits gezeigt haben, wurde die Rutschmasse östlich des Skyggedal-Deltas durch die Skyggedal-Verwerfung abgesenkt. Die Gleitmasse ist somit älter als die Verwerfung oder gleich alt, wenn wir annehmen, dass sie durch die Verwerfung ausgelöst und nachher mitverworfen worden ist.

Für den Rytterknægten dagegen könnte angenommen werden, dass das Abgleiten erst später in die von der Skyggedal-Verwerfung erzeugte Depression im mittleren Narhvalsund erfolgt ist.

Es dürfen aber in diesem Zusammenhang die am Nordfuss des Rytterknægten sehr verbreiteten, die Kalk-Dolomit-Serie gegen den Narhvalsund hin tiefer setzenden E—W-Störungen nicht ausser Acht gelassen werden. Sie scheinen auf der W-Seite direkt mit dem Skyggedal-Bruchsystem in Verbindung zu stehen. Das würde bedeuten, dass der Rytter-

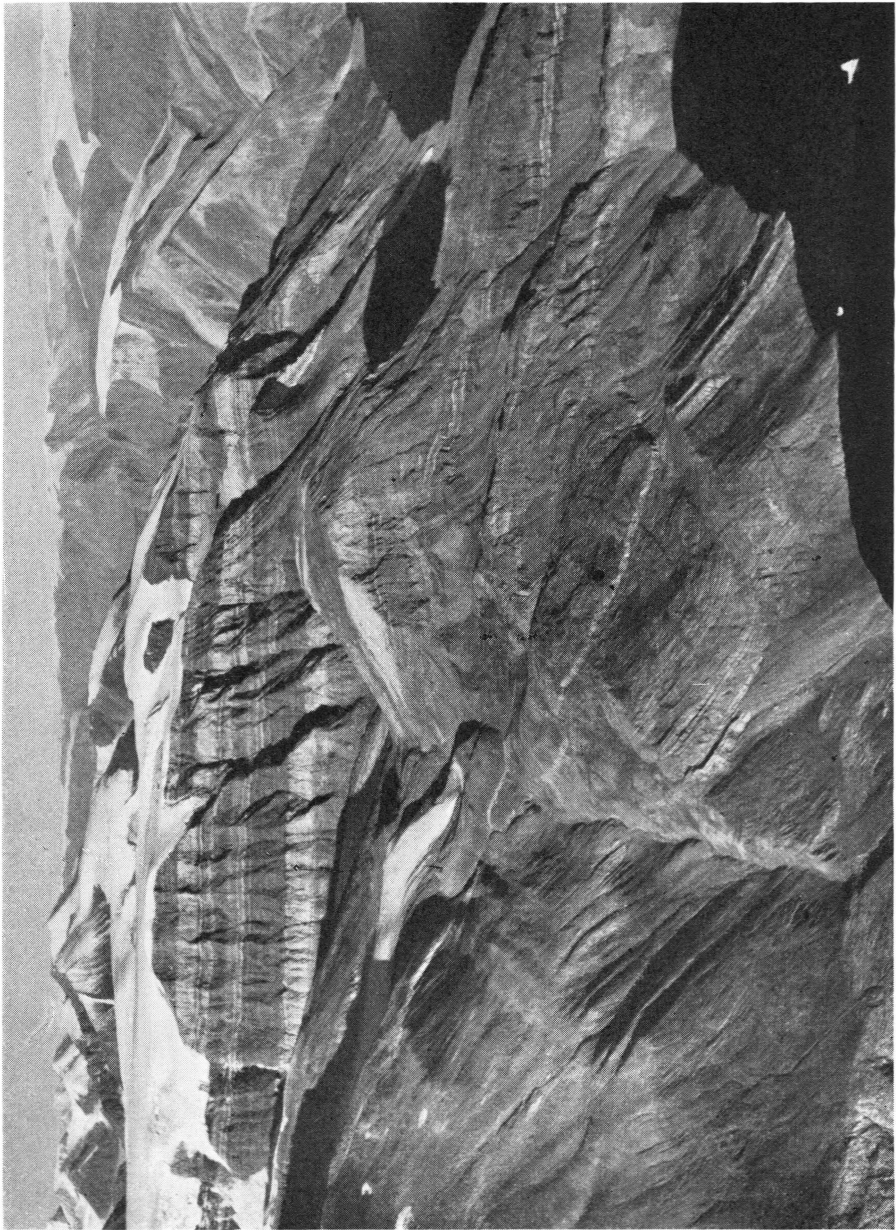


Fig. 25 a.

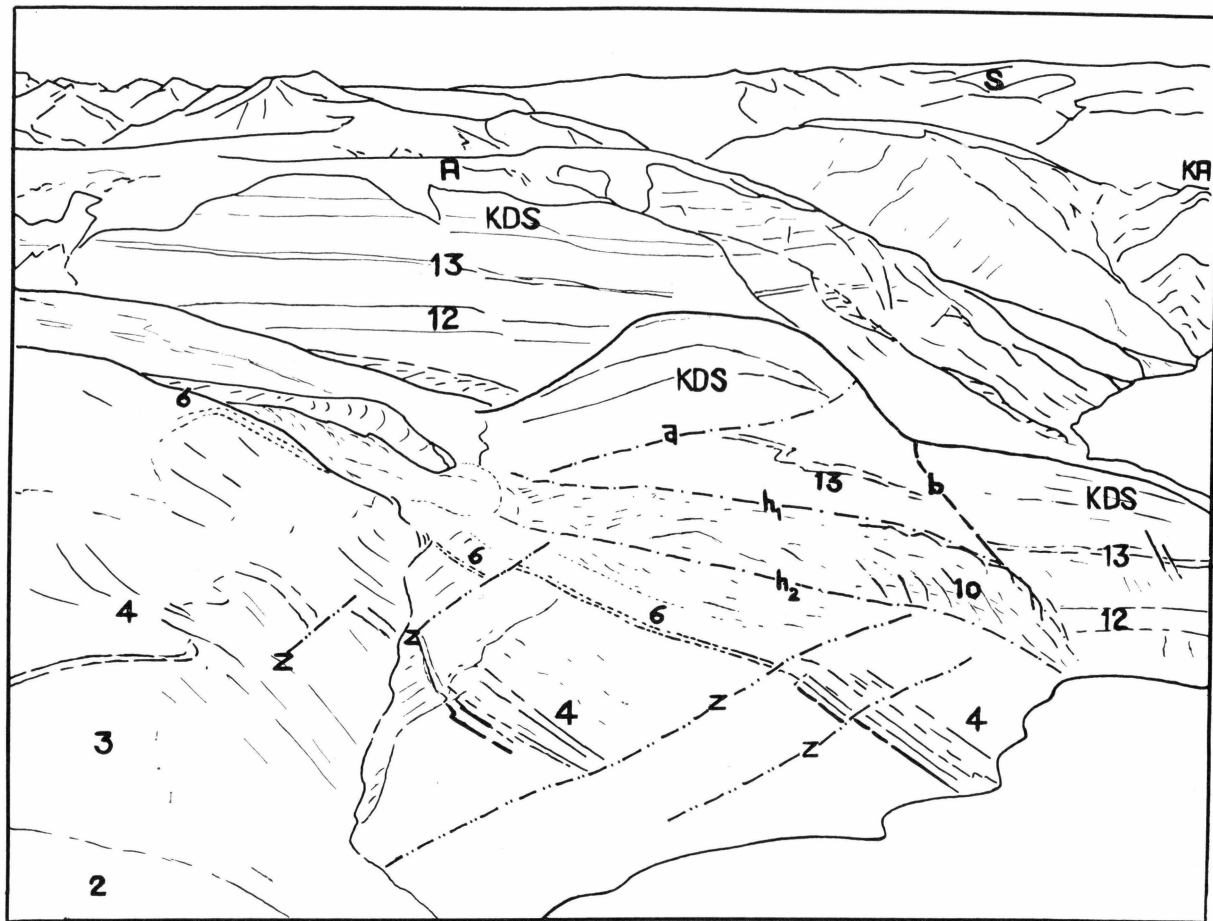


Fig. 25 b.

Fig. 25 a und b. Die Gleitmasse des Rytterknægten von E gesehen.

h_1, h_2 = Hauptgleitflächen; a = aufsteigende Gleitfläche; b = jüngere Brüche; Z = Zerrungsstörungen; A = Arbenz Kollé; KA = südliches Kap Alfred; S = Suess Land; KDS = Kalk-Dolomit-Serie; Nummern = Schichtverbände.

knægten ebenfalls schon vor oder mit der Bildung der Skyggedal-Verwerfung gegen den Narhvalsund hin abgeglitten wäre.

Mit Ausnahme der Narhvalsund-Seite sind die Gleitflächen leicht um den Rytterknægten herum zu verfolgen. In dem Sattel auf der S-Seite liegen sie offen zutage.

An der E-Wand erkennen wir zwischen einer höheren Hauptgleitfläche (Fig. 25) und einem unteren, weniger stark bewegten Horizont, eine gleichförmig verschuppte Zone. Beim Sattel auf der Südseite des Rytterknægten zweigt von der N-fallenden Hauptgleitfläche eine gegen N ansteigende Bewegungsfläche ab. Die Bewegung erfolgte in derselben Richtung wie auf der Hauptgleitfläche. Die Bewegungsflächen sind genetisch sicher sehr eng miteinander verknüpft. Auf der gegen N ansteigenden Bahn haben sich hangende Verbände über liegende hinweg gegen Ella Ø hin bewegt. Sie bildet in Bezug auf die liegenden Teile eine Schubfläche. Am deutlichsten tritt sie auf der Ostseite des Rytterknægten (Fig. 25) in Erscheinung, vor allem durch die unmittelbar darunter liegenden, Z-förmig verbogenen Teile von Sch. 13. An derselben Fläche entsteht auch der auffällige Knick, den wir in den steil ansteigenden Schichten auf der Nordseite des Rytterknægten sehen. An der »Knickstelle« sind über sehr stark W-fallende Schichten solche mit leicht überkippter Lagerung aufgeglitten.

Auf der W-Seite steht über der Hauptbewegungsfläche senkrecht einfallender Sch. 18 (vgl. S. 94). Darunter liegen vorwiegend N-fallende, eng verzahnte Abscherungsteile mit Sch. 9, 10 und 12.

Vor allem an der Hauptgleitfläche sind die Gesteine stark verändert worden. Weichere, tonige Horizonte wurden bis zum papierdünnen Aufblättern verschiefert. In den massigen Teilen treten marmorisierte Kalke auf, neben mannigfaltigen Brekzien und Boudinage-Bildungen.

Auf Kote 300 m zieht die Gleitfläche unter dem Narhvalgletscher durch. Im Gebiete der Gletscherzunge legen sich die steil vom Rytterknægten abfallenden Schichten mit einem Knick flacher. Unmittelbar westlich des untersten Gletscherabschnittes steht Sch. 19 an, und darüber folgt, von kleinen E—W-Brüchen zerhackt, noch ca. 20 m unterer Tillit (S. 60).

e. Äusserer Narhvalsund.

Zwischen der nördlichen Jeannets Bjerg-Störung (S. 98) und dem Narhvalsund verläuft ein Grabenbruch. Er folgt ebenfalls der NW—SE-Richtung und weist gleichermassen auf eine Dehnung der Kruste hin, wie die benachbarten Zerrungsstörungen.

Er ist in den Tälern östlich des Polhems Dal-Deltas gut aufgeschlossen. Von weitem hebt er sich an der NW-Pforte des Polhems Dal ab.

Von hier lässt er sich aber nicht mehr viel weiter nach W verfolgen. Es ist möglich, dass er durch einen weiter südlich liegenden, bei Pt. 1680 einsetzenden Grabenbruch abgelöst wird. Dessen Beziehungen zur nördlichen Jeannets Bjerg-Störung haben wir auf S. 99 dargestellt.

Der Nordfuss des Jeannets Bjerg ist bis etwa in 300 m Höhe ein stark verschutteter Streifen, der von verschiedenen kleineren Brüchen durchzogen wird, die meist schwer zu verfolgen sind. Dagegen tritt im untersten Abschnitt des östlich Pt. 1225 gegen NE ziehenden Tales ein Störungsbündel deutlich hervor. Die Brüche streichen annähernd E—W und versetzen die Schichten um geringe Beträge nach N hin tiefer. Es sind dies die östlichsten uns bekannten, mit der Absenkung gegen den Narhvalsund hin zusammenhängenden Störungen.

5. Die östliche Randflexur.

Wie aus der Strukturkarte (Pl. 5) hervorgeht, wird das östliche Lyells Land von einer schwach gebogenen Randflexur eingenommen.

In der Kap Dufva Region streicht sie ungefähr NE—SW. Am südöstlichen Jeannets Bjerg schwenkt die Streichrichtung in die NNW—SSE-Richtung um.

Im Kirschdalsebiet ist die Flexur sehr wenig ausgeprägt. Am deutlichsten tritt sie in der Deltaregion hervor. Dagegen bilden die abtauchenden Schichten am östlichen Berzelius Bjerg, südlich der Gletscherkappe Pt. 1400, wieder eine sehr markante Form.

Wir trennen das Flexurgebiet in drei Teile, die wir gesondert besprechen werden, nämlich in:

- a. Die Kap Dufva-Region.
- b. Die SE-Fortsetzung des Jeannets Bjerg.
- c. Den östlichen Berzelius Bjerg.

Die Grenze zwischen den Abschnitten a und b fällt ungefähr mit dem östlichsten Teil der nördlichen Jeannets Bjerg-Störung zusammen.

a. Die Kap Dufva-Region.

Ca. 4 km nordwestlich Kap Dufva ist am Narhvalsund das Abtauchen der Schichten der Bunten Serie an einer Knickstelle zu beobachten. Die Schichten fallen mit 30—50° gegen SE ab (Profil 1). Bezeichnend sind in dieser Zone flach einfallende Zerrungsstörungen, welche stark an gleichartige Bewegungsflächen am Rytterknægten, in den umbiegenden Serien der Grenzantiklinale erinnern (S. 92).

Vielleicht sind sie auch auf analoge Ursachen zurückzuführen (vgl. S. 141). Am Kap Dufva selber liegt die untere Kalk-Dolomit-Serie als Ganzes wieder flacher. Es zeichnet sich also deutlich eine vollständige, gegen den Kong Oscars Fjord hin gerichtete Flexur ab, im Gegensatz zu den weiter südlich liegenden Teilen der Randflexur, wo wir nur das Abtauchen feststellen können.

Die Bewegung an dieser Flexur wird verstärkt durch einige N—S-gerichtete, saigere Verwerfungen. Eine sehr auffällige derartige Störung liegt 4,5 km nordwestlich Kap Dufva im Gebiet der stark abbiegenden Bunten Serie. Ihre Sprunghöhe beträgt 150 m. Weiter östlich trennt eine parallele Störung in der direkten Fortsetzung der auffallend gerade verlaufenden östlichen Küstenlinie das eigentliche Kap mit Pt. 188 vom Festlandsblock ab. Dieselbe Bewegung wiederholt sich noch einmal am östlichsten Zipfel des abgetrennten Teils.

Sehr eigenartig ist das Verhalten von Sch. 13 der oberen Bunten Serie in der Kap Dufva-Region. In dem N—S-Tälchen unmittelbar westlich Pt. 188 finden wir einen riesigen Schuttwall von Gesteinen des Sch. 13 (Fig. 26). Wo der letztere aufgeschlossen ist, fallen überall starke Deformationsflächen, meist ungefähr der Schichtebene folgend, auf. An einigen Stellen ist Sch. 13 bedeutend reduziert.

In der Mündungsschlucht des E—W-Tales, das 5 km S. von Kap Dufva zum Fjord zieht, erscheint in den Talwänden eine Anzahl flach E-fallender Scherflächen und eine gleichsinnige Klüftung. Nach ihr brechen auch die Gesteine von Sch. 13 in diesem Abschnitt. Über dem deformierten Sch. 13 fallen westlich Pt. 188 die wild zerklüfteten, meist stark dolomitisierten Klippen von unterer Kalk-Dolomit-Serie auf (Fig. 26). Wir vermuten, dass es sich auch hier um eine Gleitmasse handelt. Die Bewegung erfolgt wahrscheinlich im Zusammenhang mit der Bildung der Randflexur und ist gegen den Kong Oscars Fjord hin gerichtet. Die wichtigsten Gleitflächen liegen in Sch. 13.

Eine andere Möglichkeit wäre die, dieses Bild als eine von E her kommende Aufschiebung zu deuten. Wir erwähnen dies aus dem einzigen Grunde, weil BÜTLER (1935) aus dem östlich von Kap Dufva liegenden Gebiet der Kongeborgen westvergiehende Überschiebungen erwähnt. Das Gebiet zwischen Kap Dufva und dem Jeannets Bjerg zeigt ebenfalls nur stark überschutteten Sch. 13. Der Ausbiss von Bewegungsflächen ist hier schwer festzulegen. Vielleicht streichen sie sehr flach aus und fallen weitgehend mit der Oberfläche zusammen. Ebenso sind in der ausgedehnten Schuttzone die vom nördlichsten Polhems Dal herkommenden Störungen schwer zu verfolgen. Ihre Beziehungen zur Bewegungsmasse des Kap Dufva blieben uns unklar.

Jünger als die tangentialen Bewegungen, deren Spuren wir westlich Kap Dufva finden, ist die Absenkung des äusseren Kaps mit Pt. 188.



Fig. 26. Kap Dufva von E gesehen.

D = Devon-Konglomerate; strichpunktiert = Ausbiss der flachen Bewegungsbahn; V = Verwerfungen;
Nummern = Schichtverbände.

Dieser Abschnitt ist stark in sich zerbrochen. Auf der S-Seite finden wir Sch. 15 mit etwa 13° gegen S einfallend.

Nördlich der kleinen Bucht am äussersten Kap liegt das schon von WEGMANN (1935) und BÜTLER (1948) beobachtete Vorkommen von Devon-Basiskonglomeraten. Auf der S-Seite grenzt es an eine Störungsfläche. Wir konnten aber nicht entscheiden, ob die Konglomerate an sie angelagert oder mitverworfen sind. Die Nordbegrenzung erfolgt wahrscheinlich ebenfalls durch einen Bruch, sodass die Konglomerate eventuell in einem E—W-Graben erhalten geblieben sind.

Für die heutige Position des Devonvorkommens sind die oben-erwähnten Bewegungen im Kap Dufva-Gebiet wichtig. Ob die Konglomerate samt ihrer Unterlage von der tangentialen Bewegung betroffen worden sind, wissen wir nicht. Dagegen machen die auf S. 74 dargelegten Gründe eine Absenkung des Devons samt dem Gebiet Pt. 188 wahrscheinlich. Damit soll nur darauf hingewiesen werden, dass dieses Vorkommen von Devon-Basiskonglomeraten für Spekulationen über das devonische Relief, an welches die Konglomerate angelagert wurden, sehr ungeeignet ist.

b. Der südöstliche Jeannets Bjerg.

Wir haben bereits gezeigt, dass am äusseren Narhvalsund die Bunte Serie an einer Flexur abtaucht. Folgen wir der Verbiegungsachse nach S, so zeichnet sich die Flexur am östlichen Jeannets Bjerg in der hangenden Kalk-Dolomit-Serie in etwas flacherer Form durch eine Bruchstaffel ab.

Bezeichnend sind saigere bis sehr steil einfallende Bewegungsflächen.

Einen guten Einblick in den Bau dieser Störungen erlaubt das südlichere der tief eingeschnittenen E—W-Täler, die zwischen Kap Dufva und Kirschdalen in den Kong Oscars Fjord einmünden.

Wir können zwei Bruchrichtungen unterscheiden (Pl. 1). Die eine verläuft ungefähr NNW—SSE, die andere etwas stärker N—S.

Die Mehrzahl der Brüche am südöstlichen Jeannets Bjerg folgt der NNW—SSE-Richtung. Sehr auffällig ist ihre Ähnlichkeit mit den parallelen und gleichsinnigen Verwerfungen im östlichen Teil von Ella Ø (vgl. EHA 1953, Pl. 2).

Für das östliche Lyells Land nehmen wir an, dass die NNW—SSE-Brüche keinen grossen Tiefgang besitzen. Sie sind viel mehr in den höheren Partien als Reaktion auf die Verbiegungen der tiefer liegenden Teile entstanden.

Die letzteren finden wir in der Kap Dufva-Region aufgeschlossen. Von den höheren Teilen, in denen sich das Abbiegen der Schichten durch

die NNW—SSE-Bruchstaffel abzeichnet, werden sie durch die nördliche Jeannets Bjerg-Störung abgetrennt. Es stellt sich die Frage, ob die Randflexur älter ist als die nördliche Jeannets Bjerg-Störung.

Die etwas stärker N—S-gerichteten, saigeren Brüche treten sowohl am südöstlichen Jeannets Bjerg, als auch in der Kap Dufva Region auf. Hier durchsetzen sie, im Gegensatz zu den NNW-Brüchen, auch die tiefsten sichtbaren Teile der Flexur.

c. Der östliche Berzelius Bjerg,

erscheint als ein isoliertes Stück der Randflexur.

Gegend S wird es durch den Segelsällskapets Fjord begrenzt. Seine Fortsetzung im nördlichen Scoresby Land ist sehr kompliziert. Wir werden darauf später zurückkommen (S. 126).

Im W stösst die Flexur an die Kap Lagerberg-Region, welche eine eigene, mit der Randflexur nicht zu vergleichende Tektonik zeigt. Im N, im Kirschdal-Gebiet, ist die Flexur sehr wenig ausgeprägt. Am deutlichsten tritt sie am Segelsällskapets Fjord hervor, wo die Schichten mit 20—40° gegen ENE abtauchen. Sie wird von einigen N—S-gerichteten Zerrungsbrüchen durchsetzt, die aber nicht mit den saigeren N—S-Verwerfungen verglichen werden können, welche wir in den weiter nördlich liegenden Flexurgebieten angetroffen haben.

6. Die Übergangszone zwischen dem Faltungsgebiet im nördlichen und dem Zerrungsgebiet im südlichen Lyells Land.

Wir haben schon früher festgestellt, dass die Verbiegungen der Arbenz Kolle-Synklinale und der Grenzantiklinale in der Jelsdalgegend ausklingen. Südlich davon kommen wir in ein Gebiet, das durch N—S-gerichtete Zerrungsstörungen charakterisiert ist. Diese schwächen gegen N hin aus, ohne in die Verbiegungsgebiete hinein zu ziehen.

Es wäre also möglich, dass im südlichen Lyells Land die »Faltung« durch die Dehnung abgelöst wird. Etwas komplexer ist der Kontakt zwischen Verbiegung und Dehnung östlich des Polhems Dal gebaut. Der Berzelius Bjerg wird durch N—S-gerichtete Zerrungsstörungen in längliche Bruchschollen aufgelöst. Die Störungen, welche vom mittleren Berzelius Bjerg ausgehen, greifen bis an den Jeannets Bjerg nach N. Sie klingen nach dieser Richtung hin aus, durchsetzen jedoch noch die Knickzone im E-Schenkel der Grenzantiklinale.

7. Das Zerrungsgebiet des Forsblads Fjord und Segelsällskapets Fjord.

Die E—W-verlaufende Rinne des Forsblads und des Segelsällskapets Fjord durchschneidet an der Südküste von Lyells Land einen mächtigen Ausschnitt von durchwegs E-fallenden Schichten der EBF. Es ist hier auf rund 35 km Distanz ein lückenloses, nur von Brüchen durchsetztes Profil von der Oberen Tonig-sandigen Serie bis in die Tillit-Serie aufgeschlossen. BACKLUND (1930) wies bei seinen Arbeiten im Forsblads Fjord erstmals auf die ungeheure Mächtigkeit der EBF von über 16.000 m hin.

Der erwähnte Querschnitt durch EBF-Sedimente wird im W durch den ZMK und im E durch ein flexurartiges Abtauchen begrenzt. Bei den Bewegungen überwiegt weitaus die Dehnung, auf deren Ursachen erst später (S. 142) eingegangen werden soll. Bruchschollenbildung durch eine Vertikalbewegung und Verbiegung durch seitlichen Druck tritt nur untergeordnet auf.

Von W nach E bilden folgende Gebiete untergeordnete tektonische Einheiten, die einzeln besprochen werden sollen:

- a. Das Gebiet zwischen Randenæs und S-Polhems Dal.
- b. Der westliche Berzelius Bjerg.
- c. Der mittlere und östliche Berzelius Bjerg.

a. Das Gebiet zwischen Randenæs und S-Polhems Dal.

Diese Einheit wird ausser durch die oben genannte Übergangszone und den Forsblads Fjord durch das südliche Polhems Dal gegen E begrenzt. Im W, im Gebiet des Kristallinkontaktes, leitet sie in die Kap Alfred Antiklinale über (Fig. 30, S. 138).

Der ganze, so begrenzte Block, der zur Hauptsache aus Oberer Tonig-sandiger Serie und Quarzit-Serie aufgebaut wird, stellt eine mit ca. 40° gegen W ansteigende Platte dar.

Diese enthält eine Anzahl von Störungen, welche im Mittel N 30 W streichen und mit ca. 40° gegen SW einfallen. An diesen Bewegungsflächen sind jeweils die westlichen Teile um Strecken bis zu 500 m abgeglitten. Zwischen den Punkten 1432 und 1780 treten zwei derartige Störungen besonders deutlich hervor (Fig. 27). Sie weisen auf eine Dehnung des Gebiets hin.

Die Störungen setzen gegen N hin fort, zeigen den gleichen Bewegungssinn, aber steileres Einfallen, und sind zugleich stärker gegen NNW gerichtet. Im Jelsdalgebiet klingen sie aus.

Sehr ähnliche, ebenfalls etwas steiler einfallende Zerrungsstörungen werden wir am Berzelius Bjerg sehr häufig antreffen. Es scheint, dass

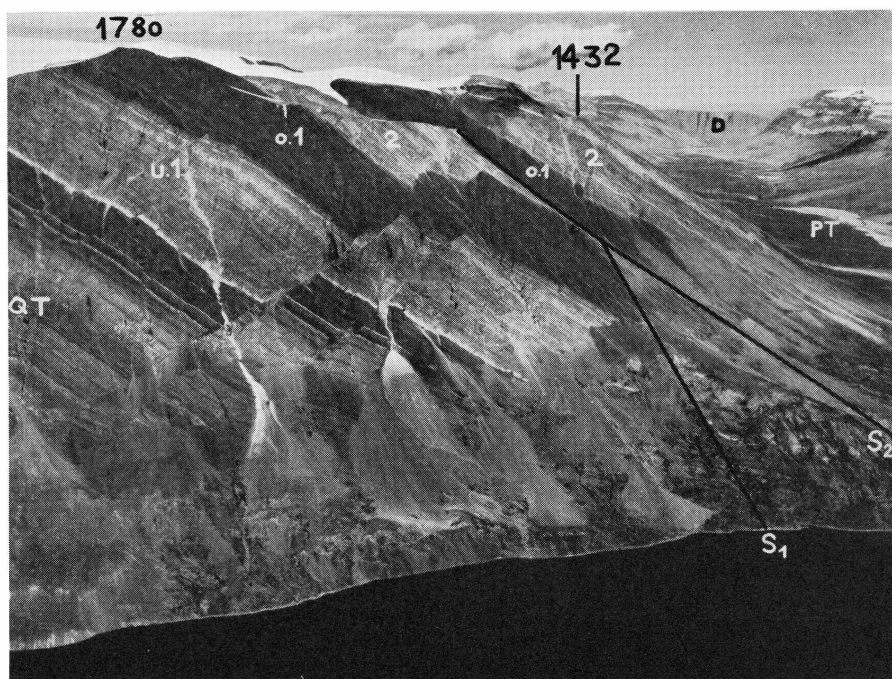


Fig. 27. Flach einfallende Zerrungsstörungen zwischen Randenæs und dem Polhems Dal.
 QT = Obere Tonig-sandige Serie; u.1, o.1 = unterer und oberer Schichtverband 1;
 2 = Schichtverband 2; D = Devon-Konglomerate auf Ella Ø; PT = Polhems Dal;
 S₁, S₂ = saigere Verwerfungen.

Das links anschliessende Gebiet zeigt Fig. 30 (Flugaufnahme von Süden).

die Dehnungserscheinungen gegen N und E hin eine Abschwächung erfahren, jedoch ein einheitliches Störungssystem bilden. Wir nennen im Folgenden derartige, ungefähr N—S-gerichtete Zerrungsstörungen »Berzelius Bjerg-Brüche«.

Zu den das tektonische Bild zwischen Randenæs und Polhems Dal bestimmenden Zerrungsbrüchen, treten zwei weitere ausgeprägte Störungstypen hinzu, welche mit tektonischen Elementen von anstossenden Gebieten in Verbindung stehen. Ihre in beiden Fällen festgestellte Beziehung zu den Zerrungen liefert Anhaltspunkte für die zeitliche Folge der Bewegungsphasen und erlaubt, Vergleiche mit angrenzenden Komplexen zu ziehen.

Das erste dieser fremden Elemente ist eine kleine Aufschiebung, die unmittelbar südlich des unteren Jelsdal dem Kern der ausflachenden Grenzantiklinale entspringt und dann westlich von Pt. 76 ebenfalls verloren geht.

Zuvor wird sie aber in dem Seitental, das W von Pt. 76 ins Polhems Dal mündet, auf Kote ca. 450 m von einer der oben genannten Zerrungs-

störungen abgeschnitten, die an dieser Stelle mit etwa 60° gegen WSW einfällt. Dies gibt uns einen Hinweis, dass die Berzelius Bjerg-Brüche möglicherweise jünger sind, als die N—S-gerichteten Wölbungszonen. Doch dürfen wir dieser einzigen derartigen Beobachtung nicht allzu grosse Bedeutung beimessen.

Das zweite dieser Störungselemente durchschneidet das Gebiet zwischen dem S-Polhems Dal-Delta und Pt. 2152. Es handelt sich um einen annähernd saigeren, NW—SE-gerichteten Bruch, von dem bei Pt. 1432 ein kleinerer, nach S ziehender Ast abzweigt, wobei jeweils die W-Seite tiefer liegt.

Die Verhältnisse in der Umgebung von Pt. 1432 zeigen deutlich, dass die Zerrungsstörungen von der steil einfallenden Verwerfung abgeschnitten werden. Die saigeren Störungen gehören somit einer jüngeren Bruchphase an (Fig. 27). Eine genaue Untersuchung ihrer Ruschelzone ergab aber auch, dass diese durch die Zerrungen um kleine Beträge versetzt sein kann. Wir schliessen daraus auf eine Reaktivierung der Zerrungen nach der saigeren Bruchbildung.

Der Ausbildung und dem Bewegungssinn nach könnte die saigere Verwerfung der von FRÄNKEL (1953b) beschriebenen Störung entsprechen, welche im nördlichen Scoresby Land die horstartig herausgehobene Antiklinalstruktur der Murchisons Bjerg auf der W-Seite begrenzt.

Erwähnenswert ist jedoch, dass diese Störung auf Lyells Land nicht einer Einheit angehört, welche dem Murchisons Bjerger entspricht, vielmehr durchläuft sie ein Gebiet, das die nördliche Fortsetzung von FRÄNKELS (1953b) »Alpefjordblock« darstellt.

Wenn wir diese beiden Gebiete nördlich und südlich des Forsblads Fjord miteinander vergleichen, so fällt auf, dass das von FRÄNKEL erwähnte Synklinalenelement im Alpefjord-Block bei uns nicht auftritt.

b. Der westliche Berzelius Bjerg.

In einem Gebiet mit dem Zentrum Pt. 982 steigen die Schichten am westlichen Berzelius Bjerg unter flachem Aufbiegen mit $30\text{—}40^\circ$ gegen SW an¹⁾.

Es könnte vermutet werden, dass es sich bei dieser Einheit um einen Teil des E-Schenkels der Murchisons Bjerger-Aufwölbung handelt. Umsomehr, als die von FRÄNKEL (1953b) bestimmte Achse gegen das südliche Polhems Dal-Delta hinweist.

Ein Gewölbe oder W-fallende Schichten wurden aber nirgends aufgeschlossen gefunden. Vielleicht liegen solche Strukturen unter der breiten

¹⁾ Das verstärkte Aufbiegen der Schichten am S-Ende des Polhems Dal tritt in Fig. 1 einer Arbeit von WEGMANN (1935) deutlich hervor. Vgl. ferner O. NORDENSKJÖLD (1907) Tafel XI.

Alluvialebene des südlichsten Polhems Dal verborgen, wie wir dies in Profil 10 angedeutet haben. Das Profil lässt aber auch erkennen, dass die Schichtserie E des Tales um mindestens 1000 m höher liegt, als diejenige der Westseite.

Dies kann durch einen im Polhems Dal verlaufenden Bruch, oder durch Verbiegungen unter dem Delta bedingt sein. Nördlich Pt. 76 messen wir auf beiden Talseiten paralleles Streichen der Schichten. Dass hier und weiter im N konstant die östliche Talseite höher liegt, hängt mit einer im Polhems Dal verlaufenden, gegen die südliche Arbenz Kolle hinziehenden Störungszone zusammen.

Die aufbiegenden Schichten um Pt. 982 werden gegen den Berzelius Bjerg hin durch eine saigere Verwerfung begrenzt. Dies erinnert wiederum an die Situation im Murchisons Bjerge-Block. Die mögliche Aufwölbung im südlichsten Polhems Dal lässt sich aber nicht weiter in Lyells Land hinein verfolgen. Dies steht im Gegensatz zur Auffassung von FRÄNKEL (1953b, S. 40) der annimmt, dass die Murchisons Bjerge-Aufwölbung die direkte Fortsetzung unserer Grenzantiklinale darstellt. Diese verflacht, wie wir nochmals feststellen wollen, am südlichen Lugeons Bjerg, und klingt mit einer kleinen Aufschiebung in einem Gebiet ohne Verbiegungen aus.

c. Der mittlere und östliche Berzelius Bjerg.

Der durch die Verbände der Quarzit-Serie, der Bunten- und der Kalk-Dolomit-Serie aufgebaute Berzelius Bjerg-Block stellt ein Übergangsglied von den Faltengebieten des Nordens zu dem von extremer Dehnung beherrschten Nord-Scoresby Land dar. Er grenzt im SW an die im vorhergehenden Kapitel beschriebene Aufbiegungszone und nördlich davon, im Polhems Dal, an die unter a. ausgeschiedene Einheit. Gegen E schliesst er im Gebiet der Eiskappe Pt. 1400 mit der eingangs erwähnten Flexur ab.

Im Kartenbild (Pl. I) treten drei Gruppen von Störungen hervor:

1. Vorwiegend N—S-gerichtete Berzelius Bjerg-Brüche.
2. NW—SE-Brüche.
3. E—W-Störungen.

Zwischen den auf der Karte (Pl. 1) eingezeichneten, wichtigsten Störungszonen finden wir im Gelände eine grosse Zahl von Klüften, Spalten, und Brüchen mit geringer Sprunghöhe.

1. Bei den ungefähr N—S-streichenden, durchwegs W-fallenden Berzelius Bjerg-Brüchen wirkt die Bruchbildung dem Ansteigen der Schichten gegen W entgegen. Das heutige Bild zeigt, dass der gesamte Berzelius-Bjerg ziemlich gleichmässig von einer E—W-gerichteten Dehnung erfasst worden ist (Fig. 28 u. Profil 10).

Die Streckung am einzelnen Bruch ist aber geringer als im Forsblads Fjord.

Durch die Zerrungsbrüche wird das Gebiet zwischen dem mittleren Segelsällskapets Fjord und dem Jeannets Bjerg in lange, schmale Streifen gegliedert. In einem der ziemlich stark abgesenkten Streifen, fanden wir südlich des Jeannets Bjerg das auf S. 64 beschriebene Tillitvorkommen.

Dem Berzelius Bjerg-Bruchsystem folgen im Kirschdalgebiet die meisten Seitentäler. Die grösste Berzelius Bjerg-Störung ist vermutlich der am Schluss des vorangegangenen Kapitels erwähnte Bruch, welcher sich durch das südliche Polhems Dal bis in die Arbenz Kolle hinein erstreckt.

2. Die NW—SE-verlaufenden Störungen lassen sich meist dem Jeannets Bjerg-Bruchsystem zuordnen.

An verschiedenen Stellen kann an den erwähnten kleineren Störungen beobachtet werden, dass die Jeannets Bjerg-Störungen die Berzelius Bjerg-Brüche abschneiden und offenbar einer jüngeren Dehnungsphase angehören.

In der steil abfallenden Fjordwand des Berzelius Bjerg erscheinen die meisten grösseren Brüche in tief eingeschnittenen, oft stark verschutteten Gräben. Durch sich überkreuzende und in gemeinsamen Fugen zusammenlaufende Bewegungsflächen entstehen im Detail sehr komplexe Bilder.

Südlich von Pt. 1713 streichen drei Störungen in den Fjord. Die westlichste davon zeigt eine sehr steile Bruchfläche. Es ist möglich, dass es sich um ein bereits erwähntes Äquivalent aus dem Murchisons Bjerg handelt. Von den beiden anderen Störungen, die auf ihre Bewegungsfläche auftreffen, ist die westliche saiger und zeigt einen abgesenkten E-Flügel. Die östliche ist eine Jeannets Bjerg-Störung. Die Beziehungen zwischen diesen drei Brüchen konnten an der schwer zugänglichen Stelle nicht abgeklärt werden.

Zwischen den beiden höchsten Erhebungen des Berzelius Bjerg, den Punkten 1713 und 1810 treffen zwei grössere Störungen auf Fjordniveau aufeinander. Die eine wendet sich als Jeannets Bjerg-Störung gegen NW. Sie lässt sich über das Polhems Dal hinweg bis an den Lugeons Bjerg verfolgen. Die andere ist eine Berzelius Bjerg-Störung, welche nach Norden zur Gletscherkuppe Pt. 1550 zieht.

Auch von den weiter östlich noch folgenden Berzelius Bjerg-Störungen reichen einige bis an den Jeannets Bjerg nach N. Wir haben die morphologische Bedeutung, die ihnen im Kirschdal-Gebiet zukommt, bereits erwähnt.

3. In eine dritte Gruppe stellen wir die vorwiegend E—W-gerichteten Störungen. Sie treten hauptsächlich auf der N-Seite des Berzelius



Fig. 28. Der Berzelius Bjerg von Osten.

Bjerg in Erscheinung und folgen einer Zone in der das schwache Ansteigen der Gesteinsserien gegen S knickartig verstärkt wird. Am deutlichsten tritt es N von Pt. 1810 hervor, wo es durch einige kleine E—W-Brüche betont wird.

An anderen E—W-Störungen dagegen sind die südlichen Teile an schräg einfallenden Störungen abgeglitten. Eine Dehnung in N—S-Richtung ist gut als Folge des aufbiegenden Berzelius Bjerg-Blockes denkbar. Diese Art von Störungen finden wir auf der N-Seite des Kirschdal bei Pt. 995. Ihre Bewegungsflächen verlaufen ENE—WSW und fallen mit $50\text{--}60^\circ$ gegen S ein. Die Verschiebungsbeträge sind je ca. 100 m.

Ferner gehört zu diesem Bruchtyp eine von Pt. 76 im südlichen Polhems Dal aus gegen E ziehende Störung. Sie fällt dann mit einem Jeannets Bjerg-Bruch zusammen. Die altersmässigen Beziehungen dieser E—W-Brüche zu anderen Bewegungssystemen bleiben unklar.

Am östlichen Berzelius Bjerg tauchen die Schichten gegen ENE ab. In der Fortsetzung gegen SSE finden wir im N-Scoresby Land die grabenartig abgesunkene Skipperdal-Synklinale (vgl. FRÄNKEL 1953b). Die hier nach W aufsteigende Bunte Serie und Kalk-Dolomit-Serie gehört einer von E her in diese Synklinale abgeglittenen Masse an (vgl. Strukturkarte Pl. 5).

Im Nord-Scoresby Land liegt die Randflexur weiter im E und kann nicht, selbst wenn wir annehmen, dass das Streichen noch mehr in die NW—SE-Richtung umschwenkt, mit der Berzelius Bjerg-Flexur verbunden werden.

Wir stellen also fest, dass sich die Strukturen beidseits des Sägersällskapets Fjord nicht ohne weiteres entsprechen. In dieser Hinsicht haben wir eine ähnliche Situation wie im Narhvalsund vor uns.

Die verschiedenartigen Strukturen des Berzelius Bjerg und des Nord-Scoresby Land finden wahrscheinlich in Störungszonen ihren Ausgleich, welche im Segersällskapets Fjord liegen. Vielleicht erfolgt an den gleichen Brüchen das sprungartige Herausheben der Serien gegen S hin.

Wie eine solche Ablösungszone aussehen mag, davon können wir uns östlich des kleinen Kaps, an dem Sch. 6 in den Segersällskapets Fjord abtaucht, ein Bild machen. Hier sind in einer etwa 50 m breiten Zone Teile der Sch. 7, 8, 9, und 10 intensiv ineinander verfaltete. Gegen NE und gegen oben klingen diese Bewegungen rasch aus und setzen noch einige hundert Meter in einem Bruch fort, an dem die SE-Seite herausgehoben ist. Wir vermuten, dass es sich hier um den Ausläufer einer tektonischen Ablösungszone handelt.

In ungefähr paralleler Richtung muss zwischen Aakerbloms Ø und Kap Lagerberg eine in den Segersällskapets Fjord ziehende Störung verlaufen, an welcher die SE-Seite mit Aakerbloms Ø um rund 1200 m herausgehoben ist. Die E-Seite der Insel liegt an einer N—S-Störung aber wieder tiefer.

8. Die Kap Lagerberg-Region.

Wir haben bereits auf die Schwierigkeiten hingewiesen, welche ein Vergleich der relativ einfachen, schwachen Zerrungstektonik des Berzelius Bjerg mit den komplizierten Verhältnissen am Südufer des Segersällskapets Fjord bietet.

Auch an der Mündung des Segersällskapets Fjords zeigen die Gebiete um Kap Lagerberg und Kap Petersens vorerst wenig Gemeinsamkeiten, doch kann hier aus zwei Gründen der Versuch einer tektonischen Verbindung gewagt werden:

1. Ein Gürtel von Inseln, welche erstmals von FRÄNKL (1953b) bei seiner Bearbeitung von Nord-Scoresby Land genauer untersucht worden sind, verbindet die beiden Gebiete.
2. Kap Lagerberg trägt eigene, vom Baustil des übrigen Ost- und Süd-Lylls Land abweichende Züge, und scheint weit eher mit den Inselgürtel eine Einheit zu bilden.

Bevor wir diese Verbindung diskutieren, soll eine Darstellung der Geologie der Kap Lagerberg-Region gegeben werden.

Die Ergebnisse der geologischen Kartierung und Profile aus diesem Gebiet sind in einer besonderen Tafel (Pl. 4) im Masstab 1:75.000 dargestellt.

a. Die Gesteine der Kap Lagerberg-Region.

Auf der Ost-Seite des Berzelius Bjerg tauchen die Schichten flexurartig gegen E hin ab, sodass wir in dieser Richtung in rascher Folge fortlaufend jüngere Gesteine der EBF antreffen. Es ist vorerst der ca. 600 m mächtige Sch. 18, der hier an der einzigen, gut zugänglichen Stelle auf Lyells Land als vollständiges Profil studiert werden kann. Etwas erschwerend wirken sich dabei einige Brüche aus. Die besten Aufschlüsse zeigen vor allem eine Anzahl fast paralleler Bäche, welche die Gletscherkuppe Pt. 1400 entwässern und in ihrem oberen Teil alle gegen E fließen. Auch Sch. 19 wird SW von Pt. 800 von einem solchen Tal angeschnitten.

Das Profil reicht bis in die Tillit-Serie. Sie ist in der Umgebung von Pt. 800 am vollständigsten aufgeschlossen. Die Gipfelpartie von Pt. 800 besteht aus einem Verband von verschiedenen Sandsteinen und z.T. Quarziten, für die wir devonisches Alter vermuten.

FRÄNKEL (1953b) dagegen ist der Auffassung, dass bei Pt. 800 die Tillite direkt von der sog. Sandstein-Serie, dem obersten Teil der Tillit-Formation überlagert wird. Canon-Serie und Spiral-Creek-Serie sollen hier in einer Schwellenzone fehlen, wie dies auch östlich der Syltoppene, im N-Scoresby Land, der Fall ist.

Unsere Untersuchung zeigte jedoch, dass auch eine andere Interpretation in Bezug auf das Alter dieser Ablagerung zumindest in Betracht gezogen werden muss.

Auf Grund von verschiedenen Beobachtungen und Erwägungen vermuten wir, dass es sich nicht um Teile der Sandstein-Serie, sondern um devonische Bildungen handelt.

Diese Gesteine wurden im Kapitel über das Devon (vgl. S. 75) bereits beschrieben und dabei auch schon die Altersfrage berührt.

Es bleiben noch zwei tektonische Argumente zu erwähnen:

1. Eine kleine N—E-Störung, mit tieferer E-Seite, welche ganz in der Nähe von Pt. 800 vorbeizieht, durchsetzt die Sandsteine nicht. Sie ist nur in den liegenden Tilliten auf der N- und S-Seite von Pt. 800 an den Talwänden zu sehen. Es besteht also eine Schichtlücke, in die zeitlich die Verwerfung fällt.

Haben wir am Pt. 800 Sandstein-Serie vor uns, so müsste es sich um eine intratillitische Störung handeln. Dagegen sprechen die Richtung

und Ausbildung des Bruches. Diese weisen ihn einem System zu, das mit der Entstehung der Randflexur zusammenhängt.

2. Zur Lage des Sandsteinkomplexes ist zu bemerken, dass er sich im Gebiete der weiten Bucht befindet, die sich in der Randflexur abzeichnet (vgl. Strukturkarte) und mit der sehr wahrscheinlich auch die Bildung von Devonkonglomeraten auf Hammars Ø in Zusammenhang steht. Es ist denkbar, dass in diese Senke auch das Meer, in welchem die hellen Sandsteine zur Ablagerung kamen, nach W gegriffen hat.

Ein Niveauvergleich zwischen den Sandsteinen am Pt. 800 und den devonischen Gesteinen auf Hammars Ø ist schwierig durchzuführen. Zwischen beiden verläuft eine N—S-Störung, an welcher die E-Seite mit Hammars Ø um etwa 400 m abgesenkt worden ist. Diesen Betrag berechnen wir südlich des Kirschdaldeltas zwischen Gesteinen des Sch. 18 und einem, dem Delta vorgelagerten Tillitskerry. Das stark schwankende Einfallen der Ablagerungen auf Hammers Ø lässt keine genaue Profilkonstruktion zu.

b. Tektonik der Kap Lagerberg-Region.

In einem anderen Zusammenhang haben wir die Gräben erwähnt, durch welche die Schmelzwasser von der vergletscherten Kuppe Pt. 1400 gegen E fließen. Sie folgen den gegen Kap Lagerberg hin flexurartig abtauchenden Schichten. Auf einer Linie, die von Pt. 800 aus gegen S zieht, wenden sich die Bäche alle zum Segelsällskapets Fjord und münden gemeinsam in einer breiten Bucht.

Die Ablenkung erfolgt an einer Steilwand, die eine tektonische Linie enthält. Sie trennt von den E-fallenden Serien des Berzelius Bjerg und den weiter nördlich liegenden Gebieten ein Segment, das durch N-fallende Schichten ausgezeichnet ist (Fig. 29)¹⁾.

Aber auch nördlich von Pt. 800 finden wir eine analoge Teilung in E- und N-fallende Zonen. Hier biegt die Begrenzungslinie allmählich gegen NE ab und schneidet die Küstenlinie beim Kirschdal-Dalta. (Pl. 4).

Damit wird die Kap Lagerberg-Region vollständig als eine eigene tektonische Einheit abgespalten. In ihr erkennen wir die Fortsetzung des Inselgürtels im Segelsällskapets Fjord und damit von tektonischen Elementen des nördlichen Scoresby Land.

Das Aufbiegen der Schichten gegen S hin erfolgt in der flachen Depressionszone östlich von Hammars Ø.

Diese Strukturen treten auch morphologisch hervor. Im südlichen Abschnitt fallen die untere KDS und der etwa 600 m mächtige Sch. 18 mit 12—30° mehr oder weniger gegen N ein. Die härteren Zonen, so

¹⁾ Vgl. auch Abb. 18 in Koch's »Geology of East Greenland«.



Fig. 29. Ostabfall des Berzelius Bjerg und Kap Lagerberg von E gesehen.

Der als Bruch ausgebildete Kontakt zwischen den ostfallenden (links obere Bildhälfte) und nordfallenden Schichten (Vordergrund) verläuft leicht nach rechts ansteigend ungefähr durch die Bildmitte bis in die Gegend von Pt. 800 (Flugaufnahme).

z. B. Sch. 17 und die hellen Dolomitbänder des Sch. 18 treten als Rippen hervor. Ganz extrem zeigen dies die obersten Partien von Sch. 18, welche als eine mächtige Platte gegen S aufragen. Der hangende Sch. 19 ist abgetragen und wir finden hier ein tief eingeschnittenes Tal (Fig. 29). Durch dieses wird ein SW Pt. 800 durch das Tillitgebiet fließender Bach nach E abgelenkt, bis er wieder in die Fallinie zum Fjord einbiegt.

Wir haben bereits früher (S. 76) auf das Konglomeratvorkommen hingewiesen, welches sich wenig unterhalb der Ablenkungsstelle in das gegen E hin abfallende Talstück befindet.

Die schwache Depression westlich von Hammars Ø erscheint als ein flaches, stark verschuttetes Gebiet mit spärlichen Aufschlüssen von Sch. 19 und Tilliten.

Die Zone, in der die verschieden einfallenden Serien aufeinanderstossen und deren Verlauf bereits skizziert worden ist, zeigt von Ort zu Ort eine andere Ausbildung. Im S stossen die E-fallenden Verbände des östlichsten Berzelius Bjerg an eine Bruchfläche. Dass diese morpho-

logisch so deutlich hervortritt, hängt in erster Linie mit den Härteunterschieden der aneinandergrenzenden Gesteinsverbände zusammen. Es sind im W die dunklen Kalke des oberen Sch. 18, welche zudem durch die an der Bruchfläche abgelenkten Bäche in verstärktem Masse abgetragen wurden. Auf der E-Seite ist es im südlichsten Abschnitt der massige, zähe Dolomitkomplex der unteren KDS. (Vgl. Fig. 9, S. 67).

Etwas nördlicher stehen beidseits der Störung, die hier morphologisch weniger stark hervortritt, Sch. 18 an. Der Bruchlinie folgt im Westen eine bis 50 m breite Deformationszone. Wir finden darin besonders im südlichsten Teil die Gesteine des oberen Sch. 18 stark verfältelt und zerbrochen. Einzelne Schollen sind abgerissen und an der Störungsfläche verschleppt worden. Das typische Bild aber zeigt, dass die E-fallenden Pakete des Flexurgebietes von der Bruchfläche abgeschnitten werden.

Die Kippbewegung der östlichen Kap Lagerberg-Region könnte demnach jünger sein als die Flexur am E-Ende des Berzelius Bjerg. Wir vermuten, dass sie auch jünger ist als die Berzelius Bjerg-Brüche, weil die Ablösungszone im südlichsten Teil als eine N—S-gerichtete Bruchfläche erscheint, welche aus einem Berzelius Bjerg-Bruch entstanden sein könnte, im Gegensatz zu den nördlich daran anschliessen den, gegen NE abdrehenden Kontaktzonen. Etwa 1 km südlich von Pt. 800 wird die Bruchfläche aufgespalten. Gut sichtbar ziehen von hier aus Störungszonen gegen NE und ENE. Ferner stösst eine Verwerfung von NW her hinzu. Sie hängt jedoch kaum mit der Ablösung zusammen. Wir kommen erst später darauf zurück.

Die eigentliche Ablösungszone zwischen E- und N-fallenden Schichten setzt nach N durch die Tillite hindurch fort. Diese machen jedoch die Bewegung nur als eine schwache Verbiegung mit, im Gegensatz zu den liegenden, längs der Ablösungszone verfälteten Verbänden, die wir im Kirschdal antreffen.

Die gegen den Kong Oscars Fjord hin abzweigenden Brüche sind Fugen und Knickstellen zwischen der starren Platte des Südteils und der nördlichen, labileren Zone. In diesem Kontaktgebiet lässt sich folgender Bewegungsmechanismus erkennen:

An einer südlicheren, ENE-gerichteten Verwerfung ist der Südteil um einen kleinen Betrag abgesenkt worden. Eine solche Deformation kann gut als Folge der Kippbewegung erklärt werden. Etwa 300 Meter weiter nördlich findet sich eine gegen NE ziehende Störung. Das Zwischenstück wird durch ein aus dem Tillitgebiet westlich Pt. 800 herabziehendes Tälchen geschnitten. Es zeigt muldenförmig verbogene Teile des mittleren Sch. 19 (Tafel 4, Profil 4). Hier kann der typische Wechsel der Fallrichtung gut verfolgt werden.

Auch KULLING ist in dieser Gegend die Diskrepanz im Streichen aufgefallen. Er schreibt (1930, S. 324): »Green quartzites, not infrequently sprinkled with red, occur at an altitude of about 820 meters, and may be observed downwards to an altitude of 600 meters. The relations between this upper quartzite series and the series of rocks exposed below, has not been fully ascertained, as the strike of the upper series (dipping 20° — 40° towards the east) is different from that on the lower series (dipping 15° — 20°) towards the north northwest which does not appear until 100 meters farther down the slope.«

Er vergleicht also das Streichen des Sandsteinkomplexes vermutlich mit dem von Gesteinen des obersten Sch. 18 ca. 800 m südlich von Pt. 800. Dass auch ein Wechsel in der Lagerung der Sandsteine und der liegenden Tillite besteht, ist ihm offenbar entgangen.

Die nach NE ziehende Störung enthält, ebenfalls durch das genannte Tälchen angeschnitten, einen Keil aus vertikal gestellten, gräulichen feinschichtigen Kalken des mittleren Sch. 19 (vgl. S. 56). Die Verhältnisse werden hier durch einige kleinere Gleitstörungen, die einem gegen Aakerbloms Ø hin gerichteten Gleitsystem angehören, kompliziert. Die einzelnen Bewegungsvorgänge lassen sich aber gut unterscheiden: Zuerst wurde durch eine flache Zerrungsstörung die NW-Seite abgesenkt. Dabei bildete sich ein schräg gestellter Keil in der Störungszone. Jünger als die Brüche sind die erwähnten Gleiterscheinungen. Sie drehten den Keil in die vertikale Lage. Dies ist daran deutlich zu erkennen, dass ein Teil der Gleitfläche am Keil ausschwächt, ein anderer ihn aber durchsetzt.

Es bleibt noch die nördliche Fortsetzung der Ablösungszone zu verfolgen. Im Tillitgebiet ist sie wenig ausgeprägt. Ein paar kleinere Zerrungsstörungen in diesem Abschnitt scheinen eher anderen Bruchsystemen (s. unten) anzugehören. Es ist aber anzunehmen, dass die Ablösungszone in der liegenden KDS als Verfaltung durchzieht, so wie dies in Profil 3 angedeutet ist. Über die genaue Ausbildung werden wir erst weiter nördlich, an der flach abfallenden Südflanke des untersten Kirschdalen, orientiert.

Zwischen den E- und N-fallenden Teilen liegt hier ein gegen das Kirschdaldelta hin abbiegender Strang von verfalteten Schichten. An zwei Stellen (vgl. Karte) fanden wir die gelblichen Kalke des mittleren Sch. 19 senkrecht stehend. Einen guten Schnitt durch diese Faltenzone erhalten wir in der Mündungsschlucht des Kirschdalen. Hier folgen sich zwei nach E überkippte Falten eng aufeinander, während die hangenden Teile die Bewegung als eine Flexur mitmachen (Profil 1).

Die Bildung dieser Falten könnte durch eine Schubwirkung erfolgt sein. Wir werden diesen Punkt bei den Vergleichen mit dem nördlichen Scoresby Land nochmals berühren.

Wie im ganzen südlichen Lyells Land, liefern auch im Kap Lagerberg-Gebiet die Brüche das wichtigste tektonische Element. Wir können 5 Gruppen unterscheiden. Dabei handelt es sich z.T. um Störungen, die den schon bekannten Bruchsystemen zuzuordnen sind:

1. Die N—S-gerichteten Berzelius Bjerg-Brüche haben wir von W her bereits bis in das Flexurgebiet bei Pt. 1400 am östlichen Berzelius Bjerg verfolgt. Wir finden sie auch noch in der Kap Lagerberg-Region. Westlich der Ablösungszone sind noch zwei grössere Störungen dieser Art zu erwähnen. Die eine zieht knapp am E-Rand des Eiskappe Pt. 1400 vorbei. Sie erzeugt Verstellungen in den massigen Partien des obersten Sch. 18, welche morphologisch besonders schön hervortreten. Die andere Störung dreht etwas gegen NNE und klingt im westlichen Tillitgebiet aus. Parallel zu diesen beiden Störungen verlaufen im Gebiet der Bachumbiegungen kleinere Grabenbrüche, welche ebenfalls auf eine E—W-gerichtete Dehnung dieser Zone hinweisen.

Westlich von Pt. 800 werden die gegen E gerichteten Tälchen von einem Schwarm kleinerer Berzelius Bjerg-Brüche gekreuzt. Sie verlieren sich alle im Tillitgebiet. Ebenfalls N—S-gerichtet sind die Ablösungszone in ihrem südlichsten Abschnitt (vgl. oben) und zwei östlich davon liegende kleine Störungszonen. Die letzteren durchsetzen den südlichsten Teil der nach N gekippten Platte. Dabei zeigen die harten Dolomitbänke der unteren KDS geringe Verstellungen, während die Kalke des hangenden Sch. 18 auf einer breiten Zone fast bruchlos geknickt und zerquetscht sind. Die Dolomitierungserscheinungen in diesen Bewegungszonen haben wir in einem besonderen Kapitel dargelegt (S. 68 u. Fig. 9).

2. Jeannets Bjerg-Brüche treten in der Kap Lagerberg-Region ebenfalls häufig auf. Wir haben bereits früher die südliche Jeannets Bjerg-Störung beschrieben, welche unweit der Fangsthytte in den Fjord zieht. Parallel dazu finden wir über das Gebiet verstreut eine Anzahl kleine gleichsinnige Brüche.

W von Pt. 800 beginnt an der Eiskappe ein ganz in Sch. 19 eingegrabenes Tälchen. Auf eine schuttüberdeckte Verwerfung wird man aufmerksam, weil am nördlichen Talhang an einer Stelle zwischen zwei das Tal kreuzenden Berzelius Bjerg-Brüchen der obere Sch. 18 hervortaucht.

2 km südwestlich der Fangsthytte finden wir eine Reihe kleiner Jeannets Bjerg-Brüche. Den südlichsten haben wir schon früher im Zusammenhang mit den daran abgesenkten devonischen Basisbreccien erwähnt (S. 74). Daraus geht hervor, dass sich die Kruste hier nach der devonischen Erosionsperiode bewegt hat.

3. Die Brüche der devonischen Randflexur.

Im N-Scoresby Land finden wir am Kontakt gegen die devonischen Ablagerungen eine ausgedehnte Flexur. Über Aakerbloms Ø lässt sie sich weiter nach N verfolgen. Am Kap Lagerberg liegt unmittelbar nördlich der Fangsthytte die einzige, uns bekannte Stelle, wo das Abbiegen der Schichten gegen den Kong Oscars Fjord hin beobachtet werden kann.

Mit dieser Flexur verknüpft sind N—S-gerichtete, meist steil einfallende Brüche, an denen jeweils die E-Seite abgesenkt ist.

Zu dieser Gruppe von Störungen rechnen wir den bereits erwähnten, von den hellen Sandsteinen überdeckten Bruch bei Pt. 800 (Profil 3). Auf der Karte ist ausserdem noch die grösste dieser Störungen dargestellt. Sie durchquert Aakerbloms Ø und weiter nördlich, beim Kirschdal-Delta, setzt sie Tillite auf einer kleinen, vorgelagerten Insel neben Gesteine des Sch. 18 am Ufer (Pl. 4). Es handelt sich wahrscheinlich um dieselbe Störung, welche im N das äussere Kap Dufva mit einem Devonvorkommen vom Festlandsblock abtrennt. Zu erwähnen sind noch eine Anzahl kleinerer N—S-Störungen im untersten Abschnitt der Kirschdal-Mündungsschlucht. Hier konnten wir feststellen, dass diese Brüche, welche die Schichten treppenförmig gegen E hin absetzen, die Jeannets Bjerg-Störungen deutlich durchschneiden.

4. Wir haben bereits die vermutlich NE—SW-gerichtete Störungszone zwischen Aakerbloms Ø und dem nahen Festland erwähnt (S. 126), an der die SE-Seite um mindestens 1200 m höher liegt. Schon KOCH (1929) und WEGMANN (1935), sowie FRÄNKEL (1953b) vermuten sie auf Grund der geologisch sehr verschiedenen Ausbildung dieser Gebiete. BÜTLER (mündliche Mitteilung) sieht darin die Fortsetzung eines von Traill Ø herkommenden Bruches.

5. Die S-Seite von Jägmästarens Ø ist längs einer WNW—ESE verlaufenden Bruchlinie abgesunken. Genau in der Fortsetzung erscheint eine solche Störung am östlichen Berzelius Bjerg wieder. Sie schneidet die Küstenlinie unter spitzem Winkel, klingt aber dann weiter westlich aus.

Im Anschluss an diese Brüche können noch kurz die Gleitstörungen NW von Aakerholms Ø erwähnt werden. Von der nach N gekippten Masse der östlichen Kap Lagerberg Gegend haben sich bestimmte Teile gegen Aakerbloms Ø hin bewegt. Wir finden mehrere übereinander liegende Rutschflächen, auf denen sich die Pakete meist um kleine Beträge verschoben haben. Wir stellten bereits die schwachen Gleitbewegungen im Tillitgebiete südlich von Pt. 800 fest. Die Hauptabbruchstelle einer grösseren Gleitmasse von Gesteinen des Sch. 18 findet sich SE von Pt. 800 auf Kote ca. 300 m. Die um etwa 100 m auseinander-

gerückten massigen Komplexe des obersten Sch. 18 treten morphologisch sehr deutlich hervor. Die Hauptgleitfläche lässt sich vom Abrissort bis an den Fjord verfolgen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Bewegungen um junge Oberflächengleitungen.

c. Der tektonische Vergleich mit dem nördlichen Scoresby Land.

Wir knüpfen auf S. 126 an, wo festgestellt worden ist, dass am Berzelius Bjerg keine der Skipperdal-Synklinale entsprechende Struktur vorhanden ist, sondern dass ihr am nördlichen Fjordufer die Flexur an der Grenze zur Kap Lagerberg-Region gegenüber steht. Gehen wir nun weiter gegen E, so schliesst im nördlichen Scoresby Land die Blaahorn-»Antiklinale«, in unserem Gebiet die Kap Lagerberg Region an. Und diese Strukturen können sich nach unserer Auffassung entsprechen.

Dem komplex ausgebildeten West-Schenkel der Blaahorn Antiklinale entspricht auf Lyells Land die Ablösungszone zwischen dem E- und N-fallenden Teil, d. h. in ihr finden dann eventuell auch die Brüche zwischen der Skipperdal-Synklinale und der Blaahorn-Antiklinale ihre Fortsetzung.

Östlich der als Bruch ausgebildeten Ablösungszone schliesst eine durch Knickstellen verbogene und in sich zerbrochene Platte an. Sie könnte dem zentralen Teil der Aufwölbung entsprechen. In der südlichen Fortsetzung dieser Platte, bildet der Inselgürtel im Segelsällskapets Fjord ebenfalls Bestandteile der Blaahorn-Aufwölbung. Wir können die liegende Falte auf Jägmästarens Ø als eine disharmonische Bildung im Kern der N—S-gerichteten Faltenzone betrachten.

Die in derselben Richtung streichende, E-fallende Bunte Serie auf W-Aakerbloms Ø kann als Teil des E-Schenkels der Blaahorn-Antiklinale aufgefasst werden. Auf einen lateralen Schub weisen die eng verfaltenen Schichten zwischen E- und N-fallenden Serien im Kirschdalsegebiet hin.

Viel deutlicher als die antiklinale Verbiegung tritt am Kap Lagerberg das starke axiale Ansteigen gegen S hervor. Es könnte sich bei dem N-fallenden Streifen um eine ausflachende, gegen N abtauchende Wölbungszone handeln. Gegen N hin wird der Kontakt zur östlichen Randflexur immer enger, bis die beiden Strukturen beim Kirschdaldelta ineinander fließen.

9. Der Kristallinkontakt im westlichen Lyells Land.

Grundlegend für die Verbindung der Sedimente mit dem Kristallin in der kaledonischen Zone Ostgrönlands ist eine »progressive Metamorphose« (WENK und HALLER 1953). Die Gesteine zeigen eine gegen den

Zentralen Metamorphen Komplex hin gerichtete, kontinuierlich zunehmende Kontaktmetamorphose.

Zonen, die in gleichem Grade kontaktmetamorph sind, weisen eine entsprechende Fazies von neugebildeten Mineralien auf.

Wo wir einen derartigen, ungestörten Übergang finden, stellt der Kristallinkontakt ein rein petrographisches Problem dar. Dieser Fall ist im Innern unseres Untersuchungsgebietes weitgehend verwirklicht. Wir behandeln den Kristallinkontakt aber deshalb erst jetzt, weil der Verlauf der kontaktmetamorphen Zonen und die durch Verwerfungen gestörten Kontakte am Kempes Fjord und Forsblads Fjord mit tektonischen Elementen verknüpft sind, zu deren Verständnis einige der vorangegangenen Kapitel beitragen können.

Als sehr gute Indikatoren für die Kontaktmetamorphose erwiesen sich die im westlichen Lyells Land sehr verbreiteten, pelitischen, mehr oder weniger tonigen Gesteine. Sie erscheinen im kontaktmetamorphen Bereich als Phyllite bis Granat-Glimmerschiefer (Neubildungen von Sericit, Biotit, mit teilweiser Umwandlung in Pennin, Muskovit, Chlorit Granat, selten Epidot).

Häufig treten Querbiotite auf. Gegen die Migmatitfront hin bilden sich gerne feine Plagioklasleisten und idiomorphe Granatkörner.

Die Quarzite zeigen makroskopisch kaum eine Änderung. Dagegen sind die darin häufig vorhandenen tonigen »Verunreinigungen« leicht als Glimmerschüppchen erkennbar. Im Schliff nimmt mit der thermischen Beeinflussung die Verzahnung der Quarzkörner zu.

Mit Ausnahme des Kempes Fjord Ufers östlich des unteren Argands Gletschers sind Granit- und Pegmatit-Intrusionen in der schwach metamorphen Zone eine sehr verbreitete Erscheinung.

Die durchwegs hellen Intrusivkörper zeigen meist konkordantlagiges Auftreten oder bilden Schwärme von Gängen. Die relativ grosse Intrusiv-Masse im Kern der Kap Alfred-Antiklinale haben wir bereits auf S. 87 erwähnt. Auch ausserhalb unseres Gebietes ist das Auftreten desselben Granittyps charakteristisch für die Randgebiete des ZMK.

Mit Hilfe der genannten Mineralumbildung wurde der auf Tafel 1 ausgeschiedene Bereich der Kontaktmetamorphen Sedimente ohne Stoffzufuhr festgestellt. Er wird durch zwei bereits von HALLER (1955) definierte Flächen begrenzt:

1. Die Metamorphosefront (= Grenze der thermischen Umwandlung) trennt den kontaktmetamorphen Bereich von den unveränderten Sedimentgebieten. FRÄNKEL (1953a) benützte dafür den Begriff »Kristallingrenze«.
2. Durch die Migmatitfront wird er vom ZMK mit synorogener Stoffzufuhr geschieden.

FRÄNKEL (1953a) gebrauchte für die vertikale Übergangszone von den tieferen, vergneisten Serien zu den hangenden Sedimenten den weniger klaren Ausdruck »Umwandlungsfront«.

Das Kartenbild zeigt, dass von der Metamorphosefront und der Migmatitfront ein unregelmässiger Körper eingeschlossen wird. Den einfachsten, nur auf den westlich davon liegenden Gneisskomplex ausgerichteten Bau zeigt er im Süden, im Gebiet der N—S-gerichteten Zerrungsstörungen, wo die Grenzflächen annähernd parallel verlaufen.

Beim oberen Argands Gletscher wird die Übergangszone sehr breit. Sie bildet die weitgespannte Form der Kap Alfred-Antiklinale ab, als eine Hüllschicht, unter der im Kern der Wölbung die Gneisse auftauchen. Gegen den Rhedins Fjord hin nimmt die Kontaktmetamorphose ständig zu. Sie wird also ausser durch die Aufwölbung ebenso stark durch den westlich angrenzenden ZMK beeinflusst.

Am Südufer des Kempes Fjord reicht der kontaktmetamorphe Bereich bis weit gegen Kap Alfred hin. Wir können zwei Gründe dafür anführen: Entweder reichen die Gneisse im Kern der Kap Alfred Antiklinale relativ hoch hinauf, oder das südliche Fjordufer wird von dem weit nach E greifenden Suess Land-Kristallin beeinflusst. Die Übergangszone bei Kap Hedlund und bei Randenæs, die wir gesondert betrachten, sind durch Bruchbildungen gestört.

a. Kap Hedlund.

Von Kap Alfred herkommend, finden wir in den Phylliten beim untersten Argands Gletscher die ersten Granat-Neubildungen. Unmittelbar westlich des Deltas schalten sich in das Fjordprofil kleine, unregelmässige Granit- und Pegmatit-Vorkommen ein, die sich gegen Kap Hedlund hin allmählich verdichten. Hier folgen sie hauptsächlich einer Zone direkt über einer Störungsfläche, welche Migmatitgneisse von kontaktmetamorphen Sedimenten trennt. Sie zieht dem stark verschütteten Bergfuss entlang zum Rhedins Fjord. Die Granite drängen in den hier generell gegen NW geneigten W-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale ein, der im Detail aber in verschiedene disharmonische Strukturen aufgelöst ist (S. 89). Dem ungefähr NW-fallenden Oberbau steht unter der Störung ein S- bis SE-geneigter Bändergneisskomplex des migmatitischen Unterbaus gegenüber (Profil 5). So ergibt sich das Bild eines durch die Störung zerrissenen, komplexen Synklinalelementes im Unterbau. Wir vermuten, dass die Maanesletten-Lumskebugten-Synklinale des südlichen Suess Landes durch den Kempes Fjord fortsetzt, und in der Kap Hedlund Region ins Kristallin streicht (Vgl. S. 82).

b. Randenæs.

Die kontaktmetamorphe Zone von Randenæs wird von zwei NW—SE-gerichteten Zerrungsstörungen durchschnitten. Sie ordnen sich in die Richtung der Jeannets Bjerg-Störungen ein, zeigen aber einen entgegengesetzten Bewegungssinn. Die nördliche Zerrungsstörung tritt in der Fjordwand ungefähr parallel zur Schichtung der Oberen Tonig-sandigen Serie aus, zeigt jedoch NE-Fallen, während die Schichtflächen gegen E und ENE geneigt sind. Die an der Störung gehobene Scholle liegt auf der Fjordseite. Dadurch ist die Kalkig-tonige Serie im Fjordprofil nicht aufgeschlossen (Fig. 30, Profil 10).

Weiter westlich tritt die Störung sehr deutlich auf der E-Seite des Berges Pt. 1678 hervor. Sein oberer Teil wird zur Hauptsache von Granit, in Form von lagigen Intrusivkörpern aufgebaut. Daran grenzen an der Störung die steil zur Kap Alfred-Antiklinale aufsteigenden Schichten (S. 84), welche eine viel geringere Durchaderung mit Granitmaterial zeigen.

Die Granitlagen werden wahrscheinlich durch die Störung abgeschnitten.

Ungefähr parallel dazu verläuft wenig weiter südlich eine andere, flach nach NE und N einfallende Bruchzone. Sie zieht auf Kote ca. 750 m unter dem granitischen Komplex von Pt. 1678 durch. Auf der S-Seite liegt das deutlich stärker kontaktmetamorphe Gebiet von Randenæs. Dieses wird von einem im Mittel NNW—SSE gerichteten System von Granit- und Pegmatit-Gängen durchzogen (Fig. 30).

Aus tektonischen Gründen muss es sich stratigraphisch um Teile der Unteren Sandig-tonigen Serie handeln.

Ein häufig auftretender Gesteinstyp sind feinkörnige Glimmer-quarzite, z.T. mit knotiger Verteilung der Neubildungen.

Eine Gesteinsprobe aus der Küstenzone südlich Pt. 1678, die man makroskopisch als rostig anwitternden schiefrigen Biotit-Muskowit-Quarzit bezeichnen kann, zeigt folgendes Schlißbild:

Quarzkörner mit »Pflasterstruktur«, teilweise schwach verzahnt, ca. 60 %.

Biotit und Muskowit, oft ein poikilitisches Gefüge zeigend mit Neubildungen von Quarz, ca. 35 %.

Schwer definierbare Nester mit ? Umwandlungsprodukten von Sericit, ca. 3 %.

Granat, idiomorphe Körner, spurenweise Umwandlung in Chlorit, ca. 1 %.

Feine Plagioklasleisten, Zirkon, Erz, ca. 1 %.



Fig. 30. Das kontaktmetamorphe Gebiet von Randenæs. Am Kap unter Pt. 1678 Granit- und Pegmatitgänge. Der dunkle, gebänderte Komplex rechts ist die (unmetamorphe) Obere Tonig-sandige Serie. Darüber sind noch die hellen Quarzite des unteren Sch. 1 zu sehen.

Gestrichelte Linien: gegen den Fjord hin austretende Zerrungsstörungen. K = Vermutete Kalkig-tonige Serie (Flugaufnahme von S). Für das östlich anschliessende Gebiet vgl. Fig. 27.

Auf Fig. 30 tritt noch eine in E—W-Richtung über das Kap unter Pt. 1678 ziehende Störung hervor, welche die Granitgänge deutlich durchschneidet. Wir vermuten, dass es sich um einen jüngeren, gegen den Forsblads Fjord hin gerichteten Sackungsbruch handelt.

Allgemeine Bemerkungen zur Tektonik.

Die eingehenden Untersuchungen von HALLER, WENK, FRÄNKL u. a. zeigten immer deutlicher, dass der metamorphe Komplex den dynamischen Kern des kaledonischen Orogens in Mittel-Ostgrönland darstellt. Durch die in den ostgrönländischen Senkungsraum aufsteigende Migmatitfront wurden die Sedimente des Grönlandiums und des Cambro-Ordoviciums über ausgedehnte Gebiete deformiert.

Bei dieser Art von Gebirgsbildung stellen wir lokale Bewegungskomponenten in allen möglichen Richtungen fest. In den Sedimentteilen erscheinen aber als Resultierende, grossräumige, vertikale Bewegungen, die sich ihrerseits wieder in ein höheres System einordnen, das sich durch die nordsüdliche Anordnung der Hauptwölbungszonen auszeichnet.

Die sedimentären Teile der Eleonore Bay Formation der Fjordzone sind Rand- oder Zwischengebiete, die von der Granitisierung nicht betroffen worden sind. Für ihre kaledonische Deformation müssen in erster Linie migmatitische Bewegungsvorgänge im Unterbau betrachtet werden, wie sie im Zentralen Metamorphen Komplex prachtvoll zutage treten.

Denken wir uns die beiden Bautypen übereinandergestellt, so wirkt die auffällige Disharmonie zwischen dem plastisch deformierten Unterbau und dem relativ starren Oberbau zunächst sehr problematisch.

Vor allem HALLER (1953) konnte aber durch Feldbeobachtungen im ZMK die Existenz solcher Ablösungszonen nachweisen. Derselbe Verfasser übernimmt von WEGMANN (1935b) für übereinanderliegende, synchron verschieden stark bewegte Zonen, den treffenden Ausdruck »Stockwerkfaltung«.

Die Ursache dieser grossräumigen, disharmonischen Faltung bildet in beiden Fällen eine Raumnot. Im Unterbau ergibt sich das Raumproblem durch die Stoffzufuhr. In den Sedimenten sind die Disharmonien hauptsächlich durch die ungeheure Mächtigkeit (stellenweise über 16.000 m) der verbogenen Gesteinsverbände bedingt. Sowohl der migmatitische Unterbau als auch der unmetamorphe Oberbau können in weitere kleinere Stockwerke unterteilt werden.

Als eine weitere Bewegungskomponente sind die in devonischer Zeit erfolgten, gegen die bereits in Abtragung begriffenen Kaledoniden hin gerichteten Schübe zu erwähnen. Sie führten zu einer schwachen Überprägung oder Akzentuierung der N—S-Strukturen am Devonwestrand (vgl. BÜTLER 1948).

Mit diesen Voraussetzungen versuchen wir im Folgenden die tektonischen Elemente, die wir in Lyells Land festgestellt haben, zu interpretieren, und durch ihre gegenseitige Beziehung den Bewegungsablauf zu rekonstruieren.

Wir haben die folgenden Bemerkungen nicht in den beschreibenden Teil eingefügt, um möglichst klar zwischen den Feldbeobachtungen und der Interpretation, soweit diese zu sehr auf theoretische Grundlagen abstellen muss, zu trennen.

In einigen Fällen ist unser Beobachtungsmaterial zu gering, als dass die Schlüsse mit genügender Sicherheit gezogen werden dürften. Sie sollen in diesem Moment weit eher als eine Arbeitshypothese aufgefasst werden.

a. Einige Bemerkungen zur Ursache und Mechanik der tektonischen Vorgänge in Lyells Land.

1. Die E—W-Depression im Narhvalsund-Gebiet.

Wir haben festgestellt, dass unmittelbar nördlich von Lyells Land eine Senkungszone liegt.

Die Hauptfaltung fand im heutigen Narhvalsund-Gebiet vermutlich bereits eine Bruchzone vor, welche eine verschiedenartige Faltung auf Ella Ø und Lyells Land bewirkte (vgl. S. 105).

Als Hinweis auf Absenkungen im Raume von Ella Ø, kann die relativ grosse Mächtigkeit der Tillite in diesem Gebiet, verglichen z. B. mit N-Scoresby Land (FRÄNKEL 1953b), genannt werden.

Jünger als die Hauptfaltung, welche die auffällige Faltungsdiskrepanz zwischen Ella Ø und Lyells Land schuf, sind die Konglomerat- und Sandsteinserien des Old Red.

Wir vermuten, dass es sich um Old Red-Konglomerate handelt, welche von der Skyggedal-Gleitung überfahren worden sind. Diese ist eng verknüpft mit einer grossen Störungszone, an welcher der Kap Alfred-Ella Ø-Block eine Kippbewegung ausführte. Dabei sanken die östlichen Teile (Ella Ø) am stärksten ein.

Die Kippbewegung der Ella Ø-Scholle, die zugleich eine starke Tendenz zur S-Neigung aufweist, hatte wahrscheinlich dann die verstärkte Aufschüttung von Devonkonglomeraten an der SE-Ecke von Ella Ø zur Folge. Durch dieselbe Bewegung, welche schon im mittleren Narhvalsund Niveau-Unterschiede von über 3000 m geschaffen hat, dürfte das Abgleiten der Rytternægten-Masse gegen die Depressionszone hin ausgelöst worden sein. Die Gleitmasse wird von jüngeren Brüchen durchsetzt, welche den Ella Ø-Block gegenüber Lyells Land weiterhin absenken. Diese Brüche können als reaktivierte Zonen des Skyggedal-Verwerfungssystems aufgefasst werden.

2. Die N—S-Falten.

Wie wir einleitend bemerkt haben, resultieren die N—S-gerichteten Faltenzüge in den kaledonischen Sedimentgebieten aus einer Hauptfaltungsphase und späteren, devonischen Überprägungen am W-Rand.

Die Hauptfaltung schuf weitgespannte Wölbungszonen und engere Mulden. Die N—S-Faltenstrukturen vor allem im mittleren Lyells Land entsprechen weitgehend diesem Faltenantyp.

Am ausgeprägtesten erscheint hier die Kap Alfred-Antiklinale. Die Sedimente bilden eine NE—SW-verlaufende Kofferstruktur, in deren metamorphem Kern Gneissverbände mit vorwiegend E—W-gerichteten b-Achsen erscheinen. Eine devonische Reaktivierung müsste sich in Lyells Land in erster Linie auf die Grenzantiklinale auswirken. Einen

deutlichen sekundären Faltungsanteil können wir hier aber nicht erkennen. Dagegen ist möglich, dass den devonischen Bewegungen nördlich der tektonischen Fuge des Narhvalsund eine grössere Bedeutung zukommt. Es ist denkbar, dass die auffällige Faltungsdiskrepanz zwischen den engen symmetrischen Falten auf Ella Ø und den weitgespannten Wölbungszonen von Lyells Land eine Folge von stärkerer devonischer Kompression im Norden ist.

BÜTLER (1935), WEGMANN (1935) und EHA (1953) weisen auf die devonische Akzentuierung der Faltung auf Ella Ø hin.

Für die Konglomerate auf Ella Ø vermutet BÜTLER (mündliche Mitteilung) ober-mitteldevonisches Alter. Diese Ablagerungen zeigen im Narhvalsund Gebiet nur schwache Verbiegungen.

Über mögliche devonische Bewegungen vor der Bildung dieser Konglomerate sind wir auf Vermutungen angewiesen.

Ebenso wichtig wie die Ablösung von benachbarten, verschiedenartig bewegten Blöcken wie sie sich am Narhvalsund und am Segelsällskapets Fjord gegenüber liegen, ist das disharmonische Verhalten übereinander liegender Verbände, das wir als eine Form der Stockwerkfaltung betrachten müssen. Einen ausgeprägten Ablösungshorizont zwischen homoaxial gefalteten Serien in der Kap Alfred-Antiklinale bildet die Unterfläche der Quarzit-Serie. Unter den nur schwach verbogenen massigen Quarzitverbänden erscheint die Obere Tonig-sandige Serie mit viel intensiveren Faltungsformen (S. 86).

Das Umgekehrte geschieht über der bunten Serie, die in Lyells Land strukturell eng an die Quarzit-Serie anschliesst. Auf beiden Seiten der Arbenz Kolle finden wir Reste einer steil ansteigenden, stark disharmonisch gefalteten Kalk-Dolomit-Serie.

WEGMANN (1935) bringt bereits die wichtigsten Formen die beim Verbiegen von sehr mächtigen Formationen entstehen können, in schematischer Weise zur Darstellung. Auf diesem Wege können einzelne der mannigfaltigen Kleinformen mit der Faltung in Zusammenhang gebracht werden. Wir vermuten, dass die auf S. 92 beschriebenen, flachen Zerungen im W-Schenkel der Grenzantiklinale am Rytterknægten und im Flexurgebiet von Kap Dufva (S. 116) direkt durch die Verbiegung der Schichten entstanden sind. Einen sehr interessanten Beitrag zu diesem Problem bildet die neueste Arbeit von H. P. SCHAUB (1954) über detaillierte Strukturmessungen in der Grenzantiklinale am Kap Oswald. (N-Ella Ø). Er stellt Dehnungserscheinungen in einem jüngeren Stadium der Faltung fest.

3. Das Zerrungsgebiet im südlichen Lyells Land (Berzelius Bjerg-Brüche).

Als wichtigste Faltungsursache in den kaledonischen Sedimentgebieten betrachten wir Expansionsvorgänge im migmatitischen Unterbau.

Die Strukturen des Oberbaus entstehen durch passives Emporheben und Absinken von Sedimentstreifen. Bei dieser Art von Gebirgsbildung ist durchaus denkbar, dass dieselben Ursachen zu grossräumiger Dehnung von Krustenteilen führen können.

Wie wir bereits auf S. 120 dargelegt haben, vermuten wir, dass im Südteil unseres Gebietes die Zerrungstektonik an Stelle der Faltenbildung auftritt.

Ob diese Zerrungsstörungen gleichzeitig mit den N—S-Falten der nördlichen Gebiete entstanden sind, vermögen wir nicht zu entscheiden. Einen Anhaltspunkt, dass die Dehnung jünger sein könnte, erhalten wir aus einer einzigen sichergestellten Überschneidung der Strukturen W von Pt. 76 im südlichen Polhems Dal (S. 122). Eine direkte Abhängigkeit der Dehnung von den Vorgängen im Zentralen Metamorphen Komplex sehen wir vor allem darin, dass die Intensität der vorwiegend N—S-gerichteten, W-fallenden Berzelius Bjerg-Brüche gegen das Kristalline Gebiet hin zunimmt (vgl. Profil 10). Diese Zerrungsbrüche sind sicher älter als die saigeren Verwerfungen beim südlichen Polhems Dal-Delta, die wir mit Randbrüchen des Murchisons Bjerge-Blockes verglichen haben (S. 122). Diese durchsetzen im nördlichen Scoresby Land auch die postorogenen Intrusivgranite (FRÄNKEL 1953b, S. 47).

4. Das NW—SE-Bruchsystem.

Die Jeannets Bjerg-Brüche weisen ebenfalls auf eine Dehnung der Kruste hin.

Wir können auch diese Bewegungen als Reaktion auf bestimmte Vorgänge im ZMK auffassen, wie wir es für die N—S-gerichteten Zerrungen getan haben.

Die Zerrungsflächen sind auf die riesigen Gebiete mit Intrusiv-Graniten im nördlichen Scoresby Land und Nathorsts Land ausgerichtet. Die Dehnung der Kruste nach dieser Richtung hin, kann daher mit dem Empordringen der Granitschmelzen im Süden in genetischen Zusammenhang gebracht werden.

Wir stellen fest, dass im mittleren und nördlichen Lyells Land an den Jeannets Bjerg-Störungen jeweils die S-Flanke abgeglitten ist. Das umgekehrte Bild stellt sich in der kontaktmetamorphen Zone beim oberen Argands Gletscher und bei Randenæs ein. Hier sind beim Emporwölben der Deckschichten die südlichen Schollen gehoben, emporgezerrt, worden. Die Beziehungen der zuletzt genannten Störungen zu den spät-

orogenen Granitgängen sind nicht restlos klar, — sehr wahrscheinlich werden diese bei Randenæs durch die Zerrungsstörungen abgeschnitten.

FRÄNKEL (1953b) fand im nördlichen Scoresby Land direkte Beziehungen zwischen Zerrungsstörungen, die wir aber nur mit Vorbehalt mit unseren NW—SE-Zerrungen vergleichen möchten, und den Intrusivgraniten aufgeschlossen. Er kommt zum Resultat: »... dass die Zerrungen und das Aufsteigen der Granite in die gleiche Zeit fallen und dass die Zerrungen direkt eine Folge der Granitintrusionen sind«.

Der synorogenen migmatitischen Deformation im ZMK und im Unterbau der Sedimentzonen könnten wir somit die Faltung und die Berzelius Bjerg-Brüche zuordnen, — den spätkaledonischen Granitintrusionen aber die Jeannets Bjerg-Brüche.

Dieser Aufeinanderfolge entsprechen weitgehend die von uns festgestellten Beziehungen zwischen den Bewegungssystemen:

1. Die Jeannets Bjerg-Brüche sind eindeutig jünger als die N—S-Falten im nördlichen Lyells Land (S. 99).
2. Aus Überschneidungen darf geschlossen werden, dass sie auch jünger sind als die Berzelius Bjerg-Brüche (S. 124).

Nach der zusammenfassenden Darstellung von HALLER (1955) fallen unsere Jeannets Bjerg-Störungen in eine langgestreckte Dehnungszone, deren Störungen er folgendermassen charakterisiert: »... Die sicher spätorogen angelegten Dehnungsstrukturen ordnen sich in NNW—SSE-streichende Zonen ein. Von Süd-Andréas Land bis Nord-Scoresby Land werden die Falten der Fjordzone von einem breiten Streifen ausgeprägter Zerrungstektonik durchzogen. Im Süden fällt das Granitmassiv der Staunings Alper in die Fortsetzung des Extensionsraumes.«

Folgen wir der Richtung, in der die nördliche Jeannets Bjerg-Störung unter die Gleitmasse des Rytterknægten zieht, nach NW, so finden wir im südlichen Suess Land ein gleichsinniges System von Zerrungsbrüchen, das mit dem Jeannets Bjerg Bruchsystem zusammenhängen könnte. Diese Störungen im Suess Land werden von EHA (1953) und HALLER (1955, S. 145) beschrieben und abgebildet. Letzterer kann zeigen, dass die Dehnungsbrüche von jüngeren Staffelbrüchen, welche dem Ostrand des ZMK folgen, durchschnitten werden.

Dann schreibt HALLER (1955, S. 150) weiter:

»Im Kempes Fjord teilen sich die beiden verschiedenaltigen Störungssysteme wieder: Die älteren Zerrungsstrukturen streichen gegen den Narhvalsund, durchqueren das nordöstliche Lyells Land und lassen sich bis in die Syltoppene (Nord-Scoresby Land) verfolgen. Die jüngere Bruchstaffel erstreckt sich durch den Rhedins Fjord und versetzt dort in Form von zwei bis drei Mylonitbahnen den Ostrand des »Migmatit-

komplexes Gletscherland«. Die Hauptverwerfung dieses jüngeren, N—S streichenden Störungssystems trennt die Migmatite von Kap Hedlund (Lyells Land) von den schwächer metamorphen Sedimentserien der Snehætten. Im Rhedins Fjord durchsetzt sie die tieferen Kristallin verbände. Sie zieht als markante dunkle Linie der östlichen Fjordwand entlang bis ins Mündungsgebiet des Wahlenberg Gletschers. Von dort streicht die Störung quer durch Ismarken gegen den innersten Forsblads Fjord.«

Ungefähr parallel und gleichsinnig wie die Kristallinkontaktstörung bei Kap Hedlund ist der auf S. 85 beschriebene Bruch, welcher den Kern der KapAlfred-Antiklinale durchschneidet.

5. Das Flexurgebiet im östlichen Lyells Land.

Wir haben zwei Bruchsysteme unterschieden, die mit der Absenkung gegen den Kong Oscars Fjord hin zusammenhängen:

1. NNW—SSE-Brüche am südöstlichen Jeannets Bjerg.
2. Stärker N—S-gerichtete Brüche in der Kap Dufva und Kap Lagerberg-Region.

Was die Brüche unter 1. anbetrifft, so haben wir angenommen, dass sie in höher liegenden Teilen als Reaktion auf die Verbiegungen von tiefer liegenden Verbänden entstanden sind. Die Ähnlichkeit dieser Störungen mit denen von N- und NE-Ella Ø ist auffällig. Von ihnen zeigt EHA (1953), dass ihre Bildung vor oder während der Ablagerung der devonischen Basiskonglomerate erfolgte und dass sie später schwach reaktiviert worden sind.

Eine andere Interpretation dieser Brüche ist nach der Darstellung von HALLER (1955) möglich:

Nach ihm fällt das Bruchbündel südwestlich Kap Dufva an den Südrand einer ca. 80 km breiten und 300 km langen Grabenstruktur mit einer Achse Waltershausen Gletscher (NE-Andréas Land)—Mountnorris Fjord (Traill Ø). Als Ursache dieser Bewegung nimmt er ebenfalls spät- bis postorogene Extensionsvorgänge an, die den Gesamtbau der Kaledoniden Ostgrönlands erfasst haben.

Die NNW—SSE-Störungen am östlichen Jeannets Bjerg ständen somit dem Jeannets Bjerg-Bruchsystem nahe.

Die unter 2. genannten Verwerfungen sind auf den östlichsten Streifen unseres Gebietes beschränkt, wo die grösste derartige Störung der Ostküste entlang läuft. Gegen S hin hängt sie sehr wahrscheinlich mit der sog. Skeldalverwerfung (vgl. FRÄNKEL 1953b) zusammen.

Die breite, schwach gebogene Randflexur von Lyells Land wird im Segelsällskapets Fjord von bedeutenden Querstörungen durchschnitten und lässt sich nicht direkt ins N-Scoresby Land weiter verfolgen.

Hier ist nach FRÄNKEL (1953b) die Randflexur auf eine schmale, weiter östlich liegende Zone beschränkt. Diese aber lässt sich nach N in unser Gebiet verfolgen, wo ihr der Ausschnitt zwischen dem eigentlichen Kap Lagerberg, dem südöstlichen Jeannets Bjerg und Kap Dufva entspricht. In diese Teilzone der Randflexur ordnen sich die bereits genannten NNW—SSE-Flexurbrüche östlich des Jeannets Bjerg ein.

In die Randflexur wird in der Kap Lagerberg-Region ein N—S-gerichtetes tektonisches Element eingeschaltet, dass durch einen Inselgürtel direkt in das N-Scoresby Land in die Blaauphorm-Antiklinale von FRÄNKEL (1953b) verfolgt werden kann.

Aus der Anordnung und dem Kontakt mit der Randflexur in der Kap Lagerberg-Region, kann vermutet werden, dass die über den Segelskaps Fjord ziehende Wölbungszone eine jüngere Bildung darstellt, welche die Randflexur des östlichen Berzelius Bjerg überlagert.

b. Die Altersfrage der Bewegungsvorgänge.

Eine genaue Datierung der Bewegungen in Lyells Land erweist sich als recht schwierig. Bis auf einige kleine Vorkommen von Konglomeraten, die aus faziellen Gründen als wahrscheinlich dem Devon angehörend betrachtet werden, fehlen jüngere Deckschichten vollständig.

Das Alter der Konglomerate am westlichen Rand des Devontroges kann nicht sehr genau festgelegt werden. Die Aufschüttungen stellen sicher zeitliche Äquivalente der datierbaren Sandsteinablagerungen im Beckeninnern dar. Die Hauptschwierigkeit bei der Parallelisierung besteht aber darin, dass die Auflagerung progressiv nach W schritt.

Für die mächtige Serie von Devonkonglomeraten auf Ella Ø nimmt BÜTLER ober-mitteldevonisches Alter an. In erster Linie sind wir auf die tektonische Parallelisierung mit Strukturen ausserhalb unseres Gebietes angewiesen.

In unserem Gebiet erhalten wir wichtige Beziehungen durch die Überschneidung und Überlagerung der Bewegungsspuren. Doch müssen diese Beobachtungen äusserst vorsichtig ausgewertet werden. Bei der Überschneidung von Brüchen können Reaktivierungen leicht ein falsches Bild ergeben. Dieser sekundäre Bewegungsanteil ist meistens sehr schwer zu ermitteln. Die Hauptphase der Faltung begann nach dem unteren Ordovizium. Dieses Alter zeigt die jüngste der mitverfalteten Serien. Dann fehlen die Ablagerungen bis ins Mitteldevon. HALLER (1955) vermutet, dass die Bewegungen hauptsächlich der takonischen Faltungsphase angehören.

Ins Mitteldevon fallen die tiefsten Detraktionsserien. Die mitteldevonischen bis frühkarbonischen Tangentialschübe werden von BÜTLER (1935) mit der akadischen Faltungsphase parallelisiert.

Die jüngsten, stärkeren Bewegungen, für die wir zeitlich einen Anhaltspunkt haben, sind vermutlich die N—S-Störungen auf der E-Seite unseres Gebietes. Wir haben bereits darauf hingewiesen, dass sie mit dem System der Skeldal-Verwerfung zusammenhängen könnten. Nach FRÄNKEL (1953b) fallen die Hauptbewegungen an dieser Linie sicher in die Zeit nach dem Westphalien. Die Tabelle am Schluss des tektonischen Teils zeigt, wie mit diesen Anhaltspunkten und den zwischen den tektonischen Elementen festgestellten Beziehungen, die Bewegungsvorgänge in Lyells Land in ein Zeitsystem eingeordnet werden können.

c. Tektonik und Morphologie.

Wir möchten die Betrachtungen über die Tektonik nicht abschliessen, ohne auf die grosse Bedeutung vieler der beschriebenen Strukturen für die Oberflächengestaltung hinzuweisen.

Nach der Peneplainisierung, deren Basisfläche in Lyells Land von ca. 2000 m in W auf etwa 1700 m im E fällt, folgt eine Erosionsphase.

Die Gletscher und Gewässer, welche unsere Halbinsel aus der Peneplain ausschnitten, benützten fast durchwegs tektonische Vorzeichnungen.

Im NW folgt der Kempes Fjord dem W-Schenkel der Kap Alfred-Antiklinale, und der Narhvalsund einem Störungsgebiet. Auf der E-Seite schnitt der Kong Oscars Fjord in die Narbe zwischen kaledonischen und devonischen Serien. Auch der Segelsällskapets Fjord entstand in einem Riss zwischen zwei verschieden geformten Gebieten. Das südliche Polhems Dal enthält eine grössere Störung. So liessen sich auch mit kleineren Strukturen noch viele weitere Beispiele aufführen.

Zwei grössere Rinnen, die ohne tektonischen Narben zu folgen, die Hauptstrukturen quer durchschneiden, sind das Hasdal und das Jelsdal.

	ZMK	Narhvalsund-Gebiet	Südliches Lyells Land	Östliches Lyells Ld.
Postkarbon und Karbon		E—W-Brüche?		N—S-Verwerfungen
		Reaktivierung der Faltung auf Ella Ø	Murchisons Bjerge-Brüche?	Reaktivierung der Blaahorn-Kap Lager- berg-Antiklinale?
Mittel- und Oberdevon	Kristallinkontaktstörung bei Kap Hedlund	Rytterknægtengleitung? Skyggedal-Verwerfung und Skyggedal-Rutschung?		Bildung der Randflexur
	Eindringen d. weissen Granite	Jeannets Bjerg-Brüche		Jeannets Bjerg Brüche NNW—SSE-Brüche?
Ordovicium bis Mitteldevon	Aufstieg der Migmatitfront	N—S-Falten	Berzelius Bjerg-Brüche?	Blaahorn-Kap Lagerberg- Antiklinale?
Cambro- Ordovicium		E—W-Depression		
Oberstes Grönlandium				

LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen:

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

M.N.G.Sch.: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen.

-
- BACKLUND, H. 1930, Contributions to the Geology of Northeast Greenland, M.o.G. Bd. 74, XI, København.
- 1932, Das Alter des »Metamorphen Komplex« von Franz Joseph Fjord, M.o.G. Bd. 87, Nr. 4, København.
- BIERTHER, W. 1941, Vorläufige Mitteilungen über die Geologie des östlichen Scoresby Landes in Nordostgrønland, M.o.G. Bd. 114, Nr. 6, København.
- BÜTLER, H. 1935, Some New Investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland, M.o.G. Bd. 103, Nr. 2, København.
- 1948a, Die Westgrenze des Devons am Keyser Franz Joseph Fjord in Ostgrønland, M.N.G.Sch. Bd. 22, Nr. 3, Schaffhausen.
- 1948b, Notes of the Geological Map of Canning Land, M.o.G. Bd. 133, No. 2, København.
- CAILLEUX, A. 1952, Morphologische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie, Geol. Rundschau Bd. 40, Heft 1, 1952, Stuttgart.
- CAMPANA, B. 1955, Tillites and Related Glacial Topography of South Australia, Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 48, No. 1, 1955.
- COWIE, J. W. and ADAMS, P. J. 1956, The Geology of the Cambro-Ordovician Rocks of Central East Greenland. Part I, Stratigraphy and Structure, M.o.G. Bd. 153, Nr. 1, København.
- CUSHMAN, J. A. 1948, Cushman Laboratory for Foraminiferal Research, Special Publication, No. 23, 1948, Sharon Massachusetts U.S.A.
- EHA, S. 1953, The pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics. M.o.G. Bd. 111, No. 2, København.
- FRAENKL, E. 1951, Die Untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord, M.o.G. Bd. 151, No. 6, København.
- 1953a, Geologische Untersuchungen in Ost-Andréas Land, M.o.G. Bd. 113, No. 4, København.
- 1953b, Die Geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grønland) M.o.G. Bd. 113, No. 6, København.
- 1954, Vorläufige Mitteilung über die Geologie von Kronprins Christians Land, M.o.G. Bd. 116, Nr. 2, København.
- 1956, Some general remarks on the Caledonian mountain chain of East Greenland, M.o.G. Bd. 103, Nr. 11, København.

- HALLER, J. 1953, Geologie und Petrographie von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 113, Nr. 5, København.
- 1955, Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland, Teil I, M.o.G. Bd. 73, 1. Afd. Nr. 3, København.
- HUBER, W. 1950, Geologisch Petrographische Untersuchungen in der inneren Fjordsregion des Keiser Franz Josephs Fjordsystemes in Nordostgrönland, M.o.G. Bd. 151, Nr. 3, København.
- JARVIK, E. 1950, Note on Middle Devonian Crossopterygians from the eastern part of Gauss Halvø, East Greenland. M.o.G. Bd. 149, Nr. 6, København.
- KATZ, H. R. 1952a, Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grönland), M.o.G. Bd. 111, Nr. 1, København.
- 1952b, Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands, M.o.G. Bd. 144, Nr. 8, København.
- 1954, Einige Bemerkungen zur Lithologie und Stratigraphie der Tillitprofile im Gebiet des Keiser Franz Josephs Fjord, Ostgrönland, M.o.G. Bd. 72, 2. Afd. Nr. 4, København.
- KOCH, L. 1929, Geology of Greenland, Nr. 1. The Geology of East Greenland, Nr. 2, Stratigraphy of Greenland, M.o.G. Bd. LXXIII, København.
- KULLING, O. 1930, Stratigraphic Studies of the Geology of Northeast Greenland, M.o.G. Bd. 74, Nr. 13, København.
- KRANCK, E. H. 1935, On the Crystalline Complex of Liverpool Land, M.o.G. Bd. 95, Nr. 7, København.
- MAYNC, W. 1938, Stratigraphie der postdevonischen Ablagerungen der Clavering Insel und des Wollaston Forlandes, M.o.G. Bd. 114, Nr. 1, København.
- MITTELHOLZER, A. E. 1941, Die Kristallingebiete von Clavering Ø und Payer Land, (Ostgrönland), M.o.G. Bd. 114, Nr. 8, København.
- NATHORST, A. G. 1901, Bidrag till Nordöstra Grönlands Geologi, Geol. Fören. Förhändl. Bd. 23, Häft 4, S. 275—306, Stockholm.
- NORDENSKJÖLD, O. 1907, On the Geology and Physical Geography of East-Greenland, M.o.G. Bd. 28, Nr. 5, S. 153—284, København.
- OCELL, N. E. 1939, The Structure of the Keiser Franz Josephs Fjord Region, North-East-Greenland, M.o.G. Bd. 119, Nr. 6, København.
- PARKINSON, M. M. L. und WHITTARD, W. F. 1931, The Geological Work of the Cambridge Expedition, to East Greenland in 1929. Quart. Journal of the Geol. Soc. of London, Vol. LXXXVII, London.
- PETTIJOHN, F. J. 1948, Sedimentary Rocks, Harper's Geoscience Series, New York.
- RITTMANN, A. 1939, Der jungpaläozoische Vulkanismus in Ostgrönland, M.N.G.Sch. Heft XVI, Nr. 8, Schaffhausen.
- 1940, Studien an Eruptivgesteinen aus Ostgrönland, M.o.G. Bd. 115, Nr. 1, København.
- SCHAUB, H. P. 1938, Zur Geologie der Traill Insel, Ecolog. geol. Helvet. Vol. 35, Nr. 1.
- 1950, On the Precambrian to Cambrian Sedimentation in NE-Greenland, M.o.G. Bd. 114, Nr. 10, København.
- 1954, Tectonics and Morphology of Kap Oswald (NE-Greenland), M.o.G. Bd. 103, Nr. 10, København.
- STAUBER, H. 1940, Stratigraphisch-Geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes, M.o.G. Bd. 114, Nr. 7, København.
- STENSIÖ, E. A. 1934, On the Placodermi of the Upper Devonian of East Greenland. M.o.G. Bd. 97, Nr. 1, København.

- TEICHERT, C. 1933, Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrönland, M.o.G. Bd. 95, Nr. 1, København.
- TOULA, F. 1874, Die Zweite Deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitän Karl Koldewey, Bd. II, Allgemeine Übersicht der geologischen Beschaffenheit Ostgrönlands, F. A. Brockhaus, Leipzig.
- VISCHER, A. 1940, Der postdevonische Bau Ostgrönlands, zwischen 73 und 75° n.Br. M.o.G. Bd. 114, Nr. 4, København.
- WEGMANN, C. E. 1935, Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland), M.o.G. Bd. 103, Nr. 3, København.
- 1938, Geological Investigations in Southern Greenland, Part I. On the Structural Divisions of Southern Greenland, M.o.G. Bd. 113, Nr. 2, København.
- WENK, E. und HALLER, J. 1953, Geological explorations in the Petermann Region, western part of Fränkels Land, M.o.G. Bd. 111, Nr. 3, København.
- WENK, E. und BEARTH, P. Geology and Mineralogy of the Werner Bjerre plutons. (In preparation).
- WITZIG, E. 1951, Einige jungpaläozoische Pflanzen aus Ostgrönland, M.o.G. Bd. 114, Nr. 11, København.
- 1954, Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mesters Vig Region, M.o.G. Bd. 72, 2. Afd. Nr. 5, 1954, København.
-

VERDANKUNGEN

Dem Leiter der dänischen Ostgrönland Expedition, Herrn Dr. LAUGE KOCH, der mir die Kartierung von Lyells Land anvertraut hat, sei an erster Stelle für die Überlassung dieses Arbeitsgebietes, sowie für die grosszügige Unterstützung herzlich gedankt.

Mein Lehrer, Herr Professor Dr. L. VONDERSCHMITT, Vorsteher des Geologischen Institutes der Universität Basel, gestattete mir die Verwertung der ausgeführten Untersuchungen als Dissertation. Ich danke ihm für sein Interesse und seine Mithilfe am Gelingen der Arbeit.

Herr Professor Dr. M. REICHEL und Herr Professor Dr. E. WENK, sowie Herr Dr. H. BÜTLER waren jederzeit zu Auskünften über Fachfragen bereit.

Auch Dr. ERDHAARD FRÄNKL und Dr. JOHN HALLER, welcher mich 1950 in die Anfänge der Feldarbeit eingeführt hat, gaben mir bei Besprechungen und auf gemeinsamen Exkursionen manch wertvollen Hinweis.

Herr RÜDIGER hat für mich eine grosse Zahl von Dünnschliffen angefertigt. Die chemischen Analysen stammen von Herrn Dr. H. SCHWANDER.

Im Felde waren es in den Sommermonaten R. BRAUN, U. GRUNDER und F. JAUSLIN, die sich auf Gebirgstouren und Bootsfahrten unermüdlich eingesetzt haben.

Die Piloten H. LUNDING und G. OPSAL haben ihr Möglichstes getan, um meine Wünsche zu erfüllen.

Der dänischen SCHLITTENPATROULLIE verdanke ich manche Unterstützung durch ihre Fahrten.

Im Herbst 1952 und Frühjahr 1953 half mir als Motorbootführer und Stationsleiter W. KROMAN.

Der »Nordisk Mineselskab« und im besonderen Mr. J. TOUGH sei für das freundliche Winterquartier in »Minebyen« gedankt.

Auf den unvergesslichen Schlittenreisen durch ostgrönländische Fjorde lernte ich die Grönländer J. J. ANIKE, ÅGE SIMONSEN und H. BRØNLUND als fröhliche Helfer kennen.

SUMMARY

The present paper deals with a part of the Caledonian mountain chain of East Greenland.

These mountains developed from a more than 16,000 m thick sequence of late-precambrian deposits, in which no remarkable unconformities occur.

The sedimentary sequence, whose base is still unknown, includes, from below upwards, the Eleonore Bay Formation, the Tillite Formation, and the Cambro-Ordovician.

During the Caledonian orogeny, whose main phases in East Greenland fell in the period between the Lower Ordovician and the Middle Devonian, large portions of the Eleonore Bay Formation, principally the deeper series, were transformed into crystalline rocks. Hence the Central Metamorphic Complex is the central and most important part of the zone of orogeny. Its structure and importance have principally become known through the investigations carried out by HALLER.

The present-day sedimentary areas of the Eleonore Bay Formation are crustal zones, which did not come within the range of transformation. The tectonics of these sediment areas are characterised by broad uplifts and synclines as well as by different kinds of faulting. The movements must principally be regarded as reaction movements to the migmatisation processes of the bed-rock and the Central Metamorphic Complex.

Our area of investigation, the peninsula of Lyells Land (see fig. 1), exhibits to the west gneisses of the Central Metamorphic Complex, and to the east, sediments of the Eleonore Bay Formation and the Tillite Formation (Cambro-Ordovician is nowhere preserved in Lyells Land).

The sediments and the gneisses of the Central Metamorphic Complex in the interior of Lyells Land are connected with each other by a contact-metamorphic transitional zone, which often contains intrusive granites. In the coast regions the continuous transition is interrupted by post-crystalline faults.

Stratigraphy.

A. The Eleonore Bay Formation.

a. *The Lower Eleonore Bay Formation.*

The oldest rocks exposed in Lyells Land belong to the "lower arenaceous-argillaceous series", which consists primarily of dark-coloured, more or less argillaceous, pelitic or psammitic quartzites.

These beds are followed upwards by the calcareous-argillaceous series (thickness ca. 150 m) with impure limestones and dolomites. They only crop out in the interior of Lyells Land, for the most part in very poor exposures.

The upper argillaceous-arenaceous series (ca. 1,200 m) presents mostly argillaceous, pelitic or psammitic quartzites with some carbonaceous lenses and a dolomite band in the upper part. Rapid lateral transitions from argillaceous to quartzitic rocks are typical.

b. *The upper Eleonore Bay Formation*

is subdivided into three units, viz. the Quartzite Series, the Multicoloured Series, and the Limestone-Dolomite Series, each comprising 6-7 bed-groups.

1. *The Quartzite Series* is chiefly made up of psammitic quartzites, which, in contrast to the varying lithofacies of the lower Eleonore Bay Formation, is rather uniformly developed over large areas.

Bed group No. 1 (800 m). In the lower part ca. 400 m light-coloured quartzites, overlain by quartzitic argillites and spotted quartzites.

No. 2. (280 m). Chiefly banked, often reddish in the northern parts, almost pure quartzites with cross-bedding and a few beds of fine-grained detrital rocks with mud-cracks.

No. 3. (500 m). Dark, quartzitic shales and bands of light-coloured quartzites.

No. 4. (300 m). Lithology similar to that of No. 3. In the lower portion mainly light-coloured quartzites.

No. 5. (210 m). In the main red-coloured quartzitic shales.

No. 6. (120 m). Red or greenish and white banked quartzites. In the northwestern part of the working area in addition small quantities of pelitic material.

2. *The Multicoloured Series* is made up of chemical and detrital rocks of various colours.

No. 7. (220 m), red and green shales.

No. 8. (10–20 m). Yellow-weathering greyish-green dolomites with pyrite

No. 9. (120 m). Dark grey and black limestones.

No. 10. (110 m). Highly varicoloured alternation of limestones, dolomites and shales.

No. 11. (120 m). Dark grey limestones, in the upper part with light-coloured marly intercalations.

No. 12. (150 m). Light-coloured banked dolomites with fossil algæ of the *Collenia* type.

No. 13. (220 m). Variegated-weathering quartzitic shales and argillaceous quartzites, interbedded with algal dolomite beds and varicoloured dolomites.

3. *The Limestone-Dolomite Series* shows an alternation of different kinds of dark limestones and light-coloured dolomites. Typical are dark-grey limestones, which are often oolitic, or develop into intraformational breccias, further, for the most part light-coloured dolomites occurring as oolites, intraformational breccias, or algal dolomites. In the upper part varicoloured dolomites also occur. Characteristic of this series are rapid lateral alternations of the lithofacies and the thickness. The usual subdivision into bed-groups was only carried out for the upper Limestone-Dolomite series (beds 18 and 19):

No. 18. (500–600 m). Dark limestones, in part oolitic or with re-deposited silicified ooides. Interbedded with these limestones are dolomites, in part algal dolomites.

No. 19. (120–150 m). Lower portion: black, slightly disintegrating shales with, partially, a high content of organic material such as coaly substances (up to 20.18 per cent) and Fe (up to 10.94 per cent, probably as sulphides). Middle portion: grey, slightly dolomitic limestones. Upper portion: varicoloured argillaceous dolomites and dark calcareous intraformational breccias.

B. Tillite Formation.

Everywhere in Lyells Land the limit of erosion lies within the lowermost part (= the Tillite Series) of the Tillite Formation.

The complete section is found at the southeastern corner of Lyells Land. Here three divisions are distinguishable:

1. *Lower Tillite* (78 m). In a grey, greyish-green weathering, calcareous or dolomitic matrix are embedded components of different size, probably derived from the Limestone-dolomite Series. Red tillites and sandstone are embedded in the upper part.

2. *Middle Sandstone-shale Series* (92 m). In the dark shales, which are multicoloured towards the top, occur beds of limestones with cone-in-cone structure.

3. *Upper Tillites* (46 m). Greyish-green tillites with, for the most part, small limestone and dolomite components and sandstones with tillite components.

C. Devonian.

The Devonian of East Greenland is developed in the Old Red facies. It is made up of the erosion products of the caledonides.

In Lyells Land conglomerates and breccias, which for facial reasons are considered as probably of Devonian age, occur in erosion pockets (western Narhvalsund) and as marginal basin formations along the east side. Of importance for the superposition of the Devonian formations is the course of the marginal flexure in eastern Lyells Land. A complex of light-coloured sandstones at the southeastern corner of Lyells Land probably likewise belongs to the Devonian.

Tectonics.

The northern and central portions of Lyells Land are occupied by N-S directed broad uplifts and synclines. The discrepancy between the narrower folding style of Ella Ø and the much flatter structures of Lyells Land vanishes in fault zones in the Narhvalsund.

The same region is also intersected by faults, along which the Ella Ø—Kap Alfred block has been much lowered (see. pl. 3).

These movements probably gave rise to the down-slip of large coherent masses towards the Narhvalsund depression.

In the southern part of Lyells Land there occur, instead of the folds, N-S striking tension faults. We assume that both the N-S directed uplifts and the tension faults came into existence in connection with the migmatization phenomena in the bedrock and in the Central Metamorphic Complex.

Younger than these structures is a system of NW-SE striking tension faults crossing Lyells Land. Probably they are connected with big tension faults occurring in the extensive area of late Caledonian intrusive granites south of Lyells Land. Their origin might accordingly be associated with the rise of the granites.

In the eastern part of Lyells Land runs a marginal flexure in which a shallow concavity in the Kirschdal area is outlined. The flexure is only partially traceable southwards. Segelsällskapets Fjord, like Narhval Sund, here separates regions of different tectonic style.

An uplift, in part younger than the marginal flexure, is traceable from the north of Scoresby Land.

Parallel with the marginal flexure runs a major fault, the continuation of which in northern Scoresby Land can be shown to have been formed or re-activated in Carboniferous time.

TAFELN

Tafel I.

Geologische Karte von Lyells Land.





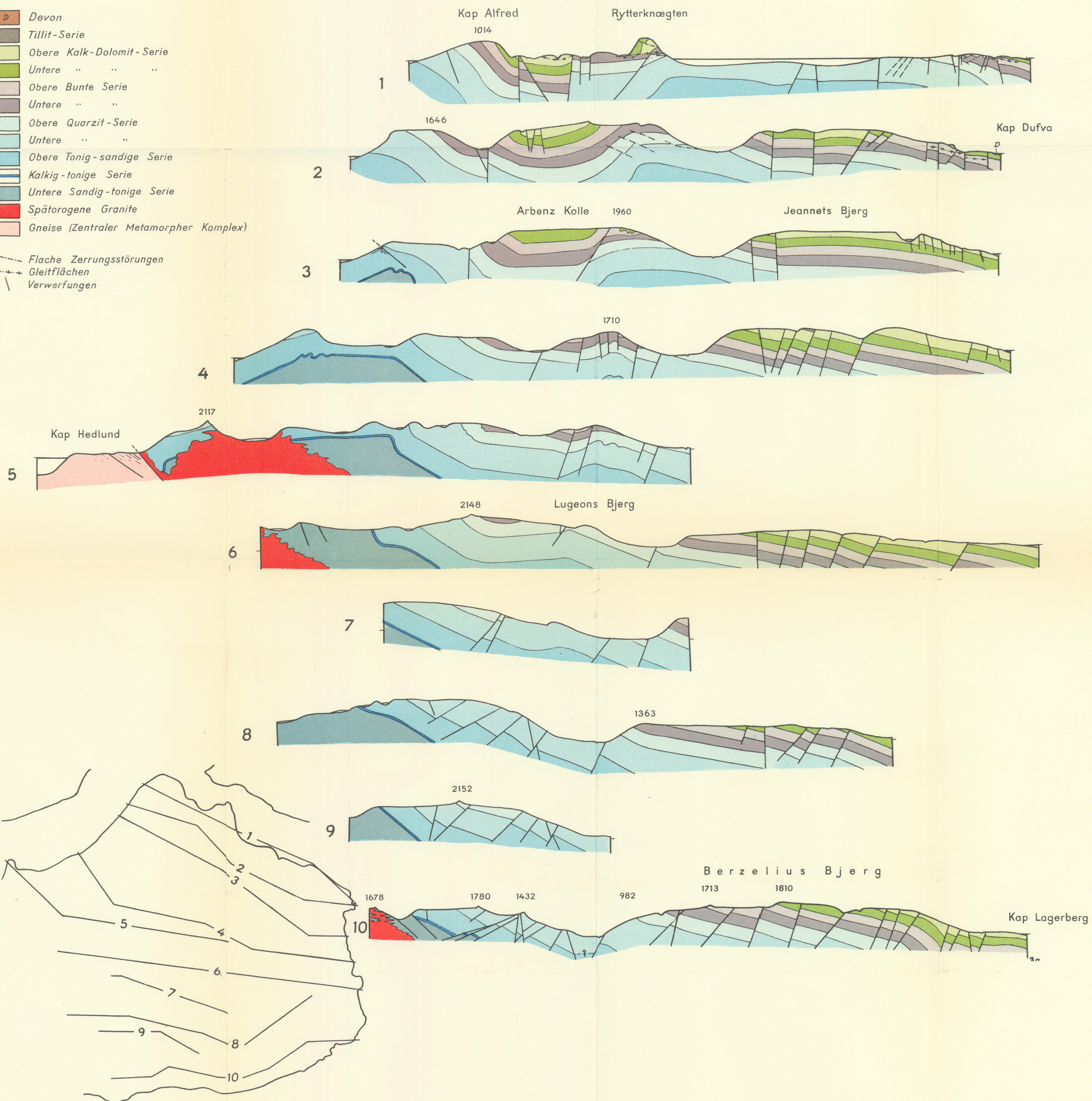
Tafel II.

Geologische Profile durch Lyells Land.

Grönländium

- Devon
- Tillit-Serie
- Obere Kalk-Dolomit-Serie
- Untere " " "
- Obere Bunte Serie
- Untere " "
- Obere Quarzit-Serie
- Untere " "
- Obere Tonig-sandige Serie
- Kalkig-tonige Serie
- Untere Sandig-tonige Serie
- Spätorogene Granite
- Gneise (Zentraler Metamorpher Komplex)

--- Flache Zerrungsstörungen
+ + + Gleitflächen
| Verwerfungen



Tafel III.

Geologische Karte des Narhvalsund-Gebietes.

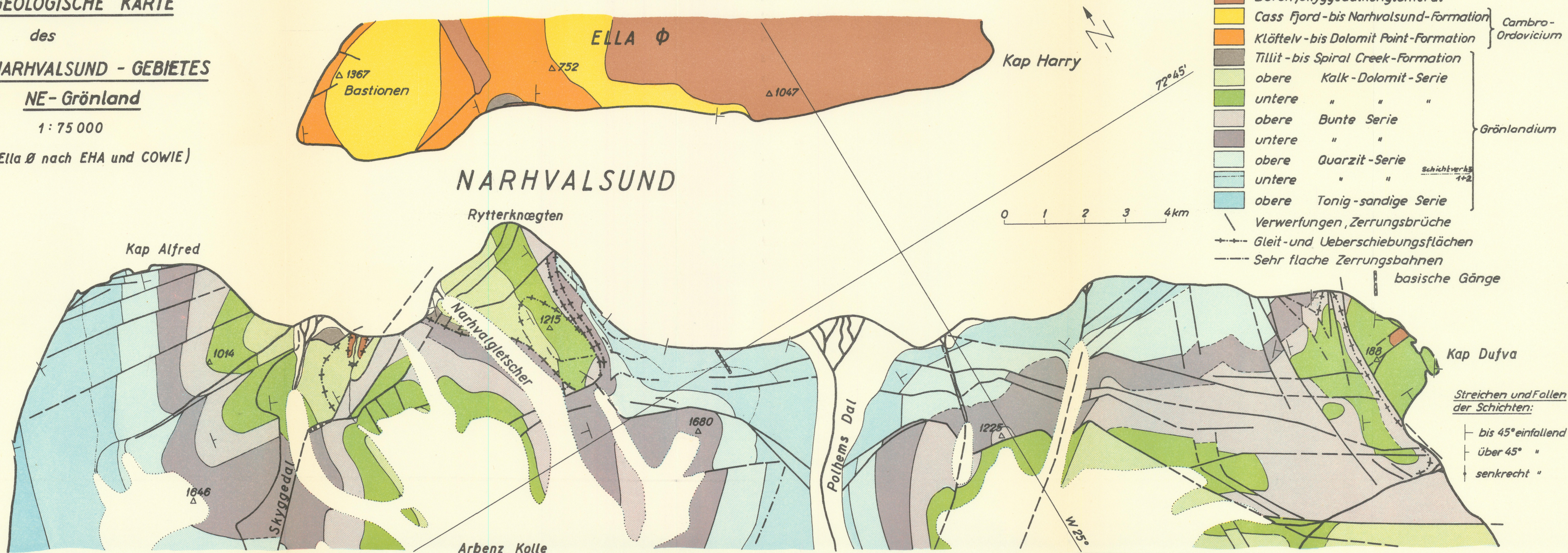
GEOLOGISCHE KARTE

des
NARHVALSUND - GEBIETES

NE-Grönland

1:75 000

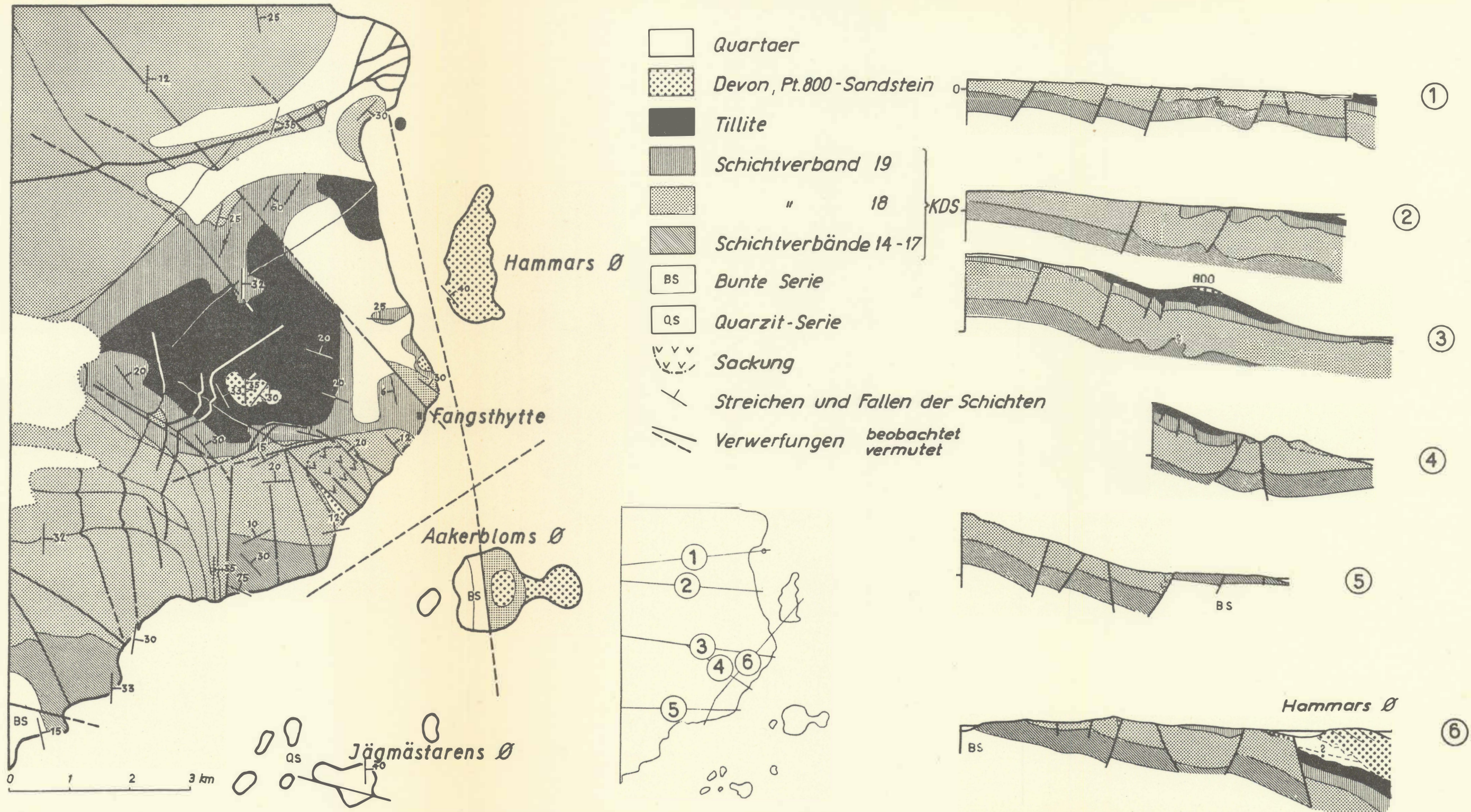
(Ella Ø nach EHA und COWIE)



Tafel IV.

Geologische Kartenskizze und Profile der Kap Lagerberg-Region.

GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE UND PROFILE DER KAP LAGERBERG-REGION 1 : 75 000



Tafel V.

Strukturkarte von Lyells Land.

Die Linien auf Ella Ø nach EHA, diejenigen südlich von Lyells Land nach Karte von FRÄNKL konstruiert.

Im blau schraffierten Gebiet folgen die Strukturkurven dem Dach von Sch. 3, östlich davon dem Dach von Sch. 17.

Zwischen den beiden Horizonten besteht stratigraphisch eine Niveaudifferenz von rund 2000 m.

Kurvenintervall: 500 m.

