

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 113 · Nr. 5

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947-52

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

GEOLOGIE UND PETROGRAPHIE
VON WEST-ANDRÉES LAND UND
OST-FRÆNKELS LAND
(NE-GRÖNLAND)

VON

JOHN HALLER

WITH A SUMMARY IN ENGLISH

MIT 60 FIGUREN IM TEXT UND 7 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI

1953

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Textfiguren	6
Verzeichnis der Tafeln	8
Vorwort	9
Allgemeine Übersicht	11
I. Die Sedimenthülle der Kaledoniden: Grönlandium und Kambro-Ordovicium	13
A. Eleonore Bay Formation	13
a. Die Alpefjord-Serie	14
b. Die Eremitdal-Serie	14
c. Die Quarzit-Serie	14
d. Die Bunte Serie	15
e. Die Kalk-Dolomit-Serie	16
f. Die Tillit-Serie	16
B. Petermann-Serie	16
C. Kambro-Ordovicium	17
II. Der »Zentrale Metamorphe Komplex«	19
Petrographischer Teil	23
I. Metamorphe, durch Stoffzufuhr wenig veränderte Sedimente des Grönlandiums	24
A. Maalebjærg-Serie	25
a. Weisse gebankte Quarzite	25
b. Graugrüne Serizit-Chloritschiefer bis schiefrige Augengneisse	26
B. Marmor-Serie	28
a. Die Schichtfolge der Marmor-Serie	28
b. Die Gesteinstypen der Marmor-Serie	30
1. Paragenese mit Chlorit und Serizit	31
2. Paragenese mit Muskowit und Biotit-Phlogopit	32
3. Paragenese mit Granat, Disthen und Staurolith	37
4. Paragenese mit Hornblende und Diopsid	37
c. Betrachtungen zur Gesteinsmetamorphose	38
C. Metamorphe Eremitdal-Serie	39
a. Die Schichtfolge der metamorphen Eremitdal-Serie	39
1. Die Eremitdal-Serie und ihre Aequivalente in der Petermann-Serie	39

2. Die metamorphe Eremitdal-Serie in Andrées Land und Ost-Frønkels Land	41
b. Die Gesteinstypen der metamorphen Eremitdal-Serie	45
1. Glimmerschiefer und Glimmerquarzite	45
2. Muskowit-, Biotitgneisse und Gneisquarzite	46
3. Granat-Glimmerschiefer	46
4. Granat-Biotitgneisse	48
5. Marmore und Kalksilikatgesteine	48
6. Amphibolite	49
c. Die Eremitdal-Serie im Bereiche verschiedengradig metamorpher Zonen	51
D. Metamorphe Quarzit-Serie Nr. 1—2	54
a. Die lithologischen Verhältnisse der met. Quarzit-Serie Nr. 1—2 ..	55
b. Die Gesteinstypen der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2	56
1. Glimmerquarzite	56
2. Feldspatquarzite	57
3. Gneisquarzite bis quarzreiche Gneisse	57
E. Metamorphe Quarzit-Serie Nr. 3—6	58
a. Die Schichtfolge der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6	58
b. Die Gesteinstypen der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6	60
1. Paragenese mit Chlorit und Serizit	60
2. Paragenese mit Muskowit, Biotit und Feldspat	61
3. Paragenese mit Epidot-Zoisit, Granat und Disthen	61
4. Paragenese mit Hornblende	61
5. Paragenese mit Calcit und Skapolith	61
F. Metamorphe Bunte Serie	62
G. Metamorphe Kalk-Dolomit-Serie	62
II. Granite und Mischgesteine	63
A. Synogorene Granite und Migmatite	63
a. Basaler Monzonitgranit-Komplex von Renbugten	64
1. Monzonitgranit JH. 21	67
2. Granatführende, schlierige Biotitgranite bis-gneisse	68
3. Kontaktfelse und reliktsche Paragesteine	69
4. Amphibolit-Schale im Hangenden des Granites	73
5. Hydrothermale Bildungen	77
b. Porphyrtiger Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis von Kap Madeleine	79
1. Porphyrtiger Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis	81
2. Schollen von Hornblende-Biotitschiefer im Granodiorit-Komplex (Palaeosom)	84
3. Aplit- und Pegmatitgänge im Granodioritkörper (Neosom) ...	85
4. Jüngere rote Granitgeneration	89
5. Kontaktgesteine	91
6. Genetische Betrachtungen	92
c. Kalifeldspat-Augengneis-Komplex	93
1. Leuko- bis mesokrate, porphyrtige Kalifeldspat-Augengneisse	97
2. Meso- bis melanokrate Kalifeldspat-Augengneisse bis Schiefer- gneisse	98

Rosch'sch. →

V	Geologie und Petrographie von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land.	5
		Seite
	3. Granitoide Lagergänge.....	99
	4. Genetische Betrachtungen.....	100
	d. Migmatitgneisse, vorwiegend granitisches Material.....	100
	1. Migmatitkuppen.....	101
	2. Migmatitstirnen.....	107
	3. Migmatitdecken.....	110
	B. Spät- bis Postorogene Granite.....	115
	a. Intrusive Mikroklinggranite.....	116
	1. Granitstock in den zentralen LaCroix Bjerger (spätorogen)....	116
	2. Granitlagergänge als grenzbildende Elemente zwischen den Sedi- menten und den metamorphen Serien im Luciadal und Junc- tiondal.....	117
	3. Schwarmetagen von Granitlagergängen, eingelagert in meta- morphe Sediment-Serien in den Djævalekløften und im Joms- borg Dal.....	122
	4. Granit-Batholith im Grejsdalen (postorogen).....	124
	b. Aplite, Pegmatite und Quarzgänge.....	135
	1. Weisse Oligoklas-Pegmatite und -Aplite.....	135
	2. Rötliche Alkalifeldspat-Pegmatite.....	135
	3. Turmalin-Pegmatite.....	139
	4. Quarzgänge.....	139
III.	Kataklastische Gesteine.....	139
	A. Mylonite.....	140
	B. Breccien.....	140
	Petrochemischer Teil.....	142
	I. Gesteinsanalysen aus Andréas Land.....	142
	A. Analyse JH. 21: Weissner Biotit-Monzonitgranit von Renbugten	143
	B. Analyse JH. 146: Porphyrtiger Granodiorit von Kap Madeleine...	146
	II. Vergleich der Proben JH. 21 und JH. 146 mit andern granitischen Gestei- nen aus NE-Grönland.....	149
	Tektonischer Teil.....	154
	I. Baueinheiten des »Zentralen Metamorphen Komplexes«.....	154
	A. Unterbau (Infrastruktur).....	155
	a. Migmatitgewölbe.....	155
	1. Die Renbugten-Aufwölbung.....	155
	2. Die De Geer-Aufwölbung.....	161
	3. Die Faust-Aufwölbung.....	162
	4. Die Lucia-Aufwölbung.....	163
	b. Ausstülpungen der Infrastruktur.....	164
	B. Oberbau (Suprastruktur).....	166
	a. Westliche Faltenzone.....	166
	b. Östliche Faltenzone.....	167
	Die Ost- oder Grenzantiklinale.....	168
	Die »Westliche Synklinale«.....	168
	Die Faltenablösung in West-Andréas Land.....	169

	Seite
Die Djævlekløften-Synklinale	169
Die Inka- und Graahorn-Antiklinale	170
Die Faustsøen-Synklinale	171
C. Abscherungszone	171
a. Westliche Abscherungszone	172
b. Östliche Abscherungszone	172
II. Axiale Kulminations- und Depressionszonen	174
A. Kulminationszonen	176
a. Nord-Andrées Land-Kulminationszone	176
b. Süd-Andrées Land-Kulminationszone	176
B. Depressionszonen	178
C. Gitterstruktur	178
III. Spät- und postkaledonische Störungslinien	179
A. Störungslinien in Ost-Andrées Land	179
B. Junctiondal-Störung	180
C. Störungen im Innern des »Zentralen Metamorphen Komplexes«	183
IV. Zusammenfassung und Betrachtungen zur kaledonischen Orogenese	184
A. Ostgrönländischer Ablagerungstrog	184
B. Präkaledonische Strukturen	185
C. Phasen der kaledonischen Orogenese	186
a. Frühphase mit E-W streichenden Wölbungszonen	186
b. Hauptfaltungsphase mit N-S Strukturen und Aufstieg der Migma- titfront	187
c. Spätphase mit Granitintrusionen	187
D. Postkaledonische Bewegungen	188
Summary	190
Literaturverzeichnis	195

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

	Seite
Fig. 1. Geologische Übersichtskarte zw. 72° und 74° nördl. Br.	12
- 2. Namenkarte von West-Andrées Land und Ost-Frønkels Land	21
- 3. Schichtfolge der Marmor-Serie am Maalebjerg	29
- 4. Südfuss der LaCroix Berge mit Kap Madeleine (Foto)	33
- 5. Ättestupan von SSW (Flugbild)	35
- 6. Schnitte durch die Schichtfolge der Eremitdal-Serie	40
- 7. Westseite von Susannetop (Flugbild)	43
- 8. Knauer von Pyrophyllit (Foto)	47
- 9. Amphibolit-Körper östl. Kap Lapparent (Flugbild)	51
- 10. Adern von Feldspatmaterial in Glimmerschiefern (Foto)	52
- 11. Verfaltete Gänge von pegmatitischem Material in Glimmerschiefern .	53
- 12. Hinterstes Grejsdalen, rechte Talseite (Flugbild)	53
- 13. Kap Lapparent (Flugbild)	55
- 14. Zeichnung des Aufschlusses an der SE-Flanke der Jomsborg	66
- 15. Blick vom Gipfel des Marcia Bjerg (Zeichnung)	72
- 16. Basaler Granitkörper von Renbugten mit Amphibolit-Zone im Han- genden, Aufschluss an der Südwand der Jomsborg (Foto)	73

Fig. 17. Schollenzone mit Hornblendeaneicherungen in der obersten Schale des basalen Granitgewölbes, Südwand der Jomsborg (Foto).....	74
- 18. Boudinierte Basis der Amphibolit-Schale, Fjordwand südl. Ostkap von Fränkels Land (Foto).....	76
- 19. Hydrothermale Zersetzung im Monzonitgranit von Renbugten (Zeichnung).....	78
- 20. Übersichtsskizze vom Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine....	80
- 21. Porphyrtiger Granodiorit bei Kap Madeleine (Foto).....	87
- 22. Geologische Querprofile durch Jomsborg und Niggli Spids.....	94
- 23. Südwand der Jomsborg mit Keilen und Taschen von Paragesteinen (Flugbild).....	96
- 24. Oberstes Luciadal (Flugbild).....	103
- 25. Maalebberg mit Gerard de Geer Gletscher (Flugbild).....	105
- 26. Djævleborg von NW (Flugbild).....	108
- 27. NW-Wand des Graahorns (Flugbild).....	109
- 28. Phynoldsborg von Norden (Flugbild).....	110
- 29. Migmatitgneis-Ptygmat in den zentralen LaCroix Bjerger (Flugbild).....	111
- 30. Skizze des Ptygmata (LaCroix Bjerger).....	112
- 31. Spätorogener Granit-Lagergang im Luciadal (Zeichnung).....	118
- 32. Phynoldsborg von NW (Flugbild).....	121
- 33. Westeingang der Djævekkløften von WNW (Flugbild).....	122
- 34. Ruschelzone in spät- bis postorogenem Granit (Foto).....	123
- 35. Mittlerer Teil des Grejsdalen-Batholithen (Flugbild).....	125
- 36. Kartenskizze des Granit-Batholithen im Grejsdalen.....	126
- 37. Quarzitschollen im Grejsdalen-Granit (Foto).....	127
- 38. Kontakt von Granit mit Quarzit, Grejsdalen (Foto).....	128
- 39. Konzentrationsdreieck der hellen Gemengteile für die Proben JH. 264, 267, 269, 271 (Grejsdalen-Granit).....	132
- 40. Ostende des Grejsdalen-Batholithen mit postintrusiver Verstellung (Flugbild).....	134
- 41. Pegmatitgänge am Kap Lapparent (Foto).....	136
- 42. Kontaktzone eines Pegmatites in Bändergneis, Renbugten (Foto)...	137
- 43. Kontaktzone mit Fliesstrukturen zwischen Pegmatit und Stromatiten, Renbugten (Foto).....	138
- 44. Quarzit-Breccie, Gauligletscher (Foto).....	141
- 45. Variations-Diagramm der Niggli-Werte.....	150
- 46. Q L M-Dreieck.....	151
- 47. Feldspat-Dreieck.....	151
- 48. Tektonische Skizze zw. 73° und 74° nördl. Breite.....	156
- 49. Isohypsenkarte der Renbugten- und De Geer-Aufwölbung.....	158
- 50. Eingang des Isfjordes (Flugbild).....	159
- 51. Westwand des Maalebjergs (Flugbild).....	160
- 52. NW-Wand des Hjørnet (Flugbild).....	161
- 53. Detailbild von der Gipfelpartie des Hjørnet (Flugbild).....	162
- 54. Oberes Eremitdal mit Faustsøen (Flugbild).....	163
- 55. NW-Wand der Djævleborg (Flugbild).....	171
- 56. Axiale Kulminations- und Depressionszonen in Andrées Land und Fränkels Land.....	175
- 57. Granitareal im nordwestlichen Louise Boyds Land (Flugbild).....	177
- 58. Mittleres und oberes Junctiondal (Flugbild).....	181
- 59. Knivbjerg und Westeingang der Djævekkløften (Flugbild).....	182
- 60. Flexurartige Schleppung der Gneisserien nördl. Grifhovedet.....	184

VERZEICHNIS DER TAFELN

- Tf. I. Geologische Karte von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land. Massstab 1 : 250,000.
- II. Geologische Profile durch Andrées Land und Ost-Fränkels Land. Masstab 1 : 250,000.
 - III. Strukturkarte von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land. Masstab 1 : 250,000.
 - IV. Struktur-Stereogramm von Andrées Land.
 - V. Schematisches Stereogramm über den Aufbau der Kaledoniden.
 - VI. Die geologischen Verhältnisse im Gebiete von Renbugten, Zeichnung nach Luftaufnahmen.
 - VII. Stratigraphische Korrelationstabelle.
-

VORWORT

Die vorliegende Arbeit ist entstanden auf Anregung von Herrn Dr. LAUGE KOCH, dem Leiter der »Dansk Østgrønland-Ekspedition«. Für die Überlassung dieser interessanten Aufgabe, sowie für sein stetes Interesse und seine grosszügige Unterstützung sei ihm an dieser Stelle herzlich gedankt.

Die Feldarbeiten in NE-Grönland erstreckten sich über die Zeit vom Juli 1949 bis September 1950, sowie vom Juli bis September 1951.

Im Sommer 1949 begleitete ich meinen Studienkollegen SILVIO EHA bei seiner Feldarbeit auf Ymers Ø und Gunnar Anderssons Land und konnte so eine Übersicht über die prädevonischen, unmetamorphen Sedimentserien der Fjordzone gewinnen. — Durch die anregenden Diskussionen mit ERDHART FRÄNKEL, der während der Überwinterungsperiode 1948—49 das Sedimentgebiet von Ost-Andrées Land untersuchte, erhielt ich manche wertvolle Hinweise für meine Arbeit im Kristallin-gebiet von West-Andrées Land.

Bei der Ausarbeitung des reichhaltigen Materials und der Abfassung des Manuskriptes im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel konnte ich stets auf das grosse Interesse und die wertvollen Ratschläge von Herrn Prof. Dr. E. WENK zählen. — Grossen Gewinn für die Entwicklung meiner Arbeit brachte mir ferner unsere gemeinsame Kartierungsarbeit im Gebiet von Fränkels Land während des Sommers 1951. Die Geologie von West-Fränkels Land, insbesondere die Verhältnisse der Petermann-Serie, haben wir in einer gemeinsamen Publikation behandelt; das Gebiet von Ost-Fränkels Land ist im Rahmen der vorliegenden Arbeit beschrieben. Dabei verdanke ich Prof. E. WENK die Überlassung seiner geologischen Aufnahmen des Gebietes Engdalen-Kløftdalen. Die Region des Niggli Spids haben wir gemeinsam kartiert, während das Gebiet von Haredalen vom Verfasser aufgenommen wurde. — Die gemeinsame Bearbeitung von Fränkels Land bot mir vielfach Gelegenheit zu anregenden Diskussionen über die geologisch-petrographischen Probleme des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, besonders der hier so klar zu Tage tretenden Migmatite.

Herrn Prof. Dr. M. REINHARD verdanke ich manche wertvolle Ratschläge und Hinweise, sowie die sorgfältige Durchsicht des Manuskriptes. Beim Bestimmen seltener Mineralien durfte ich auch stets auf die Anleitung von Herrn Dr. O. GRÜTTER rechnen.

Im Mineralogisch-petrographischen Institut hat cand. phil. HANS SCHWANDER zwei meiner Gesteinsproben chemisch analysiert und Präparator EDGAR GLAUSER mit grossem Geschick 215 Dünnschliffe für mich angefertigt.

Während den Sommer-Expeditionen 1949, 1950 und 1951 wurden von den Luftfotographen MAX BRENNISEN (†) und ERNST HOFER von der Eidgenössischen Landestopographie (Bern) eine grosse Anzahl prächtiger Flugbilder aufgenommen, die mir die Kartierungsarbeiten sehr erleichterten und zur Illustration der vorliegenden Arbeit wesentlich beitrugen. All den Genannten danke ich herzlich für ihre Bemühungen zum Gelingen meiner Aufgabe.

Grossen Dank schulde ich auch den vielen bereitwilligen Helfern, die mich als Assistenten, Motorboot- und Hundeschlittenführer bei meiner Feldarbeit begleiteten: Dr. med. HANS-PETER BUESS, stud. geol. MAX SOMMER, Ausrüstungschef AAGE DE LEMOS, Stationsleiter AXEL JENSEN, Motorbootführer POVEL POVELSEN und die Grönländer ELIAS ARKI und KRISTIAN KUNAK.

Basel, im Mai 1952.

JOHN HALLER.

ALLGEMEINE ÜBERSICHT

Längs der mittleren Ostküste Grönlands erhebt sich zwischen dem 70. und 75. nördlichen Breitengrad ein hohes, Nord—Süd verlaufendes Randgebirge. Von Westen her drängt sich die Eisdecke des gewaltigen, über 3000 m hohen grönländischen Inlandeisschildes in diese Gebirgskette und wird im Nunatakgebiet in grosse Gletscherzüge aufgegliedert. Als mächtig stossende Ströme fliessen die Eismassen dann ab in die weitverzweigten Fjordgebiete des Scoresby Sundes und des Kejser Franz Josefs Fjordes.

Diese beiden tief eingeschnittenen Fjordsysteme gestatten einen ausgezeichneten Einblick in den geologischen Bau des rund 2500 m hohen Gebirges, dessen zentraler Teil aus einer 60 km breiten und 500 km langen Aufwölbungszone von kristallinen Gesteinen, dem sog. »Zentralen Metamorphen Komplex«, besteht.

Im Westen und Osten wird das Kristallin von einer mächtigen Folge farbenreicher Sedimentgesteine umhüllt. LAUGE KOCH erkannte 1926, dass es sich hier um ein kaledonisch aufgefaltetes Gebirge handle. Den sedimentären Oberbau dieses kaledonischen Faltensegmentes konnte er eindeutig als jungpräkambrische und altpaläozoische Ablagerungen datieren, die vom Devon diskordant überdeckt werden. Ferner wies KOCH (1929) daraufhin, dass die kaledonisch verfalteten Sedimente kontinuierliche Übergänge ins Kristallin zeigen.

Von LAUGE KOCH und seinen Mitarbeitern (BACKLUND, WEGMANN u. a.) wird der Kristallin-Komplex als metamorpher Unterbau des kaledonischen Faltengebirges betrachtet. Durch Migmatitisierung und Granitisierung wurde hier im Verlaufe der kaledonischen Orogenese das Gebirgszentrum umgewandelt. Dabei sind die alten Stukturen weitgehend verwischt und umgeprägt worden. — Im Gegensatz dazu wurde von PARKINSON, WORDIE WHITTARD und ODELL der »Central Matamorphic Complex« als Produkt einer älteren, vorkaledonischen Metamorphose beschrieben.

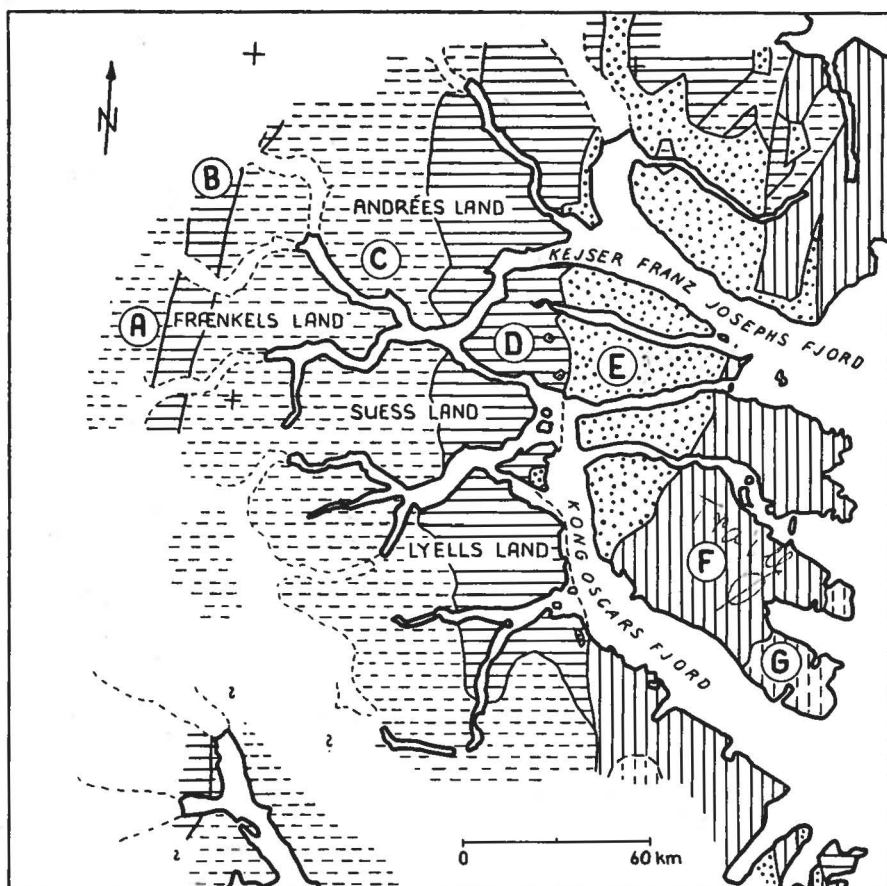


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte der Gebiete zwischen dem 72. und 74. nördlichen Breitengrad in Nordost-Grönland.

- A = »Westlicher Metamorpher Komplex«, kaledonisches Kristallin westlich der Petermann-Synklinale, vgl. WENK u. HALLER (1953).
 B = Kaledonisch gefaltete Sedimente im Nunatakgebiet (= Nunatakzone, Petermann-Serie).
 C = »Zentraler Metamorpher Komplex«, kaledonisches Kristallin.
 D = Kaledonisch gefaltete Sedimente im Fjordgebiet (= Fjordzone, Eleonore Bay Formation + Kambro-Ordovicium).
 E = Devon.
 F = Postdevonische Sedimente und tertiäre Deckenbasalte.
 G = Tertiäre saure bis intermediäre Intrusiva.

I. Die Sedimenthülle der Kaledoniden: Grönlandium und Kambro-Ordoviciium.

Die Sedimentserie östlich des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, die Fjordzone, ist durch die tiefen Einschnitte des Kejser Franz Josephs Fjord Systemes gut aufgeschlossen und von zahlreichen Autoren bearbeitet. Die Sedimentdecke westlich des zentralen Kristallin-Komplexes, die Nunatakzone, liegt im schwer zugänglichen Randgebiet des Inlandeises und ist daher weniger vollständig erforscht (Fig. 1).

Nach den neuesten Untersuchungen von EHA (1953) FRÄNKEL (1953) und KATZ (1952) in den Sedimenten der Fjordzone, sowie den Arbeiten von HUBER (1950) und WENK u. HALLER (1953) in der Nunatakzone ergibt sich folgendes Bild der kaledonisch gefalteten praekambrischen und altpaläozoischen Sedimentserie: Es liegt eine über 14.000 m mächtige, konkordante Folge von Trogablagernungen vor, die Oberalgonkium, Kambrium und Ordoviciium umfassen. Während das Praekambrium mit Ausnahme einiger Cryptozoenstrukturen steril ist, sind Kambrium und Ordoviciium durch Fossilfunde gut belegt.

A. Eleonore Bay Formation.

Weitaus der grösste Teil dieser Ablagerungsfolge fällt dem Praekambrium zu. Es handelt sich dabei hauptsächlich um klastisches Füllmaterial, das von einem kristallinen Nährgebiet her in die grosse trogartige Senke am Ostrand des grönlandischen Schildes eingelagert wurde. Nach LAUGE KOCH werden die spätalgonkischen Sedimentserien Grönlandium genannt.

Der alte archaische Sockel, auf dem die ganze Serie abgelagert worden ist, konnte bis jetzt in NE-Grönland nicht gefunden werden, da Archäikum und tieferes Grönlandium während der kaledonischen Orogenese vollständig umgeprägt worden sind. Weder im unmetamorphen noch im metamorphen Grönlandium konnten bis jetzt Transgressionsbildungen beobachtet werden. Es besteht somit einzig die Möglichkeit, das archaische Gesteinsmaterial in kaledonisch reaktiver Form und eingefaltet in den kaledonischen Kristallin-Komplex vorzufinden.

Nach den Untersuchungen von FRÄNKEL (1951) ist die Eleonore Bay Formation über 12.000 m mächtig. Die unteren 9000 m bestehen vorwiegend aus Quarziten mit sandig-tonigen Schiefern als Zwischenlagen, meist von monotoner dunkler Farbe. Kreuzschichtung, Rippelmarks und Trockenrisse lassen noch deutlich die Sedimentationsbedingungen erkennen. Die obersten 3000 m der Eleonore Bay Formation werden hingegen hauptsächlich von Kalken und Dolomiten aufgebaut. Besonders in der

Übergangszone von der sandig-tonigen zur karbonatischen Sedimentation tritt Wechsellagerung von farbigen Quarziten, Tonschiefern und Dolomiten auf, was dieser bunten Serie einen markanten Ausdruck verleiht (Tf. I).

a. Die Alpefjord-Serie.

Die tiefsten Glieder der unmetamorphen Eleonore Bay Formation sind im Alpefjord aufgeschlossen und wurden von FRÄNKEL Alpefjord-Serie benannt. Dieser 5500 m mächtige Schichtverband zeigt zur Hauptsache Lagen von pelitisch-psammitischen Schiefern. Die oberste Schichtgruppe der Alpefjord-Serie umfasst sodann einen komplexen Verband von Karbonatgesteinen, Peliten und Psammiten, der durch seine ockerfarbigen Kalkbänder gekennzeichnet ist und sowohl in der Sedimentzone als auch im metamorphen Komplex einen ausgezeichneten Leithorizont bildet. Wie die vorliegende Arbeit zeigen wird, ist ein grosser Teil des »Zentralen Metamorphen Komplexes« von verschiedengradig umgewandelten Verbänden der Alpefjord-Serie aufgebaut.

b. Die Eremitdal-Serie.

Über dem komplexen Kalk-Pelit-Psammit Horizont der obersten Alpefjord-Serie folgt die über 1400 m mächtige, dunkle, schiefrig-quarzitische Eremitdal-Serie. Dieser Schichtverband ist im inneren Eremitdal besonders schön aufgeschlossen. Ferner treten die monoton braun-grünen Quarzitschiefer wieder im Grejsdalen auf und werden dort von einem Granit-Batholithen durchstossen. Im hintersten Grejsdalen zeigt diese Sedimentserie einen kontinuierlichen Übergang ins Kristallin und baut in ihrer metamorphen Form grosse Teile von West-Andréas Land auf.

c. Die Quarzit-Serie.

In der Eleonores Bugt, der Typlokalität der Eleonore Bay Formation, ist als tiefste Schichtserie eine 800 m mächtige Folge vorwiegend grauer, gebankter Quarzite aufgeschlossen. Jene Autoren, welche die Eleonore Bay Formation im Detail bearbeiteten, nummerierten die verschiedenen Schichten von unten nach oben; sie belegten diesen tiefsten Horizont in der Eleonores Bugt mit Nr. 1. Die darüber liegende Nr. 2 besteht aus einer 200 m mächtigen, markanten weiss-rötlichen Quarzitbank mit deutlicher Kreuzschichtung. In konkordanter Lagerung folgt ein 500 m mächtiger Verband von schwarz-grünen Tonschiefern mit einigen weissen Quarzitbänken, der mit Nr. 3 bezeichnet ist. FRÄNKEL fasst diese drei Glieder von insgesamt 1500 m Mächtigkeit zur unteren Quarzit-Serie zusammen.

Die folgenden Schichten Nr. 4—6 von total 620 m Mächtigkeit gehören zur oberen Quarzit-Serie. An der Basis von Nr. 4 liegen zwei mächtige weisse Quarzitbänke. Darüber folgen wechselnd weisse Quarzite und schwarzgrüne Quarzitschiefer, die gegen oben in die dunkelroten und grünscharzen Tonschiefer der Schicht Nr. 5 übergehen. Den Abschluss der oberen Quarzit-Serie bilden die roten Quarzite von Schicht Nr. 6, die durch ihre weisse Basisbank gekennzeichnet sind.

Das in den Sedimentationstrog eingeschwemmte Material ist teilweise äolischer Herkunft. Besonders die sehr feinen, gerundeten Sandkörner deuten auf Windverfrachtung hin. Rippelmarks, Trockenrisse und Kreuzschichtung lassen auf Sedimentation in einem Flachmeer schliessen. Jedoch sind aus der gesamten Eleonore Bay Formation bis jetzt keine ausgesprochen terrestrischen Ablagerungen bekannt. Die meisten Sedimente wurden subaquatisch gebildet. Die Kornkomponenten der Sandsteine bestehen vorwiegend aus Quarz, doch treten auch Feldspat, Glimmer und seltener Granat sowie opake Mineralien auf. Der Zement besteht meist aus Quarz oder toniger Substanz, seltener aus Karbonat.

Die Sedimente der Quarzit-Serie sind hier etwas ausführlicher besprochen, weil sie im westlichen Andréas Land in metamorpher Form sehr verbreitet sind. Besonders die untersten Glieder dieser Serie sind wichtige Bauelemente des »Zentralen Metamophen Komplexes«.

Zur Darstellung der Quarzit-Serie im Sedimentgebiet von Andréas Land und Ymers Ø auf der geologischen Karte 1:250.000 (Tf. I) sei folgendes bemerkt:

Im Kristallgebiet hat es sich als vorteilhaft erwiesen, innerhalb der metamorphen Quarzit-Serie eine Zweiteilung in Schichtgruppen Nr. 1 + 2, sowie in Schichtgruppen Nr. 3—6 durchzuführen. Aus diesem Grund wurde auch bei der Darstellung des Sedimentgebietes, die vollständig von den von EHA (1953) und FRÄNKEL (1953) publizierten Karten übernommen worden ist, die gleiche Gliederung benützt. Dies bedingt die kleine Abweichung gegenüber den Karten von EHA und FRÄNKEL, die beide in eine Untere Quarzit-Serie (Schichtgruppen Nr. 1—3) und in eine Obere Quarzit-Serie (Schichtgruppen Nr. 4—6) unterteilen. — E. Fränkel, der in freundlicher Weise seine Feldkarten zur Verfügung stellte und mir auch beim Einzeichnen der Schichtgrenze Nr. 2/Nr. 3 behilflich war, möchte ich an dieser Stelle speziell danken.

d. Die Bunte Serie.

Die Quarzit-Serie wird überlagert von einer 1000 m mächtigen Wechselfolge von roten Tonschiefern und gelben Dolomiten mit einigen quarzitischen Zwischenlagen. Der grösste Teil dieser Bunten Serie ist

subaquatisch. Kreuzschichtung und Rippelmarks sind seltener. Als erste nachweisbare Lebewesen treten in diesen Schichten Cryptozoenstrukturen auf. Gegen oben wird die Serie reicher an Karbonatgesteinen und feinschichtigen Ablagerungen.

e. Die Kalk-Dolomit-Serie.

Über der Bunten Serie folgt eine gegen 1200 m mächtige Serie von grauen Dolomiten und Kalken, die von einigen markanten weissen Schichtgliedern durchzogen sind. Einige Horizonte zeigen unregelmässige Dolomitisierung, manchmal auch Verkieselung. Eine Folge bunter Schiefer leitet sodann über zur hangenden Tillit-Serie.

f. Die Tillit-Serie.

Die Tillit-Serie enthält als charakteristische Horizonte Lagen von verfestigtem Moränenmaterial mit gekritzten Geschieben, sowie warwige Tonschiefer, Bändertone und fluvioglaziale Ablagerungen. Die Geschiebekomponenten stammen zum Teil aus der oberen Eleonore Bay Formation oder ähnlichen kalkig-dolomitischen Sedimentverbänden. Besonders in den oberen Tillithorizonten treten aber auch Kristallinkomponenten auf. Ob die Tillit-Serie wirklich glazialen Ursprungs ist, scheint zweifelhaft; immerhin lassen sich Geschiebe aus verschiedenen Schüttungsrichtungen erkennen (FRÄNKL, mündl. Mitt.).

Die Tillit-Serie wird in zwei Glieder unterteilt: In die eigentlichen »Tillite«, deren Mächtigkeit im Andrées Land zwischen 300—400 m schwankt und in die überlagernde oberste Eleonore Bay Formation, welcher die Canyon-Serie mit einer konstanten Mächtigkeit von 250 m, sowie die Spiral Creek-Serie und die Sandstein-Serie angehören. Im allgemeinen wechseln die facielle Ausbildung und Mächtigkeit dieser subkambrischen Tillit-Serie sehr stark. Im Bereiche der gesamten Fjordzone schwankt die Mächtigkeit zwischen 200—800 m.

B. Petermann-Serie.

Westlich des »Zentralen Metamorphen Komplexes« liegen im Gebiet der Petermann-Kette die Sedimente der Nunatakzone, die sog. Petermann-Serie. Bereits WORDIE u. WHITTARD (1930) vermuteten, in dieser vorwiegend aus Quarziten aufgebauten Sedimentserie ein Äquivalent der unteren Eleonore Bay Formation gefunden zu haben. Nach HUBER (1950) besitzt die Petermann-Serie oberalgonkisches Alter und dürfte im gleichen Sedimentationstrog entstanden sein wie die Eleonore Bay

Formation. Ihrer Ausbildung nach könnte die Petermann-Serie eine Randfacies dieses Ablagerungsraumes darstellen.

Nach ODELL (1939) ist die Petermann-Serie durch eine Überschiebungsfläche vom kristallinen Komplex getrennt. Im Gegensatz dazu konnte HUBER (1950) nachweisen, dass die Petermann-Serie kontinuierlich ins Kristallin übergeht. Somit sind auch metamorphe Sedimente der Petermann-Serie am Aufbau des »Zentralen Metamorphen Komplexes« beteiligt. Diese Erkenntnis war für den Verfasser von wegleitender Bedeutung, weil dadurch die Möglichkeit geboten war, innerhalb des zentralen Kristallgebietes die metamorphen Glieder der beiden Sedimentzonen zu verfolgen und auf diese Weise die Petermann-Serie stratigraphisch in die Eleonore Bay Formation einzuordnen.

Aufbauend auf den Feldarbeiten des Verfassers im Kristallgebiet von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land, war es denn auch möglich, diese Korrelation sowohl nach tektonischen als auch nach lithologischen Gesichtspunkten durchzuführen. Nach WENK und HALLER (1953) ergibt sich im Gebiete von West-Fränkels Land folgendes Bild über die Unterteilung der Petermann-Serie und ihrer Korrelation mit den Schichtgruppen der Eleonore Bay Formation:

Die »Synclinal-Series« liess sich als Äquivalent der Quarzit-Serie Nr. 3—6 und die »Summit-Series« eindeutig als Quarzit-Serie Nr. 1—2 erkennen; anderseits zeigen die nächst tieferen Serien, die "Shoulder-", "Layered Quartzite-Slate-Dolomite-", "Phyllite-" und "Mystery Quartzite-Series" inbezug auf ihre gewaltige Mächtigkeit (rund 4000 m), aber auch inbezug auf ihre facielle Ausbildung, wesentliche Abweichungen gegenüber der Eremitdal-Serie in der Fjordzone. Hingegen scheint in der Nunatakzone der komplexe Kalk-Pelit-Psammit Verband der obersten Alpefjord-Serie auch in sehr ähnlicher Ausbildung vorhanden zu sein.

C. Kambro-Ordoviciun.

Der paläozoische Anteil der kaledonisch gefalteten Sedimentserie besteht aus einer über 2000 m mächtigen Folge von Kalken und Dolomiten. Durch Fossilien sind Unterkambrium, Oberkambrium und unteres Ordoviciun sicher belegt. Die Kalke und Dolomite zeigen meist intensive Verkieselung. Für die Verteilung dieser Sedimente im Gebiete der Fjordzone sei auf die Arbeiten von EHA (1953), FRÄNKEL (1953) und KATZ (1952) verwiesen.

Auf Grund vereinzelter Funde von Gletschergeschieben wird vermutet, dass auch in der Nunatakzone altpaläozoische Sedimente anstehen, doch liegen dafür noch keine feldgeologischen Beweise vor.

Im Silur wurde durch die kaledonische Orogenese der mächtige ostgrönländische Sedimentationstrog erfasst und dem Ostrand des

alten grönländischen Schildes als Gebirgskette angegliedert. Vom unteren Ordoviciun (Narhval Sund Formation) bis zum Mitteldevon fehlen jegliche Spuren von Sedimentation, so dass für diese Zeitepoche eine grosse Denutationsperiode angenommen wird. Die orogenen Sedimente und ein Teil der Abtragungsprodukte des kaledonischen Gebirges liegen vermutlich ausserhalb des heute aufgeschlossenen Segmentes, vgl. WEGMANN (1939). Die postkaledonischen Ablagerungen beginnen erst mit dem Oberdevon. Ein mächtiges Basalkonglomerat füllt die tief in die kaledonischen Falten eingeschnittenen, prädevonischen Talfurchen. Nach BÜTLER (1948) besitzt das Devon am Ostrand des kaledonischen Gebirges eine stratigraphische Auflagerungsamplitude von rund 3500 m.

Zusammenfassend ist die Schichtfolge der über 14.000 m mächtigen, kaledonisch gefalteten Sedimentationsserie des ostgrönländischen Troges in einer Tabelle dargestellt. Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, dass die alte Auflagerungsfläche dieser Troglagerungen, der archaische Sockel, in Ostgrönland bis jetzt nirgends gefunden wurde. Nach FRÄNKEL (1951) zeigen auch die tiefsten Glieder der Alpefjord-Serie nicht die geringsten Spuren von Transgressionsbildungen. Es besteht daher Grund zur Annahme, dass sich unter die tiefsten Schichten der Alpefjord-Serie noch ein weiterer, mächtiger Verband klastischer Sedimente einordnet. Der Verfasser bezeichnet in der unten folgenden Tabellen diese hypothetische Serie von noch unbekannter Mächtigkeit als »Basis-Serie« der Eleonore Bay Formation. Die Totalmächtigkeit der kaledonisch aufgefalteten Sedimentfolge wird daher die sich jetzt ergebende Summe von rund 14.000 m noch wesentlich übersteigen.

Kambro- Ordoviciun	Kalke und Dolomite	2000 m	
Grönlandium = Oberes Algonkium	Tillit-Serie (+ oberste EBF)	550—650 m	Eleonore Bay Formation
	Kalk-Dolomit-Serie	1200 m	
	Bunte Serie	1000 m	
	Obere Quarzit-Serie	620 m	
	Untere Quarzit-Serie	1500 m	
	Eremitdal-Serie	1200 m	
	Alpefjord-Serie	5500 m	
	Basis-Serie (unbekannt)	? m	
Totale Mächtigkeit der kaledonisch ge- falteten Sedimente		> 14.000 m	

II. Der »Zentrale Metamorphe Komplex«.

Der Begriff "Central Metamorphic Complex" stammt von WORDIE u. WHITTARD (1930).¹⁾

Anfänglich wurde das Kristallin der inneren Fjordgebiete zwischen Kejser Franz Josephs Fjord und Scoresby Sund allgemein als Archäikum bezeichnet (LENZ, NATHORST, WORDIE). Durch seine grundlegenden Pionierarbeiten in Nordostgrönland 1926—27 kam LAUGE KOCH zur Vermutung, dass gewisse Granit- und Gneissareale (Liverpool Land, Clavering Ø) als Produkte der kaledonischen Orogenese zu betrachten seien. 1929 wurden von BACKLUND die Kontaktverhältnisse im inneren Kejser Franz Josephs Fjord untersucht; dabei konnte festgestellt werden, dass grosse Teile des »Zentralen Metamorphen Komplexes« aus metamorpher Eleonore Bay Formation aufgebaut sind. Diese Erkenntnis ist in den Arbeiten von BACKLUND (1930, 1932) und WEGMANN (1935a) niedergelegt. — Die Beziehung zwischen den Sedimenten des Grönlandiums und dem Kristallin-Komplex bildete in der Folge jedoch eine grundlegende Streitfrage, da die Mitglieder der englischen Expeditionen (WORDIE, WHITTARD, PARKINSON und WISEMAN) aber auch TEICHERT (1933) und ODELL (1939, 1944) am archaischen Alter des Kristallin-Komplexes weiterhin festhielten. Nach den obigen Autoren besteht der »Central Metamorphic Complex« keinesfalls aus umgewandeltem Grönlandium, sondern die Sedimente des Grönlandiums sind im Verlaufe der kaledonischen Faltung von ihrer archaischen Kristallinbasis abgeschert und von oberflächlichen Tangentialbewegungen erfasst worden. Diese Ansicht beruht jedoch auf einer falschen Deutung der Kontaktverhältnisse im Westen und Osten des »Zentralen Metamorphen Komplexes« im Gebiete des Kejser Franz Josephs Fjordes.

Die Diskussion um die Altersfrage des »Zentralen Metamorphen Komplexes« dürfte daher nun endgültig entschieden sein zu Gunsten einer tiefgreifenden Metamorphose der Sedimente des Grönlandiums während der kaledonischen Orogenese, wie sie von KOCH, BACKLUND und WEGMANN vertreten und durch die Arbeit von HUBER (1950) erneut bestätigt wurde.

Die Struktur und tektonische Gliederung des »Zentralen Metamorphen Komplexes« ist durch WEGMANN (1935a) erstmals eingehender bearbeitet, formuliert und in einem übersichtlichen Blockstereogramm veranschaulicht worden. Er denkt sich den vorwiegend aus Migmatiten aufgebauten Kristallin-Komplex als fließbaren Unterbau, der sich im Ver-

¹⁾ Von LAUGE KOCH und seinen Mitarbeitern (BACKLUND, WEGMANN u.a.) wurde das gleiche Kristallgebiet auch als Vela-Massiv bezeichnet, vgl. WEGMANN (1935). Doch wird im Einverständnis mit Herrn Dr. Lauge Koch diese letztere Bezeichnung sistiert.

laufe der kaledonischen Orogenese weitgehend selbständig bewegt hat. In tektonisch stark beanspruchten Zonen löste sich dieser Unterbau zum Teil von der nicht metamorphosierten Sedimentdecke. Dadurch sind Faltungsstockwerke und Zonen verschiedenartiger Durchbewegung entstanden.

Im Bereiche der Migmatitfront kam es unter Stoffzufuhr zu einer durchgreifenden Umwandlung grosser Gesteinskomplexe. Nach der Hauptphase der Orogenese sind über dem hochkristallinen Stockwerk nahe der Kontaktgrenze zum Sedimentmantel die weissen »Marginal Granites« (WEGMANN) intrudiert. Zum Teil treten sie auf als mächtige Massen, zum Teil bilden sie aber auch nur ein Netz von grösseren und kleineren Gängen.

WEGMANN unterscheidet im Kristallin-Komplex, hauptsächlich auf Grund der Tektonik, folgende Baugruppen: Als tiefstes Glied die hochkristalline, migmatitische Sylva-Maria-Gruppe mit einem Streichen

Namenverzeichnis (Fig. 2).

Fjorde:	Kejser Franz Josephs Fjord	3 = Hjornet
	K.L. = Kap Lapparent	4 = Eiger Fjeld
	Isfjord	5 = Graahorn
	O.K. = Ostkap von Fränkels Land	6 = Inkabjerg
	Rb. = Renbugten	7 = Monte Bello
	K.M. = Kap Madeleine	8 = Jættehorn
	K.H. = Kap Hendil	9 = Djævbjerg
Seen:	I = Madum Sø	10 = Stenmanden
	II = Faustsoen	11 = Hvidhoved
	III = Maud Sø	12 = Renbjerg
	IV = Margaretasø	13 = Maalebjerg
Täler:	A = Eremitdal	14 = Aletschhorn
	B = Gemmedal	15 = Sorthorn
	C = Gneisdal	16 = Susannetop
	D = Grejsdalen	17 = Djævehjornet
	E = Kalvedal	18 = Phynoldsborg
	F = Djævekloften	19 = Istoppene
	G = Jomsborg Dal	20 = Blomsterbjerg
	H = Rendalen	21 = Moro Bjerg
	I = Gauli Dal	22 = Knivbjerg
	K = Junctiondal	23 = LaCroix Bjerge
	L = Luciadal	24 = Taagetoppene
	M = Benjamins Dal	25 = Lille Cervin
	N = Haredalen	26 = Marcia Bjerg
	O = Lysippsdal	27 = Sfinksen
	P = Engdalen	28 = Margaretatop
	Q = Kloftdalen	29 = Jomsborg
	R = Niggis Dal	30 = Grifhovedet
	S = Sonklardal	31 = Niggis Spids
Berge:	1 = Spejderhatten	32 = Granatbjerg
	2 = Lemminghoved	33 = Ättestupan
		34 = Payers Tinde
		35 = Pladebjerg



Fig. 2. Namenkarte.

in Hauptrichtung WSW—ENE. Das Dach bildet die schwächer metamorphe Isfjordzone mit einem Hauptstreichen N—S. Letztere bildet das Zwischenglied zu den nicht metamorphen Serien der Eleonore Bay Formation. Wie HUBER zeigt, nimmt die von WEGMANN ausgeschiedene Hagar-Gruppe im Westen des »Zentralen Metamorphen Komplexes« die gleiche Stellung ein und leitet somit über zu den unmetamorphen Serien der Petermann-Serie. Als weiteres Glied hat WEGMANN die hellen Gneisse der Emilia-fold als selbständige Gruppe abgetrennt und sie als von der Isfjordzone eingeschlossen beschrieben.

In der vorliegenden Arbeit über das Kristallingebiet von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land wird versucht, neben den tektonischen besonders auch den stratigraphischen Verhältnissen in den metamorphen Baugliedern vermehrte Aufmerksamkeit zu schenken. Es war bereits während der Feldarbeit möglich, vor allem die Gesteine der WEGMANN'schen Isfjordzone stratigraphisch zu gliedern und ferner auch seine

Emilia-fold genauer zu deuten. Doch hat es sich als notwendig erwiesen, sowohl im tektonischen Teil als auch im stratigraphisch-petrographischen Teil der Arbeit eine Reihe neuer Begriffe zu verwenden.

Als Einführung zum petrographischen Teil sei im folgenden die im tektonischen Teil eingehend beschriebene tektonische Gliederung mit den dazugehörigen Namen und Begriffen kurz umrissen (vgl. Tektonische Skizze Fig. 48, sowie Fig. 56):

Das Kristallingsgebiet von West-Andréas Land und Ost-Frænkels Land wird im wesentlichen aufgebaut durch NNW—SSE streichende Faltenzüge verschiedenartiger Gestalt und Prägung. Im Gebiete Niggli Spids—Renbugten—oberstes Luciadal bilden die Antiklinalachsen eine ausgesprochene Kulminationsstruktur: die Süd-Andréas Land-Kulmination. Ein zweites Gebiet mit ausgeprägtem Achsenhoch liegt im Louise Boyds Land und nördlichen Andréas Land und wird als Nord-Andréas Land-Kulmination bezeichnet. Die zwischen diesen beiden NE—SW streichenden Kulminationsrücken liegende axiale Depressionszone wird LaCroix-Depression genannt.

Innerhalb der Kulminationsstrukturen zeichnen sich einzelne domartige Aufwölbungen ab, deren Zentren durchwegs von kuppenförmigen Migmatit-Gewölben eingenommen werden. In Süd-Andréas Land unterscheiden wir die Renbugten-Aufwölbung (Niggli Spids—Renbugten—Kap Lapparent) und die Lucia-Aufwölbung (oberstes Luciadal), in Nord-Andréas Land die De Geer-Aufwölbung (NE-Teil von Louise Boyds Land—Madum So—unteres Gemmedal) sowie die Faust-Aufwölbung (hinteres Eremitdal).

Längs der Linie Madum So—Rendal—Junctiondal wird sodann der gesamte Gebirgsbau von einer postorogenen Störungsfläche (Gleitfläche, Mylonitzone) durchzogen: der Junctiondal-Störung. Sie steht im Zusammenhang mit einer Hebung der zentralen Kristallinmassen (im Westen) gegenüber dem metamorphen Sedimentmantel (im Osten). Eine kleinere Verwerfungslinie, die Blomsterbjerg-Störung verläuft vom oberen Junctiondal durch das mittlere Luciadal ins Grejsdalen und verschwindet im dort auftretenden jüngeren Granit-Batholithen.

Als Anhang zum Kapitel »Allgemeine Übersicht« ist auf Seite 21 eine Übersichtskarte (Fig. 2) des Arbeitsgebietes mit dem dazu gehörigen Namenverzeichnis wiedergegeben. — Im Text angeführte topographische Bezugspunkte, z. B. Pkt. 1918 etc. beziehen sich auf die Kartenblätter 1 : 250.000 des Geodætisk Institut, København:

73 Ø 3 (Petermanns Bjerg) 1941.

73 Ø 2 (Ymers Ø) 1939.

PETROGRAPHISCHER TEIL

In groben Zügen lassen sich die am Aufbau des »Zentralen Metamorphen Komplexes« beteiligten Gesteine in zwei stofflich und genetisch verschiedene Gruppen einteilen:

- 1) Metamorphe, durch Stoffzufuhr wenig veränderte Sedimente des Grönlandiums.
- 2) Mischgesteine und Granite.

Der »Zentrale Metamorphe Komplex« besteht zum grössten Teil aus umgewandelten Sedimenten der unteren Eleonore Bay Formation. In dem von uns betrachteten nördlichen Teil des »Komplexes« liegen die kristallinen Serien hauptsächlich in metamorpher Form vor. Vielerorts lassen sich sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung kontinuierliche Übergänge zu unmetamorphen Sedimenten beobachten. Im zentralen Teil des »Komplexes« ist bei steigender Metamorphose in der Regel auch eine zunehmende Stoffzufuhr festzustellen; sie ist am intensivsten in den Migmatitzonen des Unterbaues. Trotz der hochgradigen Umwandlung dieser Gesteine bleiben aber die alten Strukturen des Substrates oft noch deutlich erhalten. Meist werden sie durch die Anordnung der dunklen Gemengteile abgezeichnet.

Je nach ihrem primären Stoffgehalt, dem Grad der Umwandlung und der tektonischen Beanspruchung treten die einzelnen metamorphen Schichtverbände in verschiedener Ausbildung auf. Besonders gute Leit-horizonte bilden die Karbonatgesteine, welche vom epi- bis zum katalthermalen Bereich als Marmore gut zu erkennen sind. Aber auch die bankigen Quarzite oder die Glimmerschiefer bis Tonerdesilikatgneisse lassen sich trotz verschiedengradiger Umwandlung oft noch als ursprünglich sandige oder tonige Schichtglieder deuten. Meistens können daher die Kristallin-Serien sicher mit den unmetamorphen Sedimenten des Grönlandiums parallelisiert werden.

Die Gruppe der Granite und Mischgesteine wird nach feldgeologischen Gesichtspunkten unterteilt in:

- 1) Synorogene Granit- und Migmatitkörper.
- 2) Spät- bis postorogene Granite.

Die synorogenen Granit- und Migmatitkörper treten einerseits als domartige Gewölbe, oder als Füllmassen von Antiklinalkernen auf, anderseits bilden sie aber auch lappenartige Deckenkomplexe oder gar weiträumige, zungenförmige Ausstülpungen. Je nach Art und Grad der Stoffzufuhr variieren die Gesteine dieser Granit- und Migmatitkörper von leuko- bis zu melanokraten Typen und von granitischer bis zu dioritischer Zusammensetzung.

Stofflich viel einheitlicher sind die spät- bis postorogenen Granite. Sie sind besonders in der Randzone des »Zentralen Metamorphen Komplexes« weit verbreitet, wo ein weisser Zweiglimmer-Granit in Form von diskordanten Stöcken und von Lagergängen grosse Räume einnimmt. In gewissen Gebieten sind diese intrusiven Granite als grenzbildende Elemente zwischen die Sediment- und Kristallinzone eingeschaltet. Postorogene Aplite und Pegmatite, sowie auch Quarzgänge durchsetzen die tektonischen Schwächezonen im gesamten Gebiet des »Zentralen Metamorphen Komplexes«.

Intermediäre und basische Intrusiv- oder Ergussgesteine treten im nördlichen Teil des »Zentralen Metamorphen Komplexes« selten auf.

I. Metamorphe, durch Stoffzufuhr wenig veränderte Sedimente des Grönlandiums.

Weitaus der grösste Teil des untersuchten Kristallingebietes von West-Andréas Land, aber auch ein grosser Teil von Ost-Fränkels Land wird von metamorphen Sediment-Serien der unteren Eleonore Bay Formation aufgebaut. Trotz der zum Teil intensiven Umwandlung dieser Sedimente können vielfach noch einige stratigraphische Leithorizonte erkannt werden. Den besten Leithorizont, nicht nur im nördlichen Teil des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, sondern überhaupt im gesamten kaledonischen Kristallin von NE-Grönland, bildet der komplexe Kalk-Pelit-Psammit Verband der obersten Alpefjord-Serie, der im folgenden als Marmor-Serie bezeichnet wird. Aber auch die Psammite der unteren Quarzit-Serie, die als kompakte Glimmer- und Feldspat-quarzite bis leukokrate Gneisse ausgebildet sein können, lassen sich durch die verschiedenen Umwandlungszonen hindurch verfolgen und stratigraphisch deuten. Sie unterscheiden sich auch in metamorpher Form von den pelitischen Schichtgliedern, die je nach ihrem primären sedimentären Stoffbestand wechselnde Mengen von Tonerdesilikaten oder Kalksilikaten führen.

Wenn auch an vielen Orten, besonders infolge der tektonischen Beanspruchung, die detaillierte stratigraphische Gliederung der Para-

gesteine erschwert wird, so ist doch die grobe Unterteilung in der Regel leicht durchzuführen.

Damit waren die Voraussetzungen erfüllt, um die Stratigraphie der Sediment-Serien auch im Kristallin weiterzuführen und die Folge der kristallinen Serien in die Sedimentstratigraphie einzureihen. Kompliziert wird diese Kristallin-Stratigraphie allerdings durch die primären Mächtigkeitsschwankungen und die faciiellen Änderungen. Dies gilt besonders für die Eremitdal-Serie, die zwischen Geologfjord und Petermann-Kette sowohl an Mächtigkeit gewaltig zunimmt, als auch grossen faciiellen Wechseln unterworfen ist.

Die Umwandlung dieser, durch Stoffzufuhr wenig veränderten Sedimente des Grönlandiums, ist wohl hauptsächlich auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen.

A. Maalebjerg-Serie.

Wie bereits einleitend erwähnt, wird der komplexe Kalk-Pelit-Psammit Verband der obersten Alpefjord-Serie unter der Bezeichnung »Marmor-Serie« als selbständiges Glied ausgeschieden. Am Maalebjerg und im Mündungsgebiet des Gemmedals finden wir im Liegenden der markanten ockerfarbenen Marmorbänder in konkordanter Lagerung eine nahezu 1000 m mächtige Folge von metamorphen Quarziten und Quarzitschiefern; sie entsprechen den von FRÄNKEL (1951) im Alpefjord ausgeschiedenen Schichtgruppen n) und o).

Da im Kristallinegebiet von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land diese Sedimente der oberen Alpefjord-Serie in schwach metamorpher Ausbildung nur im Gebiete des Maalebjergs anstehen, trägt die Serie den Namen dieses Berges. — Weiter südlich, im Raume der Renbugten-Aufwölbung, sind die gleichen Sedimente vollständig migmatisiert und zu granitischen Gesteinen umgeprägt (vgl. den betreffenden Abschnitt über die synorogenen Granite und Migmatite, Seite 70).

Die Maalebjerg-Serie lässt sich im Mündungsgebiet des Gemmedals in zwei typische Schichtgruppen gliedern:

- a) weisse, gebankte Quarzite im oberen Teil und
- b) graugrüne Serizit-Chloritschiefer bis feinkörnige Augengneisse im unteren Teil.

a. Weisse gebankte Quarzite, 200 m.

Die Quarzitbänke der oberen Schichtgruppe sind in doppelter Hinsicht charakteristisch; erstens wegen ihrer leuchtenden weissen Farbe und zweitens wegen ihrer typisch zuckerkörnigen Struktur. Im obersten Teil sind diese Quarzite plattig ausgebildet. Die Schichtköpfe sind dort

mit einem, von den Schichtfugen ausgehenden, purpurroten Haematit-spiegel überzogen. Das Farbenspiel der purpurroten Eisenoxydkrusten auf weissem Grund kennzeichnet diesen Horizont schon auf grosse Distanz.

In der kleinen Antiklinale am Südfuss des Maalebjergs, unmittelbar am Gerard de Geer Gletscher, zeigen die weissen Quarzite nur sehr schwache Anzeichen einer Metamorphose. Das Gestein ist hier ausgezeichnet gebankt und besitzt zuckerkörnige Struktur. Eine feine gelbliche Streifung, die vermutlich durch Spuren von Eisenoxyd hervorgerufen wird, zeichnet eine nur schwach erkennbare, jedoch eindeutig vorhandene Kreuzschichtung ab.

Wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, besteht das Gestein zu nahezu 100 % aus Quarz. Die feinen, polygonalen Quarzkörner fügen sich zu einer zellig-porösen Mosaikstruktur zusammen. Ab und zu sind auch fein verteilte Erzstäubchen zu beobachten; ein Zement fehlt hingegen. Nur stellenweise lässt sich ein intergranularer Saum von neu gebildetem Quarz erkennen. Die intergranularen Kleinkörner nehmen dabei in bezug auf ihre optische Orientierung eine Mittelstellung zwischen den benachbarten Grosskörnern ein.

Weiter nördlich, am West- und Nordfuss des Maalebjergs, sowie am Südfuss des Lemminghoved, treten die gleichen Quarzite bereits in etwas höher metamorpher Form auf. Polygonale Umrisse der Quarzkörner sind noch angedeutet, doch besteht bereits die Tendenz zur Bildung rundlicher Umrissformen. Entsprechend ist auch bereits ein puzzleartiges Ineinandergreifen der einzelnen Individuen zu beobachten. Als neue Mineralkomponente tritt sodann Serizit im granoblastischen Gefüge auf.

Noch stärker umgewandelt sind die, in der kleinen Aufwölbung im unteren Gemmedal (ca. 2 km NE vom Gletscherstausee) anstehenden, Glieder dieser Schichtgruppe. Aus dem ehemals sehr feinkörnigen Gestein ist hier ein mittelkörniger, glasiger und muscheliger Serizitquarzit geworden. Entsprechend dem gesamthaft grobkörnigen Gefüge, zeichnen sich hier auch sporadisch verteilte Erzkörner als makroskopische Punkte mit rostig-braunem Verwitterungshof deutlich ab.

b. Graugrüne Serizit-Chloritschiefer bis schiefrige Augengneisse, 800 m.

Die untere Schichtgruppe der Maalebjerg-Serie steht nur am Südfuss und längs der Südwestseite des Lemminghoved, sowie an der Nordwest- und Nordseite des Maalebjergs an. Sie bildet den Kern der gegen Osten leicht überkippten De Geer-Aufwölbung. Diese vorwiegend pelitische Sedimentfolge zeigt gegen das Gewölbezentrum zu eine sukzessive stärkere Umwandlung. Mit Annäherung an die im Kern der De Geer-

Aufwölbung auftretende Migmatisierungsfront gehen die Phyllite in Serizit-Chloritschiefer und schliesslich in einen feinkörnigen, schiefrigen Kalifeldspat-Augengneis über.

Als Vertreter dieses schiefrigen Schichtverbandes und zugleich als schönes Beispiel einer progressiven, durch Stoffzufuhr beeinflussten Metamorphose greifen wir für die mineralogische Beschreibung dieser Gesteine auf die Probe JH. 309, einen Serizit-Chloritschiefer vom Südfuss des Maalebjergs, sowie auf ein stärker umgewandeltes Äquivalent desselben, auf den schiefrigen Augengneis JH. 313 aus dem Dach des am Nordfuss des Maalebjergs aufgeschlossenen Migmatitkörpers.

1. Feldspatführender Calcit-Serizit-Chloritschiefer JH. 309,
fein- bis mittelkörnig.

<i>Mineralbestand:</i>	Serizit.....	30 %
	Quarz.....	25 %
	Chlorit.....	20 %
	Calcit.....	15 %
	Plagioklas.....	6 %
	Kalifeldspat.....	3 %
	Zirkon.....	1 %
	(Erz)	

Serizit und *Pennin* bilden die Hauptgemengteile des Gesteins und sind eng miteinander verwachsen. Besonders der Chlorit enthält als Einschlüsse viele Körnchen von Zirkon und Erz.

Quarz, mit polygonalem bis buchtig-lappigem Umriss, bildet meist linsenartige Aggregate.

Feldspäte sind relativ selten. Plagioklas wird vertreten durch idiomorphen, oft getrübten und postkristallin schwach deformierten Albit. Der Kalifeldspat bildet hingegen optisch einheitliche, hypidiomorphe bis xenomorphe Porphyroblasten; als Einschlüsse finden sich Quarz, Serizit und Calcit.

Calcit ist meist lagenweise angereichert, zeigt vorwiegend polygonale Umrisse und wenig ausgeprägte Zwillingsbildung.

2. Calcitführender Kalifeldspat-Augengneis JH. 313,
fein- bis mittelkörnig.

<i>Mineralbestand:</i>	Kalifeldspat.....	30—40 %
	Quarz.....	20—25 %
	Muskowit.....	10—20 %
	Plagioklas.....	10—15 %
	Chlorit.....	5—10 %
	Calcit.....	0—1 %
	(Zirkon)	
	(Erz)	

Textur: gneissig, lentikular, flaserig.

Kalifeldspat (Mikrolin-Mikroperthit) bildet vorwiegend Porphyroblasten. Oft finden sich als Einschlüsse Relikte von Plagioklas.

Plagioklase zeigen idiomorphe Gestalt, sind oft getrübt und in Auflösung begriffen. Es handelt sich um saure Oligoklase bis Albite, die häufig nach dem Albit-Gesetz polysynthetisch verzwillingt sind.

Quarz ist auch hier wiederum oft linsenförmig angereichert; seine Körner sind polygonal bis lappig umgrenzt und schwach verzahnt.

Muskowit und *Chlorit* sind flaserig ausgebildet und ihre Blättchen meist ausgezeichnet parallel angeordnet. Der Chlorit führt wiederum eine beachtliche Menge von kleinen Zirkon- und Erzkörnchen.

Calcit tritt in dieser Probe nur noch untergeordnet auf, meist als Zwickelfüllung.

B. Marmor-Serie.

Als Marmor-Serie bezeichnen wir die metamorphen Glieder des komplexen Kalk-Pelit-Psammit Verbandes der obersten Alpefjord-Serie; sie umfasst die von FRÄNKEL (1951) ausgeschiedenen Schichtgruppen p) und q).

a. Die Schichtfolge der Marmor-Serie.

Die charakteristischen, ockerfarbenen Marmorbänder stellen sowohl im epi- als auch im katazonalen Bereich ausgezeichnete Leithorizonte dar. Zwischen Jomsborg und Niggli Spids treten sie in hochmetamorpher Ausbildung als mächtige, plastisch gefaltete Kernfüllung einer Synklinale auf. In diesem katazonalen Bereich sind sie als grob-spätige Glimmermarmore von rötlicher, gelblicher bis grünlicher Farbe ausgebildet. Weit weniger metamorph sind die gleichen Horizonte am Gerard de Geer Gletscher. Dort treten sie in relativ ungestörter Lagerung als ca. 400 m mächtige Wechselfolge von Kalken, Peliten und Psammiten auf. Fig. 3 und die dazugehörige Tabelle veranschaulichen die lithologischen Verhältnisse dieses Gesteinsverbandes, der längs der gesamten Westseite des Maalebjergs aufgeschlossen ist.

Im Gebiete der Renbugten-Aufwölbung sind die Schichten der Marmor-Serie derart durchbewegt und disharmonisch verfaltet worden, dass eine stratigraphische Gliederung unmöglich wird. Grosse Teile der Serie sind hier von deckenartigen Kalifeldspat-Augengneis-Lappen zusammengestaucht und eingefaltet worden; sie bilden jetzt als hochmetamorphe, karbonatführende Paragneisse und Glimmerschiefer das Hüllgestein dieser Augengneis-Komplexe.

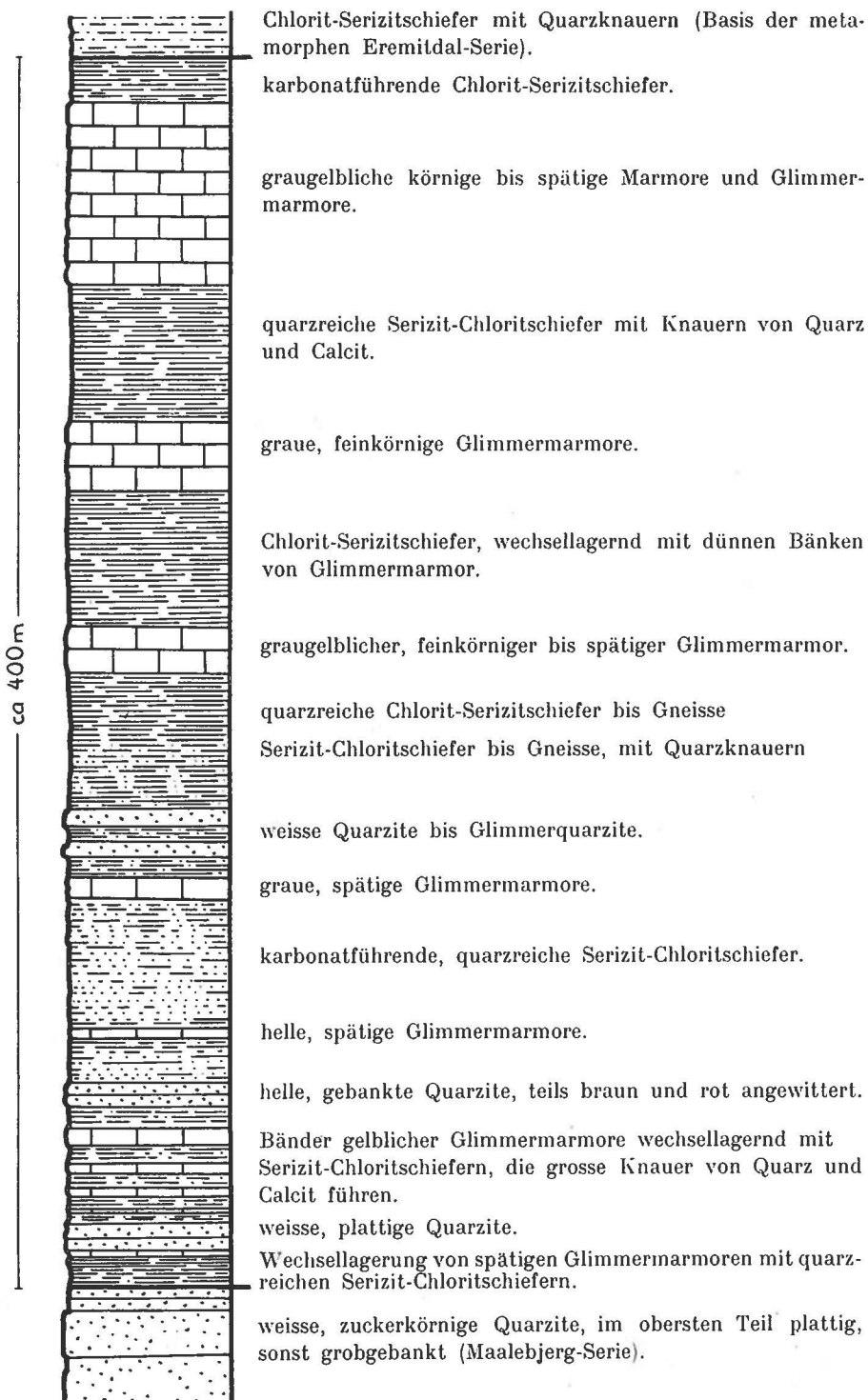


Fig. 3. Schichtfolge der Marmor-Serie am Maalebjerg.

b. Die Gesteinstypen der Marmor-Serie.

Sowohl im schwächer metamorphen Bereich, im Gebiete des De Geer Gletschers, als auch in der hochmetamorphen Zone in Raume Niggli Spids—Jomsborg, treten innerhalb der Marmor-Serie in fast allen Gesteinstypen die Gemengteile Calcit, Quarz und vielfach auch Feldspat als Durchläufer auf. Als Nebengemengteile finden wir oft Klinozoisit-Epidot, seltener auch Skapolith.

Calcit, als Hauptgemengteil der Marmorbänder, besitzt Korngrößen von 0,5 bis 10 mm; in den, in Glimmerschiefern und Gneissen auftretenden, Calcitknauern sind die Kristalle oft mehrere Zentimeter gross. Die Calcitkörner zeigen vielfach polygonale Umrisse, sind seltener schwach verzahnt oder lappig-buchtig zusammengefügt.

Die Farbe der Marmore ist vorwiegend hell, meist gelblich, doch sind auch graue, bräunliche oder rote Calcitaggregate zu treffen. Letztere zeigen im UV-Licht charakteristische Rotfluoreszenz, die vermuten lässt, dass dispers verteiltes Eisenoxyd (Haematit) die rötliche Färbung verursacht.

In den zur Marmor-Serie gehörigen Glimmerschiefern und Gneissen ist Calcit als Neben- oder Übergemengteil fast durchwegs vorhanden, teils lagenweise, teils linsen- und knauerartig angereichert oder auch nur akzessorisch als Zwickelfüllung.

Quarz tritt in den verschiedenartigsten Gesteinstypen auf: In nahezu reinen, meist feinkörnigen Quarziten; als Hauptgemengteil in Glimmer- und Gneisquarziten; als wichtiger Gemengteil in Glimmerschiefern und Gneissen, wo er oft grobkörnige Knauer (Sammelkristallisationen) bildet. Ferner tritt der Quarz, vorwiegend als kleine, rundliche Körner auch in den meisten Karbonatgesteinen auf.

Feldspäte, vor allem Plagioklase, sind in den meisten Gesteinstypen der Marmor-Serie vorhanden.

Optische Messungen an Plagioklas ergaben Gehalte von 10—75% An. Anorthitreiche Typen treten allerdings seltener auf und sind auf Gesteine mit der Paragenese Calcit-Hornblende-Diopsid beschränkt. Weitaus am häufigsten sind Oligoklase.

Die Kalifeldspäte sind ebenfalls häufig zu treffen, meist als Perthit, seltener als Mikroklin. Einige Gesteinsproben, enthalten auch Antiperthit.

Klinozoisit-Epidot besitzt weite Verbreitung, sowohl in niedrig- als auch in hochmetamorphen Gesteinen verschiedenster Zusammensetzung.

Im Gebiete der Renbugten-Aufwölbung sind die Glieder der Marmor-Serie, welche dort die Migmatit-Komplexe umhüllen, besonders reich an Zoisit-Epidot. Es treten in dieser Zone u. a. auf:

epidotreiche Marmore;

Epidot-Gneisse, Calcit, Biotit und Hornblende führend.

Sowohl in den Marmoren, als auch in den Gneissen finden sich die Zoisit-Epidotkörner vorwiegend lagenweise angereichert. Die Elongationsachse der meist länglichen Körner ist in die planare Paralleltextrur des Gesteins eingeregelt.

In ähnlicher Weise ist auch *Skapolith* in verschiedenen Gesteinstypen zu beobachten. Er wurde in folgenden Proben festgestellt:

als Übergemengteil in:

quarzreichem Karbonat-Glimmerschiefer (Maalebjerg).

quarz- und feldspatführendem Biotitmarmor (Südfuss Jomsborg).

Zweiglimmer-Marmor (Gipfelregion Jomsborg).

Als Neben- bis Hauptgemengteil in:

Hornblende-Phlogopit-Skapolithmarmor (Kap Lapparent).

Calcit, Plagioklas und Granat führender Skapolith-Hornblendefels (Südfuss Jomsborg).

Der Skapolith bildet meist längliche, lappig umgrenzte Körner, die mit Calcit eng vergesellschaftet oder gar verwachsen sind.

Andere Gemengteile treten auf in Paragenesen, die für den Metamorphosegrad kennzeichnend sind. Zur mineralogischen Gliederung der Gesteinstypen der Marmor-Serie wurden solche charakteristische Paragenesen benützt:

- 1) Paragenese mit Chlorit und Serizit
- 2) Paragenese mit Muskowit und Biotit-Phlogopit
- 3) Paragenese mit Granat, Disthen und Staurolith
- 4) Paragenese mit Hornblende und Diopsid.

1. Paragenese mit Chlorit und Serizit.

In West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land sind die der Chlorit-Serizit-Paragenese zugehörigen Glieder der Marmor-Serie im wesentlichen auf das Gebiet der De Geer-Aufwölbung (Maalebjerg, Lemminghoved) und ferner auf die westliche und nordwestliche Abdachung der

Renbugten-Aufwölbung (Lysippsdal, zentrale LaCroix Bjerge) beschränkt. Es handelt sich dabei um Gesteine, die unter epithermalen Bedingungen umgewandelt worden sind. Typische Vertreter dieser Facies sind:

calcitführende Serizitquarzite,
calcitführende, quarzitische Chlorit-Serizitschiefer,
quarzreiche Karbonat-Chlorit-Serizitschiefer,
epidot- und quarzführende Serizitmarmore,
Marmore.

Chlorit ist wohl ein typischer Gemengteil dieser Paragenese, doch tritt er vereinzelt auch in den Gesteinen der Muskowit-Biotit-Paragenese, sowie besonders auch in den Gesteinen der Granat-Disthen-Stauroolith-Paragenese auf. Hingegen fehlt er vollständig in den Typen der Hornblende-Diopsid-Paragenese. Pennin ist weitaus vorherrschend und oft noch mit Biotit verwachsen; doch konnte auch Klinochlor beobachtet werden, besonders in Marmoren und Karbonat-Glimmerschiefern aus dem Gebiete der Renbugten-Aufwölbung (Lysippsdal, Jomsborg).

Serizit ist dagegen fast ausschliesslich auf die Gesteinstypen der Chlorit-Serizit-Paragenese beschränkt.

2. Paragenese mit Muskowit und Biotit-Phlogopit.

In den südlichen LaCroix Bjerge, am Kap Madeleine und der östlich angrenzenden Synklinale (Fig. 4), sowie im Westteil des Niggli Spids wird die Marmor-Serie zum grössten Teil aus Muskowit und Biotit-Phlogopit führenden Gesteinen aufgebaut. Auf Grund der mikroskopischen Untersuchung zahlreicher Proben konnten für diese Lokalitäten folgende Gesteinstypen unterschieden werden:

calcitführende Muskowitquarzite,
calcitführende Gneisquarzite,
calcitführende Epidotgneisse,
plagioklasführende, quarzreiche Glimmerschiefer,
calcitführende Albit-Chlorit-Muskowitschiefer,
Epidot-Calcit-Biotitschiefer mit Quarzknuern,
skapolithführende Zweiglimmermarmore,
quarzführende Muskowit-Biotitmarmore,
quarz- und zoisitführende Biotitmarmore,
Phlogopitmarmore.

Muskowit tritt meist in einzelnen Schuppen oder Blättchen auf, seltener ist er in Flasern und Nestern angereichert. In einigen Proben konnten auch Verwachsungen mit Chlorit beobachtet werden.

Phlogopit zeigt einen für dieses Mineral merklichen Pleochroismus: na = farblos, ny = hellfuchsrot. Oft lässt sich eine genaue Unterscheidung von *Phlogopit* und *Biotit* nicht durchführen, da es sich vor allem in den Marmoren und karbonatreichen Gesteinen meist um eisenreichen *Phlogopit* oder eisenarmen *Biotit* handelt.

Die Umwandlung all dieser Gesteinstypen dürfte vorwiegend auf eine, von den unterlagernden Migmatit-Komplexen ausgehende, Kontaktwirkung zurückzuführen sein. Ihre Paragenese mit *Muskowit* und *Biotit-Phlogopit* lässt vermuten, dass sich die Kontaktmetamorphose unter mesothermalen Bedingungen abgespielt hat.

Der Kontakt zwischen den Gliedern der Marmor-Serie und den unterlagernden Migmatitgesteinen liess sich besonders schön am Nordhang des Pladebjergs (Ättestupan) studieren. Dort folgen im unmittelbaren Liegenden von Karbonat-Glimmerschiefern und Marmoren die Migmatite des Kalifeldspat-Augengneis-Komplexes (Fig. 5). Von unten nach oben kann dieser, sich über wenige Meter Mächtigkeit erstreckende, Kontakt wie folgt beschrieben werden:

a) Oberste Zone des Augengneis-Komplexes.

Die oberste Partie des am Pladebjerg anstehenden Augengneis-Lappens ist als sehr biotitreiche Varietät mit schiefriger Textur ausgebildet und weist bis 2 cm grosse Kalifeldspat-Porphyroblasten auf. Ferner zeichnet sie sich durch phlebitische Durchaderung mit salischem Material aus.

Am Kontakt zur Marmor-Serie auf ca. 1500 m Höhe finden wir als oberste Zone des Augengneis-Komplexes den rötlichen, sehr feinkörnigen Kalifeldspat-Oligoklas-Gneis JH. 512 mit folgendem Mineralbestand:

Plagioklas.....	45 %	Muskowit.....	7 %
Kalifeldspat.....	25 %	Pennin.....	3 %
Quarz.....	20 %	(Rutil)	
		(Erz)	

Quarz tritt in kleinen, leicht gerundeten polygonalen, schwach undulösen Körnern auf. Fliesskornbildungen und strähnenartiger Zeilenbau weisen auf eine schwache Mylonitisierung des Gesteines hin.

Plagioklas ist durch teils unverzwilligten, teils einfach und polysynthetisch verzwilligten, sauren Oligoklas von 12 % An vertreten. Auch er trägt Spuren postkristalliner Durchbewegung.

Kalifeldspat findet sich in Form von Porphyroblasten. In der Grundmasse tritt er nur selten auf, meist zwischen den Oligoklaskörnern. Mikropegmatitbildung.

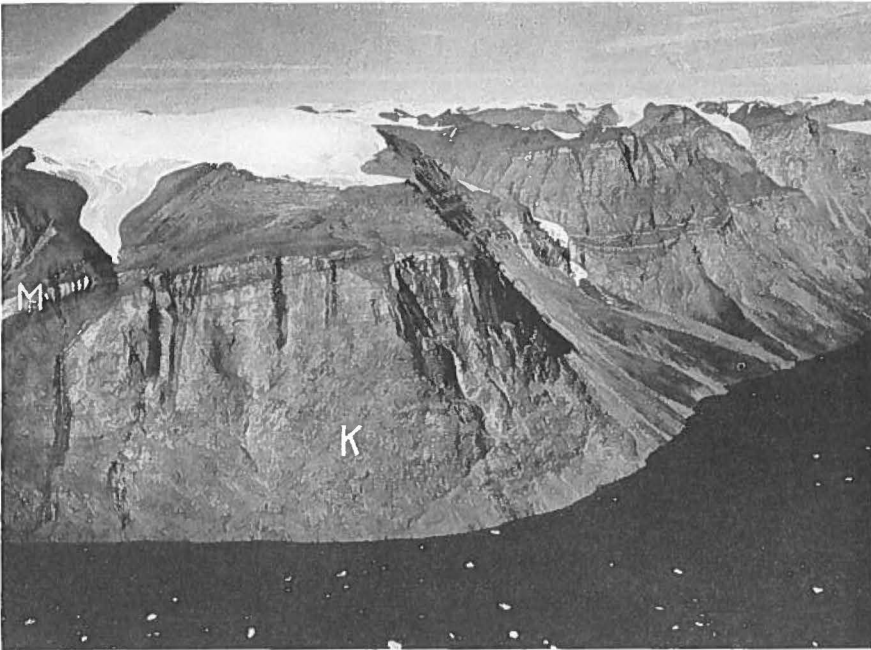


Fig. 5. Flugbild des Ättestupan von SSW. Im Vordergrund Südkap des Ättestupan, im Hintergrund Pladebjerg und Niggli Spids.

K = Kalifeldspat-Augengneisse.

M = Marmor-Serie (helle Bänder sind die gelblichen Glimmermarmore).

Muskowit bildet kleine, parallel angeordnete Blättchen und geht teilweise in nesterartige, filzige Bildungen über (Serizit).

Pennin zeigt einen kräftigen Pleochroismus von

na = farblos

ny = graugrün.

Er tritt jedoch gegenüber dem *Muskowit* mengenmässig stark zurück.

Akzessorische Gemengteile sind Rutil und Erz. Die Rutilkörner fallen auf durch ihre intensive gelbbraune Farbe, sowie durch ihre beachtliche Grösse.

b) Basis der Marmor-Serie.

Unmittelbar über dem oben beschriebenen, sehr feinkörnigen Kalifeldspat-Oligoklasgneis (JH. 512) folgt als Basalhorizont der Marmor-Serie eine 0,5 m mächtige Bank von karbonatführendem *Muskowit*-Biotit-Quarzschiefer (JH. 511). Er wird überlagert von einem ca. 1 m mächtigen, quarz- und feldspatführenden Karbonatschiefer (JH. 510), der das Übergangsglied zum gelben, grobspätigen Biotitmarmor bildet.

Im folgenden sollen die beiden Proben JH. 511 und 510 kurz beschrieben werden:

Der karbonatführende Quarzitschiefer JH. 511 weist folgenden Mineralbestand auf:

Quarz.....	81 %	Biotit.....	3 %
Muskowit.....	8 %	Kalifeldspat.....	2 %
Calcit.....	6 %	(Apatit)	
		(Rutil)	

Quarz als rundliche, lappig verzahnte Körner löscht stark undulös aus, zeigt Undulationsstenglung und Böhm'sche Streifung.

Während der *Muskowit* in grossen fransigen Lamellen auftritt, zeigt sich der *Biotit* nur in kleinen Blättchen.

Calcit füllt oft die Zwickel zwischen den rundlichen Quarzkörnern, oder tritt in grösseren, unregelmässig umgrenzten Körnern auf.

Kalifeldspat findet sich nur selten und nur in kleinen, unverzwillingten Individuen.

Akzessorisch tritt auch hier der *Rutil* auf, sowie der durch seine hexagonale Umrissform gut erkennbare *Apatit*.

Der *Biotit*-Karbonatschiefer JH. 510 zeigt folgenden Mineralbestand:

Calcit	70 %	Plagioklas.....	5 %
Biotit.....	15 %	(Zirkon)	
Quarz.....	10 %	(Epidot)	

Calcit als Hauptgemengteil des Gesteins bildet grosse, polysynthetisch verzwillingte Kristalle. Teilweise ist der *Calcit* auch strähnenartig deformiert.

Plagioklas tritt dagegen in ganz kleinen Körnern auf, die teils von *Calcit*äderchen durchwuchert werden, teils als *Antiperthit* ausgebildet sind. Die Einmessung der optischen Daten ergab einen *Anorthit*-gehalt von 12 %. Die meisten Körner sind einfach oder polysynthetisch nach dem *Albit*-Gesetz verzwillingt.

Biotit ist hier etwas schwächer pleochroitisch als in der Probe JH. 511. Die Farben verteilen sich wie folgt:

n_{α} = farblos
 n_{γ} = gelbbraun.

Die *Quarzkörner* sind meist klein und stark undulös.

Akzessorisch findet sich, eingeschlossen im *Phlogopit*, *Zirkon*, der jedoch nur mässige Halos erzeugt. Vergesellschaftet mit *Biotit* tritt sporadisch auch *Epidot* auf.

3. Paragenese mit Granat, Disthen und Diopsid.

An der Jomsborg und am Niggli Spids sind in den, zwischen die einzelnen Lappen des Augengneis-Komplexes eingefalteten, Paragesteinskeilen neben Linsen und Bändern von Glimmermarmoren, vor allem Glimmerschiefer mit Granat, Disthen und seltener auch Staurolith zu beobachten.

Die *Granate* sind meist als Porphyroblasten ausgebildet und erreichen zum Teil die beachtliche Grösse von mehreren Zentimetern bis zu einem Dezimeter. Sie sind vielfach stark verunreinigt und durchwachsen mit Quarz, Biotit und Disthen. Messungen von Dichte ($s = 3,79$) und Brechungsexponent ($n = 1,77$) lassen auf Mischungsglieder aus der isomorphen Reihe der Grandite (Almandin) schliessen. Im Dünnschliff sind die Granate vollständig isotrop.

In den grobkristallinen Glimmerschiefern bildet auch der *Disthen* bis Dezimeter lange, breitstengelige, meist blaufleckige Kristalle. Besonders schöne Vorkommen dieses Mineralen wurden in der Gipfelregion des Niggli Spids beobachtet. Sein zahlreiches Auftreten in den eingefalteten und umhüllenden Paragesteinen der Migmatit-Komplexe deutet auf eine unter hohem Druck und Temperatur erfolgte Dislokationsmetamorphose der betreffenden Gesteine.

Staurolith kommt nur relativ selten vor und bildet, wenn vorhanden, 1—2 cm lange, stengelige Kristalle.

Kennzeichnend für die Glimmerschiefer und Paragneisse mit Granat, Disthen und Staurolith sind die vielen, meist ein bis mehrere Dezimeter grossen Quarzknauer. Ferner führen diese Gesteine vielfach Calcit, der ebenfalls in Knauern, aber auch in den eingangs erwähnten, grösseren Linsen und Bändern von Marmor auftritt.

4. Paragenese mit Hornblende und Diopsid.

Die stärkste Umwandlung von Gliedern der Marmor-Serie lässt sich in den Aufschlüssen am Südfuss der Jomsborg beobachten, am Nordfuss des Niggli Spids, auf der Ostseite von Renbugten, sowie am Kap Laparent, wo sie offensichtlich meso- bis katathermalen Bedingungen unterworfen waren. Für diese Lokalitäten sind Gesteinstypen mit Hornblende und Diopsid als wichtige Gemengteile kennzeichnend.

Über die mineralogische Gesamtzusammensetzung ergab die mikroskopische Untersuchung zahlreicher Proben folgendes Bild:

a) Marmore:

spätige Diopsidmarmore,
titanitführende Hornblende-Phlogopit-Skapolithmarmore,
Strahlstein, Wollastonit und Skapolith führende Phlogopit-
marmore.

b) Kalksilikatfelse:

granatführende Titanit-Zoisit-Wollastonit-Diopsidfelse,
titanitreiche Calcit-Plagioklas-Granat-Skapolith-Hornblende-
felse.

Hornblende könnte in zwei Varietäten beobachtet werden: Einerseits als Gewöhnliche Hornblende, die den Hauptgemengteil der Hornblendefelse darstellt. Sie ist von grünlicher Farbe und zeigt nur relativ schwachen Pleochroismus:

na = liches Gelbgrün
 $n\beta$ = hellbräunliches Olivgrün
 $n\gamma$ = olivgrün
 $n\gamma/c$ = 19° bis 20° .

Andererseits tritt sie in Form von Strahlstein (Aktinolith) als Nebengemengteil in Marmoren auf. Der Pleochroismus ist hier noch schwächer:

na = farblos
 $n\gamma$ = liches Bläulich-grün
 $n\beta$ = helles Gelbgrün
 $n\gamma/c$ = 15° .

Diopsid kann ebenfalls sowohl als Hauptgemengteil von Kalksilikatfelsen als auch in Form von Neben- und Übergemengteilen in Marmoren vorhanden sein. Die Diopsidfelse enthalten zum Teil in beachtlicher Menge auch Titanit und untergeordnet Wollastonit. Während der Diopsid in diesen Gesteinen mikroskopisch farblos erscheint, zeigt er makroskopisch meist eine schwach gelbliche Färbung.

c. Betrachtungen zur Gesteinsmetamorphose.

Zusammenfassend lässt sich inbezug auf die Umwandlung der Gesteine der Marmor-Serie folgendes feststellen:

Im Gebiete der De Geer-Aufwölbung sowie im Paragesteinsmantel der Renbugten-Aufwölbung sind die Glieder der Marmor-Serie nur relativ schwach und einfach verfaltet. Die Gesteine weisen je nach ihrer tektonischen Stellung inbezug auf die unterlagernden, gewölbeartigen Migmatit-Komplexe eine mehr oder weniger starke kontaktmetamorphe Umprägung auf. Am Gerard de Geer Gletscher befand sich die Marmor-Serie im epi- bis mesothermalen Bereich, im Gebiete Niggli Spids—Jomsborg—Renbugten—Kap Lapparent erfuhr sie meso- bis katathermale Umwandlung. In der unmittelbaren Nachbarschaft von Migmatitgneissen lässt sich auch in den Gesteinen der Marmor-Serie eine geringe alkali-alumosilikatische Zufuhr erkennen.

Die in den stark verfalteten migmatitischen Unterbau einbezogenen Verbände der Marmor-Serie, die als Paragesteins-Keile und -Taschen im Niggli Spids und in der Jomsborg inmitten von meso-bis leukokraten Migmatitgneissen auftreten, zeigen hingegen typisch dislokations-metamorphe Umprägung.

C. Metamorphe Eremitdal-Serie.

Ein grosser Teil von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land wird von verschiedengradig metamorphen Gesteinsverbänden der Eremitdal-Serie aufgebaut. Es handelt sich dabei vorwiegend um Quarzitschiefer, Glimmerschiefer und Gneisquarzite. Vielerorts ist diese schiefrige Serie tektonisch stark beansprucht und entsprechend ihrer Plastizität intensiv deformiert und disharmonisch verfaltet worden. — Sie besitzt sowohl in petrographischer Hinsicht als auch in der Art ihrer Verfaltung einen ähnlichen Charakter wie die Bündnerschiefer-Serie in den Alpen.

a. Die Schichtfolge der metamorphen Eremitdal-Serie.

In Andréas Land und Fränkels Land zeigt die Eremitdal-Serie von Nordosten nach Südwesten eine erhebliche Mächtigkeitszunahme, von 1400 m am Geologfjord auf über 3200 m in der Petermann-Kette. Gleichzeitig treten auch wesentliche facielle Wechsel auf, die in Fig. 6 anhand von sechs schematischen Schnitten dargestellt sind. Die Profile VI und I zeigen die Lagerungsverhältnisse der unmetamorphen Sedimentserie im Eremitdal, bzw. ihrer Äquivalente aus der Petermann-Serie im Mysteriedalen (West-Fränkels Land). Mit den Profilen II bis V wurde versucht, die prämetamorphen Verhältnisse der jetzt umgeprägten Glieder der Eremitdal-Serie zu rekonstruieren, wobei z. B. Glimmerschiefer als Pelite, Glimmer- und Gneisquarzite als Psammite und Para-Amphibolite als kalkig-tonige Gesteine aufgefasst wurden.

1. Die Eremitdal-Serie und ihre Äquivalente in der Petermann-Serie.

- a) Eremitdal-Serie im vorderen Eremitdal und am Nunatakletscher (Profil VI), 1400 m:

Die Angaben über die Schichtfolge der Eremitdal-Serie an ihrer Typlokalität verdanke ich den mündlichen Mitteilungen von E. FRÄNKL. Von oben nach unten lassen sich dort folgende Schichtverbände unterscheiden:

Basis der Quarzit-Serie Nr. 1: helle bankige Quarzite

50 m dunkelgraue, rostig anwitternde, schiefrige bis bankige Quarzite mit Dolomit-Linsen und tonigen Zwischenlagen.

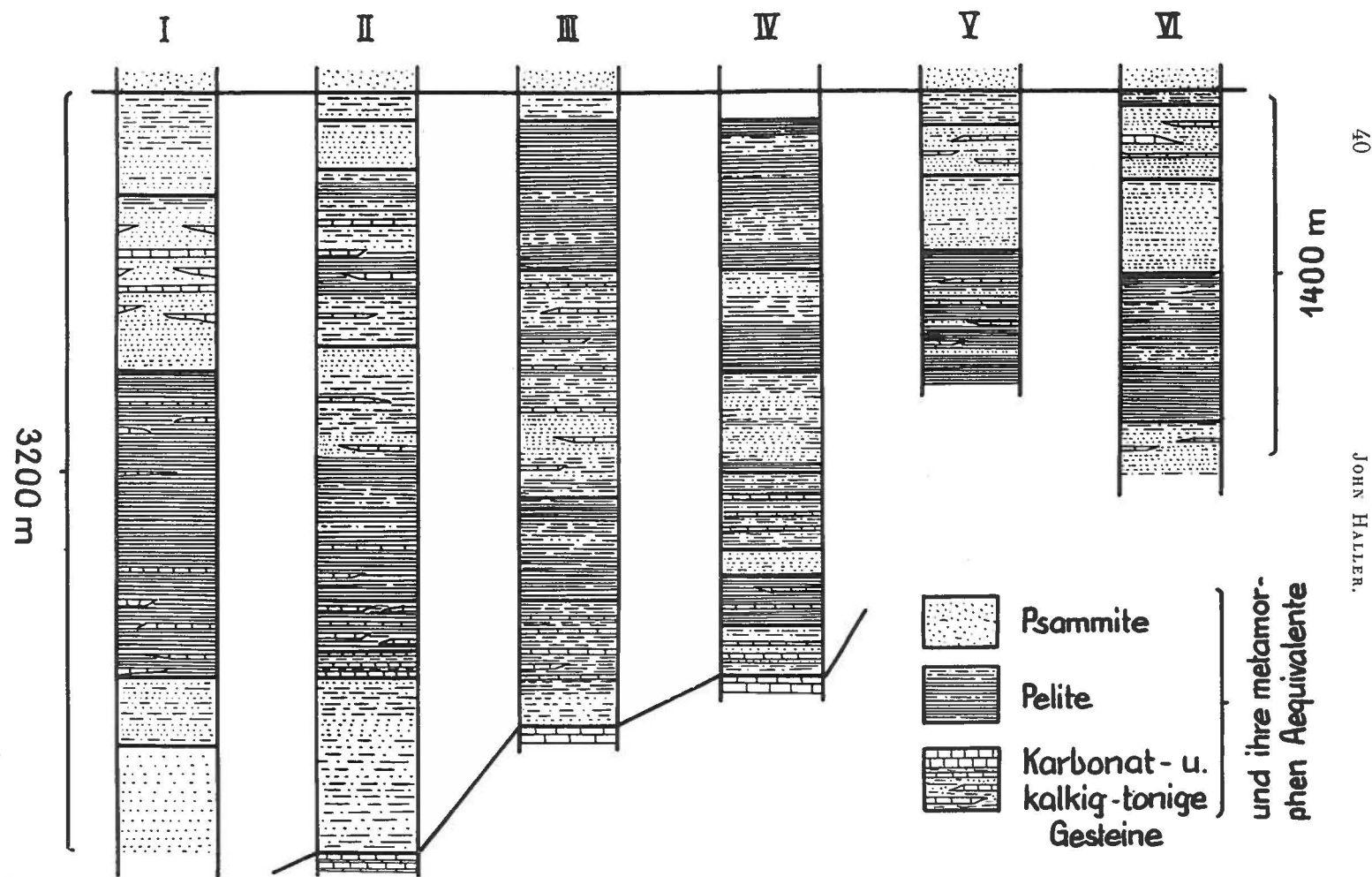


Fig. 6. Schnitte durch die Schichtfolge der Eremitdal-Serie in Andrées Land und Fränkels Land.

- I = Untere Petermann-Serie im Mysteriedalen. IV = Metamorphe Eremitdal-Serie am Marcia Bjerg.
- II = Metamorphe Eremitdal-Serie am Susannetop. V = Metamorphe Eremitdal-Serie am Inkabjerg
- III = Metamorphe Eremitdal-Serie am Kap Lapparent. VI = Eremitdal-Serie im vorderen Eremitdal und am Nunatakglacier.

- 300 m plattige Quarzite mit Linsen von braun anwitterndem Dolomit.
- 400 m Wechselfolge von hellen und dunklen Quarziten und Quarzitschiefern; die helleren Quarzite zeigen oft Rippelmarks und Kreuzschichtung.
- 550 m Phyllite, teilweise quarzitisch, rostig anwitternd.
- 200 m bankige, grau-gelbe Quarzite mit Linsen von Dolomit und Kalksilikatgesteinen.

b) Untere Petermann-Serie im Mysteriedalen (Profil I), 3200 m:

Nach WENK und HALLER (1953) sind die "Shoulder"-, "Layered", "Phyllite"- und "Mystery-Series" der unteren Petermann-Serie als die Äquivalente der Eremitdal-Serie zu betrachten. In West-Fränkels Land besitzt somit die Eremitdal-Serie folgende Ausbildung:

Basis der "Summit-Series" (= Quarzit-Serie Nr. 1): weisse, bankige Quarzite.

- 470 m Wechsellagerung von dunkeln Tonschiefern mit hellen, grobgebankten Quarziten.
- 1400 m gut gebänderte Wechselfolge von dunkeln Phylliten und Quarzitschiefern mit hellen Quarzitbänken, die Linsen und Bänder von braun anwitterndem Dolomit führen.
- 1250 m monotone Folge von grünlich-grauen Phylliten, übergehend in Serizit-Chloritschiefer. Linsen und Bänder von Kalksilikatgesteinen.
- 700 m gelblich-graue, gebankte Quarzite und Glimmerquarzite mit einigen Zwischenlagen von Tonschiefern.

2. Die metamorphe Eremitdal-Serie in Andréas Land und Ost-Fränkels Land.

a) Am Inkabjerg (Profil V), 1200 m:

Im hintersten Grejsdalen gehen die Quarzitschiefer der Eremitdal-Serie sukzessive über in metamorphe Gesteine. Am Inkabjerg ergibt sich von oben nach unten folgende Schichtfolge:

Basis der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2: helle Quarzite bis Glimmerquarzite.

- 150 m Quarzitschiefer und Phyllite.
- 200 m Wechselfolge plattiger Quarzite mit Linsen und Bändern von Marmoren, Kalksilikatgesteinen und Quarzitschiefern.
- 300 m grau-grünliche, plattige bis gebankte Quarzite und Glimmerquarzite.

500 m Phyllite und Quarzitschiefer, feinkörnige Biotitgneisse mit Bändern von Kalksilikatgesteinen.

b) Am Marcia Bjerg (Profil IV), 2300 m:

Leider ist an keiner der bis jetzt besprochen Lokalitäten die Basis der Eremitdal-Serie vollständig aufgeschlossen. Dieselbe ist einzig in der Renbugten- und in der De Geer-Aufwölbung zu beobachten, wo im Liegenden die leicht erkennbare Marmor-Serie folgt.

Am Marcia Bjerg, oberhalb Renbugten, ist die metamorphe Eremitdal-Serie nahezu vollständig aufgeschlossen; im gesamten Schichtverband fehlen einzig die obersten 200 bis 300 m. Vom Gipfel des Marcia Bjerg bis zur Schlucht im untersten Jomsborg Dal ergibt sich folgendes Bild:

600 m quarzreiche Glimmerschiefer und Granat-Biotitgneisse.

400 m Granat-Biotit-, vorwiegend Granat-Muskowitschiefer.

400 m feinkörnige Biotitgneisse und quarzreiche Biotitschiefer.

300 m Glimmerschiefer mit Quarzknauern und Zwischenlagen von Para-Amphiboliten.

100 m grünliche, plattige Glimmerquarzite.

200 m teils kalkige, teils quarzitisches Glimmerschiefer mit Bändern von Kalksilikatgesteinen.

200 m Bändergneisse mit Zwischenlagen von Granat-Amphibolit und Kalksilikatgesteinen, Augengneisse.

Karbonatgesteine aus der Marmor-Serie.

c) Am Kap Lapparent (Profil III), 2500 m:

Die am Kap Lapparent nahezu senkrecht stehenden Schiefer und Gneisse der Eremitdal-Serie sind tektonisch stark beansprucht und werden von einem ausgedehnten Netz postorogener Pegmatite durchwoben. Im wesentlichen lässt sich hier die Schichtserie wie folgt gliedern:

Basis der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2: helle Glimmerquarzite.

100 m Quarzitschiefer.

600 m Granat-Glimmerschiefer.

900 m Glimmerquarzite und feinkörnige Biotitgneisse mit Linsen und Bändern von Amphibolit.

400 m Granat-Biotitgneis, Gneisquarzite.

500 m Bändergneisse mit Zwischenlagen von Amphibolit, Augengneisse.

Karbonatgesteine aus der Marmor-Serie.

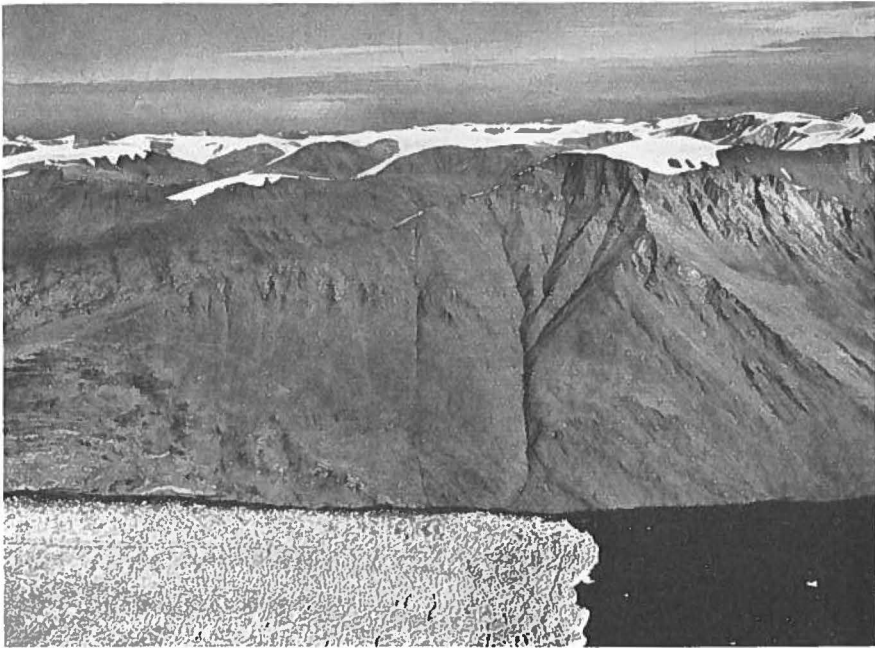


Fig. 7. Westseite von Susannetop 2160 m mit Gerard de Geer Gletscher im Vordergrund.

d) Am Susannetop (Profil II), 3000 m:

Die NW-Seite des Susannetop, vom Gipfel bis zum Gerard de Geer Gletscher, gibt uns einen der besten Schnitte durch die metamorphe Eremitdal-Serie, da hier der gesamte Schichtverband in tektonisch einfacher Lagerung ansteht (Fig. 7). Am Gerard de Geer Gletscher folgen im Liegenden die Marmor- und Maalebberg-Serie; in der Gipfelregion von Susannetop ist die Basis und untere Teile der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 aufgeschlossen. An dieser Lokalität zeigt die Eremitdal-Serie von oben nach unten folgende Gesteinsverbände:

Basis der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2: helle Glimmer- und Gneisquarzite.

100 m Quarzitschiefer, helles Doppelband von Gneisquarzit mit Amphibolitlinsen und -bändern.

200 m plattige Biotitquarzite und Quarzitschiefer.

700 m Granat-Glimmerschiefer und Granat-Glimmergneisse.

1000 m quarzreiche Glimmerschiefer, Gneisquarzite mit Zwischenlagen von Granat-Biotitgneissen, Glimmerschiefern und Kalksilikatesteinen.

200 m karbonatführende Quarzite und Glimmerschiefer.

100 m Wechsellagerung von Glimmerschiefern mit Granat-Amphiboliten und Kalksilikatgesteinen.

700 m Serizit-Chloritschiefer mit Quarzknauern, teilweise Quarzitschiefer.

Karbonatgesteine der Marmor-Serie.

e) Zwischen Haredalen und Lysippsdal:

Im mittleren Fränkels Land wird der Raum zwischen Haredalen—Lysippsdal und Engdalen—Kløftdalen von einer rund 4000 m mächtigen Wechselfolge von Paragneissen und Glimmerschiefern der metamorphen Eremitdal-Serie erfüllt. In der Westflanke von Niggis Spids und Ättestupan befinden sich im Liegenden dieses Gesteinsverbandes die Karbonatgesteine der Marmor-Serie, die teils disharmonisch in die unterlagernden Migmatitgneis-Komplexe eingefaltet sind (vgl. Seite 93).

In der Zone Lysippsdal—Kløftdalen fallen die Glieder der metamorphen Eremitdal-Serie einheitlich gegen Westen ein und legen sich dann flach. Längs der Zone Engdalen—Haredalen werden sie durch einen grossen, deckenartigen Komplex von granitischen Migmatitgneissen (LaCroix-Migmatitdecke), von Westen her überdeckt und überfaltet. Besonders gut erkennbar ist die Überfaltung im Isfjord, unmittelbar SE der Haredalenmündung, wo es zur Bildung einer grossen Deckfalte gekommen ist. Die westlich und zugleich zuoberst gelegenen Glieder des gesamten Paragneis-Glimmerschieferverbandes sind offensichtlich verkehrt gelagert.

Petrographisch lässt sich der zwischen Haredalen und Lysippsdal anstehende, aus Gliedern der metamorphen Eremitdal-Serie aufgebaute Verband von Paragneissen und Glimmerschiefern wie folgt zusammenfassen:

LaCroix-Migmatitdecke: granitische Migmatitgneisse, Bänder und Schollen von Amphiboliten.

300 m Schiefergneisse und Granat-Glimmerschiefer.

1500 m feinkörnige Biotitgneisse und Gneisquarzite (meist sandig verwitternd) mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern, Granat-Glimmerschiefern und Granat-Amphiboliten.

300 m feingebankte bis plattig-schiefrige Biotitquarzite bis -gneisse (teils sandig verwitternd).

200 m helle, feingebänderte Gneisquarzite und leukokrate Zweiglimmer-Oligoklasgneisse, wechsellagernd mit meso- bis melanokraten Bändergneissen (z. T. ophtalmitisch), Basis: rostig anwitternde Granat-Glimmerschiefer.

- 300 m phlebitische Paragneisse, Granat-Glimmerschiefer mit Quarzknauern.
- 200 m quarzreiche Bändergneisse, vorwiegend leukokrat, teils boudiniert.
- 700 m Wechselfolge von Glimmerschiefern mit Gneisquarziten und Biotitgneissen (meist sandig verwitternd), grobgebankte Serie von Kalksilikat-Oligoklasgneissen mit Zwischenlagen von Glimmerschiefern.
- 150 m feinkörnige, quarzitischeschiefergneisse.
- 200 m Granat-Biotitgneisse bis -schiefer mit Bändern von Para-Amphiboliten.
- Marmor-Serie: Kalkglimmerschiefer, Bänder und Linsen von Marmor, von Granat-Disthen-Stauroolith-Glimmerschiefer mit Quarzknauern, und von grauem Kalksilikat-Marmor.

b. Die Gesteinstypen der metamorphen Eremitdal-Serie.

In der metamorphen Eremitdal-Serie lassen sich folgende Gesteinstypen unterscheiden:

- 1) Glimmerschiefer und Glimmerquarzite
- 2) Muskowit-, Biotitgneisse und Gneisquarzite
- 3) Granat-Glimmerschiefer
- 4) Granat-Biotitgneisse
- 5) Marmore und Kalksilikatgesteine
- 6) Amphibolite.

1. Glimmerschiefer und Glimmerquarzite.

Metamorphe pelitische und psammitische Gesteine mit den Gemengteilen Quarz, Serizit, Chlorit, Muskowit, Biotit und manchmal mit einem geringen Gehalt an Feldspat treten in der Eremitdal-Serie nur in den Randgebieten des »Zentralen Metamorphen Komplexes« auf. Sie repräsentieren die schwach metamorphen Glieder der Serie, die während der Faltung einer Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr unterworfen waren.

Vollständig oder nahezu feldspatfreie Schiefer und Quarzite sind daher nur dort zu treffen, wo die Eremitdal-Serie sukzessive in den »Zentralen Metamorphen Komplex« übergeht, wie dies im hintersten Greisdalen (im Osten) und auch im Knækdalen (im Westen) der Fall ist. Für die erste Lokalität sei auf das Typenprofil vom Inkabjerg (Profil V), für die zweite auf die Schichtfolge vom Mysteriedalen (Profil I) verwiesen.

An beiden Lokalitäten lässt sich eine zur Schichtfolge und geologischen Struktur diskordant verlaufende, progressive Metamorphose feststellen:

Tonschiefer gehen sukzessive über in Phyllite, die stellenweise Querbiotite oder kleine Granatporphyroblasten führen können, in Chlorit-Serizitschiefer, Muskowit-Biotitschiefer, Granat-Glimmerschiefer und Glimmergneise.

Quarzite zeigen unter den gleichen Bedingungen eine viel geringere Umwandlung, die über das Stadium des Glimmerquarzites zum Feldspatquarzit und schliesslich zum Gneisquarzit führt. Meist bleibt ihre ehemalige Sedimentstruktur (Kreuzschichtung, Rippelmarks) noch bis ins hochmetamorphe Stadium erhalten.

2. Muskowit-, Biotitgneise und Gneisquarzite.

In Zonen epi- bis mesothermalen Umwandlung weisen die pelitisch-psammitischen Glieder vielfach einen, für die metamorphe Eremitdals-Serie sehr charakteristischen Gesteinstyp auf. Es handelt sich dabei um feinkörnige, vorwiegend quarzreiche Biotit-Plagioklasgneise, die als Nebengemengteile oft Kalifeldspat, sowie Muskowit und Chlorit enthalten. Akzessorisch treten auch Granat, Apatit und Erz auf. Das Gestein ist in frischem Zustand hellgrau, wittert jedoch meist bräunlich an, wobei der intergranulare Zement verloren geht, so dass es zu einer sandigen Abwitterung kommt.

Quarz tritt in sämtlichen Gesteinen als Hauptgemengteil auf (40—80 Vol%). Er ist polygonal bis lappig-buchtig umgrenzt; in einigen Proben sind die Quarzkörner auch schwach verzahnt.

Feldspäte besitzen am Aufbau dieser Gesteine einen Anteil von 5—30 %. Es handelt sich vorwiegend um Oligoklase, die meist polysynthetisch nach dem Albit-Gesetz verzwillingt sind. Oft werden sie auch von Quarz durchwachsen. — Kalifeldspat (Perthit) tritt nur selten auf.

Biotit, der vorherrschende Glimmer, weist einen kräftigen Pleochroismus auf:

α = hellbeige
 γ = kastanienbraun.

Sporadisch führt er Einschlüsse von Zirkon, die von typischen Halos umgeben sind. — Oft ist ein Teil des Biotites zu Pennin umgewandelt.

3. Granat-Glimmerschiefer.

Wie der Beschreibung der verschiedenen Profile zu entnehmen ist, bilden Granat-Glimmerschiefer einen wesentlichen Gesteinstyp der meta-



Fig. 8. Knauer von Pyrophyllit in Granat-Glimmerschiefern am Westfuss von Susannetop.

morphen Eremitdal-Serie. Je nach dem Grad der Umwandlung sind die einzelnen Gemengteile dieser Schiefer, besonders der Granat, verschieden gross ausgebildet.

Der *Granat* besitzt in der Regel einen Korndurchmesser von 2—5 mm. In Zonen hochgradiger Metamorphose, wie zum Beispiel in der unmittelbaren Nachbarschaft des LaCroix-Migmatitgneis-Komplexes (Granatbjerg, Haredalen, zentrale LaCroix Bjerge) können die Granatporphyroblasten einen Durchmesser von ein bis mehreren Dezimetern erreichen. Dabei handelt es sich durchwegs um Almandin mit einer Dichte von 4,0 bis 4,1 und einem Brechungsindex von ca. 1,81. Er ist meist durchsichtig, besitzt weinrote Farbe und Glas- bis Harzglanz. Die Granate sind jedoch selten einschlussfrei, sondern fast immer getrübt und mit Quarz und Biotit gefüllt.

In parakristallin stärker durchbewegten Zonen führen die Schiefer oft auch *Disthen*. Derselbe findet sich bisweilen in Form von knauerigen Konkretionen lagenförmig angereichert. Besonders die Granat-Glimmerschiefer am Westfuss von Susannetop enthalten ausgeprägte Horizonte mit tonerdereichen Konkretionen. Es sind dies jeweils 2—15 cm grosse, meist längliche Knauer von Pyrophyllit. Der Kern dieser Knauer besteht meist aus *Disthen*, was vermuten lässt, dass der filzige Pyrophyllit aus *Disthen* hervorgegangen ist (Fig. 8).

4. Granat-Biotitgneisse.

In den mesometamorphen Zonen bestehen die unteren, vorwiegend pelitischen Glieder der Eremitdal-Serie aus Granat-Muskowit-Biotit-Oligoklasgneissen mit folgendem Modus:

Quarz.....	30—40 %
Plagioklas.....	20—40 %
Kalifeldspat.....	0—10 %
Biotit.....	20—40 %
Muskowit.....	5—15 %
Granat.....	5—10 %

Quarz, mit meist undulöser Auslöschung, ist polygonal bis lappig-buchtig umgrenzt und unter sich vielfach schwach verzahnt.

Plagioklas bildet grössere Kristalle mit polysynthetischer Zwillingsbildung nach dem Albit- und Periklin-Gesetz. Optische Bestimmungen ergaben einen Anorthitgehalt von rund 15 %. Vielfach sind Muskowitblättchen orientiert in die Kristalle eingewachsen.

Kalifeldspat tritt relativ selten auf, meist als Perthit. Seine Anwesenheit in diesen Gesteinen ist wohl durch eine, während der Metamorphose erfolgte, schwache Stoffzufuhr bedingt.

Biotit führt oft kleine Einschlüsse von Zirkon und ist mit Erz vergesellschaftet. Er zeigt starken Pleochroismus:

na = liches Gelb
ny = kastanienbraun.

Ausser Muskowit und Granat führen diese Gesteine akzessorisch auch Apatit und Orthit.

5. Marmore und Kalksilikatgesteine.

In den Gliedern der metamorphen Eremitdal-Serie treten immer wieder Linsen und Bänder von Marmoren und Kalksilikatgesteinen auf. Sie sind sowohl als Zwischenlagen in pelitischen als auch in psammiti-

schen Gesteinen zu treffen. Je nach dem Grad ihrer Umwandlung zeigen sie verschiedene Mineralparagenesen.

a) Marmore.

Reine Marmore oder vorwiegend aus Calcit bestehende Karbonatgesteine sind in der Eremitdal-Serie selten. Doch können als Beispiele für diesen Gesteinstypus angeführt werden:

Der quarzführende Granat-Zoisitmarmor JH. 272 aus dem hintersten Grejsdalen, sowie ein analoges, doch höher metamorphes Gestein vom NE-Fuss der Taagetoppene (Isfjord), der quarzführende Biotit-Zoisit-Diopsidmarmor JH. 200.

b) Kalksilikatgesteine.

In den Glimmerschiefern, Gneissen und Gneisquarziten treten immer wieder Horizonte auf, die mehr oder weniger reich an Calcit und Kalksilikaten sind. Unter den letzteren fallen besonders Epidot und Zoisit als die häufigsten Vertreter auf. Gesteinstypen dieser Gruppe sind:

Kalksilikatführende Kalkglimmerschiefer,
Epidot-Zoisit-Biotitgneisse,
epidotführende Glimmerquarzite,
Kalksilikatfelse,
Para-Amphibolite.

6. Amphibolite.

In der metamorphen Eremitdal-Serie finden sich zahlreiche Lagen, Linsen und Schollen von Amphiboliten. Für die vielen konkordant eingelagerten Horizonte darf wohl sicher Para-Charakter angenommen werden, zumal wir in schwächer metamorphen Zonen in den stratigraphisch übereinstimmenden Horizonten Karbonat- und kalkigmergelige Gesteine beobachten können.

Verschiedene, weitausgedehnte Linsen und schollenartige Körper von Amphiboliten lassen auf Grund ihrer Einlagerungsform eher Ortho-Ursprung vermuten.

a) Para-Amphibolite.

In Zonen meso- bis katathermaler Umwandlung treten, besonders in der unteren Eremitdal-Serie, feingebänderte Horizonte von granatführenden Amphiboliten auf, wie z. B. am Kap Lapparent, im untersten Jomsborg Dal und in weniger ausgeprägter Form auch am Susannetop. Es handelt sich dabei vorwiegend um folgende Typen:

Erz, Apatit, Feldspat und Quarz führende Granat-Amphibolite,
titanit- und calcitführende Granat-Biotit-Hornblendefelse,
calcitführende Granat-Biotit-Hornblendegneisse.

b) Ortho-Amphibolite.

Vermutliche Ortho-Amphibolite wurden innerhalb der metamorphen Eremitdal-Serie im wesentlichen an folgenden Lokalitäten getroffen: In horizontaler Lagerung längs der Gipfelflur zwischen Stenmanden und Graahorn, an der SW-Wand des Marcia Bjerg als boudinierte Schollen, sowie in Form von mächtigen Linsen unterhalb von Grifhovedet (an der Fjordwand Renbugten—Kap Lapparent) und an der steil in den Kejser Franz Josephs Fjord abstürzenden Nordwand der Payers Tinde. — Weitere mächtige Amphibolit-Körper stehen ca. 3 km östlich Kap Lapparent an (Fig. 9). Sie liegen allerdings in den steil aufgefalteten, metamorphen Schichten der Quarzit-Serie Nr. 1—2 und sollten dementsprechend erst zusammen mit den Gesteinen der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 beschrieben werden. Ihre Entstehung scheint jedoch mit den in die Eremitdal-Serie eingelagerten Amphibolitkörpern eng verknüpft zu sein, sodass sie ebenfalls hier angeführt werden müssen.

Als Beispiele seien folgende Proben angeführt:

- JH. 89b quarz- und plagioklasführender Klinochlor-Granat-Amphibolit (aus den Amphibolit-Körpern ca. 3 km östlich Kap Lapparent).
JH. 282 erz- und titanitführender Biotit-Hornblendefels (vom Stenmanden, Djævekløften).

Die *Hornblende*, der Hauptgemengteil dieser Gesteine, tritt in verschiedenen Typen auf:

Die Probe JH. 89b führt einen Kataphorit mit folgenden optischen Eigenschaften:

- n_α = farblos
 n_β = bräunlich
 n_γ = grünlich-braun
 n_γ/c = ca. 24°
 $2V$ = + sehr klein.

Anderseits ist der Hauptgemengteil der Probe JH. 282 eine gewöhnliche Hornblende mit folgendem Pleochroismus:

- n_α = liches Beige
 n_β = gelblich-grün
 n_γ = blaugrün
 n_γ/c = ca. 19° .

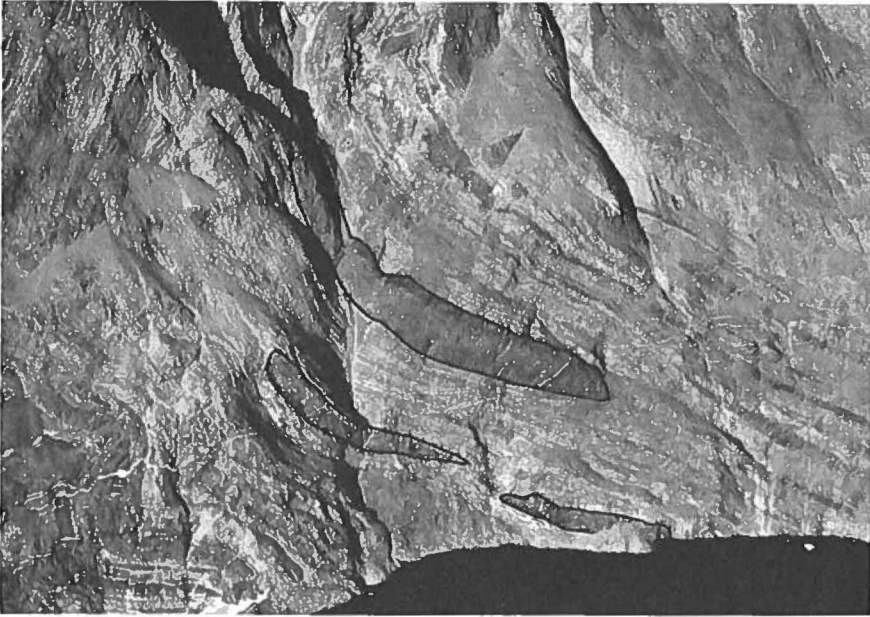


Fig. 9. Amphibolit-Körper ca. 3 km östlich Kap Lapparent. Der obere Körper ist ca. 600 m lang und 100 m mächtig.

c. Die Eremitdal-Serie im Bereiche verschiedengradig metamorpher Zonen.

Inbezug auf die Metamorphoseerscheinungen führten die Feldbeobachtungen und die nachträglichen Schliffuntersuchungen zum eindeutigen Ergebnis, dass die Zonen gleicher Umwandlung ausnahmslos den kuppen-, stirnen- oder deckenförmigen, synorogenen Migmatitkörpern konform verlaufen. Die Umwandlungsprozesse sind von diesen Granit-Komplexen ausgegangen. Auf Grund der auftretenden Mineralparagenesen kann angenommen werden, dass es sich dabei vorwiegend um Kontaktmetamorphose und nur zu einem untergeordneten Teil um Dislokationsmetamorphose gehandelt hat.

1. Die Kontaktmetamorphose mit Stoffzufuhr.

Besonders in der metamorphen Eremitdal-Serie kann vielerorts sehr schön beobachtet werden, wie die Gesteinsverbände unabhängig von ihrer primär pelitischen oder psammitischen Zusammensetzung, mit Annäherung an die synorogenen Granit-Komplexe eine sukzessive Feldspatisierung erfahren. Sowohl Glimmerschiefer als auch Quarzite werden Schritt für Schritt in Gneisse und schliesslich in granitartige Gesteine umgewandelt. Ein Umstand, der uns notwendigerweise zur Folgerung



Fig. 10. Adern von Feldspatmaterial (Stoffzufuhr) in Glimmerschiefern, zentrale LaCroix Bjerger, Westseite.

führt, dass die feststellbare Kontaktmetamorphose mit einer Stoffzufuhr aus der Tiefe verbunden sein musste. Auch in Zonen umfassender Umkristallisation sind die Strukturen des Ausgangsgesteins erhalten geblieben, oder sogar verstärkt abgebildet worden.

Zwischen dem eigentlichen Paragestein (Glimmerschiefer, Glimmerquarzite) und den Graniten (im weiteren Sinne: Granite, Granodiorite, Kalifeldspat-Augengneisse etc.) besteht eine breite Übergangszone. Die mit der progressiven Metamorphose der ursprünglichen Sedimente verbundene, Schritt für Schritt vermehrte Stoffzufuhr führt allmählich zur Bildung von Knoten, Augen, Linsen und Adern von Feldspatmaterial (Fig. 10). In noch tieferer Zone folgen Knauer, Boudins und grössere konkordante Lagen von pegmatitischen Massen, die mit keinem Gangsystem in direkter Beziehung stehen (Fig. 11). Eine solche alkalisilikatische Durchdringung der Paragesteine unter Bildung von ophthalmiti-



Fig. 11. Konkordante, verfaltete Gänge und Adern von pegmatitischem Material (Stoffzufuhr) in Glimmerschiefern und Paragneissen am SW-Fuss von Susannetop.



Fig. 12. Flugbild des hintersten Grejsdalen (rechte Talseite). Phyllite und Quarzitschiefer der Eremitdal-Serie gehen sukzessive über in Glimmerschiefer und Paragneisse. Im Vordergrund intensive Durchdringung mit alkalisilikatischer Zufuhr (Knauern, Boudins, Linsen, Lagen von pegmatitischem Material), Mischzone im Hangenden des Djævleborg-Migmatitkörpers.

schen bis phlebitischen Gneissen lässt sich ausserordentlich eindrucklich im Haredalen, im Hangenden der LaCroix-Migmatitdecke, aber auch am Taagehorn, im südöstlichen Louise Boyds Land und im hintersten Grejsdalen (Fig. 12) beobachten. Wir befinden uns in diesen Gebieten im Bereiche einer Mischzone von sedimentärem und eruptivem Ausgangsmaterial.

2. Kontaktmetamorphose ohne Stoffzufuhr.

In Zonen ohne, oder mit nur geringfügiger Stoffzufuhr ist ebenfalls durchgreifende Umkristallisation festzustellen. Im epithermalen Bereich sind es vor allem Quarz und, wenn vorhanden, auch Calcit, die in Form von Knauern grössere Sammelkristallisationen bilden (z. B. Glimmerschiefer mit Quarzknauern). Bei stärkerer Einwirkung von Temperatur und Druck dürfte dann auch die Bildung von Plagioklas einsetzen. — Gesteine mit einem höheren Plagioklasgehalt und besonders auch solche, die Kalifeldspat führen, müssen hingegen bereits als Produkt einer mit Stoffzufuhr verknüpften Metamorphose betrachtet werden.

D. Metamorphe Quarzit-Serie Nr. 1—2.

Wie in der Fjord- und in der Nunatakzone, so heben sich auch im »Zentralen Metamorphen Komplex« die Schichtverbände Nr. 1 und Nr. 2 als grobgebankte, helle psammitische Serien deutlich ab von der unterlagernden, dunkleren, schiefrigen Zone der Eremitdal-Serie.

Das sedimentäre Ausgangsmaterial der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 besteht zum grössten Teil aus Sandsteinbänken, die in umgewandelter Form massige, weisse, graue und rötliche Glimmerquarzite, Feldspatquarzite und Gneisquarzite ergeben. Besonders der obere Teil dieses Quarzitverbandes (Schicht Nr. 2) präsentiert sich in metamorpher Form meist als typischer glasiger Glimmerquarzit mit eisenoxydischer Pigmentierung und rostiger Anwitterung.

In Inner-Andrées Land lassen sich, analog den Verhältnissen in der Eremitdal-Serie, kontinuierliche Übergänge von den sedimentären zu den kristallinen Gliedern beobachten. Die Schichtverbände sind dort auch relativ einfach gelagert und besitzen z. B. in den Djævekløften eine Gesamtmächtigkeit von ca. 1000 m.

Die, vorwiegend in den oberen Gliedern der metamorphen Eremitdal-Serie, aber auch an der Basis und innerhalb der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 auftretenden Linsen und Boudins von Amphibolit sind bereits im Abschnitt über die metamorphe Eremitdal-Serie beschrieben worden.

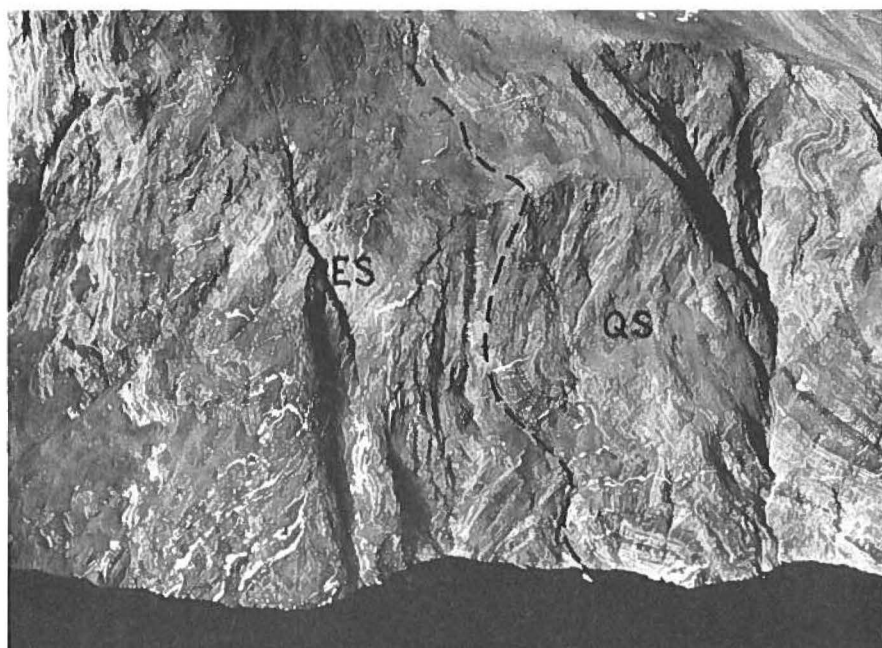


Fig. 13. Flugbild vom Kap Lapparent aus 2000 m Höhe.
ES = metamorphe Eremitdal-Serie, QS = metamorphe Quarzit-Serie Nr. 1—2.

a. Die lithologischen Verhältnisse der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2.

Ist schon im östlichen und westlichen Sedimentgebiet der Charakter der Quarzit-Serie Nr. 1—2 sehr monoton und einfach, so trifft dies noch viel mehr für die verschiedengradig metamorphen Glieder im Kristallin-gebiet zu. Der Umstand, dass sowohl in der Nunatakzone die Schichten Nr. 1 und Nr. 2 der Quarzit-Serie, resp. die "Summit-Serie" der Petermann-Serie, lithologisch genau gleich ausgebildet sind, berechtigt zur Annahme, dass im dazwischenliegenden Kristallin-gebiet primär analoge Verhältnisse vor auszusetzen sind. Hingegen zeigt sich in bezug auf die Mächtigkeit wiederum eine Zunahme von Osten nach Westen, die jedoch geringer ist als bei der Eremitdal-Serie. In der Fjordzone, z. B. in der Eleonores Bugt, besitzen die Schichten Nr. 1 und Nr. 2 zusammen eine Mächtigkeit von 1000 m, während ihr Äquivalent in der Petermann-Kette, die "Summit-Serie", 1500 m aufweist.

Im Gebiete von West-Andréas Land und Ost-Frønkels Land gibt es nur zwei Lokalitäten, an denen die metamorphe Quarzit-Serie Nr. 1—2 vollständig aufgeschlossen ist: im östlichen Teil der Djævlekløften, im Westschenkel der Graahorn-Antiklinale und längs der Küste zwischen Kap Lapparent und Junctiondal (Fig. 13). Die Mächtigkeit beträgt an

der ersten Lokalität ca. 1000 m, an der zweiten ca. 1200 m. Es handelt sich dabei vorwiegend um bankige Glimmerquarzite bis Feldspatquarzite mit einigen Zwischenlagen von Phylliten und Glimmerschiefern. Während am Kejser Franz Josefs Fjord der obere Teil dieses Quarzitverbandes nicht besonders auffällt, zeigt er in den Djævekloften sowie im gesamten Nord-Andréas Land eine markante rostige Anwitterung. Diese Erscheinung ist offensichtlich mit dem hohen Eisenoxydgehalt der Schicht Nr. 2 in Zusammenhang zu stellen.

An zahlreichen weiteren Aufschlüssen in West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land stehen nur Teile dieses Quarzitverbandes an. Am Margaretatop, Djævehjørnet und Renbjerg sind zur Hauptsache nur die oberen Glieder, in den LaCroix Berge, am Susannetop, Aletschhorn und Taagehorn hingegen nur die untersten Glieder zu treffen.

b. Die Gesteinstypen der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2.

Die Gesteine der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 lassen sich je nach dem Grad ihrer Umwandlung und der stattgefundenen Stoffzufuhr in drei Typen gliedern:

- 1) Glimmerquarzite
- 2) Feldspatquarzite
- 3) Gneisquarzite.

Die Glimmerquarzite finden wir in den schwach metamorphen Zonen, vorwiegend in den Randgebieten des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, die Gneisquarzite hingegen in Zonen stärkerer Umwandlung.

1. Glimmerquarzite.

Im innersten Grejsdalen, wo die Glieder der Quarzit-Serie Nr. 1—2 sukzessive metamorph werden, lässt sich als erstes Stadium der Umwandlung die Paragenese Quarz, Serizit, Chlorit feststellen, die dann übergeht in die Paragenese Quarz, Biotit, Muskowit, Plagioklas.

Quarz ist mit 90—99 % der Hauptbestandteil dieser Gesteine. Meist bildet er grosse, polygonale Körner, die schwach verzahnt sind, oder rundliche, lappig-buchtig umgrenzte Individuen. Böhm'sche Streifung und undulöse Auslöschung sind sehr häufig, da der grösste Teil dieser schwach metamorphen Gesteine in relativ festem Zustand deformiert worden ist. Nicht selten lässt sich lagenweise Fliesskornbildung und strähnenartiger Zeilenbau beobachten.

Glimmer ist in der Regel nur in untergeordneter Menge vorhanden. Serizit-Muskowit ist häufiger als Biotit; der letztere zeigt im Dünnschliff nur schwachen Pleochroismus:

na = farblos bis gelblich

$n\gamma$ = helles Olivbraun.

Feldspäte sind in diesen Glimmerquarziten keine oder nur in sehr kleinen Mengen zu beobachten. Wenn vorhanden, so handelt es sich ausnahmslos um Albit oder sauren Oligoklas, die teilweise Quarzeinschlüsse enthalten. Meist sind sie polysynthetisch verzwilligt nach dem Albit-Gesetz, in seltenen Fällen schwach getrübt und gefüllt mit Serizit-schüppchen.

Glimmerquarzite von der beschriebenen Art wurden u. a. gefunden im oberen Junctiondal, am Margaretatop, am Knivbjerg, am Inkabjerg und in den Sedimentschollen im Grejsdalen-Granit-Batholithen.

2. Feldspatquarzite.

In Zonen stärkerer Umwandlung weisen die Glieder der Quarzit-Serie Nr. 1—2 einen Schritt für Schritt zunehmenden Gehalt an Feldspat auf. Der Mineralbestand solcher Feldspatquarzite verhält sich meist wie folgt:

Quarz.....	60—85 %
Feldspat.....	10—35 %
Biotit, Muskowit.....	0—10 %

Neben Albit-Oligoklas gesellt sich sukzessive auch Kalifeldspat, besonders Perthit und Mikroklin. Während das Auftreten von Plagioklas bis zu einem gewissen Grade als Produkt einer erhöhten Aktivierung des sedimentären Altbestandes angesehen werden kann, muss wohl beim Vorhandensein von Kalifeldspat bereits eine, der Metamorphose synchron verlaufende, Stoffzufuhr angenommen werden.

Das Auftreten sukzessive feldspatreicherer Quarzite innerhalb der Quarzit-Serie Nr. 1—2 wurde z. B. festgestellt im hintersten Grejsdalen, im Kontaktgebiet des Luciadals und beim Abstieg vom Margaretatop ins Gauli Dal.

3. Gneisquarzite bis quarzreiche Gneisse.

Je mehr wir uns beim Verfolgen der Schichten der Quarzit-Serie Nr. 1—2 den synorogenen Granit- und Migmatitkörpern nähern, desto intensiver und umfassender wird die Umwandlung. Der Feldspatgehalt nimmt zu und zugleich auch die Grösse dieser Kristalle. Auch die Glimmer, vorab die Biotite, bilden sukzessive grössere Blättchen und Schuppen, während die Korngrösse von Quarz auffällig abnimmt. Als weitere Gemengteile treten oft auch Epidot-Zoisit, Granat, Apatit und in hochgradig umgewandelten Schichten auch Hornblende und Titanit auf.

Die ehemaligen Quarzite werden somit schrittweise gneisartiger und meist auch reicher an femischen Komponenten. Die Gneisquarzite bis quarzreichen Gneisse sind meist fein- bis mittelkörnig. Die streng parallel gerichteten Glimmer zeichnen deutlich eine planare Paralleltexur ab.

Besonders schön liess sich die Umwandlung der Quarzite in hochgradig metamorphe Glieder am Küstenprofil Kap Lapparent—Junctiondal beobachten: Auf der rund 1450 m hohen Gipfelflur sind die steil gestellten Schichten der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 als plattig-bankige Glimmerquarzite, feldspatführende Glimmerquarzite und Feldspatquarzite ausgebildet. Am Fjordufer hingegen treten die genau gleichen Schichten als gebänderte Gneisquarzite und leukokrate Biotitgneisse auf.

Während in diesem speziellen Beispiel vom Kap Lapparent die Umwandlung der steil gestellten Serien in vertikaler Richtung zunimmt, sind an anderen Lokalitäten, z. B. im Knækdalen (vgl. WENK und HALLER, 1953), in dieser Serie die gleichen Umwandlungsstadien auch in horizontaler Richtung beobachtet worden. Wie bei den tieferen Schichtverbänden, so lässt sich auch bei den Gliedern der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 vielfach eine quer zu den S-Flächen und zur geologischen Struktur verlaufende Umwandlungsfront feststellen, die sich konform den synorogenen Granit- und Migmatitkörpern ausgebreitet hat.

E. Metamorphe Quarzit-Serie Nr. 3—6.

Im Hangenden der grobgebankten Glimmerquarzite, Feldspatquarzite und Gneisquarzite folgt eine mächtige Wechsellagerung von vorwiegend Glimmerschiefern mit Feldspatquarziten und Gneisquarziten. Es handelt sich dabei um die metamorphen Glieder der Schichten Nr. 3—6 aus der Quarzit-Serie der Eleonore Bay-Formation. Im inneren Andréés Land sind nur die metamorphen Schichten Nr. 3 und 4 erhalten; sie bilden im wesentlichen den Kern der Djævelekloften-Synklinale und erstrecken sich somit vom Hvidhoved in NW-Andréés Land bis ins Junctiondal und an den Kejser Franz Josephs Fjord. Im unteren Junctiondal lassen sich auch noch Teile der metamorphen Serien Nr. 5 und 6 erkennen, doch geht infolge des Staffelbruchsystemes der Junctiondal-Störung der stratigraphische Zusammenhang dieser oberen Glieder weitgehend verloren.

a. Die Schichtfolge der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6.

Daten über diese Serie lassen sich nur schwierig angeben, da sowohl in Andréés Land als auch in Fränkels Land im Kristallgebiet die be-

treffenden Schichten nur unvollständig und meist in tektonisch komplizierter Lagerung vorhanden sind.

Im untersten Teil der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 konnte in Nord- und Süd-Andréas Land eine gegen 500 m mächtige Zone von vorwiegend Glimmerschiefern und einigen quarzitischen Lagen beobachtet werden; es handelt sich dabei um die metamorphe Schicht Nr. 3. Im Gebiete des Kalvedals und in den Bergen des obersten Benjamins Dal sind es vorwiegend Phyllite, Serizit-Chloritschiefer, Quarzitschiefer und plattige Glimmerquarzite, alles Gesteine, die eine relativ schwache Umwandlung erfahren haben. In den Djævlekløften und auf der rechten Talseite des Junctiondals sind die Gesteine der gleichen Serie vorwiegend als Glimmerschiefer, Granat-Glimmerschiefer, Glimmergneisse und Gneisquarzite ausgebildet, zeigen also in diesen Gebieten eine höhere Metamorphose.

Im Hangenden dieses zur Hauptsache schiefrigen Verbandes folgen sodann helle, bankige Quarzite, die der Schicht Nr. 4 zuzuordnen sind. Sie konnten im Kalvedal, in den Bergen des obersten Benjamins Dal und im Junctiondal festgestellt werden. Diese Quarzite dürfen jedoch, ausgenommen die Vorkommen im unteren Junctiondal, kaum mehr als »metamorph« bezeichnet werden, da sie nur selten etwas Serizit führen, und im übrigen von den entsprechenden Gesteinen im Sedimentgebiet nicht zu unterscheiden sind.

Im unteren Junctiondal und besonders längs des Küstenprofils westlich der Mündung stehen auch die höheren Glieder der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 an, doch sind sie dort, wie bereits erwähnt, durch das Staffelbruchsystem der Junctiondal-Störung dermassen zusammenhangslos gelagert, dass eine stratigraphische Gliederung unmöglich wird. Immerhin lässt sich erkennen, dass die an der Talmündung anstehenden Glimmerschiefer, Gneisse und Mylonite ungefähr den obersten Gliedern der Quarzit-Serie entsprechen dürften. An der gleichen Lokalität tritt ferner ein spätorogen intrudierter Mikroklin-Granit auf, der in gewisser Hinsicht die Umwandlung und Prägung dieser Gesteine ebenfalls beeinflusst hat.

Beim Vergleich der Stratigraphie der Quarzit-Serie Nr. 3—6 im Sedimentgebiet von Süd-Andréas Land (FRÄNKEL, 1953) mit der ihr äquivalenten "Synclinal-Series" (WENK und HALLER, 1953) aus der Petermann-Synklinale in West-Fränkels Land, ist ein Überhandnehmen von psammitischem Material gegen Westen sehr auffällig. Auf Grund dieses nachgewiesenen faciellen Wechsels dürfen auch für die im »Zentralen Metamorphen Komplex« noch erhaltenen metamorphen Glieder der Schichten Nr. 3—6 primär gewisse Wechsel in ihrer Ablagerungsfolge angenommen werden. In diesem Zusammenhange muss besonders auf den, auf beiden Seiten des Jomsborg Dals, sowie an der Süd- und West-

flanke der Sfinksen anstehenden Horizont von Karbonatgesteinen aufmerksam gemacht werden, der mit grosser Wahrscheinlichkeit in den unteren Teil der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 eingegliedert werden muss. Leider liess sich die stratigraphische Stellung desselben feldgeologisch nicht eindeutig ermitteln, da dieser Marmorhorizont im Jomsborg Dal in Sedimentschollen inmitten eines spät- bis postorogenen Granitareales auftritt. Der Umstand, dass im Sedimentgebiet von Ost-Andréas Land und auch im Strindbergs Land in der Schicht Nr. 3 der Quarzit-Serie karbonatführende Horizonte auftreten, legt die Vermutung nahe, den 10—20 m mächtigen Marmorzug im Jomsborg Dal ebenfalls in diese Schicht einzugliedern. Der Verfasser möchte jedoch die Frage nach der definitiven stratigraphischen Stellung dieser Marmore offen lassen.

b. Die Gesteinstypen der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6.

Im gesamten Schichtverband der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 sind eine Reihe verschiedenartig zusammengesetzter und verschiedengradig metamorpher Gesteinstypen vorhanden, die sich durch folgende Mineralparagenesen charakterisieren lassen:

- 1) Paragenese mit Chlorit und Serizit
- 2) Paragenese mit Muskowit, Biotit und Feldspat
- 3) Paragenese mit Epidot-Zoisit, Granat und Disthen
- 4) Paragenese mit Hornblende
- 5) Paragenese mit Calcit und Skapolith.

1. Paragenese mit Chlorit und Serizit.

Chlorit und Serizit führende Gesteine sind in den Gliedern der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 sehr zahlreich vertreten und zwar sowohl in psammitischen als in pelitischen Typen. Die Psammite treten auf als bankige, plattige bis schiefrige Chlorit- oder Chlorit-Serizitquarzite; die Pelite als Phyllite oder Serizit-Chloritschiefer.

Die Paragenese Chlorit-Serizit ist im Schichtverband der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 sehr verbreitet; die Umwandlung muss sich im epithermalen Bereich abgespielt haben. Höhere Metamorphose treffen wir nur dort, wo sich die Glieder dieser Serie in unmittelbarer Nachbarschaft von synorogenen Granit- und Migmatitkörpern befinden (z. B. Küstenprofil Kap Lapparent—Junctiondal) oder durch Einfaltung in tiefere Zonen versenkt worden sind (z. B. zentraler Teil der Djævekløften).

2. Paragenese mit Muskowit, Biotit und Feldspat.

Gesteinstypen mit dieser Paragenese finden sich vor allem im unteren Teil des Junctionsdals und im Mündungsgebiet desselben, sowie auch im mittleren und westlichen Teil der Djævlekloften. Die psammitischen Glieder präsentieren sich als Gneisquarzite, bei intensiv umgeprägten Verbänden sogar als grobkörnige Bändergneisse. Die weit häufigeren psammitisch-pelitischen und pelitischen Gesteine behalten als Quarzit- und Glimmerschiefer ihre typisch schiefrige Textur bei und zeigen meist knotenartige, kleine Porphyroblasten von Albit; seltener tritt auch Kalifeldspat auf.

3. Paragenese mit Epidot-Zoisit, Granat und Disthen.

In Zonen epi- bis mesothermalen Umwandlung, wie z. B. längs dem Profil Kap Lapparent—Junctiondal, führen die Gesteine der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 oft Epidot-Zoisit, Granat und teils auch Disthen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Apatit, Epidot und ev. Disthen führende Granat-Muskowit-Biotitschiefer bis -gneisse.

4. Paragenese mit Hornblende.

Hornblende führende Gesteine sind selten. Wenn überhaupt vorhanden, so ist die Hornblende meist chloritisiert und in Auflösung begriffen. Gesteinstypen der Paragenese mit Hornblende konnten im oberen Jomsborg Dal und auf Djævlehjørnet in Form von Epidot-Hornblendeschiefern beobachtet werden.

Bei der Hornblende handelt es sich um strahlsteinartige Typen mit folgendem Pleochroismus:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{blass grünlich} \\ n\beta &= \text{bläuliches Grün} \\ n\gamma &= \text{gelbliches Grün} \\ n\gamma/c &= \text{ca. } 15^\circ. \end{aligned}$$

5. Paragenese mit Calcit und Skapolith.

Im Gebiete des oberen Jomsborg Dal sind zu beiden Seiten graue, körnige Marmore bis Glimtermarmore anstehend. Ähnliche Gesteine sind auch an der Nord- und Westseite der Sfinksen zu treffen, doch sind es dort vorwiegend weisse, spätige, teils erzführende (Ilmenit?) Marmore, die in linsenartigen Anreicherungen auftreten.

Ferner konnten auf der Nordseite des Knivbjergs auch Calcit und Skapolith führende Quarzitschiefer und millimeter- bis zentimetermächtige Bändchen von braun anwitterndem, quarzreichem Marmor festgestellt werden.

F. Metamorphe Bunte Serie.

Metamorphe Glieder der Bunten Serie liessen sich einzig in Süd-Andréas Land, im unteren Junctiondal, feststellen, wo besonders unmittelbar östlich der Hauptverwerfungslinie der Junctiondal-Störung eine nahezu vollständige Folge dieser Serie aufgeschlossen ist. Die Schichten fallen dort alle gleichmässig gegen Osten und zeigen in dieser Richtung auch ein allmähliches Abklingen der Metamorphoseerscheinungen. Direkt östlich der Junctiondalmündung weisen die Gesteine eine noch deutlich erkennbare epithermale Prägung auf. Die pelitischen Glieder treten als Phyllite und Serizit-Chloritschiefer auf, die Karbonathorizonte sind marmorisiert. In den Marmoren der Schichtgruppe Nr. 9 und 11 treten neben Quarz auch Skapolith und Apatit als Nebengemengteile auf.

Inbezug auf die stratigraphischen Verhältnisse innerhalb der metamorphen Bunten Serie auf der östlichen Seite der Junctiondalmündung konnte der Verfasser in Übereinstimmung mit E. FRÄNKEL feststellen, dass ausser einem geringmächtigen Schichtkomplex aus dem untersten Teil des Verbandes diese Serie vollständig erhalten ist. Die Hauptverwerfungslinie der Junctiondal-Störung, die im untersten Junctiondal ungefähr dem Bach entlang verläuft, fällt an der Talmündung in den Bereich der Grenzhorizonte zwischen Bunter Serie und Quarzit-Serie. Durch Mylonitisierung und Abscherung sind die Gesteine dieser Horizonte wohl unmittelbar aus dem stratigraphischen Zusammenhang gerissen worden, doch kann für das Gebiet des Junctiondals keinesfalls von einer stratigraphischen Lücke gesprochen werden, wie sie HUBER (1950, S. 21) annimmt.

G. Metamorphe Kalk-Dolomit-Serie.

Aus den Schichtgruppen der Kalk-Dolomit-Serie sind im nördlichen Teil des »Zentralen Metamorphen Komplexes« keine, im eigentlichen Sinn metamorphen Gesteine bekannt. Auch die östlich des Junctiondals, in die Mondplateau-Synklinale (vgl. FRÄNKEL, 1953) eingebauten Glieder dieser Serie zeigen zwar eine geringfügige Marmorisierung und Boudinierung gewisser Dolomithorizonte (vgl. WEGMANN, 1935 a, S. 34), doch müssen sie im grossen ganzen als nicht metamorph angesprochen werden. Die Abgrenzung zwischen Kristallin- und Sedimentzone wurde daher für dieses Gebiet längs der Hauptverwerfungslinie der Junctiondal-Störung angenommen.

II. Granite und Mischgesteine.

Diese Gesteine werden nach geologischen und petrographischen Gesichtspunkten in zwei Gruppen gegliedert:

A. Synorogene Granite und Migmatite.

Sie bilden den konkordanten, oft schalig-lagigen Untergrund der in den vorangehenden Kapiteln beschriebenen metamorphen Sedimente des Grönlandiums, lassen meist eine schwach angedeutete, bis gut entwickelte Paralleltexur erkennen und besitzen mikroskopisch die Gefügeeigenschaften von metamorphen bis ultramamorphen Gesteinen.

B. Spät- bis postorogene Granite.

Sie durchbrechen als konkordante und diskordante Intrusivkörper die metamorphen Sedimente des Grönlandiums und weisen sowohl makroskopisch als mikroskopisch das Gefüge von Eruptivgesteinen auf.

Lokal finden sich jedoch Granitvorkommen, welche eine Zwischenstellung zwischen den beiden Gruppen einnehmen. Die genetischen Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Granitgenerationen werden im petrochemischen und im tektonischen Teil (siehe Zusammenfassung und Betrachtungen zur kaledonischen Orogenese) diskutiert.

A. Synorogene Granite und Migmatite.

Zur Gruppe der synorogenen Granite und Migmatite gehören sämtliche Gesteine vorwiegend granitischer Zusammensetzung, die sich konkordant in den Faltenbau des »Zentralen Metamorphen Komplexes« einfügen, und die in noch plastischem Zustand mitverfaltet worden sind.

Die Gestalt und Zusammensetzung dieser Körper ist verschiedenartig, da einerseits die Stoffzufuhr im Verlaufe der Orogenese von Fall zu Fall verschieden grosses Ausmass erreichte, und da andererseits das infiltrierte Wirtgestein von sehr unterschiedlicher Zusammensetzung war. Die mannigfaltige Textur und Zusammensetzung dieser synorogenen Granite und Migmatite beruht auf der wechsellvollen Verknüpfung verschiedener Faktoren, was auch eine systematische Gliederung dieser Gesteinsverbände erschwert.

Innerhalb der grossangelegten migmatitischen Hauptaufwölbung im Raume Kap Lapparent—Renbugten—Kap Madeleine—Niggli's Spids, der sog. Renbugten-Aufwölbung, lässt sich immerhin eine genetische und stoffliche Dreiteilung der granitischen Gesteinsverbände vornehmen:

Im basalen Unterbau des Gewölbes finden wir einen leukokraten Monzonitgranit, der am Ostfuss des Niggli's Spids und besonders bei

Renbugten schön aufgeschlossen ist. Dieser Granit von nebulitischer Textur bildet die domartige Antiklinalfüllung im Kern des Migmatitkörpers. Unmittelbar im Hangenden des basalen Granites folgt eine boudinierte Zone von sehr hornblendereichem Gestein.

Über die domartige basale Granit-Kuppe mit basischem Saum legt sich ein komplexer Verband intensiv durchbewegter Kalifeldspat-Augengneisse, der aus einzelnen flach liegenden Stirnlappen aufgebaut ist.

Ein genetisches Übergangsglied zwischen dem leukokraten granitischen Gestein der basalen Migmatitfront und dem nur selektiv infiltrierten Augengneis-Hüllkomplex bildet der porphyrtartige Granodiorit von Kap Madeleine. Hier lassen sich die genetischen Zusammenhänge zwischen Wirtgestein und zugeführtem Material, sowie die verschiedenen Formen der Infiltration, gut erkennen.

Neben der migmatischen Hauptaufwölbung am Eingang des Isfjordes befinden sich im Nordteil des »Zentralen Metamorphen Komplexes« noch zahlreiche weitere, synorogene Granit- und Migmatitkörper kleineren Ausmasses, die jedoch in ihrer stofflichen Zusammensetzung und in ihrem Gefüge alle sehr ähnlich sind. Unter ihnen treffen wir sowohl kleine Kuppenstrukturen, als auch zungen- bis deckenartige Körper, die als Ausstülpungen des migmatitischen Unterbaues gedeutet werden müssen. Die Gesteine dieser kleineren Infiltrationskörper werden im Abschnitt »Migmatitgneisse, vorwiegend granitisches Material« besprochen und sind auch auf der geologisch-petrographischen Karte (Tf. I) und auf der Profiltafel (Tf. II) in diesem Sinne ausgeschieden worden.

a. Basaler Monzonitgranit-Komplex von Renbugten.

Bei der Einfahrt in den Isfjord fällt an der Ostwand des Niggli Spids und in den geklüfteten Steilwänden der Jomsborg die markante Farbgliederung der Gesteinsverbände auf; über einer weissen, basalen Granitkuppe folgt eine dunkle Augengneis-Serie.

Dem Feldgeologen drängt sich dabei der Gedanke einer Granitisierungsfront geradezu auf. Der weisse basale Granitkörper hat die Form einer gewaltigen Kuppe (siehe Tf. VI). Ihr Zentrum liegt zwischen Renbugten und dem Ostkap von Fränkels Land. Von dieser Kulmination aus fällt die Gewölbestruktur gleichmässig mit ca. 30° gegen Norden, Süden und Westen ab. Gegen Osten zu bildet der Granitkörper hingegen eine leicht überkippte Stirnfalte.

Das Hauptgestein der basalen Granitkuppe besteht aus einem mittelkörnigen, leukokraten Biotit-Monzonitgranit. Daneben finden sich, besonders in den Randpartien des schalig-lagig aufgebauten Ge-

wölbes, auch Schlieren, Boudins, Linsen und Bänder von Paramaterial, das als Wirtgestein aufzufassen ist und in Form von feldspatisierten Quarziten, von hornblende- und biotitreichen Gesteinen, sowie von karbonatführendem Pyroxenfels erhalten blieb. Bezogen auf die charakteristischen gelblichen Bänder der Marmor-Serie (= metamorphe oberste Alpefjord-Serie), welche als Leithorizonte die gesamte migmatitische Aufwölbung im Raume Kap Lapparent—Renbugten—Kap Madeleine—Niggli Spids umhüllen, muss es sich bei diesem reliktschen Paramaterial im Innern der basalen weissen Granitkuppe um Glieder der tieferen Alpefjord-Serie handeln.

Anderseits durchsetzen Adern, Gänge und Lagen von pegmatitischem Gestein den Granitkomplex. Sie repräsentieren das dem Wirtgestein zugeführte Material.

Auf Grund des Feldbefundes scheint somit das Hauptgestein des basalen Granitkörpers, der helle Monzonitgranit von Renbugten, durch Vermischung eines Substrates von vorwiegend sandigem, bis tonig-mergeligem Paramaterial mit zugeführtem Neosom, also durch Migmatisierung entstanden zu sein. Der Monzonitgranit von Renbugten darf daher als Migmatitgranit angesprochen werden, liegen doch zahlreiche Hinweise vor, dass er das Produkt einer »in situ« erfolgten Granitisierung ist.

Wohl ist im einzelnen Handstück die Textur des Gesteins meist massig richtungslos bis schlierig. Doch schon im Bereich eines Aufschlusses zeichnen sich deutlich erkennbare Strukturen ab, als nebultische Anreicherung dunkler Gemengteile, durch Einregelung der Biotite in das planare Parallelgefüge mit Übergängen zu Ader- und Bändergneissen, oder als schlierig-fluidale Abbildungskristallisation ehemals sedimentogener Strukturen. Zum Teil zeichnet sich sogar die alte Kreuzschichtung der ehemaligen Quarzitbänke als Schlieren von Granat- oder Biotit-Anreicherungen ab.

Gewisse Teile des basalen, weissen Granitkomplexes werden sodann längs Kluftflächen von einem jüngeren roten Granit infiltriert. Das gleichzeitige Auftreten von Quarz- und Epidotadern zusammen mit Erzanreicherungen weist auf den hydrothermal-pegmatitischen Charakter des roten Gesteinsmaterials.

Im Hangenden wird die basale Granitkuppe von einem dunklen Saum boudinierter, hornblende- und biotitreicher Gesteine umrahmt, was wesentlich zu dem eingangs erwähnten, markanten Farbunterschied zwischen der basalen, hellen Granitkuppe und der überlagernden dunklen Augengneis-Serie beiträgt (Fig. 14).

Bei der petrographischen Beschreibung des basalen Granitkomplexes der Renbugten-Aufwölbung werden folgende fünf Gesteinsgruppen unterschieden:

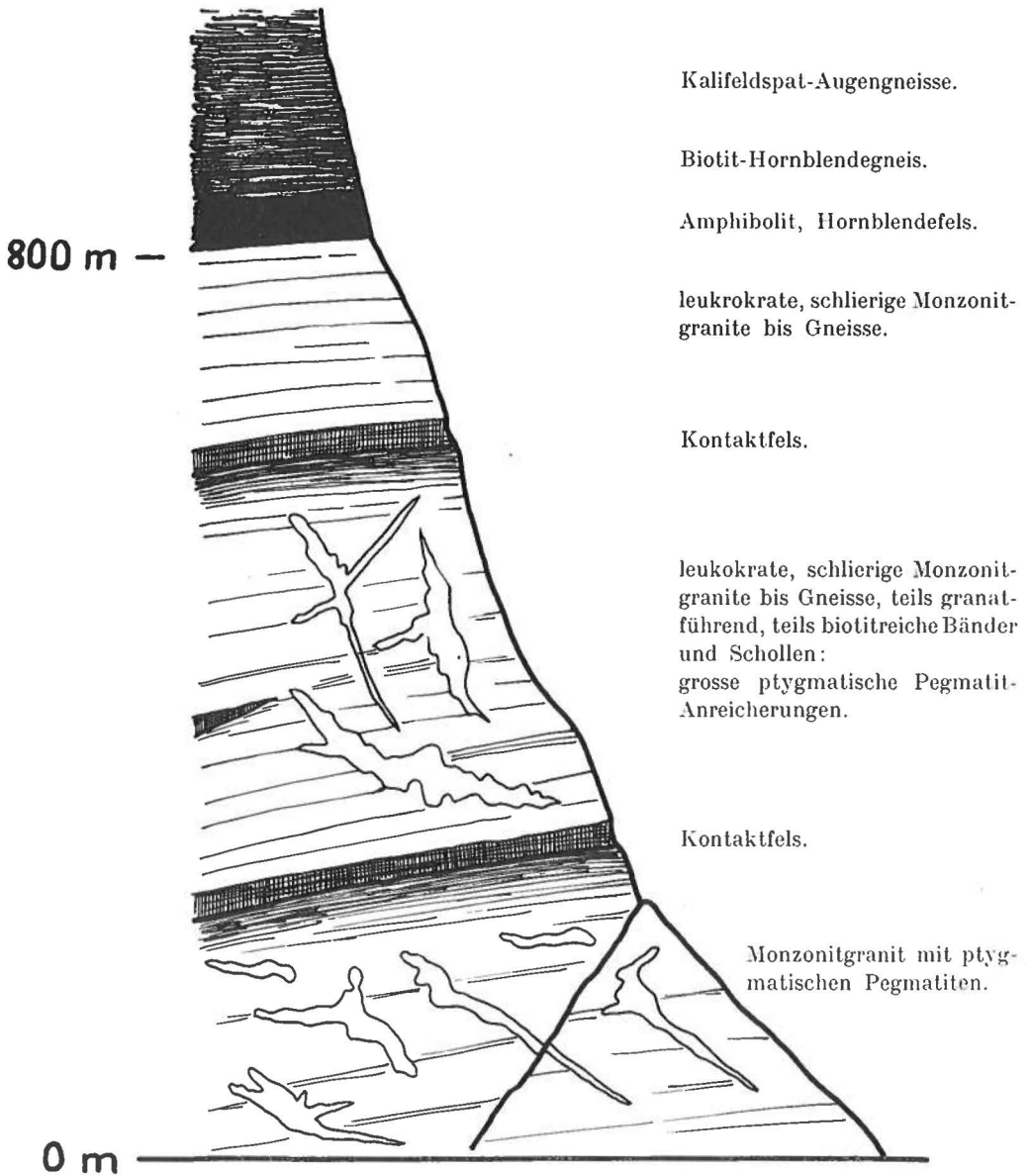


Fig. 14. Schnitt durch den basalen Granitkörper von Renbugten mit Amphibolit-Dach im Hangenden. Schematische Zeichnung des Aufschlusses an der SE-Flanke der Jomsborg.

- 1) Monzonitgranit JH. 21
- 2) Granatführende, schlierige Biotitgranite bis -gneisse
- 3) Kontaktfelse und reliktsche Paragesteine
- 4) Amphibolit-Schale im Hangenden des -granites
- 5) Hydrothermale Bildungen.

1. Leukokrater Monzonitgranit JH. 21.

Als typischen Vertreter der massig richtungslosen, mittel- bis feinkörnigen Varietät des Hauptgesteins wurde die Probe JH. 21 gewählt und auch chemisch analysiert.

SiO ₂	72.03	<i>Fundort:</i>	Antiklinalkern der grossen Stirn-
TiO ₂	0.24		falte Rendal—Kap Lapparent,
Al ₂ O ₃	14.36		4 km SE Renbugten.
Fe ₂ O ₃	0.42		
Fe ₂ O	1.77		
MnO	Sp.		
MgO	0.46	<i>Modus:</i>	Kalifeldspat..... 34.5 %
CaO	1.77		Plagioklas..... 34.0 %
Na ₂ O	3.97		Quarz..... 25.6 %
K ₂ O	4.60		Biotit..... 4.8 %
H ₂ O +	0.67		Titanit..... 0.6 %
H ₂ O —	0.07		Magnetit..... 0.5 %
P ₂ O ₅	Sp.		100.0 %
	100.36		

Anal.: SCHWANDER.

Textur: massig richtungslos bis schlierig nebulitisch.

Kalifeldspat und *Plagioklas* sind mengenmässig gleich stark vertreten, unterscheiden sich jedoch in ihrer Korngestalt. Die Kalifeldspäte in Form von Mikroklin und Mikroklin-Perthit sind vollständig xenomorph, die Plagioklase hingegen idiomorph bis hypidiomorph. Ferner zeigt der Kalifeldspat Verwachsung mit Quarz.

Plagioklas besitzt einen Anorthitgehalt von 15—25 %. Polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz ist häufig, doch treten auch viele unverzwillingte Körner auf. Der Oligoklas ist meist klar und zeigt nur selten schwache Bestäubung und Füllung mit Serizitschüppchen. Hingegen ist er häufig von Quarz poikilitisch durchwachsen.

Quarz ist fast ausnahmslos in Form von rundlichen, lappig umgrenzten Körnern zu treffen und zeigt meist undulöse Auslöschung. Bei einzelnen Individuen tritt auch Felderteilung und schwach ausgebildete Böhm'sche Streifung auf.

Biotit bildet meist kleine eckige Blättchen von kräftigem Pleochroismus:

$n\alpha$ = blasses Beige

$n\gamma$ = olivbraun bis grünbraun-schwarz.

Sporadisch sind die Biotitblättchen chloritisiert. Typisch sind sehr kleine Einschlüsse von Zirkon, die jedoch nur geringfügige Halos erzeugen.

Akzessorisch führt der leukokrate Monzonitgranit Titanit und Erz (Magnetit).

2. Granatführende, schlierige Biotitgranite bis -gneisse.

Grosse Teile des basalen Granitkörpers bestehen aus granitischen bis monzonitgranitischen, schlierig-nebulitischen bis gneisartigen Gesteinen. Neben einem wechselnden Biotitgehalt führen diese Gesteine oft Granat und teilweise auch Serizit. Für eine grössere Anzahl von Proben (Renbugten, Südfuss Jomsborg, Ostkap Fränkels Land) ergibt sich die folgende, mittlere mineralogische Zusammensetzung:

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat	25—40 %	(Titanit)
Plagioklas	15—35 %	(Zirkon)
Quarz	25—50 %	(Erz)
Biotit	2—5 %	(Granat)
Muskowit	0—1 %	(Skapolith)

Textur: schlierig bis gneissig.

Kalifeldspat ist als Mikroklin oder als Perthit bis Mikroperthit ausgebildet. Stellenweise kann beobachtet werden, dass Kalifeldspat die idiomorphen bis hypidiomorphen Plagioklaskristalle umhüllt; im Grenzbereich zwischen den beiden Feldspattypen tritt ein myrmekitischer Saum auf. Die Kalifeldspate enthalten oft Einschlüsse von Quarz.

Plagioklas zeigt idiomorphe bis hypidiomorphe Gestalt und oft polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz; unverzwilligte Kristalle sind selten. Die meisten Plagioklasindividuen sind optisch einheitlich; sie weisen nur selten schwache Bestäubung oder Trübung auf. In einzelnen Proben lassen sich schwach verbogene Zwillingslamellen erkennen. Zahlreiche optische Bestimmungen ergaben einen Anorthitgehalt von 15—20 %. In den Gesteinen aus der obersten Lage des schalig aufgebauten, basalen Granitkomplexes treten am Rande der Oligoklas-körner Auflösungs- und Verdrängungserscheinungen durch Kalifeldspat sowie Myrmekitbildung auf.

Quarz ist in allen Proben ein häufiger Gemengteil; er tritt manchmal in nesterförmiger Anreicherung auf. Die meisten Körner sind run-

lich, lappig umgrenzt oder schwach verzahnt. Viele sind optisch einheitlich oder nur schwach undulös. Körner mit kräftig undulöser Auslöschung und Böhm'scher Streifung sind selten.

Biotit tritt vorwiegend in Form von kleinen eckigen Blättchen auf; ausgefrante Schuppen sind seltener. Er zeigt kräftigen Pleochroismus:

na = blasses Beige bis Oliv

ny = dunkeloliv bis grünbraun-schwarz.

In allen Proben finden sich im Biotit kleine Einschlüsse von Zirkon, die kleine Halos erzeugen. Pennin tritt nur vereinzelt und nur in wenigen Proben auf.

Während als *Akzessorien* in allen granitischen Gesteinen des basalen Körpers Titanit, Zirkon und Magnetit auftreten, sind für die schlierigen Biotitgranite bis -gneisse Granat, Serizit und Skapolith charakteristische Übergengenteile. Diese Mineralien weisen auf die migmatitische Natur des Gesteins hin.

3. Kontaktfelse und reliktsche Paragesteine.

Innerhalb des basalen Granitkörpers finden sich zahlreiche Spuren und Überreste von Paramaterial von sehr unterschiedlicher Art. Einerseits sind es Schlieren, Schollen, Schmitzen oder ganze Lagen von biotitreichen Gneissen bis Biotitschiefern, anderseits sind es Linsen, oder auch grössere Komplexe von glasigen Quarziten bis Gneisquarziten, oder auch Lagen von Calcit-Diopsidfels bis Diopsid-Hornblendefels.

a) Phlebitische Biotitgneisse bis -schiefer.

Zwischen den im obigen Abschnitt beschriebenen, schlierigen Biotitgraniten bis -gneissen finden sich im gesamten basalen Granitkörper überall phlebitische, ophthalmische oder stromatitische meso- bis melanokrate Biotitgneisse. Sie sind meist feinkörnig und zeigen oft Übergänge zu Biotitschiefern. Häufig führen diese Paragneisse auch Granat.

Die mikroskopische Untersuchung zweier typischer Proben JH. 100 (Ostkap Fränkels Land) und JH. 104 (Südfuss Jomsborg), ergab folgende Merkmale:

Meso- bis melanokrate Biotitgneisse.

<i>Mineralbestand:</i> Plagioklas.....	40—50 %	(Granat)
Kalifeldspat.....	5—10 %	(Skapolith)
Quarz.....	30—40 %	(Apatit)
Biotit.....	10—40 %	(Erz)

Textur: gneissig, phlebitisch bis ophthalmisch.

Plagioklase sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Zwillingsbildung ist sehr häufig, besonders polysynthetische nach dem Albit-Gesetz; untergeordnet finden sich auch Zwillinge nach dem Periklin-Gesetz. Durchschnittliche Zusammensetzung 30 % An. Sporadisch sind kleine Partien des Plagioklas mit Serizitschüppchen gefüllt.

Kalifeldspat ist nur in untergeordneter Menge vorhanden und zwar hauptsächlich in Form von Einschlüssen im Plagioklas, seltener in Form von grösseren, einheitlichen Körnern.

Quarz besitzt meist polygonalen Umriss. Oft sind die Körner schwach verzahnt und zeigen teilweise Anlage zu Flieszkornbildung.

Biotit bildet meist grössere, parallel angeordnete Schuppen. Sehr häufig sind grössere Einschlüsse von Orthit, sowie kleinere von Zirkon, die im Biotit kleine Halos hervorrufen. Der Pleochroismus des Biotites ist sehr kräftig:

n_{α} = beige

n_{γ} = grünliches Kastanienbraun.

Akzessorien sind Granat, Skapolith, Apatit und Erz, die meist in unmittelbarer Nachbarschaft des Biotites auftreten.

b) Feldspatisierte Quarzite.

Die Überreste ehemaliger Quarzitbänke sind makroskopisch leicht erkennbar am hohen Quarzgehalt und an der reliktschen Sedimentstruktur. Oft trifft man als Schollen und Lagen noch gut erhaltene Quarzite, meist von grobkörniger Struktur. In einem Fall konnten auch Relikte eines weissen, zuckerkörnigen Quarzites beobachtet werden, wie er z. B. in der oberen Alpefjord-Serie am Maalebjerg in schwach metamorpher Form auftritt. Häufig sind diese ehemaligen Quarzitbänke jedoch mehr oder weniger durchgreifend feldspatisiert und zu Gneisquarziten umgewandelt. Trotz des teils grossen stofflichen Umbaues dieser Gesteine ist die sedimentogene Struktur vielfach noch deutlich erkennbar, indem z. B. in den leukokraten quarzreichen Lagen von stromatitischen Gneissen die Verteilung von Biotitflitterchen die Kreuzschichtung des Sedimentes abbildet.

Neben vorwiegend Quarz und Oligoklas führen diese feldspatisierten Quarzite Biotit, der sowohl in nebulitisch verteilter Form, als auch in flasrigen bis butzenförmigen, oder gar lagenweisen Anreicherungen auftreten kann. Akzessorische Gemengteile sind ferner Granat und Skapolith.

c) Kontaktfelse.

An der imposanten Südwand der Jomsborg durchziehen zwei ca. 30 m mächtige grüne Bänder von Kontaktfels den basalen weissen Gra-

nit konform seiner Umgrenzung. Ausserdem sind an der gleichen Lokalität einzelne zusammenhangslose Linsen solcher Gesteine zu treffen. Im Liegenden dieser Bänder tritt eine Zone hornblende- und biotitreicher Gneisse auf; das Hangende besteht hingegen meist aus einer leukokraten aplitischen bis pegmatitischen Gesteinszone.

Es liegen typische Kontaktfelse vor, welche zu einem überwiegenden Anteil aus Diopsid bestehen. Daneben treten aber auch Calcit, Hornblende (Aktinolith), Skapolith und Phlogopit auf.

Schematisch lässt sich der Aufbau dieser Kontaktfelsb nder im Innern des hellen Granitkomplexes wie folgt darstellen:

- Hangendes: leukokrater, feinkörniger Monzonitgranit
oder pegmatitische Anreicherung,
weisser Kontaktsaum von grobspätigem Oligoklas
(20 % An) mit vereinzelt eingesprengtem Calcit und
spiessig eingewachsenem Diopsid.
- Kontaktfels: skapolith führender Calcit-Diopsid-Hornblendefels mit Nestern von Phlogopit
oder Prehnit und Calcit führender Diopsidfels mit
Nestern von Strahlstein,
Phlogopit-Diopsidfels.
- Liegendes: hornblende- und biotitreiche Gneisse bis
-Schiefer.

Diopsid bildet prismatische Kristalle, die sich zu einer typischen Hornfelsstruktur zusammenfügen. Makroskopisch besitzen die stengeligen Aggregate eine helle blaugr nliche Farbe, mikroskopisch sind sie farblos bis schwach grünlich.

Hornblende besitzt aktinolithartigen Charakter und nematoblastisches Gefüge; oft zeigt sie ausgeprägte Garbenstruktur. Teilweise ist die Hornblende auch chloritisiert. Sie zeichnet sich aus durch folgenden Pleochroismus:

$$\begin{aligned} n\alpha &= \text{blassgr nlich} \\ n\beta &= \text{helles Blaugrün} \\ n\gamma &= \text{Grasgrün} \\ n\gamma/c &= \text{ca. } 14^\circ. \end{aligned}$$

Calcit bildet sowohl in den Diopsid- als auch in den Aktinolith-Hornblende-Aggregaten grobspätige, rosa- bis fleischfarbene Nester. Mikroskopisch zeigen die Calcitkörner neben der üblichen Zwillingsbildung oft undulöse Auslöschung.

Skapolith ist ein Dipyr bis Mizzonit mit ca. 50 % Ma ($n\gamma - n\alpha = 0.023$). Er tritt teils als Nadeln, teils als grosse Prismen auf.

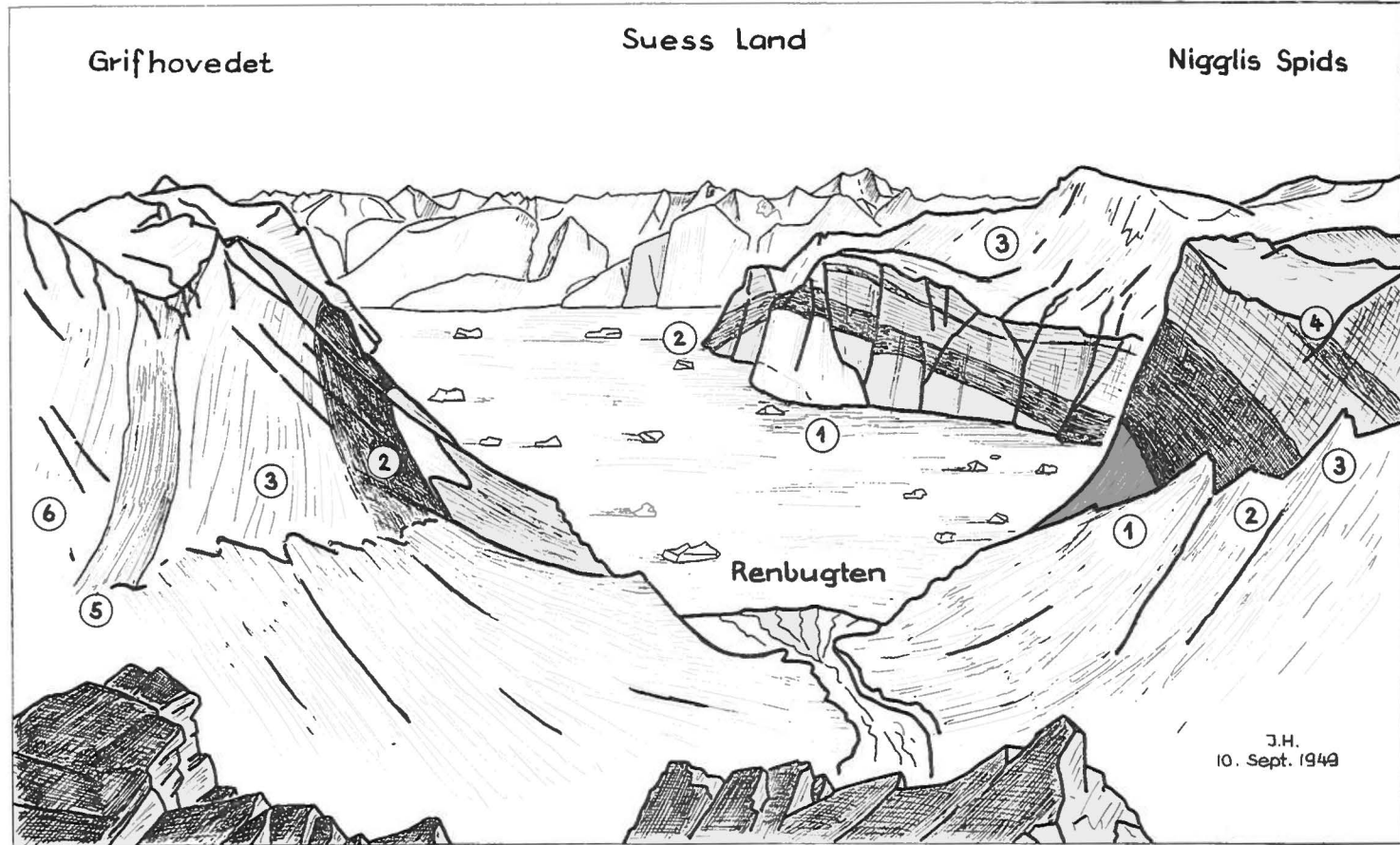


Fig. 15. Blick vom Gipfel des Marcia Bjerg (1460 m) auf Renbugten und Eingang Isfjord.
 1 = Basaler weisser Granitkörper von Renbugten. 2 = Amphibolit-Saum im Hangenden des Granitkörpers. 3 = Kalifeldspat-Augengneis-Komplex. 4 = Eingefaltete Keile der Marmor-Serie im Kalifeldspat-Augengneis-Komplex. 5 = Marmor-Serie in konkordanter Lagerung am Ostrand der Renbugten-Aufwölbung. 6 = Metamorphe Eremitdal-Serie.



Fig. 16. Lagiger, basaler weisser Granitkörper von Renbugten mit Amphibolit-Zone im Hangenden. Aufschluss an der Südwand der Jomsborg.

Phlogopit ist im Innern der Kontaktfelsbänder nesterartig angereichert. In der unmittelbaren Übergangszone zum Liegenden ist er jedoch im Gestein gleichmässig verteilt und bildet hier den Hauptgemengteil eines Phlogopit-Diopsidfelses. Für diesen glimmerreichen unteren Rand ist eine honiggelbe bis fuchsrote Anwitterung des Phlogopites kennzeichnend.

Akzessorisch führen die Kontaktfelse neben Körnern von Quarz und Oligoklas auch kleine Kristalle von Prehnit.

4. Amphibolit-Schale über der basalen Granitkuppe.

Der basale weisse Granitkörper wird in seinem Hangenden durch eine Zone von teils lagig-gneissigen, teils schollenartigen, boudinierten, melanokraten hornblende- und biotitreichen Gesteinen begrenzt. Dieser Saum von Biotit-Hornblendegneis, Amphibolit und seltener von Hornblendefels ist sehr auffällig; er kann in der West-, Süd- und Ostflanke des



Fig. 17. Dünnlagige bis gestreckt linsenförmige Schollenzone mit Hornblendeanreicherungen in der obersten Schale des basalen Granitgewölbes von Renbugten. Aufschluss an der Südwand der Jomsborg.

Granitgewölbes an den ausgezeichnet aufgeschlossenen, steilen Fjordwänden als kontinuierliches dunkles Band verfolgt werden (Fig. 15).

Als Beispiel greifen wir den Aufschluss an der Südwand der Jomsborg heraus (Fig. 16). Die oberste Schale des basalen weissen Granitgewölbes besteht hier aus einem leukokraten, grobkörnigen Biotit-Granit von gneissiger Textur und mit granatführenden pegmatitischen Lagen. Er enthält in linsenförmigen Schmitzen oder in Bändchen und Lagen Anreicherungen von grobkristalliner, idiomorph säulig ausgebildeter Hornblende (Fig. 17). Das oberste Glied der granitischen Zone, das als weisses, quarzreiches, aplitisch-pegmatitisches Band hervorsteht, wird überlagert von einem wenige Meter mächtigen, feinkörnigen, meso- bis melanokraten Hornblendegneis, der gegen oben grobkörnig wird und im Hangenden übergeht in einen sehr grobkristallinen Biotit-Horn-

blendegneis bis schlierigen Diorit von 10—20 m Mächtigkeit. Im Hangenden folgt ein immer noch grobkörniger, ophthalmitischer, biotit- und hornblendereicher, zoisitführender Kalifeldspat-Plagioklas-Gneis. In diesem Augengneis finden sich auch wieder Lagen von Hornblende-Gneis bis Hornblende-Diorit, sowie langgestreckte Linsen von bis metermächtigen Gneisquarziten. Gegen oben nimmt der Glimmergehalt des ophthalmitischen bis bänderigen Gneisverbandes zu; auch in aplitreichen Zwischenlagen sind zum Teil grosse Nester von Biotit zu treffen. Im übrigen gehört dieser Gneisverband als basales Übergangsglied bereits zum Kalifeldspat-Augengneis-Komplex, der in einem besonderen Kapitel beschrieben wird (siehe Seite 93).

An den Aufschlüssen in der Nord- und Ostwand des Niggli Spids und auf der Ostseite von Renbugten lassen sich ganz analoge Verhältnisse beobachten: Über dem basalen Granit folgt eine ca. 50 m mächtige Zone von teils massigen, teils gneissigen hornblende- und biotitreichen Gesteinen, die im Hangenden sukzessive in Kalifeldspat-Augengneis übergehen. Der unmittelbare Kontakt zwischen dem Granit und der Amphibolit-Zone zeigt von Ort zu Ort verschiedenartige Ausbildung. Konnten wir an der Südwand der Jomsborg als Basis der Amphibolit-Schale eine Schollenzone mit Hornblendeanreicherungen feststellen, so lässt sich an der Ostwand des Niggli Spids nur eine Boudinierung des grobkristallinen Hornblendegneisses bis schlierigen Diorites beobachten, ohne Auflösung in eine Schollenzone (Fig. 18).

Auf der Ostseite von Renbugten, wo das basale Granitgewölbe eine nach Osten vergierende Stirnfalte bildet, ist die Amphibolit-Zone sehr ähnlich ausgebildet wie an der Jomsborg. Die Textur der Gneisse trägt hier mehr stromatitischen Charakter. Neben Titanit und Erz führen die Hornblende-Biotitgneisse in den höheren Lagen der Zone auch häufig Granat.

Mikroskopisch ergibt sich folgendes Bild über die Hauptgemengteile dieser hornblende- und biotitreichen Gesteine:

<i>Mineralbestand:</i>	Hornblende.....	30—80 %
	Biotit.....	12—50 %
	Feldspat.....	5—40 %
	Quarz.....	3—15 %

Hornblende ist in ihren Querschnitten meist idiomorph ausgebildet; die Längsschnitte sind hingegen oft lappig oder polygonal umgrenzt. Pleochroismus:

na = hellgelbgrün
 $n\beta$ = bläulich-grün bis oliv
 $n\gamma$ = dunkelgrasgrün.
 ny/c = ca. 20° .

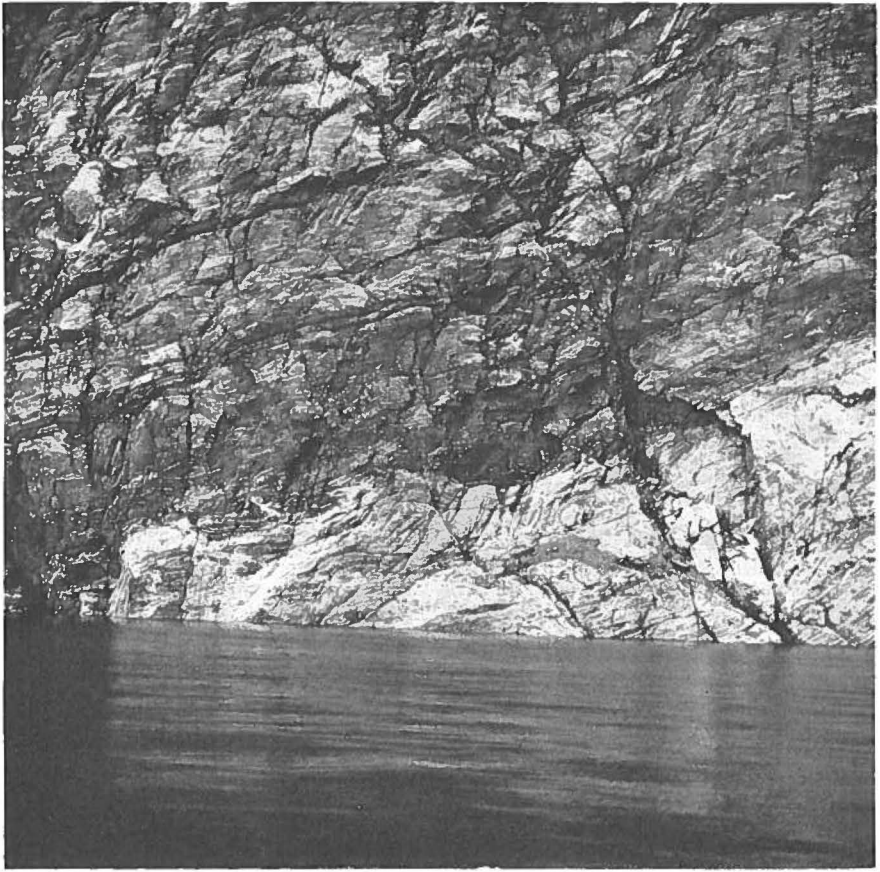


Fig. 18. Boudinierte Basis der Amphibolit-Schale. Aufschluss an der Fjordwand südlich des Ostkaps von Fränkels Land.

Entsprechend den obigen Daten sowie dem optisch negativen Charakter des Mineralen, dürfte es sich durchwegs um Gemeine Hornblende handeln.

Biotit besitzt meist die Gestalt von grösseren, ausgefranzten Schuppen, die gut geregelt sind. Ein wesentlicher Anteil des Biotites scheint aus Hornblende entstanden zu sein. Er zeigt folgenden Pleochroismus:

na = hellbeige

$n\gamma$ = kastanienbraun bis dunkelbraun.

Kleine Einschlüsse von Zirkon bewirken geringfügige pleochroitische Höfe.

Feldspäte spielen in diesen Gesteinen eine untergeordnete Rolle. Meist handelt es sich um Andesin mit 35—40 % An. Sie sind häufig nach dem Albit-Gesetz polysynthetisch verzwilligt. In geringer Anzahl

tritt auch Kalifeldspat auf, teils als Einschlüsse im Plagioklas (Antiperthit).

Quarz ist ebenfalls nur in geringer Menge zu treffen. Er zeigt sich fast durchwegs nur in kleinen, rundlichen, optisch meist einheitlichen Körnern.

Akzessorien besitzen in diesen basischen Gesteinen eine gewisse Bedeutung, treten doch Titanit und Granat in teilweise beachtlicher Menge und in Grössen von durchschnittlich 2—3 mm Durchmesser auf; beide zeigen meist gut ausgebildete Gestalt. Weitere akzessorische Gementeile sind Apatit, Epidot, Zoisit, Calcit und Erz.

Genetische Betrachtungen.

Die beschriebenen biotit- und hornblendereichen Gesteine bilden eine durchschnittlich 50 m mächtige Schale im Dach des basalen Granites. Eine derartige Anreicherung von Fe-Mg-Ca-reichen Mineralparagenesen im Dach eines Granit- oder Migmatitkörpers ist schon von manchen Autoren festgestellt worden. Über die Entstehung dieser »basischen Säume« wurden verschiedene Hypothesen aufgestellt und diskutiert (SEDERHOLM, BACKLUND, WEGMANN, REYNOLDS, u. a.).

Besonders eingehend hat sich DORIS L. REYNOLDS (1947) mit dem Problem auseinandergesetzt und für diese Erscheinung den Begriff »Basische Front« eingeführt.

Der besprochene Fall aus dem Zentrum des Renbugten-Gewölbes scheint ein typisches Beispiel einer solchen »Basischen Front« zu sein. Unser Saum legt sich vollständig konkordant über die kuppenförmige »Granitisierungsfront« des basalen Körpers und ist zweifellos genetisch mit diesem eng verbunden. Die melanokrate Schale ist als Produkt eines »Ausschwitzungsprozesses« aus den zentralen Granitkörper zu deuten. Es ist sehr unwahrscheinlich, dass das dunkle, boudinierte Band einem metamorphen, ursprünglich tonig-mergeligen Sedimenthorizont entspricht.

Obwohl solche Erscheinungen petrographisch noch nicht ganz abgeklärt sind, scheint der melanokrate Saum des basalen Granitkörpers von Renbugten eine gute Stütze für die von REYNOLDS aufgestellte Hypothese zu sein. Auffällig ist auch der Reichtum unserer Gesteine an Titanit und Granat; ein Umstand, der ebenfalls den Forderungen der REYNOLDS'schen Hypothese entspricht.

5. Hydrothermale Bildungen.

Hydrothermale Bildungen sind durchwegs an jüngere, postorogene Kluftsysteme gebunden. Sie treten besonders im emporgewölbten Ost- und Süd-Ende, aber auch im zentralen Teil des basalen Granitkörpers auf.

Die von der hydrothermalen Zersetzung betroffenen leukokraten Gesteine sind wegen der rötlichen Farbe ihrer albitisierten und stark

bestäubten Plagioklase alle fleisch- bis ziegelrot gefärbt. Ihre Biotite sind durchwegs chloritisiert. Oft durchweben Millimeter bis Zentimeter mächtige, von Epidot begleitete Quarzadern das Gestein. Anreicherungen von Epidot führen teilweise zu einer Saussuritisierung der Feldspate. Zur Illustration einer solchen hydrothermalen Zersetzung dient Fig. 19.

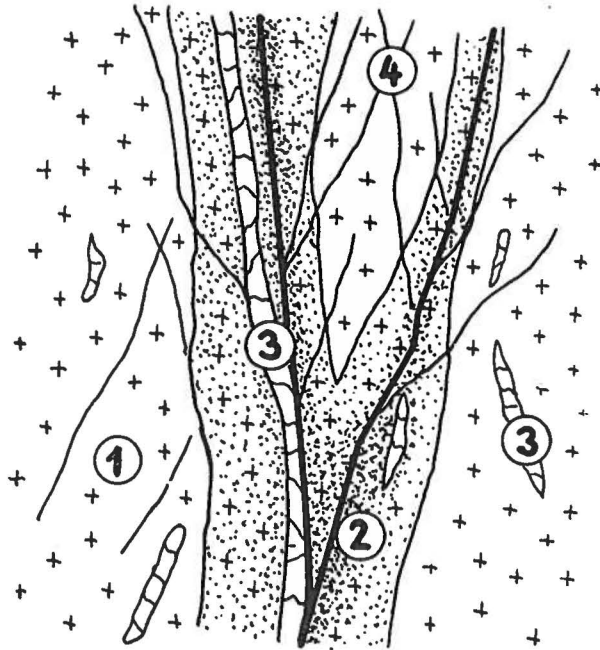


Fig. 19. Hydrothermale Zersetzung (Rotfärbung) längs Kluftflächen im hellen Monzonitgranit von Renbugten.

1 = heller Monzonitgranit (JH. 21), 2 = roter Granit (albitisiert), 3 = Quarzgänge, -adern und -linsen, 4 = feine Klüfte mit vorwiegend Epidot.

Sie zeigt ein Beispiel typischer Rotfärbung längs Kluftflächen, wie sie im monzonitgranitischen Kern der Stirnfalte Rendalen—Kap Lapparent bei Renbugten oft auftritt.

Während es sich im obigen Beispiel um eine hydro- bis autohydrothermale »Umsetzung« von bereits fertigen Gesteinen handelt, treten auch zahlreiche Fälle von Injektionserscheinungen auf. Sie finden sich hauptsächlich in der Kontaktzone zwischen dem basalen Granit und dem hangenden basischen Saum und zwar in Form von rosa- bis ziegelroten, meist konkordanten, Granat und Prehnit führenden, aplit-pegmatitischen Anreicherungen. Dabei wurden die biotit- und hornblendereichen Lagen oft vollständig epidotisiert und chloritisiert. Die Hornblende ist vielfach ganz in Epidot umgewandelt; sind noch Hornblenderelikte erhalten, so zeigen diese einen dichten Kranz von Chlorit. Die albitisierten

Plagioklase der so umgewandelten Gesteine besitzen eine vorwiegend ziegelrote Färbung, die zusammen mit den grünlichen Butzen epidotisierter Hornblende und hell-grünlichen Saussurit-Schlieren eine grün-rot, grob-gesprenkelte Gesteinsfarbe ergeben.

Weitere Gänge der jüngeren roten Granitgeneration, die das Zentrum des Granitkörpers durchdringen, sind am Ostkap von Fränkels Land aufgeschlossen.

Untersuchungen im UV-Licht haben ergeben, dass alle roten Plagioklase, sowohl die durch hydrothermale Zersetzung entstandenen, als auch die in aplitisch-pegmatitischen Injektionen neu gebildeten, eine deutliche, stumpf-purpurrote Fluoreszenz zeigen. Auf Grund dieser Erscheinung darf auf einen beträchtlichen Gehalt an dispers im Plagioklasgitter verteiltem Haematit geschlossen werden. Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass im gesamten Gebiet des »Zentralen Metamorphen Komplexes« die roten, gefüllten Albite eine solche Rotfluoreszenz aufweisen. Auch Tieftemperatur-Fluoreszenz wurde geprüft, doch zeigten sich dabei keine neuen Ergebnisse.

Diese jüngeren, albitreichen aplitisch-pegmatitischen Injektionen, welche oft eine hydrothermale Zersetzung des Nebengesteins zur Folge haben, durchschlagen auch die höheren Bauglieder des »Zentralen Metamorphen Komplexes« diskordant. So zieht z. B. eine vom Zentrum des basalen Granitkörpers ausgehende Zone roter Injektionen und hydrothermalen Zersetzung längs einem ausgedehnten Kluftsystem in NNW-Richtung durch das vordere Rendalen, quert den Knivbjerg und lässt sich im vorderen Teil der Djævekløften bis zum Hahnen (Pkt. 1918) verfolgen.

b. Porphyrtiger Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis von Kap Madeleine.

Kap Madeleine liegt an der SW-Ecke der LaCroix Bjerger, wo der Isfjord in sein inneres Becken einbiegt und die Scheitelregion der NNW—SSE streichenden Kap Madeleine-Antiklinale, die vom Westteil des Niggli Spids über Kap Madeleine in die westlichen Lacroix Bjerger verläuft, etwas schief zu ihrem Streichen aufschliesst.

Der Kern dieser Antiklinale besteht aus einem synorogenen, mesokraten, porphyrtigen Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis.

Als Folge des schiefen Schnittes der Topographie durch die geologische Struktur besitzt der gesamte Aufschluss dieser Granodioritmasse die Form eines scheinbar sehr flachen und in N—S Richtung ausgedehnten Gewölbes. Wenn im folgenden also von Nord- und Südende des Aufschlusses gesprochen wird, so handelt es sich um den West- resp. Ostschenkel der NNW—SSE streichenden Antiklinale (Fig. 20).

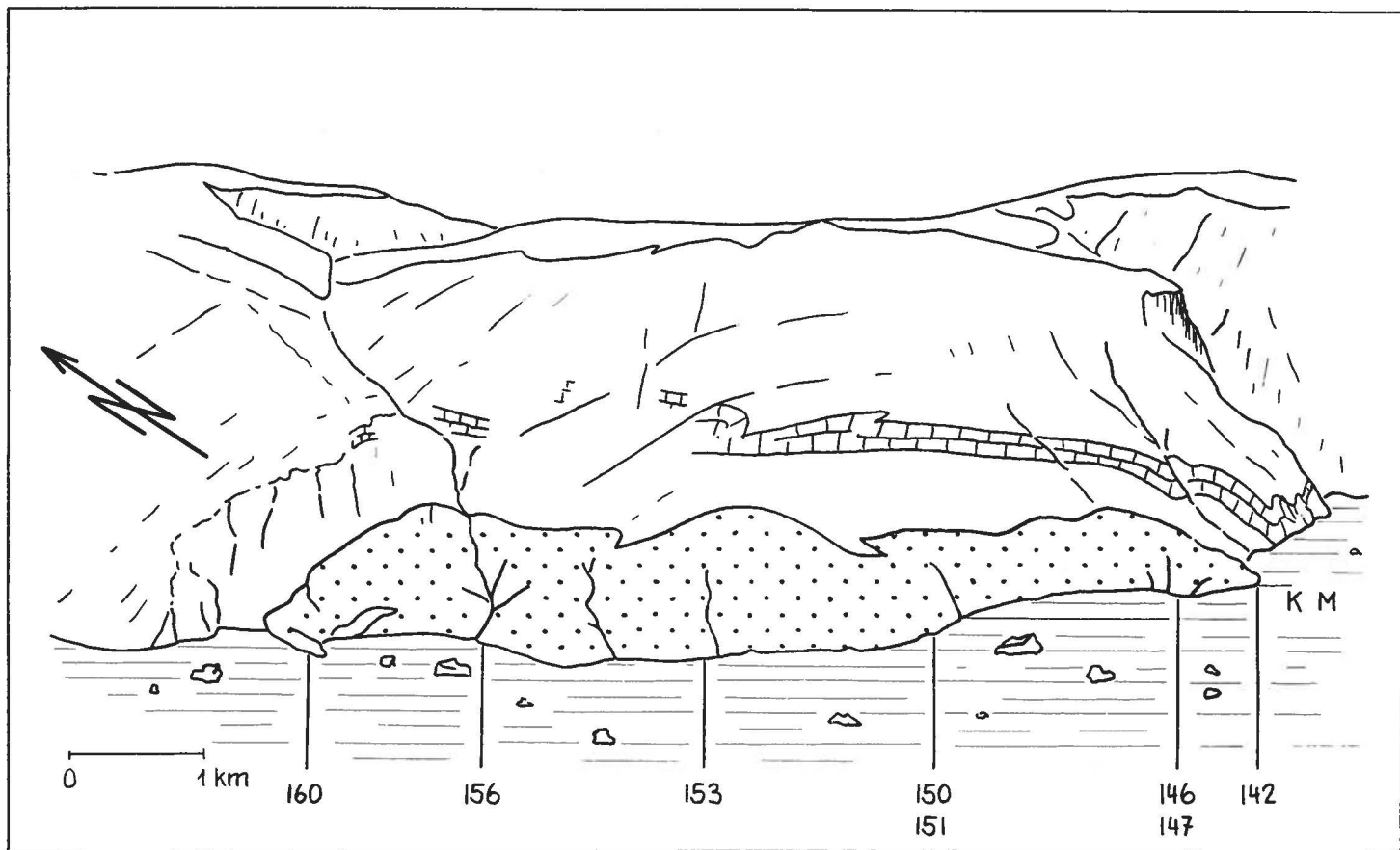


Fig. 20. Übersichtsskizze vom Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine. Blick von Südwesten. Im Vordergrund Isfjord mit Kap Madeleine (K. M.). Punktierte Fläche = Granodiorit-Komplex; die Nummern beziehen sich auf die im Text angeführten Gesteinsproben.

Die kernfüllende Granitmasse ist ausserordentlich komplex ausgebildet und stofflich teils sehr inhomogen. Es können folgende fünf Gesteinsgruppen ausgeschieden werden:

- 1) Porphyrtartiger Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis.
- 2) Schollen von Hornblende-Biotitschiefer im Granodioritkörper (Palaeosom).
- 3) Aplit- und Pegmatitgänge im Granodioritkörper (Neosom).
- 4) Jüngere rote Granitgeneration (Restschmelze).
- 5) Kontaktgesteine.

Eine rohe Abschätzung der volummässigen Verteilung dieser Gesteinsgruppen im gesamten Aufschluss ergab: 50 % porphyrtartiger Granodiorit, 35 % Aplit und Pegmatit (Gänge und Adern), 15 % Schollenmaterial.

1. Porphyrtartiger Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis.

Die Hauptmasse des Granitkörpers besteht aus einem mesokraten, grobgemengten Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis. Das besondere Kennzeichen dieses Gesteins bilden die, in der grau-grünlich-schwarz, grobgesprenkelten Grundmasse ($\varnothing$ 1—10 mm) auftretenden, bis 6 cm grossen Einsprenglinge von schwach rötlichem Kalifeldspat.

Das grobe Korn des Gesteins verunmöglichte eine mikroskopisch planimetrische Ausmessung des Mineralbestandes. Makroskopisch liess sich einzig die Farbzahl auf 30 %, und der Volumanteil der Alkalifeldspat-Einsprenglinge auf 12 % abschätzen. Das Gestein wurde jedoch unter Verwendung einer volummässig sehr grossen Probe (JH. 146) chemisch analysiert, und sein Modus aus diesem Ergebnis berechnet:

Porphyrtartiger Granodiorit JH. 146.

SiO ₂	63.02	<i>Fundort:</i> Kap Madeleine, Isfjord.
TiO ₂	1.04	
AlO ₂	15.47	
Fe ₂ O ₃	0.85	
FeO ₃	3.21	<i>Modus:</i> Plagioklas..... 37.0 %
MnO	Sp.	Quarz..... 21.3 %
MgO	3.43	Biotit..... 14.8 %
CaO	3.98	Kalifeldspat..... 13.5 %
Na ₂ O	3.78	Hornblende..... 6.4 %
K ₂ O	3.25	Epidot-Zoisit..... 2.8 %
H ₂ O +	1.67	Titanit..... 1.8 %
H ₂ O —	0.07	Spinell..... 1.5 %
P ₂ P ₅	0.24	Apatit..... 0.5 %
CO ₂	0.22	Calcit..... 0.4 %
	100.23	

Anal.: SCHWANDER.

Gesteinsfarbe: Grobgesprenkelt, graugrün-schwarz-rötlich.

Struktur: Ungleichkörnige Grundmasse mit Einsprenglingen oder Porphyroblasten.

Textur: Teils porphyrtartig, nahezu massig, teils augengneisartig, schlierig bis nebulitisch.

Die folgende Beschreibung der einzelnen Gemengteile und Mineralgruppen gilt sowohl für die porphyrtartige, massig körnige Varietät (JH. 146) als auch für die fast häufigeren Augengneisse (JH. 150, 151, 156).

Plagioklas, der Hauptgemengteil des Gesteins, tritt in einer kontinuierlichen Mischreihe vom basischen Obligoklas bis zum Albit in verschiedenen Generationen und auch in sehr verschiedener Gestalt auf. Wie zahlreiche Messungen auf dem Fedoroff-Tisch ergaben, entspricht jedoch der durchschnittliche Plagioklas einem Oligoklas mit 15—25 % An. Aus der Analyse JH. 146 liess sich ein Mittelwert von 19 % An berechnen.

Eine Unterteilung in verschiedene Generationen fällt schwer, da alle Typen ineinander übergehen. Immerhin lässt sich unterscheiden zwischen Plagioklasen des Korngefüges und solchen, die als Relikte im Kalifeldspat eingeschlossen sind.

Die Plagioklase des Korngefüges sind oft unverzwilligt und im Dünnschliff ohne konoskopische Kontrolle kaum von Quarz zu unterscheiden. Doch ist auch polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albit-Gesetz häufig. Die Zusammensetzung erstreckt sich über den Bereich von 12—25 % An, was im Mittel genau dem oben erwähnten Durchschnittstyp des Gesteins entspricht.

Die als Einschlüsse im Kalifeldspat auftretenden Plagioklase zeigen in ihrer Zusammensetzung einen noch grösseren Variationsbereich des Anorthitgehaltes. Es treten in dieser Gruppe sowohl basische als auch saure Oligoklase bis Albite auf. Die basischen Obligoklase mit 30 % An halten ihrerseits wieder Calcitrelikte und Epidotkörnchen eingeschlossen. Zahlreiche Plagioklase sind zonar gebaut. Oft enthält der meist idiomorph geformte Kern 30 % An und die hypidiomorphe bis allotriomorphe Randpartie des Kornes 17 % An. Auffällig ist die starke Bestäubung und Serizitfüllung der basischen Körner und des basischen Kernes der zonaren Obligoklase, während der albitreiche Rand klar und unbestäubt erscheint. Auch die in der Kristallisationsreihe nächst folgenden, ebenfalls zonar struierten Körner von 20—9 % An sind unbestäubt, entsprechend den ähnlich zusammengesetzten Körnern im Korngefüge des Gesteins. — Im Zusammenhang muss hier vorgegriffen werden auf den noch folgenden Abschnitt über die Pegmatitgänge. Die Kalifeldspäte der Pegmatitgänge, die im Granodioritkörper von Kap Madeleine im Verlaufe der Schlussphase entstanden sind, treten zusam-

men mit reinem Albit auf, der allerdings mit dispers verteiltem Hämatit bestäubt und dadurch rot gefärbt ist. Das Wachstum der Kalifeldspate scheint somit gleichzeitig mit der Plagioklaskristallisation erfolgt zu sein.

Kalifeldspat in mikroperthitischer Ausbildung bildet auffällige, grosse Kristalle. Einige der mikroperthitischen Kalifeldspäte zeigen Anlage zu Mikroklin-Gitterung. Ferner sind verschiedene dieser Kalifeldspäte nach dem Karlsbad-Gesetz einfach verzwilligt.

Die grossen Kalifeldspäte enthalten meist Einschlüsse, vor allem Relikte von Plagioklasen (meist stark bestäubte und gefüllte Oligoklase mit 9—30 % An). Als weitere Einschlüsse finden sich: Epidot, Reste von Hornblende, sowie Apatit und Quarz; letzterer bildet zum Teil runde, tropfenartige Individuen.

Abgesehen von den Einsprenglingen und Porphyroblasten, führt das Gestein im Grundgewebe viel Kalifeldspat in Form von kleinen Mikroklin- und Mikroklin-Perthit-Körnern.

Die genetischen Beziehungen zwischen Kalifeldspat und Plagioklas sind bereits oben angedeutet worden.

Quarz bildet polygonale, optisch einheitliche Körner. Nur selten treten Spuren von Böhm'scher Streifung und undulöse Auslöschung auf. Die einzelnen Körner sind oft miteinander schwach verzahnt. Der Hauptbestand an Quarz findet sich im Korngefüge. Ausserdem sind Quarzkörner auch als Einschlüsse im Kalifeldspat und Plagioklas zu treffen.

Biotit ist ein relativ häufiger Gemengteil und wirkt dadurch besonders bestimmend auf die Farbzahl (30 % dunkle Gemengteile) des Gesteins.

In der granitischen Varietät JH. 146 bildet er 1—2 mm grosse Blättchen mit kräftigem Pleochroismus:

na = hellolivgelb
 ny = dunkelolivgrün.

Die Berechnung aus den Analysenwerten JH. 146 ergibt einen Biotit mit dem Verhältnis von rund $\frac{2}{3}$ Mg zu $\frac{1}{3}$ Fe. Diesem Wert entspricht auch die Absorptionsfarbe des Minerals.

Die opthalmitischen Varietäten JH. 150, 151, 156 enthalten den Biotit sowohl in kleinen Schuppen als auch in grösseren, unregelmässigen Blättchen, die zum Teil aus Hornblende hervorgegangen sind. Häufig ist das Mineral chloritisiert. Der Pleochroismus ist in den Augengneissen meist noch kräftiger als in der granitischen Varietät:

na = hellgelb
 ny = dunkelgrünbraun bis schwarz.

Gegenüber anderen Graniten der ostgrönländischen Kaledoniden, besonders gegenüber den postorogenen Intrusivgesteinen, fällt beim beschriebenen, porphyrtigen Granodiorit auf, dass der Biotit frei ist von Zirkoneinschlüssen. Vermutlich hängt dies damit zusammen, dass der Biotit dem Wirtgestein entstammt.

Hornblende, ein typisches Reliktmaterial aus dem Palaeosom, ist meist von Biotitblättchen dicht umgeben, die oft einspiessend in sie verwachsen sind. Die Hornblende ist deutlich pleochroitisch mit einem Wechsel von

na = gelblich

$n\beta$ = gelbliches Grasgrün

$n\gamma$ = blaustichiges Grün.

Auf Grund der Eigenfarbe, sowie des Gesamtchemismus des Gesteins wurde zur Analysenberechnung eine entsprechende Hornblende aus Borneo (Nh. 411) von bekannter Zusammensetzung herangezogen (S. 148). Neben der engen Vergesellschaftung mit Biotit zeigt die Hornblende Einschlüsse von Quarz und von Titanit mit charakteristischen rhombischen Durchschnitten. Im allgemeinen ist die Hornblende als Relikt in Auflösung begriffen, was sich besonders in den gneissigen Varietäten des Gesteins schön beobachten lässt.

An *akzessorischen* Gemengteilen findet sich vorherrschend farbloser Klinozoisit, seltener Epidot mit schwachem Pleochroismus von farblos zu schwachem Gelb. Auf Grund der Analysenberechnung und auch der verschieden hohen Interferenzfarben der Körner zwischen gekreuzten Nicols scheint Klinozoisit gegenüber Epidot im Verhältnis von ca. 2:1 zu überwiegen.

Weitere Akzessorien sind Titanit, ferner ein grüner Spinell, sowie Apatit und Calcit. Die Apatitkörner erreichen teilweise beachtliche Grösse (bis 1 mm), während Calcit nur sporadisch verteilt in Form von kleinen Zwickelfüllungen oder als Einschlüsse in basischen Oligoklasen auftritt.

2. Schollen von Hornblende-Biotitschiefer im Granodiorit-Komplex (Palaeosom)

Sowohl an der Peripherie als auch im Zentrum des Granodioritgewölbes von Kap Madeleine finden sich Schollen, Linsen und Schmitzen von nur unvollständig aufgelöstem, schlierig verteiltem oder noch intaktem Paramaterial. Es handelt sich dabei meist um melanokrate Hornblende-Biotitschiefer, Amphibolite und Hornblende-Gneisse, die je nach dem Grad ihrer Feldspatisierung alle möglichen Übergänge bis zum oben beschriebenen Kalifeldspat-Augengneis zeigen. Häufig sind es

feinkörnige, meso- bis melanokrate Biotit- bis Biotit-Hornblende-gneisse, die oft Epidot, Apatit, Carbonat und Erz (Pyrit) führen. Ferner weisen Spuren von Malachit auf einen geringen Gehalt an Kupfer. Unter diesen Schollen von Paragesteinen sind auch hellere Serizit-Quarzitschiefer sowie Glimmerschiefer und Gneisquarzite anzutreffen.

Die Paragesteine stammen aus der Basis der Marmor-Serie und der darunter folgenden Maalebjerg-Serie; sie repräsentieren den Altbestand, woraus der Granodiorit-Komplex durch sukzessive Feldspatisierung hervorgegangen ist.

Biotit und *Hornblende* sind meist die vorherrschenden Gemengteile in diesem Schollenmaterial. Besonders charakteristisch sind die fleckenartig verteilten, butzenförmigen Biotitnester. Biotit und Hornblende sind eng vergesellschaftet und miteinander verwachsen. Die Biotit-schuppen wechseln in kräftigem Pleochroismus von

na = blassgelb
zu ny = dunkelolivgrün

und sind sowohl in eckigen, kleinen Schuppen als auch in grösseren Blättchen (biotitisierte Hornblende) vertreten.

Die von Quarz, Biotit und Titanit durchwachsene Hornblende zeigt folgenden Pleochroismus:

na = blassgelb
 $n\beta$ = grasgrün
 ny = blaugrün
 c/ny = ca. 18° .

Quarz und *Feldspat* treten gegenüber den femischen Komponenten mengenmässig meist zurück. Wie im Grundgewebe des porphyartigen Granodiorites JH. 146 finden sich diese hellen Gemengteile auch hier nur in kleinen Körnern. Als Vertreter der Plagioklase ist ein Oligoklas mit ca. 15 % vorhanden.

Die *Akzessorien* Epidot, Apatit, Titanit, Calcit und Erz sind bereits eingangs erwähnt worden. Epidot-Klinozoisit (vorwiegend Klinozoisit-körner) sind auch hier relativ häufig, ebenso Titanit. Calcit findet sich sowohl als Zwickelfüllung zwischen den Hauptgemengteilen, als auch als Kluftmineral in diesem Schollenmaterial.

3. Aplit- und Pegmatitgänge im Granodioritkörper (Neosom).

Die dem Altbestand zugeführte alkali-alumo-silikatische Zufuhr (Neosom) findet sich nicht nur dispers verteilt im granodioritischen, porphyartigen Kalifeldspat-Augengneis bis Granodiorit, sondern ist

auch in verschiedenen Generationen von Aplite- und Pegmatitgängen in seiner konzentrierten Form erhalten geblieben, ein Umstand, der die Analyse der stattgefundenen, genetischen Prozesse innerhalb des gesamten Granodiorit-Komplexes wesentlich erleichtert.

Fig. 21 zeigt sehr anschaulich die intensive Durchdringung des porphyrtartigen Granodiorites mit alkali-alumo-silikatischen Infiltrationsgängen. Es intrudieren einerseits

a) graue alkaligranitische Aplite mit schlieriger, nebulitischer Textur

und andererseits

b) gelbrötliche Pegmatite.

Da besonders der graue Aplite in verschiedenen Generationen auftritt, durchdringen und vermengen sich die aplitischen und pegmatitischen Gangvarietäten gegenseitig. Dadurch wird die Rekonstruktion der Altersfolge dieser Differentiate wesentlich erschwert. Als Gesamterscheinung dürften die beiden Ganggesteinstypen gleichaltrig sein. Spuren autohydrothormaler Zersetzung durch albit- und eisenreiche Restlösungen finden sich in den Kalifeldspat-Einsprenglingen des Granodiorites, hauptsächlich aber in den leicht geröteten Kalifeldspäten der Pegmatite.

a) Grauer, quarzarmer, kalifeldspatreicher Aplite
JH. 142.

<i>Mineralbestand:</i>	Kalifeldspat	71 %	(Granat)
	Plagioklas	13 %	(Klinoisit)
	Quarz	13 %	(Apatit)
	Biotit	3 %	(Zirkon)
	Muskowit	1 %	(Erz)

Textur: Schlierig nebulitisch, schwach gneissige Paralleltexur angedeutet.

Kalifeldspat ist der weitaus überwiegende Gemengteil dieser Gesteinsprobe. Er zeigt sich hauptsächlich als Perthit, seltener als Mikroklin. Oft ist er auch stark undulös. Auffällig sind die Verdrängungserscheinungen des Kalifeldspates gegenüber dem Plagioklas, indem sich die jüngeren Kalifeldspatkörner um die Plagioklasrelikte scharen.

Plagioklas tritt, wie bereits oben angedeutet, in Gestalt einer, in bezug auf Kalifeldspat, älteren Generation auf; es sind durchwegs bestäubte und mit Serizit gefüllte Oligoklase mit einem Anorthitgehalt von 23 %.

Quarz findet sich meist in grossen, rundlichen Körnern und besitzt oft undulöse Auslöschung sowie Undulationsstengelung und Böhm'sche Streifung.



Fig. 21. Porphyrtiger Granodiorit bei Kap Madeleine. Im grobkristallinen, porphyrtigen Granodiorit sind schwarze Schollen, Schmitzen und Linsen von Hornblende-Biotitschiefern (Altbestand) sowie helle Gänge von Apliten und Pegmatiten erkennbar.

Biotit ist wiederum stark pleochroitisch mit

na = hellgelb bis farblos

ny = olivbraun.

Er ist in die mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltexur eingeregelt. Ein geringer Teil der Biotitblättchen ist chloritisiert. Einschlüsse von Zirkon sind selten und erzeugen, wenn vorhanden, nur kleine pleochroitische Höfe.

Muskowit tritt gegenüber dem Biotit etwas zurück und zeigt weit weniger Gefügeregelung als dieser. Er ist einerseits mit Biotit vergesellschaftet, anderseits auch als Zwickelfüllung zwischen Kalifeldspatkörnern zu finden. In Form von Serizitschüppchen füllt er die oben beschriebenen Oligoklase.

Akzessorisch treten folgende Mineralien auf: Granat, Apatit, Klinozoisit, Zirkon und Erz. Sie sind alle fast durchwegs an die biotitreichen Partien des Gesteins gebunden.

b) Grobkörniger, gelbrötlicher Pegmatit J.H. 147.

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat	Da die Zusammensetzung dieser
Plagioklas	Pegmatite zwischen quarzreichen-
Quarz	feldspatarmen und kalifeldspat-
(Biotit)	reichen-quarzarmen Varietäten
(Muskowit)	stark wechselt, wird auf die An-
(Epidot-Klinozoisit)	gabe von Vol % verzichtet.
(Spinell)	
(Calcit)	
(Ilmenit)	

Kalifeldspat ist der häufigste Gemengteil. Er findet sich als Mikroklin und Perthit. Besonders die Perthitkristalle halten Relikte einer älteren Plagioklasgeneration eingeschlossen oder assimilieren dieselbe. Der Mikroklin ist meist unregelmässig gegittert und zeigt Übergänge zu Perthit.

Plagioklase sind in zwei Generationen vertreten: Als reiner Albit oder Albit mit nur wenigen Prozents Anorthit und als Oligoklas.

Der Albit zeigt sehr starke Bestäubung und ist dicht mit Serizit-schüppchen durchsetzt. Er tritt jedoch nur noch als Relikte auf und ist fast immer in Perthitporphyroblasten eingebaut. Diese Albitrelikte zeigen kräftige, ziegelrote Färbung, welche je nach der Grösse der noch erhaltenen Körner mehr oder weniger hervortritt, oder sich nur in einer schwach rötlichen Färbung der assimilierenden Perthitporphyroblasten äussert. Im UV-Licht zeigen diese Albite die gleich stumpf purpurrote Fluoreszenz, wie sie den gefüllten, roten Albiten der roten Granitgeneration im gesamten Untersuchungsgebiet eigen ist.

Der Oligoklas zeigt zum Teil Zonarstruktur, wobei der Kern einen Gehalt von 30 % An und die Schale einen solchen von 23 % An aufweist. Andere Körner wechseln zwischen 19—21 % An. Sowohl einfache als polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist häufig. Auch die Oligoklaskörner sind weitgehend mit Serizit gefüllt und werden von Kalifeldspat angefrassen und assimiliert.

Quarz tritt meist auf in grossen polygonalen, eckig verkeilten Körnern, die nur sporadisch von Rissen durchzogen sind, und nur selten schwach undulöse Auslöschung zeigen.

Biotit ist selten und tritt nur in kleinen Schüppchen, meist als Zwickelfüllung zwischen Quarz oder zwischen Quarz und Feldspäten auf. Er zeigt sehr kräftigen Pleochroismus:

na = hellgelb

ny = schwarzgrün.

Muskowit ist nur in kleinen Schüppchen als Serizit zu treffen und fast ausschliesslich an die in Auflösung begriffenen Plagioklasrelikte gebunden, welche er durchsetzt und erfüllt.

Akzessorien sind in Form von selbständigen, kleinen Körnern oder als Füllmasse von Feldspäten, besonders von Plagioklasrelikten vertreten. Es sind dies: Spinell, Epidot-Klinozoisit und Calcit. Letzterer füllt auch als Rasen kleine Klüfte. Der Spinell ist dunkelgrün, und tritt stellenweise nesterartig angereichert auf.

In den quarzreichen Partien dieser Pegmatite findet sich oft auch Ilmenit als plattig-tafelig ausgebildetes, schwarzes, matt glänzendes Erz.

4. Jüngere rote Granitgeneration.

Für das Zentrum und besonders den Nordteil des gewölbförmigen Granodioritaufschlusses ist eine mehr oder weniger kräftige Rotfärbung des Feldspatmaterials sehr charakteristisch. Es handelt sich hier mit grosser Wahrscheinlichkeit um eine autohydrothermale Zersetzung unter dem Einfluss einer nachträglich zugeführten albit- und eisenreichen Restlösung. Ob diese jüngere Infiltration mit dem synorogen stattgefundenen Granitisierungsprozess des Granodioritkörpers von Kap Madeleine in unmittelbarem Zusammenhang steht oder mit der spät- bis postorogenen Granit-Intrusionsphase zusammenhängt, kann an dieser Stelle nicht mit Sicherheit entschieden werden. Immerhin gibt uns folgende Tatsache einen Fingerzeig: In der nördlichen Kontaktzone des Granodioritaufschlusses, also im Westschenkel der Kap Madeleine-Antiklinale, findet sich die rote Infiltration in Form von konkordanten, roten Alkali-Pegmatit Injektionen in verfalteten Glimmerschiefern und Gneissen; ein Argument, das für den synorogenen Charakter dieser roten Infiltration spricht.

Für die Beschreibung der jüngeren roten Granitgeneration greifen wir zwei Beispiele heraus:

a) rötlicher, quarzreicher Mikrogranit JH. 153 von monzonitgranitischer Zusammensetzung, aus dem Zentrum des Gewölbes.

b) roter, quarzreicher, alkaligranitischer Kalifeldspat-Augengneis JH. 160, vom Nordrand des Aufschlusses.

a) rötlicher, quarzreicher monzonitgranitischer Mikrogranit JH. 153.

<i>Mineralbestand:</i> Quarz.....	50 %
Albit.....	25 %
Kalifeldspat.....	20 %
Muskowit.....	5 %
(Calcit)	
(Erz)	

Textur: nebulitisch, schlierig.

Quarz bildet vorwiegend grosse, puzzleartig verzahnte, lappig un-
grenzte Individuen mit schwachen Fließkornerscheinungen. Undula-
tionsstenglung und Böhm'sche Streifung sind häufig.

Plagioklase sind fast durchwegs bestäubt und halten meist Serizit-
schuppen von ansehnlicher Grösse eingeschlossen. Die Einmessung ihrer
optischen Daten auf dem Universaldrehtisch ergab einen Anorthitgehalt
von 29—35 %. Hingegen fanden sich auch invers zonare Oligoklase von
24—26 % An, selten auch Körner von unverzwilligtem Albit. Die
basischeren Plagioklase treten oft als idiomorphe Körner auf und zeigen
häufig polysynthetische Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz, ferner
randliche Verwachsung mit Quarz.

Kalifeldspat (vorw. Mikroklin) erscheint nur in kleinen, unregel-
mässigen Körnern.

Glimmer werden im wesentlichen vertreten durch Muskowit bis
Serizit Schuppen, die meist in den basischeren Plagioklasen einge-
wachsen sind, oder doch eng mit diesen vergesellschaftet auftreten.
Untergeordnet ist auch Chlorit zugegen.

Akzessorisch finden wir sporadisch Calcit als Zwickelfüllung und
ferner wenige Körner Erz.

b) Roter, quarzreicher, alkaligranitischer Kalifeldspat-
Augengneis JH. 160.

Mineralbestand:	Kalifeldspat . . .	42 %	(Epidot)
	Quarz	41 %	(Zirkon)
	Albit	8 %	(Erz)
	Muskowit	5 %	
	Biotit	4 %	

Kalifeldspat (Mikroklin, Perthit) bildet als grosse Augen den Haupt-
gemengteil des Gesteins. An Einschlüssen führt er Relikte von gefülltem
Plagioklas, ferner Quarz. Oft sind diese Porphyroblasten nach dem
Baveno-Gesetz verzwilligt.

Albit mit einem geringen Anorthitgehalt (bis 4 %) ist meist poly-
synthetisch verzwilligt. Er ist oft im Kalifeldspat eingebaut und wird
sowohl von Kalifeldspat als auch von Quarz durchwachsen.

Quarz als zweithäufigster Gemengteil tritt in grossen Körnern auf.
In granulierten Partien des Gesteins zeigen sich ferner Bildungen von
Mikropegmatit und Myrmekit.

Biotit ist vorhanden in kleinen Blättchen von kräftigem Pleochro-
ismus:

$n\alpha$ = hellgelb bis farblos
 $n\gamma$ = schwarzbraun.

Sporadisch ist er schwach chloritisiert. Sowohl der Biotit, als auch der Muskowit sind in Lagen angeordnet und halten sich vorwiegend an die granulierten Partien des Gesteins. Als Einschlüsse führt der Biotit vereinzelt Zirkonkörner, die jedoch nur schwache pleochroitische Höfe erzeugen.

Muskowit ist häufiger und auch durchschnittlich in grösseren Blättchen vertreten als der Biotit, mit dem er eng vergesellschaftet ist.

Akzessorien sind Epidot, Zirkon und Erz; sie sind meist vergesellschaftet mit Glimmer. Während Epidot und Erz relativ häufig auftreten, ist Zirkon nur sehr spärlich beigemengt.

5. Kontaktgesteine.

Die Hülle des Granodiorit-Komplexes im Kern der Kap Madeleine-Antiklinale besteht aus Gliedern der unteren Marmor-Serie und der obersten Maalebjerg-Serie.

Am Süden des Granodioritaufschlusses, unmittelbar SE von Kap Madeleine reicht die alkali-alumo-silikatische Stoffzufuhr bis in die tiefsten Glieder der Marmor-Serie. Die hier auftretenden Kontaktgesteine führen durchwegs Ca-Silikate und Calcit. Als typische Kontaktminerale finden sich in diesem Gesteinsverband: Granat, Epidot und Diopsid. Charakteristische Gesteinstypen sind:

- a) Karbonat und Granat führende, quarzreiche Kalifeldspat-Augengneisse,
- b) Erz und Apatit führende Epidot-Diopsid-Muskowit-Quarzit-schiefer,
- c) quarzführende, spätige, rosarote Marmore;

in den stärker durchbewegten Schichten trifft man auch:

- d) Granat-Disthen-Glimmerschiefer.

Am Nordende des Aufschlusses, also im West-Schenkel der Kap Madeleine-Antiklinale, steigt die granitisierende Infiltration weniger hoch in die Schichtfolge empor; sie liegt hier in der vorwiegend aus Quarzit-schiefern und Quarziten aufgebauten, obersten Maalebjerg-Serie. Zugleich wird dieses nördliche Kontaktgebiet von der bereits erwähnten, jüngeren roten Granitgeneration durchsetzt, welche sowohl im granodioritischen Hauptgestein, als besonders auch im randlichen Kontaktgestein auftritt.

Charakteristische Gesteinstypen der nördlichen Kontaktzone sind:

- e) roter, alkaligranitischer Kalifeldspat-Augengneis,
- f) Zweiglimmer-Kalifeldspat-Bändergneis mit Quarzitlagen von reliktischem Altbestand,

- g) glimmerreicher, rötlicher Kalifeldspat-Knotenschiefer,
- h) Karbonat-Glimmerschiefer mit rötlichen alkaligranitischen Injektionsadern.

Für mineralogische Einzelheiten aus diesem Gesteinsverband sei auf den Abschnitt über die jüngere rote Granitgeneration und speziell auf die Detailbeschreibung der Probe JH. 160 verwiesen.

6. Genetische Betrachtungen.

Aus der Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen und aus den bereits gezogenen genetischen Schlüssen geht hervor, dass es sich beim beschriebenen Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine um ein anschauliches Beispiel einer »in situ« erfolgten Granitisierung handelt.

Die in Schollenform reichlich auftretenden Hornblende-Biotitschiefer (2) bilden den Altbestand, woraus der porphyrtartige Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis (1) durch alkali-alumosilikatische Zufuhr hervorgegangen ist. Die im Granodiorit-Komplex gang- und aderartig auftretenden, grauen schlierigen Aplite und gelbrötlichen Pegmatite durchdringen sich gegenseitig; sie sind als Gesamterscheinung gleichaltrig und repräsentieren das Neosom (3). Die Pegmatitgänge führen den gleichen mikroperthitischen Alkalifeldspat, wie er im Granodiorit-Komplex als Einsprengling und Porphyroblast auftritt. Häufig können verschiedene Stadien der Feldspat-Einwachsung vom Pegmatit her beobachtet werden. Die fortschreitende Feldspatisierung des Wirtgesteins führt zur Bildung eines granodioritischen Gesteines. Charakteristisch für diesen Granitisierungsvorgang ist auch die »lit par lit« Intrusion, wie sie im Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine häufig auftritt.

Generell lässt sich die Petrogenese des Granodiorit-Komplexes von Kap Madeleine zu folgendem Schema zusammenfassen:

Palaeosom	Neosom	Granodiorit
melanokrater <i>Hornblende-Biotit-</i> <i>schiefer</i>	+ leukokrater <i>grauer Aplit</i>	= meso- bis melanokrate <i>Grundmasse</i>
	+ Kalifeldspat- reicher <i>Pegmatit</i>	= Kalifeldspat-Einspreng- linge und -Porphyro- blasten
melanokrates <i>Palaeosom</i>	+ 2 Varietäten leukokrates <i>Neosom</i>	= mesokrater <i>Granodiorit</i> bis <i>Kalifeldspat-Augen-</i> <i>gneis</i> .

Der antiklinalfüllende Granodiorit-Komplex wird von einer jüngeren roten Granitgeneration (4) durchbrochen, die im Zentrum, besonders aber im Westschenkel des Gewölbes den Granodioritkörper in Form einer albit- und eisenoxydreichen Restlösung infiltriert und hydrothermal zersetzt hat. Diese Erscheinung ist im gesamten, gegen Westen abtauchenden Dach der Süd-Andréas Land-Kulmination zu beobachten.

Entsprechend der stattgefundenen, sukzessiven Feldspatisierung, zeigt der Granodiorit-Komplex kontinuierliche Übergänge ins Nebengestein, das die höheren Glieder der Kap Madeleine-Antiklinale bildet. Die Kontaktgesteine (5) sind mehr mannigfaltig, zeigen sich doch Übergänge von Granodiorit zu Glimmerquarziten, Glimmerschiefern, Gneissen und auch zu Marmoren.

Der Verfasser bedauert es sehr, dass er diesem petrogenetisch und petrochemisch ausserordentlich interessanten Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine, im Rahmen seiner weitgespannten Aufgaben, nicht mehr Detailarbeit widmen konnte.

c. Kalifeldspat-Augengneis-Komplex.

Über dem basalen Monzonitgranit im Zentrum der Renbugten-Aufwölbung liegt eine mächtige Kalifeldspat-Augengneis-Serie, die als grauer, klotziger Gesteinsverband den gesamten Niggli Spids, den Ostteil der Jomsborg, grosse Flächen der Fjordwand Renbugten—Kap Lapparent, sowie den vom Sonklardal bis zum Kap Payer nahezu flachliegenden Sockel der Payers Tinde aufbaut.

Die Gesteine dieses Komplexes zeigen teils porphyrtartige, grösstenteils aber augengneissartige bis schiefrige Textur; sie variieren von leuko- bis zu melanokraten Typen. Ein gemeinsames Kennzeichen bilden die oft Zentimeter grossen, meist schwach rötlichen Kalifeldspate, welche bald idiomorph und einsprenglingsartig sind, bald als augenartige Porphyroblasten auftreten. Die massigeren Varietäten sind petrographisch eng verwandt mit dem porphyrtartigen Granodiorit von Kap Madeleine.

Charakteristisch für den gesamten Kalifeldspat-Augengneis-Komplex ist eine intensive, parakristalline Durchbewegung, die zur Bildung einer ganzen Stockwerkfolge von flach liegenden, gegen Westen vergierenden, deckenartigen Lappen geführt hat. Das unmittelbare Hüllgestein der Augengneis-Lappen besteht aus Marmoren, Kalk-Glimmerschiefern und quarzreichen Glimmerschiefern der Marmor-Serie. Diese Gesteine wurden teils eingefaltet, teils aber auch vom einfacheren Oberbau des Gebirges disharmonisch abgeschert. Sie bilden die auffälligen Paragesteins-Keile und -Taschen zwischen den einzelnen Augengneis-

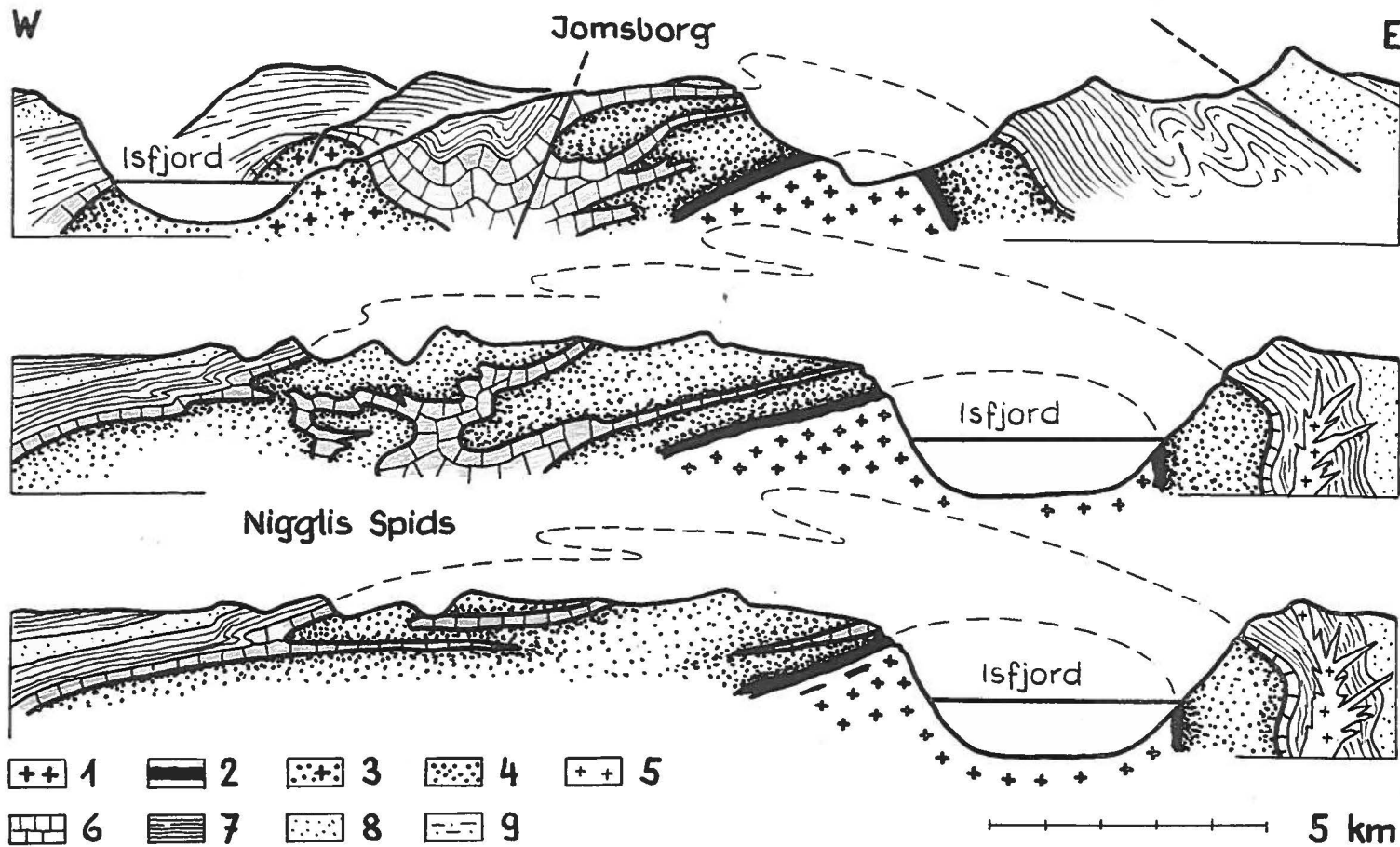


Fig. 22. Geologische Querprofile durch Jomsborg und Niggli Spids.

1 = basaler Monzonitgranit-Komplex von Renbugten. 2 = Amphibolit-Saum im Hangenden des basalen Monzonitgranites. 3 = Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine. 4 = Kalifeldspat-Augengneis-Komplex. 5 = postorogene Aplite und Pegmatite. 6 = Marmor-Serie. 7 = met. Eremital-Serie. 8 = met. Quarzit-Serie Nr. 1—2. 9 = met. Quarzit-Serie Nr. 3—6.

Lappen. Die petrographische Beschreibung dieser zum Teil hochmetamorphenen Hüllgesteine findet sich im Abschnitt über die Marmor-Serie (vgl. Seite 30).

Die Profile Fig. 22 durch die Jomsborg und den Niggli Spids veranschaulichen sehr eindrücklich den deckenartigen Aufbau und die plastischen Falten des Kalifeldspat-Augengneis-Komplexes. Auch im Mittel- und Kleinbereich zeigt das Gestein zahlreiche Spuren einer nach Westen gerichteten Bewegung. So umlappen beispielsweise an der Jomsborg (Fig. 23) die Augengneisse mit prächtigen Fliesstrukturen die eingefalteten Paragesteinstaschen. Ferner zeigt der gesamte Augengneis-Komplex meist ein ausgezeichnetes planares und besonders lineares, NNW—SSE gerichtetes Parallelgefüge. Auch die Kalifeldspate sind mit ihrer Elongationsrichtung fast durchwegs in die lineare Paralleltextur eingeregelt.

Innerhalb der einzelnen Augengneis-Lappen zeigt sich eine textuelle Differenzierung des Gesteins. Die Kernteile der Lappen bestehen in der Regel aus leuko- bis mesokraten, porphyrtypigen Typen mit bis 10 cm langen Kalifeldspat-Einsprenglingen. Gesteine der Randpartien sind hingegen meist gneissig bis schiefrig. Sie sind auch wesentlich reicher an Biotit und zeigen nur kleine, 1—2 cm grosse Kalifeldspat-Augen. Ein weiteres Kennzeichen für die Gesteine der Randpartien ist häufig auch eine phlebitische Durchaderung mit salischem Material, dessen Fältelung sich ebenfalls in die lineare Paralleltextur des Komplexes einordnet.

Im Gebiete Renbugten—Kap Lapparent—Ostkap Fränkels Land tritt im Liegenden des Kalifeldspat-Augengneis-Komplexes die auf Seite 74 beschriebene Amphibolit-Schale des basalen Monzonitgranit-Gewölbes auf. Die hornblende- und biotitreichen Dachgesteine des Granitkörpers werden gegen oben schieferiger, reicher an Biotit und zeigen eine sukzessive Zunahme des Gehaltes an Kalifeldspat.

Komplizierter sind die Übergänge zum Liegenden im Westteil des Niggli Spids. In der südlichen Verlängerung des antiklinalfüllenden Granodiorit-Komplexes von Kap Madeleine zeigt sich auch im Niggli Spids eine ausgeprägte Aufwölbung. Das im Gewölbekern auftretende Hauptgestein ist ein leukokrater, sehr grobkristalliner Kalifeldspat-Augengneis mit grossen, eigengestaltigen Kalifeldspaten. Feldgeologisch betrachtet, stellt er ein Übergangsglied zwischen dem weissen Monzonitgranit von Renbugten und dem porphyrtypigen Granodiorit von Kap Madeleine dar. Petrochemisch entspricht er der von BACKLUND (1932) publizierten und von uns zu Vergleichszwecken herangezogenen Probe B. 1424 (vgl. Seite 149).

Innerhalb des Gewölbes von grobkörnigem, bisweilen porphyrtypigem Augengneis finden sich zahlreiche Bänder, Schollen und Schmitzen von hornblende- und biotitreichen, teils karbonatführenden Gesteinen,

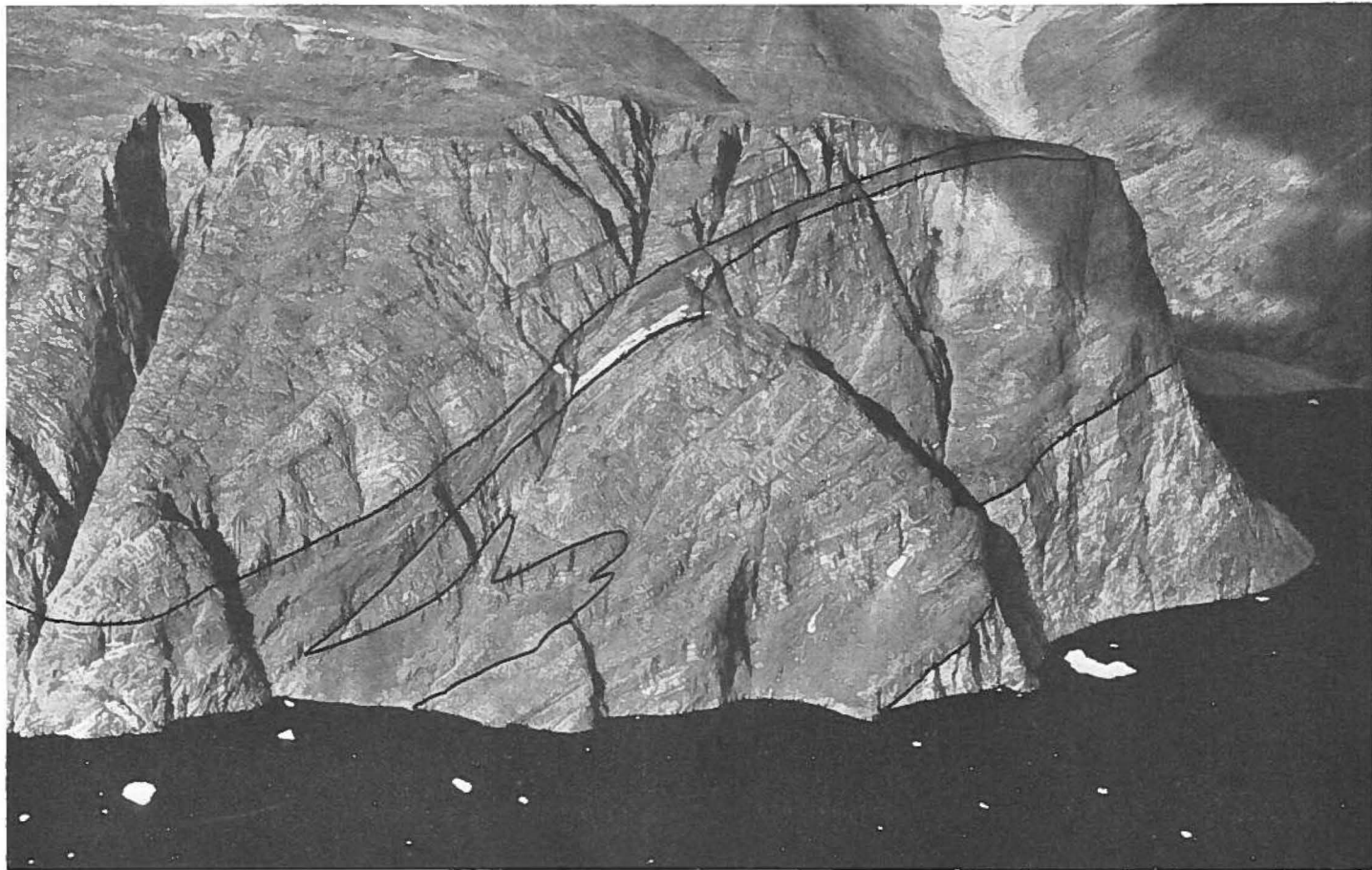


Fig. 23. Flugbild von der Südwand der Jomsborg. Im östlichen, unteren Teil der Wand (rechts im Bild) zeichnet sich der basale Monzonitgranit-Komplex von Renbugten durch seine helle Farbe deutlich ab vom überlagernden, dunkleren Kalifeldspat-Augengneis-Komplex. Ebenso treten die, zwischen die Augengneis-Lappen plastisch eingefalteten Keile und Taschen von Paragesteinen im Bilde klar hervor. Es handelt sich dabei vorwiegend um karbonatführende Granat-Disthen-Glimmerschiefer. Die in diesen Hüllgesteinen erkennbaren weissen Linsen, Schmitzen und Gänge bestehen aus Glimmermarmor.

die grösstenteils als hochmetamorphe Glieder der Marmor-Serie zu betrachten sind.

Wie der Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine wird auch der mächtige Kalifeldspat-Augengneis-Komplex von zahlreichen teils konkordanten, synorogenen, teils diskordanten spät- bis postorogenen Gängen durchsetzt.

Unter dem häufig auftretenden konkordant eingelagerten Injektionsmaterial lassen sich zwei Typen unterscheiden: Erstens ein grauer, schlieriger, alkaligranitischer Aplit, sehr ähnlich demjenigen von Kap Madeleine; zweitens ein weisser bis rötlicher monzonitgranitischer Aplit bis Mikrogranit, der besonders den erwähnten Gewölbekern im Westteil des Nigglis Spids durchdringt.

Spät- bis postorogene rötliche Pegmatite sind ebenfalls sehr häufig und im Felde wegen ihrer Grösse und Farbe meist schon auf grosse Distanzen erkennbar. Eine Schilderung dieser postorogenen Injektionen findet sich im Abschnitt B (vgl. Seite 135).

Für die petrographische Beschreibung des Kalifeldspat-Augengneis-Komplexes können drei Gesteinsgruppen ausgeschieden werden:

- 1) Leuko- bis mesokrate Kalifeldspat-Augengneisse,
- 2) Meso- bis melanokrate Kalifeldspat-Augengneisse bis -Schiefergneisse,
- 3) Granitoide Lagergänge.

1. Leuko- bis mesokrate, porphyrtartige Kalifeldspat-Augengneisse.

Die folgende Gesteinsbeschreibung stellt eine Zusammenfassung der mikroskopischen Untersuchung mehrerer Proben von verschiedenen Lokalitäten dar: Nigglis Dal (JH. 519, 520), Küste Renbugten—Kap Lapparent (JH. 102, 262) und NW-Fuss Nigglis Spids (JH. 249).

Kalifeldspat-Augengneisse.

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat ..	20—40 %	(Muskowit)
Quarz	20—30 %	(Calcit)
Plagioklas ...	20—25 %	(Epidot-Klinozoisit)
Biotit	3—20 %	(Titanit)
Hornblende ..	0—2 %	(Apatit)
		(Ilmenit)

Gesteinsfarbe: grau, grobgesprenkelte Grundmasse mit weissen bis gelbrötlichen Augen.

Textur: ophthalmitisch gneissig bis porphyrtartig.

Kalifeldspat tritt sowohl in Form von idiomorphen bis idio- bis hypidioblastischen Grosskörnern, als auch in Form von xenoblastischen Kleinkörnern in der grobkörnigen Grundmasse auf.

Die grossen Kalifeldspate zeigen vorwiegend mikroperthitische Ausbildung und führen oft Einschlüsse von gefülltem Plagioklas, sowie Biotitblättchen. Die Plagioklaseinschlüsse sind vermutlich die Ursache der vielfach schwach gelbrötlichen Färbung der Porphyroblasten.

Im Grundgewebe des Gesteins finden wir den Kalifeldspat einmal als zwickelfüllende Körner von Mikroklin; in kalifeldspatarmen, leukokraten Anreicherungen ist er auch mit Plagioklas verwachsen (Antiperthit).

Plagioklas ist teils idiomorph, vorwiegend aber hypidiomorph. Er ist meist nach dem Albit-Gesetz polysynthetisch verzwilligt, doch treten auch viele unverzwilligte Kristalle auf. Teilweise sind sie von Serizitschuppen spärlich durchsetzt. Ferner ist myrmekitische Verwachsung mit Quarz häufig zu beobachten. Die optischen Bestimmungen des Anorthitgehaltes ergaben einen Bereich von 12—28 %.

Quarz bildet oft knauerige, augenartige Kornansammlungen im Gestein. Die einzelnen Individuen sind durchwegs lappig umgrenzt und miteinander verzahnt. Undulationsstreifung und Felderteilung sind häufig.

Biotit bildet kleine Schuppen und grössere Blättchen, die sich oft zu nesterartigen Ansammlungen gruppieren. Der Pleochroismus ist kräftig:

na = beige

ny = dunkeloliv.

Kleine Einschlüsse von Zirkon sind auch hier häufig, hingegen ist Chloritbildung sehr selten.

Akzessorien und Gemengteile von untergeordneter Bedeutung sind: Hornblende, die jedoch fast in allen Gesteinen vollständig biotitisiert ist; Calcit, der wenn vorhanden, meist als Zwickelfüllung zwischen den Feldspatkörnern auftritt; Epidot-Zoisit, wobei der erstere teilweise kräftigen Pleochroismus aufweist; ferner sind Titanit, Apatit und Ilmenit in allen Proben in nahezu gleicher Häufigkeit zu finden.

2. Meso- bis melanokrate Kalifeldspat-Augengneisse bis Schiefergneisse.

Auch von diesen Typen wurden verschiedene Proben von der Nordseite des Niggli Spids (JH. 243, 245, 248) und aus der Gipfelregion der Jomsborg (JH. 396) mikroskopisch untersucht.

Meso- bis melanokrate Augengneisse bis Schiefergneisse.

<i>Mineralbestand:</i> Biotit	20—50 %	(Muskowit)
Quarz	20—30 %	(Calcit)
Kalifeldspat	10—20 %	(Titanit)
Plagioklas	5—20 %	(Apatit)
Epidot-Klinozoisit	0—5 %	(Ilmenit)

Textur: ophthalmitisch, stromatitisch, phlebitisch.

Da sich der qualitative Mineralbestand und die Ausbildung der einzelnen Gemengteile dieser Gesteine nahezu deckt mit demjenigen der leuko- bis mesokraten Kalifeldspat-Augengneisse, erübrigt sich hier eine erneute Beschreibung.

Auffällig an den schiefrigen Augengneissen ist der hohe Gehalt an Biotit und oft auch an Epidot-Zoisit. Geradezu charakteristisch für diese Biotit-Gneisse ist das häufige Auftreten von mehreren Zentimeter grossen, grobkristallinen Quarzknuern. Gebunden an solche Quarzknuern ist im gesamten Kalifeldspat-Augengneis-Komplex, besonders aber in den biotitreichen, schiefrigen Varietäten, eine auffällige Erzimprägnation. Es handelt sich dabei um tafelige, bis schalige Blättchen von eisenreichem Ilmenit, mit einem spezifischen Gewicht von 4,93. Dieses Titaneisenerz kann Aggregate bis zu mehreren Kubikzentimetern Grösse bilden und ist sehr oft mit Chlorit vergesellschaftet.

3. Granitoide Lagergänge.

Da die im Kalifeldspat-Augengneis-Komplex häufig auftretenden grauen, schlierigen, alkaligranitischen Aplite denjenigen des Granodiorit-Komplexes von Kap Madeleine (JH. 142, vgl. Seite 86) so sehr ähnlich und wohl genetisch und stofflich mit diesen eng verwandt sind, kann hier auf eine Beschreibung verzichtet werden.

Als Beispiel für die besonders im westlichen und zentralen Teil des Niggli Spids weitverbreiteten Lagergänge von rötlichem Aplit und Mikrogranit, sei zur petrographischen Beschreibung die Probe JH. 247 vom Nordfuss des Niggli Spids herausgegriffen:

rötlicher Monzonitgranitischer Mikrogranit JH. 247.

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat.....	41 %
Quarz.....	30 %
Plagioklas.....	28 %
Muskowit.....	1 %
(Biotit)	
(Erz)	

Textur: nebulitisch, schlierig.

Kalifeldspat mit Perthit-Spindeln und Ansätzen zu Mikroklin-Gitterung zeigt sich in kleineren und grösseren, durchwegs xenomorphen Körnern.

Plagioklase sind idiomorph bis hypidiomorph und teils verzwillingt nach dem Albit-Gesetz, vielfach aber auch unverzwillingt; die letzteren unterscheiden sich im Dünnschliffbild vom Quarz nur durch ihre relativ idiomorphen Umrisse und durch ihren optisch zweiachsigen Charakter. Die Einmessung der optischen Daten ergab einen Gehalt von 28—32% An.

Innerhalb muskowitreicher Zonen des Gesteins zeigen die Plagioklase oft spärliche Füllung mit Serizit, sowie schwache Bestäubung.

Quarzkörner sind lappig umgrenzt, schwach verzahnt und zeigen oft undulöse Auslöschung.

Muskowit ist feinschuppig und meist innerhalb gewisser Zonen im Gestein angereichert und in eine Paralleltextrur eingeregelt.

Biotit besitzt nur untergeordnete Bedeutung und ist grösstenteils ausgebleicht und in ein fast opakes Chloritmineral umgewandelt, das oft von einem Netz von Sagenitnadeln durchzogen ist.

Andere Proben von solchen rötlichen, monzonitgranitischen Gängen zeigen vielfach einen höheren Gehalt an Muskowit und eine ausgeprägte Paralleltextrur.

4. Genetische Betrachtungen.

Aus der Umhüllung des Kalifeldspat-Augengneis-Komplexes durch die Marmor-Serie darf geschlossen werden, dass das sedimentäre Primär-gestein des Komplexes den zum grossen Teil tonigen Gliedern der oberen Alpefjord-Serie entspricht. Der pelitische bis psammitische Altbestand bildet denn auch den überwiegenden Anteil des Gesteins, während der durch alkali-alumosilikatische Stoffzufuhr beigemengte Anteil relativ gering ist.

Wie im Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine vertreten auch hier die grauen, schlierigen Aplite und rötlichen Mikrogranite die Zufuhr, doch hat innerhalb des Kalifeldspat-Augengneis-Komplexes nur eine selektive Durchdringung mit zugeführten Stoffen stattgefunden. Die granitisch-körnigen bis porphyrtartigen Kerne der einzelnen Augengneis-Lappen weisen auf eine, während der Fliessbewegung des gesamten Komplexes erfolgte, Intrusion grossen Stiles hin, die auch mit der synkinematischen Feldspatisierung zeitlich übereinstimmt.

Der Kalifeldspat-Augengneis-Komplex stellt somit ein drittes Beispiel aus der Reihe sukzessive feldspatisierter Migmatitkörper dar. Während wir für den tiefsten Körper, den basalen Monzonitgranit-Komplex von Renbugten, eine fast vollständige Granitisierung annehmen müssen, können wir im Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine eine bereits etwas schwächere, aber trotzdem umfassende Stoffzufuhr erkennen. Der Kalifeldspat-Augengneis-Komplex als drittes Glied dieser genetischen Reihe zeigt uns schliesslich nur noch eine selektive Stoffinfiltration.

d. Migmatitgneisse, vorwiegend granitisches Material.

Die drei ersten Abschnitte des Kapitels »Synorogene Granit- und Migmatitkörper« befassen sich ausschliesslich mit den drei petrographisch

und genetisch verschiedenartigen Gesteinskomplexen innerhalb ein und desselben, weiträumigen Migmatitkörpers im prächtig aufgeschlossenen Kern der Renbugten-Aufwölbung.

Im folgenden vierten Abschnitt sollen die Gesteine der zahlreichen übrigen, in West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land auftretenden Migmatitkörper beschrieben werden. Nach feldgeologischen Gesichtspunkten lassen sich die verschiedenen Migmatitkörper auf Grund ihrer Bauformen in drei Gruppen einteilen:

- 1) Migmatitkuppen = Migmatitkörper im Kern von symmetrischen, domartigen Gewölben.
- 2) Migmatitstirnen = zungenförmige Migmatitkörper im Kern von asymmetrisch gebauten, überkippten bis liegenden Falten.
- 3) Migmatitdecken = grosse, deckenartige Migmatitkörper als weiträumige Ausstülpungen des migmatitischen Unterbaues, die in axialen Depressionszonen auftreten.

1. Migmatitkuppen.

Die Grundzüge der Tektonik im nördlichen Teil des »Zentralen Metamorphenen Komplexes« sind bereits im einleitenden Kapitel kurz beschrieben.

In den Scheitelpunkten der Gitterstruktur finden wir domartige Aufwölbungen, in deren Kern Migmatitkörper von kuppenförmigem, schaligem Bau auftreten.

Die imposante Migmatitkuppe im Innern der Renbugten-Aufwölbung ist schon geschildert worden. Folgen wir von dort aus der südlichen axialen Kulminationszone ca. 20 km weit in ENE-Richtung, so stossen wir im oberen Luciadal auf eine zweite, jedoch schwächer ausgebildete Gewölbestruktur mit migmatitischem Kern: die Lucia-Aufwölbung.

In Nord-Andréas Land, im Gebiete der nördlichen Kulminationszone, zeichnen sich ebenfalls zwei tektonische Beulen ab. Die Haupterhebung bildet die De Geer-Aufwölbung beim Knie des Gerard de Geer Gletschers. Eine zweite, weniger ausgeprägte Gewölbestruktur finden wir wiederum ca. 20 km weiter im ENE der Hauptaufwölbung, im Gebiet des hinteren Eremitdales; es ist dies die Faust-Aufwölbung. Während sich alle unsere Kenntnisse in bezug auf die letztere ausschliesslich auf Luftbeobachtungen stützen, sind die tektonischen und besonders auch die petrographischen Verhältnisse in der De Geer-Aufwölbung viel besser abgeklärt und durch zahlreiche Gesteinsproben belegt.

a) Die Lucia-Aufwölbung.

Im oberen Luciadal liegen im Kern einer NNW—SSE streichenden Antiklinale pelitisch-psammitische Paragneisse, die sich als Glieder der metamorphen Eremitdal-Serie und der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 erkennen lassen. Dieser Verband von Paragesteinen zeigt im Gebiet des oberen Lucia-Gletschers eine auffällige Zunahme der Metamorphose sowie eine sukzessive vermehrte phlebitische, aplitisch-pegmatitische Durchdringung. Die Grenzflächen verschieden metamorpher Zonen fallen deutlich gegen SE ein und schneiden sowohl die Schichtflächen, als auch die gesamte geologische Struktur unter einem spitzen Winkel (Fig. 24).

Das Gebiet intensivster Metamorphose und Stoffzufuhr liegt im östlichen Teil des obersten Luciagletschers, wo der grösste Teil der Paragesteine in leukokrate Phlebite und granitische Migmatitgneisse umgewandelt ist. Vom Flugzeug aus liess sich deutlich erkennen, dass der gewölbeartige Migmatitgneis-Komplex am obersten Luciagletscher auch gegen Osten, Norden und Westen zu wieder von schwächer metamorphen Paragesteinen überdeckt wird. Wie die Begehung des südlichen Randgebietes des Migmatitkörpers gezeigt hat, stecken zwar diskordant in diesem Paragesteinsmantel wiederum zahlreiche mächtige Granitlagen und -gänge, doch gehören diese eindeutig einer spät- bis postorogenen Intrusionsphase an, und zeigen nur geringfügige metamorphosierende Wirkung auf das Nebengestein.

Der grossen Entfernung vom Fjord und der Weitläufigkeit des Gebietes wegen, konnte nur die südliche Randzone der Lucia-Migmatitkuppe begangen werden. Angesichts der touristischen Schwierigkeiten und der kurzen, zur Untersuchung dieses Gebiets zur Verfügung stehenden Zeit, musste auch die petrographische Ausbeute leider etwas mager ausfallen.

Zur Charakterisierung des in der Lucia-Migmatitkuppe auftretenden granitischen Migmatitgesteins wurde die Probe JH. 414 vom SW-Fuss des Blomsterbjergs (1500 m Höhe) mikroskopisch untersucht. Sie dürfte dem meist verbreiteten Typ dieser granitoiden Gesteine entsprechen.

Leukokrater schlieriger Zweiglimmer-Monzonitgranit
JH. 414.

<i>Mineralbestand:</i> Quarz.....	35 %
Kalifeldspat.....	35 %
Plagioklas.....	28 %
Muskowit.....	1 %
Biotit.....	1 %
(Apatit)	
(Zirkon)	

Textur: schlierig nebulitsch.



Fig. 24. Flugbild vom obersten Luciadal. Blick von Süden auf die Lucia-Migmatitkuppe (östliches Einzugsgebiet des Gletschers). Am rechten Bildrand der Blomsterbjerg (metamorphe Sedimente der Quarzit- und Eremtidal-Serie). Im Hintergrund die Berge des Grejsdalen.

Kalifeldspat bildet vorwiegend grosse, xenomorphe Körner mit Perthit-Spindeln und Mikroklin-Gitterung und zeigt Verdrängungserscheinungen gegenüber Plagioklas.

Plagioklase, idiomorph bis hypidiomorph, sind grösstenteils nach dem Albit-Gesetz polysynthetisch verzwilligt. Dem Anorthitgehalt entsprechend, können zwei Typen unterschieden werden: Einerseits eine Gruppe fast reiner Albite, die zum Teil schwache Bestäubung und Trübung aufweisen und anderseits eine Gruppe vorwiegend saurer Oligoklase mit 11–18 % An.

Quarz als rundliche, lappig umgrenzte Körner mit undulöser Auslöschung und schwacher Böhm'scher Streifung bildet zum Teil nesterartige Ansammlungen im Gestein.

Muskowit tritt nur in kleinen Schuppen auf, während *Biotit* meist grössere Blättchen mit kräftigem Pleochroismus bildet:

α = farblos bis beige
 γ = kastanienbraun.

Charakteristisch sind wiederum kleine Einschlüsse von Zirkon mit Halos. Ein Teil der Biotitschuppen ist chloritisiert.

An *Akzessorien* konnte einzig Apatit beobachtet werden.

b) Die De Geer-Aufwölbung.

Während wir in den beiden Aufwölbungen der südlichen Kulminationszone Migmatitgneisse und -granite bis in Höhenlagen über 2000 m beobachten können (Niggli Spids, oberstes Luciadal), reicht die synorogene, migmatitische Durchaderung in den Aufwölbungen der Nord-Andréas-Land-Kulmination weit weniger hoch. Selbst im Zentrum der Hauptaufwölbung, im Gebiete des Lemminghoved und Maalebjergs, sind granitisch-phlebitische Gneisse bis max. 1400 m Höhe zu treffen. Daraus lässt sich erkennen, dass, bezogen auf die heutige Topographie des Landes, die kuppenförmigen Zonen migmatitischer Infiltration in Nord Andréas Land mehr als 600 m tiefer liegen als in Süd-Andréas Land.

Die De Geer-Aufwölbung ist am Verlauf der markanten, gelblichen Bänder der Marmor-Serie sehr schön zu erkennen. Sie erhebt sich als flache, in Nord—Süd Richtung ausgeweitete Kuppe aus dem östlichen Louise Boyds Land und taucht dann mit steilgestelltem Ostrand im vorderen Gemmedal in die Tiefe.

In den prächtigen Aufschlüssen am NW-Fuss des Maalebjergs (Fig. 25) und an der Südseite des Lemminghoved treten die petrographischen und tektonischen Verhältnisse eindrucklich zu Tage. Im Kern des hier steil nach Osten abtauchenden Gewölbes, im unmittelbaren Mündungsgebiet des Gemmedales, finden wir Spuren intensiver Migmatisierung und nahezu die gleichen Gesteinstypen wie in den Migmatit-Komplexen der Renbugten-Aufwölbung. Auch das Substrat entspricht hier ungefähr den gleichen stratigraphischen Horizonten der oberen Alpefjord-Serie wie z. B. im Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine.

Am NW-Fuss des Maalebjergs lassen sich auf relativ kleinen Raum die gleichen Stadien einer sukzessiven Feldspatisierung und Granitisierung beobachten, wie wir sie bereits im Grossen aus der Renbugten-Aufwölbung kennen. Eine pelitisch-psammitische Paraserie wird hier Schritt für Schritt umgewandelt. Ausgehend vom phyllitisch-quarzitischen Schiefer verändert sich das Gestein sukzessive zum flasrigen, lagigen Glimmerschiefer und weiter über das Stadium eines Alkalifeldspat-Augengneises bis zum porphyrtartigen und massigen Granit. Graue, schlierige Aplite durchdringen auch hier den Migmatit-Komplex und vertreten die alkali-alumosilikatische Zufuhr. Gegenüber den Gesteinen aus dem Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine oder dem Kalifeldspat-Augen-



Fig. 25. Maalebjerg mit Gerard de Geer Gletscher im Vordergrund. Am NW-Fuss des Berges granitische Migmatitgneisse; Mitte der Wand stark verfaltete Paragesteine der Maalebjerg-Serie (Abscherungszone); im oberen Drittel des Berges relativ einfach gelagerte Marmor-Serie (helle Bänder = Marmorhorizonte) und im Hangenden Glieder der metamorphen Eremitdal-Serie.

gneis-Komplex zeigen die granitoiden Gneisse des Migmatitkörpers im Kern der De Geer-Aufwölbung einen höheren Gehalt an Muskowit und sind im gesamten auch alkalireicher.

Petrographisch sehr ähnliche Verhältnisse wie am NW-Fuss des Maalebjergs lassen sich auch im vorderen Gemmedal und im zentralen Teil des Lemminghoved beobachten. Während am Maalebjerg vorwiegend die Quarzite und Quarzitschiefer aus dem Liegenden der Marmor-Serie das Wirtgestein der alkali-alumosilikatischen Zufuhr bilden, reicht im Gebiete des Lemmingkopfes die migmatitische Durchtränkung bis in die Marmor-Serie hinauf. Daher enthalten die Migmatitgesteine aus dem letzteren Gebiet fast durchwegs auch Einschlüsse von Karbonat.

Im folgenden seien zwei charakteristische Gesteinstypen aus dem Migmatitkörper im Zentrum der De Geer-Aufwölbung beschrieben: Erstens der Alkalifeldspat-Augengneis JH. 305, 306, der im Flussbett des unteren Gemmedales ansteht und zweitens der porphyrtartige Alkali-granit JH. 307 aus der Gipfelregion des Lemminghoved.

Alkalifeldspat-Augengneis JH. 305, 306.

<i>Mineralbestand:</i>	Kalifeldspat..	30—40 %	(Calcit)
	Plagioklas....	25—35 %	(Epidot-Klinozoisit)
	Quarz.....	15—25 %	(Granat)
	Biotit.....	5—10 %	(Apatit)
	Muskowit....	3—10 %	

Kalifeldspat tritt auf in Gestalt von Mikroklin, vorwiegend aber als Perthit. Die grossen Kalifeldspat-Porphyroblasten besitzen perthitische bis mikroperthitische Struktur und enthalten zahlreiche grössere und kleinere Einschlüsse von Mikroklin, Plagioklas, Calcit und Serizit. Sie zeigen teilweise auch einfache Zwillingsbildung nach dem Karlsbader-Gesetz.

Plagioklase sind reine Albite oder enthalten nur wenige Prozente Anorthit. Oft sind sie ausgezeichnet polysynthetisch verzwilligt. Sie führen teils Einschlüsse von Mikroklin und Serizitschüppchen. Grössere Albitkristalle zeigen auch Spuren parakristalliner Deformation, indem die zentralen Partien des Porphyroblasten parkettiert sind, jedoch von intakten Randpartien wieder umschlossen werden.

Quarz bildet meist kleine polygonale Körner, die teils schwach verzahnt sind und fast durchwegs undulös auslöschen. Oft ist er linsenförmig oder lagenweise angehäuft und zeigt dann auch Tendenz zu Fließkornbildung.

Biotit besitzt folgenden Pleochroismus:

na = liches Beige
 ny = olivgrün.

Er tritt als Blättchen und Schuppen vorwiegend in nesterartigen Anreicherungen auf. In gewissen Gesteinspartien ist der Biotit vollständig zu Pennin umgewandelt.

Muskowit ist lagenweise in die Paralleltexur eingeregelt. Die Muskowitlagen sind oft vergesellschaftet mit kleinen, zeilenförmig aufgereihten Epidot-Zoisit Körnchen. Der Kaligehalt des Muskowites scheint zum grössten Teil aus dem in Auflösung begriffenen Mikroklin zu stammen.

Akzessorisch tritt in grösserer Menge vor allem Calcit auf, der als Zwickelfüllung zwischen den Hauptgemengteilen, aber auch als Einschlüsse in den Feldspäten zu finden ist. Ferner sind häufig Epidot-Zoisit und Granat zu beobachten. Ein seltener akzessorischer Gemengteil ist hingegen der Apatit.

Rötlicher porphyrtiger Alkaligranit JH. 307.

<i>Mineralbestand:</i> Quarz.....	32 %	(Calcit)
Kalifeldspat....	31 %	(Rutil)
Plagioklas.....	23 %	(Orthit)
Muskowit.....	8 %	(Apatit)
Biotit.....	6 %	

Textur: schlierig nebulitisch bis schwach ophthalmitisch gneissig.

Kalifeldspat bildet als Mikroclin und Perthit kleinere und grössere Körner, die als Einschlüsse oft Calcit und Serizit, aber auch runde Quarz- und idiomorphe Plagioklaskörner führen.

Plagioklas zeigt wiederum parakristalline Deformationsspuren. Die meisten Körner sind dicht gefüllt mit Serizitschüppchen und bestäubt mit dispers verteiltem Hämatit; letzterer verursacht offensichtlich die rötliche Färbung der Kristalle. Optische Messungen ergaben einen Anorthitgehalt von 1—8 %.

Quarz tritt in vielen kleinen, aber oft auch sehr grossen, lappig umgrenzten und verzahnten Körnern auf. Schwach undulöse Auslöschung ist häufig.

Muskowit füllt in Form von Serizitschüppchen in grosser Zahl die bestäubten, rötlichen Albitkristalle. Daneben treten auch grosse Blättchen und Schuppen von Muskowit als unregelmässige Korngefüge auf.

Biotit hat die folgende Absorptionsfarben:

na = farblos
 ny = olivgrün.

Die Blättchen und Schuppen häufen sich nesterförmig an und enthalten oft kleine Körnchen von Orthit als Einschlüsse, die teilweise sehr schwache Halos erzeugen; andere führen auch Rutilnadeln (Sagenit). Verschiedene Biotitblättchen sind umgewandelt zu Pennin.

Akzessorische Gemengteile sind auch in dieser granitischen Varietät vor allem Calcit als Relikt aus dem sedimentären Altbestand. Ferner treten auf die bereits erwähnten Rutil- und Orthit-Einschlüsse im Biotit, sowie auch Apatit.

2. Migmatitstirnen.

Durch Inner-Andréas Land verläuft, ausgehend von der Lucia-Aufwölbung, die Graahorn-Antiklinale (vgl. Seite 156 Antiklinale Nr. 5b) durch die Djævleborg (Osteingang Djævekloften) zum Graahorn (hinteres Gneisdal) und erstreckt sich von dort, wie Luftaufnahmen



Fig. 26. Flugbild der Djæveborg von NW.

zeigen, weiter ins Gebiet der Wasserscheide zwischen Eremitdal und Gemmedal.

Sowohl in den Djævekløften als auch im Gneisdal sind im Kern dieser asymmetrisch gebauten, nach Osten leicht überkippten bis liegenden Graahorn-Antiklinale zungenförmige Migmatitkörper eingepresst. Ihre Wurzeln liegen im flacheren Westschenkel und ihre nach Osten auskeilenden Stirnfronten im steilgestellten, bis überfalteten Ostschenkel der Antiklinale.

Die äussere Form der im Kern der Graahorn-Antiklinale eingepressten Migmatitkörper ändert von Lokalität zu Lokalität, sowohl in den Djævekløften als auch im Gneisdal, sogar von Talseite zu Talseite. — An der NW-Wand der Djæveborg (Fig. 26) zeigt sich uns ein lappenartig aufgebauter, gegen Osten gerichteter Komplex von leukokraten, granitischen Migmatitgneissen mit prächtigen Fliesstrukturen und mit Schlingenbau. — Auf der gegenüberliegenden Talseite sind die Verhältnisse ähnlich, doch zeichnet sich hier ein von phlebitischen Paragneissen und Glimmerschiefern umhüllter, grosser, einzelner ptygmatischer Granitkörper besonders auffällig ab. — Auch die Migmatitstirnen im Gneisdale zeigen im Gross- und Kleinbereich dieselben, nach Osten gerichteten Fliesstrukturen; vgl. dazu die Beschreibung der Graahorn-Antiklinale im tektonischen Teil und Fig. 27.



Fig. 27. Flugbild der NW-Wand des Graahornes. Die leukokraten Migmatitgneisse am Fuss des Berges sowie im Kern der liegenden, nach Osten vergierenden Falte (Graahorn-Antiklinale) sind deutlich erkennbar.

Die Gesteine dieser Migmatitkörper sind vorwiegend leukokrate Gneisse von granitischer bis monzonitgranitischer Zusammensetzung. Neben deutlich gneissiger Textur besitzen sie oft auch richtungslose oder schlierig nebulitische Ausbildung. Petrographisch sind sie den Gesteinen aus dem basalen Monzonitgranit-Komplex von Renbugten sehr ähnlich.

Auffällig ist ein mächtiger Verband von grösseren Amphibolitlinsen und -lagen, die in den Bergen zwischen Djævlekløften und Gneisdal in der Stirnregion dieser Migmatitkörper zu treffen sind. Inwiefern es sich dabei um Para- oder Orthoamphibolite oder gar um »Ausschwitzungen« vom Typus Renbugten handelt, kann an Hand der wenigen Beobachtungen nicht ausgesagt werden. Doch nimmt der Verfasser auf Grund feldgeologischer Gesichtspunkte für den grössten Teil dieser Amphibolite Ortho-Charakter an. Petrographische Einzelheiten über diese basischen Gesteine finden sich auf Seite 50, bei der Beschreibung der metamorphen Eremitdal-Serie.

In mittleren Teil der Djævlekløften finden wir im Kern der Phynoldsborg-Antiklinale einen Migmatitkörper in tektonisch ähnlicher Stellung wie die soeben beschriebenen. Auch die Phynoldsborg-Antiklinale ist asymmetrisch gebaut, besitzt einen flacheren Westschenkel und einen



Fig. 28. Flugbild der Phynoldsborg von Norden mit dem steilgestellten, von synkinematischen Migmatiten durchaderten Ostschenkel der Phynoldsborg-Antiklinale.

steilgestellten, von synkinematischen Migmatiten durchaderten Ostschenkel (Fig. 28). Aus der Wurzelzone und dem Stirngebiet dieses Migmatitkörpers wurden einige Dünnschliffproben untersucht und ihr Modus planimetrisch bestimmt. Besonders auffällig an diesen granitischen bis monzonitgranitischen Gesteinen ist der hohe Gehalt an Muskowit, der bis zu 25 Vol% des Gesamtgesteins erreichen kann, während Biotit gar nicht, oder nur in untergeordneter Menge auftritt. In den sehr muskowitreichen Proben tritt hingegen der Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas wesentlich zurück, was vermuten lässt, dass der grösste Teil des zugeführten Kaliums zur Muskowitbildung aufgebraucht worden ist. Aus der Gruppe der Plagioklase sind sowohl saure als auch basische Oligoklase mit idiomorphen bis hypidiomorphen Umrissformen und meist polysynthetischen Zwillingslamellen zu treffen. Strukturell sind die Gesteine dieses Migmatitkörpers vorwiegend aplitisch bis mikrogranitisch. Ihre Texturen können sowohl massig richtungslos, als auch lagig-bänderig sein.

3. Migmatitdecken.

Bezogen auf den tektonischen Verlauf der Marmor-Serie (vgl. Struktur-Diagramm Tafel IV), erstreckt sich vom zentralen Andrées Land her in SW Richtung ein axiales Depressiongebiet über den Isfjord ins mitt-

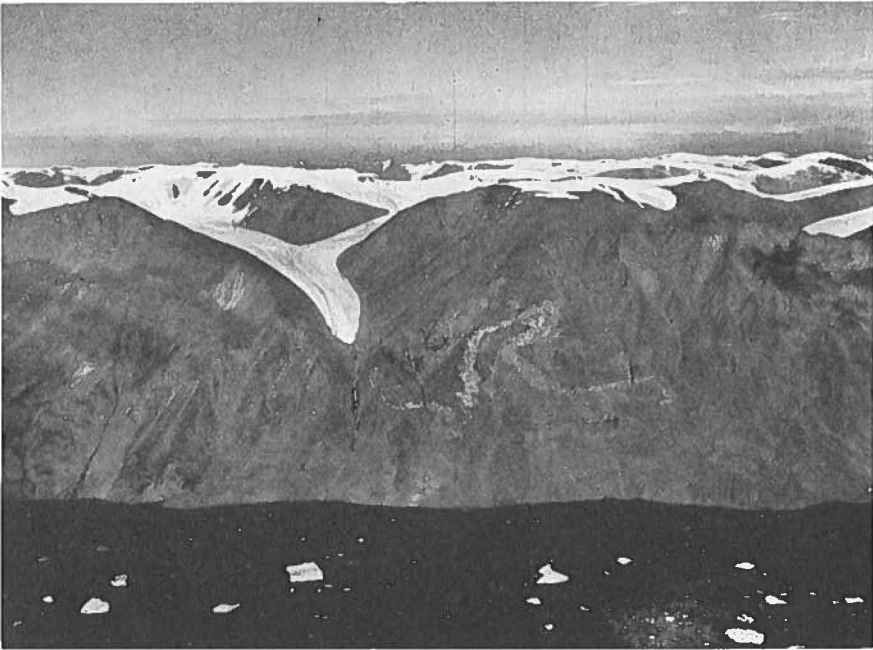


Fig. 29. Flugbild von den zentralen LaCroix Bjerge mit nach SE vergierendem Migmatitgneis-Ptygmat an der Stirnfront der LaCroix-Migmatitdecke; im Vordergrund der Isfjord.

lere Fränkels Land hinein. Im Zentrum des Depressionsgebietes liegen die LaCroix Bjerge, die der gesamten Depressionszone auch den Namen gaben.

In diese Depressionszone hat sich ein grosser, deckenartiger Migmatitkörper als weiträumige Ausstülpung des migmatitischen Unterbaues eingenistet; wir bezeichnen ihn im folgenden als LaCroix-Migmatitdecke. Die Wurzel dieses mächtigen, zungenförmigen Migmatitkörpers streicht von den Ridderborgen (NE-Ecke von Goodenoughs Land) durch das zentrale Fränkels Land bis zum Isfjord. Während die Wurzelzone im Mündungsgebiet von Knækdalen rund 10 km Breite misst, keilt sie gegen NE zu sukzessive aus, und ist an der Mündung von Haredalen bloss noch 3 km breit. Von dieser SW—NE verlaufenden Wurzelzone aus erhebt sich die Migmatitausstülpung in Form eines nach Osten ausschwänzenden, deckenartigen Keiles von leukokraten Migmatitgneissen bis in die Gipfelregion des Ättestupan. Die hochmetamorphen, granitischen Migmatitgneisse legen sich so als mächtige Zunge von gegen 20 km Länge über einen grossen Verband von schwächer metamorphen Paragesteinen.

Einen sehr guten Einblick in den deckenartigen Charakter des Migmatitkörpers geben uns die Aufschlüsse an der Isfjordseite der zentralen LaCroix Bjerge. Hier lagern die leukokraten Migmatitgneisse wurzellos

über der in Glimmerschiefer und Biotitgneisse umgewandelten Eremitdal-Serie. Die Migmatite liegen dabei stratigraphisch ungefähr im Bereich der untersten metamorphen Quarzit-Serie und zeigen im Nordteil der LaCroix Bjerger (z. B. Susannetop) auch Übergänge zu den Gneis- und Glimmerquarziten dieser Serie. Von grosser Eindrücklichkeit ist der gigantische, nach SE vergierende Migmatitgneis-Ptygmat (siehe ODELL, 1939, Fig. 14) an der LaCroix-Migmatitdecke (Fig. 29, 30), der von phle-



Fig. 30. Schematische Skizze des gigantischen Ptygmats auf der Isfjordseite der zentralen LaCroix Bjerger.

- 1 = leukokrate Biotit-Gneisse bis -Granite, umhüllt von phlebitischen Glimmerschiefern und Paragneissen.
 2 = Amphibolite (Linsen, Schollen und Bänder).

bitischen Glimmerschiefern, Paragneissen und Feldspatquarziten umhüllt wird. Dieser Ptygmat zeugt für die syn- bis spätorogenen Entstehung der Migmatitdecke. Von der Gipfelregion der zentralen LaCroix Bjerger aus erstreckt sich die LaCroix-Migmatitdecke weiter bis ins untere Kalvedal, wo sie östlich der grossen Junctiondal-Störung unter die schiefrigen Glieder der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 abtaucht. Über Einzelheiten in bezug auf die Bauformen und die tektonische Gesamtstellung der LaCroix-Migmatitdecke gibt der betreffende Abschnitt über die Infra-Zone im tektonischen Teil Auskunft (vgl. Seite 165).

Das der LaCroix-Migmatitdecke zugehörige Gesteinsmaterial lässt sich gliedern in:

- a) leukokrate Biotit-Gneisse bis -Granite, z. T. hydrothermal zersetzt (Rotfärbung),
- b) Amphibolite (Schollen und Bänder).

Die hochmetamorphen phlebitischen Paragneisse und Glimmerschiefer im unmittelbar Hangenden und Liegenden der Migmatitdecke sind im Kapitel über die metamorphen Sedimente bereits beschrieben worden (vgl. Seite 44).

a) Leukokrate Biotit-Gneisse bis -Granite.

Der LaCroix-Migmatitkörper besteht zum überwiegenden Anteil aus leukokraten Gneissen bis Graniten von verschiedenster Zusammensetzung und Textur. Variieren doch diese synorogen entstandenen Mischgesteine von alkaligranitischen bis zu quarzdioritischen Typen, und zeigen sie ferner alle Übergänge von massig richtungslosen zu nebulitischen oder phlebitisch-stromatitischen Gneissen. Ihre Struktur ist meist hypidiomorph grobkörnig. Die leukokraten, massigen Typen enthalten oft Butzen, Linsen oder Bänder von grobblättrigen Biotit-Anreicherungen; durch Zunahme biotitreicher Lagen und Nester ergeben sich sukzessive Übergänge zu Phlebiten und Stromatiten. Die mikroskopische Untersuchung zahlreicher Proben aus den zentralen LaCroix-Bjerge, sowie aus dem Mündungsgebiet des Haredalen ergab folgendes Bild über den Mineralbestand dieser Migmatite:

<i>Mineralbestand:</i> Quarz	30—50 %	(Calcit)
Plagioklas	15—45 %	(Epidot-Klinozoisit)
Kalifeldspat	3—40 %	(Granat)
Biotit	1—8 %	(Apatit)
Muskowit	0—2 %	(Titanit)

Plagioklas tritt in den meisten Proben auf als Oligoklas mit durchschnittlich 16 % An. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Körner sind oft nach dem Albit-Gesetz verzwillingt. In einzelnen kalireichen Proben sind die Plagioklase stark bestäubt und mit Serizitschüppchen gefüllt; ihre optischen Daten ergeben einen Anorthitgehalt von 0—8 %. Die gefüllten Plagioklase verleihen dem Gestein oft eine leicht rötliche Färbung.

Kalifeldspat weist Perthit-Struktur und Mikroklin-Gitterung auf, letztere besonders in den Proben mit Albit oder albitisierten Plagioklasen. In der Regel sind die Kalifeldspäte xenomorph; hypidiomorphe treten nur selten auf.

Quarz zeigt keine besondern Merkmale; meistens sind die Körner polygonal umgrenzt und schwach miteinander verzahnt, rundliche Körner sind seltener. Undulöse Auslöschung und schwache Böhm'sche Streifung sind hingegen häufig.

Biotit in Form von Blättchen, Fasern und Schuppen regelt sich meist in eine mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltexur ein. Er zeigt kräftigen Pleochroismus:

na = liches Beige
ny = fuchsrotbraun.

Einschlüsse von Zirkon mit pleochroitischen Höfen sind häufig.

Muskowit reichert sich oft zu kleinen Nestern an. Vielfach finden wir ihn auch in Form von grösseren Schuppen im Plagioklas kristallographisch orientiert eingewachsen.

An *Akzessorien* besitzen fast alle Gesteine Granat, Apatit, Zirkon und Titanit, während Calcit und Epidot-Zoisit nur in gewissen Proben auftreten.

Bei der Besprechung der Plagioklase im Abschnitt über die leukokraten Biotit-Gneisse und -Granite des LaCroix-Migmatitkörpers ist bereits auf Spuren eines Albitisierungsprozesses hingewiesen worden. Die damit verbundene Rotfärbung durch dispers verteilten Hämatit erfasst stellenweise grössere Teile des Migmatitkomplexes. Während es im Wurzelgebiet an der Mündung des Haredalen weitgehend nur zu einer selektiven Zersetzung und Umsetzung des bereits vorhandenen Gesteins, unter Einfluss von albit- und eisenoxydreichen Lösungen gekommen ist, zeigt sich auf der Anhöhe der westlichen Seite des Engdalen eine diskordant intrudierte, spätorigene, selbständige Generation von roten Alkaligraniten. Da einzelne Gänge des roten Granites auch im Wurzelgebiet im Haredalen auftreten, ist anzunehmen, dass die hydrothermalen Zersetzungen (Rotfärbung) in Beziehung zu bringen sind mit den roten Alkaligraniten.

b) Amphibolite und verwandte Gesteine.

Zusammen mit den leukokraten Gneissen und Graniten des LaCroix-Migmatitkörpers treten immer wieder grosse Linsen, Schollen oder gar konkordante, meist boudinierte Lagen von Amphiboliten auf. Während die Schollen und Linsen in der Regel fast ausschliesslich aus grobkristallinem Hornblendefels bestehen, haben die bänderartigen Vorkommen dieser basischen Gesteine meist die Zusammensetzung von Amphiboliten und Hornblendegneissen.

Die mikroskopische Untersuchung der meist aus Schollen und Linsen stammenden Proben ergab folgende Gesteinstypen:

- 1) Hornblendefels,
- 2) Zoisit-Amphibolit quarzförend,
- 3) Amphibolit, Erz, Quarz und Klinochlor förend,
- 4) Granat-Biotit-Amphibolit klinochlorförend,
- 5) Klinchlor-Granat-Amphibolit, Rutil, Turmalin, Apatit und Quarz förend.

Die Proben aus den mesokraten Lagen liessen sich als folgende Gesteinstypen identifizieren:

- 6) Diorit, Epidot, Zoisit und Hypersthen führend,
- 7) Biotit-Hornblende-Plagioklasgneis, Erz, Zoisit und Granat führend.

Der Hauptgemengteil dieser Gesteine, die *Hornblende*, ist fast durchwegs eine Gewöhnliche Hornblende mit folgendem Pleochroismus:

$n\alpha$ = farblos bis blassgrün
 $n\beta$ = bläulich-grün
 $n\gamma$ = olivgrün bis grasgrün.

Der Auslöschungswinkel $n\gamma/c$ beträgt 12° ; der optische Achsenwinkel wurde in einem Fall zu -84° bestimmt.

Biotit ist offensichtlich in den meisten Fällen aus Hornblende entstanden und zeigt denn auch in vielen Proben Verwachsung mit derselben. Entsprechend dieser verschieden weit fortgeschrittenen Biotitisierung der Hornblende, zeigt das Glimmermineral unterschiedlichen Pleochroismus:

$n\alpha$ = lichtetes Beige oder farblos oder lichtetes Hellgelb
 $n\gamma$ = dunkelolivgrün oder gelbbraun oder rötlichbraun.

Wenn *Feldspäte* auftreten, so sind es entweder Albite mit einem Anorthitgehalt von nur wenigen Prozenten oder dann Perthite.

Unter den zahlreichen *Akzessorien* ist besonders das Auftreten von Klinochlor bemerkenswert. Er ist in den betreffenden Gesteinen auch makroskopisch als grosse helle, glimmerähnliche Schuppen gut erkennbar.

Auch bei diesen, mit den leukokraten Migmatitgneissen des LaCroix-Deckenkörpers vergesellschafteten Amphiboliten muss die Frage ihrer Entstehung offengelassen werden. Der Verfasser glaubt jedoch, dass zahlreiche dieser beinahe reinen Hornblendefelse durch »Ausschwitzung« im Verlaufe des Granitisierungsprozesses entstanden sind wie der »basische Hof« beim basalen Monzonitgranit-Komplex von Renbugten.

B. Spät- bis postorogene Granite.

Besonders in den Randgebieten des »Zentralen Metamorphen Komplexes« haben sich in spät- bis postorogener Zeit an zahlreichen Stellen grössere und kleinere Stöcke, Apophysen, Lakkolite und Schwärme von Gängen teils diskordant, teils konkordant in den Gebirgsbau eingenistet. Im wesentlichen beschränkt sich die Platznahme dieser jüngeren Intrusivgesteine offensichtlich auf den Bereich der tektonisch stark bean-

spruchten »Abscherungszone«, die den schwach verfalteten Oberbau des Gebirges vom intensiv verfalteten, migmatitischen Unterbau trennt. Inbezug auf die tektonische Stellung der postorogenen Granite, Aplite und Pegmatite sei auf die allgemeinen Betrachtungen im tektonischen Teil der Arbeit (Seite 172) hingewiesen.

Nach petrographischen und geologischen Gesichtspunkten lassen sich die spät- bis postorogenen Intrusivgesteine des »Zentralen Metamorphen Komplexes« in zwei Gruppen teilen:

- a) Intrusive Mikroklinggranite
- b) Pegmatite, Aplite und Quarzgänge.

Im folgenden sollen aus der reichen Fülle von Erscheinungsformen dieser Intrusivgesteine einige typische Beispiele und Lokalitäten herausgegriffen werden.

a. Intrusive Mikroklinggranite.

Die im »Zentralen Metamorphen Komplex« weitverbreiteten, vorwiegend kalibetonten, weissen Zweiglimmer-Granite sind bereits von zahlreichen Autoren (BACKLUND, WORDIE u. WHITTARD, WEGMANN, ODELL, HUBER u. a.) beschrieben worden. Auch ihr spät- bis postorogenes Alter wurde von diesen Forschern diskutiert. — WEGMANN (1935a) hat diese Granite, entsprechend ihrer tektonischen Stellung, als »Marginal Granite« bezeichnet. HUBER (1950, Seite 62, 63) hat sie petrographisch allgemein charakterisiert.

Alle Autoren erwähnen die auffallende Frische dieser Granite, ein Merkmal, das auch die im Andrées Land auftretenden Typen kennzeichnet.

Die Form und Einlagerungsart der im Andrées Land spät- bis postorogen intrudierten Granite ändert beinahe von Lokalität zu Lokalität, sodass mit Vorteil die einzelnen Vorkommen getrennt besprochen werden. Die gewählte Reihenfolge entspricht in groben Zügen auch einer Altersfolge, indem die als spätorogen bezeichneten Granitareale zuerst und die postorogenen am Schluss diskutiert werden.

1. Granitstock in den zentralen LaCroix Bjerger (spätorogen).

Der rückwärtige Teil der grossen Migmatitfalte in den zentralen LaCroix Bjerger wird unmittelbar Liegenden teils diskordant, teils konkordant von einem stockartig eingelagerten, kalireichen Biotitgranit (JH. 189) durchstossen. Aufschlüsse dieses jüngeren Granites finden sich auf der Isfjordseite am Fusse der LaCroix Bjerger, ca. 4 km NW des auf Seite 111 beschriebenen grossen Ptygmates, aber auch im Rendal bei der Einmündung des Kalvedalen und zwar sowohl im untersten Kalvedalen selber als auch in der Gipfelregion der gegenüberliegenden LaCroix Bjerger.

Der Granit-Stock nimmt tektonisch eine sehr interessante Stellung ein. Auf der Isfjordseite unterbaut er als jüngerer, spätorogener Intrusivkörper gleich einer »Pseudo-Wurzel« den rückwärtigen Teil des auf den zentralen LaCroix Bjerger wurzellos liegenden, älteren, synrogenen Migmatitkörpers.

Die Probe JH. 189 vom Fusse der LaCroix Bjerger auf der Isfjordseite ergab mikroskopisch folgenden Befund:

Biotit-Hypersthengranit JH. 189.

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat	60 %	(Epidot)
Quarz	19 %	(Titanit)
Plagioklas	13 %	
Hypersthen	6 %	
Biotit	2 %	

Textur: massig richtungslos bis nebulitisch.

Kalifeldspat, der Hauptgemengteil des Gesteins, bildet meist grössere, hypidiomorphe Körner, die stellenweise Perthit-Struktur und Anlage zu Mikroklin-Gitterung zeigen.

Unter den *Plagioklasen* finden sich einerseits Albite bis saure Oligoklase (8—10 % An) anderseits aber auch basische Oligoklase bis saure Andesine (28—32 % An). Die meisten Plagioklase sind polysynthetisch verzwillingt nach dem Albit-Gesetz.

Quarz bildet kleine, vorwiegend rundliche, optisch einheitliche Körner.

Hypersthen ist in Form von stengeligen bis körnigen, grösseren und kleineren Individuen relativ zahlreich vertreten. Er besitzt eine schwache grünliche Farbe und zeigt sehr schwachen Pleochroismus.

Biotit ist schuppig und kräftig pleochroitisch:

na = grünliches Hellgelb
ny = schwarz-grün.

Teilweise ist der Biotit umgewandelt zu Pennin.

An *Akzessorien* finden sich im Gestein einzig vereinzelte Körner von Epidot und Titanit.

2. Granitlagergänge als grenzbildende Elemente zwischen den Sedimenten und den metamorphen Serien im Luciadal und Junctiondal.

Auf der linken Seite des Luciagletschers, am Fusse des Bergkammes südlich vom Blomsterbjerg vollzieht sich der Übergang zwischen den Sedimenten der Eleonore Bay Formation und den kristallinen Serien des »Zentralen Metamorphen Komplexes« von Süden nach Norden wie folgt: Die den Gebirgszug südlich des Blomsterbjergs aufbauenden

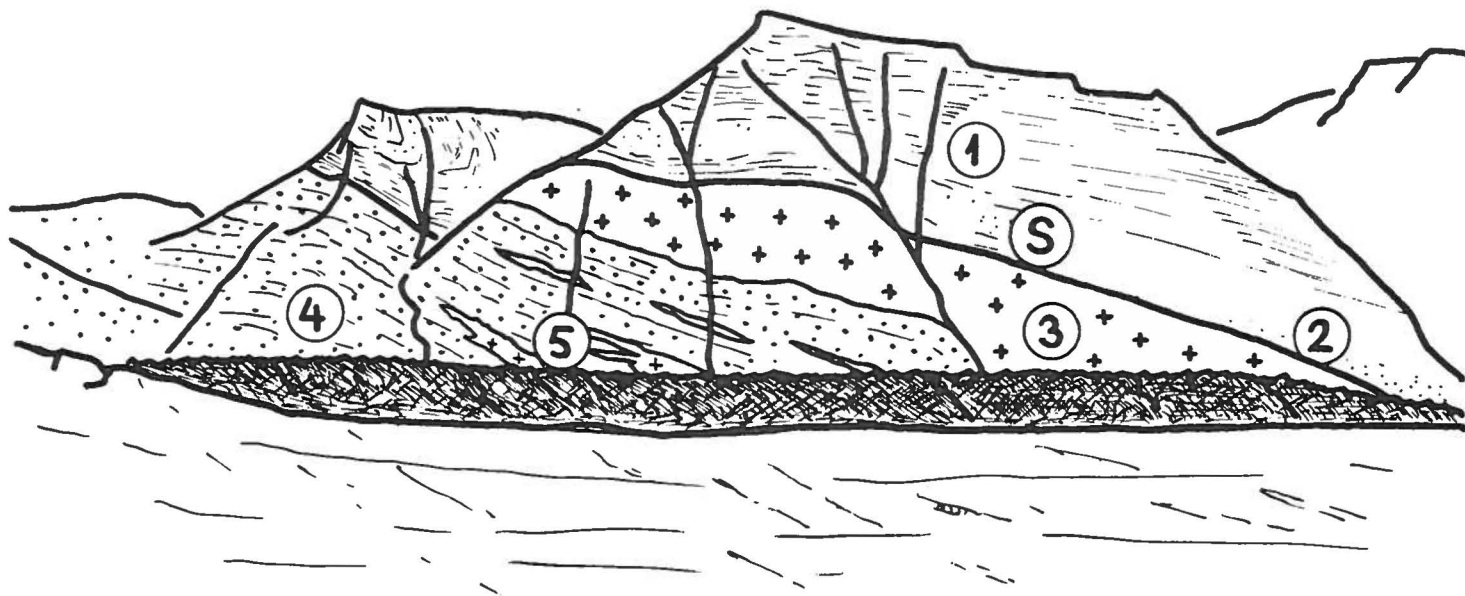


Fig. 31. Spätorogener Granit-Lagergang als grenzbildendes Element zwischen den Sedimenten der Eleonore Bay Formation und den Kristallinserien des »Zentralen Metamophen Komplexes« auf der linken Seite des Luciadales (Bergrücken südlich Blomsterbjerg).

- 1 = schwarze Tonschiefer und weisse, gebankte Quarzite (Quarzit-Serie).
- 2 = Breccienhorizont.
- S = Störung.
- 3 = Granit-Lagergang (JH. 420).
- 4 = Met. Quarzit-Serie Nr. 1—2.
- 5 = Aplit- und Pegmatitgänge.

Quarzite und Quarzitschiefer der Quarzit-Serie werden von einer grossen, N—S verlaufenden Störungslinie, der Blomsterbjerg-Störung, durchzogen. Im Sedimentkomplex nordwestlich dieser Linie zeichnet sich eine Synklinalstruktur ab, deren Westschenkel ins Kristallin überführt.

Der Sedimentverband geht im Liegenden, wie Fig. 31 veranschaulicht, in einen mehrere Meter mächtigen, ausgeprägten Breccienhorizont (2) über, der eine der Blomsterbjerg-Störung parallel verlaufende Störungslinie (S) abzeichnet. Unmittelbar darunter folgt ein 100—200 m mächtiger Lagergang (3) eines hellen Zweiglimmer-Granites (JH. 420), der sich als grenzbildendes Element zwischen die Sedimente der Eleonore Bay Formation und die metamorphen Serien einschaltet. Der gleiche Granit-Lagergang setzt sich auch auf der rechten Talseite fort und grenzt dort direkt an die Blomsterbjerg-Störung. Da der Granit auf beiden Talseiten längs seiner Obergrenze mylonitisiert ist, sind die Blomsterbjerg-Störung und die kleinere, parallel laufende Verwerfung jünger als die Intrusion des Granites.

Im Liegenden des grossen, grenzbildenden Granit-Lagerganges folgt ein mächtiger Verband leicht rötlicher Glimmer- bis Gneisquarzite, die der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2 angehören. Der Blomsterbjerg ist zur Hauptsache aufgebaut aus Gliedern dieser Serie. Vom Blomsterbjerg bis zum Granitlagergang am Kontakt zu den Sedimenten wird dieser Verband verschiedengradig metamorpher Quarzite von einem dichten Netz granitischer, aplitischer und pegmatitischer Gänge durchadert. Auffällig sind die den Gängen konform verlaufenden, bis mehrere Meter mächtigen Kontakthöfe im Nebengestein.

Fliesstrukturen und die teils schlierige bis gneissige Textur des grenzbildenden Intrusiv-Granites im Luciadal weisen auf parakristalline Bewegungsvorgänge hin; ein Umstand, der für spätorogenes Alter dieser Lagergänge spricht. Ausserdem dürfte die oben erwähnte, von kleinen Injektionsgängen ausgehende Kontaktwirkung auf das Nebengestein ein weiteres Merkmal der spätorogenen Intrusiv-Granite sein; sind doch im Bereich der sicher postorogenen Granitareale (z. B. Granit-Batholith im Grejsdalen) keine oder nur äusserst geringfügige Kontakterscheinungen festzustellen.

Die mikroskopische Untersuchung der Granitproben aus dem Luciadal ergab folgende mineralogische Zusammensetzung:

Chloritführender Muskowitgranit JH. 420.

<i>Mineralbestand:</i>	
Kalifeldspat.....	30—40 %
Plagioklas.....	15—30 %
Quarz.....	30 %
Muskowit.....	5—15 %
Pennin.....	0—1 %

Textur: massig richtungslos, schlierig nebulitisch bis gneissig.

Kalifeldspat (vorw. Mikroklin) ist durchwegs xenomorph und zeigt selten auch Verwachsungserscheinungen mit Muskowit.

Plagioklas besitzt hypidiomorphe bis selten idiomorphe Umrissformen und wird teils von Kalifeldspat eingeschlossen. Zahlreiche optische Messungen ergaben Anorthitgehalte von 0—33 %. Die meisten Plagioklase sind polysynthetisch verzwillingt nach dem Albit-Gesetz. Viele sind bestäubt und schwach mit Serizitschüppchen gefüllt. Zum Teil sind auch grössere Muskowitschuppen orientiert in die Kristalle eingewachsen.

Quarz als vorwiegend grosse, polygonale Körner mit lappiger Umgrenzung löscht oft stark undulös aus.

Muskowit ist in diesem Granit ein relativ häufiger Gemengteil und scheint, wie auch Verwachsungserscheinungen andeuten, genetisch mit dem Kalifeldspat in Verbindung zu stehen. Er bildet kleinere Schuppen und grössere Blättchen.

Pennin tritt nur selten auf und ist fast durchwegs eng verwachsen mit Muskowit. Die Chloritschuppen enthalten oft Erzkörnchen und schwache pleochroitische Höfe (ev. von Zirkon verursacht).

An *Akzessorien* finden wir ausser den erwähnten Erz-Einschlüssen im Pennin sporadisch auch Apatit.

Ähnliche Verhältnisse sind auch an der Mündung des Junctiondales zu beobachten. Hier bildet ebenfalls ein Granit-Lagergang das Grenzelement zwischen den Sedimenten der Eleonore Bay Formation und den metamorphen Serien. Diese leicht zugängliche Lokalität ist schon von nahezu allen Geologen, die im Gebiet des weitverzweigten Kejser Franz Josephs Fjord-Systemes gearbeitet haben, besichtigt und vielfach beschrieben und diskutiert worden. Von den zahlreichen Arbeiten seien besonders erwähnt: BACKLUND (1932), WEGMANN (1935), ODELL (1939), HUBER (1950), FRÄNKEL (1953).

Bei diesem Granit-Lagergang, der auf der linken Seite des untersten Junctiondales, sowie am prächtigen Küstenprofil des Kejser Franz Josephs Fjordes aufgeschlossen ist, handelt es sich um einen grauen, mylonitisierten Granit bis Monzonitgranit. Er liegt unmittelbar in der Hauptgleitfläche der grossen Junctiondal-Störung, deren Anlage synorogen ist, deren Hauptbewegungen aber sicher erst zu spät- bis postorogener Zeit stattgefunden haben. Die Intrusion des Granites dürfte mit diesen Hauptbewegungen in unmittelbarem Zusammenhang stehen und ebenfalls in einer spätorogenen Phase erfolgt sein. Wegen der lagigen, der Bewegungsrichtung parallelen Textur des Granites, spricht HUBER (1950) geradezu von einem Gleithorizont.

Im Dünnschliff lässt sich jedoch noch eine weitgehend nachkristalline Deformation und Mylonitisierung des Granites erkennen, weisen



Fig. 32. Luftbild der Phynoldsborg von NW. Im oberen Teil der Wand sind die vorwiegend horizontal liegenden, teils linsenförmig ausgebildeten, weissen Granit-Lagergänge prächtig aufgeschlossen.

doch zahlreiche Spuren auf eine, unter geringer Belastung stattgefundene, rein mechanische Verformung des Mineralbestandes. Plastische Deformation, teilweise verbunden mit Umkristallisation, zeigen einzig die Quarzkörner mit ihrer Fließkornbildung, Strähnen- und Zeilen-textur.

Die Proben JH. 65, 329 von der Küste des Keiser Franz Josephs Fjordes, ca. 600 m östlich der Junctiondalmündung ergaben folgendes Bild:

Mylonitischer Zweiglimmer-Granit.

<i>Mineralbestand:</i>	Kalifeldspat.....	35—45 %
	Plagioklas.....	25—30 %
	Quarz.....	25—30 %
	Muskowit.....	2— 5 %
	Biotit.....	1— 3 %
	(Calcit)	

Textur: lagig, Zeilenbau.

Wie in den Proben des Luciadals dominiert auch hier der Muskowit gegenüber dem chloritisierten Biotit. Der reliktsch auftretende Calcit stammt offensichtlich aus dem Nebengestein (marmorisierte Schicht Nr. 8—9 aus der Bunten Serie, vgl. Seite 62).



Fig. 33. Der Knivbjerg am Westeingang der Djævekløften von WNW. Die weissen Granite durchziehen teils konkordant, teils diskordant alle auf dem Bilde sichtbaren Teile der Nordwand dieses Berges.

Auf Grund der feldgeologischen Befunde, aber auch als Ergebnis der mikroskopischen Untersuchungen, zieht der Verfasser den Schluss, dass die Granit-Lagergänge im Luciadal und Junctiondal, die als grenzbildendes Element zwischen Sediment- und Kristallin-Serien liegen, sowohl genetisch als auch stofflich eng miteinander verwandt sind. Beide dürften spätorogenen Alters sein und wurden durch jüngere Bewegungen im Zusammenhang mit der postorogenen Hebung des »Zentralen Metamorphischen Komplexes« teilweise bis vollständig mylonitisiert.

3. Schwarmetagen von Granitlagergängen, eingelagert in metamorphe Sediment-Serien in den Djævekløften und im Jomsborg Dal.

Vom oberen Kalvedal her ziehen in einer breiten Zone Lagergänge eines Zweiglimmer-Granites durch die Djævekløften und das Jomsborg Dal bis in die Nordflanke der Sfinksen. Das Epizentrum der Intrusion liegt im oberen Jomsborg Dal und wird gegen Westen scharf begrenzt durch die Mylonitzone der grossen postorogenen Junctiondal-Störung. Die Granite sind meist in Form von Etageschwärmen eingelagert und durchsetzen vorwiegend als Lagergänge, teils aber auch diskordant den Gebirgsbau, wie die beiden Bilder aus den Djævekløften

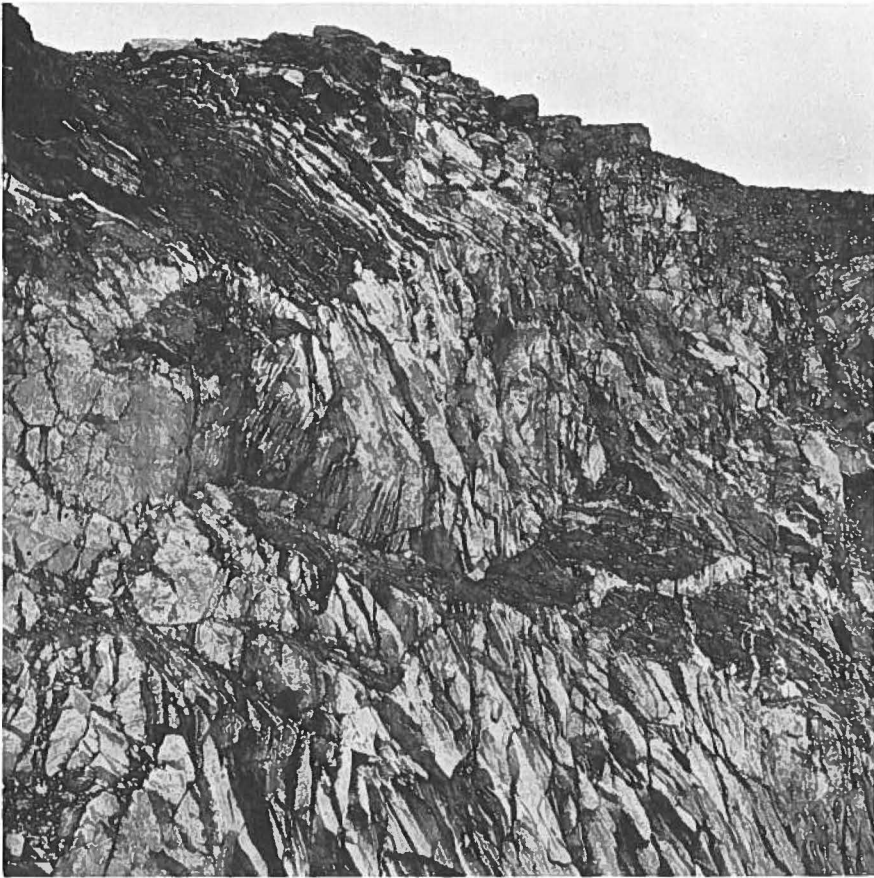


Fig. 34. Intensive Ruschelung der spät- bis postorogen intrudierten Granite in unmittelbarer Nachbarschaft der Junctiondal-Störung. Detailaufnahme aus dem Jomsborg Dal, rechte Talseite 1500 m Höhe, ungefähr 2,5 km NE Gipfel Marcia Bjerg.

eindrücklich zeigen (Fig. 32, 33). Der Granit ist durchwegs frisch und in ungestörter Lagerung. Einzig in der unmittelbaren Nähe der Junctiondal-Störung ist eine intensive Ruschelung zu beobachten (Fig. 34).

Vom grosstektonischen Gesichtspunkt aus betrachtet, hält sich die Granit-Intrusionszone Kalvedal—Djævlekløften—Jomsborg Dal in bezug auf ihre räumliche Erstreckung offensichtlich an die LaCroix-Depression und hat ihr Epizentrum am Nordrand der Süd-Andréas Land-Kulmination (Jomsborg Dal). Auf Grund der Einlagerungsart muss spät- bis vorwiegend postorogene Intrusion angenommen werden.

Zur mikroskopischen Untersuchung wurden die Proben JH. 362 aus der Westwand der Sfinksen (2000 m Höhe), sowie JH. 35 und 43 aus dem Gebirgsmassiv zwischen Jomsborg Dal und Djævlekløften herangezogen. Sie ergaben das folgende Bild:

Weisser Zweiglimmer-Granit bis Monzonitgranit.

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat	30—45 %	(Titanit)
Plagioklas	25—35 %	(Zirkon)
Quarz	25—30 %	(Apatit)
Biotit	2—6 %	(Skapolith)
Muskowit	2—5 %	

Textur: massig richtungslos, selten schlierig bis lagig.

Kalifeldspat bildet vorwiegend grosse, xenomorphe bis hypidiomorphe Körner. Mikroklin- bis Mikroklin-Perthit-Struktur ist sehr häufig. Vielfach zeigen sich Verdrängungserscheinungen gegenüber den Plagioklasen, die teilweise vom Kalifeldspat eingeschlossen werden.

Plagioklase zeigen durchwegs hypidiomorphe Umrissformen. Es handelt sich um Oligoklase mit 12—28 % An. Die meisten Kristalle sind polysynthetisch verzwillingt nach dem Albit-Gesetz. Viele sind bestäubt und mit Serizitschüppchen gefüllt; zum Teil sind auch grosse Muskowitschuppen orientiert im Plagioklas eingewachsen.

Quarz besitzt fast durchwegs rundliche, lappige Umrisse.

Biotit ist teilweise umgewandelt in Pennin. Auffällig sind die vielen Einschlüsse von Zirkon mit den umgebenden Halos.

Muskowit tritt gegenüber dem Biotit zurück und ist meist auch in kleinere Blättchen ausgebildet als der letztere.

Akzessorien sind ausser dem erwähnten Zirkon im Biotit Titanit, Apatit und in der Probe JH. 362 auch Skapolith; letzterer dürfte im Zusammenhang stehen mit Marmor-Horizonten im metamorphen Nebengestein.

Kennzeichnend für die Granit-Lagergänge der Zone Kalvedal—Djævelekløften—Jomsborg Dal ist ihr Gefolge von Aplit- und Pegmatitgängen, welche sowohl die Granitlagen selber, als auch das Nebengestein diskordant durchschlagen. Dieses Ganggefolge ist hier insofern bemerkenswert, als es im nächstfolgenden, sicher postorogenen Granitareal vollständig fehlt.

4. Granit-Batholith im Grejsdalen (postorogen).

Im mittleren Grejsdalen liegt ein grosser, diskordanter Granitstock, der ein Areal von 14 km Länge und 7 km Breite ausfüllt. Er ist durch den parallel der Längsachse des Granitkörpers verlaufenden Taleinschnitt bis zu einer Tiefe von 1500 m aufgeschlossen (Fig. 35).

Sehr auffällig ist die scharfe Umgrenzung der granitischen Intrusivmasse und das vollständige Fehlen von Aplit- und Pegmatitinjektionen im Nebengestein. Die Kontaktwirkung dieses intrusiven Granites ist äusserst gering und beschränkt sich auf einen schmalen Hof von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern Breite.



Fig. 35. Mittlerer Teil des Plutons im Grejsdalen, nördliche Talseite. Am linken Bildrand ist noch ein Teil des Fangergletschers zu erkennen. Im untersten Teil der Bergwände sind links und rechts vom grossen Schuttfächer die auf der Kartenskizze eingetragenen Sedimentschollen aufgeschlossen.

a) Sedimentschollen und Kontakterscheinungen.

Der Grejsdalen-Pluton schneidet scharf durch die kaledonisch verfalteten Sedimente der Eremitdal-Serie und der unteren Quarzit-Serie. Er befindet sich hier in einem ausgesprochenen Achsenhoch der kaledonischen Strukturen.

Im Zentrum, besonders aber im westlichen Teil des Granitstockes schwimmen Komplexe von Sedimentschollen im Granit. Die räumliche Verteilung dieser Schollen ist der Kartenskizze (Fig. 36), sowie der Profiltafel (Tf. II) zu entnehmen. Westlich des grossen, bis in die Talsohle vorstossenden Fangergletschers, am Fusse des Monte Bello, ist dieser Schollenkontakt besonders schön aufgeschlossen. Die Schollen bestehen aus bankigen, hellen, hauptsächlich rötlichen und grünlichen, oft deutlich kreuzgeschichteten Quarziten, sowie auch aus dunklen quarzitischen Schiefern und Phylliten. Der Schollenkomplex im Zentrum des Batholithen, unterhalb des Fangergletschers, zeichnet in seiner Gesamtstruktur eine Synklinale ab; das im Granit eingeschlossene Sedimentmaterial ist hier mit der gebankten, hellen Quarzit-Serie Nr. 1 zu korrelieren. Anderseits sind die Schollen im westlichen Teil des Plutons (Monte Bello) sowohl ihrer tektonischen Stellung, als auch ihrer lithologischen Ausbildung wegen, der Eremitdal-Serie zuzuweisen.

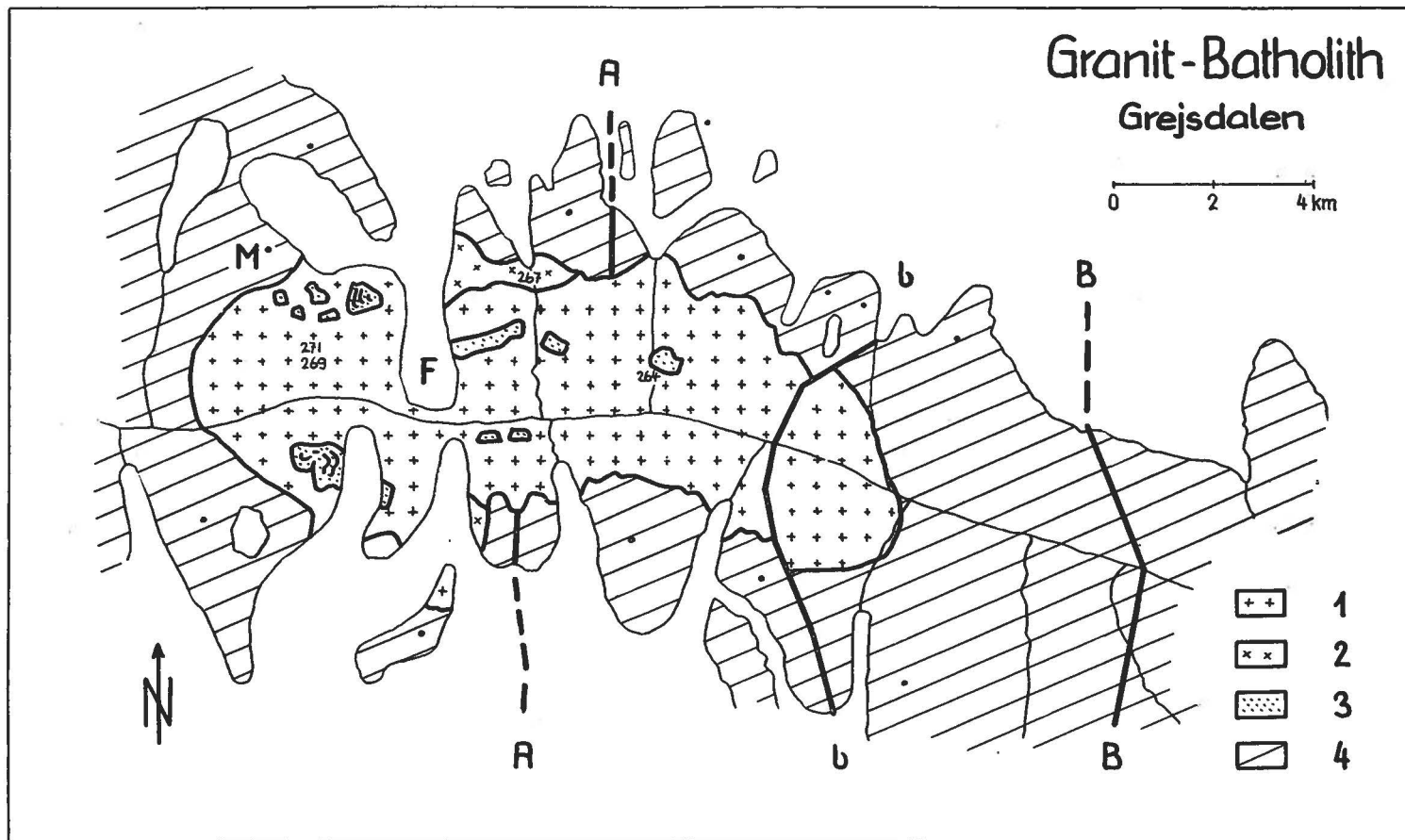


Fig. 36. Kartenskizze des Granit-Batholithen im Grejsdalen.

Gesteine: 1 = Weisser Zweiglimmer-Granit bis -Granodiorit. 2 = Roter Alkaligranit. Die Lokalitäten der beschriebenen Proben sind durch die betreffenden Handstücknummern gekennzeichnet. 3 = Sedimentschollen. 4 = Kaledonisch gefaltete, jungpräkambrische Sedimente der Eleonore Bay-Formation. Störungslinien: A = Blomsterbjerg-Störung. B = Hvidevæggen-Störung. b = Nebenstörung der Hvidevæggen-Störung. Lokalitäten: M = Monte Bello. F = Fangergletscher.

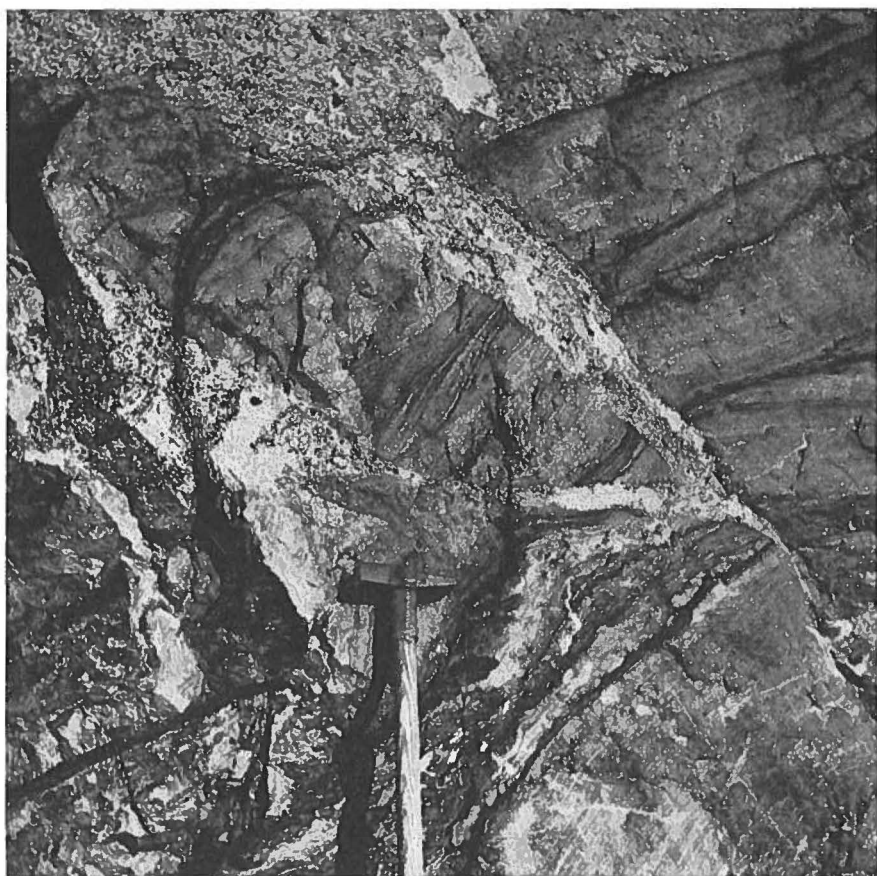


Fig. 37. Schollen von gebankten, schwach metamorphen Quarziten mit noch deutlich erhaltener Kreuzschichtung, von Granitgängen durchzogen und teils assimiliert.

Die Einschlüsse sedimentären Ursprungs sind meist etwas gefaltet und zerschert; sie werden teils diskordant längs Klüften und Brüchen, teils konkordant längs den Schichtflächen von Granit, Aplit und quarzreichen Pegmatiten durchadert und teilweise assimiliert. Daneben finden sich auch Komponenten, die fluidale Fältelung und stärkere Umprägung zeigen (Fig. 37).

Wie auf das Nebengestein, so ist auch auf die Schollenkörper die Kontaktwirkung des Granites sehr gering, denn selbst die Schollen im Innern des Granitstockes, das heisst 1000 bis 1500 m von der Peripherie entfernt, sind nur schwach und nur randlich metamorphosiert.

Die Kontaktfläche zwischen dem Granit und den bankigen Quarziten ist makroskopisch oft messerscharf (Fig. 38) und vollzieht sich auch mikroskopisch in einem schmalen Übergangstreifen von 1—2 mm Breite. Innerhalb des Kontakthofes sind die Quarzite zu weissen Serizitquarziten



Fig. 38. Kontakt von Granit und Quarzit, mit eckiger Quarzitscholle im Granit.

umgebaut worden. Die polygonalen Quarzkörner sind zu einem schwach verzahnten Mosaik zusammengekittet, wobei hauptsächlich in den Kornzwickeln Serizitschüppchen eingefügt sind.

Zwischen dem Granit und den quarzitischen Schiefern tritt jedoch meist ein 2—3 cm breites, quarzreiches Salband als Reaktionssaum auf. Während die Quarzite nur schwach verändert worden sind, zeigen die tonigen Glieder im Kontaktbereich bereits Glimmerschuppen und auch Ansätze zu Feldspatbildung, im Extremfall sogar vollständige Umwandlung zu grünlich und bräunlich anwitternden Paragneissen. Doch ist die Gneissifizierung dem plastischen Verhalten und damit der stärkeren Durchbewegung dieser schiefrigen Glieder zuzuschreiben. Ausgeprägte Fließstrukturen weisen auch deutlich auf eine intrusive Durchbewegung hin.

b) Die Granittypen.

Die Hauptmasse des Grejsdalen-Batholithen besteht aus einem weissen quarzreichen Zweiglimmer-Granit von grobkörniger hypidio-

morpher Struktur und massiger Textur (JH. 264). Im westlichen Teil des Plutons wird die Struktur des Granites porphyrisch und Muskowit tritt gegenüber Biotit vollständig zurück (JH. 271). Das Zentrum des Granitstockes wird von einem jüngeren roten, grobgemengten Alkaligranit (JH. 267, 269) durchstossen. Im folgenden werden die vier Proben aus dem Grejsdalen-Batholithen kurz beschrieben:

Quarzreicher Muskowit-Biotit-Granodiorit (JH. 264).

Lokalität: ca. 4 km östlich Fangergletscher, 600 m Höhe, Kontakt mit einer Scholle von weissem, gebanktem Quarzit (vgl. Fig. 36).

<i>Mineralbestand:</i> Quarz.....	40 %
Plagioklas.....	38 %
Kalifeldspat.....	15 %
Biotit.....	5 %
Muskowit.....	2 %

Quarz bildet grosse, polygonale Individuen, die undulös auslöschen und von feinen Translationslamellen durchzogen sind.

Im Kontakthof mit quarzitischem Nebengestein finden sich viele kleine, meist rundliche und schwach verzahnte Quarzkörner als Relikte des Wirtgesteines im Granit.

Plagioklas ist nach dem Albit-Gesetz verzwillingt und viel besser eigengestaltig als der Kalifeldspat. Die meisten Körner zeigen feine Bestäubung durch Serizit. Es sind zwei verschiedene Plagioklastypen vorhanden: ein fast reiner Albit mit 1—2 % An, sowie ein saurer Oligoklas mit 11—12 % An.

Kalifeldspat tritt in Form von durchwegs xenomorphen Mikroklin-körnern auf.

Biotit besitzt kräftigen Pleochroismus:

na = blasses Grünbeige

ny = dunkles Kastanienbraun.

Er ist stellenweise zu einem schwach pleochroitischen Pennin umgewandelt. Auffällig ist die Durchwachsung der Biotit- und Penninschuppen durch Apatit, Zoisit, Zirkon und Erz. Die Zirkoneinschlüsse erzeugen kräftige pleochroitische Höfe.

Muskowit spielt sowohl mengenmässig, als auch inbezug auf die Korngrösse eine untergeordnete Rolle. Oft tritt er randlich am Biotit auf.

Porphyrischer Muskowit-Biotitgranit (JH. 271).

Lokalität: Westliches Ende des Batholithen, am Fusse des Monte Bello.

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat.....	45 %
Quarz.....	28 %
Plagioklas.....	17 %
Biotit.....	8 %
Muskowit.....	2 %

Kalifeldspat ist meist in Form von bis 1 cm grossen Einsprenglingen und zwar vorwiegend als fein gegitterter Mikroklin vertreten. Die Kalifeldspäte enthalten fast ausnahmslos als Einschlüsse Relikte von, mit Serizit gefüllten, Plagioklasen.

Plagioklas findet sich als idiomorphe, einsprenglingsartige Grosskörner sowie auch als hypidiomorphe Kleinkörner. Ausserdem ist Plagioklas oft im Kalifeldspat eingeschlossen. Drehtischmessungen ergaben Anorthitgehalte von 15—28 %.

Die Grosskörner zeigen sehr häufig Zonarstruktur, wobei der Kern regelmässig mit Serizitschüppchen gefüllt ist und einen Gehalt von 28 % An aufweist, während die einschlussfreien Randpartien 21—23 % An führen. Die in den Kalifeldspäten eingeschlossenen Oligoklasrelikte weisen ebenfalls Serizitbestäubung auf und sind stofflich den Kernen der zonarstruierten Oligoklase gleichzustellen. Die gefüllten Partien der Plagioklase sind schwach rot gefärbt, was dem gesamten Gestein den rosafarbenen Hauch verleiht.

Biotit ist gleich ausgebildet wie in der Probe JH. 264.

Muskowit tritt nur in kleinen Schuppen auf und steht mengenmässig hinter dem Biotit stark zurück. Er ist häufig am Rande von Biotitblättchen zu finden oder umgrenzt als Zwischenmasse Feldspatindividuen.

Das Auftreten von Serizitschüppchen in der anorthitreichen Frühgeneration der Oligoklase ist bereits oben beschrieben worden.

Roter, quarzreicher Muskowit-Biotit-Alkaligranit (JH. 267)

Lokalität: Erster Gletscher unterhalb des Fangergletschers auf der linken Talseite (Fig. 36).

<i>Mineralbestand:</i> Quarz	42 %
Albit	28 %
Kalifeldspat	18 %
Biotit	8 %
Muskowit	4 %

Albit ist polysynthetisch verzwillingt und gut eigengestaltig ausgebildet, doch weist ein Grossteil der Körner Deformationsspuren in Form von verbogenen und zerbrochenen Zwillingslamellen auf. Die Albitkristalle zeigen starke Bestäubung durch Serizitschüppchen, sowie kräftig rote Färbung durch dispers verteiltes Eisenoxyd (Haematit).

Kalifeldspat, vorwiegend durch ausgezeichnet gegitterten Mikroklin vertreten, enthält als Einschlüsse bestäubte Oligoklase (28 % An). Wie der Albit, so zeigt auch der Kalifeldspat Deformationsspuren.

Quarz bildet grosse Polygonalkörner mit Pflasterstruktur, die sehr stark undulös auslösen und eine auffällige schachbrettartige Felderteilung zeigen. Die Quarzkörner sind von Scharen von Translationsla-

mellen durchzogen und durch viele eingeschlossene Bläschen getrübt. Sie enthalten auch Kleinkörner von Kalifeldspat und Plagioklas.

Biotit tritt in grossen, ausgefranten Schuppen auf; meist ist er jedoch vollständig in Pennin umgewandelt. Er findet sich oft als Zwickelfüllung zwischen den grossen Hauptgemengteilen oder schmiegt sich den Korngrenzen entlang. An Einschlüssen führt er Apatit und Erz, hingegen viel weniger Zirkon als in den weissen Graniten JH. 264 und 271.

Muskowit ist selten, doch ebenfalls meist in grösseren Schuppen vorhanden, ausserdem als Serizit in den Albiten.

Muskowit-Biotit-Alkaligranit (JH. 269).

Lokalität: Fuss des Monte Bello als rote Infiltration längs Klüften im weissen Granit.

<i>Mineralbestand:</i> Kalifeldspat.....	33 %
Albit.....	31 %
Quarz.....	23 %
Biotit.....	10 %
Muskowit.....	3 %

Kalifeldspat tritt als grosse, hypidiomorphe Kristalloblasten von Mikroklin auf und zeigt in seltenen Fällen Karlsbaderzwillinge. Als Einschlüsse enthält er Relikte von gefüllten Plagioklasen, sowie ab und zu auch Muskowit- oder Biotitblättchen.

Plagioklas ist fast durchwegs mit Serizitschüppchen gefüllt, doch trotz der weit vorgeschrittenen Umwandlung meist besser eigengestaltig als der Kalifeldspat. Seine Zusammensetzung entspricht Albiten mit 0—8 % An. Zwillingsbildung ist häufig, besonders polysynthetische nach dem Albit-Gesetz, doch ist sie bei stark umgewandelten Körnern kaum mehr erkennbar.

Quarz führt Einschlüsse von Mikroklin und relativ frischen, wenig gefüllten Albitkristallen.

Biotit ist wiederum der vorherrschende Glimmer. Aber auch in dieser Probe ist er mehr oder weniger vollständig chloritisiert. Wie im Alkaligranit JH. 267 sind auch hier relativ wenig Zirkoneinschlüsse zu beobachten.

Muskowit zeigt sich in grösseren Blättchen, teils in Verbindung mit Biotit, teils selbständig. Auffällig ist das Auftreten von geregelt eingewachsenen Muskowitblättchen in den stark umgewandelten (albitisierten) Plagioklasen.

c) Genetische Betrachtungen.

Zusammenfassend lassen sich über die stoffliche Zusammensetzung des Granitstockes im Grejsdalen folgende Schlüsse ziehen:

Der weisse Granit bis Granodiorit (JH. 264, 271) zeigt besonders im Anorthitgehalt seiner Plagioklase eine zeitliche Differenzierung. Eine Erstausscheidung von basischem Oligoklas tritt sowohl als eingeschlossene Relikte im Kalifeldspat, als auch in den Kernen der zonar-

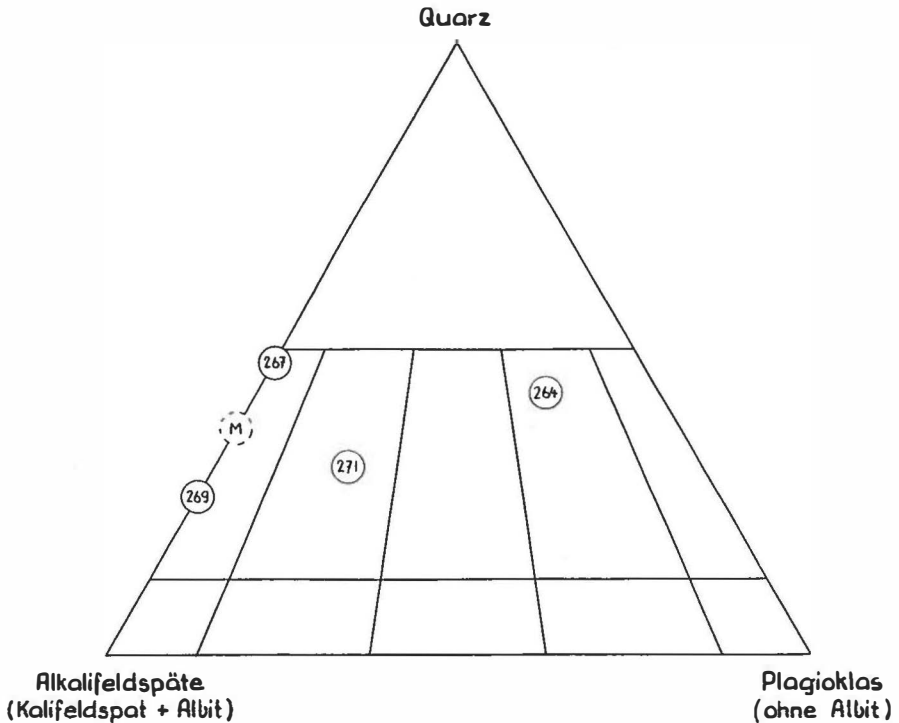


Fig. 39. Verteilung der Proben JH. 264, 267, 269, 271 im Konzentrationsdreieck der hellen Gemengteile. M markiert den Mittelwert der im »Zentralen Metamophen Komplex« auf tretenden Alkaligranite. Die Projektionspunkte beruhen auf planimetrischen Messungen.

struierten Plagioklase mit albitreicher Schale auf. Als spätere Ausscheidungen folgen gleichzeitig Kalifeldspat und Albit bis saurer Oligoklas.

Bei den dunklen Gemengteilen sind die reichlichen Zirkoneinschlüsse im Biotit auffällig.

Die durchgreifend undulöse Auslöschung des Quarzes ist auf postkristalline Deformation des gesamten Granitstockes zurückzuführen.

Der rote Alkaligranit (JH. 267, 269) durchsetzt den weissen Granit längs Klüften und infiltriert ihn auch in Form von diffusen Schlieren und Bänken. Er tritt nur im mittleren Teil des Batholithen auf. Seine intensive Rotfärbung wird durch die mit Serizitschüppchen gefüllten und durch Eisenoxyd bestäubten Natronfeldspäte hervorgerufen. Auch

hier zeigt sich wieder deutlich eine zeitliche Differenzierung: Zuerst Ausscheidung von basischem Oligoklas, der jetzt als Relikt im Kalifeldspat eingeschlossen ist; dann folgen die Alkalifeldspäte, bei denen die ausgeprägtere Idiomorphie des Albites auffällt. Als letzte Komponente kristallisierte der Quarz aus, der wiederum Fragmente von Mikroklin und Albit umschliesst. Gegenüber dem weissen Granit enthält der Biotit des roten viel weniger Zirkon. Ferner scheint die jüngere rote Generation eine weit kräftigere Durchbewegung erlitten zu haben, was durch zerbrochene und verbogene Lamellen der Albitzwillinge sowie auch durch die vielen Translationslamellen, kräftige undulöse Auslöschung und Rupturen der Quarzkörner belegt wird.

Im Konzentrationsdreieck Quarz—Alkalifeldspat—Plagioklas (Fig. 39) streuen die Projektionsorte der beiden roten Alkaligranite auffällig wegen ihrem verschiedenen Quarzgehalt von 23 resp. 42 %. Der unterschiedliche Quarzgehalt scheint zum Gestein, in Beziehung zu stehen das vor der Granitintrusion den Platz des jetzigen Plutons eingenommen hatte, und das heute nur noch in Form von Schollen und unregelmässig angereichertem Palaeosom im Granit auftritt. Tatsächlich stammt die Probe JH. 267 mit dem hohen Quarzgehalt aus einer Assimilationszone von Quarzit im Granit, während JH. 269 mit dem niedrigeren Quarzgehalt einer Zone entnommen ist, in welcher der Granit tonige Glieder durchschlagen hat. In diesem Zusammenhang sei auf die Tatsache hingewiesen, dass die Alkaligranite der synorogenen Granitkörper dem Mittelwert dieser beiden Proben entsprechen. Vergleiche dazu die Darstellung in Fig. 39, Punkt »M«.

d) Die tektonische Stellung des Granit-Batholithen:

Ausgehend von der postintrusiven Tektonisierung des gesamten Batholithen, besonders aber des mittleren Teiles, betrachten wir abschliessend die Stellung des Grejsdalen-Plutons im Gesamtbild der kaledonischen Orogenese.

Die Intrusion des Granitstockes ist inbezug auf die kaledonische Faltung sicher postorogen, denn er durchschneidet diskordant die Nuna-takgletscher-Antiklinale und die Kleinfalten der Blaabærdal-Synklinale (vgl. FRÄNKEL, 1953). Durch das unterschiedliche Verhalten der Granitmasse gegenüber den Störungslinien, die sich in postkaledonischer Zeit durch die Hebung des »Zentralen Metamorphen Komplexes« in Ost-Andrées Land entwickelt haben, lässt sich die Intrusion relativ datieren. Die Blomsterbjerg-Störung hinterlässt im Grejsdal-Batholithen keine direkten Spuren, bewirkt jedenfalls keine Verstellung, sodass die Anlage dieser Linie älter sein muss als die Granitintrusion. Auffällig ist jedoch, dass im mittleren Teil des Granitstockes, wo die Blomsterbjerg-Störung im Granit verschwindet, die jüngere rote Granitgeneration



Fig. 40. Ostende des Grejsdalen-Batholithen mit postintrusiver Verstellung (Verwerfung parallel der Hvidevæggen-Störung) von ca. 300 m Sprunghöhe, linke Talseite.

gleichsam als Reaktivierung dieser Störungslinie die weisse Granitmasse durchbricht.

Hingegen verstellt im Ostteil des Batholithen eine der Hvidevæggen-Störung parallel laufende Nebenstörung den Granitstock sehr deutlich (Fig. 40). Somit ist die "mise en place" des Plutons im Grejsdalen in der Zeit zwischen der Anlage der Blomsterbjerg-Störung und der Bildung der Hvidevæggen-Störung erfolgt (FRÄNKEL).

Die postintrusiven Bewegungen zeigen sich nicht nur im Grossbereich, in Form dieser rund 300 m betragenden Verwerfung im Ostteil des Batholithen, sondern sind auch im Mittel- und Kleinbereich sehr auffällig. So ist z. B. im Zentrum des Plutons der Granit von zahllosen kleinen Scherflächen und Rutschharnischen durchzogen. Die zahlreichen Spuren postkristalliner Deformation im Mikrobereich sind bereits bei den Schliffbeschreibungen erwähnt worden.

Zusammenfassend können wir also feststellen: Die Intrusion des Granit-Batholithen im Grejsdalen erfolgte nach der kaledonischen Faltung, als Zwischenepisode im Verlaufe der Hebung des »Zentralen Metamorphenen Komplexes«; der Granit ist durch Spätbewegungen dieser Hebungsphase postkristallin deformiert worden.

b. Aplite, Pegmatite und Quarzgänge.

Im »Zentralen Metamorphen Komplex« sind pegmatitische und aplitische Gesteine sehr zahlreich und sehr verschiedenartig vertreten. Einerseits stehen sie als Gangfolge im direkten Zusammenhang mit synorogenen Migmatitkörpern, anderseits in Verbindung mit spät- bis postorogenen Granitintrusionen. Wieder andere treten als selbständige Linsen, Knauer, Lagen, Boudins etc. in den hochmetamorphen Sedimentserien in Form von synorogen zugeführtem Neosom auf.

Der folgende Abschnitt befasst sich ausschliesslich mit Pegmatiten, Apliten und auch Quarzgängen, die spät- bis vorwiegend postorogen sämtliche Bauglieder des »Zentralen Metamorphen Komplexes« in Form von diskordanten Intrusivgängen durchschlagen haben und vielfach als die jüngsten Eruptivgesteine erkannt werden können.

Die im westlichen Andrées Land und östlichen Fränkels Land auftretenden Pegmatit-, Aplit- und Quarzgänge lassen sich stofflich folgendermassen gliedern:

- 1) Weisse Oligoklas-Pegmatite und -Aplite,
- 2) Rötliche Alkalifeldspat-Pegmatite,
- 3) Turmalin-Pegmatite,
- 4) Quarzgänge.

1. Weisse Oligoklas-Pegmatite und -Aplite.

Weisse Pegmatite und Aplite mit Oligoklas (ca. 20 % An) und Quarz als Hauptgemengteile sind sehr zahlreich und nahezu im gesamten Gebiet des »Zentralen Metamorphen Komplexes« zu finden. Auf Grund ihrer Nebengemengteile lassen sich verschiedene charakteristische Gruppen unterscheiden, die meist von Lokalität zu Lokalität variieren.

Magnetitführende Oligoklas-Pegmatite bis -Aplite von vorwiegend weisser Farbe sind speziell im Mündungsgebiet von Niggisdal zu treffen.

Biotit-Oligoklas-Pegmatite finden sich im Gebiet zwischen Haredalen und der NE-Ecke von Fränkels Land. Auf der NE-Seite des Isfjordes, am Fuss der zentralen und nördlichen LaCroix Bjerger, sind hingegen vorwiegend Muskowit-Oligoklas-Pegmatite anstehend.

Anderseits führen die weissen Pegmatite und Aplite, die als grosse Injektionsschwärme die Berge im westlichen Grejsdalen durchsetzen, vielfach Granat, untergeordnet auch Muskowit und Biotit.

2. Rötliche Alkalifeldspat-Pegmatite.

Das Auftreten rötlicher Alkalifeldspat-Pegmatite beschränkt sich zur Hauptsache auf den Ostrand der Renbugten-Aufwölbung. Mächtige

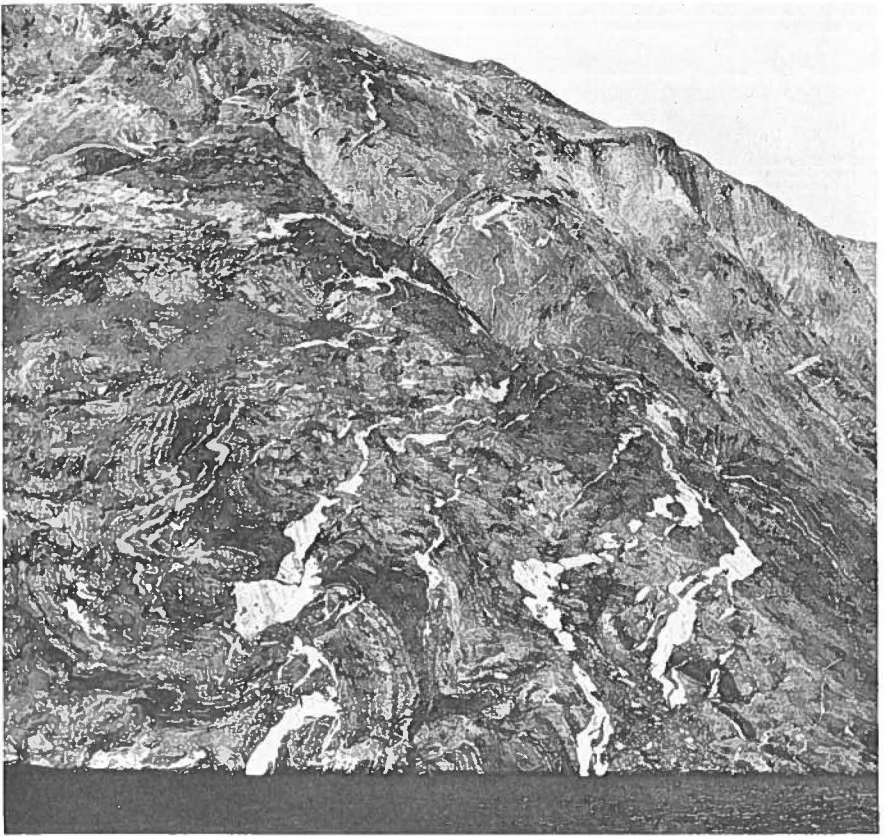
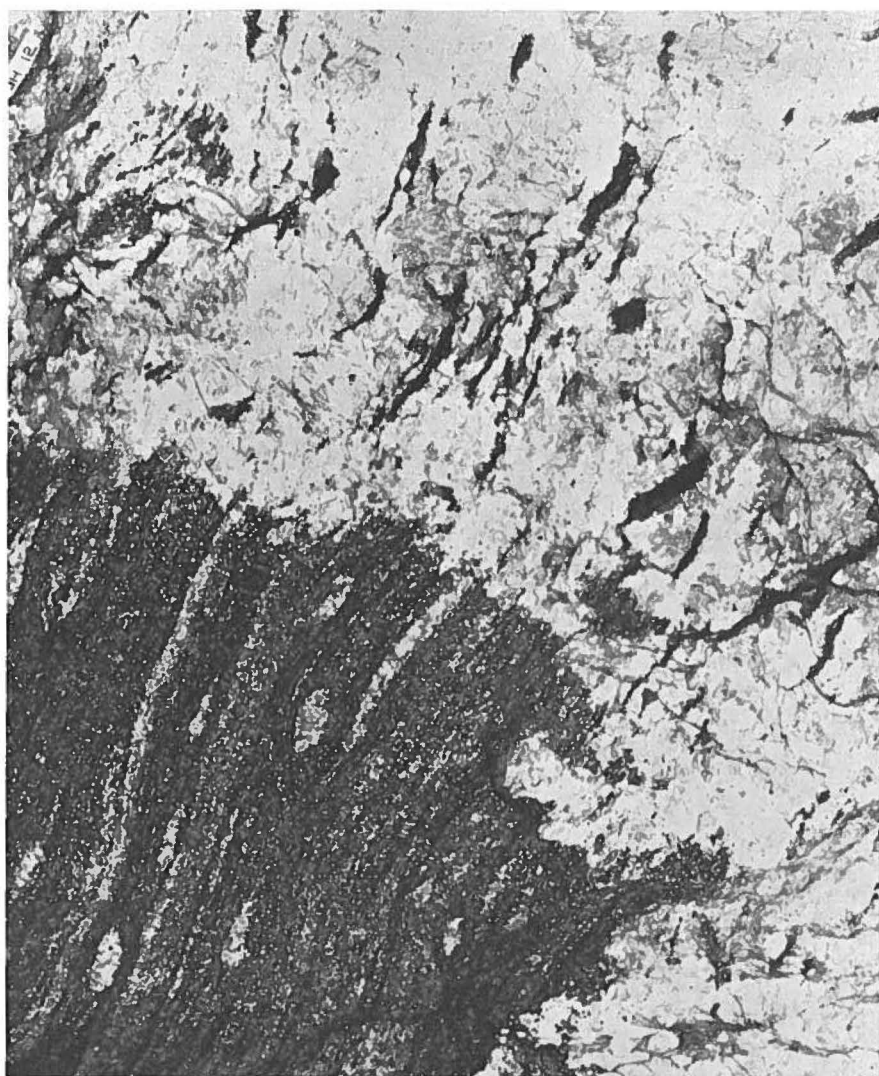


Fig. 41. Gänge von Alkalifeldspat-Pegmatiten am Kap Lapparent.

Injektionsgänge und -Adern durchflammen hier vorwiegend die tektonisch stark beanspruchten Schiefer und Gneisse der metamorphen Eremitdal-Serie, wie Fig. 41 vom Kap Lapparent sehr schön zeigt. Doch stecken z. B. westlich von Sonklardal und bei Renbugten, sowie an der Jomsborg, am Niggli Spids und Ättestupan Gänge von rötlichem Alkalifeldspat-Pegmatit auch in den Gliedern der grossen Renbugten-Migmatitkuppe, besonders im Kalifeldspat-Augengneis-Komplex.

Die bis Dezimeter grossen, roten Alkalifeldspäte besitzen vorwiegend Perthit-Struktur. Je nach der Zusammensetzung des durchfahrenen Nebengesteins führen die Pegmatitgänge mehr oder weniger Biotit, der besonders in den Randpartien des Ganges in Form von grossen Schuppen und plattigen Paketen meist seine ursprüngliche Regelung beibehält und so die Paralleltexur des Wirtgesteines auch im Pegmatit noch diffus erkennen lässt (Fig. 42). Innerhalb der Migmatitkomplexe zeigt das Nebengestein, wie z. B. der auf Fig. 43 abgebildete Stromatit, vielfach Fliesstrukturen längs einer rund 0,5 m breiten Kontaktzone.



0 10 cm

Fig. 42. Detailbild der Kontakt- und Assimilationszone eines rötlichen Alkalifeldspat-Pegmatites in Bändergneis. Handstück aus Renbugten.

Entsprechend der Mächtigkeit dieser Injektionsgänge, sowie ihrer Tiefenlage im Gebirgsbau, kam es somit offensichtlich zu erheblichen Kontaktwirkungen und zu einer Durchweichung des bereits verfestigten Nebengesteins.

HUBER (1950) erwähnt aus solchen Alkalifeldspat-Pegmatiten auch miarolithische Hohlräume mit Quarz, Orthoklas und Fluorit.



Fig. 43. Ca. 0,5 m breite Kontaktzone mit Fliesstrukturen zwischen dem rötlichen Alkalifeldspat-Pegmatit (links) und mesokraten Stromatiten (rechts). Ostseite von Renbugten.

3. Turmalin-Pegmatite.

Die Vorkommen von Turmalin-Pegmatit halten sich auffällig an die Randgebiete der Kulminationsstrukturen und an die Zone der La-Croix-Depression. Die turmalinreichsten Gänge wurden auf der Isfjordseite der nördlichen LaCroix Bjerge beobachtet; diese sind sehr quarzreich und zeigen einen Gehalt von ca. 10—20 % Turmalin.

Weitere Turmalin-Pegmatite wurden im mittleren Junctiondal und auf der Westseite des Luciadales getroffen. Wieder andere Vorkommen kennen wir aus Knækdalen.

Ihre Verbreitung in den Randgebieten von Kulminationen und in Depressionszonen, sowie ihre Übergänge in Turmalin-Quarzgänge, lassen vermuten, dass die Turmalin-Pegmatite jünger sind als die zuerst besprochenen turmalinfreien Pegmatite.

Es sei hier noch auf den einzelnen Fund eines quarzreichen Beryll-Pegmatites aus dem Gehängeschutt am Westfuss der nördlichen La-Croix Bjerge hingewiesen, der dafür spricht, dass vergesellschaftet mit den Turmalin-Pegmatiten auch beryllführende auftreten.

4. Quarzgänge.

Gänge mit Quarz als Hauptgemengteil sind in West-Andréas Land und Ost-Frønkels Land selten. Das einzige, dem Verfasser bekannte Vorkommen findet sich am Westfuss der nördlichen LaCroix Bjerge. Dort treten neben reinen Quarzgängen auch solche mit einem hohen Gehalt an Turmalin (bis 30 %) und Siderit auf.

III. Kataklastische Gesteine.

Wie bereits WEGMANN (1935), aber auch HUBER (1950), sowie WENK und HALLER (1953) festgestellt haben, bestätigt auch die vorliegende Arbeit, dass abgesehen von den postorogenen Graniten, die im »Zentralen Metamorphen Komplex« stattgefundenen Bewegungen in bezug auf die meisten Gesteinskomponenten prä- oder parakristallin sind. Das Gefüge der metamorphen Sedimente und auch der Migmatite zeigt, dass es sich bei der Stoffzufuhr, Stoffwanderung und Metamorphose um syn-orogene Prozesse handelt. Die baubildenden Bewegungen sind somit im Kristallingefüge festgehalten.

Die am Rande des »Zentralen Metamorphen Komplexes« auftretenden, diskordant bis ins tiefere Kristallin schneidenden Mylonit- und Breccienhorizonte deuten aber daraufhin, dass nach der Metamorphose und nach der Verfestigung der Migmatite jüngere Bewegungen stattgefunden haben. Sie sind offensichtlich mit der postorogenen Hebung der zentralen Kristallinmasse in Verbindung zu bringen.

A. Mylonite.

Längs den postorogenen Störungslinien liegen die verschiedensten Gesteinstypen in mylonitisierter Form vor. In West-Andrées Land ist es vor allem die vom Junctiondal bis zum Madum Sø verlaufende Junctiondal-Störung, welche die stratigraphischen Glieder, von der metamorphen Eremitdal-Serie im Norden, bis zur metamorphen Bunten Serie im Süden, quer durchschneidet. Es lässt sich dabei feststellen, dass vor allem die Glimmerschiefer und schiefrigen Gneisse von der Zerschering, Auswalgung und Mylonitisierung betroffen worden sind, während die kompakteren Glimmerquarzite und Gneisse im Verlaufe der gleichen Dislokationsprozesse meist zu Breccien geworden sind.

Weitere Mylonitzüge finden sich in den LaCroix Bjergen, im Liegenden der LaCroix-Migmatitdecke, ferner in der Westflanke der Jomsborg.

Die Mylonite, welche in den Migmatit-Komplexen auftreten, sind meist dunkle, dichte Gesteine. Sie ergeben mikroskopisch folgendes Bild: In einem fein zerriebenen Zement (dunkle Grundmasse) von vorwiegend Biotit, Quarz, Muskowit und Feldspat finden sich meist gerundete Porphyroklasten von Quarz, Feldspat, stellenweise auch von Muskowit und Granat. Der Quarz besitzt in solchen Gesteinen feinkörnige Struktur und strahlenartigen Kornzeilenbau. Unter den Feldspäten fallen besonders die verbogenen und zerbrochenen Zwillingslamellen der Plagioklase auf.

An den verschiedenen Lokalitäten lassen sich Mylonite von sehr unterschiedlicher Textur beobachten: In den inneren Teilen des »Zentralen Metamorphen Komplexes« sind es vor allem dichte, massige, gangartig auftretende Gesteine, in den Randzonen des »Komplexes« eher Typen mit feingebänderter bis schiefriger Textur.

B. Breccien.

Ausgesprochene Breccienlagen sind im Gebiete von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land nur aus dem Junctiondal und Luciadal bekannt.

Im unteren Junctiondal lässt sich ein Breccienhorizont von 0,5 bis 2 m Mächtigkeit nahezu längs der gesamten Hauptverwerfungslinie beobachten. Es handelt sich dabei um ein Gestein mit dichter, grünlicher Grundmasse (Quarz, Pennin, Serizit) und kleinen eckigen Komponenten von weissem Quarzit bis Serizit-Quarzit. Das Muttergestein dieses Breccienzuges entstammt der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6.

Im oberen Junctiondal, besonders unmittelbar südlich des Gauli Gletschers, wo die Hauptverwerfungslinie der Junctiondal-Störung die metamorphe Quarzit-Serie Nr. 1—2 quert, kam es zur Bildung einer 20—30 m mächtigen Breccie (Fig. 44). Die meisten Komponenten sind 10—20 cm, einzelne aber bis 40 cm gross und setzen sich aus folgenden



Fig. 44. Quarzit-Breccie aus den Aufschlüssen unmittelbar südlich des Gauli Gletschers.

Gesteinstypen zusammen: Graue Glimmerquarzite, Feldspat- und Gneis-quarzite, Quarzitschiefer, rote und weisse Granite, sowie rötliche Feldspat-Porphyroblasten. Die Grundmasse der Breccie ist feinkörnig und grün; sie besteht vorwiegend aus Quarz, Chlorit, teils Muskowit und Feldspat.

Im Luciadal findet sich längs der Blomsterbjerg-Störung im unmittelbar Hangenden des grenzbildenden Granitlagerganges (vgl. Seite 118) eine Quarzit-Breccie von mehreren Metern Mächtigkeit, die derjenigen im unteren Junctiondal sehr ähnlich ist. Die grünliche Grundmasse besteht wiederum aus Quarz, Chlorit (hier hauptsächlich Klinochlor) und Serizit. Die eckigen Komponenten von weissem Quarzit bis Chloritquarzit sind, im Gegensatz zur Quarzit-Breccie im unteren Junctiondal, hier durchschnittlich viel grösser und erreichen Ausmasse bis zu einem Dezimeter und sogar mehr.

PETROCHEMISCHER TEIL

I. Gesteinsanalysen aus Andrées Land.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die beiden Gesteinsproben JH. 21 (basaler, weisser Monzonitgranit von Renbugten) und JH. 146 (porphyrtartiger Granodiorit von Kap Madeleine) chemisch analysiert. Dem Analytiker H. SCHWANDER, der im Spätherbst 1951 diese beiden Proben im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel untersucht hat, möchte ich hiermit für seine sorgfältigen Bestimmungen bestens danken.

Zur Berechnung und graphischen Darstellung der Analysendaten wurden ausschliesslich die von NIGGLI (1936a, b; 1945) eingeführten Methoden verwendet. Der Gang einer Analysenberechnung gestaltet sich darnach wie folgt:

1) Berechnung der Basisverbindungen:

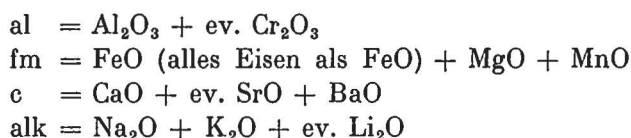
Ohne Rücksicht auf den wirklichen Mineralbestand werden nach dem normierten Verfahren aus den Atomzahlen die Basiswerte berechnet. Zweckmässig werden diese in die Standard-Gruppen Q, L, M zusammengefasst:

- Q = Quarz und Silifizierungssubstanz,
- L = Feldspat- und Feldspatoidgrundkomplexe,
- M = Olivin- und Augitgrundkomplexe.

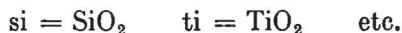
Ferner wird eine Reihe von Standard-Verhältniszahlen berechnet, um so den Chemismus von analysierten Gesteinen in Form von einfachen, normierten Zahlenwerten miteinander vergleichen zu können.

2) Berechnung der Niggli-Werte:

Zur Berechnung der Hauptbestandteile des Gesteins bringt man die Molekularzahlen der sog. basischen Oxyde auf die Summe 100 und führt dazu folgende Symbole ein:



Mit dem gleichen Umrechnungsfaktor, der die basischen Oxyde auf die Summe 100 bringt, multipliziert man auch die Molekularzahlen der übrigen Oxyde und erhält so die Symbole:



Diese sog. Niggli-Werte erleichtern besonders den Vergleich der Gesteinstypen unter sich, sowie deren graphische Darstellung im Variations-Diagramm. Ferner gestatten sie die Eingliederung in das von NIGGLI entworfene System der Magmentypen (1936b).

3) Berechnung des Mineralbestandes:

Die Berechnung des Mineralbestandes stützt sich wiederum auf die bereits den idealisierten Basisverbindungen zugrunde gelegten Atomzahlen. Dabei werden vorteilhaft die erhaltenen Atomproportionen des Gesteins auf die Summe 100 % umgerechnet. Diese Summe wird sodann unter Berücksichtigung des modalen Mineralbestandes auf die verschiedenen Mineralarten verteilt. Für den genaueren Gang dieser Aufteilung der chemischen Komponenten wird auf die folgenden Tabellen verwiesen.

A. Analyse JH. 21: weisser Biotit-Monzonitgranit von Renbugten.

Analytiker: H. SCHWANDER (Basel) 1951.

SiO ₂	=	72.03
TiO ₂	=	0.24
Al ₂ O ₃	=	14.36
Fe ₂ O ₃	=	0.42
FeO	=	1.77
MnO	=	Sp.
MgO	=	0.46
CaO	=	1.77
Na ₂ O	=	3.97
K ₂ O	=	4.60
H ₂ O +	=	0.67
H ₂ O —	=	0.07
P ₂ O ₅	=	Sp.

$\Sigma = 100.36$ Gew. %

1) Berechnung der Basiswerte:

JH. 21	Atom-Prop.	Ru	Cp	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Q
SiO ₂	1199	..	..	98	128	..	2	5.5	12.5	2.5	950.5
TiO ₂	3	3	..	..	..	..	..	..	..	..	..
$\frac{1}{2}$ Al ₂ O ₃	281	..	..	98	128	55	..	..	..	..	..
$\frac{1}{2}$ Fe ₂ O ₃	5	..	..	..	..	..	..	..	..	5	..
FeO	25	..	..	..	..	..	..	..	25	..	..
MnO	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
MgO	11	..	..	..	..	..	..	11	..	..	..
CaO	32	..	..	..	..	27.5	4.5	..	..	..	..
$\frac{1}{2}$ Na ₂ O	128	..	..	..	128	..	..	..	..	..	..
$\frac{1}{2}$ K ₂ O	98	..	..	98	..	..	..	..	..	..	..
$\frac{1}{2}$ P ₂ O ₅	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
	1782	3	..	294	384	82.5	6.5	16.5	37.5	7.5	950.5
	100%	0.2	..	16.5	21.6	4.6	0.4	0.9	2.1	0.4	53.3

$$\begin{aligned}
 Q &= & &= 950.5 = 53.3 \\
 L &= Kp + Ne + Cal &= 760.5 = 42.7 \\
 M &= Cs + Fo + Fa + Fs &= 68.0 = 3.8 \\
 Ru &= &= 3.0 = 0.2 \\
 Cp &= &= .. = .. \\
 \hline
 &&&1782.0 = 100.0 \%
 \end{aligned}$$

$$\pi = \frac{Cal}{L} = 0.11$$

$$k = \frac{Kp}{Ne + Kp} = 0.43$$

$$\gamma = \frac{Cs}{M} = 0.10$$

$$\mu = \frac{Fo}{M} = 0.24$$

$$mg' = \frac{Fo}{Fo + Fa + Fs} = 0.27$$

$$mg = \frac{MgO}{FeO + MnO + MgO} = 0.27 \quad (\frac{1}{2} Fe_2O_3 = FeO).$$

2) Berechnung der Niggli-Werte:

	Mol. Prop.			Niggli-Werte	
SiO ₂	1199	1199	119'900 : 327 = 367.0	si	367
TiO ₂	3	3	300 : 327 = 0.9	ti	1
Al ₂ O ₃	141	141	14'100 : 327 = 43.1	al	43
Fe ₂ O ₃	3 → 5	41	4'100 : 327 = 12.5	fm	12.5
FeO	25				
MnO	..				
MgO	11				
CaO	32	32	3'200 : 327 = 9.8	c	10
Na ₂ O	64	113	11'300 : 327 = 34.6	alk	34.5
K ₂ O	49				
Summe	327		100.0		

$qz = si - (100 + 4 \text{ alk}) \quad qz + 129$

Magmentyp: engadinitgranitisch (salisch).

3) Berechnung des Mineralbestandes des Gesteins JH. 21:

Si	Al	Fe'''	Fe + Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	
1199	281	5	25	11	32	128	98	3	1782 Atomzahlen
67.2	15.8	0.3	1.4	0.6	1.8	7.2	5.5	0.2	100.0 %
0.2	..	..	..	..	0.2	..	..	0.2	0.6 Titanit
1.8	0.6	..	1.2	0.6	..	..	0.6	..	4.8 Biotit
14.7	4.9	..	..	..	..	..	4.9	..	} 34.5 Alkalifeldspat
6.0	2.0	..	..	..	..	2.0	..	..	
3.2	3.2	..	..	..	1.6	..	..	..	} 34.0 Oligoklas
15.7	5.1	..	..	..	..	5.2	..	..	
25.6	..	..	..	..	..	..	..	..	25.6 Quarz
..	..	0.3	0.2	..	..	..	..	..	0.5 Magnetit

Verteilung der hellen Gemengteile:	Kalifeldspat.....	37 %
	Plagioklas.....	36 %
	Quarz.....	27 %
		100 %

Bemerkungen zur Berechnung der einzelnen Mineralien:

Für Biotit wurde auf Grund seines gelblich-braunschwarzen Pleochroismus ein Magnesium-Eisen-Verhältnis von 1:2 gewählt, das sich mit den Analysewerten durchaus vereinbaren lässt.

Der Berechnung von Alkalifeldspat wurde das Verhältniss Or : Ab = 71 % : 29 % zugrunde gelegt.

Für den Oligoklas beträgt der mit der Fedoroff-Methode optisch bestimmte Mittelwert ca. 20 % An; durch die Berechnung ergab sich ein solcher von 23.5 % An.

B. Analyse JH. 146: porphyrartiger Granodiorit von Kap Madeleine.

Analytiker: H. SCHWANDER (Basel) 1951.

SiO ₂	=	63.02
TiO ₂	=	1.04
Al ₂ O ₃	=	15.47
Fe ₂ O ₃	=	0.85
FeO	=	3.21
MnO	=	Sp.
MgO	=	3.43
CaO	=	3.98
Na ₂ O	=	3.78
K ₂ O	=	3.25
H ₂ O +	=	1.67
H ₂ O -	=	0.07
P ₂ O ₅	=	0.24
CO ₂	=	0.22
$\Sigma = 100.23 \text{ Gew. \%}$		

1) Berechnung der Basiswerte:

JH. 146	Atom-Prop.	Ru	Cp	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Q
SiO ₂	1049	..	..	69	122	..	5	42	22	5	784
TiO ₂	13	13	..	..	..	..	..	..	..	..	..
1/2 Al ₂ O ₃	304	..	..	69	122	113	..	..	..	..	..
1/2 Fe ₂ O ₃	10	..	..	..	..	..	..	..	..	10	..
FeO	44	..	..	..	..	..	..	..	44	..	..
MnO	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..
MgO	85	..	..	..	..	..	..	85	..	..	..
CaO	71	..	5	..	..	56.5	9.5	..	..	..	..
1/2 Na ₂ O	122	..	..	..	122	..	..	..	..	..	..
1/2 K ₂ O	69	..	..	69	..	..	..	..	..	..	..
1/2 P ₂ O ₅	3	..	3	..	..	..	..	..	..	..	..
	1770	13	8	207	366	169.5	14.5	127	66	15	784
	100%	0.7	0.5	11.7	20.7	9.6	0.8	7.2	3.7	0.9	44.3

Q	=		= 784	= 44.3
L	=	Kp + Ne + Cal	= 742.5	= 42.0
M	=	Cs + Fo + Fa + Fs	= 222.5	= 12.6
Ru	=		= 13	= 0.7
Cp	=		= 8	= 0.4
			1770.0	= 100.0 %

$$\pi = \frac{\text{Cal}}{\text{L}} = 0.23$$

$$k = \frac{\text{Kp}}{\text{Ne} + \text{Kp}} = 0.36$$

$$\gamma = \frac{\text{Cs}}{\text{M}} = 0.07$$

$$\mu = \frac{\text{Fo}}{\text{Cs} + \text{Fo} + \text{Fa} + \text{Fs}} = 0.57$$

$$\text{mg}' = \frac{\text{Fo}}{\text{Fo} + \text{Fa} + \text{Fs}} = 0.61$$

$$\text{mg} = \frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} = 0.61 \quad (1/2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO}).$$

2) Berechnung der Niggli-Werte:

	Mol. Prop.			Niggli-Werte	
SiO ₂	1049	1049	104'900 : 457 = 230.0	si	230
TiO ₂	13	13	1'300 : 457 = 2.85	ti	3
Al ₂ O ₃	152	152	15'200 : 457 = 33.3	al	33
Fe ₂ O ₃	5→10	139	13'900 : 457 = 30.4	fm	30.5
FeO	44				
MnO	..				
MgO	85				
CaO	71	71	7'100 : 457 = 15.5	c	15.5
Na ₂ O	61	95	9'500 : 457 = 20.8	alk	21
K ₂ O	34				
Summe	457		100.0		

$$\text{qz} = \text{si} - (100 + 4 \text{ alk}) \quad \text{qz} + 46$$

Magmentyp: quarzdioritisch (isofal bis schwach femisch).

3) Berechnung des Mineralbestandes des Gesteins JH. 146:

Si	Al	Fe'''	Fe+ Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	CO ₂	P ₂ O ₅	
1049	304	10	44	85	71	122	69	13	5	3	1775 Atomzahlen
59.2	17.1	0.5	2.5	4.8	4.0	6.9	3.9	0.7	0.2	0.2	100.0 %
..	..	..	..	..	0.2	..	..	..	0.2	..	0.4 Calcit
..	..	..	..	..	0.3	..	..	..	..	0.2	0.5 Apatit
2.5	1.0	0.2	0.7	0.8	0.8	0.2	0.1	0.1	..	..	6.4 Hornblende
0.6	..	..	..	..	0.6	..	..	0.6	..	..	1.8 Titanit
5.5	2.0	0.2	1.8	3.5	..	..	1.8	..	..	..	14.8 Biotit
6.0	2.0	..	..	..	..	..	2.0	..	..	..	} 13.5 Alkalifeldspat
2.0	0.8	..	..	..	..	0.7	..	..	..	..	
17.7	6.3	..	..	..	..	6.0	..	..	..	..	} 37.0 Oligoklas
2.6	3.0	..	..	..	1.4	..	..	..	..	..	
0.3	0.2	0.1	..	..	0.2	..	..	..	..	..	} 2.8 Epidot-Zoisit
0.7	0.8	..	..	..	0.5	..	..	..	..	..	
21.3	..	..	..	..	..	..	..	..	..	..	21.3 Quarz
..	1.0	..	..	0.5	..	..	..	..	..	..	1.5 Spinell

Bemerkungen zur Berechnung der einzelnen Mineralien:

Als Basis der Hornblende wurden folgende chemische Daten einer grünen Hornblende (Nh. 411) aus dem Hornblende-Monzonitgranit des Kinabalu (Borneo) (REINHARD u. WENK, 1951) verwendet:

Si	Al	Fe'''	Fe+Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	
40.8	12.3	2.9	11.6	13.8	12.5	3.4	1.6	1.1	%
Ru	Kp	Ne	Cal	Cs	Fo	Fa	Fs	Q	
1.1	4.5	10.2	11.1	13.2	20.7	17.4	4.3	17.5	%
		π	k	γ	mg'				
		0.43	0.31	0.24	0.49				

Da Hornblende das einzige Mineral mit Cs ist, wurde als erster Schritt bei der Berechnung des Mineralbestandes soviel Hornblende gebildet, als der Cs-Gehalt des Gesteins es ermöglichte. Die übrigbleibenden M Komponenten (Fo, Fa, Fs) wurden in Übereinstimmung mit einer gewählten theoretischen Zusammensetzung von Biotit zu diesem Mineral verrechnet. Dem so erhaltenen Biotit liegt ein Magnesium-Eisen-Verhältnis von 3.5 : 2 zugrunde, das mit dem Pleochroismus des Minerals gut übereinstimmt.

Für den Alkalifeldspat wurde ein Verhältnis von 74 % Or : 26 % Ab gewählt.

Der optisch bestimmte Mittelwert für den Anorthitgehalt des Oligoklas liegt bei 18 %; die Analyseberechnung ergab einen solchen von 19 %.

Auf Grund der häufig gelblich-blauen Interferenzfarbe der Epidot-Zoisit-Körner wurde bei der Aufteilung in die Komponenten Pistazit und Zoisit dem letzteren der überwiegende Anteil eingeräumt (0.8 % Pi : 2.0 % Zo).

II. Vergleich der Proben JH.21 und JH.146 mit andern granitischen Gesteinen aus NE-Grönland.

Zum Vergleich dieser beiden Proben wurden die von BACKLUND (1932) publizierten Analysenwerte anderer kaledonischer Granite aus Nordost-Grönland herangezogen. Leider musste auf die Verwertung der von WORDIE und WHITTARD (1930) publizierten Analyse einer Granitprobe vom Ptarmigan-Gletscher verzichtet werden, da sie augenfällig fehlerhafte Bestimmungen, besonders des Gehaltes an Tonerde und femischen Komponenten, enthält. Der modale Mineralbestand dieses Gesteins steht denn auch im Widerspruch zum angegebenen Chemismus; ein Umstand, den bereits BACKLUND (1932) diskutiert hat.

Um für den petrochemischen Vergleich eine einheitliche Basis zu schaffen, sind anhand der von BACKLUND (1932, S. 91) publizierten Gewichtsprozent der Gesteinsproben B. 1424, 39, 1351, 1328, 1349 die Molekularwerte nach BURRI-NIGGLI (1945) neu berechnet worden. Die so erhaltenen Daten weichen zum Teil gegenüber den von BACKLUND angegebenen Werten etwas ab. In der folgenden Tabelle sind die neu berechneten Kennwerte zusammen mit den Daten der beiden Proben aus Andréas Land wiedergegeben. Gleichzeitig sind auch die Magmentypen (NIGGLI, 1936b) der betreffenden Gesteine angeführt.

Gesteinsbezeichnung und Fundorte der analysierten Gesteine:

- JH. 146 Porphyrtartiger Granodiorit, Kap Madeleine, Isfjord.
- B. 1424 »Zweiglimmer-Granit«, Südfuss Ättestupan, innerer Kejser Franz Josephs Fjord.
- JH. 21 Leukokrater Monzonitgranit, Renbugten, Isfjord.
- B. 39 »Rosagesprenkelter Zweiglimmer-Granit«, kaledonisches Granitmassiv in der NE-Ecke von Clavering Ø (vgl. die geologischen Karten von KOCH (1929) und MITTELHOLZER (1941).
- B. 1351 »Rosagesprenkelter Granit«, Südufer Forsblads Fjord.
- B. 1328 »Grauweisser, glimmerarmer Granit«, Südufer Kempes Fjord.
- B. 1349 »Weisser Zweiglimmer-Granit«, Südufer Forsblads Fjord.

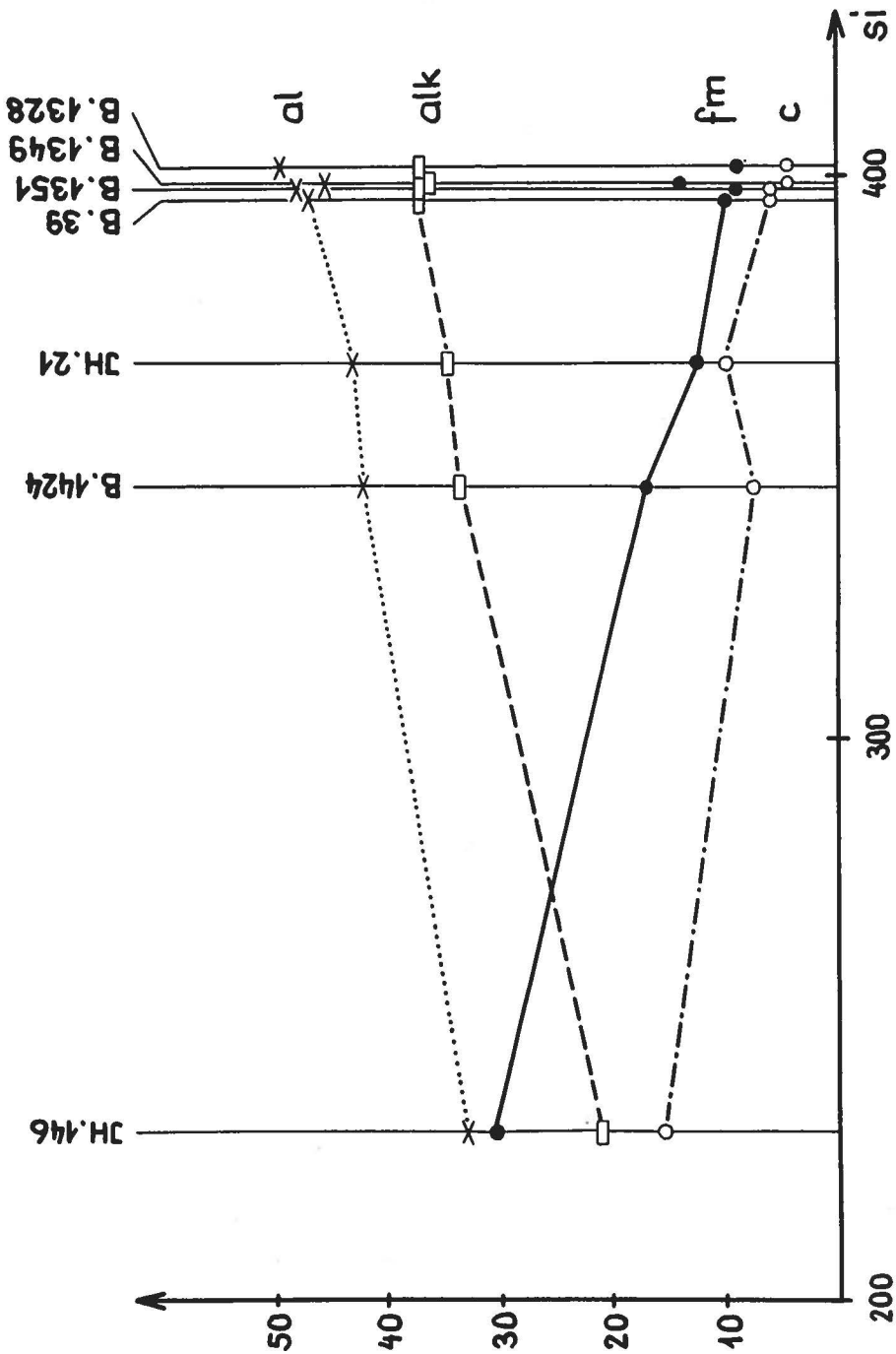


Fig. 45. Variations-Diagramm der Niggli-Werte.

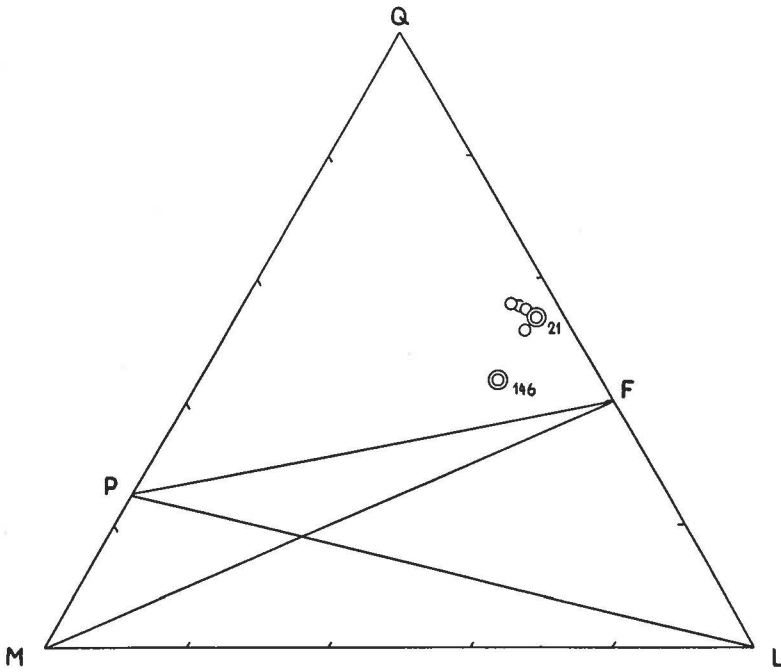


Fig. 46. QLM-Dreieck (F = Feldspatpunkt, P = Pyroxenpunkt); die beiden neuen Proben sind durch Doppelkreise gekennzeichnet.

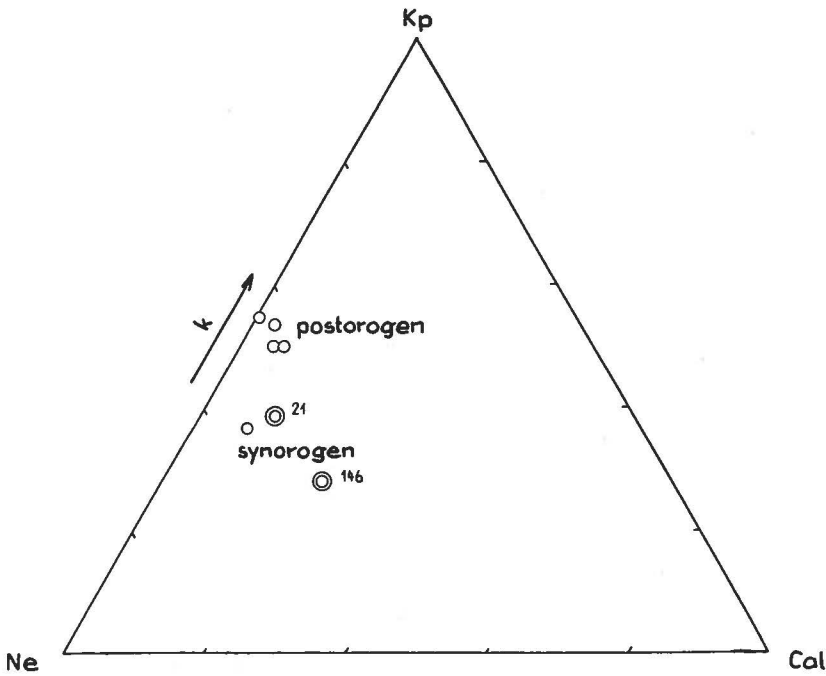


Fig. 47. Feldspat-Dreieck Kp-Ne-Cal (Or-Ab-An): Die beiden neuen Proben sind durch Doppelkreise gekennzeichnet.

Nr.	Q	L	M	Ru	Cp	Sp, Hz, C	π	k	
JH. 146.....	44.3	42.0	12.6	0.7	0.4	..	0.23	0.36	0.0
B. 1424.....	51.5	42.1	4.3	0.2	0.6	1.3	0.08	0.40	.
JH. 21.....	53.3	42.7	3.8	0.2	..	..	0.11	0.43	0.0
B. 39.....	54.8	40.9	1.2	0.1	0.3	2.7	0.06	0.53	.
B. 1351.....	55.1	40.2	0.8	0.2	0.4	3.3	0.06	0.53	.
B. 1349.....	55.5	37.2	1.2	0.2	1.1	4.8	..	0.55	.
B. 1328.....	55.2	39.4	0.4	0.2	0.4	4.4	0.04	0.55	.

Im Variations-Diagramm (Fig. 45) sind die Niggli-Werte *al*, *fm*, *c* und *alk* als Funktion von *si* graphisch dargestellt. Die Werte *al* und *alk* nehmen stetig zu, die Werte *fm* und *c* stetig ab. Die verschiedenen Gesteine sind genetisch zweifellos miteinander verbunden, und die chemischen Daten ergeben ein recht klares Bild des Differentiationsverlaufes.

Der Umstand, dass die Summe *c* + *alk* nahezu dem Wert *al* entspricht, und dass der Wert *alk* durchwegs wesentlich kleiner als *al* ist, zeigt die Zugehörigkeit dieser Gesteine zur Kalkalkalireihe. Es handelt sich jedoch vorwiegend um kalireiche Gesteine der »pazifischen« Sippe.

Das Variations-Diagramm der Niggli-Werte lässt zudem eine Beziehung zwischen der stofflichen Zusammensetzung und der Genese dieser granitischen Gesteine erkennen. Die kieselsäureärmeren Proben JH. 146, B. 1424, JH. 21 stammen aus synorogenen Granit- bis Migmatitkörpern, während die saureren Proben B. 1351, 1349, 1328, (39¹) spät- bis postorogen intrudierten Graniten angehören. Die Differentiationsreihe dieser granitischen Gesteine entspricht somit zugleich in gewissem Sinne einer Altersfolge, indem sich die eng gescharte Gruppe der spät- bis postorogenen Intrusivgesteine als Endglied der Differentiationsreihe vom weiten Feld der synorogenen Granite deutlich abhebt. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass die stoffliche Zusammensetzung der synorogenen Migmatitkörper weitgehend vom Verhältnis zwischen assimiliertem Substrat und zugeführtem Neosom abhängig ist. Daher soll die angedeutete Altersfolge nur im Sinne einer Gruppierung in einerseits synorogene und andererseits spät- bis postorogene Granite aufgefasst werden. Doch zeigt uns das Diagramm, dass sowohl die synorogenen, als auch die spät- bis postorogenen Granite des ostgrönländischen Kaledons dem gleichen komplexen magmatischen Differentiationsprozess angehören dürften.

¹) Über die altersmässige Stellung des Granites B. 39 innerhalb der kaledonischen Orogenese ist nichts Genaueres bekannt, er dürfte vermutlich spät- bis postorogen sein.

mg	qz	si	al	fm	c	alk	Magmatypus
0.61	46	230	33	30.5	15.5	21	quarzdioritisch
0.48	111	345	42	17	7.5	33.5	rapakiwitisch bis engadinitgranitisch
0.27	129	367	43	12.5	10	34.5	engadinitgranitisch
0.27	148	396	47	10	6	37	aplitgranitisch
0.29	150	398	48	9	6	37	aplitgranitisch
0.36	154	399	45.5	14	4.5	36	engadinitgranitisch
0.30	158	402	49.5	9	4.5	37	aplitgranitisch

Aus dem Vergleich der drei synorogenen Typen JH. 146, B. 1424 und JH. 21 ergeben sich Anhaltspunkte dafür, dass sich ein durch sukzessive Stoffzufuhr granitisierter Migmatit-Komplex (z. B. Renbugten-Aufwölbung) im Variations-Diagramm kaum unterscheidet von einer magmatischen Differentiationsfolge. Entsteht doch die Probe JH. 21 der basalen, leukokraten, monzonit-granitischen Migmatitkuppe, also dem durch Stoffzufuhr am stärksten umgewandelten Kern des Gewölbes, während die Probe JH. 146 (porphyrtiger Granodiorit bis Kalifeldspat-Augengneis) den Prototyp der höher gelegenen und stofflich weit schwächer beeinflussten Randzone repräsentiert. Das Gestein B. 1424 am Ättestupan stellt auch in geologisch-tektonischer Hinsicht ein Übergangsglied zwischen dem weissen Monzonitgranit von Renbugten (JH. 21) und dem porphyrtigen Granodiorit von Kap Madeleine (JH. 146) dar; es muss aber seiner gneissigen Textur und Porphyroblastenbildung wegen doch bereits zum Kalifeldspat-Augengneis-Komplex gezählt werden (vgl. Tf. I).

Im QLM-Diagramm (Fig. 46) liegen alle angeführten Proben im Dreieck PFQ und führen somit freien Quarz in Paragenese mit Feldspat, Glimmer und Hornblende. Die Projektionspunkte liegen im Feld der »pazifischen« Eruptivgesteine.

Das Feldspat-Dreieck (Fig. 47) zeigt erneut eine deutliche Gruppierung in synogene und in spät- bis postorogene Vertreter, wobei die letzteren offensichtlich einem eutektischen Punkt von ca. 55 % Kp und 45 % Ne zustreben.

TEKTONISCHER TEIL

I. Die Baueinheiten des „Zentralen Metamorphen Komplexes“.

Im petrographischen Teil der Arbeit ist das Baumaterial des »Zentralen Metamorphen Komplexes« gegliedert in:

- 1) synorogene Granite und Migmatite, als Vertreter des hochmetamorphen Untergrundes, und in
- 2) verschiedengradig metamorphe Sedimente des Deckgebirges.

Auf die tektonischen Verhältnisse innerhalb dieser beiden Baueinheiten ist ebenfalls hingewiesen worden. Während das Deckgebirge einen grosszügigen, sehr einfachen Faltenbau aufweist, zeichnen sich die synorogenen Granit- und Migmatitkörper des Untergrundes durch dom- und zungenartige Bauformen mit ausgeprägt plastischem Faltenstil aus.

Im gesamten Arbeitsgebiet liess sich meist eine Gliederung in ein stark verfaltetes, unteres Stockwerk mit synorogenen Graniten und Migmatiten und in ein schwach gefaltetes, oberes Stockwerk mit verschiedengradig metamorphen Sedimenten erkennen (vgl. Tf. II). Zwischen den beiden Strukturen kann vielfach eine Abscherungszone beobachtet werden. Sowohl nach den petrographischen als auch nach den feldgeologischen Gesichtspunkten ergibt sich demnach folgende Gliederung der Baueinheiten des »Zentralen Metamorphen Komplexes«:

migmatitischer Unterbau,
Abscherungszone,
nicht-migmatitischer Oberbau.

Die ostgrönländischen Kaledoniden stellen somit den Bautypus eines Migmatit-Gebirges dar mit einem plastisch verformten, migmatitischen Unterbau, der sog. Infrastruktur, und einem relativ starr gefalteten, nicht-migmatitischen Oberbau, der sog. Suprastruktur. Als Folge des ungleichen plastischen Verhaltens von Oberbau und Unterbau während der Orogenese kam es zwischen beiden Stockwerken zu einer disharmonischen Faltung. Dadurch sind wohl die Etagen verschiedenartiger Durchbewegung entstanden, die von WEGMANN (1935b) sehr treffend als Faltungsstockwerke bezeichnet worden sind.

A. Unterbau (Infrastruktur).

Im Kristallgebiet von West-Andréas Land und Ost-Frønkels Land ist die Zone mit infrastruktureller Prägung hauptsächlich in der Region des Isfjordes aufgeschlossen (Fig. 48). Sie umfasst das Gebiet zwischen Madum Sø—Rendal—Kap Lapparent—Niggli Spids—Isfjord und dem unteren Gerard de Geer Gletscher. Diese Zone repräsentiert den hoch-metamorphen Unterbau, gleichsam das »Migmatit-Herz« des Orogen-segmentes. Verbunden mit der durchgreifenden stofflichen Umprägung, haben sich hier grössere Dislokationen und Fließbewegungen abgespielt, die zur Bildung von kuppenartigen Migmatitgewölben geführt haben. Daneben treten aber auch zungenförmige Ausstülpungen auf, für die im petrographischen Teil die Bezeichnungen Migmatitstirnen und Migmatitdecken (vgl. Seite 101) eingeführt worden sind.

Im Westen und im Osten, vermutlich aber auch im Norden, wird diese infrastrukturelle Zone von den einfacheren Bauformen der Suprastruktur disharmonisch überdeckt.

a. Migmatitgewölbe.

Im Gebiete nördlich des Keiser Franz Josephs Fjordes lassen sich im »Zentralen Metamorphen Komplex« vier ausgeprägte migmatitische Aufbeulungen erkennen. Es sind dies Zentren intensiver Stoffzufuhr und Granitisierung.

Wie bereits im petrographischen Teil verschiedentlich gezeigt worden ist, verlaufen die Flächen gleichgradiger Metamorphose konform den meist domartigen, schalig aufgebauten Migmatitkörpern. Das Auftreten der synorogenen Granit- und Migmatitkörper zeigt eine gewisse regelmässige Einordnung in ein grosstektonisches Gefüge, indem sie längs NE—SW streichenden Zonen axialer Kulmination liegen. So befindet sich in der Süd-Andréas Land-Kulminationszone die Renbugten- und Lucia-Aufwölbung und in der Nord-Andréas Land-Kulminationszone die De Geer- und Faust-Aufwölbung.

1. Die Renbugten-Aufwölbung.

Die Renbugten-Aufwölbung erstreckt sich über den Raum Kap Lapparent—Renbugten—Niggli Spids und ist durch den tiefen Einschnitt des Isfjordes übersichtlich aufgeschlossen. Der Migmatitkörper bildet hier ein geschlossenes Gewölbe, das sich zusammensetzt aus dem basalen Monzonitgranit-Komplex von Renbugten und dem Kalifeldspat-Augengneis-Komplex (vgl. Fig. 15, Seite 72).

Faltenelemente:

- 1 = Ostantiklinale (Grenz-antiklinale),
- 2 = Zentralsynklinale,
- 3 = Westliche Antiklinale,
- 4 a = Westliche Synklinale (Grenzsynklinale),
- 4 b = Djävlekløften-Synklinale,
- 5 a = Inka-Antiklinale,
- 5 b = Graahorn-Antiklinale,
- 6 = Faustsøen-Synklinale,
- 7 = Phynoldsborg-Antiklinale,
- 8 = Kalvedal-Synklinale,
- 9 a = Hauptantiklinale,
- 9 b = Kap Madeleine-Antiklinale,
- 9 c = Jomsborg-Synklinale,
- 10 = Kløftdalen-Synklinale,
- 11 = Antiklinalelemente in Zentral-Frønkels Land und Ost-Louise Boyds Land,
- 12 = Knækdalen-Synklinale,
- 13 = Gregory-Antiklinale,
- 14 = Petermann-Synklinale,
- 15 = Hauptantiklinale des »Westlichen Metamorphenen Komplexes«.

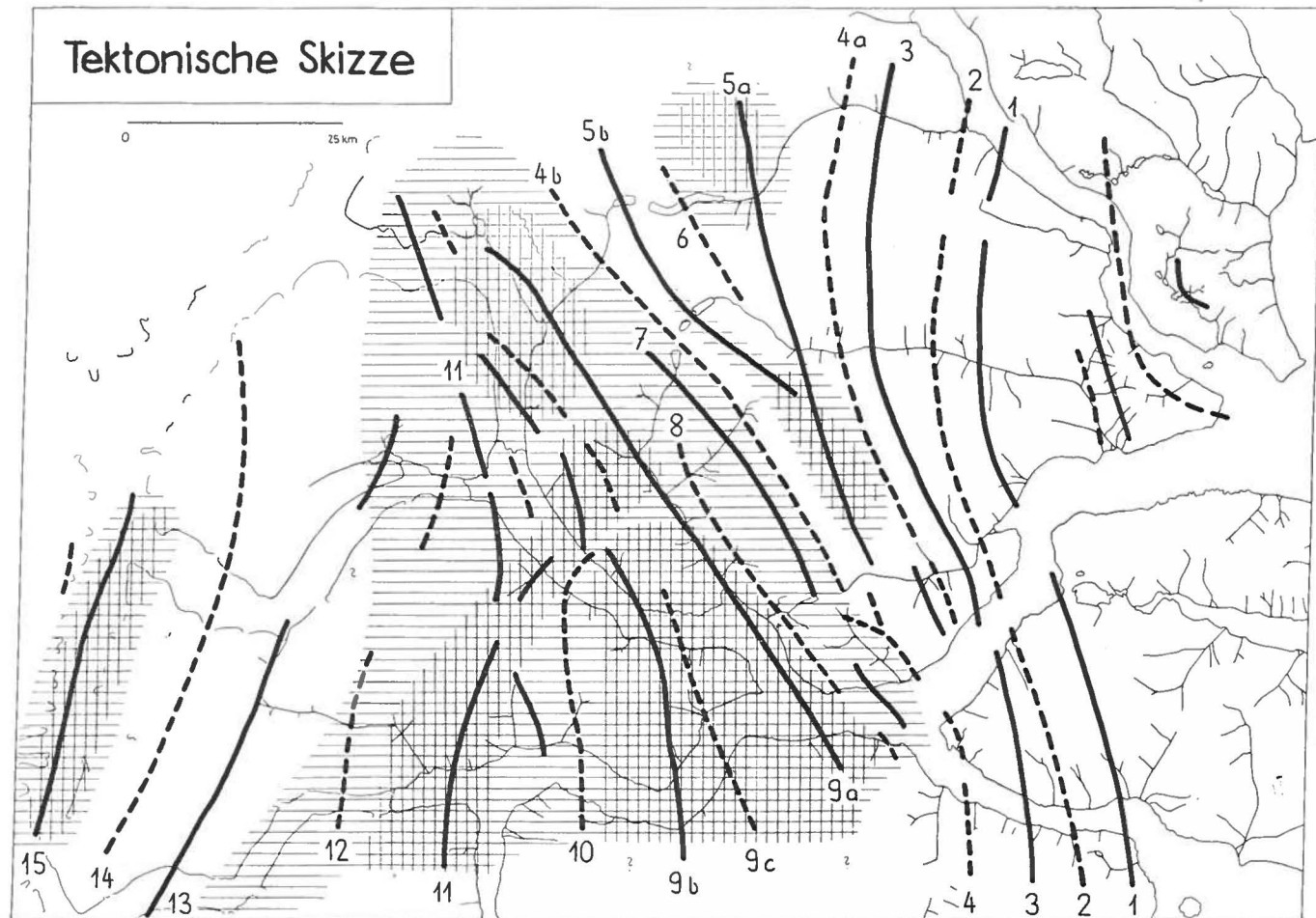


Fig. 48. Tektonische Skizze der ostgrönländischen Kaledoniden zwischen dem 73. und 74. nördlichen Breitengrad.
 Signaturen: ausgezogene Linien = Antiklinalen; gestrichelte Linien = Synklinalen; horizontal schraffierte Flächen = Abscherungszone; kreuzschraffierte Flächen = Infrastruktur.

Für die Beschreibung der Bauform der Renbugten-Aufwölbung muss auf die Isohypsenkarte Fig. 49 und auf das Struktur-Stereogramm Tf. III, sowie auf die tektonische Skizze Fig. 48 verwiesen werden. Die in der Strukturkarte und im Struktur-Stereogramm eingezeichneten Höhenkurven beziehen sich auf die Basis der Eremitdal-Serie und geben dadurch die Ausbildung des infrastrukturellen Antiklinalsystemes nur als Gesamtpprägung wieder. — Die Renbugten-Aufwölbung setzt sich aus einer asymmetrischen Doppelantiklinale zusammen. Die Hauptantiklinale (Bauelement Nr. 9a) liegt im Raume Renbugten—Kap Lapparent—Nigglis Spids und bildet eine nach Osten leicht überkippte Stirn. Die Fjordwand Renbugten—Kap Lapparent schneidet dieses Gewölbe längs seiner Stirnfront (Fig. 50). Bei Renbugten taucht die Hauptantiklinale mit einem Azimut von 330° und einem Nordfallen von 34° ab und findet ihre nördliche Verlängerung in der Strukturlinie Renbugten—Rendal—Madum Sø (vgl. Tf. III). Die zweite, kleinere Antiklinale (Nr. 9b) der Renbugten-Aufwölbung erstreckt sich vom SW-Fuss der LaCroix Bjerger zum Nigglis Spids; ihr Kern wird ausgefüllt vom Granodiorit-Komplex von Kap Madeleine. Diese Lokalität hat ihr den Namen Kap Madeleine-Antiklinale gegeben. Auch sie zeigt Nordfallen und gleiches Azimut wie die Hauptantiklinale. Sowohl die Haupt- als die Nebenantiklinale besitzen ihre axiale Kulmination im Gebiet des Nigglis Spids.

Die dazwischen liegende Jomsborg-Synklinale (Nr. 9c) zeigt Spuren eines intensiven Zusammenschubes. In Zusammenhang mit den Vertikaltendenzen und selbständigen Fliessbewegungen der im Osten und Westen befindlichen Migmatitkörper, ist diese Synklinale stark gestaucht und als mächtiger Keil eingefaltet worden. Teile des vorwiegend aus Gliedern der Marmor-Serie aufgebauten Synklinalkernes sind von den Teil-Lappen des Kalifeldspat-Augengneis-Komplexes eingewalzt und eingefaltet worden; sie bilden jetzt Taschen und Keile von Paragesteinen inmitten der Migmatitgneisse und -granite (vgl. Fig. 22, Seite 94).

Es ist sehr schwierig, sich ein klares Bild von den Bewegungen innerhalb dieser migmatitischen Aufbeulung zu machen. Jedenfalls haben wir es hier mit regional weitgehend selbständigen Fliessbewegungen eines mobil gewordenen Untergrundes zu tun. Allein der Umstand, dass der Ostrand der Renbugten-Aufwölbung eine gegen Osten gerichtete Stirnfront zeigt; dass zugleich aber die Augengneis-Lappen in der Westflanke der Aufwölbung ausgeprägte Fliessbewegungen gegen Westen abbilden, charakterisiert die Besonderheit dieser Strukturen. Zur Hauptsache haben hier wohl vertikal gerichtete Kräfte mitgespielt, deren Ursache im »Aufquellen« der beschriebenen Migmatitkörper zu suchen ist. Sowohl aus der petrographischen Untersuchung als, auch aus dem feldgeologi-

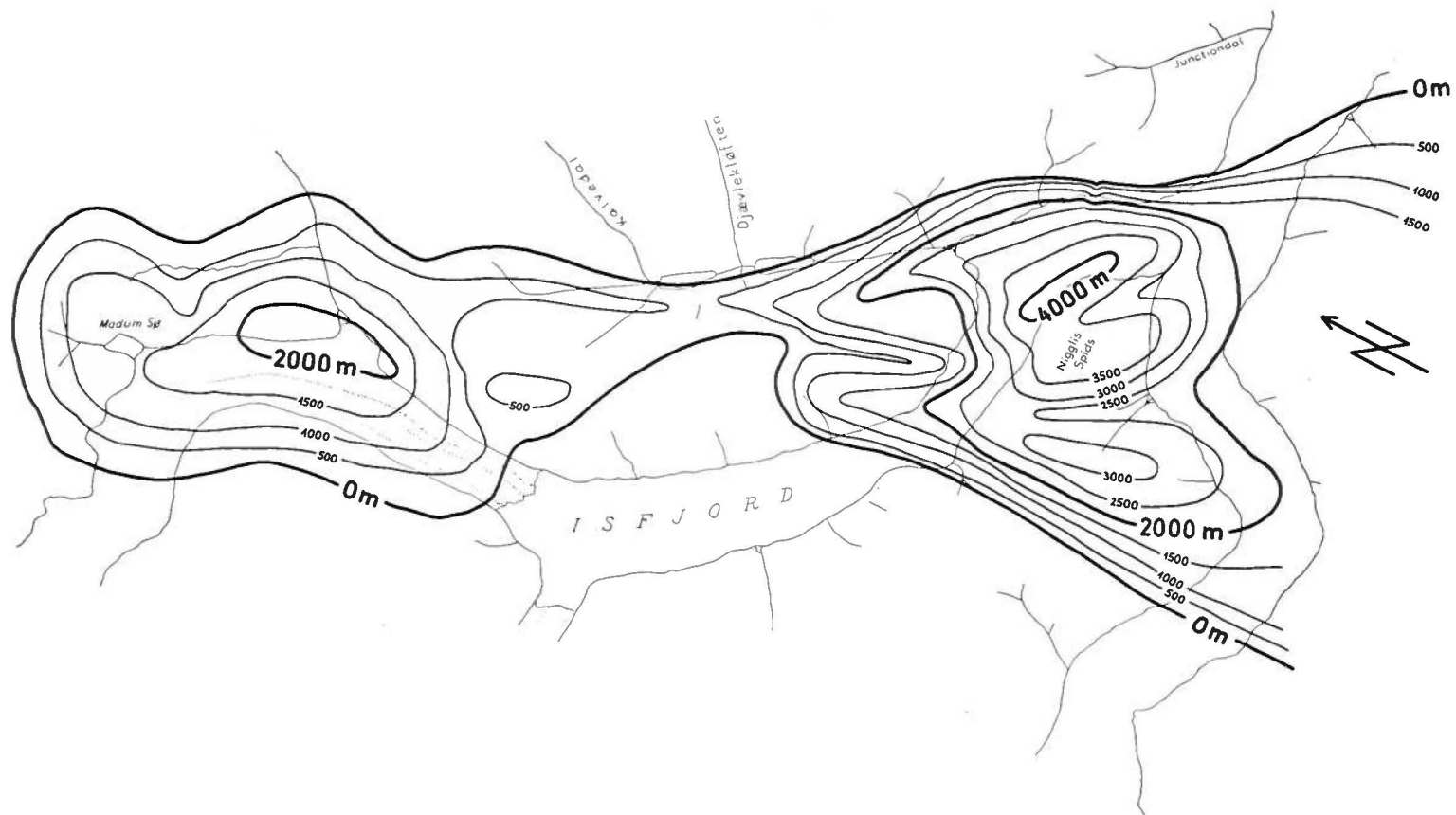


Fig. 49. Isohypsenkarte der Renbugten- und De Geer-Aufwölbung bezogen auf die Basis der Eremitdal-Serie. Aequidistanz = 500 m.



Fig. 50. Flugbild vom Eingang des Isfjordes aus ca. 1800 m Höhe. Im Vordergrund Keiser Franz Josephs Fjord und Ostspitze von Fränkels Land (sog. Svenskenæs), im Hintergrund links Jomsborg, dann Jomsborg Dal, Sfinksen und rechts Gauligletscher. Im Bildzentrum zeichnet der weisse basale Monzonitgranit-Komplex von Renbugten sehr auffällig die nach Osten vergierende Stirnfront der Hauptantiklinale (Nr. 9a) ab.

schen Befund folgt, dass ein wesentlicher Anteil der Migmatitkörper aus zugeführtem Material (Neosom) besteht. Somit müssen die im Verlaufe der Orogenese zugeführten Stoffe zu einer erheblichen Volumzunahme der betroffenen Gesteinsverbände geführt haben. Der dadurch entstandene Raummangel ist, wie uns die Renbugten-Aufwölbung zeigt, erstens durch eine Aufbeulung des Deckgebirges und zweitens durch mehr oder weniger allseitig gerichtete Fliessbewegungen der mobilen Verbände kompensiert worden.

Neben der vorwiegend vertikal gerichteten Bewegungstendenz dürften jedoch in geringerem Ausmasse auch tangential gerichtete Kräfte mitgewirkt haben. Sowohl die synorogenen Migmatitgneisse und -granite des Unterbaues als auch die schwächer metamorphen Sedimente des Deckgebirges sind homoaxial gefaltet. Ferner zeigen auch die De Geer-, Faust- und Lucia-Aufwölbung nahezu gleiches Achsenazimut (ca. 330°) wie die Strukturen der Renbugten-Aufwölbung. Es darf daher im Bereich dieser vier Migmatitgewölbe mit annähernd gleich gerichteten Tangentialkräften gerechnet werden.

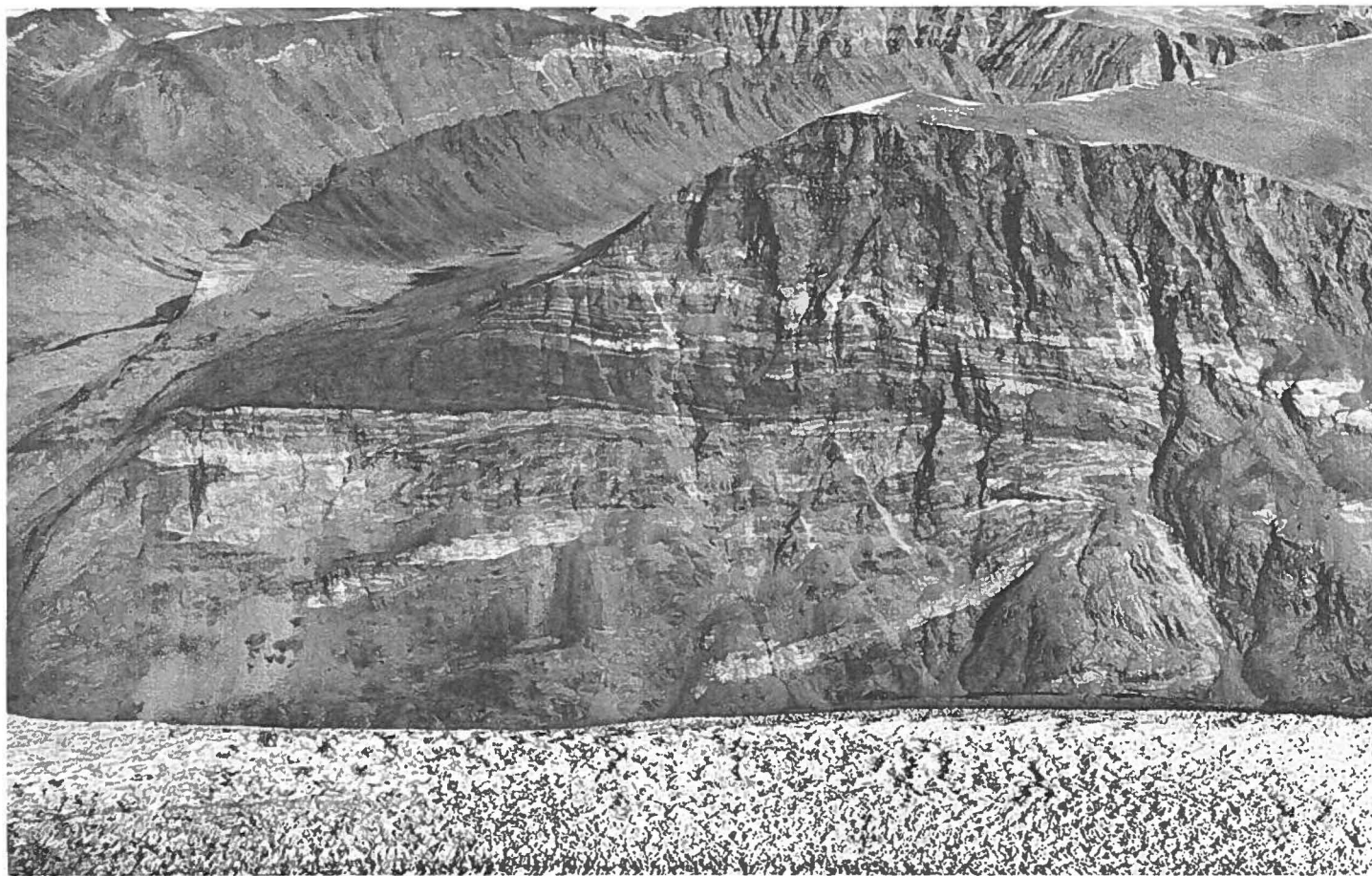


Fig. 51. Flugbild von der Westwand des Maalebjergs. Mitte der Wand ausgeprägt disharmonische Verfaltungen (Abscherungszone), vgl. auch Fig. 25.



Fig. 52. Flugbild der NW-Wand des Hjørnet und der Mündung des Gemmedals. Die hellen, auskeilenden und verfalteten Bänder sind Glimmermarmore der Marmor-Serie, unterlagert von Glimmerschiefern und Alkalifeldspat-Augengneissen.

2. Die De Geer-Aufwölbung.

Im Gegensatz zur Renbugten-Aufwölbung ist in der De Geer-Aufwölbung die Infrastruktur nur wenig aufgeschlossen. Die Migmatite treten hier nicht als geschlossenes Gewölbe auf, sondern sind beschränkt auf lokale Injektions- und Infiltrationszonen, wie z. B. am NW-Fuss des Maalebjergs und im untersten Gemmedal (vgl. Seite 105).

Inbezug auf die Form und den Bau der De Geer-Aufwölbung sei erneut auf die Strukturkarte Fig. 49 hingewiesen. Die Aufwölbung besitzt einen elliptischen Grundriss, dessen Längsachse in NNW—SSE-Richtung verläuft. Sowohl für die De Geer-Aufwölbung als Grossform, als auch für die einzelnen Antiklinalelemente beträgt das Achsenazimut rund 330° (vgl. Tf. III). Auch die Achsen der Knitterung und Kleinfältelung zeigen in den tektonisch stark beanspruchten Glimmerschiefern der Abscherungszone und des Oberbaues den gleichen Wert.

Beim Lemminghoved liegt sowohl in struktureller Hinsicht, als auch inbezug auf die stoffliche Beeinflussung das Zentrum des Migmatitgewölbes. Im Mündungsgebiet des Gemmedals kommt daher die Einwirkung der diapirartig hochgestiegenen Migmatitfront, sowie der infrastrukturelle Charakter der gesamten Aufwölbung am deutlichsten zum

x) According to section 1 on table II^{al} Lemminghoved is also a diapiric migmatite body



Fig. 53. Detailbild der Gipfelpartie des Hjørnet.

Ausdruck. Das übrige Randgebiet der De Geer-Aufwölbung (Südteil des Maalebjergs, Nordteil des Lemminghoved, NE-Ecke von Louise Boyds Land) trägt eher den Charakter der Übergangs- und Abscherungszone zwischen Unter- und Oberbau. Ablösung und disharmonische Verfaltung findet sich besonders im steilgestellten bis leicht überkippten Ostrand der Aufwölbung beim Lemminghoved. Die Abscherungszone fällt hier in den Bereich der Marmor-Serie. Sehr deutlich lassen sich die disharmonischen Verfaltungen und Stauchungen an der steilen, vom Gerard de Geer Gletscher angeschnittenen Westwand des Maalebjergs erkennen (Fig. 51). Am Lemminghoved, besonders in der zentralen Gipfelpartie des Bergrückens, haben sich längs dieser Ablösungszone auch granitische Gänge eingenistet.

An der NW-Wand des Hjørnet (unteres Gemmedal) zeigt sich innerhalb der Marmor-Serie eine deutliche Diskordanz, verbunden mit einem Auskeilen der Mächtigkeit gegen Osten (Fig. 52, 53). Wieweit diese Erscheinungen durch die Durchbewegung in der Abscherungszone bedingt sind, oder durch die unterlagernde Migmatitfront, konnte nicht sicher entschieden werden.

3. Die Faust-Aufwölbung.

Infolge der schwierigen Zugänglichkeit konnten im nördlichen Andrées Land leider nur beschränkte Gebiete direkt begangen werden.



Fig. 54. Oberes Eremitdal mit Faustsøen aus östlicher Richtung. In den Bergwänden im Vordergrund links, sowie im Bildzentrum sind die hellen, spätkinematischen Granitintrusionen (vorwiegend Lagergänge) zu erkennen.

E. FRÄNKL stieß beim Kartieren der Sedimentzone von Ost-Andréas Land im Frühling 1949 im Eremitdal bis zum Knibtangen vor und stellte mir in freundlicher Weise seine Beobachtungen in der dortigen Kristallinzonen zur Verfügung. Auf Grund dieser mündlichen Mitteilungen und eigener Beobachtungen vom Flugzeug aus, die durch das Studium von Flugaufnahmen ergänzt wurden, ergab sich über das Gebiet im oberen Teil des Eremitdals folgendes Bild:

Nördlich des Faustsøen erhebt sich ein kuppenartiger, synorogener Migmatit-Komplex, die Faust-Aufwölbung. Sie liegt im östlichen Teil der Nord-Andréas Land-Kulmination. Stellten wir bereits in der De Geer-Aufwölbung einen nur schlecht aufgeschlossenen, infrastrukturellen Kern fest, so gilt dies noch mehr für die topographisch höher gelegene Region der Faust-Aufwölbung. Es handelt sich hier um einen, von zahlreichen spätkinematischen Granitintrusionen (Fig. 54) durchbrochenen Ausschnitt aus der Ablösungszone, in dem der Unterbau nur beschränkt zutage tritt.

4. Die Lucia-Aufwölbung.

Innerhalb der Süd-Andréas Land-Kulmination reicht der Unterbau sowohl stratigraphisch, als auch in bezug auf die heutige Topographie des

Gebirges, in ein viel höheres Niveau als innerhalb der Nord-Andréas Land-Kulmination.

Im Einzugsgebiet des Luciagletschers lassen sich petrographisch und strukturell ähnliche Verhältnisse beobachten wie am Eingang des Isfjordes (vgl. Seite 63). Auch hier erhebt sich eine domartige Wölbung, deren Zentrum von leukokraten Migmatitgneissen und -graniten ausgefüllt ist, die Lucia-Aufwölbung. Der Unterbau tritt hier in einem Fenster des Oberbaues zutage. Die migmatische Kernzone der Aufwölbung geht kontinuierlich in die Abscherungszone über.

Im Gebiete der Istoppene, am nördlichsten Ausläufer des Blomsterbjerg und im Nordteil des Moro Bjerg tritt der infrastrukturelle Faltenstil klar hervor. Intensive granitische bis pegmatitische Durchaderung und Infiltration haben auch hier offensichtlich zu einem »Aufquellen« des Substrates und zu damit verbundenen, ausgeprägten Fliesstrukturen geführt. Die letzteren sind besonders schön in der Nordflanke des Moro Bjerg zu beobachten und bilden dort einen mächtigen, NNW—SSE streichenden Schlingenbau von steil aufgefalteten Migmatitgneissen. Die ähnlichen, an der NW-Wand der Djæubleorg auftretenden Strukturen stehen wohl im unmittelbaren Zusammenhang mit der zentralen Infra-Zone der Lucia-Aufwölbung.

b. Ausstülpungen der Infrastruktur.

Im petrographischen Teil sind unter dem Abschnitt Migmatitstirnen (Seite 107) und Migmatitdecken (Seite 110) die in West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land auftretenden Ausstülpungen des migmatitischen, fließbaren Unterbaues in den starrerem Mantel des Oberbaues bereits beschrieben worden.

Auf die im Kern der Graahorn-Antiklinale anstehenden, zungenförmigen Migmatitstirnen werden wir im Abschnitt über die östliche Supra-Faltenzone nochmals zurückkommen. An dieser Stelle soll nur noch auf die tektonische Gesamtstellung und auf einige Einzelheiten über die Bauform der LaCroix-Migmatitdecke eingegangen werden.

Die LaCroix-Depression verläuft vom zentralen Andréas Land her durch die mittleren LaCroix Bjerger, quert den Isfjord und streicht dann durch das Gebiet Haredalen—Knækdalen. Auffällig ist das Abdrehen aus der NE—SW Streichrichtung im Andréas Land in eine N—S Richtung in der Gegend des innersten Kejser Franz Josephs Fjordes (Mündung Knækdalen, Kjerulfsfjord). Diese Zone axialer Depression enthält die weiträumige, zungenartige LaCroix-Migmatitdecke. Die Wurzelzone dieser infrastrukturellen Ausstülpung besitzt ihre grösste Ausdehnung im zentralen Fränkels Land, wo die Depressionszone aus ihrer NE—SW Richtung nach Süden abbiegt. In West-Andréas Land und Ost-Fränkels

Land zeigen sich innerhalb der Migmatit-Ausstülpung jedoch, trotz des regionalen NE—SW Streichens dieser Zone, im Mittel- und Kleinbereich immer wieder die NNW—SSE streichenden Faltenachsen. Letztere finden sich sowohl in den Fliesstrukturen des deckenartigen Migmatitkörpers als auch in den umhüllenden Paragneissen und Glimmerschiefern. Einzig an der Haredalmündung konnten NE—SW streichende Strukturen eingemessen werden. In den Paragesteinen im Hangenden und Liegenden des Migmatitkörpers sind im Kleinbereich verschiedentlich sich überlagernde Faltenachsen zu beobachten, die den Schluss zulassen, dass sowohl die NE—SW, als auch die NNW—SSE Faltenachsen gleichaltrig sind.?

In Ost-Fränkels Land ist die Bauform der Migmatitdecke sehr einfach; der infrastrukturelle Komplex besitzt dort die Gestalt einer mächtigen, nach Osten ausgreifenden Zunge. In West-Andréas Land hingegen liegt dieser deckenartige Komplex wurzellos auf Verbänden metamorpher Sedimente. In den zentralen LaCroix Bjerger besitzt er die Form einer zusammengestauchten Pilzfalte (vgl. Tf. II, Profil 9). Auch hier zeigen die Migmatit-Fließfalten trotz der NE—SW Streichrichtung des gesamten Komplexes im Kleinbereich das NNW—SSE Streichen. Der pilzartige Migmatitkörper wird umfasst von einer Hüllzone migmatitisch schwächer beeinflusster, meist auch diaphthoritisch umgeprägter Paragesteine. Besonders die gegen SE vergierende Stirnfront des »Pilzes« liegt hinter einem förmlichen Stauchwall solcher Paragesteine.

In den LaCroix Bjerger wird der deckenartige Migmatitkörper im Norden und Süden begrenzt durch je eine, dem Depressionszentrum zugeneigte Störungsfläche mit Myloniten. Die nördliche Mylonitzone hat den Charakter einer Abgleitfläche; die südliche zeigt sich hingegen als eigentliche Aufscherungsfläche des gegen SE vergierenden Migmatitkörpers auf die Kuppe der Renbugten-Aufwölbung. Diese Deutung enthält bereits die Annahme in sich, dass der hier wurzellos liegende Teil der LaCroix-Migmatitdecke eine von NW gegen SE gerichtete Auf-faltung erfahren hat. Die hier stattgefundenen Bewegungen werden durch den riesigen Migmatitgneis-Ptygmat (vgl. Fig. 30) eindrucklich abgebildet. — Im Gegensatz zum »Aufquellen« der Migmatitgewölbe, handelt es sich bei den hier stattgefundenen Prozessen eher um ein »Ausquellen« des migmatitischen Unterbaues in die Zone des Oberbaues. Trotz des deckenartigen Charakters dieser Ausstülpung braucht ihre Entstehung nicht durch grosse Tangentialschübe im Sinne eines alpinen Deckenbaues bedingt zu sein. Sie ist vielmehr als das Produkt einer selbständigen Ausfließbewegung zu betrachten.

In den zentralen LaCroix Bjerger und auch im Mündungsgebiet des Haredalen wird der migmatitische Deckenkörper samt seiner Parahülle von zahlreichen jüngeren Scherflächen und vertikal gerichteten Ruschel-

zonen durchzogen und mylonitisiert. Ferner wird das an sich schon wirre Bild der synorogenen migmatitischen Stauchfaltung durch die auf Seite 116 erwähnten spätorogenen Granit-Intrusionen und jüngeren Pegmatitgänge noch kompliziert.

B. Oberbau (Suprastruktur).

Zum nicht-migmatitischen Oberbau gehören alle kaledonisch aufgefalteten Sedimente und ihre metamorphen, durch Stoffzufuhr wenig veränderten Äquivalente. Der Umwandlungsgrad dieser Deckgesteine ist verschieden, je nach ihrer räumlichen Beziehung zur Migmatitfront. Sie bilden die einfachen, langgestreckten Faltenzüge der Suprastruktur.

Das flach gefaltete Deckgebirge bildet den weitaus grössten Anteil des heute im Gebiete des Kejser Franz Josephs Fjordes aufgeschlossenen kaledonischen Deformationssegmentes. Entsprechend dem symmetrischen Aufbau der ostgrönländischen Kaledoniden mit ihrem »Zentralen Metamorphen Komplex«, lassen sich die Strukturen des Oberbaues in eine westliche und eine östliche Faltenzone gliedern. Diese beiden Zonen konvergieren gegen Norden zu und berühren sich vermutlich im Nunatakgebiet nördlich von Andréas Land.

a. Die westliche Faltenzone.

Diese erstreckt sich über den westlichen Teil von Louise Boyds- und Fränkels Land. Sie wird aufgebaut durch breite und langgestreckte, meist gegen Westen leicht vergierende Faltenzüge. Für Einzelheiten über Bau und Gliederung dieser Falten sei auf die Publikation von WENK und HALLER (1952) verwiesen.

Auf der tektonischen Skizze Fig. 48 sind die wichtigsten Strukturen dieser Zone eingezeichnet:

Nr. 12 Knækdalen-Synklinale

Nr. 13 Gregory-Antiklinale

Nr. 14 Petermann-Synklinale

Nr. 15 Hauptantiklinale des »Westlichen Metamorphen Komplexes«.

Die Grenze zwischen den Sedimenten und den metamorphen Serien verläuft durch den Westteil von Louise Boyds Land, quert beim Süzipfel dieses Gebietes den Jættegletscher und streicht dann längs der Linie Mysteriedalen—Gregorys Gletscher durch das westliche Fränkels Land.

b. Die östliche Faltenzone.

Zwischen dem 73. und dem 74. nördlichen Breitengrad umfasst die östliche Faltenzone die Gebiete von Zentral- und Ost-Andréas Land, den grössten Teil von Strindbergs Land, die Westecke von Gunnar Anderssons Land und Ymers Ø, sowie das östliche Suess Land. Wie im Westen, so besteht auch hier im Osten, sowohl strukturell als petrographisch, ein kontinuierlicher Übergang vom migmatitischen Unterbau in den schwächer oder gar nicht umgewandelten Oberbau des Gebirges.

Die Kontaktzone zwischen den Sedimenten und den metamorphen Serien verläuft in diesen östlichen Gebieten von der Mündung des Nuntakgletschers quer über das mittlere Eremitdal ins hintere Grejsdalen, dann durch das Luciadal ins oberste Benjamins Dal und längs des Junctionalbaches zur Küste des Keiser Franz Josephs Fjordes. Sie streicht dann am Kap Mohn vorbei ins Nanortalikdal (Suess Land). Im zentralen Andréas Land zeigen die metamorphen Serien die gleichen weiträumigen Verbiegungen, wie die Sedimentserien der Fjordzone. Einige disharmonische Stauchungen und Fliessformen innerhalb dieser Zone sind als Ausstülpungen des migmatitischen Unterbaues zu betrachten und zum grössten Teil bereits beschrieben worden.

Die Faltenelemente der Fjordzone sind von WEGMANN (1935a) beschrieben und gegliedert worden. Er unterschied dabei von Osten gegen Westen folgende vier Bauelemente:

- Nr. 1 Ostantiklinale (Grenzantiklinale)
- Nr. 2 Zentralsynklinale
- Nr. 3 Westliche Antiklinale
- Nr. 4 Westliche Synklinale.

Diese Strukturen können von Andréas Land bis nach Lyells Land verfolgt werden. Auffällig ist die Konvergenz der Faltenzüge im Westzipfel von Ymers Ø, die vermutlich im Zusammenhang steht mit den grosstektonischen Bewegungen im »Zentralen Metamorphen Komplex«. In Andréas Land, aber auch gegen Suess Land und Lyells Land zu weiten sich diese Faltenelemente wieder aus. Beim Vergleich mit den im Westen gelegenen Falten des Deckgebirges fällt jedoch auf, dass im Osten die einzelnen Faltenzüge wesentlich näher beieinander liegen (vgl. Fig. 48). Die Auffaltung und die daraus resultierende Verkürzung des Orogensegmentes ist somit in der Fjordzone beträchtlich grösser als in der Nunatakzone. Ausserdem lässt sich bei der regionalen Betrachtung des kaledonischen Gebirges im Gebiete Fränkels Land—Andréas Land ein von Westen nach Osten leicht abfallender Treppenbau feststellen. So liegen in der Nunatakzone die stratigraphisch-tektonischen Einheiten bis zu 2000 m höher als ihre Äquivalente in der Fjordzone. Ein wesent-

licher Anteil dieser Niveaudifferenzen ist allerdings auf spät- bis post-kaledonische, epirogenetische Bewegungen zurückzuführen.

Die Ost- oder Grenzantiklinale (Nr. 1).

Da heute die Westgrenze des Devons von den Staunings Alper bis zum Geologfjord fast ausnahmslos der Ostflanke dieser Antiklinale folgt, wird sie von BÜTLER (1948) auch als Grenzantiklinale bezeichnet. Im weiteren Zusammenhang muss hier auf die devonischen Bewegungen hingewiesen werden, die in Form von Schüben aus Osten sich auch auf die kaledonischen Strukturen ausgewirkt haben. Als Beispiel dafür muss die Westvergenz der Grenzantiklinale auf Ymers Ø betrachtet werden. Im übrigen sei an dieser Stelle auf die Arbeiten von EHA (1953), FRÄNKEL (1953) und KATZ (1952) hingewiesen, welche sich eingehend mit der Tektonik der Sedimente der Fjordzone befassen. Die Auswirkung der Devonschübe auf den kaledonischen Oberbau wird besonders von BÜTLER (1948) und EHA (1953) behandelt.

Die „Westliche Synklinale“ (Nr. 4).

In Andréas Land und Suess Land durchzieht die »Westliche Synklinale«, das Bauelement Nr. 4 der WEGMANN'schen Gliederung, die Grenzregion zwischen den Serien der Fjordzone und dem Kristallinareal des »Zentralen Metamorphen Komplexes«. In groben Zügen verläuft dort der Kontakt zwischen den Sedimenten und dem Kristallin längs dieser tektonischen Linie. Im nördlichsten Andréas Land, beim Nunatakglacier und lokal auch in mittleren Grejsdalen, ferner in Lyells Land und in den Staunings Alper greifen die Kristallingesteine — es handelt sich dabei vorwiegend um spät- bis postorogene Granite — allerdings weiter nach Osten aus und liegen dort im Bereich der weiter östlich gelegenen Bauelemente der Fjordzone.

Die Synklinale Nr. 4 bildet zugleich den westlichsten zusammenhängenden Faltenzug, der die gesamte östliche Supra-Faltenzone von Norden nach Süden durchzieht.

Während sich in Andréas Land noch weitere Strukturen des Oberbaues in den Bereich des »Zentralen Metamorphen Komplexes« hinein verfolgen lassen, ist dies in Suess Land und Lyells Land nicht der Fall. Hier bildet die »Westliche Synklinale« bereits auch die Westgrenze des Deckgebirges (= Oberbau, Suprastruktur). In den südlichen Regionen umfasst der Oberbau nur die Sedimentgebiete, während er sich nördlich des Keiser Franz Josephs Fjordes auch in das Kristallingebiet hinein fortsetzt.

Die Faltenablösung in West-Andréas Land.

Im zentralen Andréas Land ist sowohl petrographisch als auch strukturell ein kontinuierlicher Übergang vom Sediment- ins Kristallgebiet festzustellen. Zugleich setzt sich der suprastrukturelle Faltenstil mit kontinuierlichen Formen im »Zentralen Metamorphen Komplex« fort. Mit dem allmählichen Eindrehen der Faltenachsen in das konstante NNW—SSE Streichen der zentralen Infrastruktur, tritt jedoch in West-Andréas Land eine Faltenablösung auf. Dabei kommt es zu einer Konvergenz des suprastrukturellen Antiklinalsystemes gegen Süden (vgl. Fig. 48). Gegen Westen zu ändert der Bautypus zusehends und wird ersetzt durch Strukturen mit interferierendem supra- und infrastrukturellem Faltenstil, wie er für die Abscherungszone typisch ist.

Im Kristallgebiet von West-Andréas Land gliedern sich noch vier weitere Bauelemente in die östliche Faltenzone ein; nördlich des Kejser Franz Josephs Fjordes ist diese Zone aus folgenden Faltelementen aufgebaut:

- Nr. 1 Grenzantiklinale (Agardhs Bjerg-, Ostantiklinale)
- Nr. 2 Zentralsynklinale (Eremitdal-, Blaabærdal-Synklinale)
- Nr. 3 Westliche Antiklinale (Nunatakglletscher-Antiklinale)
- Nr. 4a Westliche Synklinale (Grenzsynklinale)
- Nr. 4b Djævlekløften-Synklinale
- Nr. 5a Inka-Antiklinale
- Nr. 5b Graahorn-Antiklinale
- Nr. 6 Faustsøen-Synklinale

Die Strukturen Nr. 4a bis 6 laufen von Norden gegen Süden fächerförmig zusammen und schmiegen sich im Gebiete des Junctiondal in die »Westliche Synklinale« ein. Es ist dies zugleich ein Gebiet axialer Depression (vgl. FRÄNKEL, 1953).

Die Djævlekløften-Synklinale (Nr. 4b)

Das Bauelement Nr. 4b bildet den westlichsten Faltenzug des östlichen Deckgebirges. Diese Synklinale erstreckt sich vom Spejderhatten über die Passhöhe Gneisdal—Kalvedal, quert bei der Phynoldsborg die Djævlekløften und vereinigt sich dann in der axialen Depressionszone östlich des unteren Junctiondals mit der »Westlichen Synklinale«, dem Bauelement Nr. 4a. Der Deformationsstil und die Bauform der Djævlekløften-Synklinale ändern ihren Charakter von Norden nach Süden zusehends, im Zusammenhang mit der gegen Süden zu steigenden Aktivität der Migmatitfront. — Im Gebiete des Spejderhatten und auch im

oberen Kalvedal sind sowohl der West- als der Ostschenkel der Synklinale gleichmässig ausgebildet. In den Djævlekløften und in Süd-Andrées Land zeigt jedoch der Westschenkel migmatitische Prägungsformen und gehört dort bereits in den Bereich der Abscherungszone.

Die Inka- und Graahorn-Antiklinale (Nr. 5a und 5b).

Zwischen den beiden Synklinalen Nr. 4a und 4b erhebt sich in Zentral- und Nord-Andrées Land ein Antiklinalenpaar, das sich in der Lucia-Aufwölbung vereinigt.

Die Inka-Antiklinale, das Bauelement Nr. 5a, zieht sich von der Faust-Aufwölbung her durch das hinterste Grejsdalen in die Lucia-Aufwölbung und taucht dann gegen Süden ab ins axiale Depressionsgebiet östlich des Junctionsdals. Während diese Antiklinale im Norden aus einem System von zahlreichen kleinen Faltensätteln zusammengesetzt ist, baut sie im Süden das grosse, vom Migmatitkörper der Lucia-Aufwölbung ausgefüllte Gewölbe auf.

Aus Nordwesten streicht die Graahorn-Antiklinale, das Faltelement Nr. 5b, vom hintersten Gemmedal über das Graahorn zur Djævleborg und verschmilzt in der Lucia-Aufwölbung mit der Inka-Antiklinale zum grossen, gegen Süden abtauchenden Antiklinalrücken. Das Konvergieren dieser beiden Faltenzüge führt nordwestlich der Lucia-Aufwölbung in der Djævleborg zu dem auf Seite 108 beschriebenen, intensiv verfalteten Stauchungskomplex mit infrastruktureller Prägung. Einen aufschlussreichen Schnitt durch diese Konvergenzstruktur bietet uns die NW-Wand der Djævleborg (Fig. 55). Die migmatitische Einwirkung auf diesen Stauchungskomplex dürfte mit der Genese der Lucia-Migmatitkuppe in direkter Beziehung stehen.

Im Gegensatz zur Inka-Antiklinale enthält die Graahorn-Antiklinale auch in ihrer weiteren Erstreckung in ihrem Kern migmatitische Ausstülpungen (Migmatitstirnen, vgl. Seite 108). Als besonders schönes Beispiel für diese Erscheinung kann die Nordwestwand des Graahorns angeführt werden (Fig. 27). Die infrastrukturelle Ausstülpung ist hier als granitischer Stirnlappen in den Antiklinalkern hineingepresst worden und hat so eine plastische Aufwölbung und eine Überfaltung der gesamten Struktur gegen Osten bewirkt. — Als eine ähnliche Erscheinung kann auch der grosse granitische Ptygmat an der Südseite des Stenmanden gedeutet werden. Doch ist dort der Gewölbescheitel aufgebrochen und der östliche Antiklinalschenkel mehrfach verstellt.

Diese Beispiele mögen genügen, um zu zeigen, wie sehr die infrastrukturellen Elemente in diesem westlichen Glied des Antiklinalenpaares Nr. 5a—5b zunehmen.



Fig. 55. Flugbild der NW-Wand der Djævleborg. Im Vordergrund links Ostschenkel der Inka-Antiklinale, die hier mit der Graahorn-Antiklinale verschmilzt; im Kern der Konvergenzstruktur Migmatitkörper (Vordergrund rechts), vgl. auch Fig. 26.

Die Faustsøen-Synklinale (Nr. 6).

In der Gegend des Faustsøen ist die nach diesem See benannte Synklinale Nr. 6 als schwach ausgebildete Mulde zwischen die Antiklinalrücken Nr. 5a und 5b eingeschaltet. Sie enthält nördlich des Faustsøen eine Stauchfaltung. Im Gneisdal ist der Muldencharakter kaum mehr erkennbar und verschwindet dann ganz in der komplexen Scharung im Gebiete der Djævleborg.

C. Abscherungszone.

Zwischen der Infra- und der Suprastruktur befindet sich eine Ablösungszone von wechselnder Mächtigkeit und verschiedenartigem Charakter. Innerhalb dieser Übergangszone hat sich die Abscherung und Loslösung des plastischen migmatitischen Unterbaues vom starrerem nicht-migmatitischen Oberbau vollzogen. Da die Infra- und Suprastruktur im Raume dieser Ablösungszone ineinander übergehen und sich teilweise überdecken, ist eine genaue Abgrenzung schwierig zu ziehen. Im

nördlichen Teil des »Zentralen Metamorphen Komplexes« besitzt dieser Übergangsbereich meist eine grosse Ausdehnung.

Die Abscherungszone erstreckt sich über grosse Gebiete von West- und Nord-Andrées Land, sowie über das östliche Louise Boyds Land und das zentrale Fränkels Land. Ihre Lage beidseits der im »Zentralen Metamorphen Komplex« aufgeschlossenen Infrastruktur bedingt eine der Supra-Faltenzone analoge Gliederung in eine westliche und eine östliche Abscherungszone.

Strukturell ist die Abscherungszone gekennzeichnet durch einen wechselnden Faltenstil. Einerseits finden wir hier Scherfaltung, Stauchfaltung, Auswalzung, Knitterung und Kleinfältelung, anderseits aber auch migmatitische Fliesstrukturen. Weitere Merkmale der Abscherungszone sind diaphthoritische und kataklastische Bildungen. Ferner ist diese Zone von Lagergängen, Stöcken und Schwarmetagen von spät- bis postorogenen Graniten durchsetzt. Im nördlichen Teil des »Zentralen Metamorphen Komplexes« kommt diesen Intrusivgesteinen volummässig nur eine untergeordnete Bedeutung zu; in den südlichen Gebieten (Kempes Fjord, Forsblads Fjord) füllen sie jedoch fast den gesamten Bereich der Abscherungszone aus.

a. Die westliche Abscherungszone.

Die westliche Abscherungszone erstreckt sich in einer Breite von 10 bis 15 km aus dem zentralen und östlichen Louise Boyds Land über das Mündungsgebiet des Jættegletschers und quer durch Fränkels Land bis zum unteren Nordenskiölds Gletscher. Die Ausbildung und Bauformen dieser Zone im Louise Boyds Land und im Gebiete des unteren Jættegletschers sind bloss teilweise und nur auf Grund von Beobachtungen vom Flugzeug aus bekannt. Sicher ist, dass in diesem Gebiet das Zusammenlaufen zahlreicher Faltenelemente zu wesentlichen Komplikationen und »Ineinanderschachtelungen« geführt hat. Klarer sind die Verhältnisse im zentralen und südlichen Fränkels Land, wo die Abscherungszone konform der vom Haredalen zum Knækdalen streichenden LaCroix-Migmatitdecke verläuft. Entsprechend dem relativ einfachen und harmonischen Bau der Infra- und Suprastruktur hat in diesem Gebiet nur eine geringfügige Abscherung stattgefunden. Einzelheiten über die Ausbildung der Übergangszone in Fränkels Land finden sich in der Publikation von WENK und HALLER (1953).

b. Die östliche Abscherungszone.

Die östliche Abscherungszone verläuft vom mittleren Gemmedal zum Kalvedal, durchzieht dann die gesamte Westhälfte der Djævleklof-

ten und führt weiter durchs Hochland des Jomsborg Dals bis ins Küstenprofil Junctiondal—Kap Lapparent. Diese Abscherungszone wird längs ihrer gesamten N—S Erstreckung von einem System junger Scherflächen zerschnitten, welche auf postkaledonische epirogenetische Bewegungen zurückzuführen sind. Um die ursprüngliche Ausbildung der kaledonischen Abscherungszone im richtigen Lichte zu sehen, müssen wir also versuchen, von diesen jüngeren Gleitbewegungen zu abstrahieren.

In Nord-Andréas Land, im Bereich der De Geer-Aufwölbung, sind Ober- und Unterbau meist harmonisch verfaltet. Ablösungserscheinungen treten hier wohl zahlreich auf, z. B. in der Ostflanke der De Geer-Aufwölbung (vgl. Seite 160, Fig. 51, 52), doch sind sie von weit geringerem Ausmass als in Süd-Andréas Land. So leitet in diesem Nordabschnitt der Westschenkel der Djævlekløften-Synklinale (Nr. 4b) kontinuierlich von der östlichen Supra-Faltenzone zur Infrastruktur der De Geer-Aufwölbung über. Wie bereits verschiedentlich angedeutet, erschweren diese Übergänge die genaue Abgrenzung der verschiedenen Deformationssegmente.

Weiter südlich, im Gebiete des Kalvedals, besonders aber in den Djævlekløften und im Jomsborg Dal, nimmt die Abscherungszone einen viel ausgedehnteren Bereich ein und zeigt zugleich intensive Durchbewegung. Dazu kommt eine vermehrte migmatische Beeinflussung, sowie eine Zunahme der Intrusionen von spät- bis postorogenen Granitlagergängen. — Den besten Profilschnitt durch diese Zone weist der westliche Teil der Djævlekløften auf:

Bei der Phynoldsborg erhebt sich aus dem Westschenkel der Djævle-Synklinale (Nr. 4b) ein gegen Osten vergierender, steil aufgefalteter Antiklinalzug von infrastruktureller Prägungsform, die Phynoldsborg-Antiklinale (Bauelement Nr. 7). Die erste Anlage dieser Struktur beginnt am Hvidhoved; sie entwickelt sich in südlicher Richtung, durchs Kalvedal hindurch, zu einem selbständigen Faltenzug. In den Djævlekløften erhält die Antiklinale ihre typische, asymmetrische Gestalt und kann dann weiter durchs Hochland des Jomsborg Dals bis ins Gauli Dal hinein verfolgt werden. An der Phynoldsborg wird ihre Stirnfront durch eine migmatitische Fliesstruktur aufgebaut (vgl. Fig. 28) und ihr Gewölbekern von einem kuppenartigen Migmatitgranit unterlagert.

Der Westschenkel der Phynoldsborg-Antiklinale senkt sich in mässigem Fallen zur Kalvedal-Synklinale (Bauelement Nr. 8). Diese enthält zwischen Kalvedal und Djævlekløften eine durch Scherfaltung zusammengestauchte, teils diaphthoritische Serie von Glimmerschiefern bis schiefrigen Gneissen. Ein Merkmal der Synklinale ist die starke Zusammenstauchung dieser, der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 zugehörigen Paragesteine. Das Synklinalgebiet wird zugleich von einer

Reihe steilstehender Bruchflächen durchzogen. Ferner haben sich, besonders in der Umgebung des Knivbjergs, zahlreiche Schwärme von Granitlagergängen in diese Störungszone eingenistet.

An der Djævehjørnet und am Renbjerg ist im Westteil der Synklinale ein fluidal verfalteter Komplex von Migmatitgneissen eingelagert. Dieser »Djævehjørnet—Renberg«-Komplex steht in direktem Zusammenhang mit der LaCroix-Migmatitdecke und ist als Ausläufer derselben zu betrachten. Im heute sich bietenden Bilde ist er jedoch längs einer postkaledonischen Scherfläche gegen Osten abgeglitten und verstellt.

Innerhalb der Supra-Faltenzone haben wir im Kristallinareal bereits wesentliche Abweichungen von der einfachen Bauordnung des Sedimentgebietes festgestellt. Dieses Auflockern des suprastrukturellen Baustiles führt dann im Bereich der Abscherungszone so weit, dass jeglicher durchgehende Faltenbau verloren geht. Besonders in Süd-Andrées Land kam es unter dem Einfluss der disharmonischen Bewegungen des Unterbaues zu Faltenablösungen und zu komplizierten Bauformen in der Abscherungszone. Im Mittel- und Kleinbereich tritt dabei neben den dominierenden N—S Strukturen als Achsenrichtung oft auch eine E—W Komponente auf.

Abschliessend sei nochmals festgehalten, dass sowohl die spät- bis postorogenen Granitintrusionen, als auch die postkaledonischen Brüche und Scherflächen samt ihren Mylonitzonen den an sich schwer entwirrbaren Bau der Abscherungszone noch komplexer gestaltet haben.

II. Axiale Kulminations- und Depressionszonen.

Sowohl die Fließfalten der Infrastruktur, als auch die weiten Faltenzüge der Suprastruktur zeigen in ihrer N—S Erstreckung Zonen axialer Kulmination und Depression, die das kaledonische Orogensegment im Gebiete des Kejser Franz Josefs Fjordes in SW—NE Richtung durchziehen (Fig. 56). Da diese grosstektonischen Strukturen schon bei der Ausbildung der oben beschriebenen infra- und suprastrukturellen Bauformen, besonders aber bei der Anlage der Migmatit-Aufwölbungen, eine entscheidende Rolle gespielt haben müssen, dürften sie älter sein als die NNW—SSE bis NNE—SSW streichenden Strukturen. Ausserdem kann FRÄNKEL (1953) nachweisen, dass bereits zur Zeit der Ablagerung der Tillit-Serie (oberstes Algonkium) im Gebiete des Kejser Franz Josefs Fjord Systemes eine quer zur Längserstreckung des Ablagerungsbeckens verlaufende, E—W streichende Senke bestanden hat. Somit bestehen Gründe zur Vermutung, dass die Entstehung der NE—SW verlaufenden Wölbungszonen auf vor-, vermutlich eher frühkaledonische Bewegungen zurückzuführen ist.

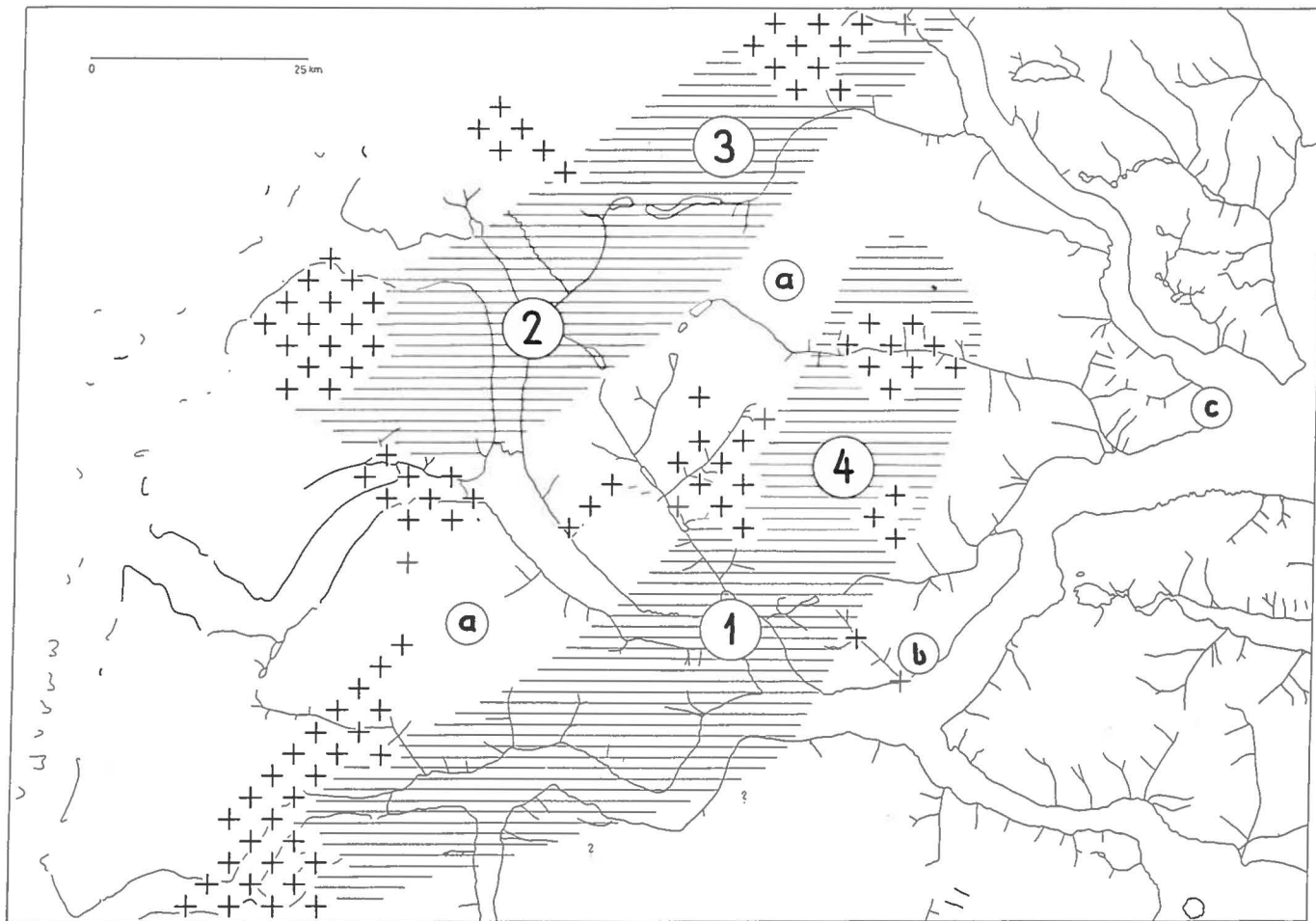


Fig. 56. Axiale Kulminations- und Depressionszonen in Andréas- und Frænkel's Land. Signaturen: horizontal schraffierte Flächen = axiale Kulminationszonen, Kreuzsignatur = spät- bis postorogene Granite.

1 = Renbugten-Aufwölbung, 2 = De Geer-Aufwölbung, 3 = Faust-Aufwölbung, 4 = Lucia-Aufwölbung, a = LaCroix-Depressionszone, b = Depressionsgebiet Junctiondal-Hvidevæggen, c = Depressionsgebiet Kap Weber.

A. Kulminationszonen.

Im Gebiete von Andrées Land, Louise Boyds Land und Fränkels Land zeichnen sich zwei, quer zur Hauptrichtung der Faltenachsen verlaufende Zonen axialer Kulminationen ab; die eine liegt in Nord-Andrées Land und Louise Boyds Land, die zweite verläuft durch Süd-Andrées Land und Ost-Fränkels Land. Vermutlich ist weiter südlich, im Suess Land, eine erneute Zone axialer Kulmination vorhanden.

a. Die Nord-Andrées Land-Kulminationszone.

Der Scheitel der Nord-Andrées Land-Kulminationszone erhebt sich in Richtung ENE aus dem zentralen Louise Boyds Land, streicht über die Nordostecke dieses Landes, dann gegen das innere Eremitdal und taucht im Mündungsgebiet des Nunatakglatschers gegen Osten ab. Die höchste Erhebung der Wölbungszone befindet sich im Gebiete der De Geer-Aufwölbung, also beim Lemminghoved.

Sowohl an der westlichen als auch an der östlichen Flanke dieser SW—NE streichenden Wölbungszone treten im Kontaktgebiet zwischen Kristallin und Sedimenten mächtige Lagergänge und Stöcke von spät- bis postorogenen Graniten auf, so im nordwestlichen Louise Boyds Land (Fig. 57) und am Nunatakglatscher. Weitere Granitintrusionen von geringerer Ausdehnung finden sich am Nordrand der Kulminationszone, im Gebiete nördlich und nordöstlich des Madum Sø (Fig. 56).

b. Die Süd-Andrées Land-Kulminationszone.

Die Süd-Andrées Land-Kulminationszone beginnt im Mündungsgebiet des Nordenskiöld's Gletschers, verläuft durch den innersten Teil des Kejser Franz Josephs Fjordes, über Ättestupan, Niggli Spids zum Margaretatop und von dort durchs oberste Luciadal ins mittlere Grejsdalen, um dann unter den grossen Gletscherplateaus im zentralen Teil von Ost-Andrées Land abzutauchen. Das absolute Achsenhoch der Kulminationszone liegt im Gebiete der Renbugten-Aufwölbung.

Auffallend sind auch hier wieder die an der West- und Ostflanke der Kulminationszone auftretenden, spät- bis postorogenen Granit-areale (Fig. 56). Im Westen liegt die Nordenskiöld's Gletscher-Granit-intrusion, im Osten der Grejsdalen-Granit-Batholith. Aber auch am Nord- und Südrand der Kulminationszone haben sich spät- bis postorogene Granite eingenistet: die Schwarmetagen und Lagergänge in den Djævlekløften und im Jomsborg Dal, sowie die Intrusion im Junctiondal und Luciadal.

Es sei ferner bereits an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass jüngere Störungslinien, wie z. B. die Blomsterbjerg- und Hvidevæggen-Störung



Fig. 57. Flugbild aus dem nordwestlichen Louise Boyds Land, im Vordergrund Gerard de Geer Gletscher. Das Bild zeigt einen Ausschnitt aus dem spät- bis postorogenen Granitareal in der Westflanke der Nord Andrées Land-Kulminationszone. Im Vordergrund rechts verfaltete Sedimente der Petermann-Serie.

durch ihren Verlauf in groben Zügen die Peripherie dieser axialen Kulminationszone in Süd-Andréas Land abzeichnen.

B. Depressionszonen.

Zwischen der Nord- und Süd-Andréas Land-Kulmination liegt ein ausgedehntes Gebiet axialer Depression, die LaCroix-Depression. Sie erstreckt sich in nordöstlicher Richtung durch das zentrale Fränkels Land, streicht durch die LaCroix Berge ins zentrale Andréas Land und ist im Mündungsgebiet des Eremitdals als Achsentief in den Sedimentstrukturen noch immer klar erkennbar. Das absolute Tief dieser Depressionszone liegt im zentralen Fränkels Land; dort befindet sich auch das Wurzelgebiet der LaCroix-Migmatitdecke, die den gesamten westlichen Teil des Depressionsgebietes durchzieht.

Südlich der Süd-Andréas Land-Kulmination lässt sich eine weitere Depressionszone beobachten, deren Erstreckung bis jetzt zwar erst im Gebiete von Süd- und Ost-Andréas Land bekannt ist. Es handelt sich dabei um die Region zwischen Junctiondal und Kap Weber, in der sich einerseits im Gebiete unteres Junctiondal—Hvidevæggen und anderseits im Gebiete Kap Weber ausgesprochene axiale Depressionen abzeichnen (Fig. 56). Einzelheiten finden sich in der Publikation von FRÄNKEL (1953).

Im weiteren Zusammenhang sei ferner auf die Verteilung der vermutlichen Ortho-Amphibolite hingewiesen. Diese halten sich in auffälliger Weise an die Zonen axialer Depressionen, wie z. B. die Amphibolitlinsen in Zentral-Andréas Land und diejenigen östlich von Kap Lapparent, sowie die von FRÄNKEL (1953) festgestellten alvikitischen Kersantite im Gebiete unteres Junctiondal—Hvidevæggen.

C. Gitterstruktur.

Auf Grund der bisherigen Beschreibungen über den Aufbau des kaledonischen Gebirges zwischen dem 73. und 74. nördlichen Breitengrad ergibt sich somit folgendes Bild: SW—NE streichende, grossräumige Wölbungszonen, die vermutlich in einer Vor- oder Frühphase der kaledonischen Orogenese angelegt worden sind, bilden, in bezug auf die NNW—SSE bis NNE—SSW verlaufenden Faltenzüge der kaledonischen Hauptbewegungen, quer streichende Strukturelemente. Sowohl der migmatitische Unterbau als auch der nicht-migmatitische Oberbau sind von diesen beiden Bewegungsphasen betroffen worden. Als Interferenzbild dieser zwei, sich nahezu rechtwinklig überlagernden Bewegungen bietet sich heute im Faltenbau der Kaledoniden eine grossangelegte Gitterstruktur dar.

Bemerkenswert ist die bereits erwähnte, regelmässige Anordnung der Migmatit-Aufwölbungen, die auffälligerweise in den Schnittpunkten von grossen N—S Antiklinalzügen (Hauptantiklinale Nr. 9a, Inka-Antiklinale Nr. 5a) mit den NE—SW streichenden Wölbungszonen liegen. Innerhalb der Depressionszone von Zentral-Andréas Land bilden die beiden N—S Antiklinalen Schwellen.

III. Spät- und postkaledonische Störungslinien.

Unsere Kenntnisse über die spät- und postkaledonischen Geschehnisse im Gebiete der ostgrönländischen Kaledoniden stützen sich zur Hauptsache auf Beobachtungen aus den Devonablagerungen. Leider bestehen im heute aufgeschlossenen Segment keine direkten Zusammenhänge zwischen diesen molasseartigen Ablagerungen und den vielen postkristallinen Bewegungsspuren im zentralen Kristallgebiet. Eine zeitliche Gliederung der zahlreichen, den »Zentralen Metamorphen Komplex« durchziehenden, spät- und postkaledonischen Störungslinien ist daher schwierig; sie lässt sich nur relativ und nicht absolut durchführen.

In dem von uns betrachteten Gebiet nördlich des inneren Keiser Franz Josephs Fjordes lässt sich eine postmetamorphe Emporhebung des Kristallinkomplexes, insbesondere der migmatitischen Aufwölbungen, feststellen. Die Vertikalkräfte haben dabei fertige Gesteinsverbände ergriffen und diese »en bloc« versetzt, was zu einem horstbildenden Aufstieg gewisser Kristallinsegmente geführt hat. Längs den Bewegungsflächen sind Kataklaste und Mylonite entstanden; gleichzeitig ist es auch zur Bildung stark chloritisierter Gesteine gekommen.

A. Störungslinien in Ost-Andréas Land.

Im Sedimentgebiet von Ost-Andréas Land konnte FRÄNKEL (1953) vier grosse Verwerfungslinien ausscheiden, die mit einer Hebung des »Zentralen Metamorphen Komplexes«, resp. einer Absenkung der östlichen Sedimentgebiete, in Zusammenhang stehen. Diese Störungslinien zeigen eine von Westen nach Osten gerichtete zeitliche Abfolge. Die älteste Störung liegt im Westen, die jüngste im Osten. Während wir für die älteren Störungen keine absolute Datierung besitzen, kommt der jüngsten Störung mitteldevonisches Alter zu. Sie schneidet Kap Weber als Bjørne Ø-Verwerfung und gehört in das von BÜTLER ins Mitteldevon gestellte Nordfjord-Störungssystem. Weiter westlich zieht sich als vermutlich ältere Störung von den Hvidevæggen her die Hvide-Störung durch die NW-Seite der Eleonores Bugt ins mittlere Grejsdalen.

Eine parallel zur Hvidevæggen-Störung verlaufende Verwerfung ver-
stellt die Ostflanke des grossen Grejsdalen-Plutons (vgl. Seite 134).

Ein gegenüber der Hvidevæggen-Störung noch ausgeprägteres Ab-
biegen von der NE—SW zur N—S Richtung zeigt die vom oberen Junc-
tionaldal ins Luciadal und mittlere Grejsdalen verlaufende Blomster-
bjerg-Störung. Sowohl die letztere als auch die Hvidevæggen-Störung
folgen offensichtlich der Peripherie der Süd-Andréas Land-Kulminations-
zone. Die Blomsterbjerg-Störung zeigt einen von Norden nach Süden zu-
nehmenden Verwerfungsbetrag. Sie hinterlässt jedoch im Grejsdalen-
Batholithen keine direkten Spuren, sodass die Intrusion desselben jün-
ger sein muss als die Anlage dieser Störung. Für Einzelheiten über den
Verlauf der Störungslinien sei auf die geologische Karte Tf. I, sowie auf
das Struktur-Stereogramm Tf. IV verwiesen.

B. Junctional-Störung.

Als älteste Verwerfungslinie, die sich im Sedimentgebiet auswirkt,
zugleich aber auch in den »Zentralen Metamorphen Komplex« hinein-
zieht, haben wir die Junctional-Störung. In ihrer heutigen Ausbil-
dung erstreckt sie sich von der Mündung des Junctional in einem System
von gestaffelten Scherflächen zum Gauli Gletscher. Dort vereinigt sich
das Staffelsystem zu einer einzigen, ausgeprägten Abgleitfläche, die sich
vom Margaretatop, entlang der gesamten linken Seite des Rendals, hin-
auf ins Gemmedal zieht und dort im nördlichen Nunatakgebiet ausheilt.
Auch hier nimmt der Verwerfungsbetrag von Norden nach Süden zu und
steigert sich besonders im Bereich der stark aktivierten Renbugten-Auf-
wölbung. Längs der von Westen nach Osten mit ca. 40° einfallenden Ab-
gleitflächen dieser Störungszone haben in postkaledonischer Zeit immer
wieder Bewegungen stattgefunden. Vermutlich wurden diese Flächen
auch in jüngerer Zeit noch mehrmals reaktiviert.

Die Entstehung des Staffelbruchsystemes im Junctional ist eng
verbunden mit dem Bau der Renbugten-Aufwölbung, deren Ostflanke
als mächtige, leicht überkippte Stirnfront ausgebaut ist. Durch diese Ost-
vergenz der Gewölbestirne wurden vom Kap Lapparent bis zu den Hvide-
væggen die Gesteinsserien der Eleonore Bay Formation in die tiefe Junc-
tional-Depression zu einer »Schüsselform« zusammengefaltet. Als Folge
dieser »Versenkung« reicht die Metamorphosefront dort bis in den oberen
Teil der Bunten Serie. Zu der Zusammenstauchung der Gesteinsverbände
aus Richtung WSW kommt ein gleichzeitiges Abgleiten dieses Komplexes
vom Süddach der Süd-Andréas Land-Kulminationszone gegen die
Junctional-Depression. Dadurch ist die charakteristische »Einfaltungs-
schüssel« zustande gekommen (vgl. FRÄNKEL, 1953, S. 107). Das Auftre-



Fig. 58. Flugbild des mittleren und oberen Junctiondal mit Gauli Gletscher im Hintergrund. Das Staffelbruchsystem der Junctiondal-Störung ist mit schwarzen Linien eingezeichnet.

ten von Vertikalbewegungen in der umfassenden Kulminationsstruktur, besonders in der migmatitischen Renbugten-Aufwölbung, hat im Randgebiet der »Einfaltungsschüssel« zur Entfaltung zahlreicher Spannkkräfte und zur Bildung der Bruchstaffelung geführt.

Die Scherflächen des Staffelsystemes liegen alle im Bereiche der metamorphen Serien und haben hier ausgeprägte Zonen von Myloniten und Chloritschiefern erzeugt. Die östliche Bruchlinie liegt direkt in der Junctiondalmündung und folgt dann im unteren Teil des Tales der Schlucht. Sie verwirft hier einen leicht metamorphen Verband Bunter Serie gegen einen höher metamorphen Verband oberer Quarzit-Serie bis unterster Bunter Serie. Die Kontaktzone zwischen dem sehr schwach und dem stärker metamorphen Verband wird von einem grauen, mylonitischen Zweiglimmer-Granit ausgefüllt, dessen Intrusion inbezug auf die Bewegung dieser Störung synkinematisch ist (vgl. Seite 120). Im unteren und mittleren Junctiondal zeigt diese Bruchfläche ferner in ihrem Grenzbereich eine teils mehrere Meter mächtige Quarzitbreccie (vgl. Seite 140). Der kleine Sackungsbruch auf der linken Seite der Junctiondalmündung ist jünger und besitzt untergeordnete Bedeutung.

Die übrigen Gleitbrüche des Staffelsystems liegen auf der rechten Seite des Junctiondals und bedingen durch ihr gemässigtes Ostfallen



Fig. 59. Flugbild des Knivbjerg und Westeingang der Djæveklæften. Die Junctional-Störung (schwarze Linie) schneidet in Form einer Mylonitzone scharf durch die geologischen Strukturen. Rechts der Störung Glimmerschiefer und Quarzitschiefer der Eremitdal-Serie (Ostschenkel der Hauptantiklinale Nr. 9a); links, von spät-bis postorogenen Graniten intensiv durchsetzte, metamorphe Quarzit-Serie Nr. 3-6.

weitgehend die Morphologie dieser Talseite. Die Scherflächen versetzen hier Glieder der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 3—6 gegeneinander. Die Verwerfungsbeträge der einzelnen Gleitbrüche belaufen sich auf 100 bis 300 m. Sämtliche Störungslinien sind stark mylonitisch ausgebildet und trennen teilweise verschieden metamorphe Gesteinsverbände (Fig. 58).

Das abschleppende Staffelbruchsystem sammelt sich beim Gauligletscher allmählich zu einer einzigen, unter den Margaretatop und ins Rendal ziehenden Scherfläche. Direkt südlich des Gauligletschers quert dieses komplexe, hier konvergierende Bruchsystem die schwach metamorphe Quarzit-Serie Nr. 1—2 und erzeugt in deren Bereich eine mächtige Breccienlage von grobem Gefüge. Als Komponenten finden sich Glimmerquarzite, Gneisquarzite, Quarzitglimmerschiefer, alles typische Fragmente der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2. Die Grösse der Komponenten liegt meist bei 10—20 cm, kann jedoch bis 40 cm betragen. Am Südfuss des Gauligletschers ist diese Breccie gegen 30 m mächtig (vgl. Seite 141).

Den weiteren Verlauf der Junctional-Störung bildet, wie angedeutet, eine einzige Abgleitfläche, die sich vom Margaretatop bis ins nörd-

lichste Andrées Land verfolgen lässt. Sie zeichnet sich als braun-schwarze Mylonitzone weithin sichtbar ab (Fig. 59). Die Unterlage dieser Abgleitfläche bildet die vorwiegend aus Glimmerschiefern aufgebaute, metamorphe Eremitdal-Serie, welche sich im Ostschenkel der Hauptantiklinale (Bauelement Nr. 9a) vom Kap Lapparent bis zum Spejderhatten verfolgen lässt. Der abgesenkte Ostteil dieser Störungsfläche besteht im Gebiete zwischen Margaretatop und Renbjerg vorwiegend aus Gneis- und Glimmerquarziten der metamorphen Quarzit-Serie Nr. 1—2, sowie auch aus intensiv granitisierten Verbänden. Die spät- bis postkaledonisch intrudierten Granitlagen werden durch diese Fläche gegen Westen scharf abgegrenzt, sodass die Intrusionen hier sicher älter sind. Vielerorts lässt sich nahe der Gleitfläche eine Ruschelung in der granitisierten Serie erkennen. Von der Djævehjørnet bis Renbjerg und auch weiter nördlich am Hjørnet tritt östlich der Gleitfläche noch ein vertikal stehendes Bruchsystem auf, dessen Anlage als Reaktion auf die Schleppung längs der Abgleitfläche zu betrachten ist.

Mit dem Abnehmen des Verwerfungsbetrages und dem Ausheilen der Junctiondal-Störung gegen Norden verringert sich auch das Ausmass der Bewegungsspuren und Diskordanzen.

C. Störungen im Innern des „Zentralen Metamorphen Komplexes“.

Auch im migmatitischen Unterbau finden sich zahlreiche Spuren von Vertikalbewegungen. Doch sind diese Bewegungsspuren innerhalb der migmatitischen Aufwölbungen parakristallin abgebildet, sodass den Bewegungen wohl spät- hingegen kaum postkaledonisches Alter zukommen dürfte. Ein Beispiel hierfür bietet der steil aufgestellte und reduzierte Ostschenkel der eingestauchten Synklinale Nr. 9c an der Jomsborg. Die Reduktion dieses Schenkels, sowie der mineralfacielle Wechsel gegen Osten, ist mit der horstartigen Hebung des migmatitischen Kernteiles der Jomsborg und einer entsprechenden Abschleppung gegen Westen in Verbindung zu bringen. Diese Störung hat im Kristallingefüge hauptsächlich Spuren para-, seltener postkristalliner Bewegungen hinterlassen. Das gesamte Gebiet der Jomsborg wird jedoch von einem Kluftsystem durchzogen, das dem N—S Streichen dieser Störung parallel läuft.

Ein weiteres Beispiel für eine parakristalline Vertikalstörung findet sich an der steilen Fjordwand nördlich des Grifhovedet in Form einer flexurartigen Schleppung der Gneisserien gegen Süden (Fig. 60). Es lässt sich dabei feststellen, dass diese Struktur die direkte Verlängerung der Blomsterbjerg-Störung in den »Zentralen Metamorphen Komplex« hinein abzeichnet. Daraus folgt, dass die Blomsterbjerg-Störung wohl



Fig. 60. Flexurartige Schleppung der Gneisserien nördlich des Grifhovedet, am Küstenprofil Renbugten—Kap Lapparent.

primär durch die Anlage der Süd-Andréas Land-Kulmination bedingt war, dass aber ausserdem zur Zeit ihrer ersten Entwicklung sich das Kerngebiet des »Zentralen Metamorphen Komplexes« noch nicht starr verhalten hatte.

Weitere Bewegungsspuren, die mit der postkaledonischen Hebungphase zusammenhängen, finden wir im Raume der LaCroix-Depression. Dort wurden als Reaktion auf die Hebungstendenz der migmatitischen Aufwölbungen die alten Bewegungszonen, im Norden die Abrutsch- und im Süden die Aufscherfläche (vgl. Seite 165), erneut aktiviert und vermutlich noch mehr ausgeprägt. Ferner sind die durch den Kern des migmatitischen Deckenkomplexes laufenden Mylonitzonen sicher eine Folge der postkaledonischen Vertikalbewegungen; gleiches gilt auch für die diaphthoritische Prägung der umhüllenden Gesteinsverbände.

IV. Zusammenfassung und Betrachtungen zur kaledonischen Orogenese.

A. Ostgrönländischer Ablagerungstrog.

Am Ostrand des grönländischen Schildes bestand vom späten Algonkium bis ins Ordoviciem ein breiter, N—S verlaufender Ablagerungstrog. Im grossen und ganzen waren die Sedimentationsbedingungen im ge-

samten Raum gleichartig. Die über 14.000 m mächtige Sedimentserie zeigt in ihrer Folge einen zweimaligen Wechsel von klastischer zu chemischer Sedimentation.

Das bis jetzt bekannte, stratigraphisch tiefste Glied, die Alpefjord-Serie, besteht zum grössten Teil aus Quarziten und Quarzitschiefern. Erst im obersten Teil der Alpefjord-Serie werden die klastischen Bildungen von einem verhältnismässig geringmächtigen Komplex karbonatischer Sedimente abgelöst. Dieser Verband von wechselnder, vorwiegend kalkiger Zusammensetzung, scheint bereits primär ungleich entwickelt gewesen zu sein und weist, besonders in bezug auf seine Mächtigkeit, starke Schwankungen auf. Noch grösseren Wechsel in Mächtigkeit und Facies zeigt die überlagernde Eremitdal-Serie, die einen kontinuierlichen Übergang von gemischt chemisch-klastischer zu rein klastischer Sedimentation erkennen lässt, wie sie in der pelitisch-psammitischen Quarzit-Serie vorherrscht. In der Bunten Serie beginnt erneut eine Beimengung von karbonatischen Ablagerungen. Sie führt über zu den karbonatischen Sedimenten der Kalk-Dolomit-Serie.

Der zweimalige Übergang von klastischer zu chemischer Sedimentation war wohl nicht lediglich die Folge von Hebungen und Senkungen des Abtragungsgebietes und Ablagerungsraumes, sondern war vermutlich auch durch klimatische Veränderungen bedingt. Klimaänderungen können das Verhältnis zwischen Erosion und Verwitterung weitgehend beeinflussen und daher auf die Reliefenergie und Sedimentation entscheidend einwirken.

Zur Zeit der Tillit-Bildung sind nach FRÄNKEL (1953) eindeutig Änderungen in der Schüttungsrichtung eingetreten. Für die kambrische und ordovicische Zeit wird eine Transgression und ein sich leicht oszillierend senkender Trog mit karbonatischer Sedimentation angenommen. Allerdings hat sich in dem von uns betrachteten Gebiet diese allgemeine Transgression nicht als solche ausgewirkt, da hier das Kambro-Ordovicium beinahe konkordant auf der Tillit-Serie liegt.

B. Präkaledonische Strukturen.

Es ist schwierig, ein Bild von den präkaledonischen Strukturverhältnissen im Gebiete des heutigen Keiser Franz Josephs Fjord Systemes zu entwerfen. Doch wird vermutet, dass die Sedimente der Nuna-takzone eine Randfacies der mächtigen Trogablagerungen darstellen, vgl. HUBER (1950), WENK und HALLER (1953). Andererseits glaubte BACKLUND (1932) im Bereiche des innersten Keiser Franz Josephs Fjordes eine sich N—S erstreckende präkaledonische Schwelle zu erkennen, der er seit präkambrischer Zeit positive Tendenzen zuschrieb. WEGMANN (1935a) interpretierte jedoch diese »Archaische Schwelle« als metamorphes

Grönlandium. In der Publikation von WENK und HALLER (1953), sowie auch in der vorliegenden Arbeit, wird die Ansicht von WEGMANN erneut bestätigt und durch petrographische und tektonische Beschreibungen ergänzt (vgl. den Abschnitt über »Migmatitdecken«, Seite 111).

Mit Sicherheit lässt sich hingegen erkennen, dass im Gebiete des »Zentralen Metamorphen Komplexes« während der kaledonischen Orogenese und auch in späterer Zeit erhebliche epirogenetische Bewegungen (Hebungen, Senkungen) stattgefunden haben. Inwiefern diese bereits in präkaledonischen Zeitepochen gespielt haben, ist schwer zu entscheiden. So könnte z. B. eine tektonische Schwächezone im ostgrönländischen Ablagerungstrog zur Platznahme und Einnistung der kaledonischen Migmatitfront und somit zur Bildung des »Zentralen Metamorphen Komplexes« an dieser Stelle ursächlich beigetragen haben. Vermutlich haben sich auch bei der kontinuierlichen Absenkung, wie sie der ostgrönländische Ablagerungstrog zeigt, die alten Strukturen des archaischen Untergrundes irgendwie auf die Schwellen- und Beckenbildung im Sedimentationsraum ausgewirkt.

C. Phasen der kaledonischen Orogenese.

Die ostgrönländischen Kaledoniden sind in ihrer Ausbildung und Entwicklung ein ausgeprägtes Migmatit-Gebirge mit migmatitischem Unterbau und nicht-migmatitischem Oberbau. Im folgenden soll versucht werden, auf Grund der im petrographischen und tektonischen Teil der Arbeit beschriebenen Verhältnisse, die Entwicklungsphasen dieses Orogensegmentes zu rekonstruieren. Im Zusammenhang sei dabei auch auf die grundlegende Arbeit von WEGMANN »Zur Deutung der Migmatite« (1935b) verwiesen.

a. Frühphase mit E-W streichenden Wölbungszonen.

Die kaledonische Orogenese hat vermutlich mit der Aktivierung des alten Grundgebirgssockels begonnen. Dieser war in seinen Innerm sicher aus Zonen von Graniten, Gneissen und anderen kristallinen Gesteinen aufgebaut, die auf den Aktivierungsprozess verschieden reagierten. Dadurch sind Zonen von wechselnder Beweglichkeit entstanden. Bereits WEGMANN (1935a, S. 39) hat die den N—S streichenden Faltenbau durchkreuzenden E—W Strukturen als »rejuvenation of the old basement« aufgefasst.

Da die ausgedehnten, NE—SW verlaufenden Wölbungszonen einer vor- bis frühkaledonischen Bewegungsphase angehören dürften, besteht Grund zur Annahme, dass diese grosstektonischen Querstrukturen ihre

Streichrichtung vom Innenbau des alten Sockels übernommen haben. Sie besitzen für die Gliederung und den Aufbau des »Zentralen Metamorphen Komplexes« grosse Bedeutung, denn trotz ihrer scheinbar sekundären Stellung sind sie doch gleichsam die Grundbauklötze des Gebirges. Ihre SW—NE streichenden Scheitel stehen quer zur Längserstreckung des kaledonischen Küstengebirges.

b. Hauptfaltungsphase mit N-S Strukturen und Aufstieg der Migmatitfront.

Die Hauptphase der kaledonischen Faltung in Nordost-Grönland lässt sich nicht genau datieren, da man im heute aufgeschlossenen Segment bis jetzt noch keine synorogenen Ablagerungen finden konnte.

Im »Zentralen Metamorphen Komplex« erweisen sich die im geologischen Bau zum Ausdruck kommenden Bewegungen in bezug auf die meisten Gesteinskomponenten als prä- oder parakristallin. — Andererseits treten aber auch postkristalline Bewegungsspuren in Form von Mylonitzonen auf, besonders in den Randgebieten des »Zentralen Metamorphen Komplexes«. Die postkristallinen Bewegungen haben nach der Verfestigung der Migmatite stattgefunden und dürften zeitlich bereits ins Devon fallen.

Auf Grund der als prä- bis parakristallin nachgewiesenen Bewegungen darf man in groben Zügen mit dem Aufstieg der Migmatitfront im Verlaufe der kaledonischen Hauptfaltungsphase rechnen (WEGMANN, 1935b und BACKLUND, 1936). In Verbindung damit ist es in den tieferen Gesteinsverbänden zu einer durchgreifenden Granitisierung und im Deckgebirge zu den beschriebenen Metamorphoseerscheinungen gekommen. Dabei haben sich die migmatitischen Aufbeulungen, verbunden mit einem »Aufquellen« und »Ausquellen« einzelner Migmatitkörper, entwickelt. Während auf diese Weise der plastische Untergrund in weitgehend selbständige Fliessfalten gelegt wurde, hat der wenig metamorphe bis unveränderte Oberbau durch diese »Verbeulungen« nur eine schwache Aufaltung erfahren.

Die Strukturen der Hauptfaltungsphase streichen generell in N—S Richtung. Unterbau und Oberbau sind homoaxial verfaltet, was darauf hinweist, dass neben den vorwiegend vertikal gerichteten Bewegungen auch einheitliche Tangentialschübe wirksam waren. Doch ist die dadurch entstandene Verkürzung des Orogensegmentes sehr gering.

c. Spätphase mit Granitintrusionen.

Im Kapitel über die Granite und Mischgesteine konnte eine Gruppe von spät- bis postorogenen Graniten ausgeschieden werden. Diese treten

in auffallender Weise vorwiegend in den Randgebieten des »Zentralen Metamorphen Komplexes« auf, hauptsächlich in der Abscherungszone zwischen Oberbau und Unterbau. Im petrochemischen Teil ist ausserdem gezeigt worden, dass die spät- bis postorogenen Granite im genetischen Zusammenhang mit den synorogenen Granit- und Migmatitkörpern stehen.

Den Abschluss der kaledonischen Orogenese muss somit eine Spätphase mit Granitintrusionen gebildet haben. Gleichzeitig dürfte auch die erwähnte »Emporhebung« des zentralen Kristallgebietes eingesetzt haben und die ersten postmetamorphen Störungslinien angelegt worden sein. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte nicht entschieden werden, ob die im Randgebiet des »Zentralen Metamorphen Komplexes« auftretenden postorogenen Granite schon mit den Devon-Graniten der Küstenzone zusammenhängen (vgl. RITTMANN, 1940).

D. Postkaledonische Bewegungen.

Für das Gebiet der ostgrönländischen Kaledoniden wird vom mittleren Devon bis ins Perm eine Festlandperiode angenommen. Das Gebirge war erodiert worden und die Abtragungsprodukte wurden als mächtige Lagen von Konglomeraten, Arkosen und Sandsteinen in den weiten Innensenken des Gebirges abgelagert. Gleichzeitig hat sich zwischen Liverpool Land, Gauss Halvø und »Zentralem Metamorphen Komplex« ein grosses Senkungsgebiet entwickelt, das KOCH (1935) als Königsbucht bezeichnet hat. Die Anlage dieser Einmuldung scheint im Zusammenhang zu stehen mit der Vor- bis Frühphase der kaledonischen Orogenese.

Die meisten Kenntnisse über die postkaledonischen Vorgänge stützen sich auf Untersuchungen der molasseartigen Einlagerungen in diesem Senkungsgebiet. Leider bestehen im heute aufgeschlossenen Segment keine direkten Verbindungen zwischen dem »Zentralen Metamorphen Komplex« und den postkaledonischen Ablagerungen, sodass man wohl einerseits in der Königsbucht zahlreiche Bewegungsphasen analysieren und datieren kann und anderseits im »Zentralen Metamorphen Komplex« die verschiedenen postkristallinen Bewegungsspuren kennt, aber sie nur hypothetisch zueinander in Verbindung setzen kann.

Die detaillierten Studien BUETLER's über die molasseartigen Ablagerungen der Königsbucht lassen für die devonisch-carbonische Zeit verschiedene Bewegungsphasen erkennen. Bei diesen spätkaledonischen bis herzynischen Bewegungen handelt es sich insbesondere um eine Pressung von Osten. Der kaledonische Untergrund muss dabei als teilweise mobil angenommen werden. Ferner dürfte auch der »Zentrale Metamorphe Komplex« am Zusammenschub des Devonbeckens aktiv beteiligt gewe-

sen sein. Die devonisch-carbonische Festlandperiode wird durch eine weitgreifende mittelpermische Transgression abgeschlossen, der im Senkungsgebiet der Königsbucht starke Störungen vorangehen. Seit dem obersten Devon zeichnet sich in der äusseren Fjordzone eine grossangelegte, N—S verlaufende Hauptverwerfung ab (Koch'sche Linie), die sich in der folgenden Zeit längs der Küstenregion zu einer Staffelbruchzone (antithetische Schollentreppe) entwickelt hat.

Epirogenetische Vorgänge können an der ostgrönländischen Küste wieder in jüngerer Zeit, an der Wende Tertiär-Quartär festgestellt werden. Im Zusammenhang mit den gewaltigen tertiären Basaltergüssen längs der oben erwähnten, postdevonischen Störungslinie und Staffelbruchzone steht eine allgemeine Hebung des Gebietes.

Im gesamten »Zentralen Metamorphen Komplex« sind die Spuren postdevonischer Bewegungen sehr selten und einzig durch mesozoische bis postbasaltische Mylonitzonen belegt. Bei dieser Gelegenheit kann noch auf die präglaziale Überhöhung der Staunings Alper, sowie auch auf die Spuren jüngster Landhebung im Kejser Franz Josephs Fjord System hingewiesen werden.

Im Gesamtbild lässt sich erkennen, dass das ostgrönländische Küstengebirge mit Ausnahme seines Küstenvorlandes seit der kaledonischen Faltung von keiner durchgreifenden Orogenphase mehr betroffen worden ist. Die herzynischen und alpinen Bewegungen haben sich einzig im Küstengebiet durch die Anlage einer Bruchzone und durch Reaktivierung derselben ausgewirkt. Der »Zentrale Metamorphe Komplex«, als Kern des kaledonischen Gebirges zwischen dem Scoresby Sund und dem Kejser Franz Josephs Fjord System, ist jedoch von postkaledonischen Bewegungen weitgehend verschont geblieben.

SUMMARY

The area discussed in this study, is situated in the innermost part of Kejser Franz Josephs Fjord (NE-Greenland). It was surveyed by the writer from August 1949 to August 1950 (western part of Andrées Land) and in July—August 1951 (central and eastern part of Fränkels Land). The whole area explored is built up of crystalline rocks (granite, gneiss, schists, quartzite, marble). This crystalline complex is well developed in the inner fjord region of East-Greenland and shows a vast extension in a north-south direction. It has been termed the "Central Metamorphic Complex" by British explorers (WORDIE, 1930) who regarded it as the Archaean basement of the eastern adjoining sediments of the upper Algonkian Eleonore Bay Formation (Groenlandium), and as the basement also of the western adjoining Petermann Series of similar age. KOCH (1929, 1935). BACKLUND (1930, 1932) and WEGMANN (1935), however, interpreted the "Central Metamorphic Complex" as the central part of the East-Greenlandic Caledonian mountain-range. The dispute as to the age of the "Central Metamorphic Complex" is, as far as the region of Kejser Franz Josephs Fjord is concerned, finally solved by the present study, which shows that several stratigraphical subdivisions, recognised in the Eleonore Bay Formation, can be traced also in the gneisses, schists and marbles of the "Central Metamorphic Complex". The crystalline rocks of sedimentary origin represent members of the Groenlandium, metamorphosed and metasomatically altered during the Caledonian Orogeny.

The stratigraphically deepest parts of the "Central Metamorphic Complex", correlated with the Eleonore Bay Formation sediments, viz. our Marble Series and Maalebjerg Series, are equivalents of FRÄNKEL's (1951) Alpefjord Series, stages p) and q) (limestone-pelite group) and stages n) and o) (quartzite-slate group) resp. The next higher para-schists determined, represent the metamorphic equivalents of the Eremitdal Series, found in the Eleonore Bay Formation by FRÄNKEL (1953), and also recognised, in low-grade metamorphic form, in the Petermann Series (WENK and HALLER, 1953). These strata increase in thick-

ness from east to west. The metamorphic equivalents of the Eremitdal Series consist of schistose, garnetiferous, pelitic-psammitic rocks, which in zones of strong differential movements are also cyanite bearing. Locally layers and lenses of amphibolite alternate with the schists of the Eremitdal Series. There are definite grades of metamorphism and there is evidence for contact-metamorphism during the folding, which often produced disharmonic structures.

The metamorphic equivalents of the Quartzite Series Nos. 1—2 consist of quartzite, mica-quartzite, feldspar-quartzite to quartzose gneiss and show a uniform development, similar to that found in the non-metamorphic Eleonore Bay Formation.

Metamorphic sediments corresponding to the Quartzite Series Nos. 3—6, the Multicoloured Series and the Limestone-Dolomite Series, are rare in the area explored.

Granites and migmatites form the infra-structure of the metamorphic sediments of the Groenlandium and occur also in intrusive relationship, within the sedimentary cover. The best example for the first type is afforded by the conformable, dome-like structure of Renbugten and Niggli Spids (see fig. 22). Here, the basal, white quartz-monzonite, emerging in the central part of the culmination, is overlain by a thin dark-coloured "front", rich in ferromagnesian minerals, which is covered again by light-gray augengneisses, rich in mica, and by streaky porphyritic granitic rocks with lenses of para-gneiss. The shell-structured granitic complex underlies conformably the metamorphic sediments of the upper Alpefjord Series. It represents a syntectonic intrusion in which parts of the pre-existing upper-Algonkian sediments are included. Related syntectonic granites and more commonly, migmatites form concordant smaller bodies and even nappe-like sheets (see table II).

Younger than these are the late-tectonic to post-tectonic, more homogenous, granite intrusions which are found as sheets and stocks of various size within the metamorphic sediments. The youngest of the granite intrusions is the large Grejsdalen batholith (see fig. 36).

As far as chemical composition is concerned, the syntectonic granites appear to be related to the late- to post-tectonic types. The younger generation is, however, richer in silica and potash (see fig. 45).

The upper-Algonkian sediments of the fjord region of East-Greenland were folded and — within the "Central Metamorphic Complex" — metamorphosed during the Caledonian orogeny. Both processes were accompanied and followed by the ascent of granitic solutions.

In structure the East-Greenlandic Caledonian mountain-range represents the proto-type of an orogene with a plastically and intensively folded, migmatitic infra-structure of predominantly granitic composition and with a moderately folded rigid supra-structure, consisting

of non-metamorphic and metamorphic sediments. As a consequence of the unequal behaviour of the two parts, disharmonic folding is quite common in the transitional zone.

In the region north of the Kejser Franz Josefs Fjord the "Central Metamorphic Complex" shows four typical dome-like structures. They represent centres of intensive metasomatic replacement and granitisation. The zones of different grade of metamorphism are concentric with the shell-like structure of the granitic-migmatitic domes. It is rather difficult to understand the kinematic development of the migmatite swellings. We have to deal with independent flow-movements of the mobile infra-structure on a regional scale. Essential for these predominantly vertical movements must have been the "up-swelling" of the migmatite bodies, caused by the considerable increase in volume during the granitisation. Indeed, a considerable part of the migmatite bodies is composed of added material (neosome), permeating the pre-existing hostrock (palaeosome). In this way the volume increase effected the uplifts of the sedimentary cover. Connected with the rise of the migmatite bodies were lateral flow-movements which effected peculiar mushroom-folds. The fluidal, migmatitic infra-structure was, however, also affected by the regional tangential compression, producing mainly north-south, homoaxial, folds of the infra-structure and of the sedimentary cover. The long-extended, simple folds show along their north-south extension axial culminations und depressions (see fig. 56). The axial highs of the various structures are arranged in definite, northeast-southwest zones, giving the impression of a pattern of crossed folds. It appears that the cross-structures played a decisive rôle during the development of the migmatitic infra-structure, particularly of the dome-like swellings. Accordingly the author considers the northeast-southwest zones of axial culminations and depressions as being older than the north-south structures of the main Caledonian folding. Probably the northeast-southwest structures developed in pre-Caledonian or early-Caledonian times.

The conclusions regarding the late-Caledonian to post-Caledonian development rely upon the studies made in the Devonian areas. Unfortunately no direct connection between these Palaeozoic deposits and the "Central Metamorphe Complex" exists. Therefore only a relative sequence can be given of the post-tectonic movements.

In the area discussed a post-metamorphic uplift of the crystalline complex is generally observed. Vertical movements separated several blocks and effected the horst-like uplift of some crystalline segments. The resulting fault-zones are characterised by cataclastic and mylonitic rocks.

FRÄNKEL (1953) distinguished in the eastern part of Andrées Land four different dislocation-lines. The oldest ones occur in the west, the

youngest in the east. While the older dislocations cannot be dated absolutely, a middle-Devonian age is ascertained for the youngest one.

The well-known Junctional-line is the oldest late-Caledonic to post-Caledonic dislocation and affects the sediments of the Eleonore Bay Formation as well as the "Central Metamorphic Complex". It can be followed from the mouth of Junctional in northwest direction, and as a system of parallel shear-planes, as far as Gauligletscher. There the individual shear-planes are united again in one important dislocation-line which can be traced, along the eastern side of Rendalen as far as the nunatak region. The throw of the dislocation-line decreases from north to south.

Also in the migmatitic infra-structure numerous traces of faulting and shearing can be observed which appear to be of late-Caledonian age.

For the translation of this summary the writer is indebted to Prof. Dr. EDUARD WENK, JOHN COWIE and PETER ADAMS.

LITERATURVERZEICHNIS

M. o. G. = Meddelelser om Grønland

- BACKLUND, H. G. 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland, M.o.G. Bd. 74, XI, København.
- 1932. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph Fjord, M.o.G. Bd. 87, Nr. 4, København.
- 1936. Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen, Bull. com. géol. Finl. Nr. 115, Helsinki.
- BOYD, L. A. 1935. The Fjord Region of East Greenland, Franz Joseph Fjord and vicinity, Americ. Geogr. Soc. Special Publ. Nr. 18, New York.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. 1945. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, I. Hauptteil: Die Ophiolithe, Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen, Berechnungsmethoden, Publ. der Stiftung »Vulkaninstitut Immanuel Friedländer«, Zürich.
- BÜTLER, H. C. H. 1940. Übersicht über die devonischen Bildungen nördlich des Davysunpes in Ostgrønland, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XVI, Nr. 5, Schaffhausen, (Herausgegeben Okt. 1939).
- 1948. Die Westgrenze des Devons am Kejser Franz Josephs Fjord in Ostgrønland, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XXII, 1947/48, Schaffhausen.
- EHA, S. 1953. The pre-Devonian Sediments on Ymers Ø, Suess Land, and Ella Ø (East Greenland) and their Tectonics, M.o.G. Bd. III, Nr. 2, København.
- FRÄNKEL, 1951. Die untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord, M.o.G. Bd. 151, Nr. 6, København.
- 1953. Geologische Untersuchungen in Ost-Andréas Land (NE-Grønland), M.o.G. Bd. 113, Nr. 4, København.
- HUBER, W. 1950. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der innern Fjord-region des Kejser Franz Josephs Fjordsystemes in Nordostgrønland, M.o.G. Bd. 151 Nr. 3, Nr. 3, København.
- KATZ, H. R. 1952. Zur Geologie von Strindbergs Land (NE-Grønland), M.o.G. Bd. 111, Nr. 1, København.
- KOCH, L. 1929. The Geology of East Greenland, M.o.G. Bd. LXXIII, København.
- 1935. Geologie von Grønland, in Geologie der Erde, Verlag Gebr. Bornträger, Berlin.
- 1936. Über den Bau Grønlands, Geol. Rundschau, Bd. XXVII, Heft 1, Stuttgart.
- LENZ, O. 1874. Spezielle Darstellung der geologischen Verhältnisse Ostgrønlands, in Die zweite deutsche Nordpolarfahrt in den Jahren 1869 und 1870 unter Führung des Kapitäns Koldewey, Vol. II, Seiten 481—496, Leipzig.
- MITTELHOLZER, A. E. 1941. Die Kristallingebiete von Clavering-Ø und Payer Land (Ostgrønland), M.o.G. Bd. 114, Nr. 8, København.

- NATHORST, A. G. 1901. Bidrag til Nordöstra Grönlands Geologi, Geol. Förenin. Förhandl. Bd. 23, Stockholm.
- NIGGLI, P. 1936a. Über Molekularnormen zur Gesteinsbestimmung, Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16, Zürich.
- 1936b. Die Magmentypen, Schweiz, Min. Petr. Mitt. Bd. 16, Zürich.
- ODELL, N. E. 1939. The Structure of the Keiser Franz Josefs Fjord Region, North-East Greenland, M.o.G. Bd. 119, Nr. 6, København.
- 1944. The Petrography of the Franz Josef Fjord Region, North-East Greenland, in Relation to its Structure: A Study in Regional Metamorphism, Transactions of the Royal Soc. of Edinburgh, Vol. LXI, Part I, Nr. 8, Edinburgh.
- PARKINSON, M. M. L. und WHITTARD, W. F. 1932. The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland in 1929, Quart. Journal of the Geol. Soc. London, Vol. 87, Part I, London.
- REINHARD, M. und WENK, E. 1951. Geology of the Colony of North Borneo. Geol. Survey Dep. of the British Territories in Borneo. Bulletin Nr. 1. London.
- REYNOLDS, D. L. 1947. The association of basic fronts with granitisation. Science Progress. Vol. 35. Nr. 138. London.
- RIITMANN, A. 1940. Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland, M.o.G. Bd. 115, Nr. 1, København.
- 1940. Der Jungpaläozoische Vulkanismus in Ost-Grönland, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XVI, Nr. 8, Schaffhausen (Herausgegeben Okt. 1939).
- TEICHERT, C. 1933. Untersuchungen zum Bau des Kaledonischen Gebirges in Ostgrönland, M.o.G. Bd. 95, Nr. 1, København.
- WEGMANN, C. E. 1935a. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land (North-East Greenland), M.o.G. Bd. 103, Nr. 3, København.
- 1935b. Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau, Bd. XXVI, Heft 5, Stuttgart.
- 1940. Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands, Mitt. Naturf. Ges. Schaffh. Bd. XVI, Nr. 4, Schaffhausen (Herausgegeben Okt. 1939).
- WENK, E. und HALLER, J. 1953. Geological Explorations in the Petermann Region, western part of Frækels Land, M.o.G. Bd. 111 Nr. 3, København.
- WISEMAN, J. D. H. 1932. A Contribution to the Petrology of the Metamorphic Rocks of East Greenland, Quart. Journal of the Geol. Soc. London, Vol. 88, Part I, London.
- WORDIE, J. M. und WHITTARD, W. F. 1930. A Contribution to the Geology of the Country between Petermann Peak and Kerulf Fjord, East Greenland, Geol. Mag. Vol. LXVII, London.

TAFELN

Tafel I.

Geologische Karte von West-Andrées Land und Ost-Fränkels Land. Masstab
1 : 250.000.

Die Darstellung des Sedimentgebietes ist den geologischen Karten von ЕНА
(1953) und FRÄNKEL (1953) entnommen (vgl. Seite 15).

Geologische Karte von Andrees Land und Ost-Fränkels Land (NE-Grönland).

1:250 000

MEDD. OM GRÖNL. Bd. 113, Nr. 5. [JOHN HALLER]. 27°

26°

TAFEL I.

LEGENDE zu TAFEL I

Nicht metamorphe Sedimente der Eleonore Bay Formation (Grönlandium)

- Tillit-Serie
- Kalk-Dolomit-Serie
- Bunte Serie
- Quarzit-Serie Nr. 3-6
- Quarzit-Serie Nr. 1-2
- Eremitdal-Serie

Quartär

- Quartär

Synorogene Granite und Mischgesteine

- Granit bis Monzonitgranit
- Granodiorit
- Kalifeldspat-Augengneis
- Migmatitgneisse, vorwiegend
granitisches Material

Metamorphe Sedimente der Eleonore Bay Formation (Grönlandium)

- met. Kalk-Dolomit-Serie
- met. Bunte Serie
- met. Quarzit-Serie Nr. 3-6
- met. Quarzit-Serie Nr. 1-2
- met. Eremitdal-Serie
- Marmor-Serie
- Målebjerget-Serie

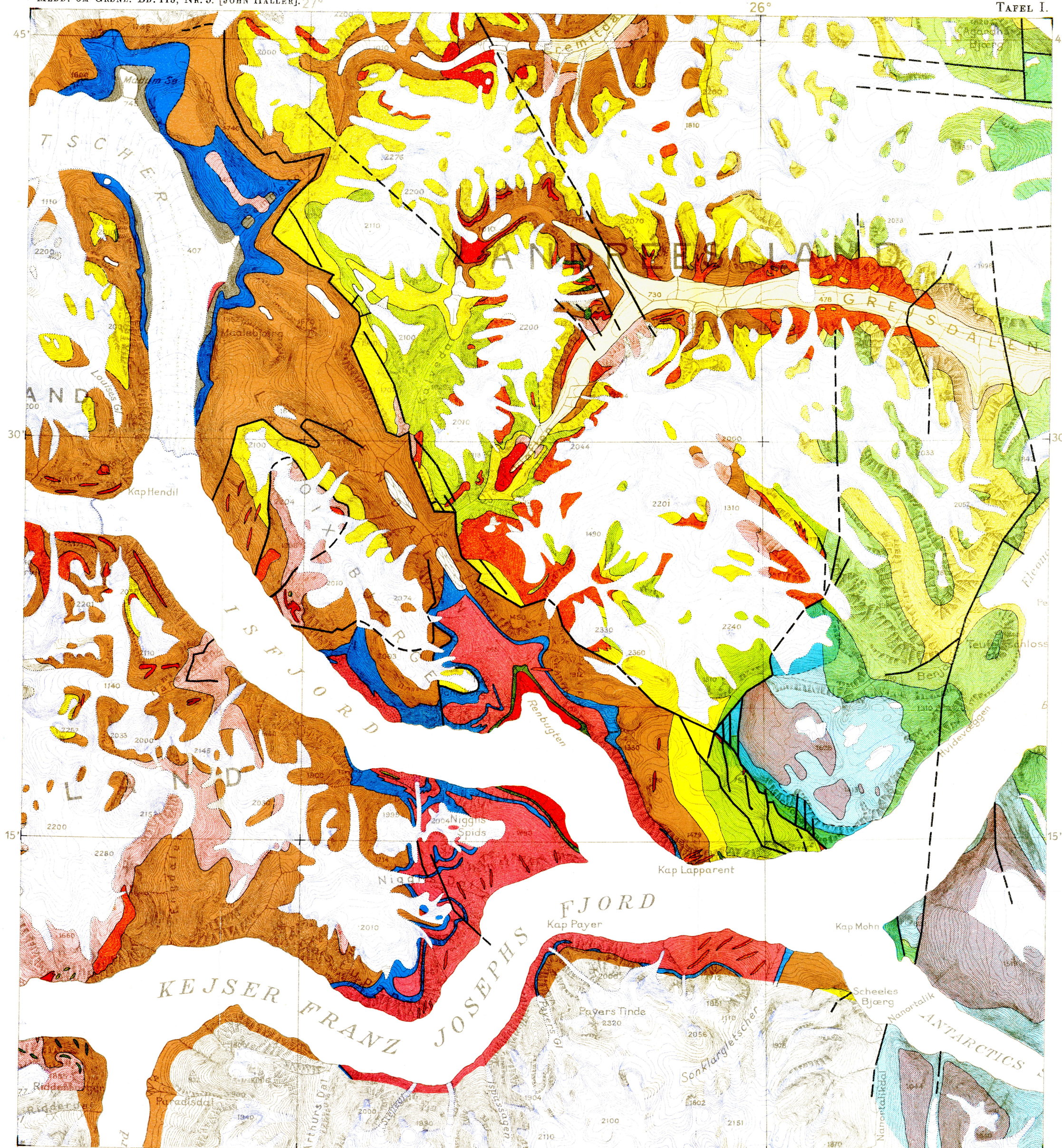
Spät- bis postorogene Granite

- Granit (vorw. Mikroklinggranit)
- Aplite, Pegmatite, Quarzgänge

Amphibolite

- Para-, Ortho-Amphibolite und
verwandte basische Gesteine

Brüche, Verwerfungen,
Scherflächen, Mylonitzonen.



27° V. F. Greenwich 26°

Kilometer 1 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 25 Kilometer

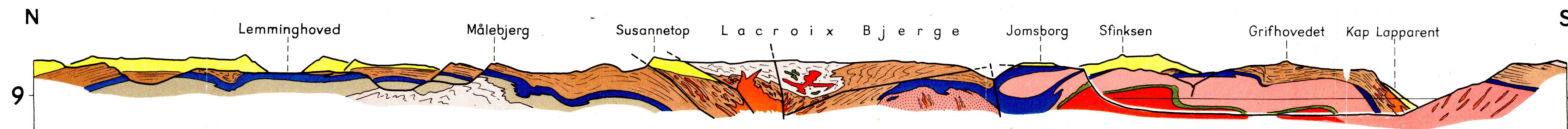
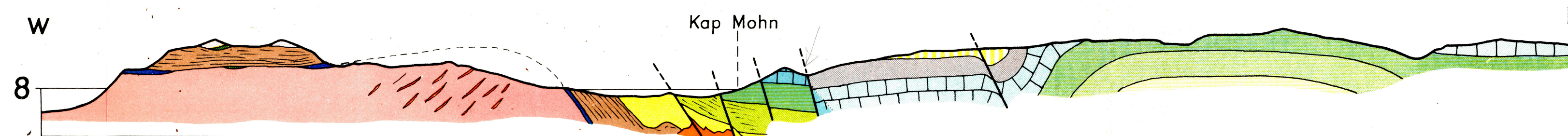
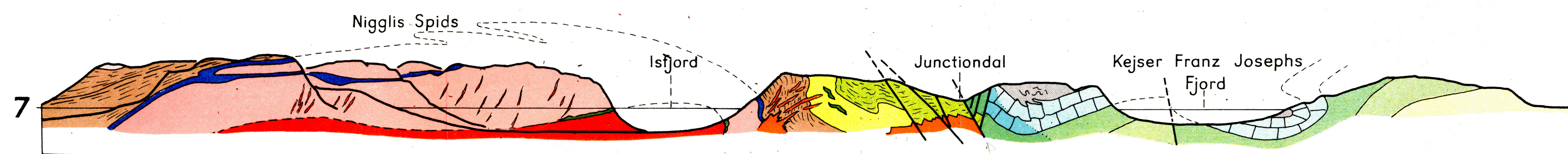
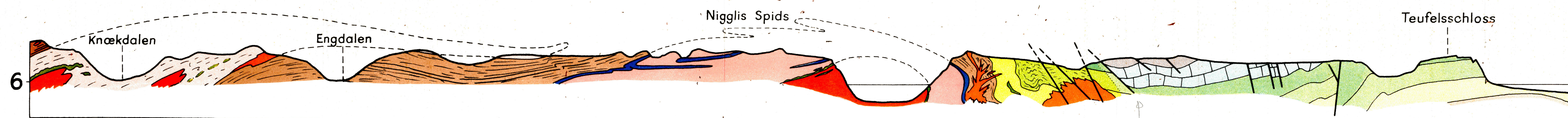
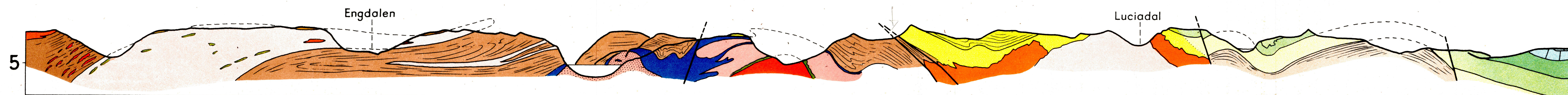
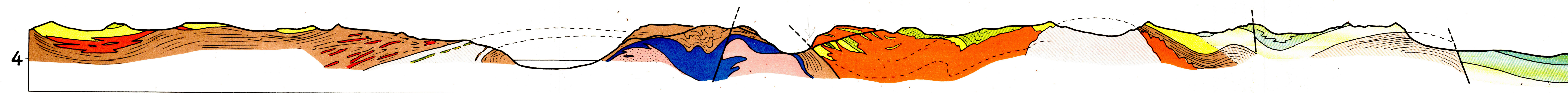
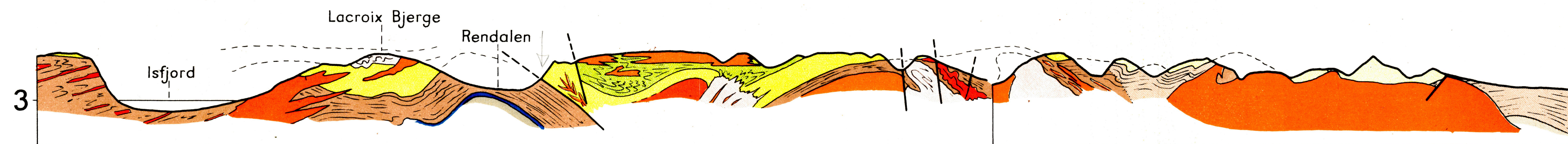
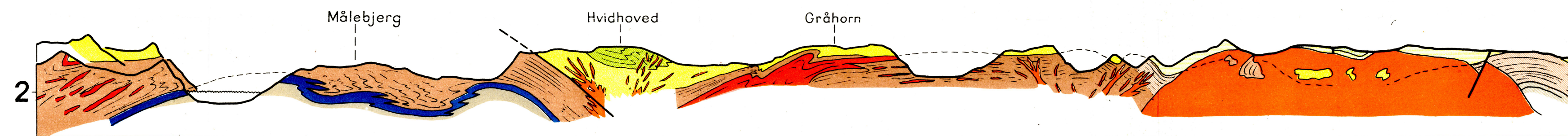
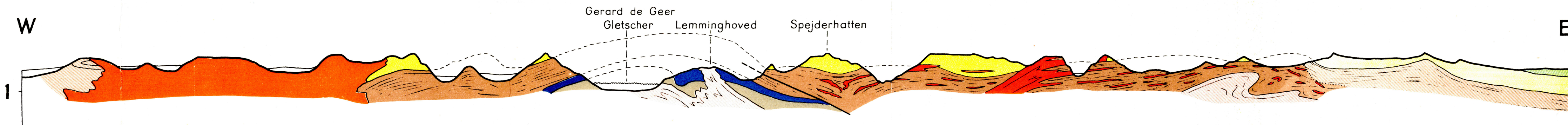
1 Millimeter = 250 Meter

Geodætisk Institut, København 1953

Tafel II.

Geologische Profile durch Andrées Land und Ost-Fränkels Land. Masstab 1 : 150.000.

Die Schnitte durch das Sedimentgebiet von Ost-Andrées Land und West-Ymers Ø sind von E. FRÄNKEL, bzw. S. EHA übernommen. Die Fjordtiefen wurden auf Grund der von L. A. BOYD (1935) publizierten Resultate von Echolotungen im Keiser Franz Josephs Fjordsystem eingezeichnet.



Nr 1-8 Querprofile
Nr. 9 Längsprofil

Geologische Profile durch
ANDRÉES LAND UND OST-FRÆNKELS LAND

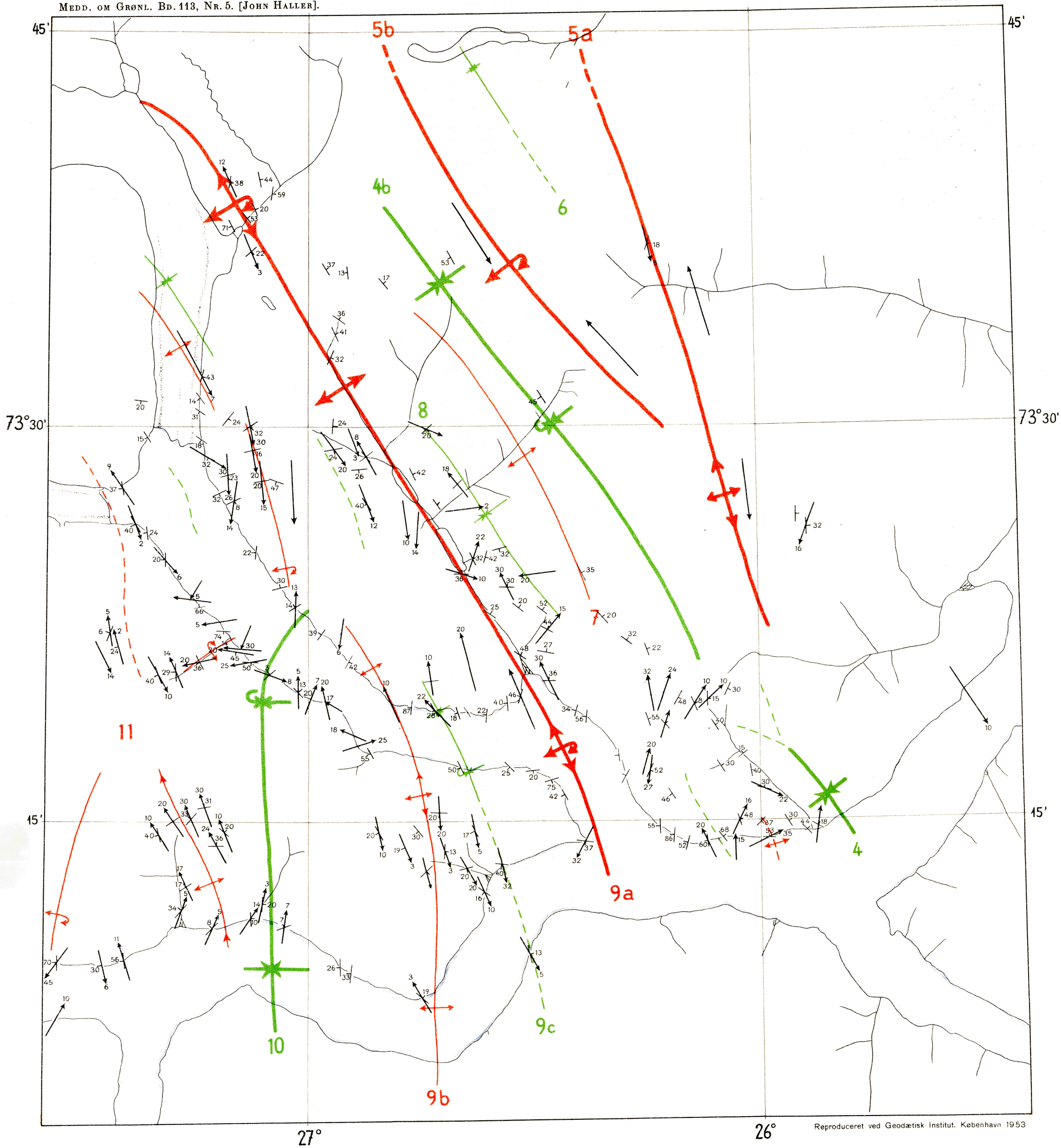
1:150,000



Brüche, Verwerfungen,
Scherflächen, Mylonitonen

Tafel III.

Strukturkarte von West-Andréas Land und Ost-Fränkels Land. Masstab
1 : 250.000.



Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1953

— Streichen und Fallen der S-Flächen
 5 Achse der Kleinfalten, Richtung der linearen Paralleltexur
 Achse von Mittel- bis Grossfalten (mit axialem Gefälle)

FALTENELEMENTE:

4=Westliche Synklinale, 4b=Djævlekløften-Synklinale, 5a=Inka-Antiklinale, 5b=Gråhorn-Antiklinale, 6=Faust Söen-Antiklinale, 7=Phynolds-borg-Antiklinale, 8=Kalvedal-Synklinale, 9a=Hauptantiklinale, 9b=Kap Madeleine-Antiklinale, 9c=Jomsborg-Synklinale, 10=Kløftdalen-Synklinale, 11=Antiklinalelemente in Zentral Frønkels Land und Ost-Louise Boyds Land

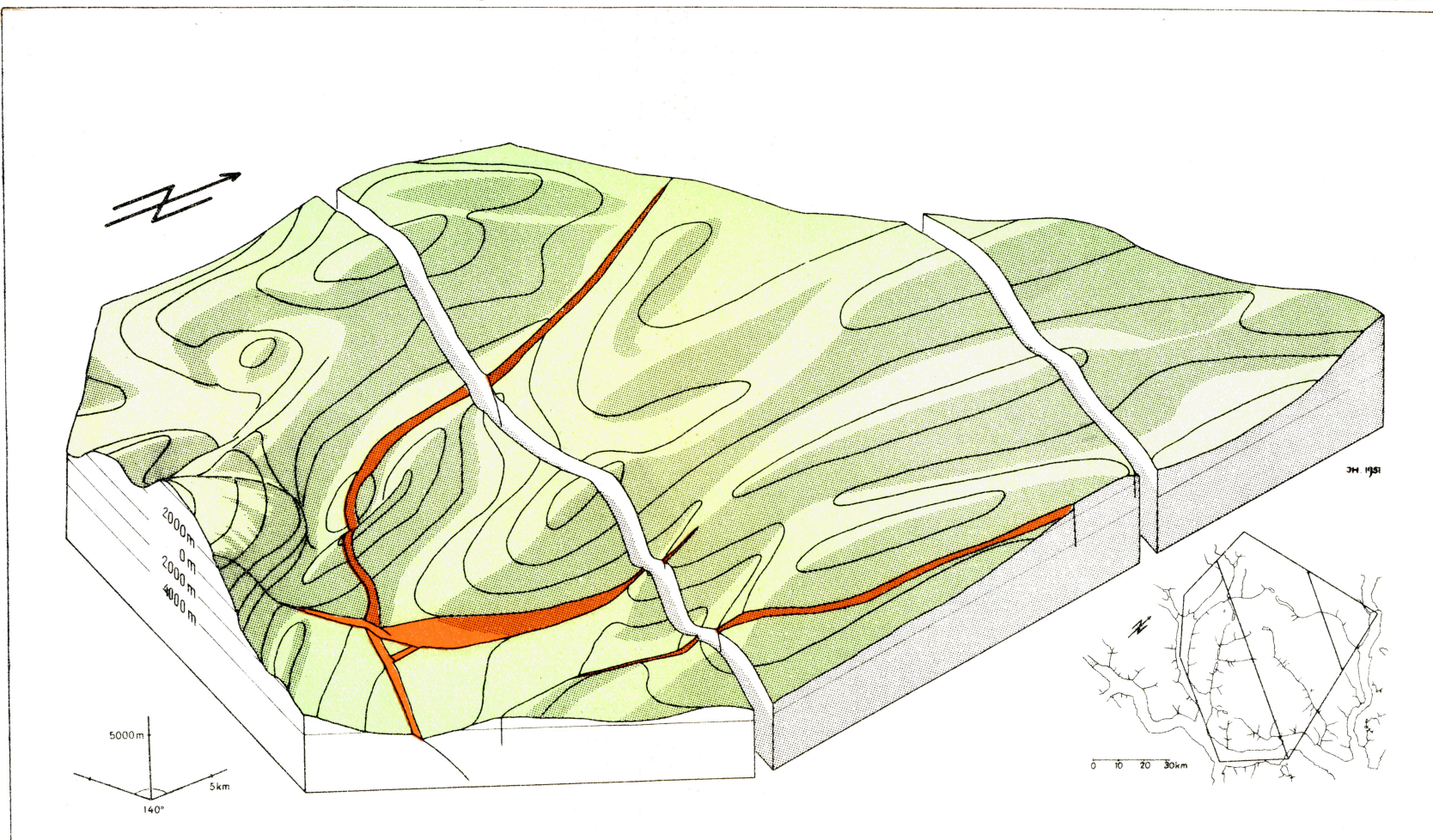
ANTIKLINALEN

asymmetrisch (kürzerer Pfeil kennzeichnet steileren Schenkel)
 überkippter N-Schenkel
 axiale Kulmination
 genauer Verlauf unsicher

SYNKINALEN

Tafel IV.

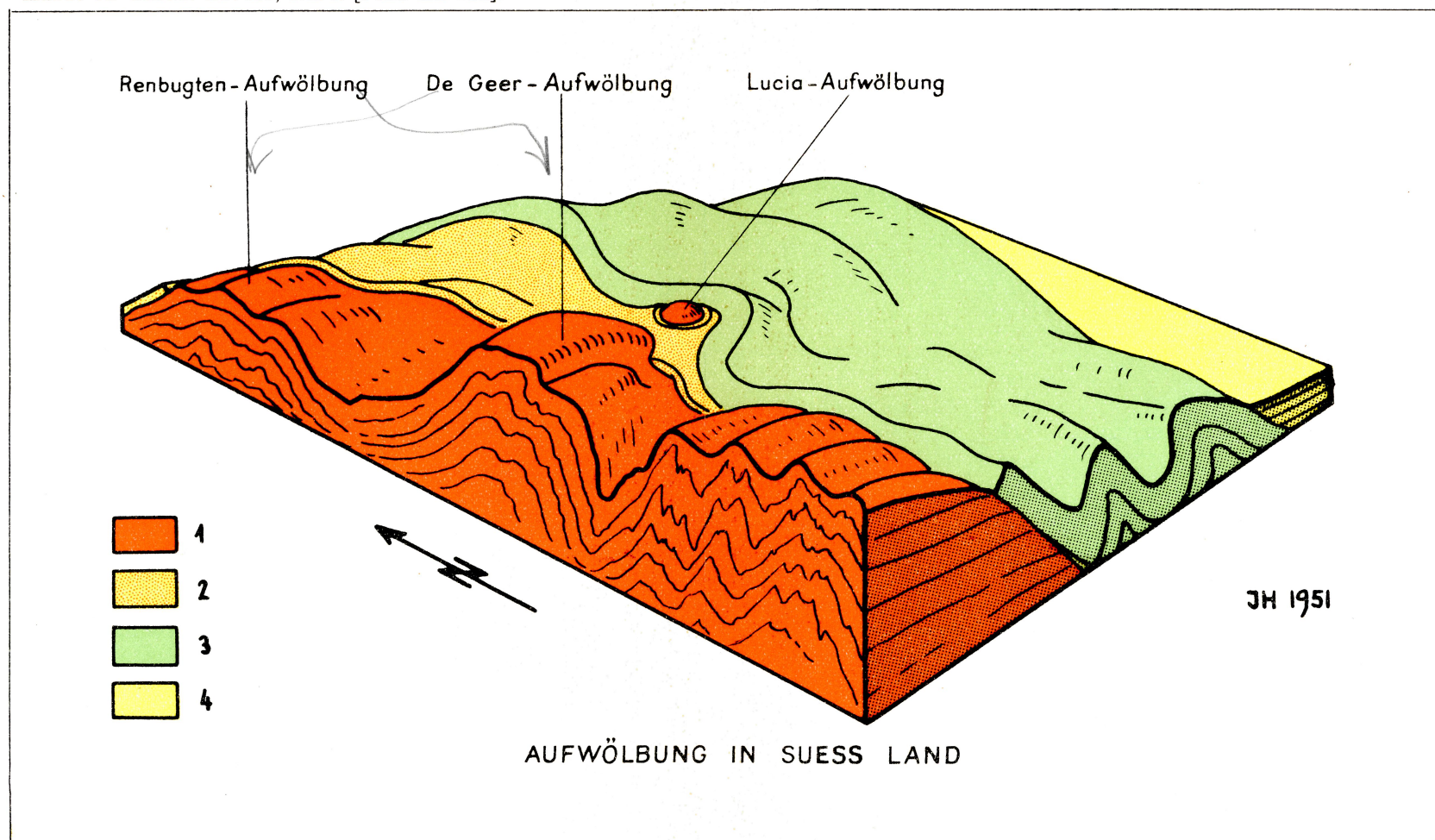
Struktur-Sterogramm von Andrées Land. Die Höhenkurven beziehen sich auf die Basis der Eremitdal-Serie. Aequidistanz 1000 m.



Tafel V.

Schematisches Stereogramm über den Aufbau der Kaledoniden.

1 = Unterbau, 2 = Abscherungszone, 3 = Oberbau, 4 = postkaledonische Ablagerungen.

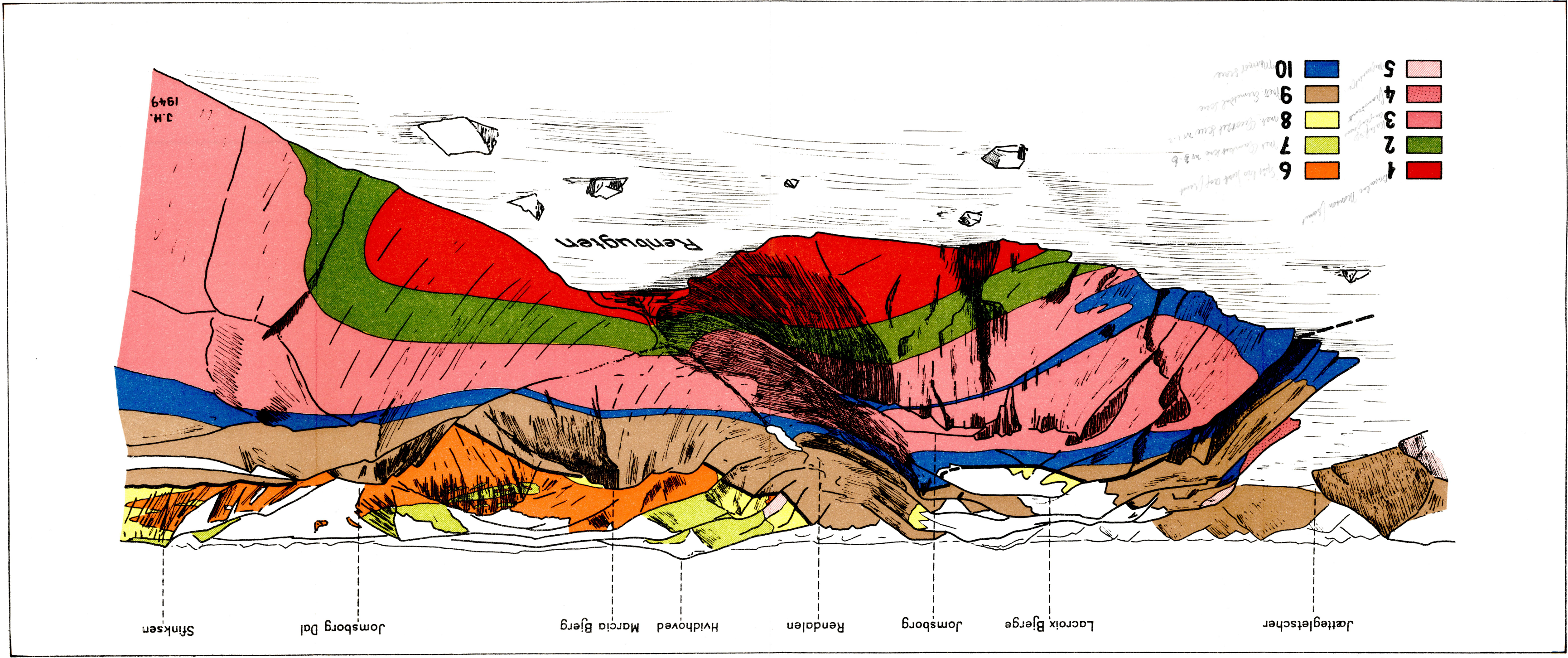


Tafel VI.

Die geologischen Verhältnisse im Gebiete von Renbugten (Isfjord). Zeichnung nach Luftaufnahmen (Flughöhe ca. 2000 m).

1 = basaler Monzonitgranit von Renbugten, 2 = Amphibolit-Schale im Hangenden des Granites, 3 = Kalifeldspat-Augengneis, 4 = Granodiorit (Kap Madeleine), 5 = Migmatitgneisse, vorw. granitisches Material, 6 = spät- bis postorogene Granite, 7 = met. Quarzit-Serie Nr. 3—6, 8 = met. Quarzit-Serie Nr. 1—2, 9 = met. Eremitdal-Serie, 10 = Marmor-Serie.

Brüche, Verwerfungen, Scherflächen und Mylonitzonen sind durch kräftige schwarze Linien gekennzeichnet.



Tafel VII.

Stratigraphische Korrelationstabelle

Auf der Tabelle sind die wichtigsten, stratigraphischen Einteilungen, wie sie von den verschiedenen Autoren in den Serien der Kaledoniden vorgenommen wurden, zusammengestellt. Neu hinzu kommt eine in englischer Sprache abgefasste Unterteilung der fraglichen Sedimente, welche den bisherigen Untersuchungen gerecht wird.

Diese Neueinteilung wurde im Hinblick auf eine zusammenfassende Publikation, welche in englischer Sprache erfolgen soll, von L. KOCH, H. BÜTLER, E. WENK, E. FRÄNKEL und J. HALLER gemeinsam ausgearbeitet.

Neu sind vor allem eine selbständige, sehr heterogene Tillit-Formation, in welche auch einige früher zur Kalk-Dolomit-Serie gerechnete Gesteine (Schicht Nr. 20) miteingeschlossen werden, sowie eine Zweiteilung der Eleonore-Bay-Formation in eine untere Eleonore-Bay-Formation (geosynklinales Stadium, Lithologie lateral rasch wechselnd) und eine obere Eleonore-Bay-Formation (Flachmeerbildung bei ruhiger Sedimentationsbedingung, Lithologie lateral ziemlich konstant).

KATZ, H. R. 1952 b. Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands (ca. 74° n.B.)

M. o. G. Bd. 144 Nr. 8.

FRÄNKEL, E. 1953 b. Die geologische Karte von Nord-Scoresby Land (NE-Grönland)

M. o. G. Bd. 113 Nr. 6.

Katz 1952 b	Wenk and Haller 1953	Haller 1953	Katz 1952 a, Eha 1953 Fränkl 1951, 1953 a, b	Neue Einteilung		
			Kambro-Ordovicium			Cambro- Ordovician
Grünschiefer- Komplex		Tillit-Serie (+ oberste EBF)	Sandstein-Serie Spiral-Creek-Serie Canyon-Serie Tillit-Serie	Sandstone Series? Spiral-Creek Series Canyon Series Tillite Series	Tillite Formation	Greenlandian
Obere Eleonore Sø- Serie		Kalk-Dolomit-Serie (Nr. 14-19)	Kalk-Dolomit-Serie (Nr. 14-20)	Limestone-Dolomite Series	upper	
Untere Eleonore Sø- Serie		Bunte Serie (Nr. 7-13)	Bunte Serie (Nr. 7-13)	Multicoloured Series		
Gelbe, gebankte Quarzite	Synclinal Series	Quarzit-Serie Nr. 3-6	Obere Quarzit-Serie (Nr. 4-6)	Quartzite Series		
	Summit Series	Quarzit-Serie Nr. 1-2	Untere Quarzit-Serie (Nr. 1-3)			
	Shoulder Series Layered Series Phyllite Series Mystery Series	Eremitdal-Serie	Eremitdal-Serie	Upper Argillaceous- Arenaceous Series	lower	
		Marmor-Serie	Alpefjord-Serie	Calcareous-Argillaceous Series		
		Maalebjerg-Serie		Lower Arenaceous- Argillaceous Series		
			Basis unbekannt	base unknown		

Erratum

- 1) Auf Tafel V sind die Ausdrücke »Renbugten-Aufwölbung« und »De Geer-Aufwölbung« miteinander vertauscht.
- 2) Auf der Karte Tafel I ist auf West-Ymers Ø das Kambro-Ordoviciun nicht ausgeschieden und fälschlicherweise ebenfalls mit der Farbe für die Tillit-Serie belegt. (Vergleiche EHA 1953, pl. II).