

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 114 • Nr. 8

GEOLOGISK EKSPEDITION TIL ØSTGRØNLAND 1938—39

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

DIE KRISTALLINGEBIETE
VON CLAVERING-Ø UND PAYER LAND
(OSTGRÖNLAND)

VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER DIE UNTERSUCHUNGEN
IM JAHRE 1938/39

VON

A. E. MITTELHOLZER

MIT 2 FIGUREN IM TEXT UND 2 TAFELN

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1941

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Einleitung	5
Verdankungen	6
Innere Fjorde — Payer Land	7
A. Tektonik	7
Das südliche Profil	7
1. Blassevilles Bjærg	7
2. Die Migmatitzone des Grantafjordes	8
3. Das Gebiet der Eleonorebay-Formation	8
Die Quarzit-Phyllit-Serie	8
Die Kalkdolomit-Serie	9
4. Das westliche Kristallengebiet	9
Das nördliche Profil	9
1. Das Hornblendegneis-Gebiet des Trangfjordes	9
2. Das Übergangsgebiet Gieseckes Bjærg—Ehrenbergs Fjæld	10
Die westliche Hauptverwerfung	10
3. Das Migmatitgebiet des innern Tyrolerfjordes	11
4. Die Biotitgneis-Zone des Grossglockners	11
5. Das westliche Kristallengebiet	11
B. Petrographie	12
I. Die Hornblendegneis-Serie des Trangfjordes	12
II. Die Gesteine der Übergangszone	13
Der Feldspatporphyroblastengneis	13
Diaphthoritische Bildungen	13
III. Die Migmatitserie i. e. S. der innern Fjorde	14
Hornblendite	14
Rote Migmatite	14
IV. Die Rostige Serie	14
Biotitgneise	14
Hornblendite	15
Pegmatite	15
III a, IV a. Migmatisationen im innern Fjordgebiet	15
Die weisse Migmatisation	15
Die rosa Migmatisation	15
V. Das westliche Kristallengebiet	16
Erratikum	17
VI. Die Eleonorebay-Formation des südwestlichen Payerlandes	17
Die Quarzit-Phyllit-Serie	17
Unmetamorphe Eleonorebay-Formation (quarzitisch)	18
Die Kalkdolomit-Serie	19

Das Claveringkristallin	20
A. Tektonik	20
Tektonischer Stil	20
Verwerfungen	21
Flache Schubflächen	22
Erzlagerstätten	22
Basalte	22
B. Petrographie	23
I. Die Hornblendegneis-Serie des Trangfjordes	23
II. Die Biotitgranatgneis-Serie	23
Karbonatgesteine	24
III. Die Streifengneis-Augengneis-Serie	24
Die Streifen- bis Bändergneise	24
Die Augengneise	24
Basische Gänge	25
IV. Die Granite und die Migmatisationen	25
Die rote Verwitterung	25
Die Intrusion des weissen Granitmagmas	26
1. Die Bildung der Augen- und Bändergneise	26
2. Die Granataplite	26
3. Die Pegmatite	27
Kontakte	28
a) gegen Gneise	28
b) gegen Amphibolite	28
Die endomorphen Injektionsadern	29
c) Kontakte gegen Marmore	30
4. Die Glimmeraplite	30
5. Die hydrothermale Schlussphase	31
Die Gänge der roten Granitgeneration	31
Die Kontaktbildungen	31
V. Die Granatsillimanitgneis-Serie	32
VI. Die Amphibolit-Quarzit-Serie	32
Der Amphibolitische Anteil	33
a) gewöhnliche Plagioklasamphibolite	33
b) monomineralische Hornblendite	34
c) Granatamphibolite	34
d) Pyroxenamphibolite	34
e) Biotitamphibolite	34
Begleitgesteine der Amphibolite	34
VII. Der Syenit von NW-Clavering	35
Das Kristallin der Dovebugt	36
Zusammenfassung	38
Parallelisation	39
Literaturverzeichnis	40

EINLEITUNG

Seit den grosszügigen Pionierarbeiten LAUGE KOCH's (1929 a, b, 1930) werden die ältern Teile des eisfreien Küstenstreifens Ostgrönlands zwischen Scoresbysund und Danmarks-Havn als ein grosses Orogen kaledonischen Alters aufgefasst, das auch in nachkaledonischer Zeit eine wechselvolle Geschichte durchgemacht hat. Die jüngern Vorgänge (siehe BÜTLER, VISCHER u. A.) werden im vorliegenden Bericht jedoch nur soweit berücksichtigt, als dadurch die ältern Zusammenhänge im Kristallin gestört wurden.

Während im Franz Joseph Fjord-System grosse Teile des kaledonischen Orogens vom kristallinen Kern bis zur kambrosilurischen Sedimenthülle inklusive devonischer Molasse erhalten sind, ist im nordwärts anschliessenden Gebiet (Clavering-Ø und Payer Land) mit einer einzigen Ausnahme nur noch das Kristallin vorhanden. Von LAUGE KOCH und seinen Mitarbeitern (WEGMANN, BACKLUND u. A.) wird dieses grossenteils als metamorphe Sedimente der Eleonorebay-Formation angesehen und älteren Formationen als Grönlandium nur ein relativ bescheidener Anteil eingeräumt. Die englischen und deutschen Geologen (PARKINSON, WORDIE, WHITTARD, WISEMAN, FREBOLD, TEICHERT u. A.) dagegen fassen das gesamte, unter den nichtmetamorphen Sedimenten der Eleonorebay-Formation auftauchende Kristallin als Archäikum auf. Die erste Gruppe hält das kaledonische Gebirge Ostgrönlands für ein tiefgehendes Orogen, während die zweite es nur als Gebirge germanotypen Charakters auffasst. Eine gute Gegenüberstellung der beiden Anschauungen gab WEGMANN (1935).

Als Teilnehmer von Dr. LAUGE KOCH's Expedition 1938/39 untersuchte der Verfasser das Kristallin der Clavering Ø und deren Umgebung. Besondere Aufmerksamkeit wurde dabei dem Migmatitproblem¹⁾ und der Altersfrage der »metamorphen Komplexe« gewidmet. Es zeigte

¹⁾ Der Ausdruck Migmatit wird im Folgenden im Sinne der seinerzeit von J. J. SEDERHOLM gegebenen Definition gebraucht, also für Gesteine und Gesteinskomplexe, die sich schon im Felde als aus sedimentärem und eruptivem Material gemischt erkennen lassen.

sich rasch, dass die letztgenannte Frage nur mit Hilfe der westlich anschliessenden Kristallgebiete gelöst werden kann. Die Arbeit wurde daher in zwei Teile zerlegt:

1. Détaillkartierung des Kristallins von Zentralclavering, der Finsch-Øer und der SW-Ecke von Wollaston Forland.
2. Grosskartierung der benachbarten innern Fjorde (Trangfjord—Tyrolerfjord, Grantafjord) und des W davon gelegenen Gebietes zwischen Wordie Gletscher und Pasterze (Payerland).

Sehr wertvoll waren in dieser Hinsicht auch die vom Verfasser auf der Sommerexpedition 1938 als Begleiter Dr. BÜTLER's im Hudsonland und Ole Römer-Land gesammelten Erfahrungen.

Die oft schwierige Zugänglichkeit wichtiger Gebiete, die wechselnden Witterungs- und Schneeverhältnisse und rein reisetechische Gründe bringen es mit, dass die gewonnenen Ergebnisse eine sehr verschiedene Zuverlässigkeit aufweisen. Auf diese Umstände hat bereits TEICHERT (1933) mit Recht eindrücklich hingewiesen. Aus diesen Gründen wird vorliegendem Bericht eine kleine Routen- und Namenkarte über die Reisen in den innern Fjorden und im Payerland beigegeben.

Wegen des Kriegausbruches musste dieser Bericht bald nach Beendigung der Feldarbeit und z. T. im Militärdienst abgeschlossen werden, ohne dass das umfangreiche photographische Material und die petrographische Sammlung hiefür ausgenützt werden konnten. Die Resultate sind daher nur als vorläufige zu betrachten. Andererseits werden in einzelnen Abschnitten bereits Détails publiziert, um die bisher gewonnenen Ergebnisse gegen alle Zufälle der Kriegszeit zu sichern.

Verdankungen.

Dem Expeditionsleiter, Herrn Dr. LAUGE KOCH, bin ich für die Überlassung der interessanten Aufgabe und weitgehende Unterstützung zu grossem Danke verpflichtet. Den Herren Dr. E. WEGMANN und Dr. H. BÜTLER danke ich für die Einführung in die Expeditionsarbeit und zahlreiche Ratschläge, Herrn A. VISCHER für die Überlassung einer Kartenskizze seines Arbeitsgebietes. Meinem Assistenten, PETER BACHMANN, danke ich für tatkräftige Mitarbeit.

Der Erziehungsdirektion des Kantons Aargau und der Schulpflege der Gemeinde Rothrist danke ich für die verständnisvolle Bewilligung eines sechzehnmonatigenurlaubes vom Schuldienst.

INNERE FJORDE — PAYER LAND

Der Übersichtlichkeit halber wurde die Darlegung der Tektonik und der Petrographie soweit als möglich getrennt.

A. Tektonik.

Es konnten zwei ca. 70 km lange Querprofile aufgenommen werden, die in der Streichrichtung 25—30 km voneinander entfernt sind.

Das südliche Profil

(z. T. Profil 3) verläuft von Blosseilles Bjærg über Grantafjord—Südwestpayerland—Keglebjærg zu Mariannes Nunatak. Es werden vier tektonisch und petrographisch verschiedene Zonen angeschnitten, von SE nach NW:

1. Blosseilles Bjærg.
2. Das Migmatitgebiet des Grantafjordes und untern Grantagletschers bis 0,5 km E Punkt 1043.
3. Das Gebiet der Eleonorebay-Formation von dort bis ca. 5 km SE des Keglebjærges.
4. Das westliche Kristallinegebiet Keglebjærg—Mariannes Nunatak.

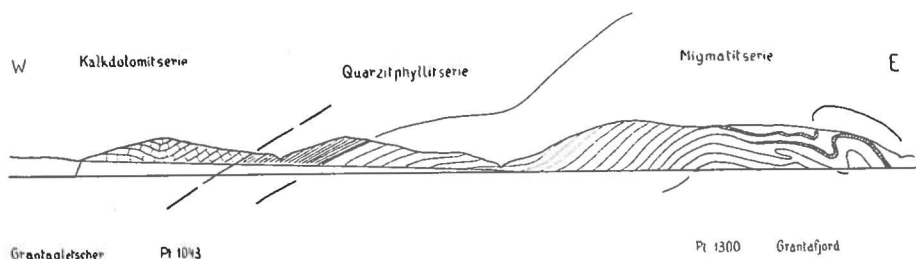
1. Blosseilles Bjærg

zerfällt in eine östliche Hälfte, bestehend aus Hornblendegneisen und roten Graniten, und eine westliche, fast ausschliesslich aus Biotitgneisen aufgebaute. In der Osthälfte stehen die Schichten überwiegend $\pm$ saiger. Bei Kap Adam sind die Hornblende-Migmatite in kleine Falten im Ausmass von einigen Dekameter bis Hektometern gelegt, die gegen S untertauchen. Deutliche Lineartexturen streichen S 10° W bei 30° S-Fallen. Der Osthang weist weit hinaufreichende Schutthalden, im Anstehenden starke mechanische Beanspruchung und Diaphthorese auf. In der Westhälfte stehen die Schichten bei einem Generalstreichen von

SSW—NNE ebenfalls sehr steil. Sie enthalten lokal eine mit 40—50° axial gegen SW einfallende Antiklinale.

2. Die Migmatitzone des Grantafjordes

steht im Zeichen des typischen, disharmonischen Migmatit—Faltungsstils. Am westlichen Abhang des Fjordes ist eine steile Antiklinale in westlicher Richtung überkippt. Eine wesentlich flachere verläuft quer über das mittlere Fjordknie. Der untere Teil des bei der Gletscherstirn mündenden NE—SW-Tales ist in die folgende Synklinale



Profil 3 Südliches Payerland
 Masstab Profile 1-3 1:100 000

PA 14.10.39

Fig. 1.

eingeschnitten. Die westlich daran anschliessende Antiklinale ist nur stellenweise deutlich. Auf der Terasse NW der Fangsthütte sind mehrere kleine Falten erkennbar, die fast rechtwinklig zum allgemeinen Streichen (dieses ca. SSW—NNE) verlaufen. Es sind Relikte einer älteren, vielleicht vorkaledonischen Gebirgsbildung. Die grosse Felswand, welche den untersten Grantagletscher gegen W abschliesst, ist durch mehrere SE—NW verlaufende saigere Brüche zerhackt, welche auch morphologisch scharf in Erscheinung treten. Ihre Sprunghöhe ist aber nur klein.

3. Das Gebiet der Eleonorebay-Formation

zerfällt in ein kleineres SW-Gebiet, die Kalkdolomitserie, und ein grösseres NE-Gebiet, das im Folgenden als das Gebiet der

Quarzit-Phyllit-Serie

bezeichnet wird. Bei sehr konstantem Streichen, S 35° W, fällt diese 10—30° gegen NW. In den oberen Teilen zeigt sie, besonders im Westen, zahlreiche kleine, z. T. überschobene Falten und geht nach oben allmählich in nichtmetamorphe »Quarzit«-Serie über. Diese ist am Hügel 2—4 km E des südlichen Randsees sehr schön entwickelt.

Die Kalkdolomit-Serie

ist in mehrere, teilweise sogar abgescherte Falten gelegt, die SSE—NNW bis SSW—NNE streichen. Die Angabe TEICHERT's (1933) über flache Lagerung der Kalkdolomit-Serie beruht auf einem Irrtum. Sie erklärt sich daraus, dass längs des Grantagletschers die Ausbisse ganz flach liegen und TEICHERT das Gebiet nur vom Gletscher aus studieren konnte. Die Lineartexturen in der Quarzit—Phyllit-Serie fallen gegen S. Die Falten der Kalkdolomit-Serie zeigen deutlich nördliches Axialgefälle.

Die Grenze beider Gebiete verläuft von etwas E Pt. 1043 in NNW-Richtung ungefähr zum Pt. 820 (zweiter Randsee, von SE her gezählt). TEICHERT betrachtet sie als gewöhnliche Verwerfung. Sie scheint aber nur mässig steil gegen SSW einzufallen und dürfte eher als spätkaledonische Überschiebungsfläche der obern Eleonorebay-Formation über die untere gedeutet werden.

4. Das westliche Kristallingebiet

weist nur ganz flachen Faltenwurf auf. Die Falten fallen axial gegen SW resp. glätten sich aus und scheinen mit den nördlicheren Antiklinalen westwärts zu divergieren. Vom Mariannensee aus ist im Bergstock westlich des Sees eine Querfalte sichtbar, in welche auch eine grössere basische Linse eingeschlossen ist. Stellenweise tritt prachtvoll entwickeltes Boudinage auf.

Das nördliche Profil

(Profile 1 und 2) verläuft vom Trangfjord über Gieseckes Bjærg durch den innern Tyrolerfjord zur obern Pasterze. Es können 5 Zonen unterschieden werden:

1. Die Hornblendegneis-Zone des Trangfjordes.
2. Das Übergangsgebiet zwischen der Verwerfung E Gieseckes Bjærg und der westlichen Hauptverwerfung.
3. Das Migmatitgebiet W der westlichen Hauptverwerfung bis zum Verbindungstal zwischen Tyrolerdal und Svejstrupdal.
4. Die Biotitgneis-Zone des Grossglockners.
5. Das westliche Kristallingebiet (obere Pasterze).

1. Die Hornblendegneis-Zone des Trangfjordes

zeigt recht einheitlich WSW—ENE-Streichen bei steil südlichem Einfallen. S Pt. 919 bilden die Gneisbänke weithin auffallende Plattenwände. Ob es sich um ein abweichendes Streichen der Falten oder nur um ein sehr steiles südliches Einfallen der Faltenachsen handelt, ist nicht ganz

klar, da nur der Abhang gegen den innern Trangfjord untersucht werden konnte. Das einheitliche kaledonische SSW—NNE-Streichen im innern Tyrolerfjord spricht für die zweite Möglichkeit, die Tektonik von NW-Clavering für die erste.

VISCHER (1938) vermutet zwischen Pt. 1005 und der Verwerfung E Gieseckes Bjærg noch eine Reihe kleinerer SSW—NNE-Verwerfungen. Diese konnten zwar nicht im Einzelnen bestätigt werden; aber das

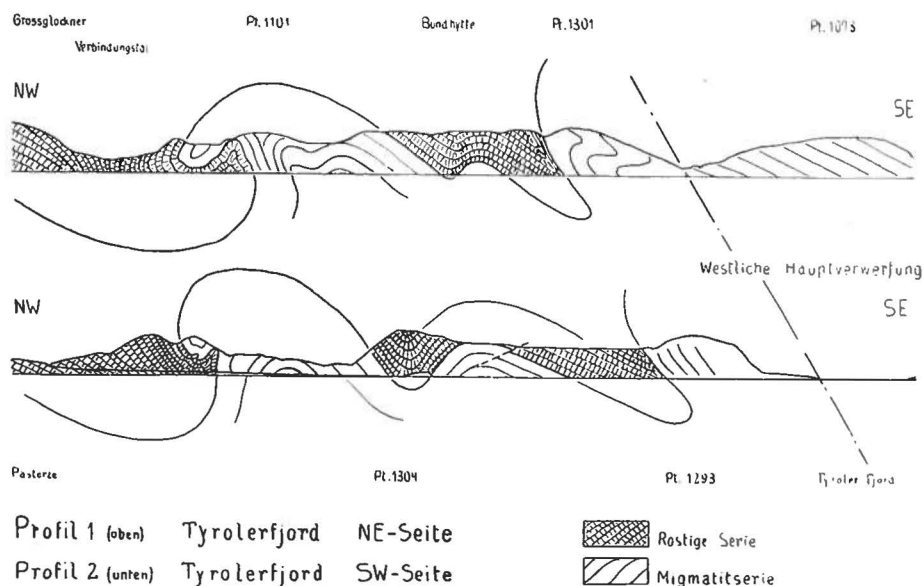


Fig. 2.

ganze Gebiet zeigt allgemein eine sehr ausgesprochene mechanische Zerrüttung und Diaphthorese.

2. Das Übergangsgebiet Gieseckes Bjærg — Ehrenbergs Fjæld

ist einfach gebaut. Bei etwas wechselndem Streichen ungefähr SSW-NNE steigen die Schichten im Osten steil, im Westen flacher westwärts an. Ein lokales steiles Westfallen (80°) westlich Ehrenberghütte scheint eine Schleppungserscheinung an der

westlichen Hauptverwerfung

zu sein. Die Verwerfung selbst ist hier messerscharf S 10° W bei 60° E-Fallen und zeigt im liegenden Flügel zwei Systeme prachtvoller Fiederspalten, das eine E 30° N bei 85° NNW-Fallen, das andere N 25° E bei 80° WNW-Fallen. Eine Reihe kleinerer steiler SW—NE-Verwer-

fungen, aber mit nur kleinen Sprunghöhen, zerhackt die SW-Wand von Gieseckes Bjærg.

3. Das Migmatitgebiet des innern Tyrolerfjordes

ist relativ komplex gebaut. Es wird eine untere Serie, die »Migmatit«-Serie i. e. S. und eine obere sog. »Rostige Serie« unterschieden. Die Seriegrenze ist unscharf und liegt nicht überall gleich hoch (Migmatit!). Diese Einteilung besitzt daher mehr den Charakter einer für die Aufklärung der Tektonik benützten Arbeitshypothese.

Über die Lage der ausgeprägten Falten orientieren Übersichtskarte und Profil. Der Ostteil der Migmatit-Serie ist im Gebiet der ersten Antiklinale (von E her gezählt) wild gefaltet und im ruhigeren Teil von mehreren den Schichtgrenzen $\pm$ parallelen und gegen W ansteigenden Schubflächen durchzogen. Dieser Teil ist zusammen mit der erst später durch die westliche Hauptverwerfung abgetrennten Übergangszone Gieseckes Bjærg—Ehrenbergs Fjæld gegen W vorgestossen und hat dabei beide obengenannten Serien im innersten Tyrolerfjord in relativ enge Falten gelegt. Der Zusammenhang zwischen östlichem Migmatitteil und westlichem Faltengebiet blieb dabei, wenigstens auf der südwestlichen Fjordseite, erhalten. Das Axialgefälle (Lineartexturen) ist nicht einheitlich. Die Falten gegen N und S scheinen sich teilweise abzulösen. Vielleicht ist darin ein Grund für die erste Anlage des Tyrolerfjordes zu suchen. Das Faltengebiet wird gegen W mit einer ausgeprägten Tauchfalte und Einwicklung der »Rostigen Serie« abgeschlossen (siehe Profile 1 und 2).

4. Die Biotitgneis-Zone des Grossglockners

ist eine grössere Synklinale der »Rostigen Serie«. Nördlich des Tyrolerdals ist die Einwicklung breiter und liegt tiefer. Die Synklinale selbst zeigt hier in den oberen Teilen schönen Fächerbau. Die eingewickelte »Rostige Serie« gegenüber Pt. 1101 weist deutliche, postkristalline mechanische Beanspruchung auf. Die Bewegungen haben also recht lange andauert. Die Grossglocknersynklinale ist die nördliche Fortsetzung der Eleonorebay-Synklinale im SW-Payerland.

5. Das westliche Kristallingebiet

Die westlichen Teile der Zone 4) steigen immer flacher gegen W an und liegen als normales Hangendes auf den Gneisen der Zone 5), welche weit nach W hin das gleichmässige, ziemlich flache ESE-Fallen beibehalten. Leider konnte in diesem Gebiet, das wegen Hundefutter-Mangel möglichst rasch durchreist werden musste, infolge zahlreicher grosser Spalten im Randeis das Festland nur an zwei Stellen betreten

werden. Im obersten Teil der Pasterze wird das Streichen der wie im Gebiet Keglebjærg—Mariannes Nunatak flachen Falten durch ausgesprochenes NE-Axialgefälle verdeckt. Lineartexturen fallen einheitlich mit ca. 20° gegen ENE. Stellenweise zeigen die Schieferungsebenen resp. Schichtflächen deutliche Gleitspuren, womit eine scharfe Klüftung der liegenden Schicht verbunden ist. Am Nunatak südlich Nunatak 1800:

Schicht N 20° W bei 20° ENE-Fallen
 Kluft I N 40° W bei 70—90° SW-Fallen
 Kluft II E 30° N bei 90°
 Striemung auf Schichtfläche E 10° N bei 20° E-Fallen

An dem von Pt. 1531 in NE-Richtung gegen die Pasterze vorspringenden Grat ist eine deutliche Querfalte sichtbar.

B. Petrographie.

Nur an Hand der Feldbuchnotizen kann hierüber lediglich eine ganz summarische Zusammenfassung gegeben werden, wobei gleichzeitig tektonische wie im weitesten Sinne stratigraphische Fragen mitberücksichtigt werden sollen. Es werden folgende Gruppen zusammengefasst, die sich aber mit den in Abschnitt A. Tektonik unterschiedenen Zonen nur teilweise decken:

- I. Die Hornblendegneis-Serie Trangfjord—Nordclavering.
- II. Die Gesteine der Übergangszone Gieseckes Bjærg—Ehrenbergs Fjæld einerseits, Blossevilles Bjærg andererseits.
- III. Die Migmatit-Serie des innern Tyrolerfjordes und Grantafjordes exkl. »Rostige Serie«.
- IV. Die Biotitgneis-Serie des Grossglockners und die »Rostige Serie« der Migmatit-Zone.
- V. Das westliche Kristallgebiet Keglebjærg—Mariannes Nunatak bis Pasterze.
- VI. Die Gesteine der Eleonorebay-Formation im südlichen Payerland.

I. Die Hornblendegneis-Serie

des Trangfjordes wurde auf Nordclavering näher untersucht und wird dort beschrieben.

II. Die Gesteine der Übergangszone.

Das charakteristische Gestein dieser Gruppe ist der

Feldspatporphyroblasten-Gneis,

ein ziemlich grober Hornblende- bis Biotitgneis mit weissem Feldspat im Grundgewebe, in welchem grosse, rote, gut eigengestaltige Kalifeldspat-Porphyroblasten liegen. Diese Kalifeldspäte sind jünger als das Grundgewebe, die Spuren der jungen rosa Migmatisation. Dieses Gestein tritt auch im innern Grantafjord und im ganzen östlichen Payerland in den obern Etagen der Migmatit-Serie dominierend auf. Amphibolite finden sich am Eingang des innern Tyrolerfjordes, z. T. in grossen Linsen, z. T. als deutliche alte Gänge in den Feldspatporphyroblasten-Gneisen. Ausserdem treten auf

Hornblendegneise, teils typische Hornblendearterite, teils fast massige, feinkörnige, hellgraue Hornblendegneise.

Biotitgneise.

Biotitgranatgneise.

Rosa Granitaplite.

Sozusagen alle metamorphen Gesteine tragen deutliche Spuren magmatischer Beeinflussung.

Diaphthoritische Bildungen

haben einem grossen Teil der Zone I ihren Stempel aufgedrückt. Gegen Westen verlieren sie sich bald und fehlen im Migmatitgebiet (Zone III) des Tyrolerfjordes ganz. Die in Zone II des Tyrolerfjordes und im Migmatitgebiet des Grantafjordes noch häufigen Diaphthorite sind dort an jüngeren Bewegungszonen lokalisiert und erlauben eine nähere Untersuchung.

Diese rückschreitende Metamorphose nimmt deutlich gegen tektonisch höhere Gebiete zu. WISEMAN hat schon 1932 auf diese Metamorphose aufmerksam gemacht. WEGMANN (1935) hat dann im Velamassiv den Zusammenhang zwischen rückschreitender Metamorphose und Tektonik klargestellt. Die Diaphthorese äussert sich neben der intensiven mechanischen Zertrümmerung in einer allgemeinen Epidotisierung, einer Chloritisierung der dunkeln Gemengteile und einer an violetter-roter Farbe erkennbaren Zersetzung der Feldspäte. Neben dem dominierenden Epidot sind in Klüften Quarz und Prehnit häufige Neubildungen. Daneben tritt grobkristalliner Calcit und Pyrit auf, dieser in kaum millimetergrossen Kristallen. An Stellen intensiverer Diaphthorese ist der ursprüngliche Gesteinscharakter oft nicht mehr erkennbar.

III. Die Migmatit-Serie i. e. S. der innern Fjorde.

Die weissen Migmatite

sind teils Hornblendegneise, teils Biotitgneise. Die Erstern enthalten häufig reliktsche, grössere oder kleinere Linsen von Hornblenditen, welche oft ausgesprochenen Schalenbau zeigen. Von innen nach aussen:

Hornblendit bis Granathornblendit.

Aktinolithit bis Anthophyllit—Aktinolithit.

Biotitaktinolithit.

Biotitschiefer.

Durch die Migmatisation sind also Wasser und Kali zugeführt worden. Solche Linsen sind im Innern massig. Die Hornblendegneise dagegen zeigen scharfe parallele Bänder von Hornblende und Feldspat-Quarz (»Lit par lit-Injektion«). Die Feldspat-Quarz-Bänder sind rein weiss. Die Faltung besitzt eine Grössenordnung von dm bis einige m. Grössere Hornblenditlinsen sind häufig agmatitisch. Die Granitaplitmasse gehört der jungen roten Generation an und bleicht mit dem Zertrümmern etwas aus. Biotitgneise in dieser Serie zeigen feinere, flaserige Aderung und einen viel zierlicheren und geschmeidigern Kleinfaltenbau.

Die roten Migmatite

besitzen eine grosse Variationsbreite vom von der letzten roten Migmatisation fast unbeeinflussten Hornblende-Streifengneis bis zum leukokraten $\pm$ massigen, aplitisch-pegmatitischen Granit. Die Mineralasoziation und Ausbildung ist typisch:

Kalifeldspat, leuchtend gelblich rosa, Makroperthit, weit überwiegend. Quarz, intensiv violett durchscheinend bis durchsichtig. Plagioklas, milchigweiss bis grünlich, spärlich.

Die roten Kalifeldspäte sind identisch mit denen der Kalifeldspat-Porphyroblastengneise der Zone II. Übergänge zu diesem Gneistyp sind häufig.

IV. Die „Rostige Serie“

wurde so benannt nach der intensiven, weithin sichtbaren, aber auf einzelne Biotitgneisbänke beschränkten, rostigen Verwitterungsfarbe. Die dominierenden

Biotitgneise

zeigen verschiedene Typen, z. T. von recht psammitischem Aussehen. Granatführung ist nicht häufig. Die Granate sind dann aber bis hühnerei-

gross. Auch in diesen Biotitgneisen finden sich bis mehrere hundert Meter lange

Hornblenditlinsen

häufig prachtvolle Agmatite bildend. Die Gänge in den Agmatiten und der Zement der letzteren sind ausschliesslich weiss. Boudinage ist allgemein verbreitet und gut ausgebildet.

Pegmatitgänge

in den Hornblenditen sind beidseitig von einem breiten Reaktionsrand aus sehr grobem Biotit und Plagioklas begleitet. Der daran anschliessende Hornblendit ist aktinolithisiert. Die weissen Pegmatite in den Biotitgneisen der Grossglockner-Synklinale führen entweder Muskowit, etwas Turmalin und Granat, oder nur Biotit. Sie scheinen wenigstens stellenweise beim Zertrümmern in die Injektionsadern der Biotitgneise überzugehen. Dagegen setzen im Verbindungstal die grössern Gänge ganz scharf durch und zeigen auffallend gleiche Richtung.

Biotitgneise N 35° E bei 65° NW-Fallen

Pegmatite W 35° N $\pm$ saiger.

Die Gesteine der »Rostigen Serie« weisen grosse Ähnlichkeit mit denen der Biotitgneis-Serie auf Clavering-Ø und denen der schwachmetamorphen Eleonorebay-Formation im südwestlichen Payerland auf, mit denen sie unter der Eiskappe des zentralen Payerlandes anscheinend ungestört zusammenhängen.

IIIa, IVa. Migmatisationen im innern Fjordgebiet.

Es können hier in den Serien III und IV zwei Migmatitgenerationen unterschieden werden, eine weisse und eine rosafarbene. Trotz der grossen Intensität und Ausdehnung beider fehlen dazugehörnde, zusammenhängende intrusive Granitmassive ganz.

Die weisse Migmatisation

trägt den Charakter einer Injektionsmetamorphose und erweist sich überall als älter, spätestens frühsynkinematisch.

Die rosa Migmatisation

dagegen ist, besonders in den tieferen Schichten, mehr eine allgemeine Granitisierung. Höher oben folgte sie jedoch recht selektiv einzelnen Schichtpaketen, aber auch dort nicht nach Art einer Lit par lit-Injektion. Hier finden sich auf der Nordseite des innersten Tyrolerfjordes einzelne

Bänke (Sills?) eines hellrosa gefärbten, quarzfreien Hornblende- bis Hornblendeepidot-Syenites. Die Migmatisation reicht im östlichen Schenkel der zweiten Antiklinale (von E her gezählt) viel höher in die Rostserie hinauf als im westlichen Schenkel resp. der anschliessenden Mulde. Ihr imprägnativer Charakter ist besonders in den Feldspatporphyroblasten-Gneisen der höhern Horizonte und der äussern Gebiete deutlich. Sie ist spätsynkinematisch, z. T. vielleicht sogar postkinematisch. Agmatite der rosa Migmatit-Serie führen scharfkantige Trümmer der weissinjizierten Hornblendegneise, was ebenfalls auf einen grösseren Altersunterschied der beiden Migmatitgenerationen hindeutet.

Grosse, in der ersten Synklinale unabhängig von der Schichtlage der Gneise hoch hinaufdringende weisse Pegmatite bereiten beim Versuch, sie zeitlich einzuordnen, Schwierigkeiten. Nach ihrer Lagerung scheinen sie relativ jung zu sein. Andererseits zeigen sie grosse Ähnlichkeit mit den in der Grossglocknerzone auftretenden, dem ältern Magmaschub angehörenden Pegmatiten.

V. Das westliche Kristallgebiet

weist eine ähnliche Gesteinsvergesellschaftung auf wie die innern Fjorde, ist aber weniger magmatisch, worauf bereits TEICHERT (1933) hingewiesen hat. Dies gilt wenigstens für die junge Migmatisation. Vielleicht sind aber die hier auftretenden Hornblende-Streifengneise Produkte einer ältern, vorkaledonischen Magmatätigkeit. Anfänge der rosa Migmatisation finden sich SE des Kegelbjærges, scheinen aber sonst zu fehlen. In den erwähnten Migmatiten am Kegelbjærg tritt eine ganz verschwommene Partie auf, die fast nur aus weissem Kalifeldspat besteht und sehr grob porphyrische Struktur aufweist. Sie erinnert an die groben, weissen Augengneise auf Clavering-Ø. Weisse Granataplite und arteritische Gneise mit nicht roten Feldspatquarz-Lagen sind ziemlich verbreitet. Basische dunkle Linsen sind vollständig massig und vielleicht nur teilweise metamorph. Charakteristisch für das westliche Kristallgebiet ist allgemein eine recht dunkel graue Färbung der Feldspäte in den helleren Gneisen und den sauren Adern der Hornblende-Arterite. In den tiefern Teilen der Antiklinale zwischen Kegelbjærg und Mariannes Nunatak dominiert ein wenig schiefriger Biotitgranatgneis mit ziemlich grossen Granatporphyroblasten. Dieses Gestein weist indessen im westlichen Payer Land nicht eine so allgemeine Verbreitung auf, wie sie ihm von TEICHERT zugeschrieben wurde. Der schmale Grat E des SW gegenüber dem Grossglockner in die Pasterze mündenden Tales²⁾ zeigt dieselbe Gesteinsvergesellschaftung wie die Hornblende-

²⁾ Dieses Tal ist aber im Gegensatz zur Karte 1: 250 000 des Geodätischen Institutes Kopenhagen grösstenteils nicht vergletschert.

gneispartien im innern Tyrolerfjord, aber ohne die rosa Migmatisation. Im Blockschutt des Kaglebjærges wurde ein weisser Marmor mit Spinell und einem grünen, wahrscheinlich der Chondroditgruppe angehörenden Mineral gefunden. Es ist dies das einzige Vorkommen kalkiger Gesteine, das im Kristallin westlich der Clavering-Ø festgestellt werden konnte.

Erratum.

Am Mariannesee wurden neben den kristallinen Gesteinen der Umgebung im Erratum festgestellt:

Typische rote Eleonorebay-Quarzite mit Kreuzschichtung, sehr häufig. Graue Kalke.

Phyllitische Gesteine.

Sie müssen aus einer hier unter dem Inlandeis liegenden Zone nicht-metamorpher kaledonischer Sedimente stammen. (Petermann-Serie). Auch die oberste Moräne des Pasterzengletschers führt hie und da hellgraue, phyllitische Gesteine. Wegen bereits grosser Belastung des Schlittens musste auf die Mitnahme von Gesteinsproben aus dem Erratum verzichtet werden.

VI. Die Eleonorebay-Formation des südwestlichen Payerlandes.

Es wird unterschieden zwischen

- a) schwach metamorpher unterer E. B.-Formation (Quarzit-Phyllit-Serie),
- b) nicht metamorpher Kalkdolomit-Serie.

Der ganze südwestliche Abfall des Payerlandes vom untern Granta-gletscher bis ca. 5 km SE des Kaglebjærges wird von der

Quarzit-Phyllit-Serie

eingenommen. In diesem grossen Gebiet ist ein Gesteinstyp absolut dominierend, nämlich ein dunkelbrauner, feinschuppiger Biotit-quarzit mit charakteristischen, kleinen, weissen Feldspatporphyroblasten. Nach unten scheinen diese quarzigen Biotitphyllite in die Feldspatporphyroblasten-Gneise der obern rosa Migmatit-Serie überzugehen. Leider konnte die Übergangzone selbst wegen unüberwindlicher Geländeschwierigkeiten nicht besucht werden. Eine Überprüfung der Geröllführung des nördlichen Grantagletscher-Randbaches ergab aber nichts Gegenteiliges.

Phyllitisch-schiefrige Gesteine von einem Typ (WEGMANN 1935 a, pag. 22), der auch im Ole Römer-Land und Great Valley in vorzüglicher Ausbildung gefunden wird (feinschuppige Phyllite mit groben Querschnittsflächen oder Chloritoiden) fehlen im Payerland vollständig. Zwei ganz vereinzelt Blöcke solcher Gesteine in der vom C. H. Ostenfelds Nunatak herabkommenden Moräne stammen entweder von diesem Nunatak oder, was wahrscheinlicher ist, aus der Petermannserie. Da im Payerland auch der »Zug der weissen Granite« (WEGMANN 1935) fehlt, gewinnt die etwas überraschende WEGMANN'sche Deutung dieser Gesteine als Produkt der Kontaktmetamorphose der weissen Granite bedeutend an Wahrscheinlichkeit. In den tiefsten Quarzitphylliten am untern Granta-Gletscher konnte mit dem Fernglas ein sehr schönes Eindringen von Graniten, die aber der rosa Generation angehören, »à tâche de huile« festgestellt werden.

In dem parallel zum obern Grantagletscher laufenden Tal wurde in der Quarzit-Phyllit-Serie ein anscheinend gangförmiges Vorkommen von grobkörnigem Hornblendit gefunden, ununterscheidbar von den Hornblenditen der Amphibolit-Hornblendit-Züge auf Clavering-Ø.

In den obersten Partien der Quarzit-Phyllit-Serie sind hie und da Bänke von massigem, weissem Quarzit eingeschaltet. Sie weisen eine weithin sichtbare gelblichrosa Verwitterungsfarbe auf. Nach oben schliesst die Serie mit einem dichten schwarzen Quarzit ab. Nördlich des südlichsten Randsees liegt

Unmetamorphe Eleonorebay-Formation

konkordant darauf. Es konnte hier folgendes Profil aufgenommen werden:

Unten	Biotit-Quarzitphyllite	
	Quarzit schwarz dicht	ca. 50 m
	Quarzit weiss massig	ca. 50 m
	Kalk weisslich	10—15 m
Oben	»Quarzit« sandig grüngrau	

Der grüngraue »Quarzit«, genauer gesagt Sandstein, enthält einen Breccienhorizont. Es scheint sich um eine lokale Transgressionsbildung zu handeln, wie sie von WEGMANN (1935) aus der Quarzit-Serie und der Bunten Serie des Franz Joseph Fjord-Systems mehrfach erwähnt werden. Nordöstlich der ziemlich gestörten grüngrauen Quarzite folgen

eine braungelbe Schicht
rötlichgraue Kalke
schwarze Schiefer
weisser massiger Quarzit
schwarze Schiefer.

Ob es sich bei diesem Vorkommen noch um obere Quarzit-Serie handelt, ist ungewiss. Der relativ bedeutende Anteil karbonatischer Gesteine deutet eher auf untere Bunte Serie.

Die Kalkdolomit-Serie

weist ungefähr die gleiche Ausbildung auf wie im Hudsonland und Ole Römer-Land. An Hand der aufgenommen Profile und zahlreichen Gesteinsproben wird später auch die genaue stratigraphische Stellung dieser Serie innerhalb der obern Eleonorebay-Formation festgelegt werden können.

DAS CLAVERING-KRISTALLIN

Das Kristallin der Clavering Ø bildet zusammen mit dem der Finsch Øer und dem isolierten Kristallgebiet Kap Berghaus-Kuppel (SW-Ecke Wollaston Forland) tektonisch und petrographisch eine geschlossene Einheit. Nur im Trangfjord reicht die Hornblendegneis-Serie der innern Fjorde als ein dieser Einheit fremdes Glied noch auf Nordclavering herüber.

Die Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten, die Reste der jungen Basaltdecke und die ebenfalls jungen Brüche im Grenzgebiet wurden von VISCHER kartiert. Da diese Grenzgebiete zudem eine sehr grosse Schuttbedeckung aufweisen, hatte die Kartierung durch den Verfasser hier mehr nur orientierenden Charakter. Die oben erwähnten Elemente wurden daher mit einigen Präzisierungen einfach von der Karte VISCHER's übernommen.

A. Tektonik.

Der Tektonische Stil

des Claveringkristallins unterscheidet sich scharf von dem der innern Fjorde und dem des Payerlandes. Südwestnordöstliches Streichen mit Südostfallen dominiert absolut. Die einzige klare grössere Antiklinale zieht vom Eskimonæs über Skaarene — Hjertet Nord — Pt. 1293 gegen den Djævløkløft. Eine zweite weniger deutliche streicht S Vestmars Bjærg vorbei zur südlichen 1400 m-Firnkuppe. Einige Weitere sind nur angedeutet. Achsenrichtung ungefähr SW—NE. Häufig biegt der westliche Schenkel nach oben oder unten in das allgemeine Südostfallen um, was auf Schub aus SE deutet. In den zwischen diesen Antiklinalen liegenden »Muldenzonen« nehmen die Schichten völlig am allgemeinen SE-Fallen teil oder stehen mehr oder weniger saiger. Am Südabhang der Clavering-Ø, auf den Finschinseln und im Kuppelkristallin sind mehrere, gegen S bis SW eintauchende Antiklinalenden erkennbar.

In der nördlichen Hälfte der Clavering Ø werden Antiklinal- und Synklinalzonen vollständig vom allgemeinen Südostfallen verdeckt.

Schon während der Feldarbeit fiel, besonders in NW-Clavering, ein treppenförmiges Schwanken der Streichrichtung von S—N bis E—W, vereinzelt sogar WNW—ESE auf. Die auf der Nordseite des innern Trangfjordes steil gegen SSE einfallende Hornblendegneis-Serie taucht auf der südlichen Fjordseite mit zwei flachen, gegen S gerichteten Antiklinalen unter das Claveringkristallin ein. Besonders scharf ist der Gegensatz in der Streichrichtung an der Grenze der beiden einige km NE der Mündung des Louises Elv. Die Biotitgranatgneis-Serie streicht SW-NE bis SSW-NNE, die Hornblendegneis-Serie WNW—ESE. In dieser Gegend sind die tiefern Teile der Biotitgranatgneis-Serie in zahlreiche kleine, nach W überkippte und von vielen Abscherungen durchsetzte Falten gelegt. Das Ausmass derselben übersteigt kaum einige Dekameter. Das Claveringkristallin ist hier deutlich über die Hornblendegneis-Serie überschoben. In der Lerbugt dagegen liegt die Biotitgranatgneis-Serie anscheinend konkordant auf den Hornblendegneisen. Verfasser fasst das treppenförmige Schwanken im Streichen des Claveringkristallins als eine Superposition der Falten der ältern Hornblendegneis-Serie und der des jüngern Claveringkristallins auf. Die beiden flachen gegen S gerichteten Antiklinalen der untertauchenden Hornblendegneis-Serie können dann umgekehrt als eine Anpassung der obersten Hornblendegneis-Serie an die jüngere Claveringfaltung gedeutet werden.

VISCHER (1938) postulierte eine grosse Zahl von

Verwerfungen.

Sie konnten jedoch im Kristallin nur in einzelnen Fällen eindeutig bestätigt werden. Die grösste dieser Verwerfungen, die Breivik-Hjertet-Verwerfung, klingt nach beiden Seiten ziemlich bald aus. Sie ist an einem auffallenden Gegensatz der Streichrichtungen und deutlichem petrographischem Unterschied zwischen beiden Flügeln gut erkennbar. Ähnlich die Vesterelv-Verwerfung in ihrem obersten und untersten Teil, Ferner die Verwerfungen an Østtinden—Vesttinden und S Moltkes Bjærg. Die zahlreichen, kleineren, steilen SE—NW-Verwerfungen in der Umgebung der »Goldmine Breivik« sind ganz scharf, besitzen aber nur kleine Sprunghöhen. Bei den andern »Verwerfungen« besteht kein Gegensatz zwischen beiden Flügeln, ebensowenig eine scharfe Schubfläche oder Schleppungserscheinungen. Sie sind als breitere, meist etwas vererzte und rostig-gelb verwitterte Zerrüttungszonen markiert, die auffallend dem allgemeinen Streichen und Fallen des Kristallins folgen. Verfasser möchte daher diese Störungen mehr als spät-kaledonische

Bewegungszonen auffassen, die eventuell in nachkaledonischen Zeiten neu belebt wurden. Bei der grossen »Verwerfung« im hintern Granatdal muss vielleicht auch eine einfache Relieftransgression in Betracht gezogen werden. Hierauf deutet unter anderem ein kleines Vorkommen von Karbonsandstein wenige Meter über Meer NE des Granatdaldeltas. Im Übrigen betont ja gerade VISCHER (1938) selbst den Transgressionscharakter der Grenze Kristallin/Karbon im Granatdal.

Flach gegen Westen ansteigende Schubflächen

spielen neben den ebenerwähnten steilen Verwerfungen und Klüften im Gebiet Elvsborg-Dødemandsbugt-Breivik eine grosse Rolle. Die daraus sich ergebende flache Schuppenstruktur ist in der grossen Wand W Elvsborg besonders schön aufgeschlossen. Die tiefern Schuppen sind jeweils einige Dekameter weiter gegen W vorgeschoben. Auch diese Verschupung wird der letzten Phase der kaledonischen Orogenese zugeschrieben.

Die Erzlagerstätten

wurden nicht näher untersucht, weil dies, wenigstens in montanistischer Hinsicht, bereits durch ing. EKLUND geschehen ist. Da nur die oben erwähnten Zerrüttungszonen vererzt sind, kann die Bildung der Erzlagerstätten frühestens in die Zeit des Ausklingens der kaledonischen Orogenese fallen. Für eine genauere zeitliche Festlegung fehlen jedoch Anhaltspunkte. In den untersten, dem Kristallin aufliegenden Karbonsandsteinen wurden im Granatdal auf Schichtflächen centimeterdicke Pyritlagen gefunden. Ein Zusammenhang dieses Erzvorkommens mit den Erzlagerstätten im Kristallin ist nicht ausgeschlossen, kann aber auch sekundärer Natur sein.

Ausser den von VISCHER in den kristallinen Aussengebieten kartierten

Tertiären Basaltarealen

konnten zwei neue Vorkommen im Innern des Kristallins festgestellt werden, ein kleines, anscheinend schlotartiges, im südlichen Hjertetmassiv auf 1300 m Höhe und ein grösserer Rest des Deckenbasaltes 6 km ENE Vestmars Bjærg auf 1400 m. Basaltgänge, gewöhnlich nur einige Meter mächtig, treten vereinzelt im ganzen Kristallingebiet auf und laufen meist SE—NW. In der Nähe des Ostrandes des Kristallins zwischen Dødemandsbugt und Elvsborg sind sie häufig.

B. Petrographie.

Fast alle nichtmagmatischen Gesteine sind Abkömmlinge sandiger bis toniger Sedimente, deren ursprünglich schon geringe Variabilität durch die Migmatisierung noch mehr verringert wurde. Eine Klassifizierung dieser Gesteine bereitet daher bei der Feldarbeit grosse Schwierigkeiten; und deshalb muss die im Folgenden gegebene Einteilung als weitgehend schematisch angesehen werden. Stofflich wenig veränderte Abkömmlinge von Sedimenten sind nur die seltenen Karbonatgesteine. Auch rein magmatische Gesteine treten neben den Mischgesteinen ganz zurück.

Es werden folgende Gruppen unterschieden:

- I. Die Hornblendegneis-Serie des Trangfjordes.
- II. Die Biotitgranatgneis-Serie oder dunkle Serie.
- III. Die Streifengneis-Augengneis-Serie.
- IV. Die Granite und die Migmatisationen.
- V. Die Granatsillimanitgneis-Serie.
- VI. Die Amphibolit-Quarzit-Serie.
- VII. Der Syenit von NW-Clavering.

I. Die Hornblendegneis-Serie des Trangfjordes.

Sie weist in jeder Beziehung ein dem Claveringkristallin fremdes Gepräge auf. Von fast massigen, hellgrauen Gneisen, überwiegend Hornblendegneisen, seltener Biotitgneisen, finden sich über Hornblendearterite alle Variationen bis zu massigen monomineralischen Hornblenditen. Migmatische Kleinfaltung ist stellenweise prachtvoll entwickelt. Die untere Grenze der Hornblendegneis-Serie liegt vermutlich im Gebiet des Zackenbjærgs. Wahrscheinlich geht sie dort in die Migmatite der innern Fjorde über (rötliche Färbung der nördlichen Gipfel der Zackenbjærgkette).

II. Die Biotitgranatgneis-Serie.

Trotz ihrer Monotonie im Grossen ist sie doch in Einzelheiten ziemlich mannigfaltig. Charakteristische Mineralkombination: Biotit Granat, Feldspat, Quarz. Muskowit tritt nur ausnahmsweise in den Mineralbestand ein. Im Allgemeinen dominieren Biotitgranatgneise, in der Lerbugt sind mehr quarzitisches, granatreichere Glieder häufiger. In weniger injizierten Partien finden sich hie und da feinschuppige Biotit-Quarzitgneise, die sehr an die Quarzitphyllite der untern Eleonorebay-Formation im Payer Land erinnern. Amphibolit-Hornblendit-Linsen

treten nur vereinzelt in der Nähe der Amphibolit-Quarzit-Züge und über der Hornblendegneis-Serie im Trangfjord auf. Ebenso sillimanit- und hornblendeführende Gneise.

Karbonatgesteine

sind selten. Kalksilikatische Streifen von einigen cm bis dm Dicke finden sich in den Biotitgranatgneisen da und dort zerstreut. Ein Marmorzug von ca. 30 m Mächtigkeit quert das untere Skrællingedal, ein zweiter wurde im obersten Granatdal angetroffen. Etwas reichlicher treten Linsen und wenige Meter mächtige Marmorbänke an der Basis der Biotitgranatgneis-Serie in Nordwestclavering auf. In gleicher Position liegt ein Marmorzug von grösserer Mächtigkeit auf der Westseite (und der Ostseite?) der Lerbugt; und die nördliche Seitenmoräne des Gletschers N Ortlerspids enthält viele grosse Blöcke aus einem zweiten, etwas höheren Marmorzug.

Kleinere Linsen sind überwiegend kalksilikatisch und enthalten nur spärlich Karbonat. Die grössern Bänke werden von ziemlich feinkörnigem, grauem Silikatmarmor mit Diopsid als wichtigstem Silikatmineral gebildet. Die Moränenblöcke des Ortlergletschers sind ziemlich rein, weiss und grobkörnig. Im Skrællingedal und im Granatdal sind die Marmore von Pegmatiten durchzogen und weisen entsprechende Kontaktbildungen auf. Diese siehe 3) Die Pegmatite.

III. Die Streifengneis-Augengneis-Serie.

Die Streifen- bis Bändergneise

weisen im stark magmatischen Nordclavering eine sehr grosse Verbreitung auf, während sie auf Südclavering mehr antiklinalgebunden sind. In deutlichen Antiklinalen oder schmalen Zonen dieser Serie nehmen die Augengneise die zentralen Partien ein, die Streifengneise die peripheren. Die Streifengneiszone ist dann häufig nur einige hundert Meter mächtig. Die Mineralvergesellschaftung der Streifengneise ist qualitativ dieselbe wie bei den Biotitgranatgneisen. Es sind quarzitisches Granatgneis bis Biotitgranatgneis oder granatfreie Biotit-Alkalifeldspat-Gneise. Die Feldspatquarz-Adern sind stets weiss.

Die Augengneise

fallen schon von Weitem durch ihre weisse Farbe auf, die durch Verwitterung in ein ebenso auffallendes Hellrot übergeht. Die Kalifeldspataugen sind bis 10 cm lang. Granat überwiegt oft stark den Biotit. Stellenweise geht der grobe Augengneis in massigen, feinen Granatplit

über, und die ursprüngliche Gneisnatur ist im feinen Feldspatgewebe nur noch durch zarte Biotitstriemchen angedeutet. Sehr häufig enthält der Augengneis grössere glimmer- (und quarz-) arme rosa Aplit-Pegmatit-Partien mit unscharfer Grenze.

In der Vestmars Bjærg-Antiklinale treten verschiedentlich Gänge bis Linsen eines feinkörnigen

Basischen Gesteins

auf. Die Gänge sind quer zerhackt. Den schmalen trennenden Klüften zwischen den Bruchstücken folgen im Augengneis verschwimmende Adern weissen Pegmatites. Die Gangstücke sind nur wenig gegeneinander verschoben. Kleinere Gänge machen die migmatische Faltung der Augengneise ganz mit.

Diese Tatsachen, der allmähliche Übergang Granatbiotitgneis-Streifengneis bis Bändergneis-Augengneis und die Mineralassoziation des Letzteren zeigen, dass die Augengneise keine ursprünglich intrusiven, nun retromorphen Granite sein können.

IV. Die Granite und Migmatisationen.

Im Claveringkristallin spielt eine weisse Migmatisation i. w. S. eine dominierende Rolle. Ein leukokrater rosafarbener Granit ist in Form grosser Pegmatitscharen und mächtiger Einzelgänge in Nordclavering verbreitet. Mehr diffus tritt er auch innerhalb der weissen Augen- und Streifengneise häufig auf. Eine rosa Migmatisation im engeren Sinne ist jedoch auf die unmittelbare Nähe solcher Gänge in NW-Clavering beschränkt. Weder der weisse noch der rosa Granit bildet grössere Massive. Ein gewöhnlicher feinkörniger, rötlicher Zweiglimmergranit bildet im südlichen Hjertet einen ganz kleinen Stock. Rote Aplite und grobe rote Granitporphyre und Pegmatite sind auf die Umgebung der Dødemandsbugt und das Kuppelkristallin beschränkt. Ebenso grobkörnige, grünrot gefleckte Feldspat- und Feldspatquarz-Gänge.

Die Unterscheidung zwischen weissen, rosafarbenen und roten Gängen ist jedoch, besonders wegen einer starken

Roten Verwitterung

nicht immer leicht. Es ist nicht ausgeschlossen, dass die rote Ganggruppe als solche überhaupt keine Selbständigkeit besitzt, sondern nur etwas zersetzte Glieder der rosa Gruppe umfasst. Die rote Verwitterung ist nämlich auf die Aussengebiete beschränkt (im Granatdal unter Karbonsandsteinen, im östlichen Randgebiet unter Perm-Mesozoikum), dort

aber allgemein. Sie hängt also wahrscheinlich mit der vorkarbonischen resp. vorpermischen Denudation zusammen.

Die weisse Granitintrusion

erfolgte in 4—5 Schüben:

- | | | |
|---------------|---|---|
| 1. Hauptschub | { | 1. Migmatisation i. e. S., Bildung der Augen- und Streifengneise. |
| | | 2. Intrusion der Granataplite. |
| 2. Hauptschub | { | 3. Intrusion der Pegmatite. |
| | | 4. Intrusion der Glimmeraplite. |
| | | 5. Hydrothermale Schlussphase. |

1. Die Bildung der Augen- und Bändergneise

ist in Anbetracht der sehr verschiedenen Standpunkte, welche die einzelnen Geologen zum Migmatit- resp. Granitisierungsproblem einnehmen, von grossem Interesse. Schematisch ergibt sich folgendes Bild der Gesteinsvergesellschaftung:

Kern der Antiklinalen	Augengneise
Hülle I	Bänder- bis Streifengneise
Hülle II	Biotitgranatgneise

Die Feldbeobachtungen lassen keinen Zweifel darüber aufkommen, dass die bis hinauf zu etwa 90 % aus Kalifeldspat gebildeten groben Augengneise das Produkt einer sehr weitgehenden Granitisierung darstellen (vorige Seite oben). Die Streifen- bis Bändergneise sind durch »Lit par lit-Injektion« entstanden; und in der Biotitgranatgneiszone klingen die Spuren der magmatischen Aktivität mit mehr gangförmigen Bildungen aus.

Die zeitliche Folge der spätern Intrusionsetappen lässt sich einwandfrei festlegen³⁾. Dagegen kann die Bildung der Augen- und Bändergneise erst durch die detaillierte Verarbeitung der petr. Sammlung abgeklärt werden.

2. Die Granataplite

treten einerseits in Form mächtiger Lagergänge auf, besonders auf den Finschinseln und östlich Dødemandsbugt, andererseits als wenig mächtige Gänge, die rasch zertrümmern und dann mehr oder weniger in die Injektionsadern der Arterite übergehen. Diese Gänge schmiegen sich völlig der Fliessfaltung der Arterite an. Die Intrusion der Granataplite

³⁾ Die im Herbst 1938 in Südclavering gemachten Feldaufnahmen und das dabei eingesammelte petrographische Material konnten schon im Winter 1938/39 auf der Station Eskimonaes ziemlich detailliert verarbeitet werden.

steht also mit der arteritischen Injektion zeitlich und genetisch in engstem Zusammenhang. In den Augen- und Bändergneisen treten Granataplite mehr »à tâche de huile« auf. Es sind ursprünglich weisse, aber meist stark gelblich angewitterte, völlig massige Gesteine. Mittelkörnig, selten sehr fein- oder ausgesprochen grobkörnig.

Hauptgemengteile: Feldspat, Quarz, (Granat).

Nebengemengteile: Biotit, Chlorit, Erz.

Lamprophyrische Partien sind selten, wohl assimilierte Gneispartien. Sie weisen sehr feines Korn auf. Die Granate sind von Peripherie und Rissen aus meist biotitisiert und später chloritisiert, sodass nur Aggregate von einzelnen eckigen Granatkörnern in Chlorit übrigbleiben. Quarz tritt neben den Feldspäten zurück. Er ist gut durchscheinend, leicht rötlich. Ein granatreicher Gang W Elvsborg ist durch feinverteiltes Erz grau gefärbt.

3. Die Pegmatite

bilden meist wenige cm dicke Adern, die überwiegend der allgemeinen Klufttrichtung folgen (in der Umgebung von Eskimonæs N—S bei steilem, meist westlichem Einfallen). Am Falskenæs und bei der Station Eskimonæs finden sich ganze Scharen solcher Pegmatitadern, in Abständen von dm bis 1 m einander parallelaufend. In ihrer Nähe sind gleichgerichtete Klüfte ohne Pegmatitfüllung häufig. Ebenso oft werden schmale Pegmatitadern von gleichlaufenden jüngern Klüften mitten durchsetzt. Flachere Adern sind jünger als steile, diese an den jüngern verschoben.

Die Pegmatite 3) sind scharf von den Granatapliten 2) getrennt, mit den Glimmerapliten 4) aber durch zahlreiche Übergänge verbunden. Der Altersunterschied zwischen den Generationen 3) und 4) ist gering und nicht überall gleichsinnig. Breitere Pegmatite weisen häufig aplitischen Rand auf. Hie und da ist es umgekehrt, der Rand pegmatitisch, das Zentrum aplitisch. Im Innern von flachern, mächtigen Aplitgängen sind pegmatitische Streifen parallel der Ganggrenze ziemlich häufig. Ein sehr schöner Pegmatitgang am Eskimonæs mit schmaler aplitischer Randzone läuft zwei typischen feinkörnigen Aplitgängen parallel und steht damit offenbar in genetischem Zusammenhang.

Hauptgemengteile: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, (Muskowit, Biotit).

Übergemengteile: Granat, Turmalin, Erz, Apatit.

Kalifeldspat, den Plagioklas weit überwiegend. Vereinzelt gut eigengestaltig: $\langle 010 \rangle$, $\langle 001 \rangle$, $\langle 110 \rangle$. Spaltbarkeit sehr gut. Makroperthit, weisslich durchscheinend.

Plagioklas, selten in grössern Individuen, milchweiss. Häufig episkopisch erkennbare polysynthetische Zwillingsstreifung.

Glimmer, gewöhnlich bis 2—3 cm im Durchmesser enthaltende Tafeln mit nur angedeuteter Kristallbegrenzung.

Der Muskowit zeigt eine lichtbräunlichrote Farbe.

Biotite sind häufig etwas leistenförmig. Nur in einem einzigen Pegmatit an der

Grenze Granatgneiss/Amphibolit nimmt der Biotit sehr grosse Dimensionen an (1 dm), ist aber zu einem dumpf graugrünen resp. hellblonden bis silbrigen Chlorit ersetzt. Da die Biotite in den benachbarten endomorphen Gängen im Amphibolit auch ganz oberflächlich unversehrt sind und dieser Pegmatit nicht an einer später chloritisierten Bewegungszone liegt, dürfte diese Umwandlung autometamorpher Natur sein.

Quarz ist mengenmässig meist geringfügig, reichert sich aber im zentralen Teil mächtigerer Gänge zu fast reinen Partien an.

Turmalin wurde nur in einem einzigen Gang und auch dort in geringer Menge gefunden. Es ist schwarzer Eisenturmalin in kleinen, gestreiften Säulchen ohne Endflächen oder feinkörnige Aggregate auf Rissen im Kalifeldspat.

Apatit tritt in vielen Pegmatiten als sehr vereinzelt, gut durchscheinende Körner auf.

Struktur typisch pegmatitisch. Textur i. A. massig. Muskowite sind häufig randlich quer zur Ganggrenze gestellt. In den pegmatitischen Streifen des grossen Aplitganges 338/40 am Eskimonæs zeigen die etwas langgestreckten Kalifeldspäte dieselbe Anordnung.

Kontakte.

Während die Glimmeraplite der Generation 4) nur ganz geringfügige und die Granataplite 2) überhaupt keine eigentlichen Kontaktbildungen aufweisen, sind solche an den Pegmatiten 3) in charakteristischer Weise entwickelt.

a) Gegen Gneise.

Die Pegmatite durchsetzen die Gneise völlig unabhängig von der Schieferung resp. Schichtung. Eine Beeinflussung des Ganges durch das Nebengestein ist nur in Ausnahmefällen feststellbar. So führt der nur 2 dm breite Gang 249 am Eskimonæs randlich aus dem durchschlagenen, feinkörnigen, Biotitquarzit aufgenommene grobe, quer zur Ganggrenze gestellte Biotite.

Umgekehrt ist eine Beeinflussung des Nebengesteins durch den Gang nicht leicht nachzuweisen. Es fällt aber auf, dass auch in granatbiotitquarzitischen bis granatquarzitischen Schichten diese in der weiteren Umgebung der Pegmatite durch ausschliesslich biotitführende Gesteine ersetzt sind. Eine mehr oder weniger imprägnative Kalizufuhr von den Pegmatiten aus ist daher wahrscheinlich.

b) Gegen Amphibolite.

Im Gegensatz zum geraden Durchschlagen in den gneisig-schiefrigen Gesteinen bilden die Pegmatite in den Amphiboliten resp. Hornblenditen und den Marmoren ein unregelmässiges Netzwerk zertrümmernder und anastomisierender Gänge und Adern. Diese sind meist weitgehend endomorph umgewandelt.

Relativ wenig veränderte Adern bestehen nur aus Quarz und Feldspat, letzterer weit überwiegend Plagioklas. Struktur typisch pegmatitisch, teils feinkörnige Plagioklas-Quarz-Aggregate, teils etwas sperriges Gefüge bis 1 cm grosser gestreckter Plagioklasindividuen. Muskowit fehlt ganz.

Wenigstens im Innern völlig unverändert ist der grösste Pegmatit im Amphibolitzug des Granattals, ein bis $1\frac{1}{2}$ m mächtiger Muskowitpegmatit. Er gehört aber der rosa Generation an und ist deshalb wohl etwas jünger. Die Kontaktbildungen sind jedoch dieselben wie bei der weissen Generation. Unverändert:

Kalifeldspat hellrot, bis faustgross, Makroperthit.

Plagioklas weisslichgrau, spärlich. Wie der Kalifeldspat ausgezeichnet eigengestaltig: $\langle 001 \rangle$, $\langle 010 \rangle$, $\langle 110 \rangle$.

Quarz weisslichgrau durchscheinend, zentral zu grösseren Massen angereichert.

Randlich und um einen Amphiboliteinschluss ist der Gang 10 cm breit weiss, biotit-plagioklas-pegmatitisch.

Die endomorphen Injektionsadern

und Gänge sind Biotitplagioklaspegmatite von bedeutender Korngrösse. Sie erreichen bis 1 m Mächtigkeit.

Plagioklas weisse, bis 4 cm grosse, gestreckte Individuen mit häufig schon makroskopisch erkennbarer Zwillingsstreifung.

Biotit schwarzbraune Tafeln, noch grösser als der Plagioklas, gut eigengestaltig, nicht selten gestreckt, randlich zuweilen $\pm$ senkrecht zur Ganggrenze gestellt.

In diesen Pegmatiten tritt ein auch im übrigen Gebiet in den unveränderten Pegmatiten, dort allerdings nur als spärliche, kleine, grünliche Körner vorhandenes Mineral etwas reichlicher auf:

Apatit. Langsäulig-nadlig. Gut sechseckiger Querschnitt. Querbrüche. Farbe weisslich blau bis grün, in Aggregaten kleiner isometrischer Körner mehr grüngelblich-grau. Es konnte u. d. M. im Körnerpräparat ausgesuchten Materials an folgenden Kennzeichen identifiziert werden:

Fast farblos, bläulich-grünlich.

Gerade Auslöschung.

Einachsige, negativ.

Sehr kleine Doppelbrechung.

n_α // Längsrichtung.

$n > 1,622$ (Zimtaldehyd).

Randlich ist der Amphibolit 1—2 cm weit in Biotit-Schieferhornfels umgewandelt. Ausser diesem Rand sind auch kleine Amphibolitbruchstücke in Agmatiten unverändert. Dagegen ist an der sehr intensiv injizierten Westseite des »Boudinagekopfes« (Granatdal-Amphibolitzug) der Unterschied zwischen injiziertem Amphibolit, Biotitgranatgneis und endomorphem Pegmatit stark verwischt.

Vereinzelt ist die Injektion überhaupt mehr diffus. Das endomorphe Intrusivum bildet in diesem Falle eine einige dm breite, mehr oder weniger gangförmige Zone, die den Amphibolit schräg durchschneidet und den Charakter eines mittelkörnigen Biotitplagioklasfels besitzt. Ausgezeichnet idiomorphe, einige mm grosse Plagioklase liegen in einem Grundgewebe von feinschuppigem Biotit. Ganz in der Nähe findet sich eine ähnliche Partie als breiter Streifen in einem Biotitplagioklaspegmatit.

Reine Quarzadern, z. T. lagergangartig, erreichen bis $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit. Beim Zertrümmern gehen sie in Biotitplagioklaspegmatite über. Im Quarz liegen ganz vereinzelt Uralitindividuen. Die Uralitisierung gehört derselben Spätphase an wie die früher erwähnte Chloritisierung grosser Biotite.

Die intensivste Injektionszone im Amphibolit des Granatdalzuges wird von einem 10—15 cm mächtigen, unveränderten Biotitaplit der Generation 4) durchschlagen, wodurch die Zugehörigkeit der endomorphen Pegmatite zur Pegmatitgeneration 3) erwiesen ist. Damit stimmt auch der hier reichliche Gehalt an Apatit als charakteristischem Nebengemengteil überein.

c) Kontakte mit Marmoren.

Im Marmorzug des mittleren Skrællingedals bilden weisse Pegmatite ein intensives Netzwerk bis mehrerer dm mächtiger Adern. Diese sind ziemlich homogen, aber auch hier stark endogen umgewandelt.

Mineralbestand: Plagioklas, Graphit, Apatit, (Biotit).

Plagioklas, bis 3 cm grosse weisse, gut eigengestaltige Individuen mit scharfer Zwillingsstreifung.

Graphit, meist einzelne unregelmässige Blättchen, selten gut sechseckig begrenzt.

Auch grobschuppige Aggregate. Intensiv schwarzgrau metallglänzend.

Apatit. Grünlichgraue Körner mit einzelnen Kristallflächen und feinkörnige Aggregate.

Identifizierung mit Körnerpräparaten.

Struktur: Die Plagioklase bilden ein sehr grobkörniges, etwas sperriges Gerüst, dessen kleine Interstitien von den andern Gemengteilen erfüllt sind, bald von Apatit, bald von Graphit oder Biotit, jedoch seltener von einem Gemenge derselben.

Bemerkenswert ist die reichliche Apatitführung. Sie stellt ein Analogon zu der ebenfalls reichlicheren Apatitführung der Pegmatite im Granatdal-Amphibolit zug dar. Die Lösungen der Pegmatitgeneration führten wohl überall etwas P_2O_5 , konnten dieses aber nur bei reichlicher vorhandenem CaO , also in Kalken und Amphiboliten, in nennenswerten Mengen fixieren.

Die injizierten Kalke sind massige bis bänderige Silikatmarmore, die in Struktur und Mineralführung, von der unmittelbaren Umgebung (wenige mm) der Injektionsadern abgesehen, keinerlei Beziehung zu diesen erkennen lassen. Ganz analoge Verhältnisse fand der Verfasser in der penninischen und ostalpinen Wurzelzone der Alpen (MITTELHOLZER 1936). Die weissen Injektionsadern im Marmorzug zwischen Vestmars Bjærg und Eigils Elv gaben dagegen Veranlassung zur reichlichen Bildung von grobem Epidot, Diopsid und Grossular (und Vesuvian?). Ähnliche Partien liegen im Gehängeschutt des obern Skrællingedals.

4. Die Glimmeraplite.

Es sind meist flachliegende, grössere Gänge von einigen dm bis etwa 20 m Mächtigkeit. Am Falskenæs und Eskimonæs treten auch steile Aplitgänge auf, die aber nicht in der bevorzugten Kluft- und Pegmatitrichtung liegen.

Hauptgemengteile: Feldspäte, Biotit, Muskowit, Quarz.

Feldspat meist recht gut eigengestaltig oder dann vollkommen xenomorph, auch gegen Quarz.

Glimmer ziemlich gut idiomorph. Mengenverhältnis Biotit/Muskowit wechselnd bis zum völligen Ausschluss des einen oder andern.

Struktur gleichkörnig bis schwach porphyrisch. Korngrösse gering, in den gröbsten Typen nicht über 2—3 mm. Textur massig. Leichte Parallelanordnung der Glimmer ist auf die Nähe jüngerer mechanischer Störungszonen beschränkt, also keine Abbildung von Fließbewegungen im Magma.

Stärkere mechanische Beanspruchung ist nicht häufig. Ein 1,2 m mächtiger Gang am Eskimonæs zeigt gegen das Liegende normalen Intrusivkontakt, während die Hangendgrenze von jüngeren Bewegungen benützt wurde und eine feinrümmerige tektonische Breccie aufweist.

Die Kontakte sind überall scharf. Weder im Nebengestein noch im Gang selbst sind Kontaktwirkungen erkennbar. Ausnahmsweise zeigen Biotit- bis Zweiglimmeraplite einige wenige cm breite Randzone von grossem Quarz- und Muskowit-reichtum, dies auch gegen biotitreiches Nebengestein. Diese zonare Anordnung ist also wohl primär magmatisch.

5. Hydrothermale Phase.

Hieher werden gerechnet:

Die Quarzklüfte,
die Erzlagerstätten und Calcedon-Breccienzonen,
die Calcitadern und Sideritgänge.

Ein Zusammenhang dieser Bildungen mit der granitischen Intrusion und Migmatisation während der kaledonischen Orogenese ist nicht nachgewiesen, aber aus verschiedenen Gründen ziemlich wahrscheinlich.

Eine Quarzkluft, wellig verbogen, ist am Ostvorsprung des Eskimonæs über 100 m weit verfolgbar. Das Nebengestein, recht massiger Granatkörnelgneis bis Granatbiotitgneis, ist an der Kluff brecciiert. Die Trümmer sind durch stengeligen Quarz verkittet; Längsrichtung der Quarze senkrecht zu den Trümmerrändern. Die Wände der Hohlräume zwischen den Trümmern und die Hauptklufffläche sind von bis 3 cm hohen Kappenquarzen bedeckt, welche aus 4—5 Schalen aufgebaut sind. Unter dem Quarz finden sich vereinzelt grössere Kalifeldspäte (Adular), darüber Calcit. Die Nebengesteinstrümmer sind im Gegensatz zu alpinen Klufflagerstätten völlig frisch. In einer weiteren Quarzkluff liegen auf rostig überzogenen Quarzen vereinzelte Kiesrosetten.

Im Zusammenhang mit der Erzlagerstätte im Vesthavn, ob der Station Eskimonæs und am Hang zwischen Oester- und Vesterelv treten in den Biotitgranatgneisen Breccienzonen auf, deren stark zersetzte Trümmer durch Chalcedon verkittet sind. Er enthält am Vesterelv scharfe kubische Hohlräume. Winzige Relikte darin sind als Fluorit bestimmbar: Grünlich bis rötlich, isotrop, $n < \text{Kanadabalsam}$, (211)-Spaltbarkeit.

Die rote Granitgeneration.

Ihre Gänge in der Umgebung der Dødemandsbugt und im Kuppelkristallin setzen alle scharf durch das Nebengestein hindurch. Es sind Aplite, Pegmatite und grobe Granitporphyre. Sie sind rot oder rötlich-grau und dann relativ dunkel. Ein grosser grober Pegmatit E der Fangstation Sandodden weist eine ausgesprochene Bänderung parallel den Ganggrenzen auf. Grössere Apophysen im Biotitgneis zeigen prächtig grob porphyrische Struktur.

Die Kontaktbildungen

dieser Granitgänge gegen Amphibolite (Dødemandsbugt) sind ähnlich wie diejenigen der weissen Pegmatite im Amphibolitzug des Granatdals, aber etwas weniger intensiv. Der ca. $\frac{1}{2}$ m mächtige rötlichgraue Granitporphyrgang 262 am Strand ca. 4 km SW der Fangsthütte Elvsborg ist am Kontakt scharf zonar gebaut:

- I. Normaler Granit-Granitporphyr, zentral ziemlich gleichkörnig, randlich deutlicher porphyrisch.
- II. Band aus rötlichem Feldspat (schlecht spaltbar) und weissem Quarz, 1 cm.
- III. Plagioklas-Biotitband, 2—3 cm.
- IV. Amphibolit, sehr biotitreich, Biotit nach aussen abnehmend, ca. 1 cm.
- V. Normaler Amphibolit bis Hornblendit.

Ein roter, mehrere m mächtiger, im Amphibolit jedoch rasch zertrümmernder Amphibolitgang weist einen scharfen, ca. 10 cm breiten Rand von grobem Biotit-plagioklas-Pegmatit auf. Die Biotite sind sperrig angeordnet. Der Plagioklas ist hell bräunlichgrau und lässt schon makroskopisch Zwillingstreifung erkennen.

Die grossen roten Aplitgänge des Pladen-Südgrates weisen überall randlich grobpegmatitische Struktur, aber keine nennenswerte Änderung im Mineralbestand (überwiegend rote Kalifeldspäte) auf.

In den massigen weissen Quarziten W Elvsborg sind in der Nähe eines horizontalen, teils roten Aplites vereinzelte ziegelrote Feldspäte eingestreut. Es ist aber nicht sicher, ob diese Imprägnation mit dem Aplit kausal zusammenhängt. Jedenfalls ist sie nur eine lokale Erscheinung, ganz im Gegensatz zu der fast regionalen Verbreitung dieses Phänomens im Franz Joseph Fjord-System (WEGMANN 1935a).

Die rosafarbene und die rote Ganggruppe sind jünger als die weisse Migmatitgeneration i. w. S. und wohl gleichaltrig wie die junge rosa Migmatitgeneration der innern Fjorde, die ihrerseits zu den roten und grauen postkinematischen Graniten der Nörlundalper überzuleiten scheint.

V. Die Granatsillimanitgneis-Serie.

Sie ist nur in Nordwestelavering gut abzugrenzen. Die nördliche Fortsetzung dieser Zone konnte nicht mehr kartiert werden. Gegen Süden gehen westliche dunkle Biotitgranatgneis-Serie, Sillimanitgneis-Serie und östliche hellere Granatbiotitgneis-Serie anscheinend völlig ineinander über. Tiefer Schnee verunmöglichte hier weitere Untersuchungen.

Das typische Gestein dieser Serie ist ein grauer, mittelkörniger Granatbiotitsillimanit-Gneis, der sehr leicht verwittert und dann eine ziemlich hellrötliche Färbung annimmt. Die übrigen Gesteine sind ähnlich wie in Gruppe II, aber meist heller und deutlich quarzitisches. Wahrscheinlich ist in den granatquarzitisches Gesteinen der Biotitgranatgneis-Serie in der Lerbugt auch die Serie V enthalten.

VI. Die Amphibolit-Quarzit-Serie.

Amphibolite-Hornblendite und Quarzite werden trotz ihrer grossen stofflichen und genetischen Verschiedenheit hier zusammengefasst, da

diese beiden Gesteinsgruppen im Gelände sehr eng assoziiert sind. Im südlichen Hjertet-Massiv bildet diese Serie die einzige deutliche Mulde auf Clavering-Ø, die leider nach N rasch undeutlich wird (Gletscherbedeckung) und nach S in die Luft aussticht. Die Quarzite treten in mächtigen Bänken auf und sind meist völlig massig, rein weiss. Nur selten dominieren rötliche Granat- bis Sillimanitgranat-Quarzite. Die weissen Quarzitbänke sind von denen der untern Eleonorebay-Formation im Payerland, Ole Römer-Land etc. ununterscheidbar. Auch die Amphibolite bilden mächtige Bänke, die aber häufig zu grösseren Linsen oder Stöcken anschwellen. Im Granatdal-Amphibolitzug treten in dem den Amphibolit überlagernden Granatquarzitgneis Mischzonen, quer zur Schichtung stehende Hornblenditgänge und Adern auf. Die Orthonatur dieser Amphibolite unterliegt also keinem Zweifel. Es wurden jedoch bisher keinerlei Relikte des ursprünglichen Intrusivums oder Extrusivums gefunden. Es ist möglich, dass das basische Magma erst zu Beginn der kaledonischen Orogenese in die Quarzit-Serie eindrang und das magmatische Gestein gewissermassen bereits in statu nascendi metamorphosiert wurde (MITTELHOLZER 1936). Da zudem im Payerland ein Hornblendit vom genau gleichen Typ intrusiv in der wenig metamorphen Eleonorebay-Formation gefunden wurde, werden diese Amphibolite als kaledonische Ophiolithe und die ganze Serie, Amphibolite und Quarzite, als die Synklinal-Serie des Claveringkristallins aufgefasst.

Im amphibolitischen Anteil

der Serie können folgende Typen unterschieden werden:

- a) gewöhnliche Plagioklasamphibolite,
- b) monomineralische Hornblendite,
- c) Granatamphibolite,
- d) Pyroxenamphibolite,
- e) Biotitamphibolite.

Alle Typen kommen im selben Gesteinskörper vor, und sind durch Übergänge verbunden. Die $\pm$ monomineralischen Hornblendite überwiegen und Granatamphibolite sind nicht häufig. Pyroxenhornblendite sind besonders in den Amphibolitzügen am Pladen und westlich Elvsborg stärker vertreten.

a) gewöhnliche Plagioklasamphibolite.

Nach Textur und Struktur können zwei Varietäten unterschieden werden:

- α) Gut kristallisationsschiefrig bis gestreckt, Typus alpiner Amphibolite. Korn mittel bis fein. Hornblende überwiegend.

- β) Massig. Mengenverhältnis Hornblende/Plagioklas variabel bis zum Verschwinden des Plagioklases. Bei reichlichem Plagioklas ist die Korngrösse unregelmässig bis zur Ausbildung leicht porphyroblastischer Struktur. Porphyroblasten $\pm$ isometrische grüne Hornblende, bis ca. 1 cm gross.

b) monomineralische Hornblendite

unterscheiden sich von den massigen Amphiboliten nur durch das Zurücktreten des Plagioklases. Sie sind stets grobkörnig.

c) Granatamphibolite.

Grobkörnig. Der Granat bildet scheinbar Porphyroblasten, die sich u. d. M. aber als Aggregate kleiner Granatkörner mit viel Plagioklas und Hornblende entpuppen.

d) Pyroxenamphibolite.

Mineralbestand: Hornblende, Pyroxen, Plagioklas, $\pm$ Biotit. Mengenverhältnis wechselnd, von weitem Überwiegen der Hornblende bis zu fast völligem Ausschluss derselben. Der Pyroxen, der an Körnerpräparaten als Diallag bestimmt werden konnte, tritt in zwei verschiedenen Formen auf:

- α) Bis einige cm grosse Porphyroblasten, die andern Gemengteile als kleine Körner einschliessend. Die grossen Diallage häufig mit (100) in der Schieferungsebene orientiert, wodurch diese, besonders in leicht angewittertem Zustand, einen bronzeartigen halbmatalischen Schimmer erhält.
- β) In Form kleiner isometrischer Körner ersetzt der Diallag die Hornblende.

Struktur porphyroblastisch-poikiloblastisch (Diallag) bis homoeoblastisch. Textur massig-schlierig bis deutlich kristallisationsschiefrig.

e) Biotitamphibolite

bis Hornblendebiotit-Schiefer. Sie enthalten reichlich Biotit und wenig Plagioklas. Durch subparallele Anordnung der Biotite entsteht deutliche Schieferung. Die Hornblende besitzt einen ausgesprochen braunen Pleochroismus. Auf Spaltblättchen parallel (110):

na' bräunlichgelb bis graugelb
 ny' dunkel graubraun
 ny' / Längsrichtung ca. 15°.

Begleitgesteine der Amphibolite.

Mit den Amphiboliten resp. Hornblenditen sind stets Granat-biotitgneise bis Granatbiotitplagioklas-Felse vergesellschaftet.

Mineralbestand: Granat, Biotit, Plagioklas, (Quarz).

Granat, hell weinrot, bis 4 cm grosse Porphyroblasten, abgerundet bis gut ausgebildetes $\langle 211 \rangle$. Stark poikiloblastisch. Bei fortgeschrittener Verwitterung unzersetzt aus dem Grus herausfallend. Das aus Biotit und Plagioklas bestehende, mittelkörnige, Grundgewebe umfliesst sehr schön die grossen Granatporphyroblasten.

An zwei Stellen im Granatdalamphibolitzug tritt im Amphibolit und am Rand gegen den unterliegenden Gneis ein Gestein auf, in dem grosse Porphyroblasten

von Granat in einem bräunlichgelben Grundgewebe von Plagioklas, faseriger Hornblende und einem weitem rötlichbraunen Mineral liegen.

Beide Gesteine sind wahrscheinlich nicht primäre Kontaktprodukte des basischen Eruptivums, sondern durch Reaktion von Basicum und Nebengestein bei der Migmatisation entstanden. Im Allgemeinen ist jedoch die arteritische Injektion an den resistenten Hornblenditen fast spurlos vorübergegangen, ebenso die jüngere Aplitintrusion. Die intensiven Pegmatitkontakte siehe IV/1.

Ein weiteres, vermutlich ebenfalls randliches Gestein (ringsum Schutt) ist von einer auffallenden, rotbraunen, eisenoxydischen Verwitterungshaut bedeckt. Es ist feinkörnig, massig und sehr zäh.

Mineralbestand: Hornblende, Feldspat, hellgrün durchsichtige Körner. Reichliche Imprägnation mit Magnetkies, Kupferkies und weiteren Erzen.

Da und dort treten auch hornblende- und quarzreiche Übergangsgesteine zwischen Amphibolit und Quarzit auf.

VI. Der Syenit von NW-Clavering.

In den Gletschertälern Nordwestclaverings zieht eine gegen die angrenzenden Gneise scharf abgesetzte, schmale Syenitzone, grossenteils anscheinend konkordant in der Biotitgranatgneis-Serie liegend, durch die ganze Gebirgskette. In der Lerbugt ist sie, wohl infolge der dort sehr intensiven Migmatisation der Gneise, eher verschwommen. Eindeutig stockartig intrusiven Charakter zeigt der Syenit nur auf dem Theodolitplateau vor seinem Untertauchen unter die karbonischen Sedimente. Die südliche Seitenmoräne des Gletschers N Ortlerspids besteht fast ausschliesslich aus grobkörnigem Syenit. Er ist etwas variabel, das eine Extrem glimmer- und hornblendearm, hell, grobkörnig, das andere monomineralisch aktinolithisch-hornblenditisch, mehr feinkörnig. In Zentralclavering dominiert der hellere Typ, in Westclavering ein dunklerer. Die Struktur ist selten völlig massig. Fast durchgehend findet sich eine schwache, durch alle mineralischen Komponenten des Gesteins bedingte Schieferung. Pegmatitgänge sind im Syenit häufig. Sie gehören der roten Gruppe an.

Der Syenit ist stellenweise von massigen weissen Quarziten begleitet. Er spielt wohl dieselbe Rolle wie die Amphibolite-Hornblendite und dürfte ungefähr gleichaltrig sein, d. h. prätektonisch bis spätestens frühsynkinematisch.

DAS KRISTALLIN DER DOVEBUGT

Auf der Rückreise mit SS »Gustav Holm« hatte Verfasser Gelegenheit, am nördlichen und südlichen Ende der Dovebugt (Mørkefjord, Godfred Hansens Ø) an Land zu gehen und je einen Tag auf einem orientierenden Gang durch das dortige Kristallin zu verbringen.

Dieses Kristallin ist an beiden Orten intensiv gefaltet, die Schichtstellung meist recht steil bei nördlichem bis nordöstlichem Streichen. Unweit der Mørkefjordstation wurde eine Reihe kleinerer Falten (λ : m bis einige Dekameter) beobachtet, die z. T. deutlich südliches Axialgefälle, im Kern starke Stauchungserscheinungen, und prachtvolle Lineartexturen aufweisen. Boudinage konnte verschiedentlich festgestellt werden.

Im äussersten Mørkefjord wurden z. B. folgende Gesteine beobachtet:

Rote Migmatitgneise,
Gneisquarzite,
Bänderige Hornblendegneise bis massige Hornblendite,
Zahlreiche rote Pegmatite in typischer Ausbildung mit rosa Kalifeldspat und violetter Quarz,
Silikatmarmore vereinzelt in dünnen Schmitzen.

Auf Godfred Hansens Ø spielen daneben weissinjizierte Biotitgneise, rostig anwitternd, eine grössere Rolle. Ebenso mächtigere Pegmatite mit über kopfgrossen rosa Kalifeldspäten, weissem Plagioklas und violetter Quarz sowie Biotit.

Der obere Teil des Sylen genannten Bergkegels besteht aus einem anscheinend wenig veränderten basischen Intrusivum, das die unterliegenden Gneisbänke schief abschneidet. Kleinere Stücke desselben Basicums mit vielen Übergängen zu gewöhnlichen Amphiboliten resp. Aktinolithiten finden sich wenig südlich davon am Gefions Havn.

Das Kristallin der Dovebugt weist sehr grosse Ähnlichkeit mit dem »Innerfjordkristallin« des östlichen Payerlandes auf.

Stellenweise finden sich Anklänge an das »westliche Kristallin«. Dagegen scheinen mit dem Claveringkristallin vergleichbare Gesteine zu fehlen. Im Erratikum des äussern Mørkefjordes dominieren helle bis graue Kalke. Auf Godfred Hansens Ø treten neben den roten Eleonorebay-Quarziten häufig braune Biotitquarzite bis Phyllite mit kleinen weissen Feldspat-PorphYROblasten von dem Typus auf, der im südlichen Payer Land in der ganzen metamorphen untern Eleonorebay-Formation dominiert.

TEICHERT (1935) ist seiner Zeit zum »Ergebnis« gelangt, dass das kaledonische Orogen im Strindberg-Lande (Franz Joseph-Fjord) gegen N ausklinge und von einer ungestört horizontalen Lagerung der Schichten abgelöst werde. Diese Behauptung beruhte z. T. auf einer unrichtigen geometrischen Interpretation längsgeschnittener Faltenzüge, wie WEGMANN im Franz Joseph Fjord-System und Verfasser im südlichen Payerland nachweisen konnten. Durch die Untersuchungen WEGMANN's, BACKLUND's und A. im Franz Joseph Fjord-System, BÜTLER's im Hudson- und Ole Römer-Land, BACKLUND's und des Verfassers im Gebiet Nörlund Alper—Clavering-Ø—Payer Land, verbunden mit den oben genannten Stichproben in der Dovebugt, ist erwiesen, dass sich das kaledonische Gebirge Ostgrönlands bis zur Dovebugt erstreckt. Wahrscheinlich reicht es noch weit darüber hinaus. Es ist eine Faltungs- und Umwandlungszone von grossem Tiefgange und nicht ein oberflächliches Gebirge germanotypen Charakters z. B. nach Art des Jura oder Saxoniums.

ZUSAMMENFASSUNG

Es wurden vom Verfasser zwei geologische Karten aufgenommen:

1. Eine Übersichtskarte 1:250.000 des ganzen Gebietes (Kristallin) zwischen Godthaabs Golf-Wordie Gletscher und A. P. Olsens Land einerseits, von Wollaston Forland bis zum Inlandeis andererseits. Dabei konnten durch den ganzen kristallinen Küstenstreifen an seiner engsten Stelle zwei Querprofile von ca. 100 km Länge gelegt werden.
2. Eine Détailkarte 1:100.000 von Clavering-Ø und deren näherer Umgebung. Diese kann jedoch erst nach detaillierter Verarbeitung der Sammlung publiziert werden.

Das Kristallin der Clavering-Ø, der Finsch Øer und der Südwestecke von Wollaston Forland bildet eine Einheit, die durch Metamorphose aus den Sedimenten der untern Eleonorebay-Formation bei der kaledonischen Orogenese entstanden ist. Dasselbe gilt von der »Rostigen Serie« im innern Fjordgebiet, der Biotitgneis-Zone des Grossglockners und wahrscheinlich auch der Westhälfte des Blassevilles Bjærges. Das Claveringkristallin liegt, z. T. etwas überschoben, auf dem Kristallin der innern Fjorde. Im SW-Payerland liegt eine grössere Synklinale nur schwach metamorpher unterer Eleonorebay-Formation und darin eine grössere Klippe überschobener Kalkdolomit-Serie der obern Eleonorebay-Formation. Die Grossglockner-Zone bildet das stärker metamorphe Ende der gegen Norden ausklingenden Eleonorebay-Synklinale.

Das Innerfjord-Kristallin exklusive »Rostige Serie« und die westliche Kristallinzone des Payerlandes bilden eine tiefere, petrographisch-stratigraphische und tektonische Einheit. Auf Grund ihrer Lage unter dem Claveringkristallin und der Eleonorebay-Synklinale des Payerlandes, ihres petrographischen Charakters und tektonischer Relikte muss diese Einheit als älter, d. h. als umgewandelter präkaledonischer Sockel angesehen werden.

Das Claveringkristallin ist ein Teil der Wurzelzone, das Innerfjord-Kristallin der zentrale Teil des kaledonischen Orogens, das im westlichen Kristallingebiet westwärts ausklingt. Präkaledonischer Sockel und Grönlandium wurden bei der kaledonischen Orogenese einheitlich ge-

faltet und metamorphosiert. Mit Ausnahme der Eleonorebay-Synklinale im SW-Payerland gehören sämtliche kristallinen Gesteine des Untersuchungsgebietes der Stufe intensivster Metamorphose, der Katazone GRUBENMANN-NIGGLI's an. Diese Metamorphose erfolgte unter starker magmatischer Beeinflussung und Stoffzufuhr. Im Claveringkristallin dominiert die etwas ältere weisse Migmatitgeneration, während die jüngere rosa Granitgeneration mehr nur gangartig intrusiven Charakter besitzt. Im Innerfjord-Kristallin dagegen, besonders im mittleren und westlichen Teil, ist die weisse Migmatitgeneration vollständig von der jüngern rosa Migmatisierung überwältigt. Hier wie dort fehlen aber grössere intrusive Granitmassive. Im westlichen Kristallingebiet sind Migmatite von geringerer Bedeutung. Spätkaledonische Bewegungen hatten im bereits versteiften Gebirge destruktive Wirkungen, Schuppenbildung im Grossen, mechanische und chemische Diaphthorese im Kleinen. Eigentliche Brüche sind zum grössten Teil sicher nachkaledonisch, die Basaltdecken und -Gänge oberjurassisch bis tertiär (VISCHER 1939).

Zwischen den Elementen des kaledonischen Orogens im Franz Joseph Fjord-System und auf Clavering-Ø—Payerland kann vorläufig folgende

Parallelisation aufgestellt werden:

Franz Joseph Fjord-System	Clavering-Ø—Payer Land
(WEGMANN)	(MITTELHOLZER)
Silur	
Kambrium	
Eleonorebay-Formation unmetamorph.....	Eleonorebay-Formation unmetamorph (Kalkdolomit-Serie) im Payerland
EB wenig metamorph	Abscherung _____
_____ Abscherung	Oberste Quarzitserie unmetamorph Quarzit—Phyllit-Serie
»Zug der weissen Granite«....	fehlt
Isfjordzone	Claveringkristallin Rostige Serie Tyrolerfjord Grossglocknerzone
Gruppe der tiefern Migmatite	Hornblendegneissserie Trangfjord »Übergangszone« Migmatitserie innere Fjorde Westliche Kristallinzonen (?)

LITERATURVERZEICHNIS

- BACKLUND, HELGE G., 1930. Contributions to the Geology of Northeast Greenland. Medd. om Grøn. 74 (1930) 207—296.
- 1932. Das Alter des »Metamorphen Komplexes« von Franz Joseph Fjord in Ost-Grönland. Medd. om Grøn. 87 Nr. 4 (1932) 1—119.
- 1936 a. Zur genetischen Deutung der Eklogite. Geol. Rundschau 27 Heft 1 (1936) 47—61.
- 1936 b. Der Magmaaufstieg in Faltengebirgen. C. R. Soc. Géol. Finlande 9 (1936) 293—347.
- 1937. Der postkaledonische paläozoische Vulkanismus in Ost-Grönland. Geol. Rundschau 28 Heft 5 (1937) 407—412.
- 1938 a. The Rapakiwi Puzzle. Geol. Förening. Stockholm Förhandl. 60 Heft 1 (1938) 105—112.
- 1938 b. Zur Granitisationstheorie. Geol. Förenin. Stockholm Förhandl. 60 Heft 2 (1938) 177—200.
- 1938 c. The Problems of the Rapakiwi Granite. J. Geol. 46 Nr. 3 (1938) 339—396.
- & MALMQUIST, D., Zur Geologie und Petrographie der nordost-grönländischen Basaltformation.
1932. I. Die basische Reihe. Medd. om Grøn. 87 Nr. 5 (1932) 1—61.
1935. II. Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. Medd. om Grøn. 95 Nr. 3 (1935) 1—84.
- BÜTLER, HEINRICH, 1935 a. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ost-grönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 12 Nr. 3 (1935) 17—33.
- 1935 b. Some New Investigations of the Devonian Stratigraphy and Tectonics of East Greenland. Medd. om Grøn. 103 Nr. 2 (1935) 1—35.
- 1937. Erläuterungen zu einigen Bildern der Ella Insel in Ostgrönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 13 Nr. 2 (1937) 9—14.
- 1938. Die tektonischen Strukturelemente des östlichen Moschusochsenfjordes. Medd. om Grøn. 103 Nr. 5 (1938) 1—7.
- 1940 a. Übersicht der devonischen Bildungen nördlich des Davysundes in Ost-grönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 16 Nr. 5 (1940) 105—131.
- 1940 b. Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksefjordes in Ost-grönland. Medd. om Grøn. 114 Nr. 3 (1940) 1—32.
- v. ECKERMANN, HARRY, 1937. The Genesis of the Rapakiwi Granite. Geol. Förenin. Stockholm Förhandl. 59 Nr. 1 (1937) 503—524.
- Grönland 1939. Tagung der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen 11/12.3.
1939. Siehe BÜTLER, KOCH, VISCHER, WEGMANN.
- KOCH, LAUGE, 1929 a. The Geology of East Greenland. Medd. om Grøn. 73 Nr. 2 (1929) 1—204.
- 1929 b. Stratigraphy of Greenland. Medd. om Grøn. 73 Nr. 2 (1929) 205—320.

- KOCH, LAUGE, 1930. Preliminary Report on the Danish Expedition to East Greenland in 1929 led by Lauge Koch. Medd. om Grøn. 74 Nr. 1 (1930) 173—206.
- KRANCK, E. H., 1935. On the Crystalline Complex of Liverpool Land. Medd. om Grøn. 95 Nr. 7 (1935) 1—122.
- MAYNC WOLF, VISCHER ANDREAS, STAUBER HANS & SCHAUB HANS PETER 1938. Geologische Untersuchungen in der postdevonischen Zone Nordostgrönlands. Medd. om Grøn. 114 Nr. 1 (1938) 1—28.
- MITTELHOLZER, A. E., 1936. Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16 (1936) 17—182.
- ODELL, N. E., 1939. The Structure of the Keiser Franz Josephs Fjord Region. Northeast Greenland. Medd. om Grøn. 119 Nr. 6 (1939).
- PARKINSON, M. M. L. & WHITTARD, W. F., 1931. The Geological Work of the Cambridge Expedition to East Greenland 1929. Quart. J. Geol. Soc. London 87 (1931).
- SEDERHOLM, J. J. On Migmatites and associated Rocks of Southern Finland.
- 1923. Part I. The Pelling Region. Bull. Comm. Géol. Finlande 58 (1923) 1—153.
 - 1926. Part II. The Region around Barösundsfjärd W of Helsingfors and neighbouring Areas. Bull. Comm. Géol. Finlande 77 (1926) 1—143.
 - 1934. Part III. The Åland Islands. Bull. Comm. Géol. Finlande 107 (1934) 1—68.
- TEICHERT, KURT, 1933. Untersuchungen zum Bau des kaledonischen Gebirges in Ostgrönland. Medd. om Grøn. 95 Nr. 1 (1933) 1—121.
- VISCHER, ANDREAS, 1938 a. Tektonik des Küstengebietes von Ostgrönland zwischen 74—75° n. Br. und 19—20° w. L. Manuskript 1938.
- 1938 b. Tektonik der postdevonischen Formationen der Clavering-insel und des Wollaston Vorlandes. Medd. om Grøn. 114 Nr. 1 (1938) 15—19.
 - 1940 a. Ergebnisse von Studien über die postdevonische Tektonik zwischen Hochstetter Bucht und Franz Josephs Fjord während der Zweijahresexpedition 1936—1938. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 16 Nr. 9 (1940) 152—160.
 - 1940 b. Der postdevonische Bau Ostgrönlands zwischen 73 und 75° N. Br. Medd. om Grøn. 114 Nr. 4 (1940) 1—20.
- WAGER, L. R. & DEER, W. A., 1938. A Dyke Swarm and Crustal Flexure in East Greenland. Geol. Mag. LXXV Nr. 883 (1938) 39—46.
- WEGMANN, C. E., 1932. Notes sur le Boudinage. Bull. Soc. Géol. France (5) 2 (1932) 477—491.
- 1935 a. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land. Medd. om Grøn. 103 Nr. 3 (1935) 1—59.
 - 1935 b. Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26 Heft 5 (1935) 306—350.
 - 1935 c. Über einige Fragen der Tiefentektonik. Geol. Rundschau 26 Heft 6 (1935) 448—451.
 - 1937 a. Le socle précambrien du Groenland méridional. C. R. Ac. Sc. 204 (1937) 874—875.
 - 1937 b. Sur la genèse des roches alcalines de Julianehaab (Groenland). C. R. Acad. Sc. 204 (1937) 1125—1127.
 - 1937 c. Zum Baubilde von Grönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 13 (1937) 15—23.
 - 1938. Geological Investigations in Southern Greenland. Part I: On the Structural Divisions of Southern Greenland. Medd. om Grøn. 113 Nr. 2 (1938) 1—148.
 - 1940 a. Einleitung zur Vortragsreihe über die Geologie von Grönland. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 16 Nr. 1 (1940) 29—46.
 - 1940 b. Übersicht über das Kaledonikum Ostgrönlands. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 16 Nr. 4 (1940) 82—104.
 - 1940 c. Übersicht über die Geologie Südgrönlands. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen 16 Nr. 16 (1940) 188—212.

WEGMANN, C. E. & KRANCK, E. H. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finland.

WEGMANN, C. E., 1931. Teil I: Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. Bull. Comm. Géol. Finlande 89 (1931) 1—65.

KRANCK, E. H., 1931. Teil II: Petrologische Übersicht des Gebietes E von Helsingfors. Bull. Comm. Géol. Finlande 89 (1931) 67—104.

WISEMAN, J. D. H., 1932. A Contribution to the Petrology of the Metamorphic Rocks of East Greenland. Quart. J. Geol. Soc. London 88 (1932).

TAFELN

Tafel 1.

Geologische Kartenskizze der Kristallingebiete von Clavering Ø—Payerland und ihrer Umgebung, aufgenommen 1938/39.

Basaltareale, postkaledonische Sedimente i. A., Grenzen derselben gegen das Kristallin und Brüche im Grenzgebiet nach A. VISCHER 1938, 1940. Nörlund Alpen—Stenos Land nach H. BÜTLER 1940. C. H. Ostenfelds Nunatak nach KURT TEICHERT 1933.

Topographie der Kartenskizzen mit freundlicher Erlaubnis des Geodätischen Institutes Kopenhagen reproduziert nach den Kartenblättern:

74 Ö 1 Wollaston Forland.

74 Ö 2 Clavering Ø.

74 Ö 3 Ole Rømers Land.

73 Ö 1 Hold with Hope.

73 Ö 2 Ymers Ø.

<i>B</i>	Basalt, Kleiner Schlot Hjertet S.	16	Antiklinalen.
<i>BlBj</i>	Blossevilles Bjærg.	17	Synklinalen. Die Pfeile geben die Richtung des Axialgefälles an.
<i>D</i>	Devon, Scotstounhill-Reservatet.	18	Streichen und Fallen.
<i>E</i>	Eiger.	19	Streichen bei wechselnder Fallrichtung.
<i>EFj</i>	Ehrenbergs Fjæld.	20	Horizontale Schichtstellung.
<i>Fp</i>	Forposten.	21	Saigere. »
<i>Ggr</i>	Grossglockner.	22	Ueberschiebungen.
<i>Gr</i>	Granitgänge Sandodden.	23	Verwerfungen.
<i>GBj</i>	Gieseckes Bjærg.		
<i>K</i>	Kuplen.		
<i>KBj</i>	Kisbjærg.		
<i>MaBj</i>	Manleys Bjærg.		
<i>MBj</i>	Moltkes Bjærg.		
<i>MS</i>	Mariannes See.		
<i>N</i>	Nuclei.		
<i>Pl</i>	Pladen.		
<i>Q</i>	Nichtmetamorphe Quarzitserie EB (Payerland S).		
<i>Sk</i>	Skaarene.		
<i>Skd</i>	Skrællingedalen.		
<i>Svd</i>	Svejstrupdal		
<i>ThPl</i>	Theodolitplateau.		
<i>V</i>	Vestmars Bjærg.		
<i>Vbd</i>	Verbindungstal.		

Claveringkristallin Serien 1—6.

Innere Fjorde — Payerland Serien 7—13.

Postkaledonische Gesteine Serien 14—15.

