

**PETROGENETISCH- GEOLOGISCHE  
UNTERSUCHUNGEN IN DEN SÜDLICHEN  
STAUNINGS ALPEN  
(SCORESBY LAND, NE-GRÖNLAND)**

Von Gerhard Fuchs

Geologe der Österreichischen Grönlandexpedition 1957

(Mit Tafel 1—7)

**Vorwort**

Als Mitglied der Österreichischen Grönlandexpedition 1957 hatte ich im vergangenen Sommer Gelegenheit, in Ostgrönland, im Gebiete der Staunings Alpen, geologisch-petrographische Untersuchungen durchzuführen. Die Teilnahme an dieser Expedition wurde mir in dankenswerter Weise durch die großzügige Unterstützung des Bundesministeriums für Unterricht, des Theodor-Körner-Stiftungs-Fonds zur Förderung von Wissenschaft und Kunst, des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs, des Verwaltungsausschusses des Österreichischen Alpenvereines, Innsbruck, sowie der Alpenvereinssektion „Österreichischer Gebirgsverein“ ermöglicht. Ich möchte den genannten Institutionen für ihr großes Entgegenkommen und ihre finanzielle Unterstützung an dieser Stelle den verbindlichsten Dank aussprechen.

Besonders verpflichtet bin ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. E. CLAR, dessen ständige Hilfsbereitschaft viel zum Gelingen meines Vorhabens beitrug. Als Institutsvorstand gestattete er mir auch, das von Grönland mitgebrachte Material im Geologischen Institut der Universität Wien zu bearbeiten.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch den übrigen Expeditionsteilnehmern für ihre Kameradschaft und ihr Verständnis für meine speziell geologischen Arbeiten herzlichst danken.

**Einleitung**

Der größte Teil Grönlands, ganz Süd- und Westgrönland, besteht aus archaischem Grundgebirge und gehört vermutlich dem Kanadischen Schild an. Hingegen in Ostgrönland, nördlich des 70° n. Br. und in Nordgrönland finden sich kaledonisch aufgefaltete Gebirgszüge (Silur-Devon). Wie etwa in Nordgrönland ist der Gebirgscharakter durch Einebnung weitgehend verlorengegangen, in Zentral-Ostgrönland (70 bis 75° n Br.) jedoch erhebt sich das ostgrönländische Küstengebirge.

In tief eingeschnittenen Fjorden greift das Meer weit in den Gebirgskörper ein. Hier befindet sich der längste Fjord der Welt, der

Scoresby-Sund; aber der Kong-Oscars-Fjord und der Kejser-Franz-Josefs-Fjord stehen ihm an Länge nicht viel nach.

Die unter der Leitung von Dr. Lauge KOCH stehenden Danske Ekspeditioner til Ostgrönland hatten vorwiegend die Aufgabe, den geologischen Aufbau dieses Küstengebirges zu erforschen. In jahrelanger, mühevoller Arbeit wurde Hervorragendes geleistet, obwohl den Forschern nur die zwei Monate des arktischen Sommers zur Verfügung standen. Heute ist der geologische Bau dieser Gebiete weitgehend bekannt und die weißen Flecke auf der Karte sind schon ziemlich selten.

Eine solche Lücke, die bisher von der systematischen Landesaufnahme noch nicht erfaßt worden war, sind die Staunings Alpen in Scoresby Land. Der nördliche Teil derselben ist durch die Arbeiten E. FRÄNKLS (1951, 1953) bekannt geworden. Die kristallinen Anteile der südlichen Staunings Alpen sind so gut wie unerforscht. Der Grund dafür ist wohl die äußerst schwierige Zugänglichkeit dieses Gebietes. Die großen Gletscher bieten die einzige Möglichkeit, in das Innere der Staunings vorzudringen. Die Gletscherströme sind aber meist wild zerrissen und fast ungangbar. Der Sefströmgletscher, den unsere Expedition erforscht hat, bietet noch den halbwegs günstigsten Anmarschweg.

Ein weiterer Grund für die Unerforschtheit dieses Gebirges ist wohl das Fehlen genauerer geographischer Unterlagen. Die 1:250.000-Karte des Geodätisk Institut (Blatt 72  $\varnothing$  2) endet hier. Von den südlichen Staunings existiert keine Karte, die man als Grundlage für geologische Aufnahmen benutzen könnte.

Die Österreichische Grönlandexpedition 1957 hatte das Ziel, diese südlichen Staunings Alpen bergsteigerisch und geologisch zu erkunden. In Anbetracht der alpinistischen Schwierigkeiten war die Zeit von einem Monat, die mir zur Verfügung stand, ziemlich kurz. Denn in dieser Zeit mußten auch Gepäckstransporte und andere, nicht wissenschaftliche Expeditionsarbeiten durchgeführt werden. Ich begleitete die Bergsteiger auf ihren Touren und war bemüht, dabei möglichst viele geologische Beobachtungen zu machen. Auf diese Weise nahm ich auch an 9 Erstersteigungen teil. Die geologischen Daten wurden in eine, von unserer Expedition angefertigte Kartenskizze des Sefströmgletschergebietes im Maßstabe 1:50.000 eingetragen (Siehe Tafel 7). Außerdem hatte ich Gelegenheit, im westlichen Furesögebiet (Nathorsts Land) geologische Beobachtungen zu machen, die zum Vergleich mit den Staunings Alpen im Osten von großer Bedeutung sind.

Bevor ich auf meine eigenen geologisch-petrographischen Studien eingehe, möchte ich erst den allgemeinen Bau Ostgrönlands kurz behandeln, wie er durch die Arbeiten der Geologen der „Danske Eksp. til Ostgrönland“ bekannt geworden ist. Ich halte mich im folgenden an diese Arbeiten (siehe Literaturverzeichnis), die sämtliche in den Meddelelser om Grönland erschienen sind.

### **Der geologische Aufbau Ostgrönlands**

Den Kern der ostgrönländischen Kaledoniden bildet der Zentrale Metamorphe Komplex (ZMK) der inneren Fjordzone. Mit seinen Graniten, Mischgneisen und Kristallinen Schiefern stellt er den granitisierten Unterbau des Orogens dar. Im E und W ist der ZMK mit dem sedimentären Oberbau in kontinuierlichem Übergang verbunden. (Siehe Tafel 6)

Die Sedimentfolge reicht vom jüngeren Präkambrium bis ins Ordovicium und weist eine Mächtigkeit von über 16000 m auf. Es handelt sich vorwiegend um detritische Ablagerungen; nur in den oberen Schichten treten Kalke und Dolomite auf.

Gegen E folgt auf diese Sedimentzone meist durch Brüche getrennt eine Zone devonischer Sedimente, die eine Art Molasse der Kaledoniden darstellen.

Die äußere Fjordzone wird von postdevonischen Sedimenten und Intrusiven (z. B. Wernersbjergpluton) und Effusiven (Basalte) verschiedenen Alters aufgebaut. Diese Gesteine sind durch jüngere Tektonik an Bruchstaffeln gegen den Atlantik abgesetzt.

Ganz im Westen in der Nunatakzone, hat man noch den Westlichen Metamorphen Komplex (WMK) entdeckt, der vom ZMK durch die Sedimente der Petermann Serie getrennt ist.

### A. Die Sedimente der Kaledoniden

Die Sedimentzone der Kaledoniden, östlich des ZMK, wurde durch die Arbeiten von E. FRÄNKEL (1951, 1953), KATZ (1932) und EHA (1953) und anderen bekannt. Die Sedimente der Nunatakzone westlich des ZMK wurden von KATZ (1952 b), WENK und HALLER (1953) und HALLER (1956) untersucht. Die Kenntnisse dieser Zone sind jedoch in Anbetracht der touristischen Schwierigkeiten und der geologischen Gegebenheiten lückenhafter, da die Sedimente an Grabenbrüchen in den migmatitischen Untergrund eingesenkt und daher unzusammenhängender sind.

Eine Tabelle soll die Schichtfolge der kaledonisch gefalteten Sedimente, wie sie durch die Dr. Lauge KOCH-Expeditionen erforscht wurde, wiedergeben:

Kambro-Ordovicium	Kalke und Dolomite . . . . .	2000 m		
Grönlandium Ob. Algonkium	Sandstein-Serie . . . . .	80— 160 m	Tillit- Formation	
	Spiral-Creek-Serie . . . . .	25— 50 m		
	Canyon-Serie . . . . .	250— 300 m		
	Tillit-Serie . . . . .	250—1000 m		
	Kalk-Dolomit-Serie . . . . .	1100 m	ob	Eleonore- Bay Formation
	Bunte Serie . . . . .	1000 m		
	Quarzit-Serie . . . . .	2120 m		
	Ob. Tonig-sand. Serie . . . . .	1200—3350 m	unt.	
	Kalkig-tonige Serie . . . . .	100— 300 m		
	Unt. Sand. tonig. Serie . . . . .	5300 m		
Basis unbekannt				
Tot. Mächtigkeit d. kaledon. gefalt. Sedimentfolge . . . . .		16000 m		

Diese Schichtgliederung erfolgte rein lithologisch, nur die obersten 2000 m der insgesamt 16.000 m mächtigen Sedimentfolge sind mit Fossilien gliederbar.

## I. Grönlandium

Dieser Name wurde von L. KOCH (1930) für die Sedimente des oberen Präkambriums geprägt, sie werden konkordant vom Kambrium überlagert.

### a) Eleonore Bay Formation (EBF)

Die Untere EBF zeigt typische Geosynklinal-Sedimente. Über 8000 m mächtige, schwer gliederbare Folgen von klastischen Ablagerungen (Schiefer und Quarzite). Durch laterale Mächtigkeitsunterschiede und durch die Fazies zeigt sich, daß der geosynklinale Trog durch Längsschwellen gliedert war.

1. Untere Sandig-Tonige Serie 5400 m. Sie bildet die tiefsten aufgeschlossenen Partien des Grönlandiums. Die Basis, die Transgressionsfläche derselben, ist nicht bekannt, wohl eine Folge der Granitisation im Migmatitstockwerk, welche die basalen Teile der Sedimenthülle noch mit ergriffen hat. Die Ablagerungen dieser Serie sind im Alpefjord-Gebiet gut aufgeschlossen.
2. Kalkig-Tonige Serie 100—300 m. In der schwer gliederbaren Unteren EBF stellt diese Schicht von Schiefen und Kalken einen wichtigen Leithorizont dar. Auch wo Teile der Sedimenthülle von der Migmatisation ergriffen worden sind, kann man diesen Karbonathorizont noch in Form von Marmoren feststellen.
3. Obere Tonig-Sandige Serie 1200—3500 m. Diese meist aus rostig anwitternden Quarzitschiefern bestehende Folge besitzt ihre größte Verbreitung im Alpe Fjord, Nathorsts Land und im Lyells Land. Äquivalente derselben finden sich in der Petermann Serie im W und in metamorpher Form im ZMK.

Die Obere EBF (4300 m): Die Sedimentationsbedingungen hatten sich grundlegend gewandelt: Auf die lateral rasch wechselnden, mächtigen, vorwiegend klastischen Geosynklinalsedimente der Unteren EBF folgen nun lateral sehr weit aushaltende, über mehrere Breitengrade verfolgbare Flachmeersedimente, die sehr gut gliederbar sind.

4. Quarzit Serie (QS) 2120 m. Diese umfaßt eine noch weiter untergliederbare Folge von bankigen Quarziten, Quarzitschiefern und Tonschiefern. Durch den Kontrast von hellen Quarziten und dunklen Schiefen ist diese Serie im Landschaftsbild infolge ihrer Bänderung besonders ins Auge fallend. Rippelmarks und Kreuzschichtungen in Quarziten, Trockenrisse in Mergeln und Tonschiefern deuten auf Bildungsbedingungen, wie sie in einem Flachmeer in Landnähe vorherrschen.
5. Bunte Serie (BS) 1000 m. Während bisher fast ausschließlich klastische Sedimente abgelagert wurden, beginnt nun eine stete Wechsellagerung von klastischen und chemischen Sedimenten. Rote Tonschiefer, gelbe Dolomite und geringmächtige Quarzite bauen die 1000 m mächtige BS auf. Bezeichnend ist das erstmalige, häufige Auftreten von Karbonatgesteinen und gleichzeitig damit die ersten Funde von Lebewesen (Cryptozoenstrukturen) in den Kalken und Dolomiten.
6. Kalk Dolomite Serie (KDS) 1100 m. Es handelt sich um eine ziemlich eintönig graue Serie von Kalken und Dolomiten. Bezeichnend ist der starke Fazieswechsel, welcher die Korrelation der einzelnen Schichtglieder über größere Entfernungen hin un-

möglich macht. Man findet in den Kalken und Dolomiten Brekzien, Konglomerate, Algenstrukturen und Oolithe. Die Obergrenze der KDS und damit der EBF ist durch eine ungefähr 120 m mächtige Wechselfolge von Dolomitbänken, Kieselkalken und bunten Tonschiefern gegeben. Alle diese Sedimente der EBF haben ihre Äquivalente in der Petermannregion der Nunatakzone.

## b) Tillitformation

Zu dieser Zeit hat die Geosynklinale ein gewisses Stadium der Reife erreicht — die Sedimentation wird unruhiger, Faziesgegensätze zeigen eine Differenzierung in einzelne Senkungszone und Schwellen an. In Verbindung damit steht das Empordringen mächtiger Ophiolithmassen (z. B. in der Nunatakzone KATZ, 1952).

Zunächst liegt die Tillitserie. Namensgebend sind zwei Geschiebehorizonte, einer nahe der Basis, der andere an der Hangendgrenze. Die polymikten Geschiebe sind geschrammt (glaziale Herkunft) und liegen in einer ungeschichteten grauen, grünlichen oder rötlichen Grundmasse, die aus feinen Karbonatkristallen und Quarzkörnchen besteht. Im unteren Horizont überwiegen Kalk- und Dolomitgeschiebe, im oberen solche von rotem Granit und Porphyry. Die Geschiebegröße schwankt von 5 mm bis 3 m.

FRANKL (1953) hat die Sedimentationsbedingungen der Tillitserie sehr genau über große regionale Entfernungen untersucht. Auf Grund verschiedener Schüttungsrichtungen lassen sich Faziestypen unterscheiden; die Kaledonische Geosynklinale beginnt sich in einzelne Senken und Schwellen zu differenzieren. Im Zusammenhang damit sind auch die Sedimentmächtigkeiten und die lithologische Ausbildung beträchtlichen Schwankungen unterworfen.

Auf die Tillitserie folgen die Canyon Serie und die Spiral Creek Serie. Die Faziesdifferenzierung ist noch zu erkennen. Eine Regression bahnt sich an: lagunäre Bildungen in der Spiral Creek Serie (Steinsalzpseudomorphosen).

Die Sandsteinserie im Hangenden entspricht einer Transgression. Da Fossilien fehlen, kann nicht entschieden werden, ob diese Serie noch dem obersten Grölandium (Präkambrium) oder bereits dem Kambrium (Paläozoikum) angehört.

## II. Kambro Ordovicium (2000 m)

Bei dieser Folge von Kalken und Dolomiten handelt es sich um in relativ ruhigem Milieu abgelagerte Flachmeersedimente.

1. Bastion Formation (100 m) glaukonitische, sandige Schiefer und Kalke, in denen der unterste Fossilhorizont liegt (U. Kambr.)
2. Ella Island Formation (150 m) gehört dem obersten U. Kambr. an.
3. Hyolithus Creek Formation und
4. Dolomit Point Formation gehören mit je 300 m mächtigen Kalken und Dolomiten dem Mittel- und Ober-Kambr. an.
5. Cass Fjord Formation (80 bis 120 m). Die knotigen Schiefer und Kalke gehören dem Canadian an.
6. Cape Weber Formation (400 — 600 m) Graue Kalke, ebenfalls noch Canadian.
7. Narhval Sund Formation. Dieses höchste Glied der kaledonisch

gefalteten Sedimente ist nur im Depressionsgebiet von Ella Ö erhalten. Es handelt sich um rötliche bis graue Kalke und Dolomite (Upper Canadian).

Vom Mittel Ordovicium bis Mitteldevon fehlt jegliche Sedimentation. (Gotlandium fehlt — während dieser Zeit entstand das Kaledonische Gebirge).

Im Devon beginnt der Abbau des Gebirges. Die Konglomerate, Sandsteine und Brekzien des Devon stellen bereits ein Molassestadium dar. BÜTLER (1948), der das ostgrönländische Devon genauer studierte, schätzt dessen Mächtigkeit auf ungefähr 3500 m. Dem Molassecharakter entsprechend, wird diese Mächtigkeit jedoch nur in einzelnen Zonen am Gebirgsrande erreicht.

### a) Tektonik der Sedimenthülle der Kaledoniden

Von seinen Erfahrungen in den ostgrönländischen Kaledoniden ausgehend, entwickelte WEGMANN (1935 b) seine Gedanken über die disharmonische Tektonik in verschiedenen Faltungsstockwerken: Die Verschiedenheit im Bauplan des migmatisierten Untergrundes (Infrastruktur) und des sedimentären, nichtmetamorphen Oberbaues (Suprastruktur) ist hier besonders augenfällig. Die Struktur der Kaledoniden ist im großen durch die Infrastruktur bestimmt, entsprechend der verschiedenen Plastizität zeigt aber die Suprastruktur im Gegensatz zur intensiv verfalteten Infrastruktur nur einen leicht gewellten Faltenwurf. Zwischen diesen beiden Faltungsstockwerken erfolgte eine Ablösung; diese Zwischenzone kann man heute in den wenig metamorphen Sedimenten im Übergangsbereich vom sedimentären Oberbau in das Migmatitstockwerk beobachten.

Der Bautypus der Sedimenthülle soll nun kurz skizziert werden: Drei Elemente sind zu erkennen:

1. Weiträumige E-W-Wölbungszonen,
2. Antiklinalen und Synklinalen, die N-S verlaufen,
3. Verwerfungen, Brüche, Scherflächen und Zerrungsbahnen.

In vor- bis frühkaledonischer Zeit entstanden die E-W-Wölbungen als Folge von vertikal gerichteten Kräften. Diese Bauformen streichen quer zum regionalen Streichen der späteren Kaledoniden. In der Sedimentation der Tillitformation bilden sich zum ersten Male diese Depressions- und Kulminationszonen ab (siehe oben). Ihre Entstehung erklären WEGMANN (1935 a), später FRÄNKEL (1953) und HALLER (1953, 1955) als beginnende Reaktivierung des Grundgebirges. Man hatte nämlich Zusammenhänge zwischen den Wölbungszonen und den Strukturen des Migmatitkomplexes feststellen können: Den achsialen Depressions- und Kulminationszonen des sedimentären Oberbaues entsprechen Schörungen migmatitischer Strukturen im Unterbau (ZMK). Die Form und Anordnung der Migmatitkörper ist durch die E-W-Wölbungen bestimmt. Diese frühkaledonischen E-W-Bauformen blieben nicht ohne Einfluß auf die synorogenen N-S-Strukturen.

Letztere entstanden während der Hauptphase der kaledonischen Orogenese. Gleichzeitig mit dem Aufsteigen der Migmatitfront in der Infrastruktur entstanden in der Sedimenthülle des Oberbaues die N-S streichenden Falten. WENK und HALLER sehen in den Vorgängen im Migmatitstockwerk die Ursache für den hauptsächlich durch vertikal wirkende Kräfte entstandenen Faltenbau der Sedimenthülle. Die Stoff-

zufuhr durch die Migmatitfront führte zu einem Aufquellen der Migmatitkörper, wodurch die Sedimente des Oberbaues homoaxial mit dem Unterbau deformiert wurden. Auf Grund der Beobachtungen im ZMK muß man annehmen, daß die einzelnen Migmatitkörper nicht streng gleichzeitig, sondern in stufenweisem Wachstum entstanden sind. Deshalb ist auch der Faltenbau der Suprastruktur nicht das Produkt eines einzigen, einheitlichen Faltungsvorganges, sondern das Endergebnis lateral und zeitlich verschiedener Teilbewegungen während der kaledonischen Hauptphase.

Am Ostrand der Kaledoniden verstärkten im Devon auftretende Tangentialschübe den hauptsächlich durch vertikale Kräfte entstandenen Faltenbau der Sedimentdecke. BUTLER (1954) unterscheidet mehrere solche Phasen im Devon und parallellisiert sie mit den akadischen Faltungen der Appalachen. Die N-S Strukturen sind aber bereits im Silur, vermutlich während der tektonischen Gebirgsbildungsphase (Ordovicium — Gotland), entstanden. Im Zusammenhang damit steht das Aufhören der Sedimentation im mittleren Ordovicium, und das Wiedereinsetzen derselben im Mitteldevon. Die takonische Phase wird als die Hauptphase der ostgrönländischen Kaledoniden aufgefaßt.

Dieser kaledonische Gebirgskörper reagierte in spät- bis postkaledonischer Zeit nur in Form von Brüchen auf Bewegungen.

Auf die Hauptgebirgsbildung folgte eine Dehnungsphase. Die Deformation erfolgte an NNW—SSE streichenden Zerrungszonen. Diese Extensionstektonik wirkte sich sowohl in der Infra- als auch in der Suprastruktur aus. In jener entstanden parakristalline, flexurartige Bildungen, entsprechend der noch herrschenden größeren Plastizität, während im Oberbau die Verschiebungen an flachgeneigten Zerrungsbahnen vor sich gingen. Die westl. Teile des Gebirges wurden stark gehoben und in devonischer Zeit erodiert. Bereits in prädevonischer Zeit bildeten sich in den ostgrönländischen Kaledoniden Hebungs- und Senkungszonen heraus. Es wird angenommen, daß das Aufsteigen der spätkaledonischen Granitmassen teilweise mit dieser Dehnungsphase im Zusammenhang steht. Durch letztere wurde der Raum für granitischen Schmelzen erst geschaffen. Das Granitmasiv der zentralen Staunigs Alpen wäre hier als Beispiel zu nennen, da es in einer Zone starker Extensionstektonik liegt.

Jünger als die eben beschriebenen spätrogenen Deformationen sind saiger stehende Bruchsysteme, die N-S bis NNE-SSW streichen. Durch diese Störungen ist vielfach der Verlauf der heutigen Küsten vorgezeichnet. Zentralostgrönland wird dadurch in ein System von Schollen und Staffeln zerlegt, die gegen die Außenküste abgesenkt sind. Diese postkaledonisch devonischen Bruchsysteme lassen in der Fjordzone zwei Gruppen erkennen:

1. ältere, meist NNE—SSW streichende Staffelbrüche
2. jüngere, E—W streichende Querverwerfungen.

ad 1. Ihr Alter konnte im Nordfjord-Gebiet von FRANKL (1953) und HALLER (1953) als mitteldevonisch bestimmt werden; dabei sind die Brüche weiter im Westen früher entstanden als die im E. Durch postkaledonische Granitintrusionen wurden einzelne Störungslinien, die diesem System angehören, verwischt (z. B. Andrees Land, Staunigs Alpen). Dies ist für die Altersstellung dieser Intrusionen besonders wichtig.

ad 2. Die zweite Gruppe versetzt die erste an E—W laufenden Querbrüchen, hat aber nur untergeordnete Bedeutung.

In postdevonischer Zeit wurde Ostgrönland von weiteren Dislokationen erfaßt. Der Treppenaufbau wurde noch verstärkt; Horste und Graben entstanden. Auch innerhalb dieses Systems sind die Störungen im W etwas älter als die östlichen. Die „Hauptverwerfung“ läßt sich vom Keiser-Franz-Josefs-Fjord im N bis ins SE-Milne Land verfolgen. Diese Störung begrenzt auch die Staunings Alpen im E und tritt morphologisch sehr deutlich hervor.

Die kretazisch tertiären Deckenbasalte und Basaltgänge benutzten vielfach diese N—S verlaufenden Brüche als Aufstiegswege. Vertikalbewegungen begleiteten diese Eruptionen. Aber auch in neuerer Zeit erfolgten immer noch Kippungen und Verstellungen von Schollen (post-basaltische Bewegungen).

Nachdem wir die Entwicklung der kaledonischen Geosynklinale und den Verlauf der Orogenese in Zentral-Ostgrönland in großen Zügen kennengelernt hatten, müssen wir noch etwas auf einige besondere Züge des ZMK eingehen.

## **B. Der Zentrale Metamorphe Komplex**

Im ZMK sehen wir die kristalline Kernzone der ostgrönländischen Kaledoniden. Die Granite und kristallinen Schiefer wurden früher als archaisch betrachtet; durch die eingehenden Untersuchungen der Grenzbereiche zwischen Kristallin und Sediment konnten jedoch BACKLUND und WEGMANN in der Zeit von 1929 bis 1934 unabhängig voneinander den Nachweis erbringen, daß die Granite und Migmatite jünger sind als die Sedimente der EBF. Durch die während der kaledonischen Orogenese aufsteigende Migmatitfront wurden große Teile der Sedimenthülle granitisiert, und so dem ZMK einverleibt. Dies wird durch den lateralen und vertikalen Übergang vom Sediment in das Kristallin bewiesen. Durch die Untersuchungen von FRANKL, HALLER und WENK konnte in den letzten Jahren die stratigraphische Position der Migmatitfront festgestellt werden. Es zeigte sich, daß die Umwandlungsfront an verschiedenen Orten in verschiedene stratigraphische Niveaus der EBF hinaufreicht.

Die Granitisierung der Sedimente erfolgte durch Stoffzufuhr, diese bedingte auch eine Volumzunahme in den einzelnen Migmatisationszentren und damit zusammenhängend ein Aufquellen der granitisierten Partien. Die Migmatitkörper wurden so zu aktiven Elementen der kaledonischen Gebirgsbildung. In der Tektonik, im Bewegungsbild der Infrastruktur sieht man auf Schritt und Tritt den Kampf um Raum, den Platzmangel. Dieser ist aber nicht durch tangentielle Schubkräfte bedingt, sondern durch die Stoffzufuhr bei der Granitisierung. Tangentialkräfte hätten den sedimentären Oberbau in gleicher Weise erfassen müssen. Die Verkürzung im flachgewellten, sedimentären Deckgebirge ist jedoch minimal. In der Infrastruktur gingen die Deformationen entsprechend der großen Plastizität in Fließbewegungen vor sich, diese kennzeichnen den spezifischen Faltungsstil des Unterbaues. Vertikale Bewegungen sind von großer Bedeutung. Zentren besonders starker Granitisierung sind durch Aufbeulungen und Ausstülpungen gekennzeichnet.

Der Granitisierungsprozeß hat das Migmatitstockwerk nicht gleichmäßig ergriffen, die Umwandlungsvorgänge gingen selektiv vor sich. Dies zeigt sich sowohl im Klein- wie im Großbereich. Dadurch erhielten auch die einzelnen Migmatitkörper heterogenen Charakter.

Die Migmatitkörper treten in verschiedenen räumlichen Ausdehnungen auf: Als regionale Aufwölbungen mit Durchmesser größer als 20 km und als lokale Ausstülpungen. Diese haben im Gegensatz zu jenen stärker ausgeprägte Längserstreckung mit Breiten von 0,5 bis 5 km. Man findet sämtliche Übergänge zwischen den genannten Baukörpern. Die Migmatitkörper können in verschiedenen Bauformen auftreten:

1. Migmatitkuppen: Domartige, schalig-lagige konzentrisch struierte Aufwölbungen mit allseitig gerichteten Fließbewegungen.
2. Migmatitstirnen: Zungenförmige, meist linear ausgerichtete Körper im Kern asymmetrischer Falten.
3. Migmatitdecken: Es handelt sich um weiträumige, deckenartige Ausstülpungen von großer Längserstreckung (bis 100 km). Diese Migmatitkörper haben einseitige Expansionsrichtung, aber nicht als Folge tangentialer Schubkräfte. Die ausquellenden Migmatitdecken erzeugten jedoch solche in der Suprastruktur.
4. Migmatitpilze: Pilzförmige Gebilde mit mehrseitiger Expansions-tendenz. Auch sie sind linear struiert und den Migmatitdecken verwandt.
5. Migmatitkomplexe: Sie entstanden durch Verwachsung der Bauformen 1 bis 4 unter Raumangel. Als Gesamtheit bilden sie eine regionale Aufwölbung.

Der Kern eines solchen Migmatitkörpers besteht aus Granit bis Granodiorit. Er ist umgeben von Schalen, bestehend aus Augengneis, Schiefergneis oder Glimmerschiefer. Sedimentäre Reliktstrukturen beweisen, daß die Granite bis Granitgneise des Kernes das Produkt metasomatischer Vorgänge sind. Feldgeologisch sind diese synorogenen Granite durch ihre konkordante Lagerung im Bau des kaledonischen Gebirges ausgezeichnet. Sie zeigen die gleiche axiale Erstreckung wie die sie umgebenden Gesteine. Die Struktur des Unterbaues, des Migmatitstockwerkes, ist vom sedimentären Oberbau sehr verschieden. Die Faltenachsen des letzten verlaufen streng N—S. In der Infrastruktur ist die strenge Parallelität der Faltenachsen mit dem regionalen Streichen des Gebirges nicht gegeben. Die Achsen schwenken häufig aus der N—S- in die E—W-Richtung um, um schließlich wieder die N—S-Richtung anzunehmen. Es ist dabei zu beobachten, daß sich die Achsenzüge um Granitkerne und Migmatisationszentren herum-schlingen, doch ändert sich nicht nur die Achsenrichtung beim Übergang vom Oberbau zum Unterbau, sondern auch die Faltungsintensität. Dadurch entstand die disharmonische Stockwerkstektonik. Unter dem flachgewellten, sedimentären Oberbau folgt, durch eine Abscherungszone getrennt, die intensiv z. T. nach anderen Achsen fließtektonisch verformte Infrastruktur. Die Faltung erfolgte in verschiedenen Stockwerken in verschiedenem Stil. Es handelt sich also nicht um verschiedene alte Strukturen; denn beide verdanken der Hauptphase der kaledonischen Gebirgsbildung ihre Entstehung. Dies zeigen die zahlreichen Beziehungen zwischen Supra- und Infrastruktur. Sie werden dadurch erklärt, daß der plastische, orogen aktive Unterbau die Ursache für den Faltenbau des starr reagierenden Deckgebirges ist.

Die Kristallisation erfolgte im ZMK syn- bis postorogen.

Die synorogene Abscherungszone zeigte sich in spät- bis postorogener Zeit als tektonische Schächezone. Hier erfolgten Instruktionen spät- bis postorogener Granite und auch postorogene Bewegungen wie Verwerfungen, Zerrungsbahnen und Scherflächen sind besonders auf

den Übergangsbereich vom sedimentären Oberbau zum Migmatitstockwerk konzentriert.

Die spät- bis postorogenen Granitintrusionen finden sich fast ausschließlich im Randbereich des ZMK. Die Granite werden als palinogenes Spätprodukt der synorogenen Migmatisation bezeichnet. (HALLER 1955). Sie durchdringen den kaledonischen Faltenbau diskordant mit scharfen Kontakten. Die kontaktmetamorphe Beeinflussung des Nebengesteines ist gering. Die Platznahme erfolgte in Form einer Schmelze als Intrusion. Zu dieser Gruppe von Graniten gehört auch das Granitmassiv der Staunings Alpen.

Im ganzen ZMK treten Pegmatite und Aplite auf, die Abkömmlinge der spät- bis postorogenen Granite sind. Sie erscheinen meist an spät- bis postorogenen Störungszonen auf.

Die Hydrothermale Tätigkeit entlang Klüften ist jünger als die Aplite und Pegmatite. Meist handelt es sich um mit Quarzkristallen und Zersetzungsprodukten des Nebengesteines ausgefüllte Klüfte. Das wichtigste über die spät- bis postorogenen Bewegungen wurde bereits bei der Beschreibung der tektonischen Veränderungen der Sedimenthülle gesagt. Im ZMK treten derartige Störungen meist in den Randpartien im W und E desselben auf. Im Inneren des ZMK auftretende Störungen sind meist parakristallin, d. h. meist verheilt.

Es war notwendig, wenn auch in gedrängter Form, den Bau Zentral-Ostgrönlands darzustellen, wie er durch die Untersuchungen der Dr. L. KOCH-Expeditionen bekannt geworden ist. Nur im Rahmen des Gesamtbaues läßt sich ein relativ kleiner Bereich, wie die Staunings Alpen darstellen, und verstehen. Wir wollen nun auf diese und besonders auf das Arbeitsgebiet der Österreichischen Grönland-Expedition 1957 eingehen.

### **Die Staunings Alpen (Nord-Scoresbyland)**

Die geographische Position ist durch die Koordinaten 25° w. L. und 72° — 72°20' nördl. Br. gegeben. Der Kong-Oscars-Fjord und der von ihm in WSWlicher Richtung abzweigende Segelsällskapets-Fjord begrenzen die Staunings Alpen im NE bzw. im NW. Der von diesem Fjord nach S abzweigende Alpefjord stellt die Westgrenze der Staunings Alpen dar. Im E begrenzt das Skeldal dieses Gebirge. Der morphologische Gegensatz westlich und östlich des Skeldal ist sehr deutlich. Die SW-, S- und SE-Grenze der Staunings Alpen ist nicht klar definierbar. Es fehlen hier die nötigen Kartenunterlagen; denn dieses Gebiet ist noch unerforscht, es existieren nur Luftaufnahmen. Ich habe hier den Begriff der Staunings Alpen etwas weiter gefaßt, denn man kann die Murchinson-Bjerge im NW und Syltoppen im N und NE davon abtrennen. Den Kern der Staunings Alpen bilden die Granit- und Migmatitareale mit ihren schroffen, hochaufragenden Gipfeln südlich davon.

Mächtige Gletscher führen ihre Eismassen aus dem wilden und nur schwer zugänglichen Hochgebirge. Skjöldungebrä, der längste von ihnen, fließt nach N bis NE, der Berserkerbrä nach ENE, der Vikingbrä, der Gully- und Sefströmgletscher nach W. Die beiden zuletzt genannten Gletscher vereinigen sich beim Austritt aus dem Gebirge im Alpefjord, den sie fast ganz absperren, nur eine schmale Wasserstraße bleibt frei und verbindet den Alpefjord mit dem Dammen im S. Der von Süden kommende Spärregletscher sperrt den Alpefjord vollends

ab. Westlich desselben konnte sich so ein Schmelzwassersee, der Furesö, bilden.

Im Gegensatz zu den sonst in Zentralostgrönland häufigen Gletscherplateaus in 2000 bis 2500 m Höhe herrschen in den Staunings Alpen Talgletscher vor. Die Gipfel erreichen hier Höhen von 2500 bis 2800 m. Von ihren schroffen Flanken schicken Hängegletscher ihre Eismassen in Form von Eislawinen in die Talgletscher hinunter. Die Hauptgletscher werden hauptsächlich von Eislawinen gespeist, da die Nährgebiete im oberen Teil der Gletscher relativ geringe Ausbreitung haben. Dadurch zeigen die Talgletscher Ähnlichkeiten mit den Gletschern vom Turkestan-Typus der asiatischen Hochgebirge.

Morphologisch entsprechen die Staunings Alpen nicht dem normalen Landschaftstypus Ostgrönlands. Der Durchschnittshöhe der Hochplateaus und der Gipfel von 1300 bis 2100 m stehen in den Staunings Alpen Höhen von 2789 m (höchster Gipfel) gegenüber. FRÄNKEL (1953), der die Sedimentgebiete vom Nord-Scoresbyland bearbeitete, befaßte sich auch mit dem morphologischen Problem der Staunings Alpen. Gegenüber der Peneplain von Nathorsts Land und SW-Scoresbyland scheint in den Staunings Alpen die Gipfelflur aufgehoben zu sein. Die Peneplain wäre älter, sie hätte in den Staunings Alpen eine Aufwölbung erfahren. Das Alter der Aufwölbung könnte durch ein Studium der in der Nähe der Staunings Alpen abgelagerten Sedimente erkannt werden.

Das Devon ist in Küstenfazies entwickelt, kann also hier nicht herangezogen werden. Das Karbon östlich der Skeldalverwerfung besteht aus Sandsteinen mit Konglomerathorizonten. Die Konglomeratkomponenten sind meist Quarzit. Die Lithologie deutet auf einen weiteren Transportweg etwa über eine Peneplain hin, nicht aber auf ein nahes Hebungsgebiet (keine Staunings Alpengerölle). Im SE von den Staunings Alpen im Jameson Land existierte vom Perm bis in den Jura ein Sedimentationsbecken. Im Perm findet sich ein Basalkonglomerat, das Gneis und Granitgerölle führt. In den folgenden Ablagerungen finden sich jedoch keine weiteren Hinweise auf ein nahes kristallines Erosionsgebiet. BIERTHER (1942) und STAUBER (1942) beschrieben diese Sedimentgebiete. Die Hebung müßte also postjurassisch erfolgt sein. Eindeutige Verbiegungen von Strandlinien in Annäherung gegen die Staunings Alpen, die eine Hebung in jüngster Zeit beweisen würden, konnten bisher nicht festgestellt werden. Hingegen deutet die Nordablenkung des von W vom Furesö kommenden Violingletschers im Alpefjord darauf hin, daß die Staunings Alpen bereits im Diluvium als mächtiges Hochgebirge bestanden haben. Es ergibt sich also für die Aufwölbung ein postjurassisches bis prädiluviales Alter. Mit diesem Ergebnis ist gut in Einklang zu bringen, daß der Verfasser in den zentralen Staunings Alpen nicht selten Gangbasalte finden konnte, die Störungen folgen (s. u.). Die Basalte Ostgrönlands werden als kretazisch tertiär betrachtet. Das Aufdringen der Basalte könnte mit dem Aufwölbungsvorgang in Zusammenhang stehen. Eine weitere Einengung des Alters der Aufwölbung ist derzeit nicht möglich.

Nach dieser Erörterung des morphologischen Problems der Staunings Alpen mögen nun die geologisch petrographischen Verhältnisse zur Darstellung gelangen.

## Petrographie

Die südlichen Stauings Alpen gehören den östlichen Randpartien des ZMK an. Im N und NE finden wir im Grenzbereich zwischen ZMK und Sedimentzone die mächtige Granitintrusion der nördl. Stauings Alpen. Ihr Einfluß ist auch in dem Arbeitsgebiet der Österreichischen Grönland-Expedition in den südl. Stauings Alpen noch deutlich zu spüren: Granitgänge und andere gangförmig auftretende Abkömmlinge des Marginalgranits sind immer wieder zu beobachten. Dieser Einfluß des Spätgranits ist noch im östl. Furesögebiet zu bemerken. Wenn man diese spatorogenen Ereignisse ausschaltet, erkennt man, daß die synorogen geprägten Gesteine der südl. Stauings Alpen einer regionalen Aufwölbung entsprechen. So finden sich hier hauptsächlich weitgehend granitisierte Gesteine wie Augen- und Feldspatungsgneise. In ihnen stecken Zungen und Lamellen von Nebulitgranit. Bändermigmatite, Paragneise sowie Glimmerschiefer, Amphibolite spielen nur eine unbedeutende, die letzten überhaupt keine Rolle. Dadurch sind die Gesteinsserien der südlichen Stauings Alpen ziemlich eintönig. Erst weiter im W, im mittleren und westlichen Furesögebiet ändert sich dieser Charakter. Es treten mehr Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite auf. Im Gegensatz zu den Stauings Alpen spielen hier Bändermigmatite eine größere Rolle. Diesen weniger stark granitisierten Gesteinen sind jedoch auch Granit- und Augengneise eingeschaltet, sie herrschen aber nicht wie in den Stauings Alpen vor.

Im folgenden werden die vom Verfasser anstehend gefundenen Gesteine beschrieben. Dabei werden Erscheinungsbild im Gelände, im Aufschluß, im Handstück, sowie unter dem Mikroskop dargestellt. Die sich daraus ergebenden genetischen Fragen werden dabei auch behandelt. Die altersmäßigen Beziehungen der Gesteine werden im letzten Kapitel dieser Arbeit gesondert behandelt.

### 1. Synorogene Granit-Granodiorit-Gneise.

Es handelt sich um feste, massige Gesteine, die morphologisch durch die Bildung glatter, steiler Wände und schroffer Pfeiler ausgezeichnet sind. Auch ihre helle Farbe ist sehr charakteristisch, und sie sind im Landschaftsbild leicht zu erkennen. Weniger leicht ist ihre Abgrenzung. Manchmal sind die Grenzen scharf und schon von weitem zu erkennen; meist aber stecken die synorogenen Granite in hochgradig granitisierten Gesteinen wie Augengneisen und sind daher nur schwer von diesen zu unterscheiden, besonders dort, wo man nicht an den Aufschluß herankann. Die großen Abstände der Klüfte bedingen den groblockigen Zerfall des Gesteines, welches an sich sehr widerstandsfähig ist.

Es sind grobkörnige, lichte, graue, seltener rötliche, massige Gesteine, die jedoch Parallelgefüge fast stets erkennen lassen. Durch größere Feldspatkristalle (2 bis 4 cm Länge) sind sie meist etwas linsig struiert. Die Feldspateinsprenglinge lassen manchmal die Karlsbaderzwillingsnaht makroskopisch erkennen. Stellenweise zeigen sie auch zonar angeordnete Biotiteinschlüsse; die biotitreichen Streifen und Flecken, die das Parallelgefüge bedingen, hängen jedoch nicht zusammen, wodurch der kompakte Gesteinshabitus gewahrt bleibt. Selten sind die Glimmerblättchen gleichmäßig verteilt und der Parallelismus der Gemengteile verloren gegangen, aber auch dann haben diese Gesteine ein unruhiges, fleckiges Aussehen. Stellenweise kann der Glim-

mergehalt auch ziemlich gering sein. Meist führen diese Gesteine nicht unbeträchtliche Mengen von weinrotem Granat, dessen Körner in der Regel um 3 mm, manchmal auch bis 1 cm Durchmesser haben können. Mikroskopischer Befund:

Die xenomorph ausgebildeten Gemengteile bilden ein kristalloblastisches, manchmal verzahntes Gemenge. Im Schliffbild ist das Parallelgefüge nicht sehr deutlich erkennbar. Die sehr häufigen Plagioklase zeigen keine echte Fülle, es finden sich nur vereinzelt unwachsene Kristalle von Biotit, Muskowit und Quarz in ihnen. Meist sind die Plagioklase polysynthetisch-verzwillingt oder sie zeigen nur wenige breite Lamellen. Seltener sind unverzwilligte Rundlinge. Manchmal findet sich ein unverzwilligter Rand um Individuen mit Zwillingslamellen. Oft sind die Plagioklase zonar gebaut, jedoch zeigen die einzelnen Zonen keine scharfe Grenze (innen 31 % An. außen 26 % An). Der Plagioklas ist Oligoklas meist mit 23 bis 26 % An. Der Quarz zeigt verzahnte Korngrenzen und löscht felderweise aus. Der Kalifeldspat bildet Porphyroblasten mit amöboidem Wachstum. Er schließt andere Gemengteile wie Biotit, Granat, Quarz und Plagioklas ein und dringt in Sprünge von Granat vor. Karlsbaderzwillinge kommen vor. Die Kalifeldspate sind flau bis deutlich gegittert (besonders kleinere Körner) und meist arm an Perthitsubstanz, obwohl sich auch Faser-Aderperthite finden. Stellenweise sind die Perthitspindeln seritisiert worden. An den Korngrenzen finden sich Myrmekite. Der Biotit ( $\alpha'$ : lichtgelb,  $\gamma'$ : dunkelrotbraun) tritt in vereinzelt Gruppen von ausgefranzten Blättchen auf. Er enthält Einschlüsse von idiomorphem Apatit und Titanit und pleochroitische Höfe um idiomorphen Zirkon. Die blassen Körner des Granat dürften durch den Zerfall ehemals größere Körner entstanden sein. An Sprüngen ist er stellenweise biotitisiert und chloritisiert. Chlorit ist ziemlich selten, aus Biotit entstanden ist er meist Pennin, aus Granat Klinochlor. Muskowit und Hellglimmer treten in ausgefranzten kleinen Blättchen ziemlich selten auf. Sie sind meist aus Biotit oder Plagioklas entstanden. Erz, Epidot (sehr selten).

Diese synorogenen Granite stecken immer konkordant in den sie umgebenden Gesteinen des ZMK. Die Grenzen gegen das Nebengestein sind meist ziemlich scharf. Manchmal auch undeutlich. Besonders, wenn sie in Gesteinen mit Feldspatsprossung stecken. Häufig findet man in ihnen nebulitische, unruhige Strukturen, die das Parallelgefüge des ehemaligen Paragneises schemenhaft abbilden (Bild 2). Da sich auch im Dünnschliff keine Hinweise auf magmatische Abkunft der Granite finden, wird man nicht fehlgehen, ihnen eine Entstehung in einem zumindest teilweise starren Festgefüge zuzuweisen. Dafür spricht das amöboide Wachstum der Kalifeldspate und das Fehlen geregelter Plagioklaseinschlüsse in ihnen, das kristalloblastische Gefüge das Fehlen echter Plagioklasfülle und basischer Rekurrenzen. Auch der beträchtliche Gehalt an Granat deutet auf Entstehung aus sedimentärem Material oder zumindest auf die Assimilation bedeutender Mengen tonerdereicher Materials. Ebenfalls im bezug auf die Mineralfazies besteht vollkommene Übereinstimmung zwischen dem Granit und den Nebengesteinen. Ausschlag bei der genetischen Deutung gibt aber, meiner Meinung nach, die Erhaltung von nebulitischen Reliktstrukturen.

## 2. Augengneise und Feldspatungsgesteine.

Diese Gesteine bauen den Großteil der südlichen Staunings Alpen auf. Sie sind mit den vorher besprochenen synorogenen Graniten durch Übergänge verbunden und treten häufig mit ihnen zusammen auf. Wo man an die Aufschlüsse nicht herankommt, ist es nicht leicht, diese Feldspatungsgesteine von den Graniten bis Granitgneisen mit dem Feldstecher zu unterscheiden. Sie zeigen wie diese meist helle Farben und bilden glatte, schroffe Wände und Feldstürme und unterscheiden sich nur durch ihr noch unruhigeres Aussehen. Auch die synorogenen Granite zeigen nebulitische Strukturen, doch findet sich in den Feldspatungs- und Augengneisen mehr Paragneismaterial. Ihr Aussehen ist nicht ganz so einheitlich und massig wie das der Granite.

Auch im Handstück ist der unruhige Charakter deutlich zu erkennen, obwohl die Gesteine meist grobkörnig sind, unterliegt die Korngröße größeren Schwankungen. Es finden sich entsprechend dem zonenweisen Aufspalten der Feldspäte grob- und feinkörnige Lagen. Auch die Verteilung der einzelnen Gemengteile ist nicht so gleichmäßig wie bei den Graniten. Besonders das Biotit-Feldspatverhältnis wechselt lagenweise. Die an sich ziemlich lichten Gesteine lassen dann etwas dunklere, biotitreichere, paragneisartige und hellere, feldspatreichere Zonen erkennen. Die Grenzen zwischen ihnen sind verschwommen und undeutlich. Die Glimmer bilden jedoch keine zusammenhängenden Lagen, ihr Auftreten ist eher schlierenartig oder sie sind als einzelne Blättchen bzw. Blättchengruppen im Gestein verteilt. Die Größe der Feldspatporphyroblasten schwankt zwischen 0,4 und 8 cm, im Mittel zeigen sie jedoch Korndurchmesser von etwa 0,6 cm. Die Körner sind teils linsig, teils rund oder sie zeigen rechteckige und quadratische Querschnitte. Meist findet sich in den beschriebenen Gesteinen auch ein gewisser Granatgehalt. Im angewitterten Zustand nehmen diese Gesteine gelbliche Farbe an.

U. d. M. zeigen sie ein typisches, kristalloblastisches, zum Teil verzahntes Gefüge. Feinkörnigere Spielarten weisen ein Pflaster von Plagioklas, Quarz und Kalifeldspat mit kleinen Biotitblättchen auf. Der sehr häufige Kalinatronfeldspat (Knaf) ist in der Regel deutlich bis scharf gegittert, wenn auch flauere Individuen vorkommen; bei diesen handelt es sich meist um größere Körner, die am schärfsten gegitterten, meist kleineren Individuen sind perthitfrei. Die Knafpartien um Perthitspindeln sind oft schärfer gegittert. Sonst finden sich meist Aderperthite, doch konnten auch Flecken von polysynthetisch-verzwillingtem Plagioklas in ihnen gefunden werden, die wohl die Folge von Schachbrettalbitisierung sind. Die xenomorphen Körner sind manchmal nach dem Karlsbadgesetz verzwillingt. Es finden sich einzelne Einschlüsse von Biotit, Plagioklas und Quarz. An den Korngrenzen gegen Plagioklas finden sich häufig Myrmekite. Der Plagioklas (Plag) ist nicht so häufig wie der Knaf. Er ist frei von echter Fülle, xenomorph und meist polysynthetisch verzwillingt, seltener unverzwillingt. Der Anorthitgehalt beträgt 22 %. Die ziemlich großen Individuen von Quarz löschen felderweise aus. Der Biotit ( $\alpha'$ : gelb,  $\alpha''$ : kastanienbraun) bildet isolierte, kompakte Blättchen und Balken. In ihm finden sich als seltene Einschlüsse Zirkon (pleochroitische Höfe) und Rutil-Nädelchen (Sagenit). Teilweise Umwandlungen von Biotit in Muskowit und Chlorit (Pennin) konnten beobachtet werden. Hellglimmer und Muskowit treten nur als Umwandlungs-

produkte von Biotit, Plag und Knaf auf. Es dürfte sich um hydrothermale Beeinflussung handeln, die die genannten Minerale von den Rändern her ergriffen hat. Apatit, Zirkon, Epidot (wegen der sehr kleinen Korngröße konnte er nicht mit Sicherheit bestimmt werden), Erz.

Sowohl die Aufschlußbilder als auch die mikroskopische Untersuchung deuten auf eine Entstehung der Feldspäte als Porphyroblasten. Diese sind Zonenweise in einem Paläosom, einem vorher existierenden Starrgefüge aufgesproßt. Zum Teil folgten die Feldspatungszonen dem ehemaligen  $s$ , zum Teil sind sie diskordant dazu und lösen es auf (Bild 4). Es kommt dann zur Ausbildung von Schollenmigmatiten. Paragneisschollen schwimmen in einer nebulitsch gefeldspateten Zwischmasse. Wie die gegenseitige Verdrehung des ehemals einheitlichen Parallelgefüges der Schollen zeigt, verhielt sich das dazwischenliegende Material durchaus plastisch (Bild 5). Möglicherweise befand es sich in teilweise flüssigem Zustand. Unter Feldspatung wird das Aufsprossen von Feldspatindividuen in einem größtenteils starren Gefüge verstanden; es muß dabei keineswegs die Feldspatsubstanz als Ganzes zugeführt worden sein; denn auch Ionenwanderung kann in einem geeigneten Milieu zur Bildung von Feldspatporphyroblasten führen. Das kristalloblastische Gefüge zeigt keine Anzeichen postkristalliner Deformation, noch solche für Schmelzflußentstehung.

### 3. Bändermigmatite.

Diese sind in den Stauings Alpen selten, im westlichen Fursögebiet jedoch sehr häufig anzutreffen. Sie sind durch ihre Bänderung bereits aus größerer Entfernung zu Erkennen. Obwohl sie massige, kompakte Felspartien bilden, zeigen sie doch strenges Parallelgefüge, das schon in der scharf abgegrenzten Bänderung deutlich zum Ausdruck kommt. (Bild 7). Je nach dem Gehalt an dunklen Mineralen zeigen die einzelnen Lagen sämtliche Schattierungen zwischen schneeweiß (Aplit - reines Feldspatquarzmeng) und dunkelgrau (biotitreiche Lagen) bzw. dunkelgrün (Amphibolitlagen). Seltener zeigen die Aplitlagen rötliche Färbung. Die Bändermigmatite sind in der Regel feinkörnig, seltener mittelkörnig. Innerhalb der einzelnen Lagen ist die Mineralverteilung sehr gleichmäßig. Gesteine, in denen perlschnurartig einzelne große Feldspatporphyroblasten durch dünne Aplitschnüre miteinander verbunden sind, stellen Übergänge zu den Feldspatungs- und Augengneisen dar. Diese Formen ähneln den „pinch and swell-structures“ der angelsächsischen Literatur (Ramberg 1956).

Auch unter dem Mikroskop ist das Parallelgefüge deutlich erkennbar, Träger desselben sind die dunklen Gemengteile. Die Struktur ist kristalloblastisch. Der xenomorphe Plagioklas ist Oligoklas (21 % An) und zeigt keine echten Füllungserscheinungen; er ist meist klar, teils ist er polysynthetisch verzwilligt, teils unverzwilligt. Der Plagioklas zeigt stellenweise Spuren sekundärer Serizitisierung. Der undulöse Quarz bildet mit Plagioklas ein xenomorphes Pflaster. Der flau bis ungegitterte, perthitfreie Knaf spielt keine große Rolle. Biotit ( $\alpha'$ : hellgelb,  $\gamma'$ : dunkelbraun) zeigt Einschlüsse von Apatit und Zirkon (pleochloritische Höfe). Verwachsungserscheinungen mit Hornblende zeigen, daß der Biotit zum Teil aus dieser entstanden ist. Sie weist einen Pleochroismus  $\alpha'$ : lichtgelbgrün,  $\gamma'$ : dunkelgrün, manch-

mal mit etwas bräunlichem Stich auf. Apatit tritt in kleinen idiomorphen Körnern, besonders in den dunkleren, hornblende- und biotitreicheren Bändern auf. Nur als Umwandlungsprodukt des Biotit kann man etwas Chlorit (Pennin) beobachten. Sehr selten sind kleine idiomorphe Säulchen von Klinozoisit und feine Blättchen von Muskowit, dieser vor allem in den hellen Lagen. Die Kristallisation ist posttektonisch. An einer schichtparallelen Scherfläche kam es jedoch zur Ausbildung von linsenförmigem, feinkörnigem Quarzpflaster mit Chlorit und Erz.

In den meisten Fällen dürfte es sich um Arterite, also um lagig aplitisch injizierte Paragneise und Amphibolite handeln. Die Aufschlußbilder deuten auf schichtparallel aufgeblätterte und migmatisierte Gesteine. Die hellen und dunklen Lagen sind zufällig verteilt und lassen keinerlei gegenseitige gesetzmäßige Verknüpfungen erkennen. Dagegen wurde in den Stauungs Alpen ein Bändermigmatit gefunden, den der Verfasser als Venit, also als durch Ausschmelzung entstanden deuten möchte. Jede helle Lage ist von zwei dunklen Rändern gesäumt und je dicker die helle Lage, desto dicker sind auch die dunklen, basischen Randpartien (Bild 3). Vermutlich hat sich in diesem Gestein die leichter schmelzbare Feldspat-Quarzsubstanz teilweise von den erst bei höheren Temperaturen schmelzenden dunklen Mineralen getrennt. Bild 3 zeigt, daß eine mechanische, metamorphe Differentiation zur Erklärung nicht in Frage kommt, da die Form der pegmatoiden Feldspatanhäufungen im Zentrum des Bildes gegen eine solche Deutung spricht.

#### 4. Glimmerschiefer bis Paragneise

Im Furesögebiet treten diese Gesteine in größeren Komplexen auf, in den Stauungs Alpen findet man sie nur als schmale Bänder, Linsen und Schollen zwischen hochgradigen Migmatiten und Granitgneisen. Im Gelände sind die Glimmerschiefer und Paragneise durch ihren schiefrigen Zerfall sowie ihre rostbraune Verwitterungsfarbe ausgezeichnet.

Die Biotite der ziemlich glimmerreichen Gesteine bilden meist zusammenhängende Züge und Flatschen. Die je nach dem Feldspatgehalt helleren und dunkleren Gesteine sind bänderig bis linsig-flatschig struiert. Die Linsen werden von Feldspatporphyroblasten, Granaten oder feinen Aggregaten von Sillimanitnadelchen gebildet. Der Granatreichtum ist meist beträchtlich, Großindividuen können bis zu 5 cm Durchmesser erreichen, doch weisen sie unregelmäßige Umriss auf. Manche dieser Sedimentabkömmlinge sind sehr feinkörnig; in ihnen sproßten stellenweise Porphyroblasten und Blättchengruppen von Biotit auf. Die grobkörnigeren unruhig flatschigen Abarten zeigen meist größeren Feldspatgehalt. Durch häufiges Auftreten von Porphyroblasten des letztgenannten Minerals sowie durch Aplitinjektionen und pegmatoidale Linsen entstehen Übergänge zu den verschiedenen Migmatittypen. Selten tritt der Quarzgehalt makroskopisch deutlich hervor. Es handelt sich entweder um quarzitisches Gestein mit wenig Feldspat oder um biotitfreie nur Chlorit, etwas Hellglimmer und gelblichen trüben Feldspat führende Zonen im Gestein. Den größeren Quarzgehalt der letzten möchte der Verfasser als relative Anreicherung bei einer späteren

hydrothermal- metasomatischen Veränderung des Gesteins betrachten (s. u.). Die Farbe des Gesteines ist im frischen Zustand grauviolett bis braun.

U. d. M. ist das Parallelgefüge meist deutlich ausgeprägt. Durch Granate und Quarz-Feldspatkornguppen entsteht linsiger Bau. Kalinatronfeldspat tritt in Porphyroblasten auf und umwächst amöboid andere Gemengteile wie Sillimanit, Biotit u. a. Die meist perthitfreien Individuen zeigen deutliche Mikroklingitterung. An den Korngrenzen finden sich, wenn auch nicht gerade häufig, Myrmekite. Der xenomorphe Quarz löscht undulös aus. Der ebenfalls xenomorphe Plagioklas ist meist unverzwilligt, seltener zeigt er wenige Albitlamellen. Er tritt gegenüber dem Knaf zurück. Biotit (nα': lichtgelblich, nγ': rotbraun) bildet Züge von groben Blättern, die zum Teil mit Granat verwachsen sind. Die Biotite enthalten pleochroitische Höfe um Zirkon. Durch Quarz- und Biotiteinschlüsse zeigen die blassen Granate Siebstrukturen, zum Teil mit quergestelltem si. Der Rand ist einschlußarm bis -frei. Der Sillimanit bildet linsige Aggragate von feinen Nadelchen. Er ist zum Teil mit Biotit verwachsen und von Knaf eingeschlossen. Chlorit (Pennin) kommt als Umwandlungsprodukt von Biotit nicht allzu häufig vor. Ebenfalls selten sind Zirkon, Erz, kleine Titanite als Einschlüsse in Granat und kleine idiomorphe Säulchen von Apatit. Die Kristallisation ist parabis posttektonisch. Die Durchbewegung ist hier im westlichen Furesögebiet viel stärker ausgeprägt als in den Staunings Alpen.

Das eben beschriebene Gestein entspricht dem Normaltypus eines tonerdereichen Paragneises. Es soll noch ein Sonderfall aus den südlichen Staunings Alpen (Sefströmglletscher) beschrieben werden: Es handelt sich um eine Scholle feinkörnigen Gesteins, in dem schon makroskopisch das Aufsprossen von Biotitporphyroblasten zu beobachten ist. In dem kristalloblastisch verzahnten Gefüge ist die Parallelstruktur nur sehr undeutlich. Der xenomorphe Plagioklas zeigt keine Füllungserscheinungen und ist arm an Einschlüssen (Hellglimmer). Meist ist der Plagioklas polysynthetisch verzwilligt u. z. mit besonderer Bevorzugung weniger breiter Lamellen. Man findet nur wenige unverzwilligte Rundlinge. Besonders auffällig ist der hohe Anorthitgehalt von 40%. Manche dieser Plagioklase erweisen sich als Antiperthite. Ein gewisser Gehalt an Kalifeldspat hatte sich also in fester Lösung im Plagioklas befunden, sich jedoch später bei tieferen Temperaturen entmischt. Der Quarz löscht undulös aus. Der Biotit (nα': hellgelb, nγ': kastanienbraun) bildet Blättchen und Balken mit ausgefranzten Enden. Er tritt nicht in geschlossenen Zügen auf. Im Biotit finden sich Einschlüsse von Apatit und Zirkon (pleochroitische Höfe). Die unregelmäßig umgrenzten Granatkörner enthalten zahlreiche Einschlüsse (Hellglimmer, Apatit). Klinozoisit findet sich in Form kleiner idiomorpher Körner und Säulchen, zum Teil auch in Plagioklas eingeschlossen. Nicht selten sind kleine, idiomorphe Körner von Apatit, Zirkon, Erz und wenig Hellglimmer.

Nun noch ein Beispiel für eine quarzitähnliche Zone, die jedoch als Produkt hydrothermalen Tätigkeit angesehen wird. Das Gefüge ist ausgesprochen kristalloblastisch. Der Plagioklas ist meist polysynthetisch verzwilligt und hat einen An-Gehalt von 24%. In einem Individuum konnten verheilte Zerbrechungserscheinungen festgestellt werden. Der Plagioklas wird von den Korngrenzen ausgehend

serizitiert. Der flauere Kalialronfeldspat ist Faser- bis Aderperthit. Er umschließt Chlorit, Plagioklas (nicht orientiert) und Biotit. An den Korngrenzen und entlang Spaltrissen zeigt auch er Serizitierung. Myrmekite wurden beobachtet. Quarz löscht undulös aus. Muskowit und Hellglimmer sind sehr häufig. Sie bilden Pseudomorphosen nach Plagioklas, seltener nach Knaf oder strahlige Aggregate von groben Muskowitscheitern. Chlorit (Penin) bildet zusammen mit Muskowit Pseudomorphosen nach Biotit. Dieser ist selten, meist als Einschluß in Feldspat erhalten geblieben. Er zeigt Pleochroismus  $\alpha'$ :lichtgelb,  $\gamma'$ :braun und enthält pleochroitische Höfe um Zirkon. Der blaue Granat ist manchmal mit dem Biotit verwachsen. Erz ist ziemlich häufig, das Fe konnte bei der Umwandlung des Biotit freigeworden sein. Kleine Körnchen von Zirkon und Epidot sind ziemlich selten. Die Muskowitisierung folgt deutlich bestimmten Zonen. Sie betrifft Plag, Knaf und Biotit.

Die in diesem Abschnitt besprochenen Gesteine sind Sedimentabkömmlinge, die während der kaledonischen Orogenese unter erhöhten P-T-Bedingungen in Glimmerschiefer und Paragneise umgewandelt wurden. Das Aufsteigen der Migmatitfront führte auch zu einem gewissen Stoffaustausch. Es finden sich daher sämtliche Übergänge zu den verschiedenen Migmatittypen. Die Abgrenzung kann nur mehr oder weniger willkürlich erfolgen, sie hängt von der Menge der zugeführten granitischen Substanz ab. Wenn das Neosom in Form aplitischer Injektionen oder von Feldspatsprossung deutlich hervortritt, und über größere Strecken zu beobachten ist, sprechen wir nicht mehr von Paragneisen sondern bereits von Migmatit.

## 5. Amphibolite

In den Staunings Alpen kommen diese Gesteine fast überhaupt nicht vor. Man findet bestenfalls Schlieren und Linsen von 1 bis 10 m Mächtigkeit. Im Furesögebiet jedoch sind Amphibolitkomplexe nicht selten; zum Teil wurden diese von Apliten lagig aufgeblättert und bilden dann Bändermigmatite, in denen die dunklen Lagen amphibolitische Zusammensetzung haben. Die Amphibolite sind fein- bis mittelkörnige Gesteine von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Feldspatlinsen geben ihnen das Aussehen eines Fleckamphibolits, im allgemeinen tritt jedoch der geringe Feldspatgehalt im Erscheinungsbild nicht sehr hervor. Man findet auch Granatamphibolite mit braunen Granaten (bis zu 1 cm Durchmesser), häufig von einem Feldspatsaum umgeben. Das Schieferungs- s ist immer deutlich ausgeprägt.

U. d. M. zeigen sie ein Pflaster von Hornblende ( $\alpha'$ :lichtgrün,  $\gamma'$ :bläulichgrün) mit Biotit ( $\alpha'$ :hellgelb,  $\gamma'$ :gelbbraun), der sie teilweise verdrängt und in ihr aufsprößt. Pleochroitische Höfe im Biotit sind verhältnismäßig selten.

Da der Verfasser zu wenig Gelegenheit hatte, diese Gesteine genauer zu untersuchen, soll auf eine genetische Deutung verzichtet werden.

## 6. Marginalgranit

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Gesteinen, die der Hauptphase der kaledonischen Orogenese ihre Entstehung verdanken, sehen wir im Marginalgranit ein spät- bis postorogen gebildetes Gestein.

Im Gelände ist der Marginalgranit an der hellen Farbe und grobblockigem Zerfall kenntlich. Durch die gut entwickelte Abkühlungsklüftung zerfällt er in scharfkantige Blöcke. Dies gilt besonders für die feinkörnigen Abarten. Während die besprochenen synorogenen Granite den Nebengesteinen konkordant eingeschaltet sind, durchschlagen die spät- bis postorogenen Granite die umgebenden Gesteine diskordant mit scharfen Kontakten. In solchen Fällen ist die Unterscheidung leicht und eindeutig, schwieriger ist sie jedoch, wenn die Marginalgranite mehr oder weniger konkordant in die umgebenden Gesteine eingedrungen sind.

Diese Granite sind helle, massige Gesteine, die meist kein Parallelgefüge erkennen lassen. Wo ein solches beobachtet wurde, erwies es sich in randnahen Partien als Folge von Assimilationsvorgängen. In dem an den betreffenden Stellen verunreinigten Granit sind biotitreiche Schlieren und Bänder die Träger des Parallelgefüges; zum Teil mögen auch Fluidalvorgänge an der Entstehung beteiligt gewesen sein. In der Regel ist der Marginalgranit mittelkörnig, es finden sich aber sowohl fein- als auch grobkörnige Varianten. Das Gemenge von rauchgrauem Quarz und weißem bis gelblichem Feldspat enthält gleichmäßig verteilt, mehr oder weniger Biotit in Form feiner Blättchen. Muskowit ist selten. Charakteristisch ist die gleichmäßige Verteilung der Gemengteile wie der Korngrößen.

U. d. M. zeigt der idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklas meist polysynthetische Verzwilligungen nach dem Albitgesetz und zonaren Aufbau. Der Kern zeigt einen mittleren Anorthitgehalt von 29 %, der Außensaum von 17 %. Auf diese saure Hülle folgt bei manchen Individuen wieder ein basischer Rand (25 % An). Die Füllung des Kernes mit Hellglimmermikrolithen ist nicht allzu stark und häufig anzutreffen. Zum Teil findet man die Hellglimmereinschlüsse parallel den Ablit- und Periklinlamellen orientiert. Der flau bis deutlich gegitterte Kalifeldspat bildet größere, hypidiomorphe Einsprenglinge, die meist nach dem Karlsbadergesetz verzwilligt sind. Flau Individuen sind meist Faser- bis Aderperthite, die perthitfreien, meist randlichen Partien und kleineren Individuen sind schärfer gegittert. Die Kalifeldspate enthalten orientierte Einschlüsse von Biotit, Muskowit und idiomorphem, zum Teil zonaren Plagioklas. Myrmekite und andere Verdrängungserscheinungen durch Plagioklas sind häufig. Der xenomorphe Quarz löscht glatt aus. Biotit ( $\alpha'$ : hellgelb,  $\gamma'$ : dunkelfuchsrot) bildet idiomorphe 6-seitige Blättchen, die stellenweise von Feldspat umwachsen wurden. Um Zirkon finden sich pechroitische Höfe. Muskowit tritt in kleinen, ausgefransten Blättchen auf; er ist oft mit Biotit verwachsen. Apatit bildet kleine idiomorphe Körnchen. Selten findet sich Chlorit (Pennin). Meist als Umwandlungsprodukt aus Biotit. Ein teilweise chloritisierter Biotit fand sich als Einschluß in einem größeren Knaf-Korn. Erz.

Am Ufer des Dammen wurde eine Scholle eines quarzitisches Sedimentabkömmlings vom Marginalgranit eingeschlossen. Das etwa grau bis gelblich gefärbte Nebengestein ist am Kontakt gegen den Granit in einem Streifen von 1 bis 2 cm kontaktmetamorph verändert. Durch Austreibung des Pigments ist das Sediment am Granitkontakt gebleicht. Die Korngröße nimmt gegen den Granit zu.

Auch u. d. M. ist die Korngrößenzunahme in Kontaktnähe deutlich zu beobachten. Der xenomorphe Quarz löscht felderweise aus. Der polysynthetisch verzwilligte, jedoch auch unverzwilligte Plagio-

klas (21% An) ist sehr reich an Hellglimmermikrolithen. Er bildet mit Quarz zusammen ein xenomorphes Pflaster. Mikroklin tritt nur unmittelbar am Rand gegen den Granit auf. Der Biotit ( $n\alpha'$ : lichtgelb,  $n\gamma'$ : kastanienbraun) ist stellenweise in Umwandlung in Chlorit (Pennin) begriffen. Etwas Muskowit, Apatit, Zirkon und Erz.

Das Alter des Marginalgranits ist dadurch festgelegt, daß er diskordant die während der Hauptphase der kaledonischen Orogenese gebildeten Strukturen durchdringt und andererseits spätorogene Störungen verwischt, zum Teil aber von ihnen noch betroffen wird (FRÄNKEL 1953, HALLER 1955). Setzt man den Marginalgranit in Beziehung zur Orogenese so muß man ihn als spät- bis postorogen gebildet betrachten.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es sich um echten Schmelzflußgranit handelt. An Hinweisen für magmatische Entstehung sind zu nennen: Basische Rekurrenzen bei den Plagioklasen, orientierte Einschlüsse von Glimmer und idiomorphen zonaren Plagioklasen im Kalifeldspat, Idiomorphie bis Hypidiomorphie von Biotit und Plagioklas, das Fehlen ausgesprochen kristalloblastischer Strukturen. Markoskopische Hinweise sind die scharfen, im Landschaftsbild deutlich hervortretenden Kontakte, die gleichmäßige Verteilung der Gemengteile und der Korngrößen; sowie der dadurch einheitliche Gesteinscharakter, das Fehlen von Nebulitstrukturen. Nur in randnahen Partien findet man assimiliertes und halbverdautes Fremdmaterial im Granit. Meist sind es Schollen und Linsen von Nebengestein, seltener wurde dieses diffus aufgelöst. Im allgemeinen ist die Verunreinigung durch assimiliertes Fremdmaterial jedoch gering. Der Marginalgranit ist als wahrscheinlich ziemlich kühle Schmelze in die Nebengesteine eingedrungen. Dies erklärt die geringfügigen Kontakt- und Assimilationserscheinungen, sowie die scharfen Kontakte. Es handelt sich um vermutlich palingene, während der kaledonischen Orogenese gebildete Schmelzen, die in spät- bis postorogener Zeit in den bereits erkaltenden nun starrer reagierenden ZMK eingedrungen sind. Die Platznahme wurde durch die spätorogene Dehnungsphase und postorogene Bruchtektonik begünstigt. Die Ränder des ZMK wurden von den Graniten beim Aufstieg bevorzugt. Die Abscherungszone zwischen Unterbau und sedimentärem Oberbau bot günstige Bedingungen für die Platznahme.

## 7. Ganggesteine

Sowohl in den Staunings Alpen als auch im Furesögebiet findet man häufig gangförmig auftretende, verschieden altrige Gesteine, die jedoch immer jünger als die synorogen geprägten Gesteine sind. Hier soll vorerst nur die petrographische Beschreibung gegeben werden. Die Analyse der metamorphen Vorgänge, die Gangabfolge und die zeitlichen Beziehungen derselben zur Tektonik werden später behandelt.

### a) Weiße Aplitgranite

Sie erreichen selten größere Mächtigkeiten als 15 m, im Durchschnitt bewegt sich die Mächtigkeit um 5 m. Im Gelände fallen diese Gesteine durch ihre weiße Farbe auf. Sie sind den sie umgebenden Migmatiten und Paragneisen meist konkordant eingeschaltet, wieder-

holtes Anschwellen und Ausdünnen dieser Gänge ist häufig zu beobachten; wenn man sie in der Nähe betrachtet, erkennt man, daß die Ränder des Ganges nicht konform mit den kleingefalteten Migmatiten und Paragneisen verlaufen. Im Detailbild finden sich also Diskordanzen, während die Gänge im Großen und Ganzen mehr oder weniger konform im Nebengestein stecken.

Das massige, weiße Gestein besteht aus einem mittelkörnigen Feldspat-Quarzgemenge. Der gelblichweiße, seltener rosa Feldspat bedingt die Farbe des Gesteines. Biotit fehlt, etwas Hellglimmer bildet seidig schimmernde Häutchen. Im Gegensatz zu dem im makroskopischen Erscheinungsbild nicht hervortretenden Glimmer sind einzelne ölig-grüne Flecken von Chlorit sehr bemerkbar. Der Chlorit ist nichtblättrig entwickelt und für ihn sehr uncharakteristisch. Die Chloritflecken haben Durchmesser von etwa 1 cm. Häufig finden sich in diesen Aplitgraniten auch bis zu 1 cm große, weinrote Granate.

Mikroskopischer Befund: Der undulöse Quarz bildet große verzahnte Individuen. Der polysynthetisch verzwilligte Plagioklas ist Oligoklas (20 bis 24 % An). Von Korngrenzen ausgehend wird er von feinem Hellglimmer oder grobblättrigem, strahlig aufspröndem Muskowit verdrängt. Große Flecken, die nur aus Hellglimmer und Muskowit bestehen, scheinen Pseudomorphosen nach Plagioklas oder Mikroklin darzustellen. Letzterer ist flauer Aderperthit, die wenige Perthitsubstanz wurde bei der Serizitisierung bevorzugt umgewandelt. Chlorit findet sich in Form strahlig aufsprönder Aggregate und Blättchengruppen (Pennin und Klinochlor). Zirkon in kleinen Körnchen, Erz.

Die genetische Deutung dieser Gesteine ist nicht leicht: Vor allem fällt der heterogene Charakter ins Auge. Auch dürften metasomatische Vorgänge sehr stark an der Prägung dieser Gesteine beteiligt sein.

Kleine Gänge dieses Gesteines im Granit- oder Granitgneis zeigen im Schliff, daß es sich um rein hydrothermal-metasomatische Bildungen handelt. Die Gangbegrenzungen sind nicht allzu scharf. Der gesamte Biotit wird in Chlorit, Muskowit und kleine Titanitkriställchen, der Großteil des Feldspates in Hellglimmer umgewandelt. Apatit, Zirkon und Quarz bleiben unangegriffen.

Wo sich diese Aplitgranite in Paragneis oder biotitreichen Migmatiten finden, wird die rein metasomatische Deutung nicht aufrechtzuhalten sein. Sollen die Chloritflecken und die feinen Hellglimmeraggregate die Umwandlungsprodukte des gesamten Biotitgehaltes sein? Warum finden sich fast keine Relikte oder Pseudomorphosen nach dem vorher so häufigen Biotit? Es ist zu beobachten, daß die Perthitsubstanz von Mikroklinen serizitisiert wurde; dies bedeutet, daß ein unter höheren Temperaturen sich in fester Lösung befindlicher Plagioklasgehalt sich später unter niedrigeren Temperaturen entmischte und dann erst von der Serizitisierung betroffen wurde. Auffallend ist auch das gemeinsame Auftreten von Granat und Chlorit. Dabei zeigt der Granat makroskopisch keinerlei Umwandlungerscheinungen. (Bei der Bearbeitung des beschränkten Gesteinsmaterials mußte ich leider die Erfahrung machen, daß ich zwar Chloritflecken, doch nicht granatführendes Material zur Untersuchung mitgebracht hatte; es mußte daher auf die mikroskopische Untersuchung der Granate verzichtet werden). Die Plagioklase zeigen einen An-Gehalt von 20 bis 24 %, entstanden also unter Bedingungen der Amphibolit-

Fazies. Der Chlorit- und Serizitgehalt muß daher einem späteren Bildungsstadium seine Entstehung verdanken. Es wird hier die Meinung vertreten, daß zuerst die Platznahme der granatführenden Aplitgranite erfolgte, diese jedoch später bevorzugt von einer starken hydrothermalen metasomatischen Umwandlung betroffen wurden. Sie ging unter Bedingungen der Grünschiefer-Fazies vor sich. Zu Konvergenzen mit diesen mehrphasig entstandenen Gesteinen kommt es, wo rein hydrothermale Metasomatose-schläuche granitische und granodioritische Gesteine durchdringen.

#### b) Pegmatitische Gänge

Sowohl im Furesögebiet als auch in den Staunings Alpen sind pegmatitische Gesteine häufig und in großer Mannigfaltigkeit anzutreffen. Im letztgenannten Gebiete findet man in Form von Linsen und Schlieren sehr feldspatreiche Pegmatite mit zurücktretendem Quarzgehalt. Die Grenzen der Pegmatite sind selten geradlinig und meist unscharf ausgebildet. Der Feldspat gibt den grobkörnigen Gesteinen eine gelblich-weiße bzw. rötliche Farbe. Glimmer spielt keine besondere Rolle. Häufiger sind grobe Blättchen von Chlorit zu beobachten. Typische Pegmatitminerale wie Turmalin, Lepidolith usw. konnten in den Staunings Alpen nicht gefunden werden. Dagegen führen die Pegmatite des Furesögebietes meist Turmalin und grobblättrigen Muskowit. Die strahligen Turmalinsäulen zeigen manchmal 3 cm dicke Querschnitte. Die Begrenzungen der Pegmatitgänge gegen die Bänderigmatite sind ziemlich stark ausgeprägt.

Im Gegensatz zu diesen Pegmatiten, deren Form meist ziemlich unregelmäßig ist, treten sowohl am Furesö als auch in den Staunings Alpen schmale, geradlinigen Störungen folgende Gänge auf. Es handelt sich dabei um weiße, grobkörnige pegmatitische Granite, die nur vereinzelt idiomorphe Blättchen von Biotit führen. (0,5 mm Durchm.).

Zwei mikroskopische Befunde mögen als Beispiele hier angeführt sein. Ein rötlicher Pegmatitgranit: Das Gefüge ist kristalloblastisch, alle Gemengteile sind xenomorph. Der Plagioklas bildet große Individuen mit sehr zahlreichen schmalen Albitlamellen. Seltener sind kleine rundliche, unverzwilligte Körner. Die Plagioklase führen reichlich Hellglimmermikrolithen: der An-Gehalt ist gering (3% An). Der Quarz ist undulös. Kalifeldspat tritt meist in kleineren, scharf gegitterten, perthitfreien Körnern auf, seltener in Form größerer flauer Individuen mit etwas mehr Perthit in Form winziger Flecken. Außerhalb eines perthitfreien Randes konnte stellenweise ein Saum von polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas beobachtet werden, wahrscheinlich handelt es sich bei diesem um die ausgetriebene Perthitsubstanz. Karlsbaderverzwilligung mit mehrfach gewinkelter Zwillingsnaht wurde nur an einem Korn beobachtet. Chlorit (Pennin) tritt in Blättchengruppen auf; in ihm finden sich Titanit-Kriställchen. Seltene Relikte von Biotit zeigen, daß ein Teil des Chlorits aus Biotit entstanden ist. Muskowit ist mit Chlorit verwachsen. Apatit bildet ziemlich große Körner und ist auch im Mikroklin eingeschlossen. Zirkon und Epidot-Klinozoisit bilden kleine Körnchen. Es finden sich verheilte Mörtelstrukturen entlang deren der Knaf in Plagioklas umgewandelt wurde.

Die geradlinigen schmalen Gänge zeigen große Mannigfaltigkeit

ihrer Ausbildung, besonders im Verhältnis von Plagioklas zum Mikroklin und im An-Gehalt. (10 bis 21 % An). Der xenomorphe Kalifeldspat ist seltener flau, meist jedoch scharf gegittert. Die ziemlich großen Individuen sind Faser- bis Aderperthite oder fast perthitfrei (die schärfer gegitterten). Schachbrettalbitisierung und myrmekitische Verdrängungen sind häufig. Der hypidiomorphe Plagioklas ist manchmal zonar gebaut (innen 10 %, außen 17 % An) meist polysynthetisch verzwilligt und bildet oft recht große Körner. Auch basische Rekurrenzen werden vereinzelt beobachtet. Quarz ist felderweise auslöschend. Biotit ( $\alpha'$ : gelb,  $\gamma'$ : dunkelbraun) tritt in einzelnen Blättchen auf, oft ist er chloritisiert (Pennin), zum Teil muskowitziert. Feine Rutil-Nadelchen (Sagenit) bleiben bei Umwandlung des Biotit in Chlorit erhalten. Hellglimmer und Muskowit ist oft aus Plagioklas oder Biotit entstanden. Apatit, Titanit, Klinozoisit, Epidot, Erz.

Die Mannigfaltigkeit im Erscheinungsbild und in der mineralogischen Zusammensetzung dieser Pegmatite zeigt deutlich, daß es sich hierbei um heterogene Gesteine handelt.

#### c) Graue Ganggranite

Die Mächtigkeit dieser Gänge bewegt sich von 10 cm bis 1 m. Mächtigere Gänge muß man nach ihrer Ausbildung schon als gangförmige Einschaltungen von Marginalgranit bezeichnen. Die scharf begrenzten Gänge folgen häufig Störungen oder durchdringen sonst irgendwie diskordant die synorogenen Strukturen.

Es sind feinkörnige, hellgraue Granite. In dem Gemenge von Quarz und etwas gelblichem Feldspat ist der Biotit in feinen Blättchen gleichmäßig verteilt.

Mikroskopischer Befund: Der Plagioklas ist meist etwas zonar, doch sind die Grenzen der einzelnen Zonen nicht scharf ausgeprägt. Im Kern enthalten sie sehr oft etwas Fülle, die Hellglimmermikrolithen sind zum Teil parallel Porientiert. Die hypidiomorphen Körner weisen sehr viele schmale Albitlamellen und einen mittleren An-Gehalt von 21,5 % auf. Der xenomorphe Quarz löscht felderweise aus. Der nicht allzu häufige Mikroklin ist flau und enthält wenig Perthitsubstanz in Form von Fasern und Adern. Wie im Plagioklas finden sich auch in ihm Einschlüsse von Biotit ( $\alpha'$ : lichtgelb,  $\gamma'$ : kastanienbraun). Dieser tritt in einzelnen kleinen Blättchen auf und enthält pleochr. Höfe um Zirkon. Muskowit ist selten und dann größtenteils aus Biotit entstanden. Opake Substanz.

Sowohl die Gänge der Staunings Alpen als auch die des Furesögebietes, die etwas grobkörniger sind, gehören der Abfolge des Marginalgranites an. Genügend viele Übergangstypen zu diesem finden sich.

#### d) Basalte

Obwohl sie vom Verfasser nicht näher untersucht wurden, müssen auch sie hier kurz erwähnt werden. Am unteren und mittleren Sefströmgletscher konnten Basaltgänge von 40 bis 60 cm Mächtigkeit aufgefunden werden. Nur selten erreichten sie Mächtigkeiten von 2 m wie am Dreikanter. Die dunkelbraunen bis violetten Gesteine enthalten in einer feinkörnigen Grundmasse Einsprenglinge von Augit (bis 1 cm Länge), Olivin (bis 0,3 cm Dm), Biotit (bis 0,8 cm Dm) und Feldspat

bzw. Feldspatvertretern (0,1 bis 0,2 cm Dm). Die Basalte können aber auch dicht sein mit feinen Pyritaggregaten.

Daß diese kretazisch tertiären Gesteine hier in den Staunings Alpen, im ZMK, Störungen folgend vorkommen, steht vielleicht mit Bewegungen beim Aufwölbungsvorgang der Staunings Alpen in Zusammenhang.

### **Zusammenfassung: Zeitliche Abfolge der Ereignisse und ihre Beziehungen zur Tektonik**

Bei den Beschreibungen im letzten Kapitel wurden bereits verschiedene Formen und Grade der Migmatisation, der Granitisation und der Metamorphose erwähnt. Ferner findet man verschiedenen alte und verschieden ausgebildete Ganggesteine. Wir wollen hier versuchen, diese Erscheinungen zu analysieren, um daraus ein Bild ihrer zeitlichen Abfolge zu entwerfen.

Das Parallelgefüge der Paragneise und Bändermigmatite muß als das älteste beobachtbare Gefüge betrachtet werden, es braucht sich dabei keineswegs immer um sedimentäre Reliktstrukturen zu handeln. Die Bänderung der Migmatite ist wohl durch artenitische Injektion in Verbindung mit metasomatischen Vorgängen entstanden. Dafür spricht die gleichmäßige Mineralverteilung innerhalb der einzelnen, oft sehr weit aushaltenden Bänder. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen bleibt oft erstaunlich konstant. Möglicherweise folgte die Injektion einem präexistenten sedimentären Parallelgefüge. Für differenziell ausgeschmolzene Venite spricht mehr linsige Form der aplitischen Lagen oder Erscheinungen, wie sie bereits beschrieben wurden (Bild 3). Dieses Parallelgefüge wurde im Furesögebiet nach mit 35° gegen S-SE einfallenden Achsen verformt, in den Staunings Alpen schwanken die Achsenlagen sehr stark (von SE bis S-SW, Einfallen von 0 bis 30°) während die Schichten im westlichen Furesögebiet mit etwa 50° gegen ESE einfallen, läßt sich für die Staunings Alpen kein einheitliches Schichtstreichen angeben.

Jünger als das beschriebene Lagengefüge der Paragneise und Bändermigmatite ist das Aufsprossen von Kalifeldspaten, die Entstehung von Augengneisen, Feldspatungsmigmatiten und synorogenen Graniten. Meist folgten die Zonen der Feldspatung dem bereits bestehenden Flächengefüge, nicht selten aber greifen sie quer durch dieses durch und lösen es auf. Hier wird unter Feldspatung nur das Aufsprossen von Feldspat bezeichnet, keineswegs muß die ganze Feldspatsubstanz zugeführt sein. Präexistente Kleinfalten werden glatt abgeschnitten und schwimmen schollenförmig in der diffus gefeldspateten Zwischenmasse. Kompetente, starre Lagen wurden zerbrochen, die Bruchstücke gegen einander verdreht (Bilder 4, 5). Die gefeldspatete Zwischenmasse muß sich sehr plastisch verhalten haben, möglicherweise befand sie sich sogar in einem teilweise flüssigen Zustand. Dies könnte die manchmal scharfen Kontakte einiger synorogener Granite gegen die umgebenden Paragneise erklären. Jedenfalls herrschte sowohl mechanisch als auch chemisch eine hohe Teilbeweglichkeit. Metasomatische Vorgänge spielen eine weitaus größere Rolle als bei der Bildung der Bändermigmatite (Feldspatporphyroblasten bis zu 10 cm Länge, Bild 1). Während im Furesögebiet nur einzelne Zungen

von solchen Augen- bis Granitgneisen in den Bändermigmatiten und Paragneisen stecken, stellen die südlichen Staunings Alpen ein Granitisationszentrum mit ausgedehnter Kalifeldspatung dar. Die diffuse Feldspatung verwischte das Lagengefüge und erschwerte dadurch sowie durch die Verdrehung eingeschlossener Schollen die Gefügemessung. Der rasche Wechsel des Schichtstreichens und das starke Schwanken der an sich schlecht ausgeprägten B-Achsen scheint für solche Granitisationsherde typisch zu sein.

Diese Ereignisse stellen den Höhepunkt der Metamorphose und des Stoffaustausches dar. Sie erfolgten wie die Bildung der Bändermigmatite unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies. Eine genauere Einstufung ist bei der einfachen mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine nicht möglich. Die An-Gehalte der Plagioklase aller synorogenen Gesteine sind relativ ähnlich nämlich 20 bis 26 %, in den Staunings Alpen bewegt sich der An-Gehalt im basischen, in den Bändermigmatiten des Furesögebietes mehr im sauren Bereich des genannten Intervalls. Ein Extremwert von 40 % An fand sich in den Staunings. Bei derlei Überlegungen muß man auch in Betracht ziehen, daß die Prägung des Gesteines synorogen erfolgte, die Kristallisation aber die Durchbewegung überdauerte.

In den Staunings Alpen findet man häufig pegmatitische, fast ausschließlich weißen bis rötlichen Feldspat führende Linsen (Bild 8). Die gesamte Gesteinsmasse wird manchmal von diesen Linsen und Gängen durchhäutert. Diese folgen dabei ungefähr dem präexistenten Parallelgefüge, durchdringen dieses jedoch auch diskordant. Es kommt dadurch stellenweise zur Ausbildung von Schollenmigmatiten (Bild 10). Die Aufschlußbilder lassen es als wahrscheinlich erscheinen, daß die Feldspatadern und Pegmatite in wenigstens teilweise flüssigem Zustande in das Gestein eingedrungen sind. Konnte man in den Feldspatungsmigmatiten Paläosom und Neosom nicht streng auseinanderhalten, so ist nun die Mischung des Altbestandes mit der zugeführten Substanz viel geringer. Wenn auch von den Pegmatitlinsen aus Feldspatgüngchen in das Nebengestein eindringen und die Grenzen nicht geradlinig und ganz scharf ausgebildet sind, so bleibt doch der Stoffaustausch zwischen Pegmatit und Nebengestein gering. Es handelt sich bei diesen Gesteinen vermutlich um Aus- bzw. Aufschmelzungsprodukte der kaledonischen Hauptphase, die nun in deren Spätzeit noch in dem bereits sich abkühlenden Gebirgskörper zirkulierten. Die Teilbeweglichkeit begann bereits abzunehmen. Diese Metamorphosephase ist kontinuierlich aus der Phase mit diffuser Feldspatung hervorgegangen; daher finden sich Übergangstypen.

Zeitlich nicht viel jünger dürften die weißen Aplitgranite der Staunings Alpen sein. Diese granatführenden Gesteine kommen im mehreren Meter mächtigen, jedoch unregelmäßigen, meist mehr oder weniger konkordanten Gängen vor. Im großen folgen sie den umgebenden Strukturen konkordant. Im Kleinbereich zeigen sie jedoch Diskordanzen (Bild 6). Die Frage nach Schmelzfluß- oder metasomatischer Entstehung wurde bereits behandelt. Die Temperaturen ermöglichten jedenfalls noch die Entstehung von Granat (1 cm Dm), sowie von Oligoklas (20 %An).

Schon unter den Bedingungen der Grünschiefer-Fazies er-

griff die Gesteine eine intensive hydrothermale metasomatische Umgestaltung, deren Produkte in den Stauungs häufig beobachtet werden können. Die Anpassung an die Grünschiefer-Fazies erfolgte aber nur an verhältnismäßig schmalen Zonen. Es sind dies gangförmige Schläuche, in denen Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit durch Serizit, Muskowit bzw. Chlorit verdrängt wurden. Es kam dadurch zur Bildung heller, gelblicher bis weißer Aplitgranite mit grünlichen Flecken von nichtblättrigem Chlorit. Die Metasomatosezonen folgen sehr häufig den granatführenden Aplitgraniten. Auf Konvergenzen wurde bereits hingewiesen. Die Beziehungen zwischen den Aplitgraniten und den hydrothermalen Metasomatosezonen sind noch nicht völlig geklärt; feststeht deren häufiges Zusammen-Vorkommen. Die zeitliche Lücke zwischen ihren Entstehungen dürfte nicht allzugroß sein, da die hydrothermale Umwandlung vielfach die gleichen Wege benutzte und so häufig an die Aplitgranite gebunden ist.

Die Auswirkungen der Grünschiefer-Fazies wie Chloritisierung von Biotit, Serizitisierung und Muskowitisierung von Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit sind in allen Gesteinen deutlich zu erkennen. Abgesehen von den oben beschriebenen hydrothermalen Zonen, in denen fast vollkommene Anpassung erreicht wurde, sind die Umwandlungen jedoch gering. Um bei den bereits niederen Temperaturen Anpassung hervorzubringen, sind Katalisatoren notwendig, wie Durchbewegung, oder starke hydrothermale Tätigkeit. Diese fehlten anscheinend in den Stauungs Alpen bzw. waren an schmale Zonen gebunden.

An dieser Stelle sei auf die Seltenheit der Epidotminerale hingewiesen, dies steht wahrscheinlich mit dem relativ hohen An-Gehalt der Plagioklase (20 bis 26 % An) im Zusammenhang. Die Gesteine erhielten ihr Gepräge unter den Bedingungen der Amphibolit-Fazies, geringfügig sind dann die Anpassungen an die Grünschiefer-Fazies die an sich dazwischenliegenden Bedingungen der Albit-Epidot-Amphibolit-Fazies hinterließen in den Gesteinen der Stauungs Alpen keinerlei Spuren.

Der Gebirgskörper kühlte weiter aus und reagierte auf Spannungen bereits starr und in Form von Brüchen. Diesen Störungen folgen feinkörnige, graue Granitgänge, die der Abfolge des Marginalgranits angehören. Dieser selbst wird von Störungen betroffen, zum Teil verwischt er sie. (FRÄNKL 1953). Seine Intrusion erfolgte also auch zu einem Zeitpunkt, als der ZMK bereits starr reagierte. Eine Auswirkung des nahen Granitmassivs sind zahlreiche kleinere Marginalgranitintrusionen und Gänge in den südlichen Stauungs (Bild 8, 9). Diese Bilder zeigen solche deutlich vom Nebengestein abgegrenzte, oft Störungen folgende Granitgänge. Im Furesögebiet sind ebenfalls scharf begrenzte Granitgänge häufig, doch sind sie grobkörniger und weniger mächtig.

Diese Ganggranite werden ihrerseits von schmalen, 2 bis 3 cm starken, geradlinig verlaufenden, hellen Gängchen geschnitten. Es sind fast glimmerfreie, pegmatoide Granite, seltener granatführende Aplite, die häufig Störungen folgen. (Bild 9). Auch diese Gesteine gehören wohl noch der Gangabfolge des Marginalgranites an.

In den Staunings Alpen konnten einige Vorkommen von gangförmig auftretenden Basalten festgestellt werden. Auch sie folgen zum Teil Störungen. Die Basalte E-Grönlands werden allgemein als kretazisch tertiär betrachtet. Aus den Vorkommen der Staunings Alpen ergeben sich keine Hinweise auf ihre Altersstellung, man wird sie jedoch der gleichen Effusivperiode zuordnen wie die übrigen Basalte E-Grönlands.

Wir haben hier versucht, aus der Analyse der einzelnen Prägen, die die Gesteine erfahren haben, ihre Geschichte abzulesen. Wenn auch einzelne Fragen nicht zur Gänze gelöst werden konnten und daher offenbleiben mußten, ließ sich doch eine in großen Zügen feststehende Abfolge der Ereignisse erkennen. Diese gilt natürlich nur für das relativ kleine Gebiet in dem sie aufgestellt wurde. Erst der Vergleich mit anderen Gebieten E-Grönlands wird zeigen, wie weit die hier erkannte Abfolge auch in anderen Gegenden mit ähnlichen geologischen Verhältnissen verwirklicht ist.

### LITERATURHINWEISE

M. o. G. = Meddelelser om Grønland

- BACKLUND, H. 1930 Contributions to the Geology of Northeast Greenland, M. o. G. Bd. 74, XI, Kopenhagen.
- „ 1932, Das Alter des „Metamorphen Komplexes“ von Franz-Josef-Fjord. M. o. G. Bd. 87, Nr. 4, Kopenhagen.
- BIERTHER, W. 1942. Vorläufige Mitteilungen über die Geologie des östlichen Scoresby-Landes in Nordostgrönland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 6, Kopenhagen.
- BÜTLER, H. 1935. Die Mächtigkeit der kaledonischen Molasse in Ostgrönland, Mitt. Natf. Ges., Schaffhausen, Bd. 12, Nr. 3. Schaffhausen.
- „ 1948. Die Westgrenze des Devons am Kejsler Franz Josephfjord in Ostgrönland. Mitt. Natf. Ges., Schaffhausen, Bd. 22, Nr. 3. Schaffhausen.
- COWIE, J. and ADAMS, P. J. 1955. The Cambro-Ordovician of Central East Greenland. Part. I. Stratigraphy and structure. M. o. G. Bd. 153, Nr. 1, Kopenhagen.
- EHA, S. 1953. The pre-Devonian Sediments on Ymers Ö, Suess Land and Ella Ö (East Greenland) and their Tectonics. M. o. G. Bd. 111, Nr. 2, Kopenhagen.
- FRÄNKEL, E. 1951, Die Untere Eleonore Bay Formation im Alpefjord, M. o. G. Bd. 151, Nr. 6, Kopenhagen.
- „ 1953, Die Geologische Karte von Nordscoresby Land (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 113, Nr. 6 Kopenhagen.
- HALLER, J. 1955a, Der „Zentrale Metamorphe Komplex“ von NE-Grönland. Teil I. M. o. G. Bd. 73, Nr. 3, Kopenhagen.
- „ 1955b, Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland zwischen 72 30' und 74 10' n. Br., M. o. G. Bd. 154, Nr. 1, Kopenhagen.
- KATZ, H. R. 1952, Ein Querschnitt durch die Nunatakzone Ostgrönlands (ca. 74 n. Br.) M. o. G. Bd. 144, Nr. 8, Kopenhagen.
- KOCH, L. 1935, Geologie von Grönland, in Geologie der Erde, Verlag Gebr. Bornträger, Berlin.

- „ 1936, Über den Bau Grönlands, Geol. Rundschau Bd. 27, Heft 1, S 9—30, Stuttgart.
- „ 1950, Report on the Expeditions to Central East Greenland 1926—39 Conducted by L. Koch, Part I, Notes on some Topographical and Geological Maps of East Greenland, M. o. G. Bd. 143, Nr. 1, Kopenhagen.
- RAMBERG, H. 1956, Natural and Experimental Boudinage and Pinch-and Swell Structures. Grönlands Geologiske Undersögelse (Miscellaneous papers) No. 16, Copenhagen.
- STAUBER, H. 1940, Stratigraphisch- Geologische Untersuchungen in der Ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamsonlandes, M. o. G. Bd. 114, Nr. 7, Kopenhagen.
- 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, Kopenhagen.
- „ 1935b, Zur Deutung der Migmatite, Geol. Rundschau Bd. 26, Heft 5, S 305—350, Stuttgart.
- „ 1936, Geologische Merkmale der Unterkruste. Geol. Rundschau Bd. 27, Heft 1, S 43—47, Stuttgart.
- WENK, E. and HALLER, J. 1953, Geological Explorations in the Petermann Region, western part of Fränkels Land, M. o. G. Bd. 111, Nr. 3, Kopenhagen.
- WENK, E. 1954, Forschungen im Gebiet der Petermannspitze, Ostgrönland. Mitt. Natf. Ges. Bern, Neue Folge, Bd. 11, Bern.
- „ 1956, Alpines und ostgrönländisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. Vh. natf. Ges. Basel, 67, p. 75—101, Basel.

#### Erläuterung der Abbildungen von Tafel 1—5

- Bild 1. Riesenaugengneis durch Aufspaltung von Kalifeldspaten entstanden. Diese besitzen zum Teil geschwänzte Augenform, zum Teil sind sie idiomorph ausgebildet, wie etwa das Individuum unten rechts vom Hammerstiel (Die Teilstriche am Hammerstiel bezeichnen Abstände von 5 cm). NW-liches Furesögebiet.
- Bild 2. Synorogener Granit mit Reliktstrukturen. Da die Grenze dieser etwa 20 m mächtigen Granitlamelle gegen die angrenzenden Paragneise scharf ausgebildet ist, wird nicht angenommen, daß es sich um eine Granitisation in situ handelt. Die auf dem Bilde erkennbaren Falten sind daher eher als Verformungen eines reliktschen Parallelgefüges bei der synorogenen Bewegung des plastischen granitisierten Gesteins zu deuten. Das Gestein wird diskordant von einem jüngeren granatführenden Gängechen durchzogen (siehe Pfeil). Unterer Seftströmgletscher, Staunigs Alpen.
- Bild 3. Bändermigmatit. Man beachte, daß jedes helle Band von zwei dunklen Rändern begleitet wird und daß die dickeren, hellen Lagen auch dickere, dunkle Ränder aufweisen. Deshalb ist der Verfasser geneigt, das Gestein als Produkt differenzieller Ausschmelzung, als Venit, zu betrachten. Zum Teil sammelte sich die ausgeschmolzene Substanz in Form pegmatoider

Linsen. Schwierig zu erklären ist die boudinagenähnliche Form derselben (pinch-and-swell-structures, RAMBERG, 1956). Sefströmgletscher, Staunings Alpen.

- Bild 4.** Diffuse Kalifeldspatung durchdringt das Gestein diskordant. Das Parallelgefüge der Paragneise und präexistenten Bändermigmatite wird aufgelöst, Schollen dieser Gesteine schwimmen in der gefeldspateten Zwischenmasse und werden zum Teil verdreht. Staunings Alpen.
- Bild 5.** In der fein gefeldspateten, plastischen Grundmasse schwimmen die Schollen einer zerbrochenen starren Lage. Die Einzelstücke wurden dabei verdreht. Unterer Sefströmgletscher. Staunings Alpen.
- Bild 6.** Weißer, glimmerarmer bis freier Aplitgranit, teils weinroten Granat, teils Chloritflecken führend. Er durchdringt mehr oder weniger konkordant Migmatitgneise. Mittl. Sefströmgletscher, Staunings Alpen.
- Bild 7.** Bändermigmatit. Wird diskordant (linke Bildhälfte) bis konkordant (obere Bildhälfte) von rötlichem Pegmatitgranit durchdrungen. Er folgt zum Teil Störungen, und wird dann selbst verworfen; dieser jüngeren Störung folgt ein weißer, fast glimmerfreier, pegmatitischer Granit. NW-liches Furesögebiet.
- Bild 8.** Konkordante Pegmatitlinse wird an einer Störung versetzt, der ein feinkörniger, grauer Granitgang folgt. Mittlerer Sefströmgletscher, Staunings Alpen.
- Bild 9.** Schollen von Bändergneis (1) schwimmen in diffusem Migmatit mit Feldspatung (2). Diskordant durchdringt ein feinkörniger, grauer Granitgang (3) diese Gesteine. Er wird seinerseits von einem schmalen, granatführenden Aplit durchschlagen (4). Sefströmgletscher, Staunings Alpen.
- Bild 10.** Schollenmigmatit: Ein massiges, dunkles, biotitreiches Gestein wird in Form von Schollen in einem sicherlich teilweise flüssigen Migma aufgelöst. Staunings Alpen.

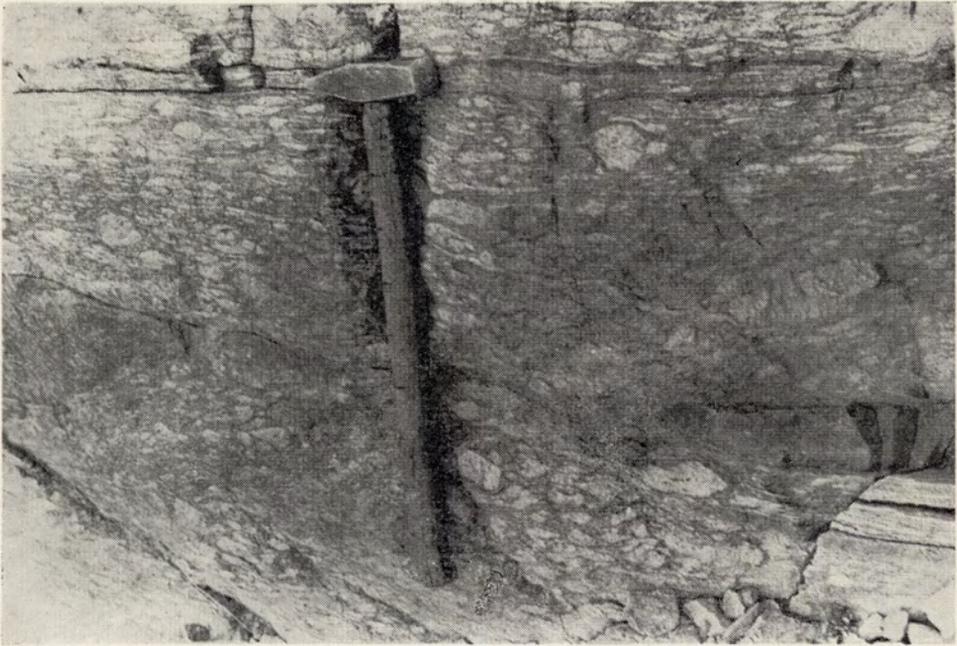


Bild 1



Bild 2



Bild 3



Bild 4



Bild 5



Bild 6



Bild 7



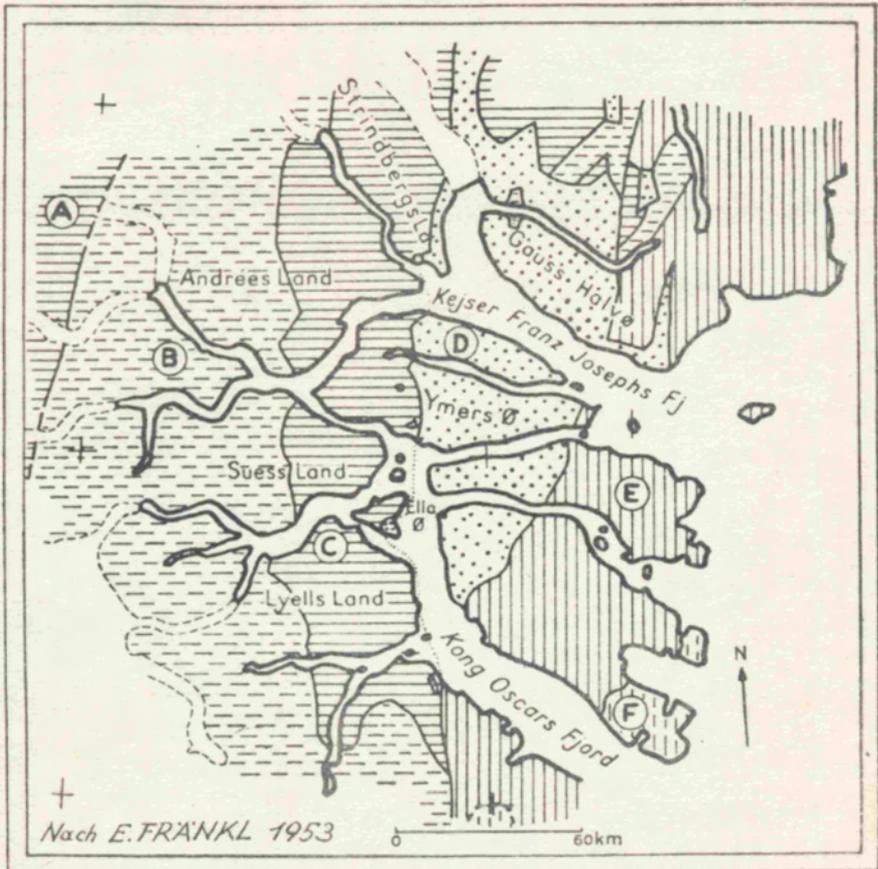
Bild 8



Bild 9



Bild 10

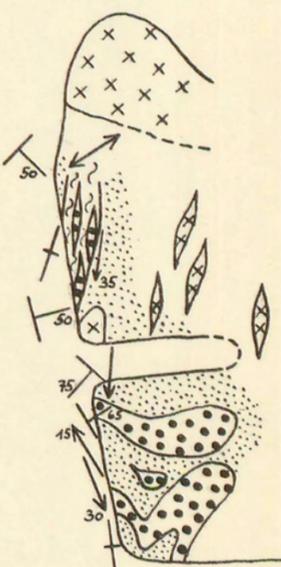
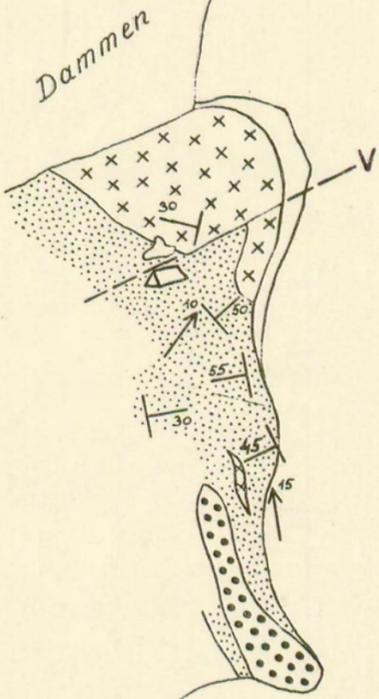
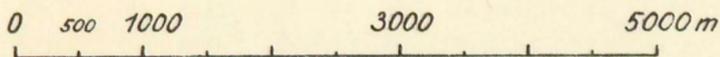


Die grossen, geologischen Einheiten von Ost-Grönland zwischen  $72^{\circ}$  und  $74^{\circ}$  N.

- |  |               |
|--|---------------|
| A. Petermann-Serie (= untere EBF)                  | } Caledoniden |
| B. Zentraler Metamorpher Komplex (ZMK)             |               |
| C. Eleonore-Bay-Formation und Cambro-Ordovicium    |               |
| D. Devon   |               |
| E. Sedimente und Basalt (Carbon-Tertiär)           |               |
| F. Saure und intermediäre Plutone (Kreide-Tertiär) |               |

# GEOLOGISCHE SKIZZE DES SEFSTRÖMGLETSCHERGEBIETES (STAUNINGS ALPEN, NE-GRÖNLAND)

Aufgenommen von G. FUCHS, 1957



- Synorogene Granite bis - Gneise
- Migmatite (vorw. Augen - u. Feldspatungsgneise)
- Glimmerschiefer - Paragneise
- Marginalgranit und -gänge
- V Verwerfung
- A Achsen
- Fallzeichen (+ Fallwinkel)

