

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 168 · Nr. 5

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947-58

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

ZUR PETROGRAPHIE VON
NORDHOEKS BJERG UND NÖRLUNDS ALPER
HUDSON LAND
(ZENTRAL-OSTGRÖNLAND)

VON

PAUL STERN

MIT EINER
GEOLOGISCHEN EINFÜHRUNG
VON JOHN HALLER

MIT 28 FIGUREN UND 3 TABELLEN IM TEXT
UND 8 TAFELN

KØBENHAVN
C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1964

Abstract

Hudson Land provides excellent exposures that elucidate the late Caledonian history of Central East Greenland. Due to late-orogenic faulting and thrusting, a great variety of rocks (Precambrian and Cambro-Ordovician sediments, Caledonian metamorphites, Old Red Sandstone molasse, and late-orogenic intrusive granites) came to lie side by side or were piled upon each other.

PAUL STERN who died before having completed the manuscript of the present paper mainly investigated the mode of emplacement of two areas of late-orogenic granites, viz. the *Nordhoeks Bjerg* and the *Nörlunds Alper*. From both he examined a large number of thin sections in order to restore the intricate succession of mineral growth. Special attention was called to feldspars, and the origin of red-stained feldspars is discussed. The latter are widely distributed in the *Nordhoeks Bjerg* massif.

VORWORT

Der Autor dieser Publikation durfte ihren Abschluss leider nicht erleben. Mitten aus der Arbeit an seiner Dissertation — auf einer Tour zum Winterstock in den Urneralpen — ist PAUL STERN am 20. Juli 1959 einem Bergunglück zum Opfer gefallen.

Der hier veröffentlichte Text umfasst die petrographischen Kapitel seiner unvollendeten Doktorarbeit. Es fehlen die Abschnitte über die Erforschungsgeschichte, die geologische Entwicklung — und leider auch die Zusammenfassung über die Petrogenese, deren Aspekte den Autor ganz besonders fasziniert hatten. Für einen Kollegen, der das Gebiet nicht aus eigener Anschauung kennt, und der das Untersuchungsmaterial nicht nochmals von Grund auf studiert, hat es sich als unmöglich erwiesen, diese Kapitel aus vorhandenen Aufzeichnungen zusammenzustellen. Zugleich hätte auch die Gefahr der Uneinheitlichkeit bestanden.

PAUL STERN hat das Gebiet von Nordhoeks Bjerg und der Nörlunds Alper in den Sommern 1956 und 1957 geologisch aufgenommen, als Mitglied der Dänischen Expeditionen nach Ostgrönland unter der Leitung von Dr. LAUGE KOCH, nachdem er 1955 als Assistent von H. ZWEIFEL (Nathorsts Land) die Feldarbeit in Grönland kennengelernt hatte und durch Dr. H. BÜTLER in die geologischen Probleme seines Gebietes eingeführt worden war. Im Sommer 1956 war PETER VOGT sein Begleiter, während 1957 ROCHUS ELMIGER (Luzern) als Assistent mit ihm ging. Mit diesem zusammen hat der hervorragende Alpinist PAUL STERN 1957 die schwierige Gebirgsgruppe der Nörlunds Alper begangen, die nach ihm wohl schwerlich ein zweiter Geologe durchsteigen wird. Seine Schilderung der petrographischen Verhältnisse verdient es, zusammen mit geologischer Karte und Profil, für die weitere Forschung festgehalten zu werden — umso mehr, als die Expeditionsarbeit in jenem Gebiet zur Zeit nicht weitergeht.

Im Sommer 1958 wurde PAUL STERN im Rahmen der von der gleichen Expedition durchgeführten geologischen Erforschung von Gaase Land im Scoresby Sund mit einer schwierigen Spezialaufgabe betraut. Er bewältigte sie vorzüglich, und die gemeinsam mit dem Unterzeichneten erstellte geologische Karte wurde 1961 publiziert (M. o. G.

Bd. 168, Nr. 1). Ein geologisch wichtiger Landstrich in der dortigen Nunatakregion trägt jetzt seinen Namen.

Eine eigenartige Fügung wollte es, dass mir PAUL STERN vor der Abreise zu seiner letzten Bergfahrt den Entwurf der vorliegenden Arbeit in die Ferien nachsandte, und dass mich das Manuskript und die erschütternde Nachricht von seinem Tode gleichzeitig erreichten. Angesichts der besonderen Situation fällt es schwer, zwischen den zwei Verpflichtungen zu wählen, etwas Unvollendetes zu ergänzen und abzurunden, oder das Vermächtnis möglichst unverändert zu publizieren. In enger Zusammenarbeit mit P. D. Dr. J. HALLER, der die geologische Einleitung verfasste und die schwierige Verifizierung und Auswahl der Textfiguren besorgte, entschieden wir uns für die zweite Lösung und änderten nur einige Unklarheiten. Der symbolische Torso wird in dieser Form der weiteren Forschung sicher wertvolle Dienste leisten.

Für ihre grosse redaktionelle Arbeit danke ich P. D. Dr. J. HALLER und dem Bruder, cand. phil. W. STERN, der die Reinschrift besorgte, Literaturangaben revidierte und einige hinterlassene Fragmente beifügte, sowie cand. phil. H. WIELAND, der die Textfiguren ins reine zeichnete. Zu Dank verpflichtet sind wir auch dem Expeditionsleiter, Dr. LAUGE KOCH, für die Ermöglichung und Förderung der Studie und Redaktor Dr. HELGE LARSEN für ihre Publikation in den *Meddelelser om Grønland*.

Eduard Wenk,

Basel, im Januar 1963

Vorsteher des
Mineralogisch-Petrographischen Institutes
der Universität Basel

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
GEOLOGISCHE EINFÜHRUNG	9
Die Stellung des Hudson Landes im Bauplan der ostgrönlandischen Kaledoniden	9
Geologie und Tektonik des Hudson Landes	12
ZUR PETROGRAPHIE VON NORDHOEKS BJERG	21
A Der Migmatitkomplex	21
1. Bau und Gefüge	22
2. Das Neosom	22
a. Struktur und Mineralbestand	22
b. Kalifeldspat	23
Perthitbildung	23
Quarzimplikationen	24
c. Entstehung des Kalifeldspates	24
Sekundäre Granitisation	28
d. Plagioklas	28
Myrmekitplagioklas und Plagioklassäume	29
e. Quarz	30
f. Nebengemengteile	30
3. Die metamorphe Serie	30
a. Amphibolite	30
Biotit	31
Plagioklas	32
b. Gneisse	32
Plagioklas	32
Kalifeldspat	33
Perthitbildung	33
Quarz	34
Glimmer	34
c. Quarzite	34
Plagioklas	35
Kalifeldspat	35
Deformation	35
Mosaikstruktur	36

	Seite
d. Granatschiefer	37
Granat	37
Sillimanit und Fibrolith	37
Biotit	37
Kalifeldspat	37
Plagioklas	37
e. Tektonisch abgetrennte metamorphe Gesteine	38
Chloritphyllite	38
Gneisse	39
B. Die granitoiden Gesteine	39
1. Die Granitoide des Ankerbjerg-Plutons	39
a. Mikroklingranite	40
b. Mineralbestand und Struktur	40
Füllung der Plagioklase	41
Kataklastische Deformation	42
Kalifeldspat	44
Plagioklas	44
Plagioklasverdrängung	44
Kalifeldspatkristalloblastese	46
Myrmekite	46
2. Die Granitoide der wurzellosen Decken	48
Deformation	48
Kalifeldspat	48
Plagioklas	48
Umwandlung des Biotites	48
3. Der Mikroklinalkaligranit der Nordhoeks Bjerg-Nordflanke	49
Plagioklas	50
Quarz	50
4. Die Mikroklingranitoide am Loch Fyne	51
Kalifeldspat	51
Glimmer	52
Deformation	52
C. Jüngere Gänge	53
ZUR PETROGRAPHIE DER NÖRLUNDS ALPER	55
A. Die roten Migmatite	56
Mineralbestand	56
Plagioklas	56
Kalifeldspat	56
Ultrabasischer Gang	56
B. Die kalkig- bis tonig-sandige Serie	56
Gesteinstypen	57
1. Die pelit-psammitischen Hornfelse	58
2. Die Alumosilikat-Phyllite	58
a. feinbänderiger Granat-Biotit-Hornfels	60

	Seite
b. Granat-Hornblende-Hornfels	60
c. Saussurit-Granat-Biotit-Hornfels	60
d. Feinkörnig-dichter Chlorit-Hornfels	61
e. Granat-Chlorit-Hornfels	61
f. Biotitreicher Hornfelsschiefer	61
g. Granatführender Hornblende-Hornfels	61
h. Sillimanitführender Muskowit-Biotit-Schiefer	62
i. Chlorit-Biotit-Schiefer	62
k. Kalksilikatband: Granat-Hornblende-Hornfels	62
l. Übersicht, zitiert nach H. BÜTLER	64
m. Die Gänge	64
Kalifeldspat	65
Perthit	66
Plagioklas	67
Deformation	67
Übersicht über die Gangbildungen	68
Stoffverschiebungen	69
C. Der helle Migmatitkomplex	70
Figur- und Tafelbesprechung Fig. 19, 20; Tf. II, III, IV, IVA, IVB	70
1. Das Paläosom	72
a. Schiefer	73
b. Gneisquarzite	74
c. Kalksilikathornfelse	74
Mineralbestand	76
2. Das Neosom	77
a. Alkaligranitoide ohne Kalifeldspat	77
Aplitischer Albit-Alkaligranit	77
Nebulitischer Chlorit-Albit/Oligoklas-Phlebit	78
b. Alkaligranite mit Kalifeldspat	78
c. Pegmatitische Granitoide	79
Schlussfolgerungen	79
d. Mischgesteine fortgeschrittener Granatisierung	80
e. Junger Aplitgranitoid	80
Kontakt zum Nebengestein	81
Mineralgehalt	81
Verhältnis Myrmekit-Kalifeldspat	81
f. Die roten Gesteine der Störungszonen innerhalb des Migmatitkomplexes	82
Rotfärbung	82
Allgemeine Charakteristika	82
Besondere Strukturverhältnisse	83
Korrosion von Feldspat	84
D. Die Granatschiefer-Serie	85
1. Bau und Gefüge	85
2. Struktur und Mineralbestand	87
E. Die Gänge	89
F. Die zerrüttete Zone	90

APPENDIX: Das Problem der Rotfärbung	92
A. Literatur zum Rotfärbungsproblem	93
B. Physiographie der Rotfärbung	100
1. Der Quarz	100
Gefügeanalyse	100
2. Der Plagioklas	101
Anorthitgehalt	101
Albitsaumbildung	105
3. Der Kalifeldspat	105
C. Genese der Rotfärbung	107
Register der im Text aufgeführten Schliffe	109

GEOLOGISCHE EINFÜHRUNG

von

JOHN HALLER

Dem Hudson Land kommt bei der Erforschung der ostgrönländischen Kaledoniden eine ganz besondere Bedeutung zu. Ist doch dieses bloss 50 km breite Bergland zwischen Godthåbs Golf (74° n. Br.) und dem Kejser Franz Josephs Fjord ($73^{\circ} 30'$ n. Br.) eine Fundgrube geologischer Dokumente aus der Spätzeit der kaledonischen Gebirgsbildung. PAUL STERN's unvollendete Arbeit befasst sich mit einem ganz speziellen Teil dieser Dokumente, nämlich mit der Genese und Platznahme der spätkaledonischen Granitintrusionen in diesem Gebirgsabschnitt.

DIE STELLUNG DES HUDSON LANDES IM BAUPLAN DER OSTGRÖNLÄNDISCHEN KALEDONIDEN

Da im Hudson Land eine bunte Folge von Gesteinssuiten aus dem gesamten paläozoischen Orogenzyklus zutage tritt, scheint es zweckmäßig, den Ablauf dieses vielseitigen Geschehens zu umreissen:

Das kaledonische Gebirge Ostgrönlands ist im Verlaufe von drei getrennten Bewegungsphasen entstanden: (I) Hauptfaltung (silurisch), (II) Spätfaltungen (devonisch), (III) Nachbewegungen (karbonisch). Im Hudson Land sind Strukturen aus allen Bewegungsphasen erhalten, wobei allerdings die Prägungen der Spätfaltungen (II) weitaus dominieren.

Die kaledonische Hauptfaltung hat entlang des gesamten Küstenabschnittes von 70° — 82° n.Br. gewirkt. Sie war ein Bewegungsakt von grossem Tiefgang. Südlich des 77. Breitenkreises hat die Gebirgsbildung eine Geosynkinalwanne aufgefaltet, deren Sedimentfüllung über 15000 m mächtig gewesen ist. Der präkambrische Anteil des Schichtenstosses macht 12000 m aus; er gliedert sich in die *Eleonore Bay Group* und die *Tillite Group*. Kambrium und Ordovizium sind 3000 m mächtig. Silur fehlt in diesem südlichen Gebirgsabschnitt.

In dem gewaltigen und relativ starren Schichtenstoss formten die gebirgsbildenden Prozesse einen charakteristischen Stockwerkbau mit migmatitischen Fließfalten im Untergrund und mit flachwelligem Faltenwurf im Oberbau. Das Dach der synorogenen *Migmatitfront* liegt in einem weiten Gebiet tausende von Metern über der Bodenfläche der alten Geosynklinale. — Für das Hudson Land lässt sich die stratigraphische Position der hauptkaledonischen *Migmatitfront* nicht genau bestimmen. Es darf jedoch angenommen werden, dass auch hier ein beachtlicher Anteil der Unteren Eleonore Bay Group gneissifiziert worden ist, denn die Gneiskomplexe des Hudson Landes tragen alle Merkmale ultrametamorpher Sedimentserien.

Die Einwirkungen der synorogenen Wärmefront (Regionalmetamorphose) reichten in diesem Gebirgsabschnitt bis in die Quarzit-Serie der Oberen Eleonore Bay Group. (Vgl. HALLER and KULP, 1962, Fig. 6,8).

Die kaledonischen Spätfaltungen sind sehr ungleich in Art und Ausbreitung; sie haben nur das Gebiet südlich des 76. Breitenkreises erfasst. Nach Abschluss der Hauptfaltung haben dort zuerst weiträumige *Zerrbewegungen* eingesetzt. Die dabei entstandenen Flexuren und Brüche ordnen sich in NNW—SSE streichende Lineamente ein. Sie zerlegen das Fjordgebiet zwischen 72° und 76° n.Br. in drei tektonische Bezirke: (1) nördliches Horstareal, (2) zentrales Senkungsgebiet, (3) südliches Horstareal. (Vgl. HALLER and KULP, 1962, Fig. 11).

Den Zerrstrukturen folgte eine Aufspaltung in N—S gerichtete Bruchschollen; dies führte zu einer weiteren Niveaudifferenzierung des Rumpfgebirges und seiner intramontanen Senke.

Die spätkaledonischen Impulse haben dieses Schollensystem ganz verschiedenartig erfasst:

— Im nördlichen Horstgebiet, dass den gesamten Raum zwischen Bessels Fjord (76° n.Br.) und Wordies Gletscher (74° n.Br.) einnimmt, entwickelte sich sehr früh eine tiefgehende Faltenzone, deren migmatitische Zentralzone im Grandjeans Fjord (75° n.Br.) zutage tritt und in deren nördlichem Vorraum grössere Überschiebungen den jungkaledonischen Bauplan beherrschen. — Der südliche Block (3), dem das gesamte Gebiet südlich der Linie Andrées Land — Kong Oscars Fjord angehört, blieb im grossen ganzen resistent. Die einzigen sicheren Manifestationen der Spätphasen sind batholithische Durchbrüche spätorogenen Palingenite (vorwiegend kalibetonte, monoschematische Granoide). — Die zentrale *Innensenke* (2), deren Nordrand durch die Achse Wordies Gletscher — Godthåbs Golf markiert wird, sammelte vor allem Abtragungsprodukte aus dem älteren Gebirge: Old Red Sedimente. Die untersten Molasseserien besitzen mittel-devonisches Alter. Das

vollständige Fehlen von Unter-Devon deutet auf eine langandauernde Denudationsperiode. Die basalen Konglomerate des Old Red lagern auf ganz verschiedenen Schichtgliedern der im Silur aufgefalteten Geosynkinalserie. Auf abgetragenen Antiklinalwölbungen greift das Old Red über wesentlich ältere Schichtglieder als in Synkinalzonen des altkaledonischen Baues. Auf einem Ost-West Profil auf der Höhe des 74. Breitenkreises (Hudson Land — Ole Römers Land) erreicht seine stratigraphische Transgressionsamplitude nach BÜTLER (1957, S. 19) nahezu 8000 m. Dieser Betrag zeugt von einem ansehnlichen Faltenbau des alten Gebirges in diesem Gebiet; er zeigt ferner die intensive prä-mitteldevonische Abtragung.

Während der Ablagerung der mittel- und ober-devonischen Molasse haben im ganzen Senkungsgebiet (2) wiederholt Faltungsbewegungen und vertikale Versetzungen entlang von Bruchfugen stattgefunden. Es lassen sich generell zwei in Alter und Richtung verschiedene Faltensysteme erkennen: Das ältere streicht NNW—SSE, das jüngere NE—SW (Vgl. HALLER and KULP, 1962, Structure Map, Tf. IV). Beide Systeme sind mit synkinematischen Intrusionen von Granitschmelzen verbunden. Es handelt sich dabei um die gleichen spätorogenen Palingenite, die in den Horstblöcken (1) und (3) zur Hauptsache nur postkinematische Intrusivkörper formten.

Die spätorogenen Granitinrusionen sind offensichtlich in einer komplexen Generationenfolge hochgestiegen. Weite Gebiete innerhalb und am Rande dieser jungkaledonischen Innensenke, — besonders die westlichen Randgebiete (Bartholins Land, Nord-Andréas Land) —, zeigen ein intimes Zusammenwirken von Faltung, Überschiebung und Schmelzförderung. Die Granite sind dabei konkordant zwischen die tektonisch kompetenten Baustoffe eingelagert worden. Zum Teil sitzen sie als ‚Schmiermittel‘ auf Überschiebungsbahnen, zum Teil haben sie sich als gigantische Fliesslamellen entlang schmaler Mobilstreifen zwischen zwei relativ starre Kompartimente eingenistet. Die Intrusivkörper sind nach ihrer Verfestigung nicht mehr nennenswert durchbewegt worden. Intrusionsakt, Faltung und Überschiebung fallen zusammen.

Die Metamorphosewirkung dieser Granitschmelzen auf das Rahmen-gestein ist in der Regel gering.

Am *Kap Franklin* (Nordseite äusserer Kejser Franz Josephs Fjord) hat eine batholithische Granitmasse auch mittel-devonische Sedimente metamorphosiert und assimiliert. Jüngeres Mittel-Devon überdeckt den denudierten Batholithen und sein Rahmengestein (vgl. BÜTLER, 1954, S. 70, 108; GRAETER, 1957, S. 41).

Im Innern der Old Red Senke kam es im Mittel- und Ober-Devon auch wiederholt zu vulkanischer Tätigkeit mit Förderung von

Basalten, Rhyolithen und assoziierten Tuffen. So sind im Gebiet des *Kap Franklin* Vulkanite zweier mittel-devonischer Eruptionsphasen vorhanden. Im südlichen *Hudson Land* (Moskusoksefjord), auf *Gunnar Anderssons Land* und *Ymers Ø* (73° bis $73^{\circ} 20'$ n.Br.) setzte die vulkanische Aktivität offenbar im untersten Ober-Devon ein und dauerte längere Zeit an. (vgl. BÜTLER, 1959, S. 175—79).

Die Nachbewegungen. In unter-karbonischer Zeit haben in der weiten Molassesenke noch einige schwache Faltungen stattgefunden. Mit ihnen klingt die paläozoische Gebirgsbildung aus. Die kontinentalen klastischen Ablagerungen des *Ober-Karbon* sind im nördlichen Teil des Molassebeckens (*Hudson Land*) nicht mehr gefaltet worden. Hingegen entstanden in jener Zeit erneut ausgedehnte N—S Verwerfungen und Grabenbruchsysteme (*Gastisdal* und *Prospektdal*-Graben im Gebiet des innersten Muskusoksefjordes). Vermutlich sind damals auch einige ältere Fugen im zentralen und westlichen *Hudson Land* reaktiviert worden. Da dort aber keinerlei post-devonische Ablagerungen erhalten sind, ist ein stratigraphischer Nachweis solcher Bewegungen nicht möglich.

Im *Ober-Perm* war das Falten- und Bruchschollenland des paläozoischen Gebirges wiederum eingeebnet. Ein Flachmeer überflutete das Gebiet.

Während des *Mesozoikums* und im *Tertiär* sind die paläozoischen N—S Bruchsysteme wiederholt aktiviert worden, und eine ostwärts fallende Schollentreppe entstand. Diese Verwerfungen haben den Verlauf der heutigen Küste in Zentral-Ostgrönland entscheidend vorgezeichnet. Der N—S Schollenbau prägt das gesamte Landschaftsbild der äusseren Fjordgebiete, er bestimmt auch die morphologische Grossgliederung des *Hudson Landes*.

GEOLOGIE UND TEKTONIK DES HUDSON LANDES

Gesteinsinhalt und Bau des *Hudson Landes* sind von Dr. H. BÜTLER auf zwei grossen Expeditionsreisen in den Sommern 1936 und 1938 erforscht worden. (Vgl. BÜTLER, 1940, S. 1—32; 1957, S. 12—43, Profiltafel I; Geologische Karte 1:250'000 in KOCH, 1950, Tf. 7).

BÜTLER konzentrierte seine Arbeit vor allem auf die stratigraphisch-tektonische Gliederung der devonischen Molasse. Er stellte dabei fest, dass hier die Molassessedimentation wiederholt durch Bruchschollenbildung, Faltungs- und Denudationsperioden unterbrochen worden ist: Zwei Bewegungsphasen fallen ins Mittel-Devon (*Hudson Land Phasen I, II*) und zwei weitere ins Ober-Devon (*Hudson Land Phasen III, IV*).

Die intra-devonischen Bewegungen bewirkten auch Aufschiebungen und grössere lokale Überschiebungen. Die Schubflächen entwickelten sich häufig aus prä-existenten Bruchfugen. Diese wiederholten Bewegungen haben das Hudson Land in ein ausserordentlich komplex gebautes Krustenstück verwandelt.

Zwischen Wordies Bugt und dem Knie im inneren Moskusoksefjord durchschneidet eine Verwerfung mit einer Sprunghöhe bis 4000 m („post-devonische Hauptverwerfung“, vgl. BÜTLER, 1957) das Hudson Land. Die Herausbildung dieser N—S streichenden Fuge begann im späten Paläozoikum (prä-oberpermische Grabenbruchzone). Die Hauptbewegungen entlang dieser Linie sind mesozoisch bis tertiär (teilweise post-basaltisch). Der Sprung tritt im Landschaftsbild als 1700 m hoher Geländeabfall deutlich hervor:

Im Westen erhebt sich das hohe Hudson Land mit seinen steilen, alpinen Geländeformen. — Die *Nörlunds Alper* bilden den nordöstlichen Eckpfeiler dieses Berglandes, das ausschliesslich aus prä-karbonischen Gesteinsverbänden aufgebaut wird.

Östlich des Hochlandbruches liegt das niedere Hudson Land, es besteht aus weiten, flachabgedachten Landschaftsformen. Die markanteste Erhebung ist der *Nordhoeks Bjerg*. Auf der Nordflanke dieser abgesenkten Bruchscholle überdecken flach liegende Karbonsandsteine das kaledonische Deformationssegment. Tertiäre Basaltintrusionen durchsetzen das Karbon und seine Unterlage.

Im Verlaufe der systematischen geologischen Kartierung von Zentral-Ostgrönland hat der Schreibende während der Sommerexpeditionen 1956 und 1958 mit Flugzeug und Helikopter zahlreiche Kartierungs- und Fotoflüge über Hudson Land ausgeführt. Diese neueren Untersuchungen galten ausschliesslich den prä-devonischen Gesteinskörpern, die im Hudson Land zu einem grossen Teil aus den buntfarbigen präkambrischen Serien der Eleonore Bay Group bestehen.

Im nordöstlichen Hudson Land beherrschen Metamorphe und Gneiskomplexe des hauptkaledonischen Tiefenstockwerkes sowie Einschübe spätkaledonischer Intrusivgranite das geologische Kartenbild. Eine Kartierung und petrographische Bearbeitung dieser Kristallinareale erforderte detaillierte Studien im Gelände. PAUL STERN hatte diese Aufgabe übernommen. Im Sommer 1956 bearbeitete er den *Nordhoeks Bjerg* und 1957 die *Nörlunds Alper*.

In beiden Gebieten dominieren spätkaledonische Intrusivgranite. Verbreitung, Auftreten und die räumlich-genetischen Zusammenhänge dieser Gesteinsgruppe wurden bereits 1929 und 1930 von H. G. BACKLUND und A. NOE-NYGAARD studiert und auf provisorischen topogra-

phischen Karten aufgezeichnet. (Vgl. BACKLUND, 1932, S. 15—56, Tf. 1,2).

Nach den grundlegenden Erkenntnissen BÜTLER's über intra-devonische Bruch- und Faltensysteme und nachdem die Kurvenkarten 1:250'000 des Geodætisk Institut, København, publiziert worden sind, war eine erneute Bearbeitung und vor allem eine detaillierte Begehung der beiden Gebiete notwendig. Auf der flachen Kuppe des Nordhoeks Bjerges, der zudem von zahlreichen paläozoischen und jüngeren Bewegungsflächen durchzogen wird, sind die Aufschlussverhältnisse relativ schlecht. Die Kartierung erforderte eine sorgfältige Kleinarbeit. Andererseits bieten die Nörlunds Alper ausgezeichnete Aufschlüsse mit grossem Vertikalschnitt; diese Nordbastion des hohen Hudson Landes ist jedoch alpinistisch schwer zugänglich. — PAUL STERN hat beide Gebiete im Massstab 1:100'000 geologisch kartiert und dazu einige Profile entworfen. Wir haben diese Dokumente auf der Karten- und Profiltafel VIII zusammengestellt.

Die „post-devonische Hauptverwerfung“ trennt als grosse N—S Fuge die beiden Areale. Beim Betrachten der Profilfolge muss diese Störung in Rechnung gezogen werden, wobei allerdings die prä-karbonische Position und damit die räumlichen Beziehungen der beiden spätkaledonischen Deformationssegmente, — links des Hochlandabbruches die Nörlunds Alper, rechts der Nordhoeks Bjerg —, schwer abzuschätzen ist. Dem Betrachter dürfte vor allem die Bivergenz der spätkaledonischen Überschiebungen auffallen. So steigen am Nordhoeks Bjerg alle Schubflächen gegen Osten auf. In den Nörlunds Alper dominieren hingegen westvergente Überschiebungen; erst im westlichsten Abschnitt des Untersuchungsgebietes tritt wiederum eine ostvergente Aufschiebung zutage. Die westvergenten Bewegungsflächen der Nörlunds Alper sind mit Intrusivgraniten assoziiert, die ostvergenten mit diaphthoritischer Überprägung der altkaledonischen Metamorphite.

Die Bivergenz, die fächerähnliche Anordnung der spätkaledonischen, — stratigraphisch zum Teil als intra-devonisch datierbaren —, Schubflächen kennzeichnet die Ost—West Profile im ganzen Hudson Land (vgl. BÜTLER, 1957, Profiltafel 1). Ob sich derartig bivergente Strukturen synchron oder heterochron entwickelt haben, ist schwierig abzuklären, weil ihre Bewegungspläne durch jüngere Geschehnisse überprägt worden sind. Ein Vergleich Nordhoeks Bjerg — Nörlunds Alper liefert für einen Teil der frühen Bewegungsspuren Untersuchungsstoff, zumal in beiden Gebieten zwischen der Platznahme der Intrusivgranite und der Betätigung der Überschiebungsflächen ein unmittelbarer Zusammenhang besteht. PAUL STERN hat mit derartigen Untersuchungen begonnen. Die tektonischen Schlussfolgerungen seiner petrographischen Studien blieben leider ungeschrieben. Der Leser findet jedoch in den beiden

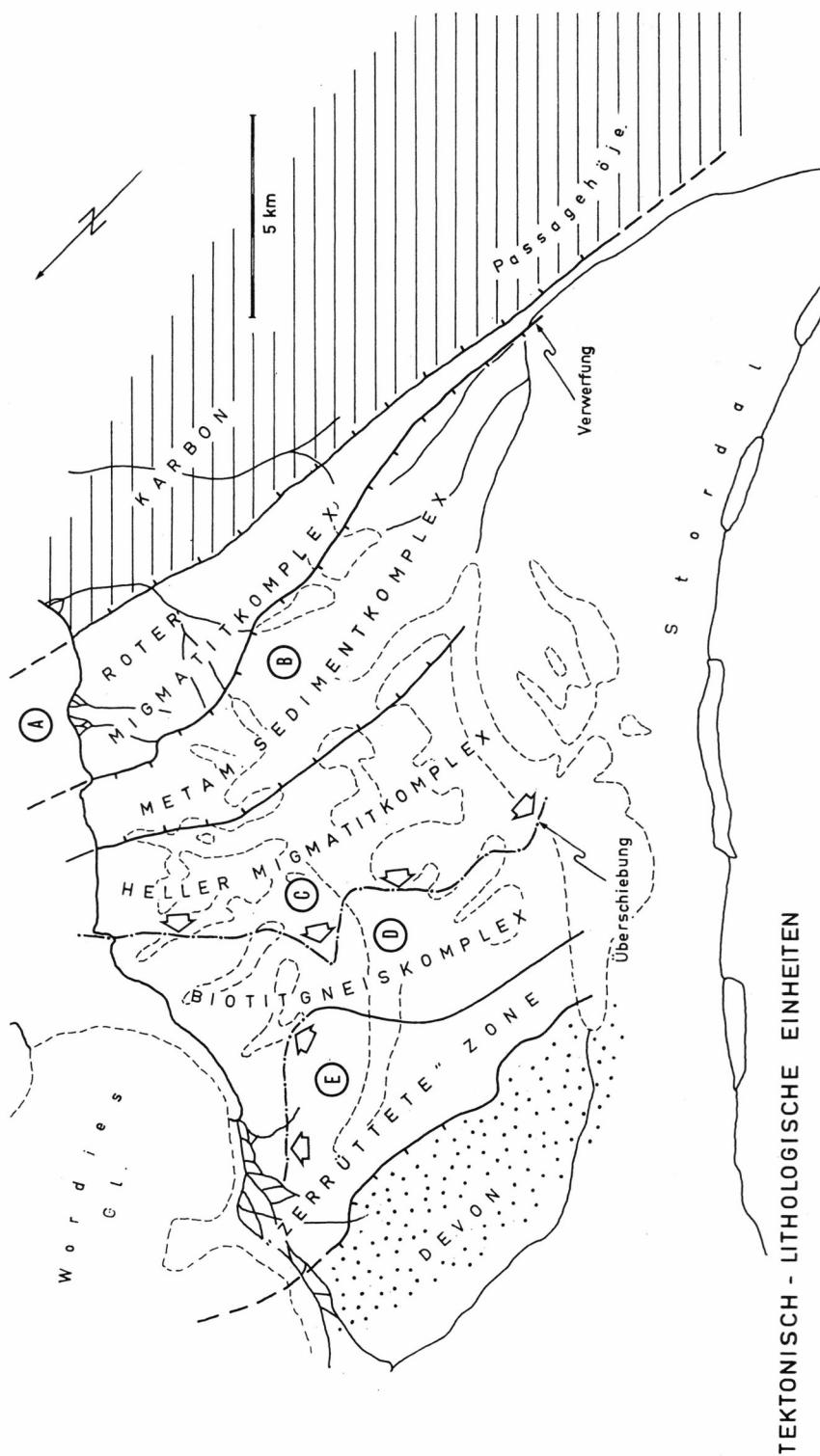


Fig. 1.

petrographischen Kapiteln eine Reihe von Hinweisen auf den petrogenetisch-tektonischen Ablauf innerhalb der beiden Baueinheiten und der einzelnen Gesteinskomplexe.

Nordhoeks Bjerg. — Über die baulichen Verhältnisse am Nordhoeks Bjerg enthalten PAUL STERN's Feldbücher zwar viele interessante Beobachtungen, eine Zusammenfassung darüber gibt es aber nicht. Publikationsfertig waren erst Karte und Profile (siehe Tafel VIII).

Nörlunds Alper. — Die tektonische Gliederung der Nörlunds Alper hatte PAUL STERN in einem Arbeitsrapport (Dez. 1957) bereits umrissen und auf einer Kartenbeilage (Fig. 1) skizziert. Im Begleittext schrieb er: „In den Nörlunds Alper bietet sich uns das Bild einer tektonisch ziemlich einheitlichen, lithologisch aber heterogenen Schuppenzone. Von Osten kommend finden wir die Schuppen dachziegelartig übereinandergelegt und im Mittel mit 30-40° gegen Osten einfallend, während ihre Achsen ungefähr N—S streichen und mit 20-30° gegen Norden eingefallen. Die Schuppen sind von Osten nach Westen etwa folgendermassen zu charakterisieren“:

- A Roter Migmatitkomplex: „... grüne Chloritgneisse bis -schiefer mit diskordanter, lachsroter, *pegmatitischer Durchaderung*, welche das Gestein so vollständig durchdringen kann, dass das Bild eines relativ homogenen, roten Granites entsteht“. (op.cit.). Er bemerkt, diese Gesteine bereits am Nordhoeks Bjerg getroffen zu haben, ‘wo der als „Roter Migmatit“ bezeichnete Komplex einen grossen Raum einnimmt: nämlich von der grossen Randverwerfung am Loch Fyne bis zum Ausgang des Dybendal, wo der Migmatit auf ca. 150 m ü.M. von Karbon transgressiv überlagert wird. Ich schätze seine Mächtigkeit dort auf 1500 m.‘ (op.cit.).
- B Metamorpher Sedimentkomplex (Paragesteinsserie): ‘Sie ist durch eine Störung, welche ungefähr im Streichen verläuft, zweigeteilt und besteht in ihrem östlichen Teil hauptsächlich aus *Granat-Staurolith-Sericit-Schiefer* und im westlichen Teil aus grauen *Quarziten*, *Kalksilikatgesteinen* (mit reichlich Granat) und fein gefältelten *Phylliten*. In der südlichen Fortsetzung trifft man auf steilgestellte, schwach metamorphe *Marmore* [Kalk-Dolomit-Serie, EBG*]‘ (op.cit.).
- C Heller Migmatitkomplex: „... besteht aus allen möglichen Variationen von *Hybridgraniten* mit dunklen Putzen, übergehend in *Schollenmigmatite* (mit zum Teil grossen, rundlichen und kantigen Schollen), *Netz- und Adermigmatite*.‘ (op.cit.).

* EBG = Eleonore Bay Group.



168

2

Fig. 2. Nörlunds Alper von Westen. Links Mündung Wordies Gletscher, Bildmitte Rungstedgletscher. Im Vordergrund rechts Devon-Molasse, die mit tektonischem Kontakt an Sedimente der Eleonore Bay Group grenzt (Kalk-Dolomit-Serie, vordere waagrechte Kulisse). Flugfoto F. SCHWARZENBACH, 1956.

FUNDORTKARTE

DER IM TEXT ANGEFÜHRten GESTEINSPROBEN

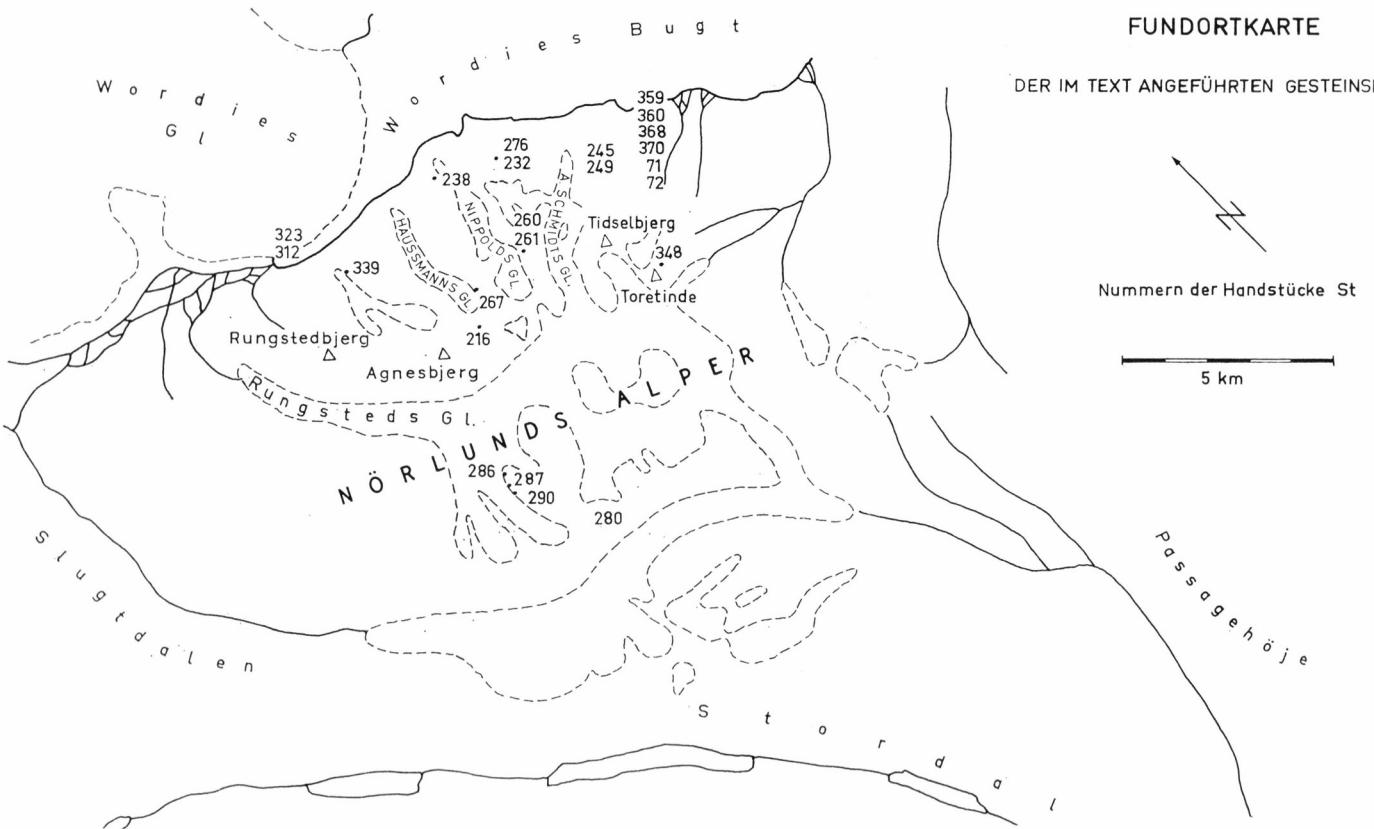


Fig. 3.

D Biotitgneis-Komplex . . . , Er enthält *Biotitgneisse*, *Biotitquarze* und im westlichsten Teil auch *Granat-Biotitgneisse* mit bis zu faustgrossen idiomorphen Granaten. Das Gestein wird scharf und ohne Kontakterscheinung von granitisch-pegmatitischen Gängen durchschlagen.“ (op. cit.)

E Zerrüttete Zone: . . . Westlich von Haussmanns Gletscher wird der westvergente Schuppenbau der Nörlunds Alper “scharf unterbrochen durch eine markante, gegen Westen eintauchende Schubfläche. Auf ihr ruht ein zum Teil ausserordentlich zerrütteter Komplex.“ (op. cit.)

Im erwähnten Rapport findet sich auch eine Bemerkung über das Devon westlich vom Rungstedgletscher (Fig. 2): “Längs des Bruches ist als stratigraphisch tiefstes Glied ein ausserordentlich *grobblockiges Konglomerat* mit ausschliesslich kalkigen Komponenten und meist rotem Bindemittel aufgeschlossen (wahrscheinlich Devon-Basiskonglomerat). Das darüberliegende, *bunte*, nagelfluhartige *Konglomerat* enthält Komponenten von ‘rotem Migmatit’.“



Zur Petrographie des Nordhoeks Bjerg und der Nörlunds Alper

Nach dem Manuskript von PAUL STERN

ZUR PETROGRAPHIE VON NORDHOEKS BJERG

A. Der Migmatitkomplex

Der Nordhoeks Bjerg bildet eine grosse, sanfte Kuppe, die vorwiegend aus grobgemengten Gesteinen aufgebaut ist. Das Hauptmerkmal dieser Gesteinsserie ist die grüne, dunkle Tönung der Hauptmasse des Gesteins und die rosarote bis lachsrote Färbung des Adermaterials.

DAL VESCO (1954) beschreibt vom La Cours Bjerg auf der Südseite des hinteren Moskusoksefjordes eine ganz entsprechende Serie. Obwohl zwischen den beiden keine direkte Verbindung besteht, kann kein Zweifel darüber bestehen, dass die beiden Serien einander entsprechen. Dr. H. BÜTLER, der beide Gebiete kennt, bestätigt dies, soweit sich dies aus blosser Feldbeobachtung beurteilen lässt. Ich selbst hatte nicht Gelegenheit, das fragliche Gebiet am La Cours Bjerg zu besuchen.

DAL VESCO benennt nun die typische Serie des La Cours Bjerges in rein systematisch-deskriptiver Weise nach der Terminologie von P. NIGGLI (1948) als 'La Cours Bjerg — Chorismit'. Ich möchte der Benennung der fraglichen Gesteine eine genetische Note beimessen, und bezeichne sie deshalb kurzweg als *'rote Migmatite'*, wobei wie gesagt, Übereinstimmung besteht zwischen DAL VESCO's La Cours Bjerg — Chorismiten und den roten Migmatiten des Nordhoeks Bjerg.

Im Gegensatz zum La Cours Bjerg bleibt am Nordhoeks Bjerg der granitische Unterbau in der Tiefe verborgen; wir befinden uns aber zweifellos im Dach eines Granitplutons.

Das Dachsegment besteht aus einer polyschematischen, metamorphen Serie. Die tiefsten Aufschlüsse sind naturgemäß vom darunter liegenden Granitisationszentrum am stärksten überprägt. Hier beginnt das Profil mit einem regelrechten Migmatit. Gegen oben nimmt die Intensität der Durchaderung, und damit der migmatitische Charakter ab. Während im unteren Teil Amphibolite überwiegen, und somit den Hauptteil des Paläosoms ausmachen, folgen darauf Chloritgneisse, dünne Quarzitbänke und schliesslich Granat-Biotitschiefer; in strati-

graphisch höchster Lage wurde an einer Stelle ein fraglicher Rest von unmetamorphem, vermutlich paläozoischem Decksediment (tieferes Devon?) gefunden.

Für die nähere Beschreibung drängt sich damit eine gesonderte Behandlung von Paläosom und Neosom auf. Weil aber das Paläosom identisch ist mit der metamorphen Serie des Dachsegmentes, und Übergänge stetig erfolgen, soll dort, wo eine Unterscheidung nicht möglich ist, keine Trennung gemacht werden; die Beschreibung wird sich somit unter 2. mit dem Neosom (helle Gänge und Adern) und unter 3. mit der metamorphen Serie befassen.

1. Bau und Gefüge des Migmatitkomplexes

Nur in den tiefsten zugänglichen Aufschlüssen steigert sich die Migmatitisierung bis zur *Anatexis* (SEDERHOLM 1907) und es kommt gelegentlich zur *Diatexis* (MEHNERT 1949). Man hat dann das Bild sich wirr durchkreuzender und nestartig erweiternder Gänge mit nebulitischen Schlieren vor sich. Weiter aufsteigend nimmt, wie schon gesagt, die Intensität der Durchaderung ab. Es liegen dort immer noch sich durchkreuzende, zum Teil ptygmatisch geschlungene, lachsrote Gänge vor. Bald verschwindet auch der Aderbau und nur noch einzelne rote, pegmatoide Gänge strahlen bis hoch ins Dach aus. Dafür wird die allgemeine Textur mehr gneissig-schiefrig, mit ruhig gelagerter Bänderung.

In diesem Bild tritt als störender Faktor eine starke nachkristalline Deformation auf. Sie erfolgte offenbar tangential zum domartigen Körper des Migmatitkomplexes und wirkte sich entsprechend der Inhomogenität des Segmentes in den einzelnen Schichten unterschiedlich aus. So wurden etwas feldspathhaltige Quarzite zu Gneis—Quarztschiefern mit rundlichen Feldspatporphyroblasten bis—porphyroblasten, während das Vorkommen von rundlichen bis linsigen, hornblenditischen, und von Gneissen umpressten Scherkörpern mehrdeutig erscheint; ob es sich um ein deformiertes, metamorphes, ursprünglich mergeliges Sediment, oder um ophiolithogene Bildungen handelt, kann nicht entschieden werden.

2. Das Neosom

a. Struktur und Mineralbestand

Das Gefüge ist in den weitaus meisten Fällen kristalloblastisch panxenomorph¹⁾; man könnte es auch oft als retikulargranoblastisch—bis diablastisch bezeichnen.

¹⁾ PERRIN und ROUBAULT (1939) nennen dieselbe Erscheinung „Korrosionsstruktur“ und NIGGLI (1948, S. 184) schlägt vor: „stereogenes Wachstumsgefüge“ = Gefüge entstanden durch Umkristallisation und Verdrängung im Festkörperaggregat.

Es treten aber — was für die Interpretation von eminenter Wichtigkeit ist — hypidiomorphe *Reliktstrukturen* auf. Diese Strukturreste sind am unmittelbaren Kontakt des Neosoms zum amphibolitischen Paläosom erhalten geblieben. Bei weiterer Entfernung vom Kontakt (Größenordnung 1—2 cm) verschwindet die alte Struktur durch eine alles überprägende Kalifeldspatblastese. Eine beliebige Probe des Neosoms zeigt rein blastische Struktur, sodass der Gedanke an eine früher vorhanden gewesene Erstarrungsstruktur überhaupt nicht aufkommt.

Mineralbestand¹⁾:

	Alkf ²⁾	Plag	Q		An-Gehalt ³⁾
St 2 ⁴⁾	5	75	20	± Ep	29 % An
St 8	70	10	20		15 % An
St 23	90	5	5	± Ms	
St 56	80	wenig	20		
St 117	80	10	10		
St 5 ⁵⁾	40	30	30	± Chl	19 % An

b. Der Kalifeldspat

Der Kalifeldspat ist Hauptgemengteil. Es handelt sich um einen fleckenweise diffus gegitterten Film- bis Schnurperthit. Entsprechend dem sporadischen Auftreten von Mikroklingitterung ist auch die Triklinität unvollständig. Die optischen Daten für den Rand, bezw. den Kern betragen: Winkel b/Z 18° bezw. 0° und 2Vx 80° bezw. 66° (St 5). In anderen Fällen wurde eine Variation der Winkel b/Z von 0° bis 18° und von 2Vx zwischen 79° und 88° gefunden. In St 2 wurde an ungegitterten und nicht perthitischen Kalifeldspatpoikiloblasten Achsenwinkel von 52°—68° gemessen; es ist hier allerdings zu bemerken, dass die Streuung gross ist, weil das Fedoroffieren dieser Feldspäte ein heikles Unterfangen darstellt. Die Winkel b/Z liessen sich in Ermangelung kristallographischer Daten oft nicht eruieren.

Auch die Perthitbildung ist, gleich wie die Zwillingsgitterung, unregelmässig verteilt. Ohne zunächst auf die Herkunft der Perthitspindeln einzugehen, sei folgendes festgehalten:

¹⁾ Schätzung des Mineralbestandes in Volumenprozenten nach der Rosivalmethode auf ca. 5 % genau; dasselbe gilt, sofern nichts weiter vermerkt, für alle folgenden Angaben über den Mineralbestand. Proben, die mit dem Pointcounter volumetrisch ausgezählt wurden, sind mit * bezeichnet.

²⁾ Mineralsymbole soweit möglich nach NIGGLI (1945).

³⁾ Der Anorthitgehalt in Prozent ist dort angegeben, wo eine Bestimmung mit dem U — Tisch vorgenommen wurde; Fedorow-Methode nach REINHARD (1931) und Zonenmethode nach RITTMANN (1929).

⁴⁾ Direkt am Kontakt zum Amphibolit.

⁵⁾ Diatektischer Monzonitgranit.

1. Auch in grossen Kalifeldspat-Einkristallen (Handstückbereich) sind die *Perthitspindeln* stets einheitlich orientiert; geringe Abweichungen sind die Folge von deformationsbedingten Undulationen im Wirtskristall.
2. Zwischen Kalifeldspatwirt und *Plagioklas-Spindelmaterial* scheint eine feste Gitterbeziehung zu bestehen.
3. Beim Auftreten von *Plagioklassäumen* um Kalifeldspat, sind die Säume gleich orientiert wie die Perthitspindeln (vgl. Fig. 7 und 11A); mitunter geht der Saum flammenartig in die Perthitspindeln über.
4. Die *Perthitsubstanz* hält sich entweder an ganz bestimmte Ebenen (Filmpерthит) oder verläuft sehr unregelmässig (Schnurperthit). In letzterem Falle strahlen die Spindeln oft von einem Punkt der Peripherie radial nach innen oder sie bilden offensichtlich ein Spannungsfeld im Kalifeldspat ab. Die Art der Perthitbildung bleibt aber immer unabhängig von der Orientierung der Spindelsubstanz.

Soviel über die Eigentümlichkeiten der Perthitbildung.

In einem Falle wurde ein schönes Beispiel von graphischer Implikation „Quarz in Kalifeldspat“ gefunden. Das Gestein ist ein *pegmatoider Gang* (Neosom) mit ausgesprochenem Deformationsgefüge. Kristalloklasten bis -plasten von Plagioklas und Kalifeldspat liegen in einer geregelten, fluidalstruierten Quarzmörtelmasse. Die Quarzimplikationen dringen unter gleicher gegenseitiger Orientierung von aussen in den Kalifeldspat ein, werden aber durch das Mörtelgefüge abgeschnitten. Sie sind somit älter als die Deformation, die das Gefüge geprägt hat. Die Stengel löschen auch schwach undulös aus. Ferner fällt auf, dass die Perthitspindeln des Kalifeldspates durch die Quarzimplikation glatt abgeschnitten werden. Dies ist aber kein Beweis dafür, dass die Implikation jünger als die Perthitbildung ist. Nimmt man nämlich an, die Plagioklaspindeln seien durch Entmischung entstanden, so dürfte einleuchten, dass Spindeln eben nur im Kalifeldspat auftreten und somit auch jünger als die Quarzimplikationen sein können. Eindeutige Anzeichen für liquide Entstehung sind nicht vorhanden, sodass die Implikation auch nicht ohne weiteres als das Produkt simultaner Kristallisation betrachtet werden darf. Es kann somit keine unanfechtbare Deutung für diese graphische Implikation gegeben werden.

c. Zur Entstehung des Kalifeldspates: Die weitaus überwiegende Masse des Kalifeldspates wurde in festem Zustand neu gebildet. Die Abbildungen E—F von Fig. 4 zeigen diesen Vorgang der *Feldspatierung in verschiedenen Stadien* und Graden. Fig. 4 A und B stammen aus nächster Nähe des Amphibolitkontakte, 5 A und B sind etwas

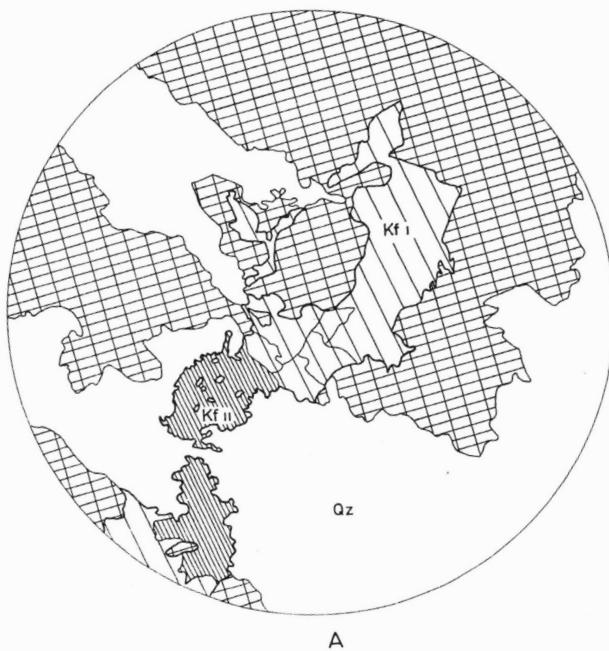


Fig. 4 A. Gneis aus der Nähe des Amphibolitkontakte (St 2). Vergr. 17.5×

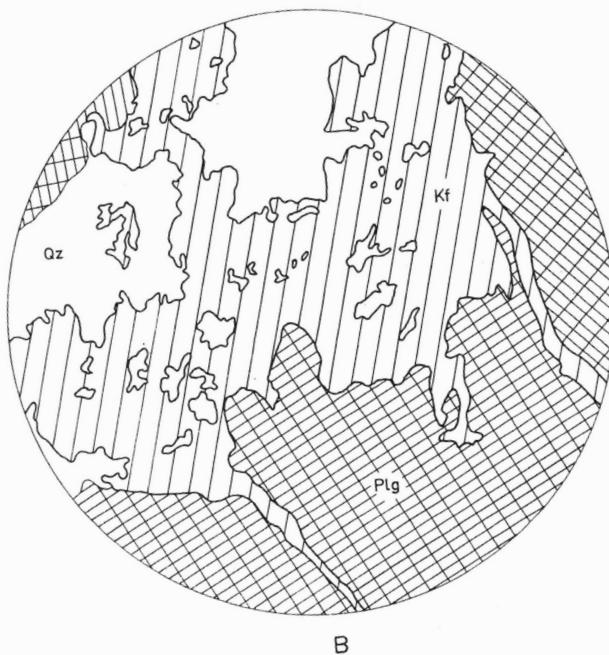
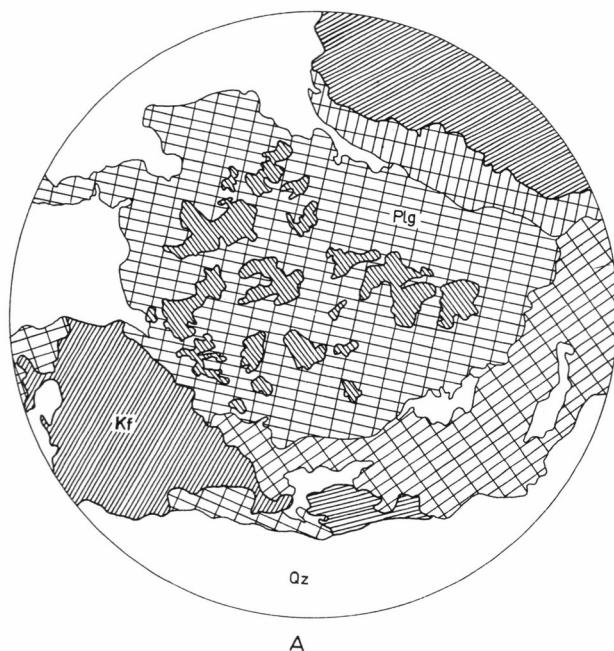


Fig. 4 B. Gneis aus der Nähe des Amphibolitkontakte (St 1). Vergr. 50×



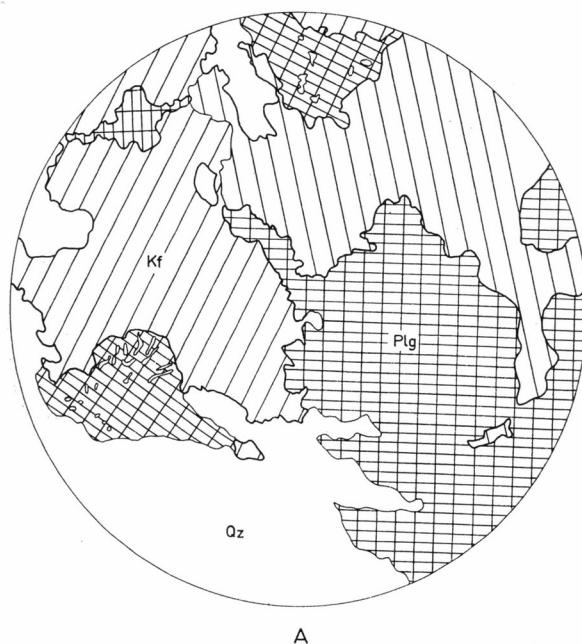
A

Fig. 5 A. Gneis aus etwas grösserer Entfernung vom Amphibolitkontakt, sukzessive Verdrängung des Plagioklases (St 2). Vergr. 17.5×



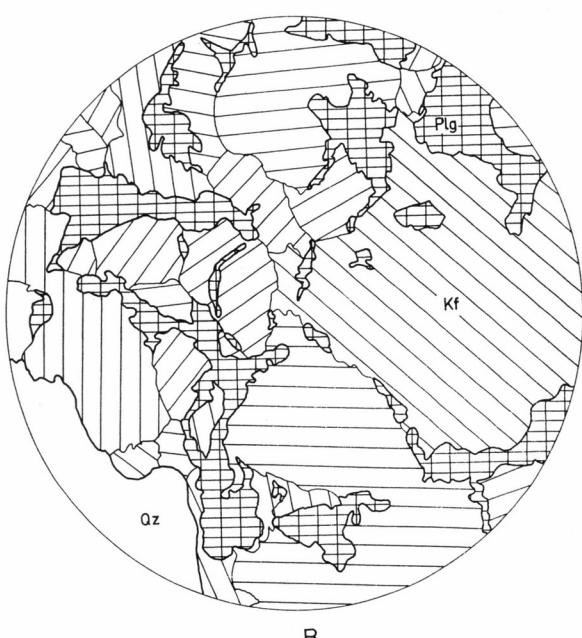
B

Fig. 5 B. Gneis aus etwas grösserer Entfernung vom Amphibolitkontakt, sukzessive Verdrängung des Plagioklases (St 2).



A

Fig. 6 A. Fortschreitende Kalifeldspatblastese weitgehend abgeschlossen (St 5). Vergr. 30×



B

Fig. 6 B. Fortschreitende Kalifeldspatblastese weitgehend abgeschlossen (St 8). Vergr. 30×

weiter davon entfernt. 4 A zeigt eine Reliktstruktur von hypidiomorphem bis xenomorphem Plagioklas. Eine primäre Kalifeldspatgeneration umschliesst hypidiomorphen Plagioklas einerseits und korrodiert ihn anderseits. Der Sekundär-Kalifeldspat beginnt sich als poikiloblastisch-schwammige Masse von der Quarzintergranularen aus zu entwickeln. 4 B stellt ein weiteres Stadium der Entwicklung dar; Kalifeldspat greift von aussen in den Plagioklas hinein. 5 A und B zeigen sukzessive Verdrängung des Plagioklasses. Ob es sich dabei um Ersatz von innen heraus, oder um periphere Korrosion handelt, kann am zweidimensionalen Schliff nicht entschieden werden. In 6 A und B schliesslich ist der Vorgang einer fortschreitenden Kalifeldspatblastese weitgehend abgeschlossen, und es macht sich bereits eine Umkehr der Reaktion, d.h. eine Plagioklasneubildung bemerkbar.

Die soeben charakterisierte Entwicklung zeigt also sekundäre Granitisierung von präexistentem, wahrscheinlich quarzdioritischem bis granodioritischem Adermaterial. Die Kalifeldspatisierung erfolgte in der Hauptsache nach der Erstarrung des Neosoms, und es steht fest, dass der neugebildete Kalifeldspat ein Orthoklas war; die Mikroklinisation erfolgte später.

Wie gross die Zeitspanne zwischen Erstarrung und Granitisierung war, soll hier nicht abgeleitet werden; weitere Überlegungen werden aber noch interessante Hinweise darüber ergeben.

d. Der Plagioklas

Der Plagioklas fällt durch seine starke oxydische Pigmentierung auf; sie kann sich vor allem in der Nähe des Amphibolitkontakte bis zum Opakwerden steigern. Mit der Auflösung der Reliktstrukturen verschwindet auch der primäre Plagioklas mehr und mehr zu Gunsten des Kalifeldspates. Dafür stellt sich eine neue, anders geartete Plagioklasphase ein. Sie ist mengenmässig nicht sehr bedeutend, aber sehr charakteristisch in ihrer Erscheinung. Es handelt sich um Plagioklassäume und Myrmekitplagioklase an der Intergranularen Plagioklas-Kalifeldspat, sowie zwischen den Kalifeldspatkristalloblasten selbst.

Da der Plagioklas, wie schon bemerkt, durch starke Pigmentierung markiert ist, kann in extremen Fällen ein rosa Kalifeldspatmosaik mit ziegelrotem Plagioklas-Zwischenzement entstehen, das auch makroskopisch ohne weiteres sichtbar ist.

Hier muss eine allgemeine Bemerkung über Myrmekit und Plagioklassäume eingefügt werden:

1. Myrmekitplagioklas wird in den weitaus meisten Fällen als ein *Korrosionsprodukt von Kalifeldspat durch Plagioklas* betrachtet (BECKE 1908, KERN 1947). Die Dichte der Quarzimplikation steht

in angenähert quantitativer Beziehung zum Anorthitgehalt des Plagioklasses. Ist der sekundäre Plagioklas Albit, so fehlen die Quarzimplikationen völlig; es entstehen die bekannten Albitsaumbildungen. Eine Umkehr des Korrosionsvorgangs ist möglich, wobei es zur Auflösung eines früher gebildeten Myrmekites kommen kann; Myrmekitquarzstengel werden dabei oft aus ihrem Plagioklasverband

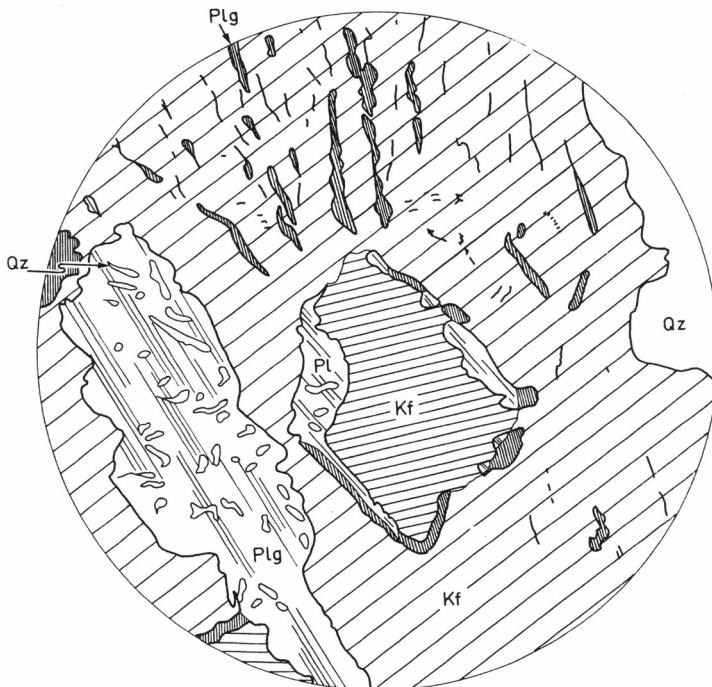


Fig. 7. Plagioklassäume, „wechselseitig orientiert“ (St 23). Vergr. 50×

herausgelöst (KERN 1947, KNUP 1958). Sonst aber führt die Korrosion von Plagioklas durch Kalifeldspat nie zu Quarzimplikationen, wie sie für den Myrmekit charakteristisch sind.

2. Die Entstehung „wechselseitig orientierter Plagioklassäume“ zwischen zwei Kalifeldspatkörnern wird nach FRASL (1953) als eine Folge der Entmischung von K-Na-Feldspäten aufgefasst.

Diese zwei Voraussetzungen werden hier festgehalten, da die folgende Beschreibung darauf fußt. Plagioklassäume, wie sie Fig. 6 B typisch zeigt, sind tatsächlich solche „wechselseitig orientierte“ Säume im Sinne von FRASL (op.cit.). Es entsteht dabei folgendes Bild: an der Grenze zweier ungleich orientierter Kalifeldspatkörner wächst ein Plagioklassaum. Der Saum ist zweigeteilt und die eine Hälfte stimmt in ihrer Auslöschung mit der Auslöschung der Perthitspindeln des gegenüber-

liegenden Kalifeldspatkornes überein und umgekehrt (Fig. 7). Die Plagioklassäume enthalten gelegentlich feine Quarzimplikationen, unterscheiden sich also nicht prinzipiell von den Myrmekitbildungen.

Eine andere Art der Plagioklas-Neubildung ist an die Grenze Kalifeldspat-Plagioklas geknüpft. Hier besteht kein Zusammenhang zwischen der Orientierung von Sekundärplagioklas und Kalifeldspat, sondern der neugebildete Plagioklas stösst vom angrenzenden Plagioklas aus unter Beibehaltung der alten Orientierung in den Kalifeldspat vor. Je nach Anorthitgehalt der Neubildung entsteht ein Albit- oder Myrmekitsaum.

e. Quarz kommt als primäre Bildung vor und umschliesst dann hypidiomorphen Plagioklas und Kalifeldspat, oder er korrodiert die beiden. Sogar in Drusenräumen kann er hypidiomorph ausgebildet sein. Die Drusenräume sind im übrigen mit Karbonat gefüllt. Im Bereich stärkerer Kalifeldspatisierung korrodiert Quarz beide Feldspäte; primärer und ev. sekundärer Quarz sind nicht zu unterscheiden.

f. Als Nebengemengteile treten im Bereich des Amphibolitkontaktes Epidot, Titanit und aktinolithische Hornblende auf. Alle drei sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Der Epidot (Pistazit) zeigt eine eigenständige Zonierung; Aktinolith bildet radialstrahlige Büschel.

3. Die metamorphe Serie

Folgende Gesteinstypen sind zu unterscheiden: *Amphibolite*, *Gneisse*, *Quarzite* und *Granatschiefer*; ferner enthalten tektonisch abgetrennte Teile an der Nordhoeks Bjerg-Nordabdachung und am Loch Fyne Phyllite und *Gneisquarzite*. Die Gesteine sollen in obiger Reihenfolge besprochen werden.

a. Amphibolite

Mineralbestand:

	Pyroxen	Hornbl.	Biotit	Plag.	Alkf.	Quarz	An-Gehalt
St 2		40		50—55		5—10	Oligoklas
St 13		40	20	40			
St 50		60		30		10	Andesin
St 7A	80—95	2		5—20			
St 19	50	wenig		40	±	10	31 % An
St 24	75			20		5	33 % An
St 20	10	50—70		20—40	±		29 % An

Nebengemengteile: Apatit, Titanit, Erz.

Die wichtigen Gemengteile sind somit Hornblende und Plagioklas. Die *Hornblende* wurde in einem Falle fedoroffiert; die Daten lauten:

2Vx 68°	x hellgrün
Winkel c/Z 45°	y dunkel-olivgrün
	z blaugrün

Alle Hornblenden dieser Gesteinsgruppe zeigen denselben Pleochroismus. Sie sind oft hypidiomorph ausgebildet; das Gefüge kann durch hohen Hornblendegehalt retikular werden (St 7A). Meist ist die Ausbildung aber xenomorph. Plagioklas und ev. Quarz greifen buchtig mit rundlichen Formen in die Hornblende hinein. Die Hornblende zeigt von allen Gemengteilen stets den höchsten Grad der Eigengestaltigkeit und enthält keine Relikte.

Auch die Hornblende befindet sich in metastabilem Zustand, was sich in einer oft nur schwachen, peripheren Chloritisierung äussert; die Umwandlung kann aber auch stärker werden. So zeigt St 24 intra- bis intergranulare, netzartige Implikation von Chlorit (Pennin mit anomalen Interferenzfarben) in Hornblende. Diese stärkere Umwandlung hängt mit postkristalliner Deformation zusammen und ist von grober Erzausscheidung begleitet.

In St 13 ist eine etwas andere Art der Umwandlung zu sehen. Die Hornblende geht ohne Strukturumwandlung in aktinolithische Hornblende über. Die aktinolithische Hornblende ihrerseits wird in eine feine Masse mit hoher Licht- und Doppelbrechung und Einlagerungen von feinverteiltem Erz und Antigorit zersetzt.

Einzig in St 20 kommt neben der hypidiomorphen Hornblende ein xenomorpher Restbestand eines in Zersetzung begriffenen Pyroxens vor. Zersetzungprodukt ist eine unbestimmt fleckig-wolkige, braune Masse (honigbraun beim Einklappen des Kondensators); sie ist kaum pleochroitisch und hoch doppelbrechend. Wahrscheinlich handelt es sich um feinverteilten Rutil. Diese Bildung folgt erst Rissen, um dann den ganzen Pyroxen in eine unbestimmte, braune Masse zu verwandeln.

Wo Biotit auftritt, ist er grün: z/y dunkel-grünbraun
x gelbgrün bis olivgrün

In St 7A sind einige wenige Reste von braunem Biotit zu erkennen. Der grüne Biotit weist oft beginnende Umwandlung in Chlorit auf (abnehmende Doppelbrechung, anomale Interferenzfarben) und ist stets von grober Erzausscheidung begleitet (Magnetit, weniger Hämatit). Das Erz ist vorzugsweise als linsiges Gebilde in den Glimmern eingelagert. Kalifeldspatneubildung wurde in diesem Zusammenhang nicht beobachtet.

Der Plagioklas (Oligoklas-Andesin) ist meist xenomorph granoblastisch und bildet gelegentlich schönes Pflastergefüge (St24). Er ist wechselnd, meist leicht fleckig bestäubt und oft gefüllt (Zoisit, Sericit).

Hie und da herrscht das leukokratische Material lagig vor, und es entsteht ein Bänderamphibolit. Die Bänder bestehen ungefähr je zur Hälfte aus Plagioklas und Quarz mit den Nebengemengteilen Hornblende, Biotit, Chlorit, Titanit und Erz, sowie einer spärlichen Kalifeldspat-Zwickelfüllung. Die Struktur ist panxenomorph-granoblastisch. Ob die Bänder venitisch angereichert sind oder einer ursprünglichen Wechsellsagerung entsprechen, bleibt fraglich; hingegen gehören sie ihrer Zusammensetzung nach zum primären Stoffbestand.

Was bei der Betrachtung der Amphibolite auffällt, ist die offensichtlich geringe Beeinflussung durch plutonisches und metasomatisches Geschehen. Die Amphibolite scheinen mindestens für eine die Kalifeldspatisierung bewirkende Stoffzufuhr undurchlässig zu sein. Dadurch entstand selbst im Neosom ein Kaliumkonzentrationsabfall gegen den Kontakt zum Amphibolit hin, was wiederum nachträglich erlaubt, die beginnende Kalifeldspatisierung zu rekonstruieren und Aussagen über die prägranitische Natur des Neosoms zu machen.

b. Die Gneisse

Die Gneisse sind teils feinbänderig, teils größer gebändert. Sie überlagern den Amphibolit bis auf einzelne Lagen, die durch ihn hindurchziehen. Im Felde wurde diesen Gneissen leider nicht genug Beachtung geschenkt, sodass nur zwei Proben vorliegen. Diese dürfen aber als durchaus repräsentativ gelten. Die mikroskopische Untersuchung gibt sehr interessante und aufschlussreiche Hinweise.

Mineralbestand:

	St 22*	St 4*
Hornblende	—	1
Biotit + Chlorit	4	10
Plagioklas	26	46
Alkalifeldspat	30	24
Quarz	40	19
hellere Bänder:		
Chlorit	2	—
Plagioklas	9	32
Kalifeldspat	56	34
Quarz	33	34

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, Karbonat.

Der Plagioklas (*Oligoklas*) zeigt lagenweise wechselnde Füllung (vor allem in St 4). Der Oligoklas der helleren Bänder ist weniger oder

gar nicht gefüllt. Die Oligoklase der chlorit-biotitreichen Bänder waren wohl ursprünglich basischer. In St 22 folgen die Zersetzungspprodukte Zoisit u. Chlorit oft in auffälliger Weise den Zwillingslamellen, eine Art der Zersetzung, die sonst nirgends beobachtet wurde.

Der Kalifeldspat wird in diesen Gesteinen zu einem wichtigen Bestandteil. Zwillingsgitterung tritt nicht, oder nur fleckenweise auf;

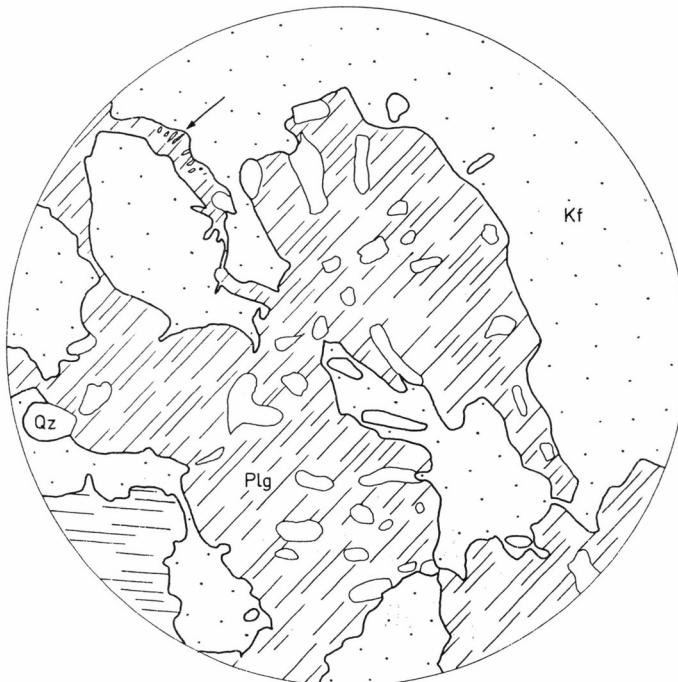


Fig. 8. Eine jüngere Kalifeldspatisierung korrodiert älteren Myrmekit (St 22)
Vergr. 30 ×.

sie beginnt meist an der Peripherie der Körner. In der Regel ist das Korn dann monoklin (Winkel $b/Z 0^\circ$), während im Bereich der Gitterung vollständige Triklinisierung vorliegt (Winkel $b/Z 18^\circ$). Hin und wieder wurden in ungegittertem Feldspat Auslöschungsschäifen d.h. Winkel b/Z zwischen 0° und 10° gemessen.

Perthitbildung tritt auf, ist jedoch relativ selten. Hingegen deutet das reichliche Vorkommen von *Myrmekit* auf Stoffaustauschvorgänge. Interessant ist dabei, dass zwei Myrmekitgenerationen sich unterscheiden lassen (Fig. 8). Ein älterer Myrmekit mit groben Quarzimplikationen wird von Kalifeldspat korrodiert, Quarzstengel werden dabei herauspräpariert und ganz oder teilweise von Kalifeldspat umschlossen. Zwischen den sekundären Kalifeldspäten bilden sich jüngere Myrmekite als orientierte Säume. Diese Plagioklasneubildung ist eindeutig

die Folge der Entmischung sekundärer Kalifeldspatkristalleblasten.

Da sich offensichtlich Austauschvorgänge wiederholt haben, sind die an sich schon schwer zu interpretierenden Reaktionsbilder weiter kompliziert worden. Es wird damit höchst unsicher, was vor der zweiten Kalifeldspatisierung geschah. Sicher ist nur, dass schon ein Kalifeldspat vorhanden war, bei dessen Korrosion durch Plagioklas der ältere Myrmekit entstand. Ob nun dieser erste Myrmekit auch durch Entmischung und damit im Gefolge einer ersten Kalifeldspatisierung, oder durch Na-Ca-Metasomatose entstand, ist nicht mehr mit Sicherheit eruierbar. Es wird allerdings auf Grund von Relikten ursprünglich anscheinend wechselseitig orientierter Säume der älteren Myrmekit-generation ebenfalls eine Entstehung durch Entmischung vermutet. Auf alle Fälle sind diese Gneisse polymetamorph.

Aus den obigen Ausführungen ergibt sich folgendes Bild der Vorgänge:

Tabelle I

Kalimetasomatose I ?	Plagioklas Alkf.-Neubildung Plag.-Neubildung Myrmekit I Plagioklas (Reste)	Metamorphose Blastese Entmischung	Paragneisbildung I <i>alt-kaledonisch</i>
Kalimetasomatose II	Alkf.-Neubildung Plag.-Neubildung Myrmekit II	Metamorphose Blastese Entmischung	Paragneisbildung II <i>jung-kaledonisch</i>

Der Quarz ist in St 22 granoblastisch-isometrisch und in St 4 eher amöboid-gestreckt und eingeregelt. In beiden Fällen ist die Auslösung undulös.

Der Glimmer ist ein grüner *Biotit* (x hell-gelbgrün, y/z dunkelbraungrün) in St 22, während in St 4 der Biotit fast vollständig in Chlorit umgewandelt ist. Weitere Umwandlungsprodukte sind Titanit und wenig Erz.

e. Quarzite

Im südlichen Teil des Nordhoeks Bjerges sind in stark tektonisierten Chloritschiefern bis Chloritgneissen einige Quarzitbänke eingeschaltet.

Diese Quarzite fehlen im Profil des NE-Abhanges. Sie enthalten 0-20 % Rundlinge von Plagioklas, Kalifeldspat und einer rätselhaften Chlorit-pseudomorphose nach einem unbekannten Mineral. Die Gesteine sind somit z.T. Gneisquarzite.

Die Rundlinge sind meist augig ausgezogen und in Scherflächen eingeregelt, seltener treten isometrische oder kantige Einsprenglinge auf. Vor allem die Plagioklasrundlinge sind in der Regel stark zersetzt unter Bildung von Sericit, Albit, Karbonat und einem hochbrechenden, sehr niedrig doppelbrechenden, farblosen und feinschuppigem Aggregat. Der Kalifeldspat enthält Sericit, ist aber meist besser erhalten als der Plagioklas. Über die sehr feinschuppigen Chloritpseudomorphosen schliesslich können nur Vermutungen angestellt werden; jedenfalls sind sie nicht das Zerfallsprodukt von Biotit, denn dieser findet sich ausschliesslich zusammen mit seinen Zersetzungprodukten (gebleichtem Biotit, Chlorit, Muskowit und Erz) auf Scherflächen ausgeschmiert. Es dürfte sich eher um Pseudomorphosen nach einem Mafit oder Glaukonit handeln.

Die ursprüngliche Natur der Rundlinge und Augen ist ein Problem für sich. Als Möglichkeiten kommen in Betracht:

- (a) direkte Entstehung aus Arkose- resp. Glaukonitsand.
- (b) Umprägung eines gneisquarzitischen Paragesteins mit Feldspat- und Mafitporphyroblasten.
- (c) Stoffinfiltration im Zusammenhang mit der granodioritischen Intrusion und der anschliessenden Kali-Metasomatose in Kombination mit (a) oder (b.)

Für den letzteren Fall liegen lokale Anhaltspunkte vor, doch reicht im allgemeinen weder die granodioritische Intrusionstätigkeit noch die Kalium-Metasomatose bis zum Niveau der Gneisquarzite hinauf. Gegen die direkte Entstehung aus einer Arkose spricht die allgemeine Tendenz zur epizonal-rückschreitenden und nicht zu fortschreitender Metamorphose. Die Möglichkeit (b) wird deshalb als die wahrscheinlichste betrachtet, was natürlich mit dem polymetamorphen Charakter der übrigen Serie am besten übereinstimmt.

Die Deformationsgeschichte lässt sich an Hand des Quarzes einigermassen überblicken. Das Gestein wurde intensiv deformiert und z.T. engscharig verschiefert, wobei der Quarz rekristallisierte. Seine Einregelung ist vorzüglich, und in gewissen Fällen können sogar zwei Aussöschungssysteme und damit zwei Regelungsrichtungen (Kreuzgürtel) unterschieden werden. Die Hauptdeformation war somit schon ein komplexes Geschehen. Diese Deformationen folgten nach der granodioritischen Intrusion; denn in Intrusionsnähe (siehe oben)

kommen Stoffinfiltrationen mit hypidiomorphen Strukturen als „Rundlinge“ resp. Augen vor; diese Augen sind eindeutig in den Deformationsplan einbezogen, z.T. gebrochen und mit Quarz und Albitsubstanz regeneriert. Nach der Hauptdeformation und der Quarzregeneration, folgte eine zweite, schwächere Deformation, welche lediglich eine Undulationsstengelung des Quarzes bewirkte.

Nach der letzten Deformation müssen noch reichlich Lösungen zirkuliert haben, denn kleine Drusenräume (vermutlich durch Auslaugung von Plagioklaszersetzungsprodukten entstanden) mit Neubildung einer völlig undeformierten, nicht undulösen, hypidiomorphen Quarzgeneration sind nicht selten.

Im Zusammenhang mit den Gneisquarziten muss ein rätselhaftes Vorkommen von *Albit-Skapolith-Glimmerschiefer* erwähnt werden. Dieses Gestein wurde nur an einer Stelle (N-Abfall Pkt. 1317) im Hangenden der Gneisquarzite gefunden.

Struktur: granoblastisch-isometrisch (Mosaikstruktur); schiefriger Charakter durch Einregelung der Glimmer. Mineralbestand: 80-85 % *Albit* (3 % *An*) mit schöner Zwillingsbildung ausschliesslich nach dem Albitgesetz, unzersetzt und ungetrübt; 5 % *Skapolith*, kaum von unverzwilligtem Albit zu unterscheiden; 10—15 % *Glimmer*, und zwar in zwei Varietäten:

- (a) *Phlogopitähnlich*, farblos 2Vx 0—5°, Lichtbrechung zwischen 1,56 und 1,61, auffällig divergentstrahlig — gut sichtbar auf den Schiefrungsflächen.
- (b) *Chloritähnlich*, sehr schwach grünlich, markant verzwilligt nach (001), relativ hoch doppelbrechend (ca. 0,015—0,02), oder gänzlich isotrop. Im Falle von Isotropie sind parallel zu den Spaltflächen massenweise feine braune Oxydplättchen (Limonit?) eingelagert. Diese sind in geringerer Menge auch in noch doppelbrechenden Individuen vorhanden. Der Glimmer bekommt dadurch makroskopisch eine metallisch-mattglänzende, dunkelbraune Farbe.

Als Erklärung für solch merkwürdige Glimmer kommt der Vorgang der *Baueritisierung* in Betracht (Jahrb.f.Min.1899/2 S. 210, 1912/1 S. 26 und Beilageband 39 S. 410). Es handelt sich dabei um eine Auslaugung des Glimmers mit Entfernung der Kationen unter Zurücklassung einer Kieselhydrat-Pseudomorphose nach dem ursprünglichen Glimmer. Diese Pseudomorphose wird durch Wasseraufnahme isotrop.

Das Gestein ist im übrigen schwach klastisch deformiert; Rupturen sind mit Karbonat verheilt.

d. Granatschiefer

Diese Gesteine bilden das höchste Glied der metamorphen Serie. Sie sind am besten in einem Profil an der NE-Flanke des Nordhoeks Bjerges aufgeschlossen. Die Lagerung ist dort im ganzen gesehen ruhig, obwohl eine sporadisch auftretende Fältelung mit flacher E-W gerichteter Achse auf ältere (kaledonische) Bewegungen schliessen lässt (siehe auch DAL VESCO S. 16).

Mineralbestand:

	Plag.	Alkf.	Quarz	Biotit/ Chlorit	Musk.	Granat	Sill.	% An
St 55	35	wenig	35	25			5	Olig.
St 57	50	±	30	20				34 %
St 100 A	35	10	40	5	wenig	10	wenig	Olig.
St 101	15			25	wenig	10	wenig	Olig/ And.
St 103	35		30	15	5	10	5	Olig.
St 193	35	±	35	20		10		Olig.

Das *Gefüge* ist fast durchwegs lepidoblastisch bis -plastisch und pan xenomorph; es kann aber auch mehr grano- bis diablastisch sein (St 100 A). Der Granat bildet stets Porphyroklasten bis Poikiloklasten.

Granat ist der charakteristische Gemengteil dieser Gesteine und entspricht der kaledonischen Metamorphose. Die Poikiloblasten, welche oft richtige Siebstruktur haben, wurden bei einer späteren Verschiebung zerbrochen. Die Risse sind meist mit Antigorit verheilt, sodass eine Maschenstruktur entsteht. Mitunter zeugen Nester von *Antigorit* und *Karbonat* vom ehemaligen Vorhandensein des Granates (St 57).

Beginnende *Sillimanit*bildung in feinen, haarförmigen Büscheln (Fibrolith) geht Hand in Hand mit dem Auftreten von Sericit. In St 103 wird der Sillimanit zu einem auffälligen Gemengteil; es sind idiomorphe bis hypidiomorphe stengelig-säulige Granoblasten, die regelmässig von einer feinen Sericithaut umgeben sind.

Der Biotit ist normal braun und zeigt beginnende oder fortgeschrittene Umwandlung in *Chlorit*. In Gegenwart von Granat wird er häufig zu einem hellen Grün ausgebleicht, zeigt aber dennoch stets eine höhere Doppelbrechung als Antigorit. Dabei kommt es zu feinsten wurmartigen Implikationen kaum erkennbarer Natur. In einigen Fällen wurden myrmekitähnliche Implikationen von Quarz in Biotit gefunden (St 100 A). Pleochroitische Höfe um *Zirkon* sind häufig.

Kalifeldspat tritt in Form minimer Zwickelfüllungen häufig auf. Interessant ist die Zunahme von Kalifeldspat im Zusammenhang mit Rissen und Deformationsbahnen mit Mörtelquarz. Es scheint dies

ein letztes resp. beginnendes Anzeichen einer Kaliuminfiltration zu sein. In St 100A ist Kalifeldspat schon relativ häufig, kommt aber nicht über das Stadium retikularer Zwickelfüllung hinaus. Das Mineral ist klar, ungegittert und lässt hie und da feinste *Perthit*-bildung erkennen. Es wurden einige wenige Antiperthite gefunden; Kalifeldspat durchdringt dabei einen Plagioklas mit subparallelen, unterbrochenen Lamellen. Diese können über den Plagioklas hinausweisen und mit gleichorientierten Zwickelfüllungen kommunizieren.

Plagioklas (*Oligoklas* bis *Andesin*) ist meist schwach sericitisch zersetzt. Im Falle eines lenticularen Fliessgefüges bildet er Rundlinge, die meist augig ausgezogen sind. Quarz in Form amöbenartig rekristallisierter, ausgezogener und ausgewalzter Diablasten markiert die Fliessstruktur. Massenhafte Implikationen von Quarz in Plagioklas, ohne die geringsten Kalifeldspatreste, welche diese myrmekitartigen Erscheinungen verständlich machen würden, kennzeichnen St 103.

Als Nebengemengeenteile sind *Erz*, *Apatit*, *Zirkon*, *Karbonat* und *Rutil* zu erwähnen; letzterer ist in St 100A stellenweise etwas angereichert.

Abschliessend sei noch ein *Augit-Granat-Fels* kurz beschrieben. Es handelt sich um eine konkordante Lage oder Linse in den Granatglimmerschiefern (der Verband ist wegen schlechter Aufschlussverhältnisse nicht ganz abgeklärt).

Struktur: granoblastisches Implikationsgefüge. Mineralbestand: 75 % *Granat*-poikiloblasten (Siebstruktur); 20 % *Titanaugit*: 2Vz 62—64°, Winkel c/Z 30°, rosa-bräunlich, kaum pleochroitisch, Absonderungen parallel zur Achsenebene, randliche Umwandlungen in *Hornblende*; 5 % *Biotit*; Nebengemengteile: reichlich *Titanit*, *Quarz* (nicht undulös), *Apatit* und *Erz*. Das Gestein zeigt Anzeichen retrograder Metamorphose.

e. Tektonisch abgetrennte metamorphe Gesteine

Diese Gesteine stehen nicht im Zusammenhang mit der metamorphen Serie des Migmatitkomplexes. Sie sind auch weniger metamorph. Es sind aber Übergänge zu granitierten, polymetamorphen Gesteinen samt muskowitpegmatitischem Adermaterial zu beobachten. Die letzte Kalifeldspatisierung war von parakristalliner Deformation begleitet, sodass ein *lenticular-flaseriger Gneis* entstand; die reliktischen Augen werden von rekristallisiertem Quarzmaterial umflossen. Die pegmatitische Durchaderung ist etwas jünger, bewirkte doch die Deformation nur noch Zerbrechen des Gefüges; Muskowit wurde verbogen und Quarz regeneriert.

Darauf folgen *Chloritphyllite* mit äusserst feiner, ausgezogener Quarz-Sericitgrundmasse. Grössere *Chlorit*-poikiloblasten sind jünger;

sie stehen quer zur Schieferung. Auffällig ist die Bildung von fleckenartigen Sammelkristallisationen (Größenordnung 0,5—2 mm). Ein Kern von *Chlorit*, welcher sich schon fast gänzlich in *Hornblende* umgewandelt hat, wird von einem hellen, monomineralischen *Sericit* saum umgeben. Bei der Hornblende handelt es sich um verschwommene, nicht näher bestimmbarer, siebstruierte Poikiloblasten mit rundlichen Quarzimplikationen.

Weitere Glieder dieser Serie sind sehr feinkörnige, *leptitartige Gneisse* mit dem Mineralbestand: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Sericit, Erzpigmentierung — oder Quarz, Kalifeldspat, Chlorit, Biotit, Turmalin und Erzpigmentierung. Die Deformation ist parakristallin, Quarz ist rekristallisiert.

Andere tektonisch aus ihrem Zusammenhang gebrachte Vorkommen (Loch Fyne) enthalten feingefältelte *psammitisch- bis pelitische Phyllite* folgender Zusammensetzung (durch beginnende Knotenbildung gekennzeichnet): *Andalusitpoikiloblasten-führende Biotit-Quarz-Sericit-Phyllite* und *Turmalinpoikiloblasten-führende Albit-Quarz-Chlorit-Sericitphyllite*. Weiter treten auf Siderit, Kalzit, Pyrit (Würfel) und ein unbestimmbarer Zeolith zusammen mit Vermiculit in Klüften.

B. Die granitoiden Gesteine

Vorkommen und Textur

Im Gebiet des Nordhoeks Bjerges bis zum oberen Moskusoksefjord müssen vier Vorkommen granitoider Gesteine unterschieden werden.

Es sind dies:

1. Die Granitoide des Ankerbjerg-Plutons.
2. Die Granitoide einer wurzellosen, über das Plutondach am Nordhoeks Bjerg hinweggeschobenen Decke.
3. Der Mikroklingranit der Nordhoeks Bjerg-Nordflanke.
4. Die tektonisch abgetrennten Mikroklingranite am Loch Fyne südlich des Suselv-Deltas.

1. Der Ankerbjerg-Pluton

Das Zentrum des Ankerbjerg-Plutons ist wohl am Ende des Moskusoksefjordes zu suchen. Gegen E wird er bald von alluvialem Schutt überdeckt, würde aber ohnehin von der grossen tertiären Loch Fyne-Verwerfung abgeschnitten. Die Abgrenzung gegen NW ist ebenfalls tektonischer Art. Einzig im NE und den südlichsten Abhängen des

Nordhoeks Bjerges und im SW am Ankerbjerg sind die Kontakte zum Rahmengestein erhalten geblieben. Während aber am Nordhoeks Bjerg die Aufschlüsse sehr schlecht sind, liefert der Ankerbjerg ein Musterbild für die Kontaktverhältnisse zwischen dem Pluton und seinem Dach. DAL VESCO (op.cit.) hat den Ankerbjerg vorläufig beschrieben und ein umfangreiches Material gesammelt, welches noch der Bearbeitung harrt. Es sollen hier deshalb lediglich zum Zweck späterer Vergleiche einige Gesteinstypen beschrieben werden.

Die Granitoide der wurzellosen Granitdecke fallen im Felde auf durch ihre intensiv rote Farbe. Es gibt aber auch alle Übergänge zu mehr grau anwitternden Varietäten. Es scheint, als nehme die Rotfärbung mit der Entfernung vom Pluton ab. Die Granite sind in der Regel nicht frei von Deformationsspuren. Alle Übergänge von Gneissen über Kataklastite bis zu Myloniten und Ultramyloniten sind festzustellen. Das Ausmass der Deformation an der Basis der Decke legt den Gedanken nahe, die erhalten gebliebenen Granitoide seien nur spärliche Reste einer einstmals gewaltigen Schubmasse.

a. Mikroklingranite

Die beiden Vorkommen von Mikroklingranit gehören genetisch wohl zusammen, sind aber durch ältere und jüngere Bewegungen aus ihrem Zusammenhang gebracht. An der Nordhoeks Bjerg-Nordflanke findet man einen hellen, homogenen Aplitgranit in phyllitische Paragesteine (s. voriges Kapitel) intrudiert. Der Granit entsendet Apophysen und unregelmässig aderartige Gänge in die Paragesteine.

Das Vorkommen am Loch Fyne ist komplexer gebaut. Es enthält neben dem Granit, welcher grobkörnig bis porphyrisch werden kann und graue Hornfelsxenolithe einschliesst, noch phyllitische Schiefer und Quarzithornfelse mit mechanischen Kontakten zum Granit. Die Schiefer sind oft stark gefaltet, streichen ungefähr N—S und fallen axial nach E ein. Beide, die Granite und die Schiefer, werden von weissen, pegmatitischen Gängen durchschlagen. Die sonst so oft zitierte Rotfärbung fehlt hier völlig. Der Granit ist im Ganzen homogen und hat eine etwas bräunliche Anwitterungsfarbe.

b. Mineralbestand und Struktur

Die Proben stammen vom Ankerbjerg (*aplitische* Apophysen und Gänge St 188, 189), vom Ankerbjergselv, aus der Nähe der Verwerfung (*Granitoide* St 182, 183), sowie aus der Mündungsschlucht (*Xenolith* St 180, 181), von der Nordhoeks Bjerg-Südflanke, Nähe Pkt. 250 (*Granitoid* St 191).

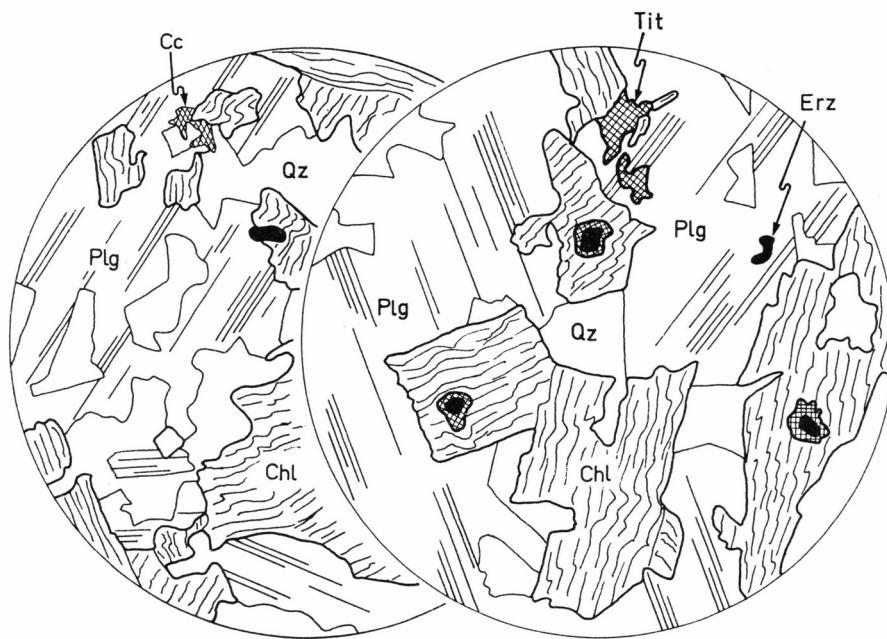


Fig. 9. Sehr ausgeprägte Füllung der Plagioklase bei einem Quarzdiorit. Der Quarzdiorit stellt wahrscheinlich das Umwandlungsprodukt eines ursprünglichen Basites dar (St 182). Vergr. 30×

	Plag.	Alkf.	Quarz	Musk.	Chlorit/ Biotit	An-Gehalt
St 188*	30	33	32	4		3—5 % An
St 189*	37	29	32	wenig	wenig	5 % An
St 182	65		15		20	Albit
St 183*	41	5	37	20	wenig	Alb.-Olig.
St 191	40	20	30		10	13 % An

Nebengemengteile: Turmalin (St 188, 183), Chlorit, Erz, Muskowit, Titanit, Apatit, Karbonat, Zirkon.

Die Verschiedenartigkeit der Gesteine weist auf den komplexen Bau des Plutones hin. Tatsächlich können mindestens zwei Granitoid- und zwei Ganggenerationen unterschieden werden. Auf der anderen Seite fällt der einheitliche Anorthitgehalt der Plagioklase auf (im Mittel 10 % An). Diese Einheitlichkeit ist kaum primär, sondern wurde im Laufe der Plutongeschichte erworben, was daraus hervorgeht, dass die Füllung der Plagioklase sehr verschiedene Ausmasse annehmen kann. Sie ist z.B. besonders stark beim Quarzdiorit St 182 und besteht aus einem feinen Gemenge von Sericit, Chlorit und einer nicht identifizierbaren, niedrig doppelbrechenden Komponente, wahrscheinlich Zoisit; dazu kommt eine sehr starke, feine und diffuse Erzbestäubung. Das Gestein wird als ein retrograd metamorphes, ursprüngliches Erstarrungsprodukt aufgefasst, worauf die hypidiomorphe bis retikulare

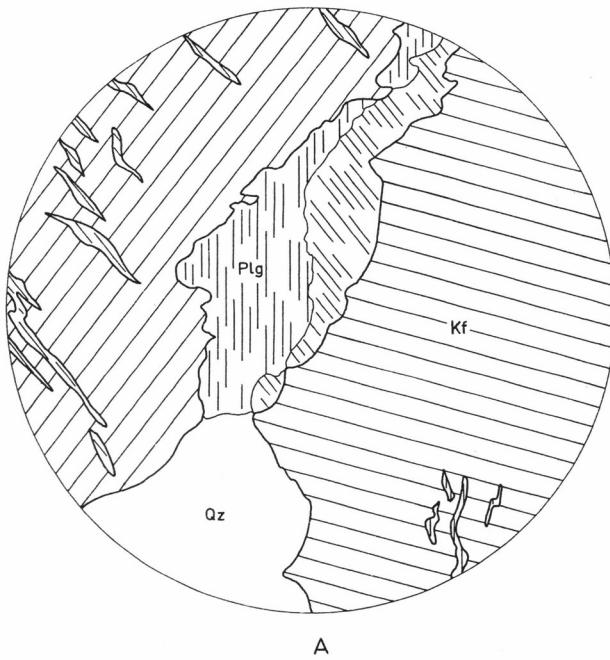
Struktur schon hinweist. Ein weiteres Indiz liefert der Chlorit, welcher oft in pseudomorphoseartiger Gestalt auftritt, mit bräunlichen, doppelbrechenden Biotitrelikten intensiv vermischt ist und Ausscheidungen von Erz und Titanit enthält. Das Ganze stellt wahrscheinlich das Umwandlungsprodukt eines ursprünglichen Basites dar. (Fig. 9). Das Gestein erfuhr zuletzt eine kataklastische Deformation (nahe Störung).



Fig. 10. Kalifeldspat xenoblast durch Quarz + Muskowit korrodiert (St 183).
Vergr. 50×

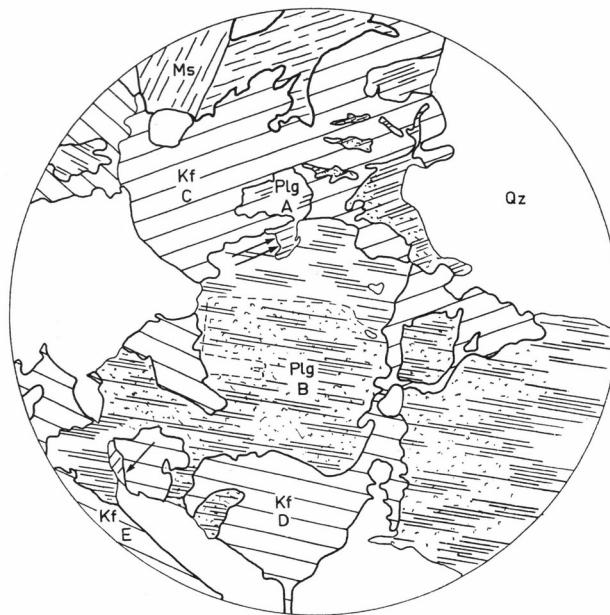
Der Quarz, welcher die Intersertalräume zwischen dem Plagioklas füllt, zeigt nur hie und da undulöse Auslöschung. Die oft auftretende feine Fältelung und Stauchung des Chlorits dürfte eher die Folge der Volumenzunahme bei der Umwandlung als der Gesteinsdeformation sein.

St 183 ist ein rosa gefärbter *aplitischer Gang* im Quarzdiorit St 182. Er ist als späte Phase derselben Gefolgschaft zu betrachten. Der Zonarbau der meist hypidiomorphen bis xenomorphen Plagioklase lässt eine Intrusion als echte Schmelze vermuten. Der geringe Kalifeldspatanteil hat einen Achsenwinkel von $2V_x$ $69-71^\circ$ und lässt weder Mikroklingitterung noch Perthitbildung erkennen. Die völlig unregelmässig-xenomorphen Körner scheinen sich im Zustande des Ungleichgewichtes zu befinden, werden sie doch öfters von Quarz und Muskowit korrodiert (Fig. 10).



A

Fig. 11 A. Orientierte Plagioklaszwischenkornsäume mit gleicher Orientierung der Perthitspindeln (St 188bII).



B

Fig. 11 B. Plagioklas wird in einer ersten Phase von Kalifeldspat korrodiert, und korrodiert seinerseits den Kalifeldspat in einer zweiten Phase unter Bildung unbestäubter Säume mit sehr langen Myrmekitquarzimplikationen (St 188b I). Vergr.

50 ×

Sehr interessant sind die Proben St 188, 189 aus den *Dachapophysen* und St 191 aus etwas grösserer Tiefe, aber immer noch aus der Dachregion. Es sind z. T. *turmalinhaltige Aplite*, *Granite* und *Porphygranite*. Die Struktur ist stets panxenomorph, was eine Folge von Stoffaustauschvorgängen unter gegenseitiger Korrosion ist. Wichtig sind dabei in erster Linie die Beziehungen zwischen *Plagioklas* und *Kalifeldspat*.

Der *Kalifeldspat* ist nur teilweise, dann aber stets schwach und diffus gegittert. Der Achsenwinkel $2V_x$ variiert zwischen 56° und 70° bei einer Auslöschungsschiefe b/Z $16-17^\circ$. In St 188 wurden Achsenwinkel von $44-80^\circ$ und Auslöschungsschienen b/Z von $0-18^\circ$ gefunden. Dies dürfte bedeuten, dass Zwischenstadien des Übergangs von *Orthoklas* zu *Mikroklin* vorliegen, wobei die verschiedensten Grade der Triklinisation erhalten geblieben sind. *Kalifeldspat* bildet xenomorphe, oft extrem amöbenartig zerlappte Zwickelfüllungen bis Kristalloblasten.

Der *Plagioklas* (*Albit-Oligoklas*) zeigt ebenfalls xenomorphe Umrisse, doch ist durch die Pigmentierung eine ursprüngliche Hypidiomorphie oft angedeutet. Ein ansehnlicher *Plagioklasanteil* ist sekundärer Natur, und zwar lassen sich wiederum zwei Typen unterscheiden. Der erste bildet die un- oder schwach pigmentierten Säume um primären *Plagioklas*. Sie schieben sich konkavbuchtig in den *Kalifeldspat* vor. Die Verteilung der Pigmentierung im Verein mit spärlichem Auftreten von *Myrmekitquarz* zeigt die Korrosion des *Kalifeldspates* durch *Plagioklas* an.

Der zweite Typ von *Plagioklasneubildung* findet sich als oft breite, völlig unregelmässige Säume zwischen zwei *Alkalifeldspäten*. Es handelt sich wiederum um „orientierte Säume“, wie sie früher schon besprochen wurden (S. 29). Die Figur 11 A gibt einen Begriff davon.

Neben der sekundären *Plagioklasbildung* ist noch eine andere Reaktionsphase zu erkennen (Fig. 11 B). Ein *Plagioklaskorn* mit hypidiomorpher Reliktbestäubung (B) wird von zwei verschiedenen *Kalifeldspatindividuen* (C + D) zerteilt. Ein anders orientierter *Plagioklas* (A) ist noch viel stärker zerlegt. Die Struktur ist eindeutig kristalloblastisch; die erste Folgerung ist:

1. *Kalifeldspat* hat *Plagioklas* verdrängt.

Der hypidiomorph bestäubte Primärplagioklas (B) setzt sich unter Beibehaltung der Orientierung in einem schwachbestäubten *Plagioklas* fort, welcher seinerseit ein Stück des durch *Alkalifeldspat* zerlegten, bestäubten Primärplagioklases (A) fast ganz umschliesst (zwei Pfeile). Es wird daraus als wahrscheinlichste, wenn auch nicht einzige mögliche Folgerung geschlossen:

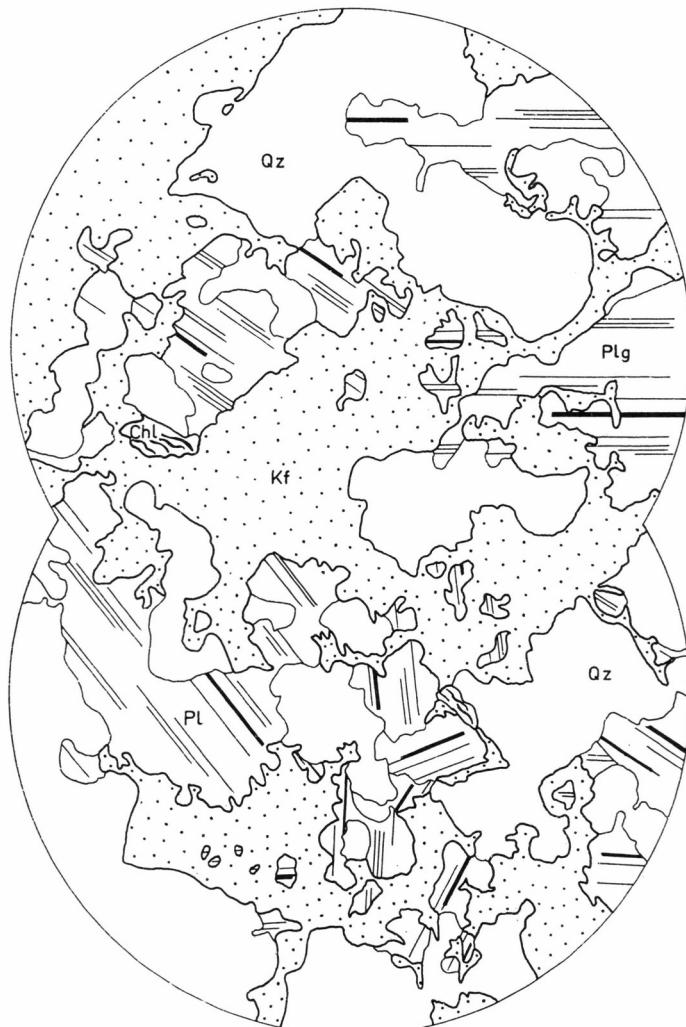


Fig. 12. Granitisierung durch Kalifeldspatblastese; Kalifeldspat meist ungegittert und ohne Perthitbildung. Sekundäre Plagioklasneubildung hat noch nicht eingesetzt (St 189). Vergr. 50×

2. Der schwach bestäubte Plagioklas ist sekundärer Entstehung; er verdrängt Kalifeldspat und ist somit jünger.
Ferner wird ein zum Kalifeldspat (E) gehörender orientierter Plagioklassaum, der (D) korrodiert (Pfeil), von sekundärem (B)-Plagioklas rückwärtig abgeschnitten. Daraus ist zu schliessen:
3. Der sekundäre Plagioklas ist mindestens nicht älter als der durch Entmischung entstandene Plagioklassaum.

Auf Grund obiger Indizien mache ich mir folgendes Bild der Vorgänge in chronologischer Folge: Die Dachapophysen am Ankerbjerg intrudierten in ionendisperser Phase. Zu einem nicht näher bestimmten Zeitpunkt nach der Erstarrung erfolgte Kalifeldspatisierung. Die Kalifeldspatisierung ihrerseits wurde von kristalloblastischer Plagioklasneubildung gefolgt. Ein Teil dieses Plagioklases geht mit Sicherheit durch Entmischung aus Kalifeldspat hervor; höchst wahrscheinlich gilt dasselbe für die gesamte sekundäre Plagioklasphase. Die Gesteinsgeschichte wäre damit durch liquidmagmatische Intrusion einerseits und Kalium-Metasomatose anderseits gekennzeichnet. Das gleiche wird für das Neosom am Nordhoeks Bjerg angenommen, was aber dort noch nicht deutlich ausgesprochen wurde.

In St 189 ist der Vorgang der Granitisierung durch Kalifeldspatkristalloblastese zwar fortgeschritten (Fig. 12), doch ist noch kein sekundärer Plagioklas zu verzeichnen. Mikroklingitterung fehlt meist völlig, ist aber bei Vorhandensein stets fleckig und diffus. Die Auslöschungsschiefe b/Z , gemessen an einem Karlsbaderzwillling betrug 17° , der Achsenwinkel $2V_x 70^\circ$. Der Plagioklas (5% An) ist bestäubt, das Gestein leicht rosagefärbt.

Der porphyrische Monzonitgranit St 191 stammt aus dem Plutoninnern nahe dem Dach. Das Gestein ist sicher syngenetisch mit den Apophysen im Dach des Ankerbjerges, doch waren die Bildungsbedingungen verschieden. Der Plagioklas zeigt einen schönen Zonarbau (im Mittel 13% An) und ist weder stark bestäubt noch zerstetzt. Kalifeldspat bildet z.T. grosse Porphyroblasten mit Anzeichen von wachstumszonarem Einbau von Plagioklasleistchen. Diese echten Einschlüsse zeigen weder Albit- noch Myrmekitsäume. Die optischen Daten des Kalifeldspats lauten: Winkel $b/Z 16^\circ$, $2V_x 56-64^\circ$. Weder Mikroklingitterung noch Perthitbildung sind festzustellen. Hingegen werden die Kalifeldspäte beim Kontakt mit Plagioklas unter Myrmekitbildung korrodiert. Die Struktur wird dadurch panxenomorph-granoblastisch. Der Glimmer ist ein brauner Biotit mit reichlich Zirkoneinschlüssen und pleochroitischen Höfen. Das Gestein wird als Erstarrungsprodukt einer Schmelze betrachtet; nach der Verfestigung erfolgten weitere Stoffaustauschvorgänge, wobei aber die Entmischung des Kalifeldspates wegfällt.

Das Plutondach am Ankerbjerg besteht aus feinschichtigen, tonig-sandigen, gleichkörnig-psammitischen *Schiefern*. Sie enthalten neben Quarz hauptsächlich Sericit, Chlorit-Biotit und eine sich an die chloritreichereren Schichten haltende Erzpigmentierung, woraus auf

Umwandlung von Biotit in Chlorit geschlossen wurde. Der Schiefer wäre damit retrograd metamorph.

Die Proben St 180, 181 stammen aus einem grossen Xenolithen und repräsentieren hochmetamorphe Äquivalente einer tonig-kalkigen Serie. St 181 zeigt einen *Silikatmarmor* mit über 50 % Karbonat als Poikiloblasten mit Quarz meist als rundlichen Implikationen. Daneben: Granat, Klinozoisit, sericitisch zersetzen Feldspat und rundliche Körner von Rutil.

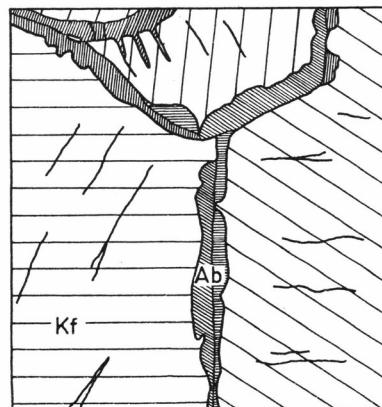


Fig. 13. „Wechselseitig orientierte“ Albitsäume zwischen Perthitporphyroblasten (St 180). Vergr. ca. 150 ×

St 180 ist ein *Hornfels*. Die Verschiedenheit der Verteilung von Plagioklas und Kalifeldspat bewirkt eine Heterogenität, welche sich im Schliff bemerkbar macht und eine makroskopisch kaum erkennbare Bänderung ergibt. Wo Kalifeldspat überwiegt, hat man eine hornfelsartige Mosaikstruktur von gerundetem Quarz mit Kalifeldspat in der Intergranulare vor sich; weitere Gemengteile: Chlorit, Sericit, Plagioklas ferner Erz und Rutil. Wo Plagioklas überwiegt, ist die Struktur vorwiegend granoblastisch-feinkörnig. Die starke Pigmentierung fällt auf. Charakteristisch ist ferner das Auftreten von rundlichen Flecken, welche Kalifeldspat-Sammelkristallisationen darstellen. Es handelt sich um Mosaiken von ungegitterten, meist perthitisch- bis mikroperthitischen Kalifeldspatkörnern: b/Z 18°, $2V_x$ 66—88°. Zwischen diesen Körnern befindet sich fast stets ein regelmässig und gerade ausgebildeter Trennsaum von Albit. Auch hier ist das Phänomen der wechselseitigen Orientierung zu beobachten (Fig. 13). Das Ganze mag eine Zwischenstufe auf dem Wege zur Granitisierung sein.

2. Granitoide der wurzellosen Decke

Mineralbestand:

	Plag.	Alkf.	Quarz	Glimmer:	An-Gehalt
St 54	30	30	35	5 Muskowit	0—7 % An
St 89	30	35	25	10 Musk.+Chlorit	Albit—Olig.
St 90	25	40	30	5 Muskowit	Albit—Olig.
St 109	35	25	35	5 Chlorit, ± Seric.	
St 137	25	50	20	5 Sericit	

Das Hauptmerkmal dieser Gesteine ist ihre starke Deformation. Interessant ist dabei, dass sie eindeutig als post-granitisch (nach der Kalifeldspatisierung) datiert werden kann, dass aber wiederum Quarz und Kalifeldspat die Rolle der regenerierenden Substanz übernehmen.

Immerhin lässt sich feststellen, dass die Granitoide durch Kalifeldspatisierung präexistenter Gesteine entstanden sind. Einzig die Probe St 89 trägt bei ungefähr gleichem Mineralbestand gewisse Anzeichen einer Entstehung aus ionendisperser Phase. Als solche Anzeichen werden wiederum Hypidiomorphie der Plagioklase und Wachstumszonalität der Einschlusssplagioklase in Kalifeldspat (FRASL 1954) aufgefasst. Zonarbau der Plagioklase ist wegen der starken Zersetzung (Zoisit, Epidot, Sericit) nicht mehr zu sehen.

Ein weiteres Merkmal der Gruppe ist ferner die Ausbildung des Kalifeldspates. Er ist durchwegs triklin (b/Z 14—18°) und hat einen Achsenwinkel von 74—88°, ist aber höchstens fleckenweise, und auch dann nur diffus gegittert; vielleicht ist die Deformation schuld am Fehlen einer normalen Mikroklingitterung. Im übrigen sind es stets feine Perhite. Sekundäre Plagioklasbildung ist nicht so häufig. Wenn Myrmekitbildung auftritt, so hält sie sich an die Peripherie der Porphyroblasten (Kryptomyrmekit), während eventuelle Einschlusssplagioklase an der Neubildung nicht beteiligt sind. Eine Ausnahme macht die Probe St 54. Hier findet gewissmassen ein Seilziehen zwischen den Neubildungstendenzen von Plagioklas und Kalifeldspat statt. Die Verhältnisse werden dadurch komplex und schwer deutbar, doch liess sich folgender Verlauf eruieren:

1. Kalifeldspatisierung unter Zerlegung der Plagioklase.
2. Plagioklasneubildung als grobe Myrmekite.
3. Korrosion des Myrmekits durch erneute Kalifeldspatkristalloblastese (Fig. 14).
4. Albitsaumbildung am korrodierten Myrmekit.

Ein weiteres Merkmal der Gruppe ist die stets fortgeschrittene Umwandlung von Biotit in farblose Glimmer, und zwar erfolgt

sie sukzessive über folgende Stufen: *Biotit* nur noch als bräunliche, doppelbrechende, unscharf umgrenzte Lagen in *Chlorit* — grüner, niedrig doppelbrechender *Chlorit* mit anomalen Interferenzfarben — farbloser Glimmer mit *Chloriteigenschaften* — farbloser Glimmer mit *Muskowiteigenschaften*; als eine Zwischenstufe kann auch gelber, pleochroitischer Glimmer mit mittlerer Doppelbrechung vorkommen. Eine stete Begleit-

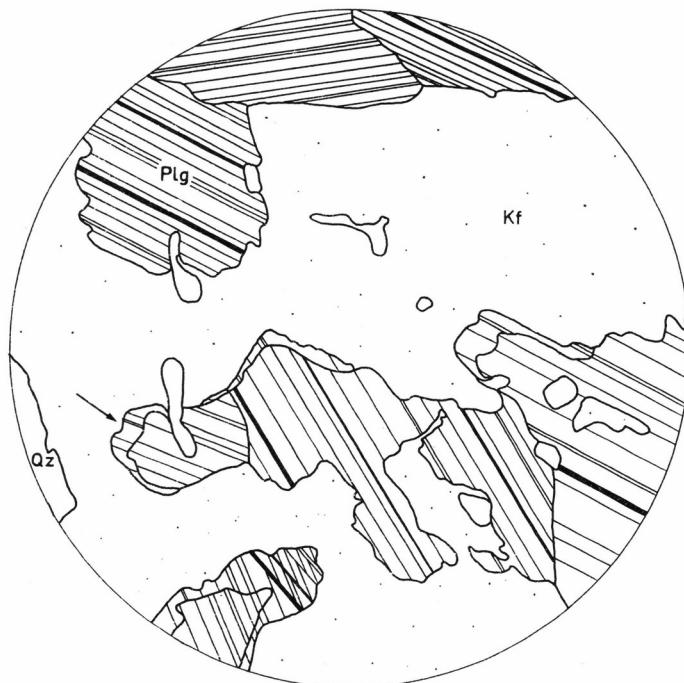


Fig. 14. Sekundäre Korrosion eines Myrmekites und vermutlich erneute Plagioklasneubildung (St 54). Vergr. 50×

erscheinung bei dieser Umwandlung ist die Ausscheidung von Erz und Rutil zwischen den Glimmerlagen. Die Feldspäte sind stark pigmentiert und die Gesteine erscheinen in der Mehrzahl rot.

3. Der Mikroklinalkaligranit der Nordhoeks Bjerg-Nordflanke

Mineralbestand:

St 158* und St 166*	
Plagioklas (Albit 5 % An)	35—36 %
Mikroklin	19—21 %
Quarz	31—36 %
Muskowit	10—11 %
Chlorit	1—4 %

* Die syngenetischen Gänge und Apophysen führen ± Turmalin

Die Hauptmerkmale dieser Gesteine sind ihre helle Farbe, ihre Homogenität und das Auftreten von Kalifeldspat ausschliesslich als scharf gegitterter Mikroklin; optische Daten: Winkel b/Z 18° , $2V_x$ $82-88^\circ$. Perthitbildung, diffuse oder fleckenweise Gitterung ist nie zu sehen. Albitsäume und Myrmekitbildung sind ausgesprochen selten.

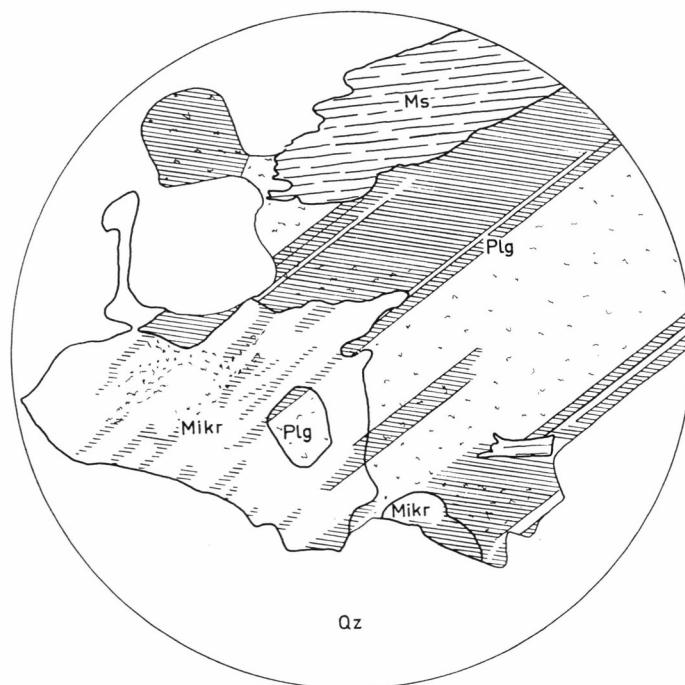


Fig. 15. Plagioklaskorrasion durch Mikroklin (St 158). Vergr. $160\times$

Der Plagioklas ist hypidiomorph bis xenomorph und an seiner Bestäubung kenntlich. Die Korngrenzbeziehungen zu Mikroklin sind verschieden; der Mikroklin kann hypidiomorphen Plagioklas umschließen oder ihn korrodieren, sodass die Struktur im grossen Ganzen doch xenomorph wird. (Fig. 15).

Quarz ist kaum, oder gar nicht undulös, und korrodiert Plagioklas sowie Mikroklin. Chlorit ist aus Biotit hervorgegangen; Relikte von letzterem sind noch erhalten geblieben.

Ein interessantes Detail ist vom Kontakt eines *Aplitganges* (mit übrigens gleicher Zusammensetzung wie der Granitoid selbst) mit dem Paläosom zu vermerken. Der Gang hat nämlich ein schmales Salband aus feinkörnigem Plagioklas mit isometrisch-hypidiomorpher bis xenomorpher Struktur.

Im ganzen ist festzuhalten, dass im Vergleich zu den bis dahin besprochenen Granitoiden sekundäre Reaktionserscheinungen eine weit geringere Rolle spielen. Sowohl Struktur als auch Kontaktverhältnisse weisen auf eine Platznahme in mindestens teilweise ionendisperser Phase hin. Ferner fehlen jegliche Anzeichen für die Entstehung von Mikroklin aus Orthoklas.

4. Die Mikroklingranitoide am Loch Fyne

Mineralbestand:

	Plag.	Mikroklin	Quarz	Glimmer	An-Gehalt
St 130	30	20	40	10 Musk.	11 % An
St 179	30	25	35	10 Chlorit	8 % An
St 124*	32	20	38	8 Chl. + Musk.	Oligoklas
St 127*	32	29	32	8 Musk.	Albit-Olig.
St 167	25	25	40	5 Musk. + 5 Chl.	Albit-Olig.

Diese Gesteine gleichen denjenigen in der vorher besprochenen Gruppe und sind mit ihnen wohl syngenetisch. Während aber erstere durchwegs feinkörnig-aplitisch sind, zeigen die Granitoide am Loch Fyne gröberes Korn, oft sogar porphyrische Ausbildung. Es ist dann bisweilen möglich, die wachstumszonare Anordnung der Plagioklaseinschlüsse in den Mikroklingrosskörnern (1—2 cm) makroskopisch zu erkennen. Die Struktur ist relikтив hypidiomorph-granoblastisch, während späte Korrosionsvorgänge zu einer im Wesentlichen xenomorphen Struktur geführt haben. In seltenen Fällen wurden hypidiomorphe Mikrokline gefunden (vgl. Fig. 15).

Der Kalifeldspat ist wiederum ein echter *Mikroklin* (Winkel b/Z 14—18°, 2Vx 80—86°), obwohl die Zwillingsgitterung im selben Kornschnitt oft nur stellenweise ausgebildet ist. Perthitisierung ist ungewöhnlich und lässt oft schwer zu entziffernde Bilder entstehen (Fig. 16). Hier entmischt sich offensichtlich ein Mikroklin unter Bildung eines mit den Perthitspindeln kommunizierenden und gleichorientierten Saumes; daneben wird derselbe Mikroklin von Plagioklas unter schwacher *Myrmekit*-bildung verdrängt. Es entsteht damit das Bild der von Myrmekit abgeschnittenen Perthitspindeln. Da aber nicht einzusehen ist, warum an sich saurer Plagioklas Albitsäume und -spindeln korrosiv verdrängen sollte, muss angenommen werden, die Entmischung habe nach der Myrmekitkorrosion stattgefunden. Der Stoffzuschuss für den sekundären Plagioklas könnte mit Stoffverschiebungen längs den Deformationsbahnen zusammenhängen. Als Ganzes ist sekundärer Plagioklas häufiger, als in den entsprechenden Gesteinen an der Nordhoeks Bjerg-Nordflanke.

Zu den Glimmern ist folgendes zu sagen: *Muskowit* gehört zu den primären Ausscheidungen. Er umschliesst mitunter idiomorphen Plagioklas. Zu Mikroklin bestehen unklare Korngrenzbeziehungen; ob es sich um kristalloblastische Erscheinungen oder um Verwachsungen in der Schmelzphase handelt, kann nicht entschieden werden.

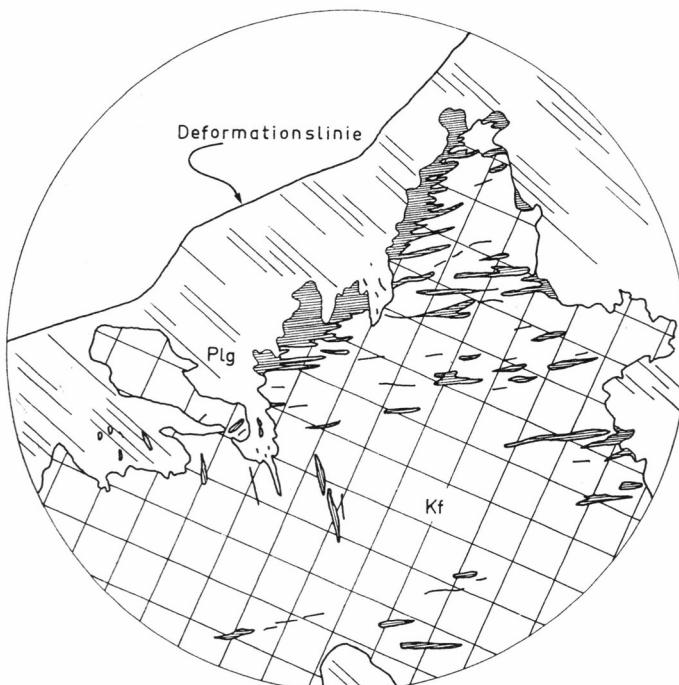


Fig. 16. Ungewöhnliche Perhtitisierung. Mikroklin entmischt sich unter Bildung eines mit den Perhtitspindeln kommunizierenden und gleich orientierten Saumes (St 126).

Chlorit ist aus Biotit entstanden, wobei sicher Neubildung von *Muskowit* und Kalifeldspat eine Rolle spielt; letztere zeigen hie und da ebenfalls seltsame gegenseitige Implikation. *Muskowit*-pakete mit groben Erzeinlagerungen sind vielleicht Endstufe einer schrittweisen Pseudomorphose nach Biotit.

Die Deformation der Mikroklingranite ist nicht ein einmaliger Akt. Wie oft sich Bewegungen wiederholt haben, ist wohl kaum abzuschätzen, doch hebt sich deutlich eine klastische Deformation mit späterer Regeneration der Rupturen durch Albit, Kalifeldspat und Quarz von einer älteren Deformation ab. Letztere kommt zum Ausdruck in einer Verbiegung der Glimmer und der Plagioklaslamellen, sowie in einer amöboiden bis perlschnurartigen Abgrenzung der Quarzkörper unter sich, was wiederum auf Granulierung und Regeneration

zurück geht. Die undulöse Auslöschung des Quarzes wäre Folge der letzten Beanspruchungen.

Der porphyrische Granit, wie er soeben beschrieben wurde, wird von feinkörnigen Aplitgängen durchschlagen (St 127). Der Aplit unterscheidet sich etwas von älterem Granit. Sein *Mikroklingehalt* ist etwas höher als in den übrigen Granitoiden und die Mikroklingitterung ist durchwegs schön und scharf ausgebildet. Perthitisierung ist selten, dasselbe gilt von den sekundären Plagioklasbildungen. Reliktische Erstarrungsstrukturen sind noch zu finden, obwohl die Korrosionsbeziehungen zwischen Mikroklin, Plagioklas und Quarz das Gefüge überprägen. Deformationsspuren sind zwar vorhanden, treten aber gegenüber den älteren Granitoiden etwas zurück, weil die bei jenen erwähnte ältere Deformation hier fehlt.

Dass womöglich eine ursächliche Verknüpfung zwischen Perthitisierung — Entmischung — Plagioklasneubildung — und Intensität der Deformation besteht, mag nur angedeutet werden.

Als Schlussphase der Intrusionstätigkeit treten *Albit-Muskowit-Perthit-Pegmatite* auf, welche an einer Stelle am Loch Fyne Porphyrgranit und angrenzende Quarzhornfelse quer durchschlagen. Die Kalifeldspäte dieser Pegmatite (trkl., 2Vx 85—88°) sind schriftgrantiisch mit Quarz verwachsen und oft fleckig-diffus gegittert. Der sehr grobe Aderperthit enthält schön verzwilligten Albit. Verbiegung der Muskowite und Undulationsstengelung des Quarzes deuten auch hier auf Deformation.

C. Jüngere Gänge

An der grossen Loch Fyne-Verwerfung ist eine mächtige Basaltformation gegen das Kristallin des Nordhoeks Bjerges abgesetzt. Die als tertiär betrachteten Deckenbasalte überlagerten ehemals auch Gebiete westlich der Loch Fyne-Verwerfung, sind aber heute abgetragen. Zwei ihrer Zufuhrkanäle durchschneiden als mehr oder weniger senkrechte Dikes den Nordhoeks Bjerg in Richtung NW—SE. Einer davon konnte von nahe der Verwerfung bis gegen das Stordal hin, wo er unter alluvialen Sanden verschwindet, verfolgt werden. Die weitere Forsetzung ist unbekannt; in den Nörlunds Alper wurden keine Basalte mehr gefunden.

Aus den Karbonsandsteinen der Passagehöje sind zahlreiche Basaltsills bekannt (BACKLUND 1932). Am E-Abhang des Nordhoeks Bjerges wurden weitere Vorkommen von Karbonsandsteinen gefunden; es sind horizontal liegende Relikte, die das vorkarbonische Relief überdecken. In einem der isolierten Sandsteinreste ist auch ein Basaltsill erhalten geblieben; er setzt sich nicht in das Kristallin fort.

Dem südlichen Dike wurden drei Proben entnommen. Zwei davon sind *diabasartige Plagioklasbasalte* ohne Einsprenglinge mit subophititischer Struktur, während die dritte Probe einem *porphyrischen Plagioklasbasalt* entspricht; alle drei enthalten einen augitischen Pyroxen.

Der erwähnte Sill ist ein *nephelintephritischer Alkalibasalt*. Er enthält als Einsprenglinge Serpentin-Pseudomorphosen nach Olivin und diopsidischem Augit. Die Grundmasse besteht aus Glas, Pyroxen und wenig Nephelin.

ZUR PETROGRAPHIE DER NÖRLUNDS ALPER

Die Nörlunds Alper sind aus einer Folge kristalliner Schiefer mit eingeschalteten Migmatiten aufgebaut; das allgemeine Streichen verläuft Nord-Süd. Da das topographisch scharf gegliederte Gebirge gegen N steil, oft wandartig zur Wordies Bugt abfällt, entsteht ein geschlossenes Ost-Westprofil. Grosse bauliche Diskontinuitäten streichen ebenfalls ungefähr Nord-Süd und geben zusammen mit den lithologischen Unterschieden eine natürliche Aufteilung in verschiedene Bauelemente.

Der ausschliesslich kristalline Gesteinskomplex der Nörlunds Alper wird von sedimentären Gesteinen flankiert. Im Osten sind es die wenig gestörten Sandsteine des Karbons (SÄVE-SÖDERBERG, 1934), im Westen steilgestellte devonische Sandsteine, Arkosen und Konglomerate. Beide Sedimentareale liegen dem Kristallin diskordant auf.

Die Gesteinsbeschreibung soll zonenweise erfolgen, wobei von E nach W folgende tektonisch-lithologisch getrennte Gesteinsgruppen zu unterscheiden sind:

- (a) intensiv roter, verfaltet und zerscherter *Migmatit- und Chloritschieferkomplex*,
- (b) von E nach W zunehmend metamorphe *kalkig- bis tonigsandige Serie*,
- (c) heller *Migmatitkomplex*,
- (d) *Granatschiefer-Serie* und
- (e) „zerrüttete Zone“, die Gesteine der Gruppen (b) bis (d) enthält.

Diese Gliederung ist, wie gesagt, von rein praktischem Wert. Zudem sollen nicht Schlussfolgerungen aus der nachfolgenden petrologischen Abhandlung an den Anfang gerückt werden, um eine mehr genetische Gliederung zu begründen. Er sei immerhin erwähnt, dass die Gesteine der Gruppen (b) und (d) zu einer ursprünglich einheitlichen, zunehmend metamorphen Serie gehören. Späte Tektonenvorgänge haben dann die Serie erfasst, mit denen an lokalgeologisch nicht weiter durchschaubarer Stelle intensive, vorwiegend synkinematische Migmatisierung einherging.

A. Die roten Migmatite

Diese Gesteine sind durch ihre tektonische Lage völlig isoliert und können in keinen weiteren Zusammenhang gebracht werden. Ge-wisse Analogien bestehen höchstens zu den roten und grauen Granitoiden, welche als Decke über dem Migmatitkomplex des Nordhoeks Bjerges liegen. Es handelt sich hier aber um stark gemischte Gesteine, Chloritschiefer, Bändergneisse und Phlebite mit ader- und stockartigen granitoiden Einlagerungen. Spätere Deformation, scharfe Verfaltung und Scherung haben ein verwirrendes Bild hinterlassen (vgl. BÜTLER 1957 S. 22). Charakteristisch für den ganzen Komplex ist eine intensive *Rotfärbung*.

Die kataklastisch deformierten Granitoide lassen sich durch folgenden Mineralbestand charakterisieren: 25—30 % *Plagioklas* (Hoch-albit 2 % An), 30 % *Kalifeldspat*, 30 % *Quarz*, 0—5 % *Chlorit*. Es sind also Alkaligranite.

Der Plagioklas kommt in mindestens zwei Generationen vor; die ältere ist stark bestäubt, mit ursprünglicher Tendenz zu Hypidiomorphie, während es sich bei der jüngeren um sekundäre, schwächer oder nicht bestäubte Albitsäume handelt.

Der Kalifeldspat ist stets ungegittert. Perthitbildung wird beobachtet und orientierte Plagioklassäume sind häufig, ebenso Myrmekit. Letzterer ist deshalb interessant, weil er von Kalifeldspat wiederum korrodiert wird und somit auf eine komplexe Geschichte hinweist. Quarz zeigt auffallend runde Korrosionsformen an der Grenze zu Kalifeldspat und Plagioklas; er wird von der Deformation ebenso berührt, wie die Feldspäte und ist undulös auslöschend.

Chlorit nebst Resten von *Biotit*, *Erz* und *Rutil* kommen zusammen vor.

Im Migmatit wurde der zerscherte Rest eines ultrabasischen Ganges gefunden. Gefüge: isometrisch-körnig und hypidiomorph. Mineralbestand: 15—25 % *Olivin* (Forsterit, 2V 90°) und 85—75 % eines *Amphibols* der Cummingtonitreihe (2Vx 88°, Winkel c/Z 17°, gute Spaltbarkeiten unter dem Winkel 56°, Farbe: sehr hell gelblich-grünlich, kaum pleochroitisch). Der Olivin ist zum Teil in Serpentin umgewandelt. Der Gang ist scharf diskordant, ± saiger und nur über eine kurze Strecke zu verfolgen; er stellt das einzige Vorkommen dieser Art dar.

B. Die kalkig- bis tonig-sandige Serie

Diese Paragesteinsserie streicht Nord—Süd. Weil die grosse Bruchlinie, welche die roten Migmatite gegen die Paraserie versetzt, leicht schief zum Streichen läuft (ca. N 15°W), sind gegen Süden weitere Teile

des Profils erhalten geblieben. Dies wurde am Ende der Feldperiode 1957 auf einer sehr kurzen Rekognosierungstour in der Gegend westlich der Passagehöje (Æselryggen) verifiziert. Interessant ist dies deshalb, weil die ganze Paragesteinsserie offensichtlich gegen Westen zunehmend metamorph wird und das Profil damit in Richtung weniger metamorpher Glieder erweitert werden konnte. Die zunehmende Metamorphose gegen Westen wiederum ist eine Tatsache, welche schon am reduzierten Profilausschnitt an der Wordies Bugt deutlich zu sehen ist und dort natürlich sofort den Gedanken nahelegt, die Metamorphose mit der Entstehung des unmittelbar westlich anschliessenden Migmatitkomplexes in direktem Zusammenhang zu sehen (vgl. BÜTLER op.cit. S. 22). Ein Blick auf den eigentlichen Kontakt zum Migmatitkomplex lässt allerdings Zweifel aufkommen; denn die Schärfe des Kontaktes will nicht recht zur langsam gestuften Metamorphose, wie sie sich vom Æselryggen bis zum A. Schmidts Gletscher darbietet, passen. Auf diese Weise zur Vorsicht gemahnt, soll hier an die Verfolgung der metamorphen Vorgänge mit einer gewissen Behutsamkeit herangetreten werden.

Leider besteht keine vollständige, laterale Verbindung zwischen den Profilen an der Wordies Bugt, der Toretinde und dem Æselryggen. Hingegen geben die drei Profile zusammen doch ein recht geschlossenes Bild.

Von E nach W wurden folgende Gesteinstypen gefunden:

- Marmore mit pigmentierten tonig-kalkig-sandigen Bändern, dieselben Marmore + Chloritpoikiloblasten,
- pelitisch-psammitischer Chlorit-Sericit-Hornfels + Chloritpoikiloblasten,
- gebänderte tonig-sandig bis kalkig-tonige Chlorit-Sericit-Hornfelse und -Phyllite,
- Granat-Chlorit/Biotit-Poikiloblastenschiefer und -Phyllite + Kalksilikatbänder: Calcit-Hornfelsgrundmasse + Granatpoikiloblastenbildung im Anfangsstadium,
- Sericithornfelse + Biotitpoikiloblasten,
- Andalusit-Staurolith-Granat-Biotit-Sericithyllite + dünne Bänke von feingebänderten Hornfelsen + Kalksilikatbänder: Saussurit-Hornfelsgrundmasse + Granat- und ev. Chlorit/Hornblendepoikiloblasten,
- Hornfelsquarze und Hornfelse + Chlorit-, Biotit-, Granat- und Hornblendepoikiloblasten,
- Chlorit-Biotitschiefer und sillimanitführende Muskowit-Biotitschiefer. + Kalksilikatbänder: Saussurit-Hornfels + Granat- und Hornblendepoikiloblasten.

Die wenig metamorphen kalkig-tonigen Glieder der Serie sind intensiv plastisch verfaltet. Die Marmore sind rein karbonatisch und richtungslos-körnig; sie enthalten finger-bis faustdicke, feingeschichtete tonig-kalkige Bänder, welche die intensive Verfaltung markieren.

Die Bänder bestehen aus einem sehr feinen Gemenge von Karbonat, Sericit, Chlorit, Quarz und Erzpigment. Gegen Westen setzt bald Chloritpoikiloblastenbildung ein. Diese sind nicht eingeregelt; Scherungsspuren deuten auf ein präkinematisches Alter des Chlorits hin. Übergänge in Richtung Biotit sind bereits an stellenweisem Ansteigen der Doppelbrechung zu erkennen. Die Chloritpoikiloblasten werden bis zu 1 mm gross und sind makroskopisch als dunkelgrüne Tupfen in einer grünlichgrauen Grundmasse zu erkennen.

1. Die pelit-psammitischen Hornfelse

bestehen aus einer feinen Grundmasse von Quarz, Sericit, Chlorit und Erz. Der Sericit deutet eine Feinfältelung an, von der makroskopisch nichts zu sehen ist. Das Gestein enthält ebenfalls Poikiloblasten (Tupfen) von Chlorit.

2. Die Alumosilikat-Phyllite

sind an der NE—Flanke des Tidselbjerg und an der E—Flanke der Toretinde gut aufgeschlossen. Sie fallen durch ihren gegen Westen zunehmenden Gehalt an Staurolithporphyroblasten auf, welche makroskopisch gut zu erkennen sind; sie werden gegen Westen nicht nur häufiger, sondern auch zusehends grösser. Die charakteristischen Durchkreuzungszwillinge sind hie und da schön sichtbar. Mittlere Zusammensetzung:

Poikiloblasten		Grundmasse	
Granat	5 %	Muskowit	25 %
Staurolith	10 %	Quarz	30 %
Biotit	20 %		

Andalusit ist nicht überall gegenwärtig, sondern im Zusammenhang mit hellen Gängen angereichert, ebenso Turmalin.

Die Grundmasse ist stets ein feines Quarzmosaikgefüge mit Sericit bis zu einem retikularen ('Quarz in Sericit'-Gefüge). Der Sericit markiert eine feine Scherungsfältelung. Das ganze Gefüge wird meist richtungslos von Biotitpoikiloblasten durchsetzt. Es fällt dabei aber auf, dass das sericitische Gewebe dem Biotit ausweicht, oder von ihm auf die Seite gedrückt erscheint und, dass sich ferner ein einschlussloser Rand um einen poikiloblastischen Kern legt. Die Biotitkristallisation ist deshalb wahrscheinlich teils prä-, teils synkinetisch. Der einschlussfreie Biotitrand ist übrigens manchmal etwas anders zusammengesetzt (grüner Biotit bis Chlorit). Dieselben randlichen Änderungen in der Zusammensetzung treten beim Kontakt Granat-Biotit sehr häufig auf. Vielleicht hängt dies mit einer zu geringen

Fe-Konzentration für die gleichzeitige Bildung von Biotit und Granat zusammen. Was bezüglich des Kristallisationszeitpunktes von Biotit gesagt wurde, gilt auch für den Granat, dessen kleine Poikiloblasten die Struktur nie abbilden oder unterbrechen, sondern von ihr immer umschmiegt werden. Gelegentlich wird auch ein Zerbrechen des Granates konstatiert. Biotit und Granat geben dem sonst seidenglänzenden Phyllit makroskopisch ein getüpfeltes Aussehen. Staurolith zeigt eine starke Tendenz zu Eigengestaltigkeit. Er schafft sich bei seinem Wachstum Platz durch Wegdrängen des umgebenden Sericitgefüges. Manchmal bildet er auch die phyllitische Mikrotextur ab. Staurolith wird deshalb als syn- bis postkinematisch datiert. Andalusit schliesslich bildet schwammig xenomorphe Kristalloblasten, welche der gefalteten Mikrotextur folgen, ohne dass sich die optische Orientierung dabei ändern würde. Andalusit ist deshalb sicher postkinematischer Entstehung; desgleichen seltener beobachtete Vorkommen von Phlogopit. Turmalin kann in Form feiner Nadelchen und Stäbchen recht häufig auftreten und durchsetzt dann, der Fältelung folgend, das ganze Gestein; in Biotit und Granat findet er sich kaum je eingeschlossen; er ist typisch synkinematisch. Eine zusammenfassende Darstellung der metamorphen Bildungsfolge ergibt somit:

Tabelle II

PRÄKINEMATISCH	SYNKINEMATISCH	POSTKINEMATISCH
Serizit		
Biotit	Chlorit	
Granat		
		Staurolith
		Andalusit
		Phlogopit
	Turmalin	

In den Phylliten sind relativ dünne Bänder und Bänke (Gröszenordnung 5—50 cm dick) eingeschaltet. Sie sind nicht sehr häufig, fallen aber in der sonst eintönigen Phyllitserie durch Farbe und Textur auf. Es sind einsteils feinbänderige Granat-Biotit-Hornfelse. Ihre Bänderung wird durch die Verteilung der Biotit- und Granatpoi-

kiloblasten bewirkt und dürfte der Primärschichtung entsprechen. Anderenteils handelt es sich um Hornfelsbänke mit grösseren, makroskopisch erkennbaren Porphyroblasten von Granat und einem dunkelgrünen, büscheligen bis divergentstrahligen Mineral in weisser bis hellgrünlicher Grundmasse. Diese Hornfelse verhielten sich bei der Deformation der ganzen Serie naturgemäss anders als die Phyllite. Sie sind schwach gewellt, boudinartig auseinander gezogen, oder gar in Scherkörper zerlegt.

Nähtere Beschreibung dreier Typen:

- (a) St 359 *feinbänderiger Granat-Biotit-Hornfels*. Grundmasse: Mosaikgefüge von Quarz und Plagioklas ohne Sericit. Die Deformation hat sich in einer andeutungsweisen Regelung des Biotits senkrecht zur Schichtung ausgewirkt; längs einigen Scherbahnen wurde Biotit in Chlorit umgewandelt unter gleichzeitiger Erzbestäubung der Plagioklaskomponente, der Bildung von Mörtelquarz und der Zerscherung von Granatpoikiloblasten. Übrigens bildet auch Biotit wiederum Poikiloblasten, doch sind diese kleiner als in den Phylliten. Granat und Biotit sind feinlagig angereichert.
- (b) St 360 *Granat-Hornblende-Hornfels*. Grundmasse: Mosaikgefüge von Quarz und zersetzt Plagioklas. Deformationsspuren sind nicht zu erkennen. Beginnende Poikiloblastenbildung von Granat mit extremer Siebstruktur; seine Umrisse sind noch völlig unbestimmt. Von der Phyllitgrenze her erfolgt almähliche poikiloblastische Sammellkristallisation von Chlorit/grünem Biotit/Hornblende und Übergang zu divergentstrahlig-garbenförmigen Hornblendepoikiloblasten.
- (c) St 368 *Saussurit-Granat-Biotit-Hornfels*. Praktisch liegt ein monomineralisches Plagioklasmosaikgefüge als Grundmasse vor. Makroskopisch hellgrüne Partien zeigen im Mikroskop die Zersetzung von Plagioklas. Hauptsächlichstes Zersetzungprodukt ist ein feiner Filz von Sericit. Häufig treten massenhaft kleine skelettartige oder poikiloblastische Körner und Stäbchen von Apatit auf. Sehr wenig Quarz. Als Poikiloblasten treten Granate auf; sie sind auf einigen Bewegungsflächen zerbrochen und durch Chlorit verheilt. Zwischen den Granaten büschelige Aggregate von Biotit mit Übergängen zu Chlorit.

Diese Hornfelsbänder sind besonders interessant, weil sie noch in stark migmatisierten oder fast homogenisierten granitoiden Gesteinen als markante linsenförmige Kalksilikatrelikte erhalten bleiben. Die Mineralparagenese ändert sich allerdings etwas; dies erlaubt aber leider angesichts der primären Variabilität der Stoffzusammensetzung nicht ohne weiteres mineralfazielle Schlüsse.

Im Liegenden der Alumosilikat-Phyllite folgt eine vorwiegend hornfelsige bis quarzitische Serie, welche bis zum Dach des Migmatitkomplexes im Glimmerschiefer mit Hornfelseinlagerungen übergeht. Das Profil ist allerdings durch die Einkerbung des A. Schmidts Gletschers und seines Firngebietes unterbrochen.

Die Hornfelse sind dunkel, grau-braun, plattig (St 248) und gegen W mehr hell, graugrün, grob gebankt (St 245) und zum Teil etwas rötlich feinbänderig (St 348).

- (d) St 248 *feinkörnig-dichter Chlorithornfels*. Der Chlorit (10 %) deutet eine makroskopisch nicht feststellbare Paralleltextur ungefähr senkrecht zur Bankung an. Relikte von Biotit nebst Sagenitgeweben und Erzausscheidungen weisen auf eine Entstehung des Chlorits aus Biotit hin; bei dieser Umwandlung entstanden vermutlich in geringen Mengen Kalifeldspäte, sie sind aber nicht eindeutig zu identifizieren. 35 % Plagioklas (Albit-Oligoklas), leicht bestäubt, und 55 % Quarz, schwach undulös, machen die Hauptkomponenten des Gesteins aus.
- (e) St 245 *Granat-Chlorit-Hornfels*. Granat (ca. 5 %) bildet schattenhafte, extrem siebstruierte Poikiloblasten. Chlorit (10 %) ist wahrscheinlich ebenfalls aus Biotit entstanden; er enthält bräunliche, höher doppelbrechende Partien. Auch hier deutet der Glimmer eine Paralleltextur an; sie ist jünger als die Granatpoikiloblasten. Als Grundmasse wirkt ein retikuläres Gefüge von 45 % kaum undulösem Quarz in 40 % saussuritisch zersetzt Plagioklas.
- (f) St 347 *Biotitreicher Hornfelsschiefer*. Der höhere Glimmergehalt bei ausgeprägter Paralleltextur bewirkt eine Spaltbarkeit des Gesteins. Mineralbestand: 20 % Biotit, welcher im Zusammenhang mit Rupturen in Chlorit umgewandelt ist unter gleichzeitiger Erzbestäubung der Plagioklaskomponente in einer Grundmasse von 30 % Quarz und 50 % Plagioklas.
- (g) St 348 *Granatführender Hornblende-Hornfels*. 5 % gemeine grüne Hornblende markiert als feine Poikiloblasten die Primärschichtung. Die rötliche Anwitterungsfarbe des Hornfelses entsteht durch Chloritisierung der Hornblende bei gleichzeitiger Erzbestäubung des Plagioklas. Granat ist nur in geringen Mengen als skelettartige Poikiloblasten vorhanden. Dafür fällt eine kleine Anreicherung von gerundeten Zirkonkörnern auf. Die Strahlungsintensität ist dementsprechend auch etwas höher als normal (Szintillometer). Die Grundsubstanz ist ein retikuläres Gefüge von 50 % rundlichen Quarzkörnern in 25 % Plagioklas und 20 % Kalifeldspat als ungegitterte und unbestäubte Zwickelfüllungen.

An der äussersten NE—Kante des „Bollwerkes“ ist noch der direkte Kontakt des sedimentogenen Rahmens mit dem Migmatitkomplex erhalten geblieben. Man findet dort durchaderte Glimmerschiefer und Hornfelse auf Schollenmigmatiten und Hybridgranitoiden aufruhend. Der Glimmerschiefer ist stark verfaltet, während der Hornfels nur scharenweise deformiert wurde, ohne dass die Glimmer eine Paralleltextur annahmen. Folgende Gesteine seien kurz beschrieben: zwei Glimmerschiefer (St 244, 241) und ein Kalksilikatband aus den Glimmerschiefern (St 242).

- (h) St 244 *Sillimanitführender Muskowit-Biotit-Schiefer*. Die Struktur ist teilweise lepidoblastisch gefaltet, während anderseits das Quarz-Feldspatgefüge durchaus granoblastisch bleibt. Muskowit und Biotit alternieren lagig. Biotit zeigt oft teilweise oder vollständige Umwandlung in Chlorit. Oft, und zwar besonders im Zusammenhang mit der Fältelung wandelt sich Biotit in Sillimanit um. Es zeigt sich dabei deutlich das präkinematische Alter beider Glimmer. Während sich der Muskowit bei der Faltung verbiegt, wird Biotit fast immer zerbrochen oder flexurartig abgeschleppt; an diesen Stellen findet sich Sillimanit vorzugsweise als die Faltung mitmachende, feinfaserige Büschel (Fibrolith). Es darf wohl angenommen werden, dass die Kristallisation des Sillimanits synkinematisch ist. Über das relative Alter des Chlorits kann nichts ausgesagt werden, da er Biotit pseudomorph abbildet. Wahrscheinlich ebenfalls synkinematisch ist die Bildung von Turmalin (feine Nadelchen als Untergemengteil), weil die Nadelchen fast ausschliesslich parallel zur Fältelungssachse orientiert sind. Im Gegensatz zu den Glimmern zeigen die leukokraten Gemengteile (Quarz und Albit-Oligoklas) keine Spur von klastischer Deformation. Das Gefüge ist offensichtlich syn- bis postkinematisch rekristallisiert.
- (i) St 241 *Chlorit-Biotitschiefer*. Gefüge: lepidoblastisch mit ausgesprochener Parallelstruktur der Glimmer. Biotit (10 %) ist teilweise chloritisiert. Quarz (10 %) ist rekristallisiert und bildet runde intergranulare Implikationen in Plagioklas (70 % — Albit — Oligoklas). Geringe Mengen Kalifeldspat füllen feine Risse, wobei nicht zu entscheiden ist, ob das Material zugewandert ist, oder der Umwandlung Biotit-Chlorit entstammt.
- (k) St 242 *Kalksilikatband: Granat-Hornblende-Hornfels* (Fig. 17) Die Grundmasse besteht aus mosaikstruiertem Quarz-Plagioklasgefüge. Der Plagioklas ist unbestimmt fleckig saussuritisiert (Sericit, Zoisit, Karbonat). Wenige grössere, vage, skelettartige *Granatpoikiloblasten* treten neben langgestreckten Poikiloblasten von gemeiner grüner Hornblende, welche die Primärschichtung anzudeuten schei-

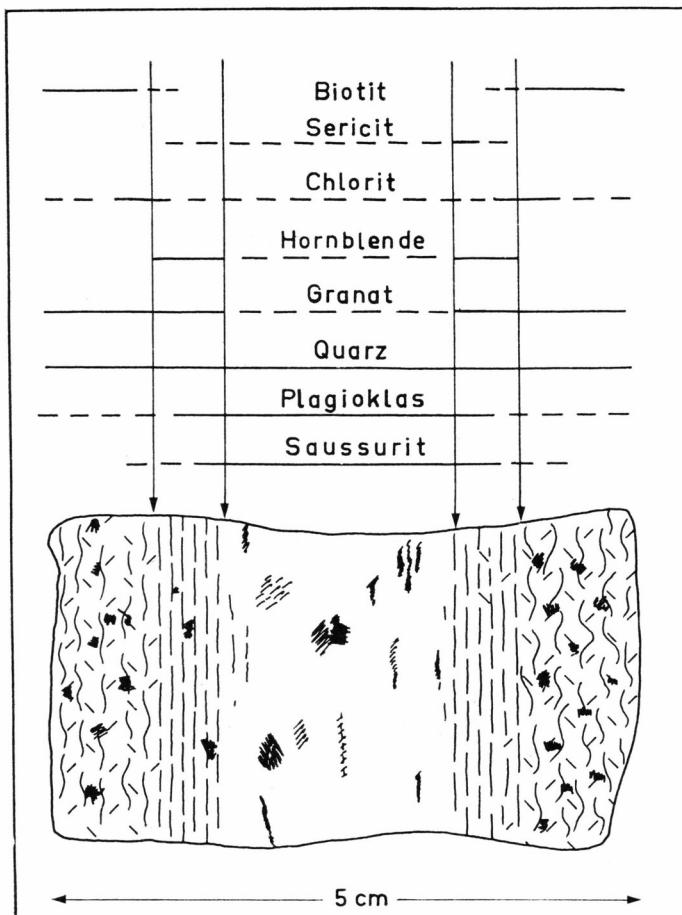


Fig. 17. Kalksilikatband im Granat-Hornblende-Hornfels (St 242).

nen auf. Das helle Band wird beidseits von einer Zone mit Hornblendeanreicherung begleitet. Es bestehen unklare Reaktionsbeziehungen zwischen Chlorit und Hornblende beim Übergang zu den umgebenden Granat-Biotitschiefern.

Die Gesamtmächtigkeit der metamorphen Serie am Wordies Bugt-Profil von der Bruchlinie im Osten bis zum Dach des Migmatitkomplexes im Westen beträgt ca. 1100 m. Davon entfallen 500 m auf die Alumosilikat-Phyllite und die restlichen 600 m sind zur Hauptsache Hornfelse und zu einem geringen Teil Glimmerschiefer. Obwohl das Profil durch den Einschnitt des A. Schmidts Gletschers unvollständig ist, wird doch angenommen, die Migmatitisierung halte sich im wesentlichen an die Grenze Hornfels-Glimmerschiefer.

Nun hat aber die Entstehung des Migmatitkomplexes auch seine Folgen für die metamorphe Serie gehabt, wovon bis jetzt gar nicht die Rede war. Ein Blick auf die Aufnahmen der Tidselbjerg Westflanke genügt, um sich davon zu überzeugen (Taf. I). Ohne noch Näheres über die Entstehungsweise des Migmatitkomplexes der Nörlunds Alper zu wissen, ist doch eine Gedankenassoziation zu den Verhältnissen am Ankerbjerg gegeben. Dort der Anschnitt eines, das Plutondach aufblätternden Granitoids parallel zur Injektionsrichtung — hier ein Anschnitt senkrecht dazu; dort subparallele, meist konkordante Apophysenschwärme — dasselbe auch hier.

(l) Diese Verhältnisse sind ausserordentlich markant und H. BÜTLER, der die Gegend zum Studium der Hauptbruchzonen in Zentral-Ostgrönland besuchte, gibt davon eine kurze prägnante Beschreibung (BÜTLER 1957 S. 23). Die wesentlichsten Züge seien daraus hervorgehoben:

1. Die Paragesteinsserie enthält drei verschiedene Gangsysteme:
 - a. hellgraue bis rosa Gangschwärme; sie verlaufen häufiger konkordant als diskordant,
 - b. lachsrote Gänge; sie sind weniger zahlreich und fast stets unregelmässig diskordant,
 - c. einige Quarzadern; sie durchschneiden Schiefer und Gänge.
2. Die lachsroten und hellgrauen Gänge sind räumlich deutlich voneinander getrennt; es konnte keine Stelle gefunden werden, wo die beiden in Kontakt treten würden.
3. Eine N—S-Verwerfung scheint die Paragesteinsserie in einen Ost- und einen Westflügel zu trennen; diese Verwerfung trennt die beiden Gangsysteme.

Hierzu ist nicht viel Neues hinzuzufügen. Wesentlich ist eigentlich nur, dass die von BÜTLER vermutete Verwerfung mit der Grenze Phyllit-Hornfels ungefähr übereinstimmt. Dass eine Verwerfung parallel zur lithologischen Grenze läuft, ist tatsächlich nicht erstaunlich, aber kaum zu sehen. Doch ist der Unterschied der Durchaderung in beiden Flügeln nicht das einzige Argument für eine tektonische Trennung. Schon die Textur-Unterschiede beider Flügel lassen ein stark disharmonisches Verhalten beim tektonischen Geschehen erwarten.

(m) Hingegen können die beiden Gangsysteme sehr wohl zur selben Generation gehören; die Verschiedenheit des Gangverlaufs ist lediglich eine Folge der texturellen Verschiedenheiten der Wirtgesteine, während die Verwerfung die Gänge aus ihrem ursprünglichen Zusammenhang gebracht hat. Gleichzeitig können gewisse petrologische Überlegungen Hinweise für die Erklärung der starken Rotfärbung der

Adern ausgerechnet im Bereich des Phyllits geben (siehe hierüber Diskussion der Rotfärbung).

Mineralbestand der Gänge:

	Plag.	Alkf.	Quarz	Muskowit ± Chlorit	sonstige	An-Gehalt
St 370 ¹⁾ rot....	+	+	+	±		0 % An
St 372 -	70		20	10		13 % An
St 249 -	42	25	30	33	7 Andalusit 4 Sillimanit ± Staurolith	4—6 % An 5 % An
St 371* röthlich .	28		36	24		
St 243* hell . . .	38	20	35	6	Albit	
St 240 - . . .	40	30	30	±		Albit
St 247 - . . .	50	15	30	5		Albit
St 246* - . . .	40	21	32	7		Albit—Olig.

¹⁾ Nebengemengteile: Turmalin, Apatit, Granat (St 243) grob pegmatoid.

Die roten Gänge unterscheiden sich von den hellen eigentlich in nichts als in ihrer Farbe. Oxydische Bestäubung ist aber in den roten, wie in den hellen Gesteinen festzustellen. Intensitätsunterschiede in der Bestäubung sind unabhängig vom Auftreten der Rotfärbung. Schon von diesem Gesichtspunkt aus bedarf das ganze Rotfärbungsproblem einer besonderen Behandlung [vgl. Appendix, S. 92, ff.].

In struktureller Hinsicht sind diese Ganggesteine schwer als Intrusiva zu erkennen. Das Gefüge ist in den meisten Fällen xenomorph-kristalloblastisch. Hie und da zeigt der Plagioklas noch Hypidiomorphie. Sonst bestehen ausgesprochene Korrosionsbeziehungen zwischen den leukokraten Gemengteilen, indem Kalifeldspat den Plagioklas und Quarz die beiden vorigen verdrängt. Einzig Muskowit kann (St 243) als hexagonale Plättchen völlig idiomorph sein.

Beim Kalifeldspat handelt es sich um meist schwach *perthitisierte*, fleckig bestäubte und selten diffus gegitterte Zwickelfüllungen und Xenoblasten. Ist eine beginnende Gitterung sichtbar, so löscht das Individuum im Bereich der Gitterung schief, im übrigen Kristall aber gerade aus. Der vorherrschende Kalifeldspat ist somit optisch monoklin. Entmischungerscheinungen in Form wechselseitig orientierter Säume werden oft beobachtet. Figur 18 zeigt solche Säume; interessant ist dabei, dass das Perhtispindelmateriale direkt mit einem der Säume kommuniziert. Dies wird als Beweis für die Syngeneese von Perhtispindeln und Plagioklassäumen betrachtet. Da letztere wegen ihrer Orientierungseigentümlichkeiten als Produkt der Entmischung aufgefasst werden, muss dasselbe für die Perhtispindeln gelten. Im ganzen gesehen ist aber die sekundäre Plagioklasbildung, sei es in Form von perthitischer Entmischung, Kalifeldspat-Intergranularsäumen, Albit-säumen oder Myrmekitbildungen, von untergeordneter Bedeutung.

Zu eigenartigeren Formen führt die gegenseitige Durchdringung von Plagioklas und Kalifeldspat. Meistens grenzt letzterer

mit buchtigen Korrosionsformen an Plagioklas, oder belegt unregelmässig geformte Intergranularräume. Daneben aber können dieselben Ganggesteine „Kalifeldspat-in-Plagioklasimplikationen“ zeigen, welche von den übrigen xenoblastischen Strukturen, wie sie selbst in chymogenen Gesteinen durchaus möglich sind, doch erheblich abweichen. Man findet dabei, rein physiographisch gesprochen, perthitische neben

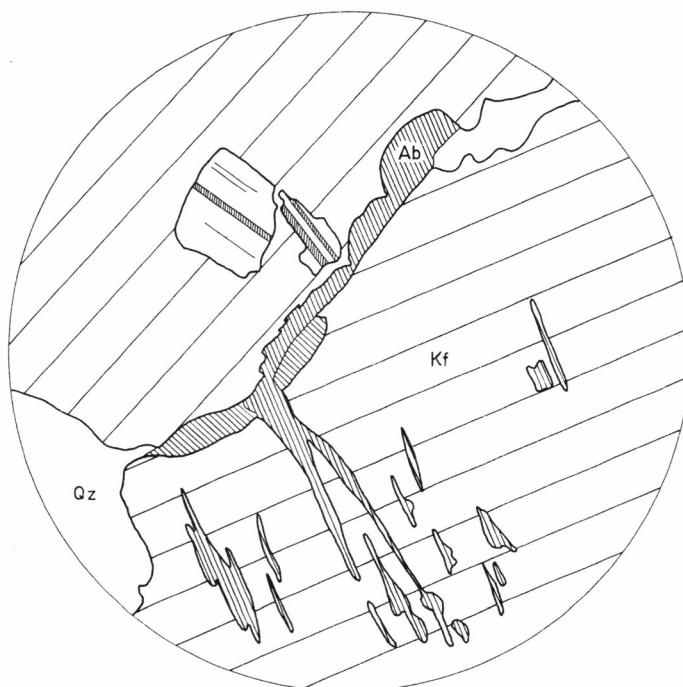


Fig. 18. Entmischungerscheinungen in Form „wechselseitig orientierter“ Säume. Direkte Beziehung zwischen orientierter Albitsaumbildung und perthitischer Entmischung (St 246). Vergr. 160×

antiperthitischen Implikationsverhältnissen. Die Implikationen, seien es Kalifeldspat oder Plagioklas, sind äusserst unregelmässig, amöbenartig geformt. Zwei Extremfälle seien im folgenden besprochen:

(1) Normalperthitisches Korn. — Die feinen unregelmässigen *Plagioklasschnüre* erweitern sich zu gröberen Massen. Das ganze Plagioklasmaterial im selben Kalifeldspat, sei es spindelartig oder als grössere, zusammenhängende Masse von Kalifeldspat umgeben, ist einheitlich orientiert. Das ganze Korn ist von verschiedenen Rissen durchzogen; die meisten durchsetzen Kalifeldspat und Plagioklas; einige verheilte *Rupturen* aber lassen sich *nur in Kalifeldspat* verfolgen und verschwinden im Plagioklas. Das lässt zwei Erklärungsmöglichkeiten zu: entweder ist

die Ruptur im Plagioklas so verheilt, dass sie nicht mehr sichtbar ist, oder, und viel wahrscheinlicher: der Plagioklas ist jünger als Rupturierung und Kalifeldspat. Damit ist man vor die Frage gestellt, in welcher Form der Plagioklas seinen Platz eingenommen hat.

Da er leicht gefüllt ist, war seine ursprüngliche Zusammensetzung kaum reiner Albit, und eine Verdrängung in festem Zustand müsste mindestens eine schwache Myrmekitbildung zur Folge gehabt haben. Davon ist aber nicht die geringste Spur zu sehen. Als Erklärung hiefür müssen wiederum zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen werden: entweder ist das Plagioklasmaterial als solches in den Kalifeldspat eingedrungen, wobei mindestens anfänglich Risse eine Rolle spielten, oder eine Entmischung bis jetzt unbekannter Art hat hier stattgefunden. Die letztere Lösung wird bei einem später zu besprechenden Fall diskutiert und dort als wahrscheinlich angenommen.

(2) Kalifeldspatimplikationen in einem Plagioklas. Das Beispiel wurde im selben Dünnenschliff beobachtet. Der Gefügetyp ist gleich, nur die Mengenverhältnisse sind umgekehrt. Wer wen korrodiert, oder wer jünger ist, lässt sich hier nicht ableiten. Hingegen gibt die Orientierung, die analog zum vorigen Beispiel ist, im Falle des *Antiperthits* ein unerwartetes Bild. Die Kalifeldspatimplikationen erweisen sich nämlich als *Schnurperthite*, deren Spindelorientierung mit derjenigen des ganzen Plagioklaswirtes identisch ist. Als einfachste, wenn auch nicht einzige Erklärung hierfür ist wohl an magmatische Korrosion von Kalifeldspat durch Plagioklas zu denken. Das fortgeschrittene Stadium gibt ein antiperthitisches Bild. Sicher zeigen beide eben diskutierten Darstellungen verschiedene Stufen ein und desselben Vorgangs.

Die Beschreibung der *Ganggesteine* wäre ganz unvollständig, wenn nicht die häufig auftretende Deformation erwähnt würde. *Zerbrochene Plagioklase, verbogene Muskowite und mit Fliessstruktur rekristallisierte Quarzpartien* sind genügende Beweise dafür. Nun ist gerade in der zitierten Probe St 247 (Gang in der Tidselbjerg-Westflanke, vgl. Tf. I) folgendes bemerkenswert: neben der Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas tritt der umgekehrte Vorgang einer Kalifeldspat-infiltration in deformierte Plagioklase auf. Verschiedene Stadien von einer mengenmäßig geringen Kalifeldspatausbreitung in Rissystemen und verwerfungsartigen Abschleppungen im Plagioklas bis zu schwammartigen Durchdringungen der beiden Feldspäte kommen nebeneinander vor. Über das jüngere Alter des Kalifeldspats kann aber hier kein Zweifel bestehen, weil er von den, die Plagioklase zerbrechenden Kräften nicht beeinflusst ist.

Die soeben beschriebenen Verhältnisse wurden nur in der relativ grobkörnigen-pegmatitischen Probe St 247 vorgefunden. Bei mehr

aplitischen Nachbarapophysen folgt der Deformation keine nennenswerte Kristallisation mehr. Ein Unterschied in den Verbandsverhältnissen war im Felde nicht aufgefallen.

Auf Grund all dieser Beobachtungen und Überlegungen kommt man zu folgender Rekonstruktion des Geschehens: nach der Bildung der ersten aplitischen Gänge folgte eine Phase starker Deformation. Während dieses Geschehens, oder, vielmehr die Deformation überdauernd, erfolgten weitere Stoffnachschiebe. Schon gebildete Kristallaggregate wurden von nachfolgenden Lösungen wiederum zusammengekittet. Es besteht somit eine klare Altersbeziehung zwischen der Intrusion und wenigstens einer Deformation. Ein Rückblick auf das Studium der Paragesteinsserie zeigt, dass die Phyllite stark feingefältet sind, während die Hornfelse keine Spur einer Deformationstextur zeigen; dazwischen läuft ein Bruch durch, der die Gänge versetzt. Da trotz der verschiedenen Färbung kein Grund besteht, ihre gleiche Herkunft zu bezweifeln, ist die Bruchlinie jünger als die Gangsysteme.

Über die Altersbeziehung der Bruchbildung zu den Fältelungen in den Phylliten konnte bis jetzt noch keine stichhaltige Angabe gemacht werden. Entscheidend wird daher die Frage, wie die phyllitische Fältelung altersmäßig mit den *roten Gängen* verknüpft ist. Die Beantwortung der Frage ist nicht sehr schwierig: die Probe St 372 stammt von einem *roten Muskowit-Oligoklaspegmatit* mit hypidiomorph-bis xenomorpher Struktur. Der Gang ist unregelmäßig aderartig und durchsetzt den Phyllit mit scharfen Kontakten. Klastische Deformationsspuren treten zurück, hingegen sind gebogene Muskowite und noch markanter, gebogene Plagioklase mit einer Richtungsänderung der Zwillingslamellen bis zu 25° ohne Bruch im selben Individuum nicht selten. Der Gang wird als synkinematisch-intrusiv betrachtet.

Die Probe St 370 stammt aus einem ebenfalls ausgeprägt *roten Muskowit-Albit-Kalifeldspatpegmatit*. Der Gang verhält sich genau gleich wie der vorige, zeigt aber keinerlei Deformationsspuren. Dieser Pegmatit ist jünger, d. h. postkinematisch. Ferner fällt beim letztgenannten Gang noch eine eigenartige Struktur auf. Das Gefüge besteht aus mehr oder weniger isometrischen *Kalifeldspat*-Xenoblasten. Dazwischen findet sich eine retikulare Masse von *Albit*leisten. Die Korngrösse der idiomorphen bis hypidiomorphen Albitkristalleide nimmt von der Mitte der retikularen Massen beidseits gegen die Kalifeldspat-Xenoblasten zu. Die grössten Albitleisten (bis 1 mm) ragen in auffälliger Weise in den Kalifeldspat hinein. O. ANDERSEN (1929, S. 172, Bilder Pl. IV, 2-4) beschreibt ähnliche Pegmatite und deutet sie in der Weise, dass Kalifeldspat zuerst ausschied, während die Plagioklase, deren Kristallisation etwas später einsetzte, beim weiteren simultanen

Wachstum erst vor sich her geschoben und später bei der Einengung des Kristallbreis xenoblastisch von Kalifeldspat umwachsen wurden. Diese Erklärung dürfte auch hier zutreffen.

Die Analyse der Sukzessionen zeigt somit im wesentlichen, dass die Entstehung des mit der Genese des Migmatitkomplexes verbundenen, aplitgranitoiden und pegmatitischen Gangmaterials prä- bis postkinematisch war. Über die Entstehungsweise der Gänge vom Typus St 247 wurde absichtlich nichts Näheres gesagt. Stoffverdrängungen unbekannter Natur haben eben Strukturen geschaffen, in welchen kaum noch Anzeichen für eine Kristallisation aus ionendisperser Phase zu finden sind. Die roten pegmatoiden Gänge hingegen sind ohne jeden Zweifel echte Intrusionen. Zusammenfassend ist zu sagen: die Tektonogenphase stimmt zeitlich mit dem Migmatitisierungsprozess überein.

Diese Feststellung ist von weittragender Bedeutung für die Interpretation der *Alumosilikat-Phyllite*. Besagt sie doch, die Bildung von Andalusit, Staurolith und wahrscheinlich auch Sillimanit sei postkinematisch. Die Entstehung dieser Mineralien wird deshalb wohl mit der Migmatitisierung in ursächlichem Zusammenhang stehen. Dass dies für Chlorit, Biotit und Granat auch gilt, ist damit nicht gesagt. Im Gegenteil, die weitere Untersuchung liefert Beweise dafür, dass die eigentliche Metamorphose der Paragesteinsserie älteren Datums ist.

Für die Beziehung der Gänge zu den Mineralneubildungen ist eines besonders interessant. Es fällt nämlich auf, dass die Alumosilikate *Andalusit* und *Staurolith* am Kontakt zu den Gängen *als Salbänder* angereichert sind. Ebenso ist eine Häufigkeitszunahme von *Turmalin* vor allem in den Phylliten bei Annäherung an die Kontakte festzustellen.

Da keine chemischen Reihenanalysen vorliegen, konnte nicht festgestellt werden, woher das Aluminium für die Bildung der Alumosilikate kommt. Das Problem sei immerhin angetönt — WENK (1954) hat an Hand der Knækdalen-Serie in NO-Grönland gezeigt, dass bei zunehmender Metamorphose die Summe $Si + Al^1$) zwar konstant bleibt, dass *Al* dabei aber abnimmt und *Si* umgekehrt zunimmt. Solche Gleichgewichtsverlagerungen werden als interne Stoffaustauschvorgänge der metamorphen Serie betrachtet. Kommt man nun in den Bereich der Mischgesteine, so sinkt der *Al*-Gehalt sprunghaft ab. Die Frage, wohin das *Al* wandert, musste offen gelassen werden.

Neben anderen Autoren hat auch ZWART (1958) solche Stoffverschiebungen verfolgt. Auch er findet einen starken *Al*-Abfall in Richtung Granit, nimmt jedoch vorläufig an (weitere Untersuchungen werden angekündigt), *Al* sei in die Glimmerschiefer abgewandert. Hierzu wäre

¹⁾ Kationen-Proportionen.

nun einzuwenden, dass die Glimmerschiefer an sich nicht *Al*-reicher sind, als dies für metamorphe, tonige Sedimente zu erwarten wäre. Im Gegenteil, das Beispiel Knækdalen lehrt, dass die metamorphen Sedimente in Kontakt Nähe schon *Al*-ärmer sind als die weniger metamorphen Äquivalente. Die von ZWART (op.cit.) als kritisch betrachtete Sillimanitneubildung könnte eben auch andere Ursachen haben. Mit anderen Worten: auch hier ist die Antwort auf die Frage, wohin das fehlende Aluminium gekommen sei, nicht ganz abgeklärt. Die obigen Ausführungen zeigen auch für unser Beispiel, wie problematisch die Entstehung der Alumosilikate ist, selbst wenn ihre Bildung zeitlich mit der Migmatitisierung zusammenfällt. Nur chemische Reihenanalysen, welche den alumosilikatischen Stoffkonzentrationen ausgleichend Rechnung tragen, können die Voraussetzung für das Studium der Austauschvorgänge schaffen.

C. Der helle Migmatitkomplex

Die Abgrenzung des Migmatitkomplexes ist im Osten durch die dachförmig auflagernde Paragesteinsserie gegeben, während im Westen eine steilstehende, gegen Süden flacher werdende Schubbahn die Migmatite gegen kristalline Schiefer versetzt. Ist also die Grenze im Osten wahrscheinlich intrusiv, mehr oder weniger konkordant und durch Deformation verhältnismässig wenig beeinflusst, so integrieren sich die zahlreichen Scherflächen im Westen zu einem grösseren Dislokationsbetrag. Aber auch im Inneren des Migmatitkomplexes können sich die differenziellen Bewegungen zu grösseren Verschiebungen summieren, was zu intensiver Kataklase Anlass gibt, wobei Rotfärbung ein charakteristischer Begleitumstand ist. Das Schwergewicht der Verschiebungen lag in einem Zeitpunkt nach der Migmatitbildung. Gewisse Erscheinungen lassen aber darauf schliessen, dass schon Bewegungen nach demselben Plan während der Intrusion erfolgten. Es ist deshalb anzunehmen, dass die Migmatitisation und die Hauptbewegungen zum selben gebirgsbildenden Geschehen zu rechnen sind.

Die Mischgesteinsserie ist im Wordies Bugt-Profil ca. 2200 m mächtig und hat einen sehr komplexen Charakter. Eine Reihe von Photographien gibt einen Begriff von der Mannigfaltigkeit der Erscheinungen:

Figur 19: mehr oder weniger konkordante, das schiefrige Paläosom aufblätternde Granitoidlagen.

Tafel II: eine mächtige, unregelmässig-wolkige, pegmatitisch-granitoide Masse dringt diskordant in das Paläosom ein.

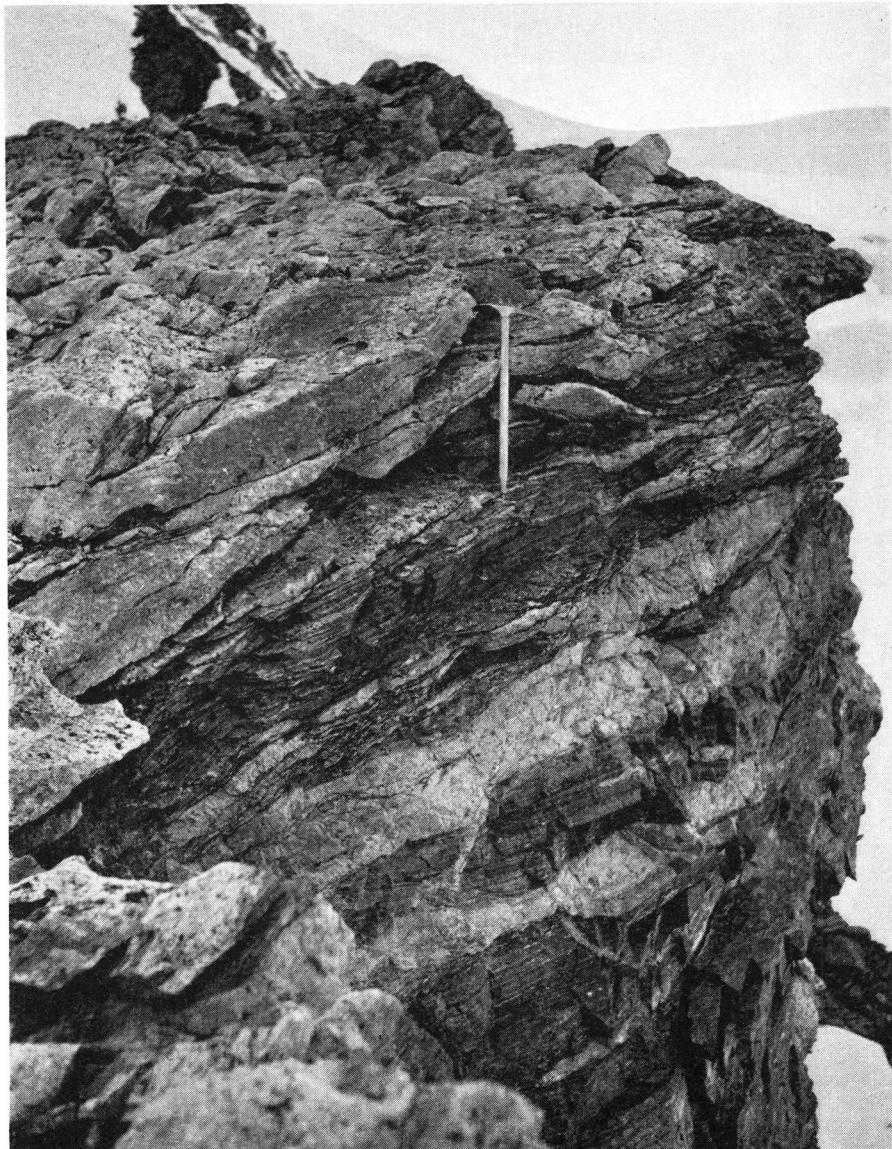


Fig. 19. Mehr oder weniger konkordante, das schiefrige Paläosom aufblätternde Granitoidlagen. Wordies Bugt. Profil.

Tafel III: Detail aus der unteren rechten Ecke des vorigen Bildes. Das Paläosom selbst ist von ptygmatisch gefalteten Adern durchzogen. Ob das Material venitischer oder arteritischer Natur ist, lässt sich im Felde nicht entscheiden. Dass ein Paläosomstück an der Verzweigung zweier Adern aus seiner ursprünglichen Lage herausge-

dreht erscheint, deutet eher auf eine bewegte Schmelze und auf eine gewaltsame Platznahme, als auf transformistische Bildung (replacement dike).

Tafel IV A, B: Intensive Durchmischung und plastische Deformation in einem tieferen Niveau (Küstenlinie, Wordies Bugt).

Figur 20: Schollenmigmatit aus der Gipfelpartie des Agnesbjerges mit mächtigen heterogenen Xenolithen in fliestexturierter granitoider Matrix. Die Xenolithe sind mehr oder weniger kanten gerundet und werden als Rollkörper in einer Schmelze betrachtet.

Figur 20 und Tafel V: Ein teils synintrusiv zerlegter, teils postkristallin zerscherter, primär sedimentogener Xenolith liegt in einer hybrid- granitoiden bis relativ homogenen Granitoidmasse. Das Bild stammt von den tiefsten Aufschlüssen an der Küste der Wordies Bugt und ist charakteristisch für den höchsten noch aufgeschlossenen Grad der Granitisierung.

Die aus dem Feldbefund abgeleitete Interpretation schliesst das Bild einer dynamischen Entwicklung dieses Mischgesteinsskomplexes in sich. Es soll in der Folge versucht werden, eine Beziehung herzustellen zwischen dem aus der Felderfahrung gewonnenen Bild und den aus der mikroskopisch-physiographischen Untersuchung zu erhaltenen Daten.

Wie am Nordhoeks Bjerg, so wird auch hier die Nebenmasse, das Akyrosom, zuerst behandelt. Was hier mengen- und erscheinungsmässig zurücktritt, ist nicht der Granitoid, sondern das Paläosom.

1. Das Paläosom

Der lagige, generell N—S streichende und gegen Osten einfallende Verband, wie er in der Paragesteinsserie schon angetroffen wurde, setzt sich als älteres Bauelement im Migmatitkomplex fort. Als lithologische Gruppen sind folgende drei Gesteinstypen zu unterscheiden:

1. Die Hauptmasse des Paläosoms wird von *Biotit/Chloritschiefern* gebildet. Diese Paragesteine gehen in phlebitische oder stromatitische *Gneisse* über. Stofffiltration führt über nebulitische Gesteine zu *Hybridgranitoiden*.
2. *Gneisquarze* als Einschaltungen in den Biotitschiefern vermitteln den Übergang zur östlich anschliessenden Paragesteinsserie. Sie stellen rekristallisierte Hornfelse dar und machen einen geringen Teil des Paläosoms aus.
3. Reste von geringmächtigen, ehemals karbonatischen Einlagerungen sind selbst in hochgradig granitisierten Partien als *Kalksilikatschollen*



Fig. 20. Gipfelpartie des Agnes Bjerg. Schollenmigmatit mit mächtigen heterogenen Xenolithen in fliestexturierter granitoider Matrix.

erhalten geblieben. Sie machen den geringsten, aber interessantesten Teil des Paläosoms aus.

a. *Die Schiefer* sind eintönig in ihrer Zusammensetzung. Sie haben aber das wichtige gemeinsame Merkmal, dass Kalifeldspat völlig fehlt. Erst bei verstärkter Einflussnahme des Neosoms beginnt Kalifeldspat aufzutreten. Es sind dann erst Rissfüllungen und bei weiterer Annäherung an das Neosom poikiloblastisch bis xenoblastisch sich entwickelnde Kalifeldspatmassen. In einem besonderen Falle, von dem noch die Rede sein wird (St 222, 223), war sogar eine vom Neosom ausgehende

„Miniaturkalifront“ zu beobachten. Die Spitzen dieser Front werden durch schwammartige Poikiloblasten gebildet, welche sich bei gleichzeitiger Aufhellung des Gesteins sehr bald zu nicht weiter auffallenden Xenoblasten konsolidieren. Was sich hier im Kleinen abspielt, ist analog zur Kalifeldspatisierung, wie sie in viel grösserem Massstab vor allem im Neosom des Nordhoeks Bjerges stattgefunden hat, und dort beschrieben ist.

Im übrigen sind die Schiefer xenoblastische bis lepidoblastische Gefüge von *Plagioklas*, *Quarz* und *Biotit* oder *Chlorit*. In Wirklichkeit wurde normaler, brauner Biotit mit nur ganz minimen Übergängen zu Chlorit (anormale Interferenzfarben) nur in einem Falle gefunden (St 280). Gleichzeitig ist dort der Plagioklas klar und unbestäubt mit einem An-gehalt von 12 % (*Albit-Oligoklas*). In allen anderen Fällen ist der Glimmer stets ein Chlorit mit stellenweise normalen Interferenzfarben und höherer Doppelbrechung, Einlagerungen von Muskowit und einem unbestimmbaren, hoch doppelbrechenden, ballig-feinverteilten Mineral, wahrscheinlich Rutil. Das Auftreten von Chlorit ist ausnahmslos verknüpft mit einer Bestäubung des Plagioklases. Es sind Albit-Oligoklase mit rund 10 % Anorthit. Quarz ist normalerweise undulös auslöschen. Einzig beim Biotitschiefer scheint der Quarz spät rekristallisiert zu sein, sodass undulöse Auslösung dort ganz zurücktritt.

b. *Die Gneisquarze* entsprechen in ihrer Zusammensetzung den Hornfelsen, unterscheiden sich aber in struktureller Hinsicht. Die Hornfelsstruktur ist durch Rekristallisation verloren gegangen. Das Gefüge ist granoblastisch bis lepidoblastisch gestreckt. Quarz als Hauptgemengteil (ca. 85 %) bildet grosse, verzahnte, undulös auslöschen Individuen. Übrige Gemengteile: bestäubter *Plagioklas* (10-15 %) und *Chlorit* (0-5 %), ferner \pm *Zirkon* und *Erz*. Als Übergang zu den Kalksilikatgesteinen ist die Probe (St 238 B) zu betrachten. Es ist eine granatführende Saussurit-Hornfelsscholle in pegmatitisch-porphyrischem Granitoid.

c. *Die Kalksilikathornfelse* haben stets eine granoblastische Mosaikstruktur von basischem Plagioklas und Quarz. In diesem Gefüge sprossen verschiedenerlei Poikiloblasten, von denen als neue Erscheinung ein Mineral der *Diopsidreihe* charakteristisch ist. Es tritt nur im Bereich der Migmatitisierung auf und wurde in zwei Fällen fedoroffiert:

St 215: 2Vz 62°

Winkel x/c 46°

Spaltwinkel 93°

St 287: 2Vz 60°

Winkel x/c 44°

Spaltwinkel 93°

beide hell-gelblich-grünlich und kaum pleochroitisch.

Der Diopsid ist näher als Ferrosilit zu bezeichnen.

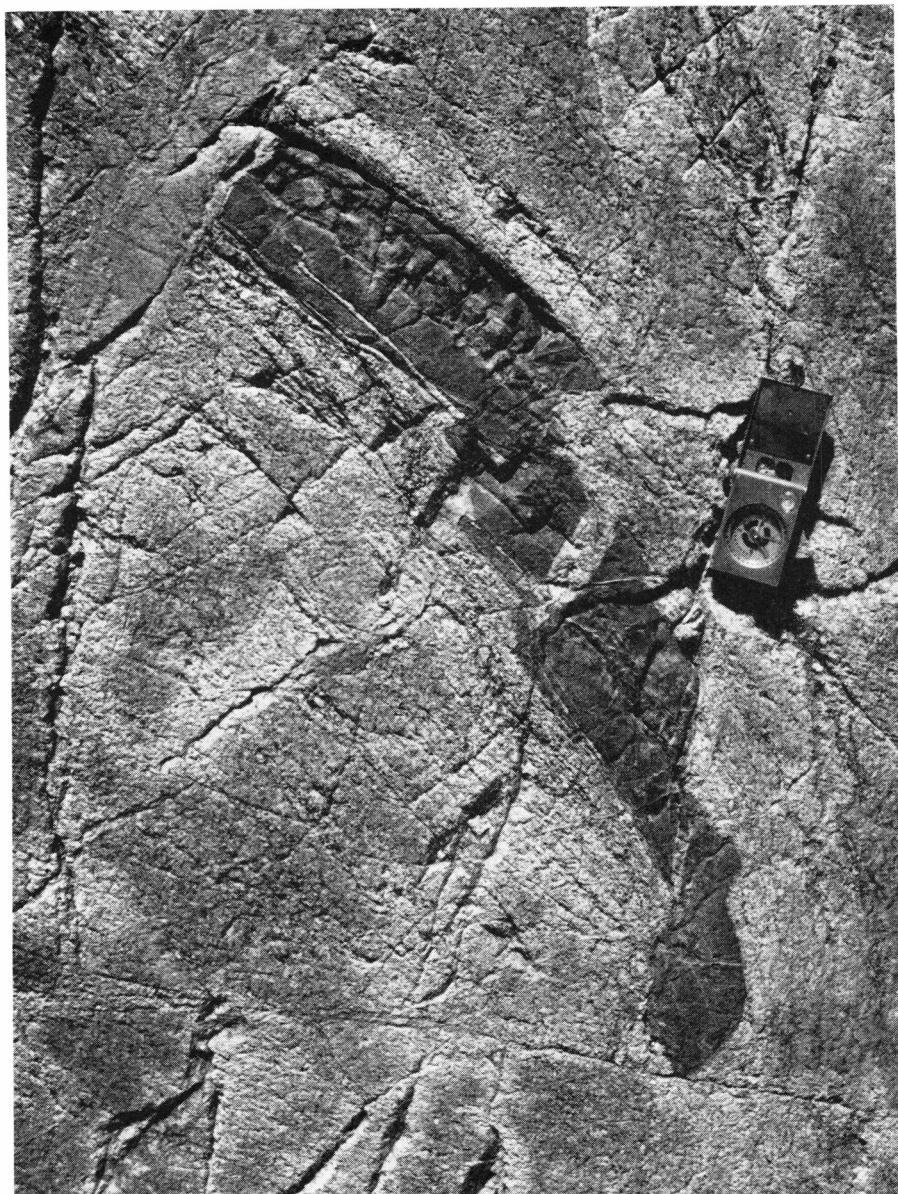


Fig. 21. Tiefste Aufschlüsse an der Küste der Wordies Bugt. Teils synintrusiv zerlegter, teils postkristallin zerscherter, primär sedimentogener Xenolith liegt in einer granitoiden bis relativ homogenen Granitoidmasse.

Die Hornfelse sind entsprechend der Primärschichtung oft gebändert, wobei folgende Zusammensetzungen sich ablösen können (St 287):

granatführender Hornblende-Hornfels,
granatführender Diopsid-Hornfels,
diopsidführender Granat-Hornfels.

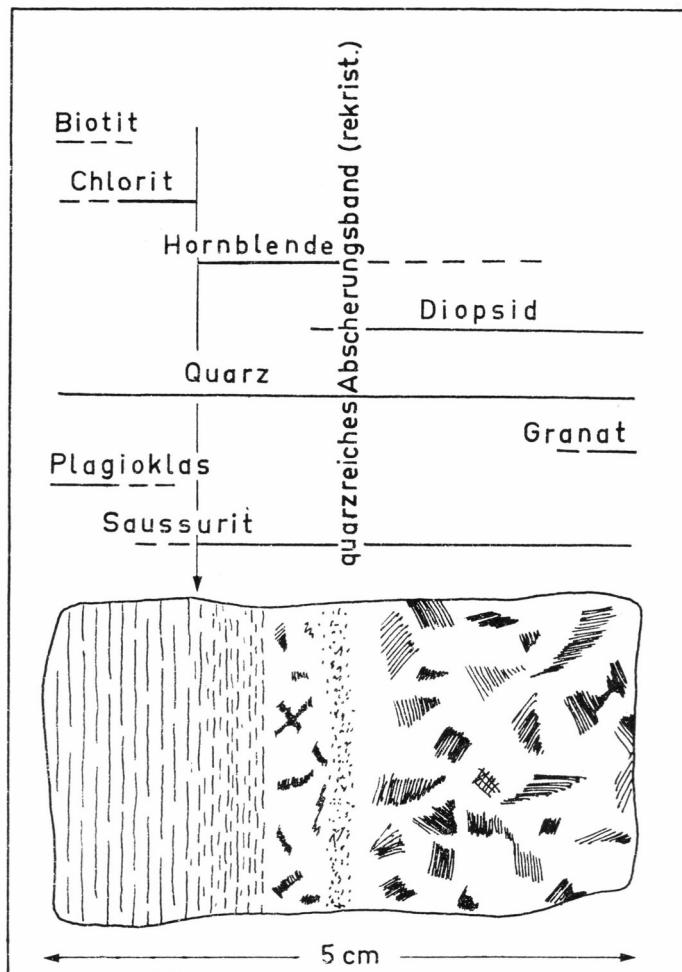


Fig. 22. Kalksilikatband (St 215).

In anderen Proben sind Granat-Diopsid-Quarzit- oder reine Granatfelsbänder zu finden. Die in vorliegender Zone stabilen Ca-haltigen Silikate: basischer *Plagioklas*, *Diopsid*, *Granat*, *Hornblende*, *Klinozoisit* und in beschränkterem Masse *Titanit* erlauben eben innerhalb der Phasenregel verschiedene paragenetische Kombinationen (vgl. Fig. 22).

Die Hornblende aus St 287 wurde fedoroffiert; folgende Daten wurden gefunden:

2Vx 72°	Pleochroismus:
Winkel Z/c 14—15°	Z bläulich-grün
Doppelbrechung ca. 0,021	Y dunkel gelb-grün
	X hellgrün

Sie bildet grosse, Idiomorphie anstrebbende Poikiloblasten. An der Grenze zu einem diopsidreichen Band durchwachsen sich

Hornblende und Diopsid, wobei die Hornblende älter zu sein scheint. In derselben Probe wurden die Anorthitgehalte des Plagioklases an zwei Stellen zu 65 % An und 100 % An bestimmt. Bei den meisten Proben ist der Plagioklas teilweise oder völlig in ein Gemenge von Sericit, Karbonat, Zoisit, Chlorit und Epidot zersetzt. Daraus entwickelt sich Diopsid, was oft gut zu verfolgen ist.

Quarz ist in vielen Fällen rekristallisiert; undulöse Auslöschung fehlt meist; die sonst so verbreiteten Deformationsspuren sind in den Kalksilikatgesteinen selten.

2. Das Neosom

Der Migmatitkomplex ist, was das Neosom betrifft, nicht aus einem Guss. Feldgeologisch fallen soche Verhältnisse natürlich auf, und es hält nicht schwer, aplitische Durchschüsse als jüngste Glieder intrusiver Tätigkeit zu erkennen. Geht man weiter, so wird es wegen der allgemein plastischen Textur und der intensiven Durchkneutung schwierig, konkrete, die Altersbeziehungen betreffende Angaben zu machen.

Die petrographische Durchsicht erlaubt es hingegen, wenn auch keine zeitliche, so doch mineralogisch eine weitere Trennung vorzunehmen. Das Kriterium dafür musste bei der allgemeinen Kalibetonung des Neosoms ein Fehlen von Kalifeldspat sein. Andere petrographische Kriterien sind nicht beizubringen.

Folgende Gesteine sollen besprochen werden:

- (a) Alkaligranitoide ohne Kalifeldspat:
feinkörniger Granit mit Gneisschollen,
nebulitischer Phlebit.
- (b) Alkaligranite mit Kalifeldspat:
mittelkörniger Granitoid,
pegmatitischer Granitoid,
- (c) Pegmatitische Granitoide
- (d) Mischgesteine fortgeschritten Granitisierung,
- (e) junger Aplitgranitoid,
- (f) rote und rötliche Granitoide der Störungszonen
innerhalb des Migmatitkomplexes.

a. Alkaligranitoide ohne Kalifeldspat

St 260 aplitischer Albit-Alkaligranit. — Struktur: hypidiomorph bis xenomorph graneid bis granoblastisch. Ein Gemisch von 50 % hypidiomorphem, bestäubtem Plagioklas und 45 % retikularen Zwickelfüllun-

gen von Quarz, sowie 5 % typisch zum Neosom gehörenden *Muskowits* geht unmerklich über in die Paragneisschollen. Was sich dabei aber sogleich ändert, ist die Struktur — sie wird panxenomorph, ohne dass sich der Stoffbestand wesentlich ändern würde. Eine Zwischenzone ist gekennzeichnet durch ungeregelte *Chloritfetzen*. Allmähliche Einregelung des Chlorits vermittelt den Übergang zum Paragneis.

Das Neosom wird als ionendisperse Injektion betrachtet. Die Kontaktnahme mit dem Paläosom ist ein weiter nicht definierbarer Vorgang von Aufschmelzung und Auflösung.

St 220 nebulitischer Chlorit-Albit/Oligoklas-Phlebit. In den leukokraten Bändern und Schlieren besteht eine Tendenz zu Hypidiomorphie des *Plagioklases*, sonst ist die Struktur granoblastisch panxenomorph. Der Plagioklas ist wechselnd bestäubt; der Anorthitgehalt liegt um 10 %. Reichlich *Chlorit*, welcher aus Biotit entstanden ist, markiert die Schlieren. Im Chlorit sind kleine Mengen von *Muskowit*, *Rutil*, *Epidot* und *Karbonat* eingelagert. Quarz ist amöboid rekristallisiert und undulös auslöschend. Die Deformation wirkte postkristallin, wurde aber von der Quarzregeneration überholt. Im Zusammenhang mit der Deformation infiltrierte Kalifeldspat in geringen Mengen hauptsächlich längs Rissen.

Die Zusammensetzung des Phlebites entspricht dem Paläosom, wie er bereits beschrieben wurde, doch wird das Gestein als Produkt der plastischen Durchmischung von Paläosom mit Albit-alkaligranitischem Stoff betrachtet.

b. Alkaligranite mit Kalifeldspat

Mittelkörnige Granitoide. — Mineralbestand: 30 % *Plagioklas* (Albit 5—10 % An), 30—40 % Kalifeldspat, 30—40 % Quarz, wenig *Muskowit*. Die Struktur ist überwiegend xenomorph mit auffallender gegenseitiger Korrosion. Wenige hypidiomorphe Plagioklase lassen eine primäre Kristallisation aus ionendisperser Phase vermuten. Die Form des *Kalifeldspates* ist dann durch den Plagioklas bestimmt, sodass weiter angenommen wird, ein Teil des Kalifeldspats sei direkt aus der Schmelze erstarrt. Strukturbestimmend war aber ein intensiver, spät- bis postkristalliner Stoffaustausch. Kalifeldspat verdrängte Plagioklas kristalloblastisch, während Quarz beide Vorigen korrodiert. Quarz scheint übrigens zwei Generationen zu bilden, was daraus hervorgeht, dass eigentümliche perlartige Quarztropfen unter einheitlicher Orientierung in Kalifeldspat eingelassen sein können, unter sich aber nicht kommunizieren und rückwärtig von anders orientiertem Quarz abgeschnitten werden (Fig. 23).

Der Kalifeldspat ist perthitisch entmischt; orientierte Plagioklassäume sind vorhanden, wenn auch nicht häufig; unbestäubte *Albit*-

säume zwischen Kalifeldspat und Plagioklas sind hingegen die Regel. Der primäre Kalifeldspat war zweifellos ein Orthoklas, doch zeigt verschiedentlich sichtbare, schwache Gitterung die beginnende Triklinisation an.

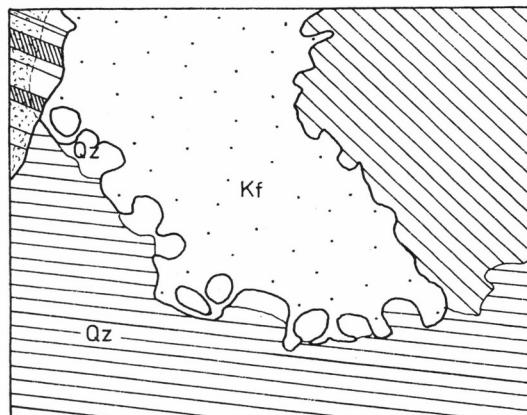


Fig. 23. Mittelkörniger Alkaligranit mit Kalifeldspat. Quarz korrodiert einen Kalifeldspat, der seinerseits einen Plagioklas kristalloblastisch verdrängt (St 261)

e. Pegmatitische Granitoide

Die Probe St 223 ist ein typischer Vertreter dieser Gruppe. Die Frage, ob die grossen leukokraten Massen und feinen Ptygmate venitischer oder arteritischer Entstehung sind, wurde bereits aufgeworfen, doch konnten die Feldindizien nicht genügend Hinweis für eine sichere Antwort geben.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt folgendes: ein teilweise graneid-hypidiomorphes *Plagioklasgefüge* enthält retikular-xenomorphe *Kalifeldspat*. Das Gefüge ist aber mehrheitlich xenomorph wegen der ausgedehnten Kristalloblastese von Kalifeldspat und der korrosiven Wirkung von Quarz. Die Kalifeldspate sind ungegittert und perthitisch entmischt; *Albitsäume* gegen Plagioklas, sowie orientierte Intergranularsäume sind häufig; die *Perthitisierung* ist teils älter, als die vielen Gefügerupturen, teils jünger als diese. Die Kalifeldspatkristalloblastese macht sich bei etwa daumendicken Ptygmaten bis zu einigen Zentimetern in das Paläosom hinein bemerkbar. Diese Tatsache fällt deswegen auf, weil das Paläosom sonst praktisch frei von Kalifeldspat ist.

Die Schlussfolgerungen lauten:

- (i) Die Entstehung der ptygmatischen Adern und grösseren Pegmatoidmassen durch venitische Stoffkonzentration ist völlig ausgeschlossen. Das leukokratische Material intrudierte in ionen-disperser Phase und ist arteritischen Ursprungs.

- (ii) Die Kaliumzufuhr überdauerte die Erstarrung.
- (iii) Die Arterite wirkten sozusagen als „Leitungen“ für eine, unter vorliegenden Bedingungen beschränkte Kalium-Metasomatose in das Nebengestein.

d. Mischgesteine fortgeschritten Granitisierung

Diese Gesteine unterscheiden sich vom eigentlichen Neosom durch betont xenoblastische Struktur und die Häufigkeit von *Chlorit* in regelloser Verteilung, als flaserige Putzen oder unregelmässige Ansammlungen. Es kann eine gneissige Textur vorherrschen, wobei sich Paläosomtextur, Fliess- und Scherungstexturen ursächlich überlagern. Auch eigentümliche Deformationstrukturen mit auseinander gerückten Porphyroblasten oder wollsackartig zerlegten Kalifeldspäten, welche auf eine Verformung in semiplastischem Zustand deuten, gehören hierhin.

Zu der Gruppe gehören ferner die kalifeldspatreichsten Gesteine mit ca. 80 % xenomorph-porphyrischen *Kalifeldspatpoikiloblasten* (grobporphyrischer Alkaligranit). *Chlorit*, *Muskowit*, *Plagioklas* (Albit-Oligoklas) und *Quarz* sind intergranular zusammengedrängt oder als Implikationen in den Porphyroblasten enthalten. Der Kalifeldspat ist stets triklin, mindestens teilweise diffus gegittert und perthitisch entmischt; Albitsäume sind häufig.

e. Jünger Aplitgranitoid

Mineralbestand:

	St 286 A*	St 286* (Randfazies)
Alkalifeldspat	29,8	25,4
Myrmekit	2,1	1,8
Plagioklas	30,3	21,8
Quarz	28	35
Muskowit	5	13
Chlorit	2	1
Biotit		1

Die Probe St 286 entstammt einem hellen, feinkörnigen, homogenen, diskordanten Aplitgang mit scharfen Kontaktten. Das Gefüge ist hypidiomorph und erhält sein Gepräge durch schöne Kristalleide von oszillierend-normalzonarem *Plagioklas* mit Tieftemperatur-Optik. Die Körner sind meist im Kern sericitisch gefüllt; der Rest ist aber klar und unzersetzt, sodass die Anwachszenen gut zu erkennen sind. Der Anorthitgehalt variiert von 24 % An im Kern bis 10 % An in der äussersten Schale. An der Grenze zu *Kalifeldspat* ragen oft grössere Myrmekitzapfen vom *Plagioklas* in den Kalifeldspat hinein. Die beiden Glimmer, *Muskowit* und *Chlorit* kommen nesterweise zusammen vor.

Gegen den Kontakt mit dem Nebengestein (phlebitischer Biotitschiefer) hin ändert der Aplit seine Zusammensetzung. Das Gefüge wird mehr xenomorph. Kalifeldspat und Plagioklas treten etwas zurück zugunsten von Muskowit (oder Paragonit?) und Quarz. Es entsteht dabei ein eigenartiges Gefüge, indem der helle Glimmer myrmekitartig-kristalloblastisch von der Intergranularen aus in die Kornarten Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat hineinzugreifen beginnt. Die Natur der feinen, vom Rand schlauchartig in den Glimmer hineinragenden Implikationen konnte nicht bestimmt werden. Gleichzeitig, wenn auch seltener, findet sich hier der seltsam wollsackartig zerlegte Kalifeldspat wieder (vgl. Fig. 24).

Nebenbei mag noch etwas anderes erwähnt sein: die Kalifeldspäte zeigen, wie gesagt, Anzeichen von Entmischung. Die innerhalb des Kalifeldspatanteils entmischt Plagioklaskomponente wurde ihrer geringen Menge wegen bei der volumetrischen Bestimmung vernachlässigt. Hingegen konnte der sekundäre Plagioklas in Form von *Myrmekit* an der Grenze Kalifeldspat-Plagioklas gut berücksichtigt werden. Interessanterweise macht nun Myrmekit sowohl im Aplitgang selbst, als in seiner anders zusammensetzten Randfazies den selben Prozentsatz der Summe Kalifeldspat + Myrmekit aus. Diese Beziehung gilt nicht für das Verhältnis Myrmekit zu Plagioklas + Myrmekit:

	Aplitgang	Randfazies
Alkalifeldspat	29,8 %	25,4 %
Myrmekit	2,1 %	1,8 %
Plagioklas	33,3 %	21,8 %
Myrmekit	6,6	6,6
Alkalifeldspat + Myrmekit		
Myrmekit	5,9	7,6
Plagioklas + Myrmekit		

Diese Beziehung, d. h. die Proportionalität zwischen Myrmekit- und Kalifeldspatgehalt, muss natürlich an weiteren Beispielen auf ihre Stichhaltigkeit hin überprüft werden. Sie würde die bereits geäusserte Vermutung bestätigen, dass nämlich auch der Myrmekit ein Entmischungsprodukt aus Kalifeldspat ist.

Der soeben gemachte Vergleich eröffnet noch zwei interessante Aspekte. Der erste bezieht sich auf den Kalifeldspat, während der zweite die Art der Kontaktnahme des Ganges betrifft. Da der Kalifeldspat offensichtlich im ganzen Gang derselbe sein muss, und da ferner sämtlicher Sekundär — Plagioklas durch Entmischung entstanden sein soll, muss das Verhältnis $\frac{\text{Myrmekit}}{\text{Alkalifeldspat} + \text{Myrmekit}} = 6.6$ plus (kleine Korrektur für den unberücksichtigten Anteil der Perthitspindeln)

natürlich unabhängig vom Kalifeldspatanteil sein. Diese Verhältniszahl als Mass für die ursprünglich zugemischte Plagioklasmenge ist hingegen eine Funktion von Temperatur, Druck und Stoffkonzentration. Es ist deshalb nicht verwunderlich, wenn dasselbe Verhältnis bei zwei verwandten Aplitgängen (St 312 und 323) nicht 6,6 sondern 7,5 respektive 7,9 ergibt, während die Verhältnisse $\frac{\text{Myrmekit}}{\text{Plag.} + \text{Myrmekit}}$ in den beiden Apliten wiederum weit auseinander liegen.

Was die anders zusammengesetzte Randfazies betrifft, so treten hier die sicher im wesentlichen ionendispers zugeführten Bestandteile *Plagioklas* und *Kalifeldspat* etwas zurück. Obwohl die Vorgänge, die zur anders gearteten Randfazies geführt haben, unbekannt sind, wird doch vermutet, Stoffausstauschvorgänge zwischen Neosom und Paläosom seien daran Schuld. Dass bei all dem der Aplitgang sich in Textur und Struktur vom Nebengestein krass abhebt, wobei aber ein sichtbares Salband fehlt, zeigt, wie kritisch die Frage zu prüfen ist, ob ein Gang wirklich transformistischer oder intrusiver Entstehung ist. Es scheint fast, als seien „Replacement Dikes“ und Intrusivgänge mit scharfen Kontaktten extreme Erscheinungsformen ein und desselben Vorgangs.

f. Die roten Gesteine der Störungszonen innerhalb des Migmatitkomplexes.

Mineralbestand (Granitoide):

	St 216*	St 267*	St 290*	St 276*
Alkalifeldspat	45	45	35	34
Myrmekit		2	1	
Plagioklas (Albit) . . .	34 (0 % An)	24	24 (2 % An)	22
Quarz	17	21	34	32
Muskowit	4	8	4	10
Chlorit		1	2	3

Die Rotfärbung ist ein gemeinsames Merkmal mineralogisch verschiedenartiger Gesteine; besonders, da zu den Granitoiden noch ebenfalls rote chloritreiche Phlebite gehören. Hingegen sind ausser der roten Farbe noch einige andere Merkmale charakteristisch und regelmässig anzutreffen. Es sind dies:

1. panxenomorphe Strukturen;
2. eine Deformation, welche zu einem kataklastischen Gefüge, das durch späte Stoffzirkulation wiederum regeneriert wurde, führte.
3. Eigentümlichkeiten der Kalifeldspäte: — (a) unregelmässige, diffuse Gitterung bei stets vollständiger Triklinisation. Perthitische

Entmischung ist die Regel. Die Spindeln folgen hie und da den Gefügerupturen; die Entmischung gehört mit der Regeneration zur jüngsten Phase. — (b) Kalifeldspat wurde ebenfalls postkristallin durch Quarz und Muskowit eigentlich wollsackartig zerlegt (Fig. 24).



Fig. 24. Retikulare Gefüge von Quarz und Muskowit in Kalifeldspat (St 267).!

4. Plagioklas und Kalifeldspat durchdringen sich wiederum in eigenartiger Weise, wie dies schon einmal beschrieben wurde.
5. Muskowit fällt durch myrmekitartige Implikationen auf.

Myrmekitartiger Muskowit und wollsackartige Kalifeldspatzerlegung beruhen wahrscheinlich auf Stoffaustauschvorgängen, wobei möglicherweise an eine Kombination von Deformation, Kristallblastese und partieller Aufschmelzung zu denken ist. Dies wurde früher schon auf Grund der gegenseitigen Durchdringerung von Plagioklas und Kalifeldspat (S. 28) vermutet.

Es sei hier ein weiterer Fall interessanter Strukturverhältnisse diskutiert (Fig. 25). Zwei *Perthit*-Individuen A + B werden von einem Plagioklassaum getrennt. Der Saum ist zweigeteilt, wobei die eine Hälfte mit den gegenüberliegenden *Perthit*adern einheitlich auslöscht und umgekehrt (1 Pfeil). Das eine *Perthit*individuum A ist von einem

Plagioklas C umgeben, welcher den Kalifeldspat zerlegt und fjordartig in ihn hinein greift. Die Perthitadern dieses Kalifeldspates A löschen gleich aus wie der Plagioklas C. Ein Stück Intergranularraum (2 Pfeile), welches mit den Perthitadern von B gleich auslöscht und sich als Entmischungsprodukt ursprünglich in den Kalifeldspat A hineingefressen hatte, stösst nun direkt an den Plagioklas C. Der Kalifeldspat A wurde

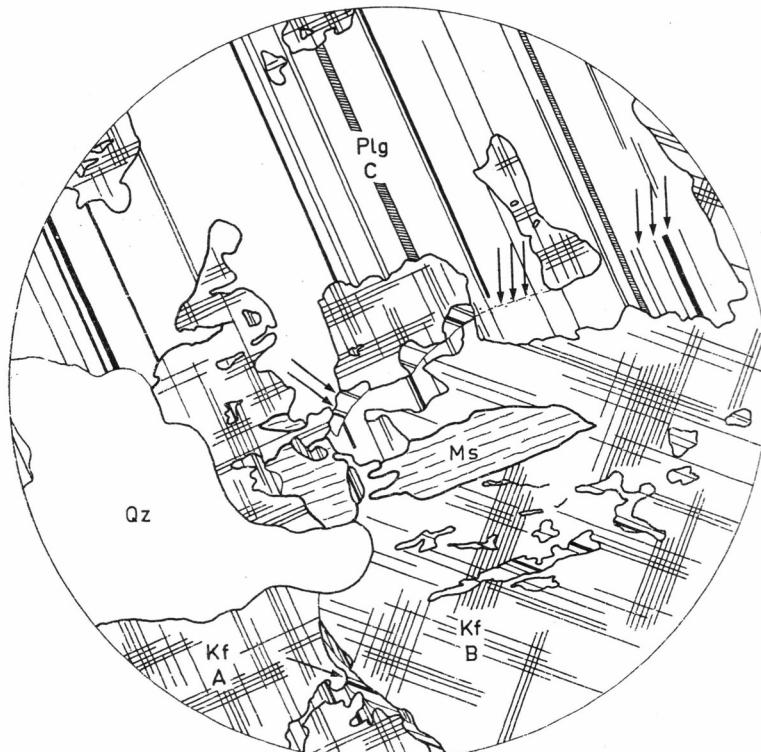


Fig. 25. Korrosion von Kalifeldspat durch Plagioklas (St 191).

also nach oder während der Entmischung vom Plagioklas C verdrängt. Die Plagioklaskristalloblastese schreitet unter Beibehaltung der gegebenen Orientierung in den Kalifeldspat B fort. Pigmentunregelmässigkeiten und ein Absetzen der Plagioklaslamellen (3 Pfeile) deuten die ursprüngliche Korngrenze zwischen den Kalifeldspäten A und B noch an.

Die Korrosion von Kalifeldspat durch Plagioklas darf hier als sicher angenommen werden. Auffällig ist wiederum das Fehlen von myrmekitischen Quarzimplikationen. Da der Plagioklas ein *Oligoklas* ist, wäre Myrmekitbildung zu erwarten gewesen. Ferner ist die gleiche Auslösung der feinen intergranularen Entmischungssäume, der Perthitadern und des grossen Plagioklasindividuums schwer zu

verstehen. Da das Ganze alle Anzeichen echter Kristalloblastese, d. h. von Wachstum in festem Kornverband trägt, ist der Gedanke nicht von der Hand zu weisen, die merkwürdigen Kornbeziehungen seien als Ganzes ein Produkt der Entmischung eines metastabilen K-Na-Ca-Mischfeldspates, wobei jener Mischfeldspat ein derart gebautes Si-Al-Tetraedergerüst hätte, dass bei der Entmischung kein Quarz frei wird.

Abschliessend ist zu sagen, dass bei den rotgefärbten Gesteinen der Störungszonen intensive Entmischung und Stoffaustauschvorgänge, vielleicht sogar partielle Mobilisation eine Rolle spielten, dass die Granitoide als Ganzes aber präkinematisch in Bezug auf diese Störungen sind. Hingegen besteht zweifellos ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Rotfärbung und der Deformation.

Die Störungszonen sind übrigens nicht nur an Hand der Rotfärbung und mikroskopischer Kriterien zu erkennen. Brekzienartige *Kakirite*, *Kakirite* und *Mylonite* sind nicht selten.

D. Die Granatschiefer-Serie

Die Granatschiefer reichen im Wordies Bugt-Profil vom W-Ufer des Nippoldts Gletschers bis zum Nord-Grat des Rungstedbjerges. Sie fallen im Osten mit ca. 70° gegen Osten ein und legen sich gegen Westen bald flacher, um in der Gegend des unbenannten Gletschers (zwischen Haussmanns- und Rungstedsgletscher) in horizontale Lagerung überzugehen. Die Serie, die mit einer Mächtigkeit von ca. 1700 m aufgeschlossen ist, wird im Westen von einer grossen, westlich einfallenden Schubfläche schief abgeschnitten. Das gesamte Profil, — vom Karbon im Osten bis zur erwähnten Störung, welche die sonst kontinuierliche Grossstruktur schief abschneidet, — gibt das Bild einer mächtigen, halbierten Antiklinale.

1. Bau und Gefüge

Die Granatschiefer sind durchwegs ruhig gelagert und werden von steilstehenden aplitgranitoiden bis pegmatitischen *Gangschwärm*en quer durchschlagen. Die Schiefer enthalten meist leukokrates Material in augig-flatschiger Anreicherung. Am Flussufer in der Nord-Flanke des Rungstedbjerges vergrössern sich diese Ansammlungen zu mächtigen Lagen und unregelmässig auskeilenden Linsen, welche meist boudinartig auseinandergezogen sind (Taf. V und Fig. 26). Die Lagen, Linsen und Boudins werden von den granitoiden Gängen abgeschnitten. Die Gänge ihrerseits setzen an der grossen Störung ab.



Fig. 26. Wordies Gletscher, Nordflanke des Rungstedbjerges. Augig-flatschige Anreicherungen bis Boudins in der Granatschieferserie.

2. Struktur und Mineralbestand

Die Struktur ist lepidoblastisch bis lepidoklastisch-lentikular. *Granat* als markanter Bestandteil bildet bis faustgroße idiomorphe bis xenomorphe Poikiloblasten oder Poikiloklasten.

Biotit ist bei zunehmender Annäherung an den Migmatitkomplex in *Chlorit* umgewandelt. Damit Hand in Hand geht die Bildung von *Sagenitgeweben*, *Muskowit* und geringen *Kalifeldspatausscheidungen*. Der Biotit wird von Granat auf die Seite gedrängt und ist in dessen Nähe oft bis zu einem hellen Grün ausgebleicht.

Der *Plagioklas* (Oligoklas-Andesin) ist dort bestäubt, wo Biotit in Chlorit umgewandelt wurde; sonst ist er klar und xenomorph. Zwei Anorthitgehaltsbestimmungen ergaben 19 respektive 40 % An. Quarz ist gestreckt regeneriert und stets undulös auslöschend.

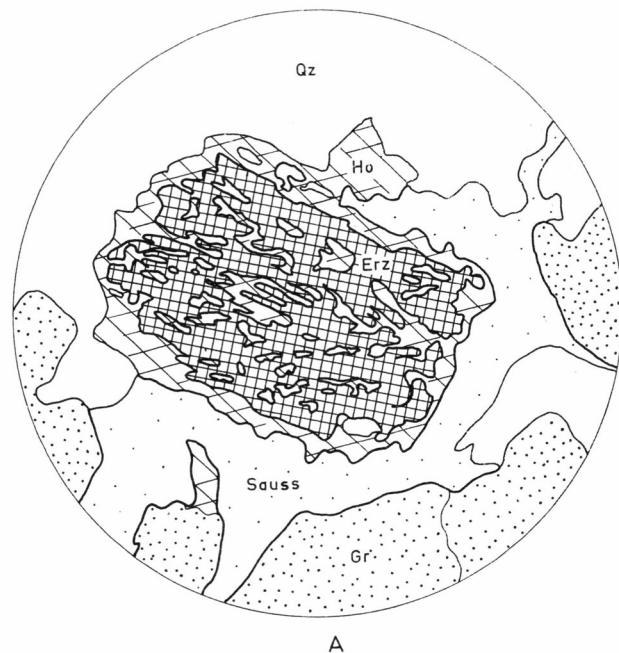
Kalifeldspat beschränkt sich fast ausschließlich auf die leukokraten Bestandmassen und kommt in den Schiefern hauptsächlich als ungegitterte, Rupturen verheilende Substanz vor. Diese Rupturen sind übrigens älter als die Regeneration des Quarzes. Wo der leukokratische Bestandteil zunimmt, wird auch Kalifeldspat häufiger und zeigt xenomorph-kristalloblastische Umrisse. Es ist ein diffus gegitterter, unvollständig triklinisierter Perthit mit allen üblichen Entmischungsanzeichen.

Die Probe St 235 stammt aus der Nähe des Nippoldts Gletschers und stellt eine etwas anders zusammengesetzte Lage in der Granatschieferserie dar. Es ist ein *Biotit-Granat-Hornblende-Saussurit-Symplektitgneiss*. Figur 27 A und B zeigen die im vorliegenden Gebiet sonst nie beobachteten Strukturverhältnisse und die schönen graphischen Erzimplikationen in Hornblende.

Ein anderes in dieser Serie sonst nicht vorkommendes Gestein ist ein *Kalksilikatmarmor* mit 95 % *Kalzit*, 5 % *Diopsid* sowie *Quarz*, *Titanit*, *Zoisit* und *Erz* als Nebengemengteilen; der Diopsid ist randlich in ein grünliches Mineral der Glimmergruppe umgewandelt¹⁾.

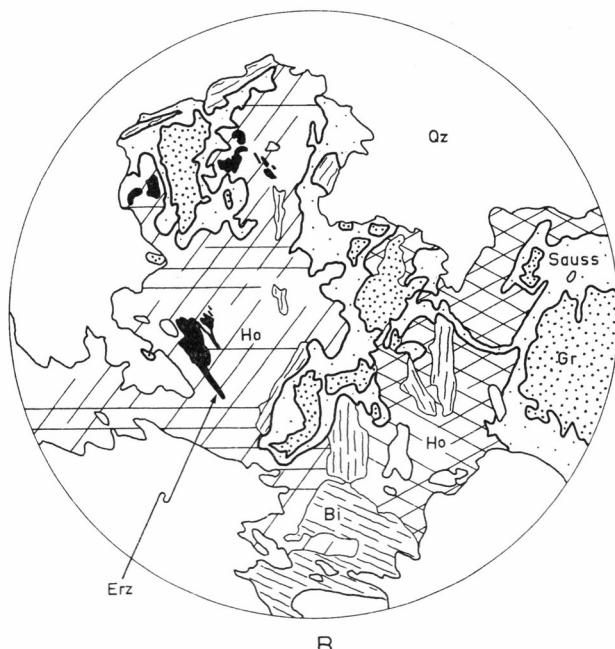
Die Granatschiefer-Serie repräsentiert hochgradig metamorphe Sedimente. Ob das augig-bändige leukokratische Material Ausschwitzungen des Altbestandes darstellt, oder seine Entstehung einer intensiven Kalium-Metasomatose verdankt, ist nicht mit Sicherheit zu erkennen; letzteres wird jedoch als wahrscheinlicher angenommen. Gegen den Migmatit macht sich in der Chloritisierung des Biotits eine retrograde Metamorphose bemerkbar. Die Entstehung des Granates kann damit nur einer früheren Periode als die

¹⁾ Das Gestein steht im Norden des Rungstedbjerges an u. z. direkt unterhalb der grossen Schubfläche. Wahrscheinlich handelt es sich um einen eingeschuppten Fetzen unbekannter Herkunft.



A

Fig. 27 A. Erz-Hornblende-Symplektit. Graphische Erzimplikationen in Hornblende (St 235).



B

Fig. 27 B. Granat-Biotit-Saussurit-Hornblende-Symplektit. Graphische Erzimplikationen in Hornblende (St 235).

Bildung des Migmatitkomplexes angehören. Es besteht damit nachgerade kein Zweifel mehr darüber, dass sich die ganzen Nörlunds Alper von den Marmoren am Æselryggen bis zu den Granatschiefern aus einer älteren, gegen Westen zunehmend (kaledonisch) metamorphen Schieferserie aufbauen. Die ältere Metamorphose geht von einem nicht aufgeschlossenen Granitisierungszentrum aus. Der Migmatitkomplex entstand in der Folge einer jüngeren (intradevonischen) Tektogenphase.

E. Die Gänge

Mineralbestand:

	St 233*	St 339*	St 312*	St 323*
Alkalifeldspat	29	19	31	36
Myrmekit	3		3	3
Plagioklas	31 (12 % An)	33 (5 % An)	29	22 (18 % An)
Quarz	30	39	35	31
Muskowit		7		4
Biotit	8		6	4
Chlorit		2		
Sillimanit				6

Von diesen Gängen lässt sich im wesentlichen dasselbe sagen, wie von den jungen Apliten im Migmatitkomplex. Nur sind hier die Stoffaustauschvorgänge zwischen Paläosom und Neosom komplizierter, weil das Paläosom eine höhere Metamorphosestufe erreicht und wahrscheinlich bei dieser Gelegenheit schon eine Kalifeldspatisierung erfahren hatte. Gerade damit mag im Zusammenhang stehen, dass transformistisch entstandene Ausweitung granitoider Gänge oft scharf gegitterte Kalifeldspäte mit nur geringen Entmischungsspuren enthalten, während *Myrmekite* mit schönen Quarzimplikationen doch sehr häufig sind. Es ist anzunehmen, dass solche Myrmekite durch Na-Metasomatose, welche ihrerseits der Kalifeldspatisierung vorauselte, entstanden sind. Nachfolgende Kalifeldspatisierung und Stoffaustausch mit dem Paläosom führten oft zu panxenomorphen Strukturen auch innerhalb der aus ionendisperser Phase kristallisierten Ganganteile und schufen überdies metasomatisch-transforme Salbänder. Letztere zeichnen sich wiederum aus durch symplektitische Filze von Biotit, Muskowit und Sillimanit neben gegenseitigen Durchdringungen von Plagioklas und Kalifeldspat.

Tafel VII zeigt einen solchen Gang mit einer aplitischen Kernpartie, welche im Mikroskop noch Reste von hypidiomorphen Erstarrungsstrukturen erkennen lässt. Die asymmetrischen Salbänder sind gekennzeichnet durch gröberes Korn, rein kristalloblastische Struktur und die oben erwähnten Symplektite von Biotit, Muskowit und Sillimanit.

Figur 28 zeigt als schematische Skizze die Kontaktverhältnisse eines anderen Ganges. Die Struktur ist hier panxenomorph-kristalloblastisch und nur ein feinkörniges Band innerhalb des Ganges lässt die Entstehung des Ganzen erraten: eine ionendisperse Stoffinjektion führte zu einem Gang mit feinkörnigem Salband; metasomatische Prozesse bewirkten eine gesamthaft kristalloblastische Struktur und Ausweitung des Ganges.

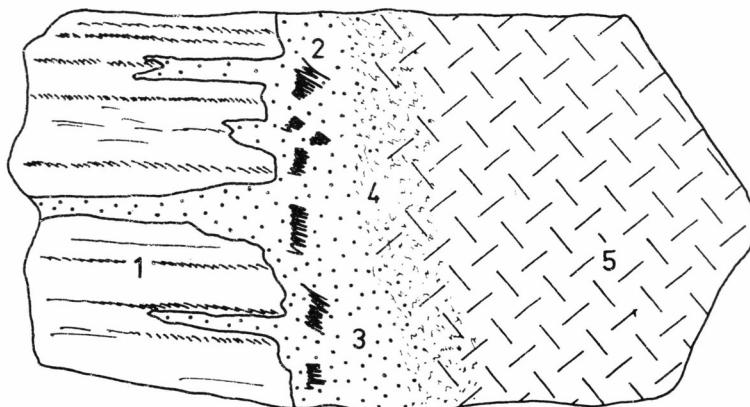


Fig. 28. Schematische Skizze eines pegmatoiden Ganges (St 219).

1. Chloritschiefer
2. Chloritnester.
3. Durch replacement entstandenes leukokrates Material.
4. Ursprünglich feinkörniges Band des granitoiden Ganges.
5. Pegmatoider Gang.

Einige im Lokalschutt der Nordflanke des Rungstedbjerges liegende Blöcke von *Turmalin*- und *Beryll*-führendem Pegmatit gehören zu nicht aufgeschlossenen Gängen, welche vermutlich die jüngste Gang-generation darstellen.

F. Die zerrüttete Zone

Sie enthält praktisch alle bis jetzt besprochenen Gesteine von schwach metamorphen Phylliten bis zu Migmatiten mit Kalksilikatschollen. Die enge petrographische Beziehung zu den bisherigen Gesteinen ist unverkennbar, doch ist die tektonisch-strukturelle Stellung des Komplexes unklar. Dies umso mehr, als starke Verschuttung, Zerscherung und braun bis gelb getönte Zersetzung und Verwitterung das Bild beherrschen. Immerhin ist noch deutlich zu erkennen, dass das allgemeine Streichen bei einem westlichen Einfalten \pm NE—SW läuft; ferner nimmt die Metamorphose gegen Westen ab, und zwar in gleich-

artigem Schichtverband, wie sie an der Wordies Bugt zugenommen hatte. Leider ist wegen der allgemeinen Tektonisierung die genaue stratigraphische Abfolge nicht mehr zu eruieren. Hingegen wurden vom Rungstedbjerg im Osten bis zur Devonverwerfung auf der Grathöhe zwischen Rungstedgletscher und Slugtdalen im Westen folgende Gesteine gefunden:

- *Migmatite* mit biotitphlebitischem Paläosom und alkaligranitischem Neosom, ferner *Kalksilikatlinsen*: z. B. Quarz und Titanit-führender Granat-Diopsid-Andesin/Saussurit-Hornfels,
- z.T. Sillimanit-führende Biotit-*Albit/Oligoklasschiefer*,
- *Hornfelse*, sowie rote alkaligranitische *Aplite*
- *Granat-Biotit-Phyllite* mit Kalksilikatbändern: Epidot (Pistazit)-Hornfels mit poikiloblastischen Granat- und Karbonat-Sammelkristallisationen.
- *Chlorit-Phyllite*
- weiss-gelbliche *Quarzite*.
- helles *Konglomerat* mit quarzitischen und karbonatischen Geröllen, ca. 50 m mächtig.

Die beiden letzten Glieder der Serie sind vom Wordies Bugt-Profil nicht bekannt. Sie fallen, wie die Phyllite gegen Westen ein, doch konnte wegen der Verschuttung nicht festgestellt werden, ob wirklich Konkordanz zwischen beiden besteht.

APPENDIX

Das Problem der Rotfärbung

Rotgefärbte Gesteine sind eine markante Erscheinung im Hudson Land. Schon BACKLUND (1932) beschreibt sie, vor allem von den Ostrandern des Jordanhills nördlich der Wordies Bugt und den Nörlunds Alper („roter Migmatit“). Da hier die Rotfärbung an einer Linie aufhört, welche das Gefüge der roten Migmatite (die sich offensichtlich gegen Norden fortsetzen und der E—Flanke des Jordanhills auflagern) abrupt abschneidet, glaubte BACKLUND, es handle sich um eine alte, schiefgestellte Landoberfläche mit beträchtlicher Tiefenwirkung der Verwitterung. Er suchte am Jordanhill nach den zugehörigen Sedimentauflagerungen, konnte aber nichts finden — ebensowenig Sedimenttaschen oder sedimentogene Spaltdüngungen.

Die jüngeren Untersuchungen haben nun gezeigt, dass der Baukomplex der roten Migmatite mit einer Verwerfung an epimetamorphe Sedimente stösst, dass also die Grenze der Rotfärbung nichts mit der Grenze der Tiefenverwitterung einer alten Landoberfläche zu tun hat. Damit ist indessen die Beziehung zwischen Verwitterung und Rotfärbung keineswegs widerlegt. Andererseits ist Verwitterungsrotfärbung der aplitischen und pegmatoiden Gänge am Tidselbjerg fast undenkbar, da ja die durchaderten Paraschiefer frisch und völlig frei von Verwitterungsspuren sind. Man wäre hier eher geneigt anzunehmen, die rote Farbe sei eine spezifische Eigentümlichkeit des Gangmaterials selbst. Doch auch da müssen Bedenken geltend gemacht werden, weil die Gänge ja nur gerade in den Paraschiefern rot sind, während diejenigen desselben Typus in den anstossenden Hornfelsen nicht weiter durch ihre Farbe auffallen.

Weiterhin bestünde noch die Möglichkeit, die roten Gänge in der Paragesteinsserie mit den roten Migmatiten in Zusammenhang zu bringen. Von diesem Gedanken war im petrographischen Teil noch nicht die Rede, sodass an dieser Stelle kurz begründet werden muss, warum ein solcher Zusammenhang nicht bestehen kann.

Zum Ersten ist das *Neosom der roten Migmatite* durch genetische Komplikationen (zwei Phasen der Kalifeldspatkristalloblastese) gekennzeichnet. Dies gilt für die roten Gänge nicht.

Zum Zweiten — und dies scheint mir entscheidender — sind wiederum rote Gänge in den Paraschiefern der „zerrütteten Zone“ auf der Westseite der Nörlunds Alper zu finden, obwohl dort weit und breit kein roter Migmatit vorkommt.

Ferner nimmt die Durchaderung im Ostschenkel der Nörlunds Alper-Antiklinale gegen aussen ab. Obwohl schwach metamorphe Marbre ebenfalls an die roten Migmatite stossen, wurde dort nur an einer Stelle ein 1 mm dickes, rotes, granitoides Äderchen gefunden.

Weitere Vergleiche zeigen, dass auch am *Moskusoksefjord* und am *Loch Fyne* rote und normale Granitoide neben- und miteinander vorkommen. Dies hat auch BACKLUND (op. cit.) vom *La Cours Bjerg* ausdrücklich vermerkt. Ferner fallen rote Granitoide im Migmatitkomplex der Nörlunds Alper auf; letztere stehen eindeutig in Zusammenhang mit Deformation und Stoffaustauschvorgängen.

Bei allen bis dahin angeführten roten Gesteinen muss betont werden, dass die Rotfärbung nicht viel mit einer Hämatitabscheidung auf Klüften, Rissen und Suturen, wie sie bei hydrothermal infiltrierten Zerrüttungszonen häufig vorkommt, zu tun hat. Vielmehr röhrt die Rotfärbung von der makroskopisch homogenen Tönung der Feldspäte her; sie scheint damit ein Feldspatproblem zu sein. In der Folge soll versucht werden, die mir bis dahin bekannt und erreichbar gewordenen Forschungsergebnisse über dieses spezielle Thema zu resümieren.

A. Literatur zum Rotfärbungsproblem

Als Ausgangspunkt für die Diskussion über rotgefärbte Feldspäte mag die oft zitierte und hie und da falsch verstandene, grundlegende Arbeit von Olaf ANDERSEN (1915) „On Aventurine Feldspar“ dienen. *Aventurine* sind Feldspäte, die durch Einschluss zahlreicher, äusserst dünner Plättchen schillern, indem sie das Licht z.T. unter Bildung von Interferenzfarben reflektieren. Die Plättchen bestehen aus Hämatit. ANDERSEN zitiert u. a. auch ältere Literatur: Th. SCHEERER (1845), Isaac LEA (1866), J. W. JUDD (1885), A. TERTSCH (1902), A. JOHNSEN (1911, 1913). Es ergeben sich bereits zwei Erklärungsmöglichkeiten für die Bildung der Hämatiteinschlüsse, nämlich:

- a) die Hämatiteinschlüsse sind geregelt eingewachsen und wurden daher als Produkte simultaner Kristallisation aufgefasst (Th. SCHEERER), oder
- b) die feinen Lamellen sind Produkte der Entmischung eines ursprünglich im Feldspat gelösten Eisenanteils (J. W. JUDD, A. JOHNSEN).

ANDERSENS Methode zur Lösung des Problems war die folgende: er untersuchte die Regelung der Einschlüsse und fand, dass ausgerechnet die häufigsten Ebenen der Hämatitorientierung äusserst selten oder nie als Wachstumsflächen am Feldspatindividuum auftreten. Die Schlussfolgerung lag auf der Hand: die Einschlussregelung kann nicht Folge der simultanen Kristallisation sein.

Eine zweite Untersuchung hatte zum Zweck, den nun als Entmischungsprodukt gedachten Aventurin wiederum zu homogenisieren. ANDERSEN temperte dazu seine Feldspäte in der Erwartung, die Eisenkomponenten würden sich wieder im Feldspat lösen. Die Resultate der Temperversuche seien ebenfalls kurz erwähnt, weil gerade sie Anlass zu Missverständnissen gaben.

Bei Temperaturen unterhalb 1235°C geschieht auch bei sehr langer Prozedur wenig: die Hämatitlamellen werden langsam heller, doch gelang es nicht, auch nur die kleinsten völlig zum Verschwinden zu bringen. ANDERSEN schloss daraus, dass zwar Eisen wegdiffundiere und in das Feldspatgitter eingebaut würde, dass dieser Prozess aber sehr langsam vor sich ginge.

Geht man über zu Temperaturen höher als 1235°C, so verschwinden die Einschlüsse sehr rasch; sie erscheinen aber bei nochmaligem Tempern bei niedrigerer Temperatur (z.B. 1000°C) an derselben Stelle wieder. ANDERSEN war vorsichtig genug, folgende Erklärung als wahrscheinlich anzunehmen: in der nächsten Umgebung des Einschlusses entsteht eine eutektische Schmelze, welche beim Abbruch des Temperversuches zu einem feinen Glashäutchen erstarrt. Im Mikroskop ist das feine, isotrope Häutchen nicht sichtbar — es erscheint ein homogener Feldspat. Bei nochmaligem Tempern bei tieferer Temperatur entstehen die Hämatitlamellen durch Entglasung an derselben Stelle wieder.

ANDERSEN hat somit bewiesen, dass die geregelten Hämatite keine Wachstumseinschlüsse sein können. Die Entstehung durch Entmischung ist wahrscheinlich gemacht, aber nicht streng bewiesen. Die Entmischung selbst wird als Folge der veränderten Druck-Temperaturbedingungen betrachtet.

In der Folgezeit bis 1951 entstanden verschiedene Arbeiten über das chemisch-konstitutionelle Problem der Eisenfeldspatbildung. Gerade dieses Problem war schon früher von NIGGLI (1914) besprochen worden.

1922 und 1923 berichtete LACROIX von einem gelben, durchsichtigen, ausserordentlich eisenreichen Mikroklin aus Madagaskar. Chemische Analysen zeigten, dass dieses Mineral zu 88% aus Orthoklas $K Al Si_2O_8$ und 12% aus isomorph zugemischem $K Fe Si_3O_8$ besteht. Mit anderen Worten: Fe^{+3} vertritt die Stelle des Aluminiums im Feldspatgitter.

Dieses Ergebnis lenkte das Interesse wiederum auf das System $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot x\ \text{SiO}_2$ (ALLING, 1923, HOLDEN 1925, BARTH 1927 +1931, BOWEN, SCHAIRER, 1930 und FAUST 1936). FAUST untersuchte in sorgfältiger Arbeit das System $\text{K}_2\text{O}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot\text{SiO}_2$. Mit einem eigens dazu konstruierten Ofen gelang es ihm, aus trockener Schmelze einen reinen Eisenorthoklas herzustellen. Er fand ferner, dass Eisenorthoklas beim Erhitzen zu Eisenleucit + Schmelze, und letzterer bei noch höheren Temperaturen zu Hämatit + Schmelze dissoziere. Weiter bestimmte er die Liquiduskurve dieses Prozesses. Zusammenfassend stellt er fest, es existiere ein Eisenorthoklas (was die Natur ja auch schon gezeigt hatte), während Eisenalbit, Eisenanorthit und Eisenmikroklin bis dahin nicht hätten hergestellt werden können. Entweder seien die Bildungsbedingungen im Laboratorium überhaupt nicht herstellbar, oder solche Verbindungen seien von vornherein instabil. Der altbekannte Aventurinplagioklas entstünde wahrscheinlich durch Entmischung von Eisen und einer isomorph zugemischten Orthoklaskomponente.

Die letzte mir bekannte Arbeit in dieser Richtung stammt von Iwan ROSENQVIST (1951). Sie zeichnet sich aus durch raffiniert einfache Experimente und neue Gesichtspunkte. ROSENQVIST presste eine sozusagen eisenfreie Pulvermischung von Mikroklinmikroperthit mit radioaktivem Hämatit zu Tabletten, temperte sie, löste den überschüssigen Hämatit mit Königswasser weg und verfolgte die Variation des Eiseneintritts in das Feldspatgitter anhand der Strahlungsaktivität.

Dabei zeigte es sich, dass die Menge des nicht mehr weglösbarer Eisens sowohl eine Funktion der Temperatur, als auch der Konzentration von Fe^{+3} , Al^{+3} und der Alkalien ist. ROSENQVIST nahm nun an, Fe^{+3} hätte Al^{+3} im Feldspatgitter substituiert. Das Verhältnis der Ionenradien zeigt dann, dass das Al-Ion überhaupt nur bei hoher Temperatur oder ungemein grosser Fe-Konzentration durch das viel grössere Fe-Ion substituiert werden kann. Andererseits ist die, durch die relative Grösse des Kaliumions bedingte grössere Offenheit des Kalifeldspatgitters günstiger für den Ersatz von Al^{+3} durch Fe^{+3} als die mehr geschlossenen Plagioklasgitter. Deswegen führen sowohl Erhöhung der Al^{+3} - wie Verringerung der K^+ -Konzentrationen zu einer Abnahme des Eiseneintrittes in das Feldspatgitter.

Nun sind alle diese Untersuchungen eher nur von akademischem Wert, weil nämlich sowohl Eisenorthoklase wie Aventurinfeldspäte ausgesprochene Raritäten — zum Mindesten in der Natur — sind, während rote Feldspäte häufig vorkommen. Sind ferner die als Entmischungsprodukte gedeuteten Hämatitlamellen in den Aventurinfeldspäten strikte nach wohldefinierten Ebenen orientiert, so zeichnen sich die übrigen roten Feldspäte durch regellose, äusserst feine Erzbestäubung

sehr variabler Dichte, aus. Die Bestäubung kann sogar so dicht werden, dass der Feldspat unter dem Mikroskop völlig opak erscheint.

Obwohl man meines Wissens nie versucht hat, den Hämatiteinschluss quantitativ zu bestimmen, war man doch allerseits überzeugt, so viel Eisen könnte primär nicht im Feldspat eingebaut gewesen sein. Damit fällt eine Erklärung dieser Bestäubung durch Entmischung mindestens in den markanteren Fällen dahin.

1931 veröffentlichte MAC GREGOR eine Arbeit mit dem Titel: „Clouded feldspars and thermal metamorphism“. „Clouded“ heisst soviel wie „gefüllt“ oder „bestäubt“, wobei als Staub verschiedene Mineralien, wie Rutil, Hämatit, Magnetit, Sericit, u.s.w. auftreten. In der zitierten Arbeit, die im übrigen eigentlich eine feldgeologische Studie ist, wird hauptsächlich die Verbreitung von Eisenoxydstaub behandelt. Viele Beispiele aus verschiedenen Gegenden zeigen das gemeinsame Auftreten von Bestäubung und Kontaktmetamorphose. Mit wenig Vorbehalten wird daraus geschlossen, Bestäubung sei ein Anzeichen für Thermo-metamorphose. Interessant ist ferner die Feststellung, dass nach chemischen Analysen in intermediären und basischen Plagioklasen meist doppelt so viel Eisen enthalten ist, als in Kalifeldspäten, Albit und reinem Anorthit (die häufig auftretenden Albitsaumbildungen sind ja meist unbestäubt). MAC GREGOR stellt fest, dieser Erzstaub röhre von Entmischung her, wobei offensichtlich die intermediären und basischen Plagioklase primär den grössten zugemischten Eisenanteil besessen hätten. Diese Meinung konnte natürlich in der Folge der Kritik nicht standhalten, schon deshalb nicht, weil oft gerade die Kalifeldspäte am stärksten bestäubt sind. Immerhin war gegen die Assoziation von Bestäubung und Thermometamorphose zunächst nichts einzuwenden, und der Gedanke wurde hie und da aufgegriffen. So von G. H. ANDERSON (1937) in einer interessanten Untersuchung über Stoffaustauschvorgänge bei der Granitisierung in der Inyo-Range (Californien-Nevada). Er kommt u. a. auf die Bestäubung der Feldspäte zu sprechen und geht — was die Thermometamorphose anbelangt — einig mit MAC GREGOR. Indessen sind bei ANDERSON die Kalifeldspäte ebenso stark bestäubt wie die Plagioklase; er nimmt an, der Hämatit sei aus dem sedimentären Rahmen durch Lösungen zugeführt worden. ANDERSON diagnostiziert übrigens ebenfalls klare Albitsäume und bringt sie damit in Zusammenhang, dass sie jünger als die übrigen Feldspäte, und durch Na-Metasomatose entstanden seien.

1954 diskutierte Günther FRASL die „Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspäten einiger Porphyrganite, Porphyrgneise und Augengneise Österreichs“. Als ein solches Anzeichen wird die Bestäubung der Kalifeldspäte mit Hämatitflitter betrachtet. Der Autor geht dabei von der Voraussetzung

aus, die Flitter seien durch Entmischung entstanden; er stützt sich in unrichtiger Weise auf die an Aventurinfeldspäten (Regelung der Einschlüsse) erworbenen Einsichten von ANDERSEN (1915) und ROEN-BUSCH—MUEGGE (1925). Aus der ursprünglichen Eisenzumischung wird dann im weiteren auf eine hohe Bildungstemperatur der Kalifeldspäte geschlossen. So vielsagend die Ausführungen FRASLS sonst auch sind, in diesem Punkte kann ich ihm nicht folgen. Nicht nur sind die Voraussetzungen für eine Entmischung nicht gegeben, sondern auch die Eisenmischung in den Kalifeldspäten ist keine alleinige Funktion der Temperatur (ROSENQVIST, 1951).

War bis jetzt die Rotfärbung mehr Gegenstand theoretischer Erwägungen gewesen, so hat die 1951 erschienene Arbeit von CONY-BEARE & CAMPBELL ausgesprochen praktischen Sinn. Man hatte nämlich in Canada bemerkt, dass Uranvorkommen oft an die sogenannte „red-wall-rock-alteration“ gebunden sei. Von Interesse ist dabei, dass längs Störungen mit Myloniten Lösungen aufsteigen, die offensichtlich Rekristallisation, Rotfärbung und die Kristallisation der radioaktiven Mineralien bewirkten. Die Autoren kommen punkto Rotfärbung zu folgenden drei möglichen Schlüssen:

- a) Hämatit wurde durch Lösungen zugeführt und ist durch Diffusion in die Feldspäte eingetreten, oder
- b) Eisen wurde durch radioaktives Bombardement aus eisenhaltigen Mineralien freigesetzt, oder endlich
- c) Eisen ist ein Entmischungsprodukt von Eisenplagioklas oder Eisenorthoklas.

Nach eingehender Diskussion halten die Autoren die erste Möglichkeit für die wahrscheinlichste. Die Sukzession der Vorgänge wäre die folgende: Mylonitisierung — Aufstieg von eisenreichen Lösungen längs den Mylonitbahnen — Auskristallisation von Hämatit, Rekristallisation und Neubildung der radioaktiven Mineralien.

Rückblickend ist zu sagen, dass die chemisch orientierte Forschung eindeutig die Existenz mindestens eines Eisenkalifeldspates nachgewiesen hat, womit die Frage nach Entmischung durchaus als sinnvoll zu betrachten ist. Jüngere, teils gleichzeitige Untersuchungen in mehr feldgeologischer Richtung kamen indessen zu Resultaten, welche mit den kristallchemischen Daten nicht in Einklang stehen können, solange an Entmischung festgehalten wird. Anfänglich schien man sich nicht darüber im Klaren gewesen zu sein, dass Entmischung aufs Engste mit dem seltenen Phänomen Aventurinfeldspat und letzterer wiederum mit der Einschlussoorientierung des Hämatits verbunden sein dürfte.

Indessen wandten sich wesentliche Kräfte dem allgemeinen Studium der Feldspäte zu; der Schluss von den räumlich-optischen Daten auf den

Chemismus führte immer wieder zu schwerwiegenden Unstimmigkeiten. Eines der heute vorliegenden Forschungsergebnisse ist die Einsicht, dass scheinbar homogene, intermediäre Plagioklase in Tiefalbit und Anorthit entmischt sind.

Die 1954 erschienene Arbeit von A. POLDERVAART & A. GILKEY zieht für unseren Problemkreis die Konsequenz aus den neuen Erkenntnissen. Schon eine Übersicht zeigt die ausserordentliche Vielfalt der Einschlüsse in ihrer Art, Verteilung und Einschlusssdichte. Bestäubung ist nicht identisch mit Rotfärbung durch Hämatiteinschluss, vielmehr können die verschiedensten Mineralien Einschlüsse von verschiedenster Art, Grösse und Dichte enthalten. Die Autoren betrachten speziell die Rotbestäubung von Plagioklasen. Sie räumen ein, dass eine sehr schwache Bestäubung vielleicht durch Entmischung entstanden sein könnte. Eine allfällige Al-Fe-Vertretbarkeit bei Plagioklasen wird als sehr unwahrscheinlich betrachtet (weniger als 1 % der Fälle). Der Hauptanteil an Eisen kommt nach der Bildung des Plagioklases von aussen hinzu. An dieser Stelle der Betrachtung setzt nun die Diskussion um die Diffusionsmöglichkeit von Ionen in einem festen Silikatgerüst ein. BOWEN (1948) fand die Diffusionskonstanten viel zu gering, als dass sie überhaupt in Betracht gezogen werden könnten (auch geologische Zeiträume ermöglichen keine Diffusion). Überdies beweise das Vorhandensein eines Zonierungsphänomens das Fehlen einer ausgleichenden Diffusion. GOLDSMITH (1952) stellt hierzu fest, dass in zonierten Plagioklasen ein Zonierungsausgleich nicht vor den Diffusionsmöglichkeiten bzw. -unmöglichkeiten von Ca und Na abhängt, sondern dass das Si-Al-Tetraeder zu stabil ist, als dass eine Änderung der Mengenverhältnisse von 1:1 bis 1:3 bewerkstelligt werden kann. Umwandlungen von Albit in Orthoklas dagegen gehen wegen der jeweiligen Identität des Tetraedergerüstes leicht vonstatten. Damit wäre bewiesen, dass Ionendiffusion im Falle der Feldspäte an sich möglich ist.

Hier kommt nun der andere Gesichtspunkt hinzu, auf den POLDERVAART & GILKEY hinweisen. Intermediäre Plagioklase sind in ihrer Inhomogenität äusserst unregelmässige, feine Mosaiken von Albit und Anorthit. Die Mosaiksteinchen sind von der Grösse einiger Elementarzellen. Dazwischen liegen Grenzräume der Stoffdiskontinuität und der Gitterunordnung; hier beginnt die Diffusion nun eine grosse Rolle zu spielen.

Neuere Untersuchungen im Gebiet der Oberflächenphysik haben gezeigt, dass die physikalischen Konstanten (u. a. auch die Diffusionskonstanten) an der Oberfläche ganz andere sind, als in homogenen Körpern selbst. Die Diffusionskonstante an der Oberfläche fester Körper ist von der Grössenordnung derjenigen des flüssigen Mediums.

Da aber die intermediären Plagioklase äusserst inhomogen, die einzelnen Bauelemente äusserst fein sind, und dazwischen hohe Unord-

nung besteht, muss die integrale Diffusionskonstante über den ganzen Feldspat einer ganz anderen Grössenordnung zugehören, als dies BOWEN annahm. Damit wird die Hämatitfüllung der Plagioklase im Wesentlichen eine Funktion der Stoffkonzentrationen in den intergranularen Lösungen, ferner der Temperatur und der Zeit. Abschliessend stellen POLDERVAART & GILKEY fest, Albit und Anorthit seien im Gegensatz zu den intermediären Plagioklasen — wenn überhaupt — nur sehr schwach bestäubt. Grund dafür wäre die strukturelle Homogenität einerseits, und die ursprünglich ganz minime Eisenzumischung andererseits.

Aus der letzten Arbeit geht hervor, warum MAC GREGOR solch eine unerwartete Bestäubungsverteilung fand; eine direkte Beziehung zur Kontaktmetamorphose besteht freilich nicht. Dies belegen POLDERWAART & GILKEY durch Beispiele. Sowohl Kontakt- wie Regionalmetamorphose können für Bestäubung günstige Umstände liefern, brauchen es aber nicht zu tun. Weiter wird verständlich, warum ROSENQVIST so leicht und elegant Eisenmikrokline herstellen konnte: die feine Pulververteilung erhöhte die Diffusionsgeschwindigkeit dermassen, dass sogar die Substitutionsmöglichkeiten selbst bei niedriger Temperatur erforscht werden konnten. Auch ist klar, dass Albitsäume, unabhängig von der Altersfrage, nicht wesentlich bestäubt sein können (vergl. G. H. ANDERSEN op. cit.).

Zusammenfassend ist folgendes festzuhalten:

1. Es gibt *Eisen-Alkalifeldspäte*. Eisen-Plagioklase konnten nicht synthetisiert werden, doch ist ihre Existenzmöglichkeit nicht völlig ausgeschlossen.
2. Der *Eiseneinbau* ins Feldspatgitter ist auf jeden Fall energetisch ungünstig, sodass mit Entmischung gerechnet werden muss.
3. Bei der Bildung, wie bei der Entmischung von Eisenfeldspäten spielen neben der Temperatur die *Stoffkonzentrationen* von Fe, Al, K, Na und Ca eine wesentliche Rolle.
4. Die einzigen *bestäubten Feldspäte*, die mit einiger Wahrscheinlichkeit mit Entmischung in Zusammenhang gebracht werden können, sind die seltenen Aventurine (Kalifeldspäte und Plagioklase). Sie zeichnen sich vor allen anderen bestäubten Feldspäten durch gesetzmässige Orientierung der Hämatitlamellen aus.
5. Die unregelmässige, feine Bestäubung — mindestens im Bereich der intermediären Plagioklase — beruht auf Diffusion von Eisen längs intrakristallinen, strukturbedingten Inhomogenitäten.
6. Störungszonen mit *Kataklase* und *Mylonitisierung* erleichtern die *Zirkulation von eisenreichen Lösungen*. Die Ausscheidung von Hämatit bewirkt die Rotfärbung in diesem Bereich.

7. Auf die Frage, woher denn das Eisen stammt, werden verschiedene, vorläufige Antworten gegeben. Eisenmetasomatose aus magmatischen Restlösungen einerseits, und bei Granitisierungsprozessen aus der sedimentogenen Kontaktaureole andererseits sind als zwei extreme Stellungnahmen zu vermerken.

B. Physiographie der Rotfärbung

Eine Übersicht über die roten Granitoide des Hudson Landes zeigt, dass in erster Linie der *Plagioklas* durch seine Bestäubung auffällt. Der Alkalifeldspat ist zwar nicht unbestäubt, doch hält sich die Hämatitfüllung zur Hauptsache an Rupturen und andere strukturell vorgezeichnete Linien. Hin und wieder ist er stellenweise auch scheinbar unmotiviert dicht und wolkig mit Erz durchsetzt; im grossen Ganzen aber kontrastieren die Kalifeldspäte und Plagioklasse deutlich in der Stärke ihrer Bestäubung. Quarz hingegen scheint auf den ersten Blick völlig klar und frei von Einschlüssen. Erst bei näherem Zusehen, d. h. bei starker Vergrösserung fällt auf, dass Hämatitstaub überhaupt allgegenwärtig ist. Es sollen in der Folge die drei leukokraten Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat in Bezug auf ihre Bestäubungscharakteristika gesondert betrachtet werden.

1. Der Quarz

Echte *Eisenquarze* mag es geben, doch gehören sie zu den grössten Seltenheiten. Dass Hämatiteinschlüsse in Quarz durch Entmischung entstanden sein könnten, wurde bisher nie postuliert — und ist auch sehr unwahrscheinlich. Indessen ist die Hämatitbestäubung des Quarzes, genau besehen, gar nicht selten. Sie tritt als feine Einschlussschnüre auf und kann so intensiv werden, dass der Quarz wie ein zerknittertes Pergament aussieht. Bei starker Vergrösserung erweisen sich die Schnüre als mehr oder weniger ausgeprägte Ebenen, die durch Einlagerung feinster, dünner, rundlicher Hämatitplättchen markiert sind.

Nun sind solche Schnüre, resp. Ebenen, die durch feine Einschlüsse und Bläschen gekennzeichnet sind, längst als „Böhmsche Streifung“ bekannt. Man deutet sie gewöhnlich als verheilte Rupturen, die, statistisch gesehen, gewisse kristallographische Ebenen bevorzugen.

Ich habe die Orientierung der Bestäubungsebenen in einem Schliff (St 370) gefügeanalytisch untersucht. Hierbei zeigte es sich, dass ein Teil dieser Ebenen subparallel in Bezug auf das Gefüge ist. Dies heisst, dass die Rupturen in ihrer Orientierung über die einzelnen Quarzindividuen hinausweisen. Entweder ist das Gestein von subparallelen

Rupturen durchzogen, oder der Quarz zeigt eine Gefügeregelung, während die Rupturen kristallographisch orientiert sind. Um die Lageabhängigkeit der Rupturen von den einzelnen Kristallgebäuden zu prüfen, wurden die subparallelen Ebenen eliminiert und nur noch die in Bezug auf das Gefüge ungeregelten Bestäubungsebenen ins Auge gefasst. Es zeigte sich nun sehr schön, dass diese Ebenen statistisch am häufigsten parallel zur c-Achse, sowie unter ca 20° und unter $40-45^\circ$ schief zur c-Achse liegen.

Es fragt sich jetzt, ob solche statistischen Gesetzmässigkeiten generell für die Beziehungen zwischen Hämatiteinschlüssen und den Quarzwirkkristallen charakteristisch sind. Es wurden daher zum Vergleich die schönen roten, bipiramidalen Eisenkiesel von Oviedo (Spanien) herangezogen. Sie stammen aus unmetamorphem Keuperton und sind, soweit dies aus der Literatur hervorgeht, sedimentogenetische Bildungen; sie zeigen keinerlei Spuren von Deformation. Die Rotfärbung wird durch Hämatitschüppchen erzeugt; die Bestäubung ist an der Peripherie und vor allem in der Prismenzone dichter als im Kern. Ferner ändert sich die Bestäubungsdichte mit den Anwachszonen und zeichnet überdies seltsam wedelartige Strukturen. Wie diese eigenartigen Eisenkiesel auch entstanden sein mögen, so ist doch zum mindesten klar zu sehen, dass der Hämatit nicht auf irgendwelchen Ebenen angereichert ist, und dass die Hämatitflitter beim Wachstum des Quarzkristalles im Sediment sukzessive eingeschlossen wurden (Wachstumszonarität).

Nach allem ist zu sagen, dass die feine Bestäubung des Quarzes in den roten Gesteinen des Hudson Landes weder durch Entmischung, noch durch Umwachsung älterer Hämatitflitter entstanden sein dürfte. Als einzige annehmbare Erklärung bleibt die Eindiffusion von Eisen längs Gefügestrukturen und kristallographisch-strukturell bedingten Inhomogenitäten des Quarzes übrig.

2. Plagioklas

Es liegt auf der Hand, dass der Anorthitgehalt der roten Plagioklase zunächst besonderes Interesse verdient. Stark und völlig diffus bestäubt dürften nach den bisherigen Beobachtungen nur intermediäre Plagioklase sein. Der Übergang von der Albit- in die Entmischungsstruktur liegt zwischen 5 bis 10 % An. Für Plagioklase mit weniger als 5 % An kommt demnach nur die Bestäubungsmöglichkeit in Betracht, die anhand des Quarzes bereits beschrieben worden ist. Nun ist es nicht ganz einfach, die stark bestäubten und fast durchwegs mit Serizitschüppchen durchsetzten Plagioklase zu federoffizieren. Immerhin sind doch einige Messungen gelungen; beruhigenderweise zeigte es sich, dass die am stärksten bestäubten Plagioklase 12 bis 14 % An enthalten.

Immerhin existieren einige wichtige Ausnahmen. Die Durchsicht des vorliegenden Materials zeigte, dass ausgerechnet bei diesen Ausnahmen der Anorthitgehalt etwas um die kritische Grösse von 5 % schwankt. In den gleichen Fällen tritt die Bestäubung nur fleckenweise auf. Beim ersten Federoffieren wurde dies nicht beachtet und lediglich in den schwach bestäubten Partien gemessen, wobei sich ein An-gehalt von 4 % ergab. Bei nochmaliger Überprüfung wurde in einem stark bestäubten Plagioklaskorn 6 % An gemessen. Hierzu ist zu bemerken:

1. Die Fehlergrenze beim Federoffieren muss mit $\pm 2\%$ angegeben werden; der bestäubte und der unbestäubte Plagioklas liegen in ihrem An-gehalt 2 % auseinander.
2. Der Umschlagpunkt von der Albit- in die Entmischungsstruktur der intermediären Plagioklase liegt nach P. GAY (1956) bei 5 % An.
3. Fleckenweise Schwankungen im An-gehalt sind häufig. Es sei an dieser Stelle auf die Dissertation von P. KNUP (1958) hingewiesen.

Ich schliesse hieraus — etwas freudlos zwar-, doch wie mir scheint, mit genügendem Grund, dass

1. die Annahmen von POLDERVAART & GILKEY richtig sind (danach würde das Eisenoxyd zugeführt werden und die Eindiffusion ins Feldspatglitter erst bei strukturellen Inhomogenitäten grösseren Massstabs erfolgen),
2. dass der Umschlagpunkt von einer Struktur in die andere bei ca. 5 % An liegt.

Bleibt noch zu erwähnen, dass die Bestäubungsintensität sich nicht schlagartig ändert, sondern dass die Bestäubung sich im Albitbereich an feinste Risse und Suturen hält, dann längs den Albitzwillingen sich verstärkt, hierauf alternierend Lamellen durchsetzt und die dazwischenliegenden meidet, und schliesslich in einer letzten Stufe den ganzen Plagioklas diffus durchsetzt. Dies alles mag in z.T. undurchschaubarer Weise mit dem Übergang von einer Struktur in die andere zusammenhängen.

Immerhin sind noch weitere Ausnahmen denkbar. Tatsächlich wurde ein Beispiel gefunden (von einer allerdings nicht sehr starken Bestäubung) mit einem An-gehalt von 2 %. Aber auch hier bietet sich noch eine Erklärung: die erwähnten Albite sind stark „gefüllt“, sie sind mit Serizitschüppchen durchsetzt. Entweder erhöht diese Füllung die Diffusionsmöglichkeit, oder, und vielleicht noch wahrscheinlicher, es ist in diesem Falle ein ursprünglich basischerer Plagioklas mit Hämatit-bestäubung in Albit + Füllungsmikrolithe zerfallen.

An dieser Stelle mag ein kurzer Exkurs über die Albitsaumbildung folgen. Es ist dies ein wichtiges, aber umstrittenes Phänomen, es wird nämlich mit dem Problem der Granitisation in Zusammenhang gebracht.

1. Der oben bereits zitierte G. H. ANDERSON untersuchte ein Granitisationsgebiet in Kalifornien. Albitneubildung und vor allem Albitsaumbildung beobachtet er ausserordentlich häufig, ja so häufig, dass er nicht ohne Grund annimmt, Albitisation, d. h. Na-Zufuhr sei eines der ganz wichtigen Geschehnisse bei der Umwandlung einer Sedimentserie in einem Granit. Soweit ANDERSON 1937.
2. O. F. TUTTLE (1951) vom Geophysical Laboratory in Washington hat eine Arbeit mit dem Titel „Origin of the contrasting mineralogy of extrusiv and plutonic salic rocks“ verfasst. Er behandelt darin im wesentlichen das Problem der Entmischung von Orthoklasen in Albit und Mikroklin. Als besonders starkes Argument für die Entmischung wird eine Untersuchung von CHAYES zitiert, wonach die überwiegende Mehrzahl der Albiträder an die Grenze Plagioklas — Perthit gebunden ist. Demzufolge ist die Albitsaumbildung eine Zwischenstufe bei der Entmischung von Orthoklas in Mikroklin und Plagioklas. Ferner wird sich eine weitere Feststellung TUTTLES für uns später noch als wichtig erweisen: die Plagioklaskomponente des Perthits nämlich kann Albit sein; sie ist aber meist Oligoklas und in einzelnen Fällen sogar Andesin.

Die Divergenz der Meinungen ist frappant; es seien mir einige neutrale Feststellungen gestattet:

Zunächst einmal kann die Albitsaumbildung gefahrlos als Korngrenzreaktion aufgefasst werden; der Sinn dieser Betrachtungsweise wird gleich klar werden.

Die Gesteinsprobe St 23 (s. auch S. 23) besteht hauptsächlich aus Kalifeldspat, und zwar *Perthit*. Den Korngrenzen folgt ein Saum von Plagioklas. Bei parallelen Nicols wird die Erscheinung noch markanter: der Saum ist stark bestäubt. Die Beobachtung lässt den Schluss zu, dass der Plagioklas mehr als 5 % An enthält. Er mag zwar noch ein Albit im weiteren Sinne sein, doch hat er keine Albitstruktur. Ferner: die Bestäubung ist jünger, oder höchstens gleich alt, wie die Bildung dieses Korngrenzplagioklases. Ob nun der Plagioklas von den Korngrenzen her gegen den Kalifeldspat vorstösst (= Na-Zufuhr), oder ob das Material von innen her aus dem Kalifeldspat stammt (= Entmischung), soll vorderhand nicht untersucht werden.

St 227 zeigt einen zonar bestäubten Plagioklaseinschluss im Perthit. Es war übrigens nicht einfach, ein Beispiel zu finden, bei dem als wahrscheinlich angenommen werden kann, dass ein echter Einschluss ohne

Tabelle III. Kalifeldspat in den Granitoiden.

A. Der Nordhoeks Bjerg — Pluton: Bereich der Anatexis + Adermaterial des Dachsegmentes = Granitisierung *in situ*.

	Gitterung	Perthit	b/Z	2Vx	Bemerkungen
St 5 Monzonitgranit	fleckweise	Mikro-, z. T. Filmperthit	0° / 18°	66°/80°	Triklinisation beginnt
St 8 pegmatoider Gang	—	Film- ÷ Schnurperthit		82°	(am Rande, Kern mkl.)
St 23 pegmatoider Gang	unregelmässig	Film- ÷ Schnurperthit	0° — 18°	79°—88°	
St 117 pegmatoider Gang	fein + diffus				
St 2 Kontaktstück Paläosom — Neosom	fleckweise	Film- ÷ Schnurperthit	17°	81°	
	—	—		52°—68°	Poikiloblasten der Aderkontakte

B. Ankerbjerg — Pluton: Granitoide des abgedeckten Plutoninnern, Xenolithe, Dachapophysen

St 191 Monzonitgranit	—	—	16°	56°—64°	Andeutung von Einschlussszonierung; bei Plagioklas
St 183 Quarzdiorit-Aplit	—	—		70°	
St 180 Hornfelsxenolith	—	Mikroperthit	18°	66°—68°	sehr deutlicher Zonarbau
St 189 Monzonitaplitische Apophyse	selten	—	17°	70°	Kalifeldspat in Knötchen, markante Ab-Saumbildungen
St 188 Turmalinapplit-Apophyse	fleckweise	Film- ÷ Schnurperthit	0°/10°/18°	44°—80°	
	diffus				

C. Mikroklingranit: in Paraserie „intrudierter“ Granit + Gänge, tektonisch abgetrennter Teil entsprechender Zusammensetzung

St 167 Granit	regelmässig	—	18°	82°	
St 166 Turmalinapplit	regelmässig	—	18°	86°—88°	
St 158 aplit. Monzonitgranit	regelmässig	—	18°	82°	
St 124 Granit	diffus	—	14°	83°	
St 127 Granitaplit	regelmässig	Schnurperthit	18°	80°	
St 179 Granit ÷ Monzonitgr.	regelmässig	schwach perthitisch	14°—18°	83°—84°	Zonierung des Plagioklasses und der Einschlüsse
St 126 Granit	fein	Film ÷ Schnurperthit	18°	86°	

D. Wurzellose Granitdecke: rote und graue Granite, meist stark tektonisiert

St 54 Monzonitgranit	teilweise, diffus	Filmperthit	14°	88°	
St 89 Monzonitgranit	teilweise, diffus	Mikroperthit	18°	74°	
St 90 Granit	fein	—	18°	80°	
St 137 Granit	selten, diffus	Kryptoperthit	16°	78°—79°	

Risse vorliegt. Natürlich drängt sich hier die Frage auf, ob es sich in diesem Falle um einen strukturell zonaren Plagioklas mit zonarer Bestäubung handelt, oder nicht. Mit anderen Worten: ist die Bestäubung jünger, oder älter, als der Einschlusplagioklas samt Rand? Der Albitsaum ist auf jeden Fall gleich alt oder jünger als die Bestäubung; nicht, weil er unbestäubt ist — dies wäre kein zureichender Grund, da Albit im engeren Sinne nicht bestäubt werden kann —, sondern, weil nicht einzusehen ist, wie der Kern nachträglich durch den diffusionsundurchlässigen Albitmantel hindurch bestäubt werden können.

Es mag dies als ein positiver Hinweis auf den Zusammenhang von Albitbildung und Kalifeldspatentmischung gelten. Die Betrachtung des Einschlusplagioklases ist deshalb von besonderer Wichtigkeit, weil bei normalen Gefügeplagioklases mit Albitsaum der oben gemachte Schluss nicht unbedingt richtig zu sein braucht: primär normalzonare Plagioklase könnten im kritischen Albitbereich durch Unregelmässigkeiten des sauersten Mantels nachträglich eine Kernbestäubung erfahren. Dieser Gedankengang mag spitzfindig erscheinen, doch zeigt die Literatur, dass man nicht vorsichtig genug sein kann.

Abschliessend stelle ich fest:

Albit-Korngrenzsäume sind auch in den vorliegenden Gesteinen recht häufig. Bei den markanten unbestäubten Säumen handelt es sich um Albit im engeren Sinne. Ob diese Bildung mit einer späten Na-Zufuhr (= Albitisation) im Zusammenhang steht, oder nicht, bedürfte zu völliger Abklärung weiterer Studien.

3. Der Kalifeldspat

Das Beispiel St 23 zeigt, dass die Bestäubung an die Plagioklaskomponente gebunden ist; der Kalifeldspat scheint sich richtiggehend aufzulösen. TUTTLE zeigt in seiner oben zitierten Arbeit ähnliche und zum Teil noch schönere Beispiele — alles unter dem Motto Entmischung. Dieselbe Probe St 23 zeigt daneben aber auch bestäubte Myrmekitplagioklase.

Was die Entstehung der Myrmekite anbelangt, so sei auf die diesbezügliche Monographie mit einem Literaturverzeichnis von rund 180 Werken von F. K. DRESCHER-KADEN (1948) verwiesen.

Immerhin will ich — vielleicht etwas unvorsichtig — hierzu folgendes bemerken: der Plagioklas frisst sich in den Kalifeldspat hinein; da der Plagioklas mehr als 5 % An enthält, wird das Produkt des K-Na-Austausches quarzärmer — es erfolgt Bildung von Myrmekitquarz.

Reste von Kalifeldspat sind noch sichtbar, aber auch ein weiteres Faktum fällt auf: Myrmekitplagioklas und Perthitadern sind offensichtlich gleich orientiert. Dies könnte auf eine Verbindung zwischen

Myrmekit als Reaktionsprodukt und Perthitadern hinweisen. Myrmekitquarz wäre seiner Feinheit wegen in den Adern nicht zu sehen, die Aderbildung ein metasomatischer Prozess. Immerhin bleibt dies aber nicht die einzige Möglichkeit; denn sowohl der metasomatische Myrmekitplagioklas, wie auch der als Entmischungsprodukt gedachte Perthitplagioklas passen sich in ihrer Orientierung gleichermaßen dem primären Kalifeldspat an. Die Frage, ob im vorliegenden Fall Metasomatose oder Entmischung besteht, bleibt vorderhand offen. Bez. Literatur sei auf die Arbeit „Gallium and Germanium in synthetic feldspars“ von J. R. GOLDSMITH (1950) hingewiesen.

Probe St 227 wiederum zeigt einen Kalifeldspat mit bestäubten Perthitadern. Die bestäubten Myrmekitplagioklase und die Perthitadern stimmen in ihrer Orientierung weitgehend, aber nicht ganz, überein, und — was vielsagender ist: der Albitsaum hängt sicher nicht mit Kalifeldspatentmischung zusammen; denn der Unterschied in der Bestäubung zeigt, dass die Zusammensetzung des Perthitplagioklases eine andere ist.

Es scheint mir dies ein eindeutiger Beweis für Albitisation zu sein.

Eine allgemeine Übersicht über die vorhandenen Gesteinsproben zeigte das seltsame Ergebnis, dass nahezu alle Muster — ob das Handstück nun rot war, oder nicht — im mikroskopischen Bild eine mehr oder weniger starke Bestäubung aufwiesen!

Wie oben erwähnt, haben speziell POLDervaart & GILKEY die verschiedenen Mineralien genannt, die als Bestäubung auftreten können. Die Identifikation des Staubes erweist sich im konkreten Falle aber als äusserst schwierig, ja sie kann schon beim rotfärbenden Hämatit heikel oder gar unmöglich sein. Nun bestehen indessen gute Gründe, anzunehmen, beim Staub der normalen Gesteine handle es sich um Magnetit (Mischung von II- und III-wertigem Eisen). Ein Versuch mit Röntgenaufnahmen brachte kein Resultat, da die Stäubchen weniger als 5 % des Gesamtvolumens bilden und somit von dem zur Verfügung stehenden Apparat nicht erfasst wurden.

Schliesslich stellte ich durch Abreiben auf Porzellan feine Pulverpräparate von Hämatit und Magnetit her. Die Präparate sehen bei Auflicht etwas verschieden aus: das eine ausgesprochen rötlich, das andere leicht grau. Unter dem Mikroskop, bei durchfallendem Licht, haben aber beide Präparate ungefähr dieselbe Farbe. Gleicher kann von den Dünnschliffen gesagt werden.

Natürlich ist dies kein strikter Beweis, und leider muss die Annahme, Magnetit bewirke die Bestäubung der normal gefärbten Gesteine und Oxydation von Magnetit zu Hämatit die eigentliche Rotfärbung, eine Behauptung bleiben.

C. Genese der Rottfärbung

Wie schon einmal angetönt, wäre die Annahme, das Eisen sei hydrothermal zugeführt — z. B. in einer Schlussphase der Orogenese, besonders einfach. Dann jedenfalls käme das Eisen aus der ewigen Teufe oder doch von weither, und weitere Gedankengänge erübrigten sich. Die Realitäten weisen in eine andere Richtung.

Eine Zusammenstellung gewisser auffälliger Merkmale der farblosen und der roten Gesteinsgruppen lässt nicht nur gewisse Verschiedenheiten erkennen, sondern auch eine Menge gemeinsamer Faktoren.

Im Felde schon war die *Chloritbildung* aufgefallen; in den Dünn-schliffen lässt sich in den allermeisten Fällen schon erkennen, dass der Chlorit aus Biotit hervorgegangen ist, oft sind noch Reste von Biotit übrig geblieben. In chemischer Hinsicht bedeutet ein derartiger Übergang auf alle Fälle das Freiwerden eines ganz erheblichen Eisenquants. Neubildung von eisenreichen Verbindungen ist aber nicht festzustellen. Ohne weiter auf das Phänomen einzugehen, sei erwähnt, dass neben dem Zerfall von Biotit in Chlorit + Eisen noch eine gleichzeitige Neubildung von phengitischem Muskowit oder Muskowit vorkommt. Diese Prozesse deuten auf metamorphe bis metasomatische Vorgänge.

Durch Zufall fand ich einen netten Hinweis für den Zusammenhang zwischen Chloritbildung und Rottfärbung. In einem intensiv rot gefärbten Handstück tritt die Färbung nur an der Oberfläche auf. Mit der Rottfärbung, die hier sicher eine epithermale Veränderung ist, geht eine Umwandlung von Biotit in Chlorit Hand in Hand.

Ich möchte nicht so weit gehen, das ganze Phänomen der Rottfärbung als eine Erscheinung der Verwitterung zu deuten. Es sei aber bemerkt, dass kein geringerer als BACKLUND dies gerade hier im Hudson Land getan hat. Mir scheint indessen der ganze Komplex der roten Granite zu mächtig zu sein, als dass die Rottfärbung nur auf Verwitterung zurückgeführt werden könnte.

Abschliessend sei — ohne Gewähr für Vollständigkeit — versucht, den Ablauf des Geschehens, das zu rot gefärbten granitischen Gesteinen geführt hat, kurz zu formulieren und in einigen Punkten festzuhalten:

1. Gesteine granitischer Zusammensetzung gelangen in den Bereich epithermaler Metamorphose. Dabei ist als eindeutiges Geschehen eine Umwandlung des Biotites in eisenärmere Schichtsilikate festzustellen. Ein Teil des freiwerdenden Eisens verteilt sich diffus über das ganze Gefüge, wobei die Diffusion kristall- und gitterstrukturellen, sowie gesteinssstrukturellen Diskontinuitäten gesetzmässig folgt. Es scheidet sich fein verteilter Magnetit ab. Ein gewisses

Gleichgewicht dürfte sich einstellen — Überschüsse bilden grobe Erzanreicherungen.

2. Dislokation bewirkt eine tiefgreifende Kataklase. Ursprünglich deutlich gegitterter Mikroklin wandelt sich in Perthit um. Durch die Kataklase wird die Lösungszirkulation intensiviert. Der Stoffaustausch verstärkt sich: Plagioklas frisst sich in den Perthit ein. Die Herkunft des Perthitspindelmaterials bleibt aber fraglich. Die Albitsaumbildung ist jedenfalls nicht Folge der Perthitbildung.
3. Bei diesen Stoffaustauschprozessen wird Magnetit zu Hämatit oxydiert.

REGISTER
DER IM TEXT AUFGEFÜHRTEN SCHLIFFE
(Figuren kursiv)

St	1 Seite	24, 25	St	193 Seite	37
2		23, 24, 25, 26, 28, 30	215		74, 76
4		32, 34	216		82
5		23, 27, 28, 104	219		28, 90
7a		30, 31	220		78
8		23, 27, 28, 33, 104	222		73
13		30, 31	223		73, 79
19		30	227		103, 106
20		30, 31	233		89
22		32, 33, 34	235		87, 88
23		23, 29, 30, 103, 104, 105	238b		74, Taf. VII
24		30, 31, 32	241		62
50		30	240		65
54		48, 49	242		62, 63
55		37	243		65
56		23	244		62
57		37	245		61
89		48, 104	246		65, 66
90		48, 104	247		65, 67, 69
100a		37, 38	248		61
101		37, 38	249		65
103		37, 38	260		77
109		40	261		23, 78, 79
117		23, 104	267		24, 81, 82, 83
124		51, 104	276		82
126		51, 52, 104	280		74
127		51, 53, 104	286		80
130		51	286a		80
137		48, 104	287		74, 75, 76
158		49, 50, 51, 104	290		82
166		49, 104	312		82, 89
167		51, 104	323		82, 89
179		51, 104	339		89
180		40, 47, 104	347		61
181		40, 47	348		61
182		40, 41, 42	359		60
183		30, 40, 41, 42	360		60
188		40, 41, 44	368		60
188b		43, 44	370		65, 68, 100
189		40, 41, 44, 45, 46	371		65
191		40, 41, 44, 46, 83, 84, 104	372		65, 68

LITERATURVERZEICHNIS

M. o. G. = Meddelelser om Grönland.

- ALLING, H. L. (1923). The mineralography of the feldspars, Part II., *J. Geol.*, 31, 282—305.
- ANDERSEN, O. (1915). On aventurine feldspar. *Amer. J. Sc.*, Ser. 4, XL, 351—399.
- (1928). The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. *Norsk geol. Tidsskr.*, 10, 116—207.
- ANDERSON, G. H. (1937). Granitization, albitization, and related phenomena in the Northern Inyo Range of California — Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 48, 1—74.
- BACKLUND, H. G. (1932). Das Alter des „Metamorphen Komplexes“ von Franz Josef Fjord in Ost-Grönland. *M. o. G.*, Bd. 87, Nr. 4.
- BARTH, T. (1927). Die Pegmatitgänge der kaledonischen Intrusivgesteine im Seiland-Gebiete. *Skrift. Norske Vidensk.-Akad. Oslo, I. mat.-naturv. Kl.*, No. 8.
- (1931). Permanent changes in the optical orientation of feldspars exposed to heat. *Norsk geol. Tidsskr.*, XII, 57—72.
- BECKE, F. (1908). Über Myrmekit. *Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt.* 27, 377—390.
- BOWEN, N. L. and SCHAIRER, J. F. (1930). The fusion relations of acmite. *Amer. J. Sc.*, Ser. 5; 18, 365—374.
- (1948). The granite problem and the method of multiple prejudices. *Mem. geol. Soc. Amer.*, 28, 79—90..
- BÜTLER, H. (1940). Das devonische Faltungsgebiet nördlich des Moskusoksfjordes in Ostgrönland. *M. o. G.*, Bd. 114, Nr. 3.
- (1957). Beobachtungen an der Hauptbruchzone der Küste von Zentral-Ostgrönland. *M. o. G.*, Bd. 160, Nr. 1.
- CARSTENS, H. (1955). On the clouding of plagioclase. *Norsk geol. Tidsskr.*, 35, 129—134.
- CHAYES, F. (1950). On the relation between anorthite content and γ -index of natural plagioclase. *J. Geol.*, 58, 593—595.
- (1955). Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. *J. Geol.*, 63, 75—82.
- CONYBEARE, C. E. B. and CAMPBELL, C. D. (1951). Petrology of the red radioactive zones north of Goldfields, Saskatchewan. *Amer. Mineral.*, 36, 70—79.
- DAL VESCO, E. (1954). Vulkanismus, Magmatismus und Metamorphose im Gebiet des nordostgrönlandischen Devons. *M. o. G.*, Bd., 72, 2. afd. Nr. 7.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1948). Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin/Heidelberg.
- FAUST, G. T. (1936). The fusion relations of iron-orthoclase, with a discussion of the evidence for the existence of an iron-orthoclase molecule in feldspars. *Amer. Mineral.*, 21, 735—763.
- FRASL, G. (1953). Zum Auftreten von Füllungsmaterialien in Kalifeldspäten und ihre Verbreitung in österreichischen Graniten und Granitgneisen. „Skizzen zum

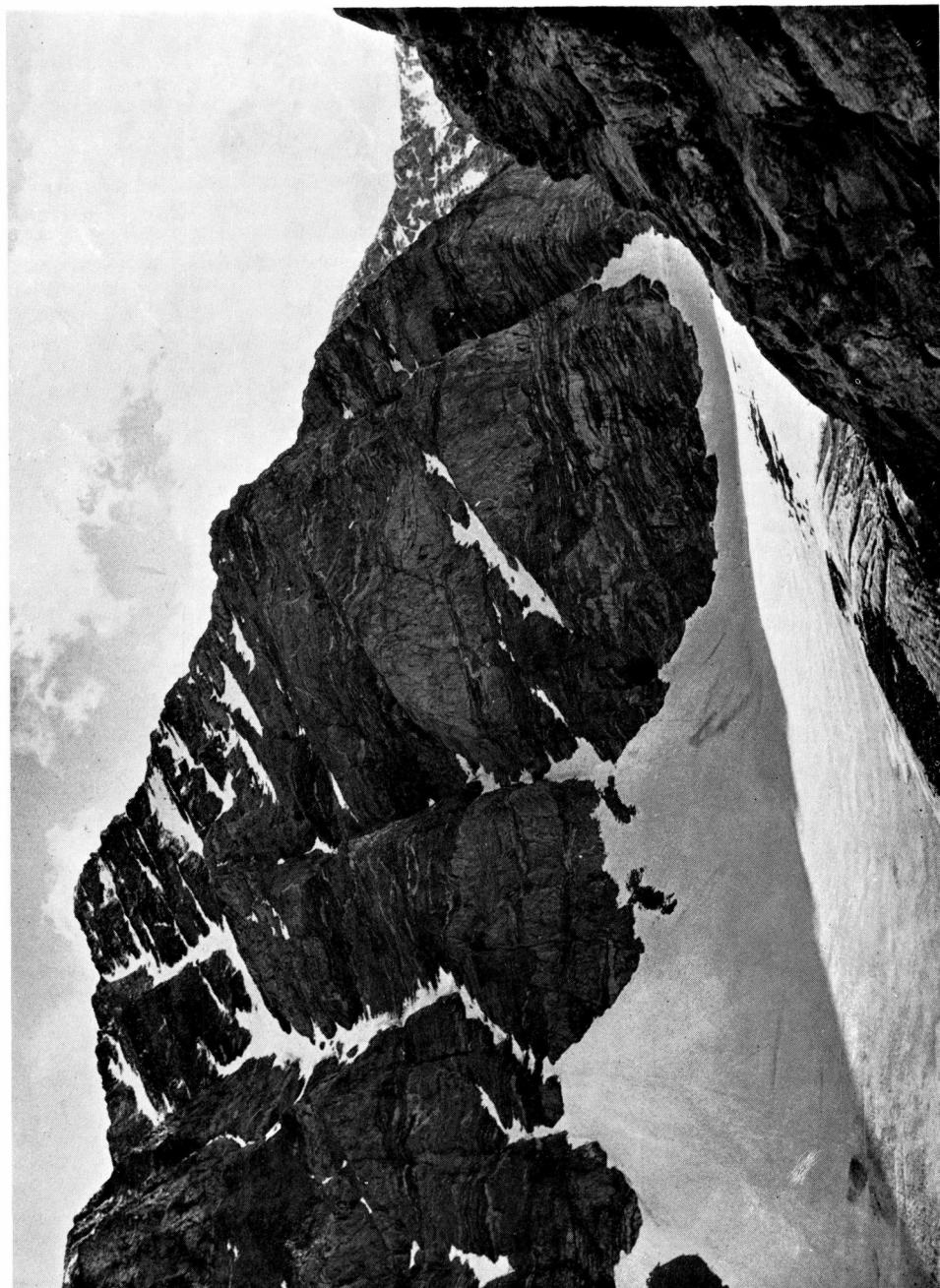
- Antlitz der Erde" = Kober-Festschrift, hg. von Küpper/Exner/Grubinger, 255—272. Wien.
- (1954). Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierte Wachstums an den grossen Kalifeldspäten einiger Porphyrrgranite, Porphyrrgranitgneise und Augengneise Oesterreichs. *Jb. geol. Bundesanstalt*, 97, 71—131.
- GAY, P. (1956). The structures of the plagioclase feldspars. VI. Natural intermediate plagioclases. *Mineral. Mag.*, 31, 21—40.
- GOLDSMITH, J. R. (1950). Gallium and Germanium substitutions in synthetic Feldspars. *J. Geol.*, 58, 518—536.
- (1952). Diffusion in plagioclase feldspars, *J. Geol.*, 60, 288—291.
- GOODSPEED, G. E. (1952). Replacement and rheomorphic dikes. *J. Geol.*, 60, 356—363.
- GRAETER, P. (1957). Die sauren devonischen Eruptivgesteine des Kap Franklin-gebiete am Kejser Franz Josephs Fjord in Zentral-Ostgrönland. *M.o.G. Bd. 155*, Nr. 3.
- HALLER, J. and KULP, J. L. (1962). Absolute age determinations in East Greenland. *M.o.G., Bd. 171*, Nr. 1.
- JOHNSON, A. (1909). Beiträge zur Kenntnis der Salzlager. I. Regelmässige Verwachung von Carnallit und Eisenglanz. *Centralbl. Mineral., Geol. u. Pal.*, 168—173.
- (1911). Regelmässige Einlagerung von Eisenglanz in Cancrinit. *Centralbl. Mineral., Geol. u. Pal.*, 369—372.
- JUDD, J. W. (1885). On the Tertiary and older Peridotites of Scotland. *Quart. J. geol. Soc. London*, XLI, 374—418.
- KERN, R. (1947). Zur Petrographie des Centovalli (Tessin, Schweiz). *Diss. ETH, Zürich*. Helsinki.
- KNUP, P. (1958). Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli — Valle Vigezzo und Onsernone. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 38, 83—236.
- LACROIX, A. (1922). *Minéralogie de Madagascar*, I & II. Paris.
- LEA, I. (1866). Notes on some members of the feldspar family. *Proc. Acad. nat. Sc. Philadelphia*, 110—113.
- MAC GREGOR, A. G. (1931). Clouded feldspars and thermal metamorphism. *Mineral. Mag.*, 22, 524—538.
- MEHNERT, K. R. (1949). Begriffserläuterungen zur angewandten Nomenklatur im kristallinen Grundgebirge. In: HOENES/MEHNERT/SCHNEIDERHÖHN. *Führer zu petrogr.—geol. Exkursionen im Schwarzwald u. Kaiserstuhl*. Stuttgart. 5—6.
- MÜGGE, O. (1927). Siehe ROSENBUSCH.
- NIGGLI, P. (1945). *Grundlagen der Stereochemie*. Basel.
- (1948). *Gesteine und Minerallagerstätten*. I. Basel.
- PERRIN, R. et ROUBAULT, M. (1939). Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Service Carte géol. Algérie*, Sér. 5, No. 4.
- POLDERVERAART, A. and GILKEY, A. (1954). On clouded plagioclase. *Amer. Mineral.*, 39, 75—91.
- REINHARD, M. (1931). *Universal Drehtischmethoden*. Basel.
- RINNE, F. (1914). Beitrag zur optischen Kenntnis der kolloidalen Kieselsäure. *N. Jb. Mineral., Geol. u. Pal.*, Beil. Bd. 39 = *Festschr. Max Bauer*, 388—414.
- rittmann, A. (1929). Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolitischen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 9, 1—46.
- ROSENBUSCH, H. (1927). *Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine*. I. Die petrographisch wichtigen Mineralien und die Methoden ihrer Untersuchung. 2, spezieller Teil. 5. Aufl. hg. von O. MÜGGE. Stuttgart.

- ROSENQVIST, I. Th. (1951). Investigations in the crystal chemistry of silicates. III. The relation haematite — microcline. *Norsk geol. Tidsskr.*, 29, 65—76.
- SÄVE-SÖDERBERG, G. (1934). Further contributions to the Devonian stratigraphy of East Greenland. II. Investigations on Gauss Peninsula... Appendix: Notes on the geology of the Passage Hills (East Greenland). *M.o.G.*, Bd. 96, Nr. 2.
- SCHEERER, Th. (1845). Untersuchung des Sonnensteins. *Ann. Phys. u. Chem. Poggendorff*, 64, 153—162.
- SEDERHOLM, J. J. (1907). Om granit och gneis. *Bull. Comm. géol. Finlande*, 23.
- TERTSCH, H. (1902). Ueber die Lage der Hämatitschuppen im Oligoklas von Tvedstrand. *Tschermak mineral. petrogr. Mitt.*, NF 21, 248—251.
- TUTTLE, O. F. (1951). Studies in feldspar equilibria at the Geophysical Laboratory, Washington. *Mineral. Mag.*, 29, 757—758.
- (1952). Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks. *J. Geol.*, 60, 107—124.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. L. (1951). Four series of alkali-feldspars. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 62, 1486.
- WENK, E. (1954). Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 34, 309—318.
- WENK, E., STERN, P., and PAPAGEORGAKIS, J. (1962). Geological map of the western part of Gaaseland 1 : 150'000. In: WENK, E. (1961). On the crystalline basement and the basal part of the pre-Cambrian Eleonore Bay Group in the southwestern part of Scoresby Sund. *M.o.G.*, Bd. 168, Nr. 1.
- ZWART, H. J. (1958). Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Geol. en Mijnbouw*, 20, 18—30.

TAFELN

Tafel I

Nörlunds Alper, Tidselbjerg — Westflanke: lagige Granitintrusion (Aufblättern des Plutondaches parallel zur Injektionsrichtung) vgl. S. 67.



Tafel II

Nörlunds Alper, Wordies Bugt — Profil. Pegmatitisch-granitoide Masse dringt diskordant in das Paläosom ein; vgl. S. 71.



Tafel III

Detail aus Tafel II. Das Paläosom selbst ist von ptygmatisch gefalteten Adern durchzogen, vgl. S. 71.

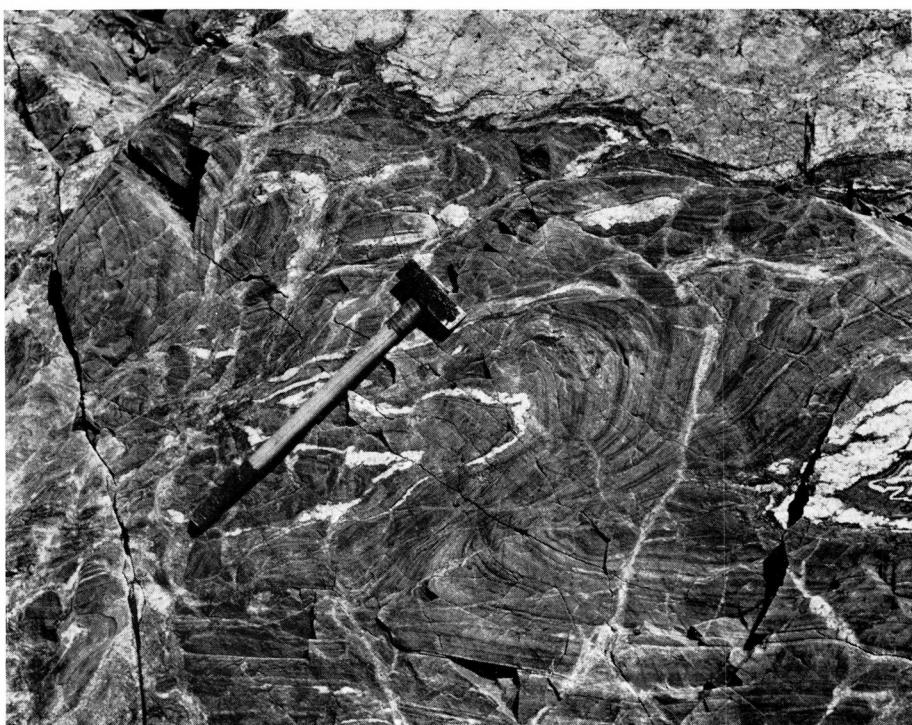


Tafel IV

Nörlunds Alper, Küstenlinie der Wordies Bugt. Intensive Durchmischung und plastische Deformation in tieferem Niveau, vgl. S. 72.



A



B

Tafel V

Tiefste Aufschlüsse an der Küste der Wordies Bugt. Teils synintrusiv zerlegter, teils postkristallin zerscherter, primär sedimentogener Xenolith liegt in einer granitoiden bis relativ homogenen Granitoidmasse; vgl. S. 85.



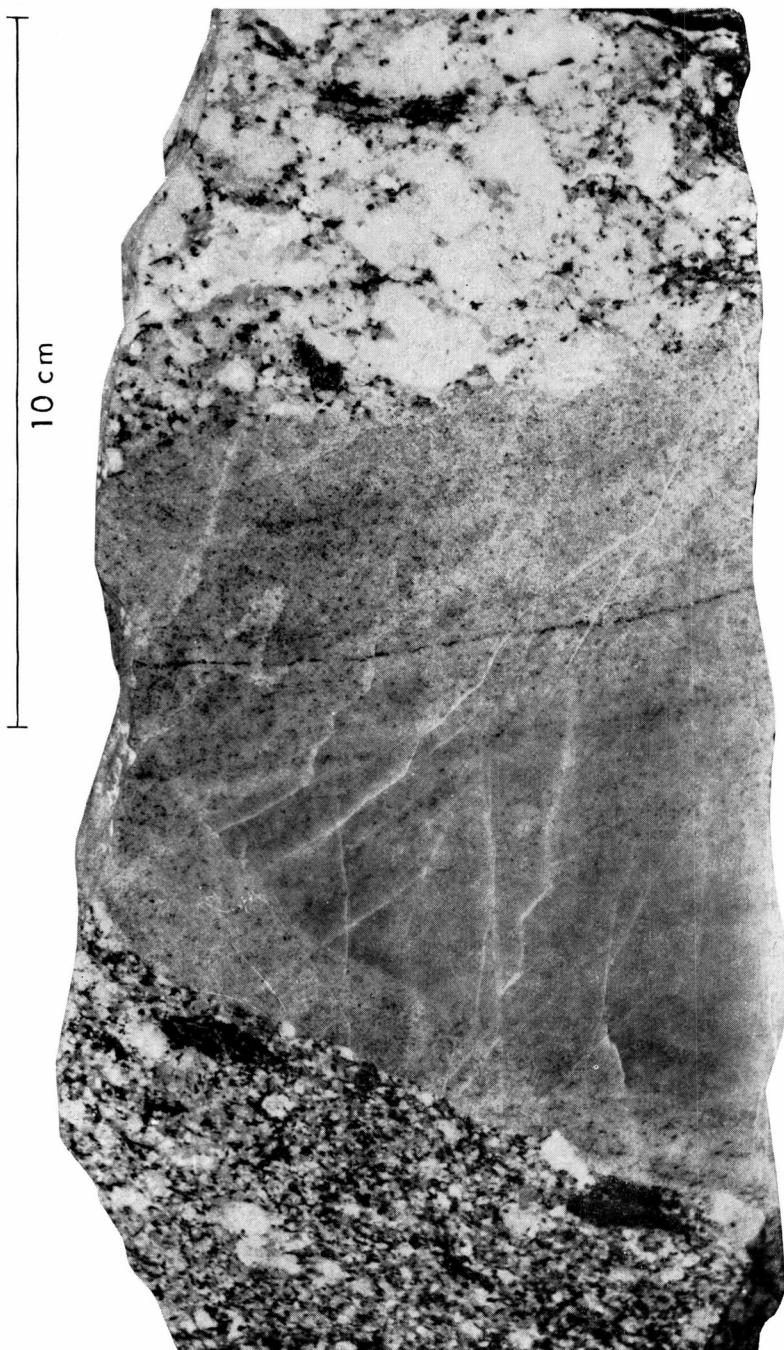
Tafel VI

Wordies Gletscher, Nordflanke des Rungstedbjerges. Augigflatschige Anreicherungen bis Boudins in der Granatschieferserie; vgl. S. 86.



Tafel VII

Anschliffbild eines Intrusivganges mit aplitischer Kernpartie (St 238); vgl. S. 80.



Tafel VIII

Geologische Karte und Profile 1:150 000.

Abkürzungen:

Rgl. = Rungstedgletscher.
Hgl. = Haussmanns Gletscher.
Ngl. = Nippoldts Gletscher
Sgl. = A. Schmidts Gletscher
Tt. = Toretinde (1700 m).



NÖRLUND ALPER und NORDHOEKS BJERG

OST HUDSON LAND

GEOLOGISCHE KARTE und PROFILE

1:150 000

VON

PAUL STERN

0 5 10 KM

LEGENDE

■	QUARTÄR
■	KRETASCH-TERTIÄRE BASALTE (GÄNGE, ERGÜSSE)
■	TRIAS
■	KARBON
■	DEVON (MITTEL DEVON)
■	SPÄT- BIS POST-OROGENE INTRUSIV GRANITE
■	ROTE MIGMATIT KOMPLEXE
■	QUARZSCHIEFER
■	GLIMMERSCHIEFER } METAMORPHE ELEONORE BAY SEDIMENTE
■	KALK-DOLOMIT SERIE
■	BUNTE SERIE
■	SCHICHTGRUPPE 3-6 } SCHICHTGRUPPE 1-2 } QUARZIT SERIE
■	OBERE TONIG-SANDIGE SERIE

KALEDONISCHES KRISTALLIN

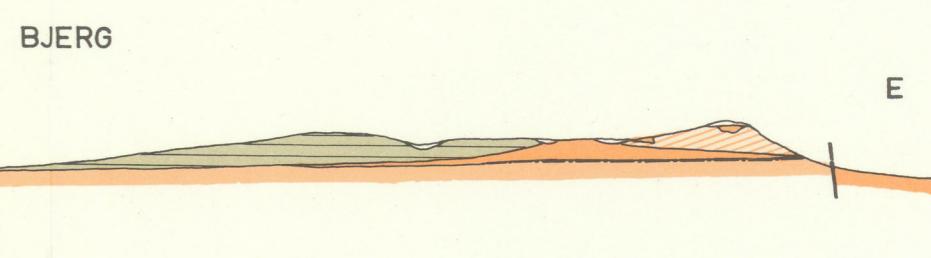
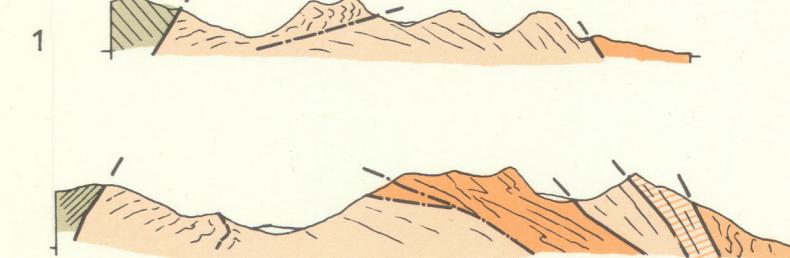
ELEONORE BAY GROUP

PRAKAMBRIISCHE SEDIMENTE

NÖRLUND ALPER

W

E



NORDHOEKS BJERG

W

E

