

MEDDELELSER OM GRØNLAND

UDGIVNE AF

KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND

Bd. 153 · Nr. 2

DE DANSKE EKSPEDITIONER TIL ØSTGRØNLAND 1947—58

UNDER LEDELSE AF LAUGE KOCH

ZUR PETROLOGIE DER SUBVULKANE
ZWISCHEN
MESTERS VIG UND ANTARCTIC HAVN
(OST-GRÖNLAND)

VON

HANS KAPP

MIT 43 FIGUREN IM TEXT UND 12 TAFELN

WITH AN ENGLISH SUMMARY

KØBENHAVN

C. A. REITZELS FORLAG

BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S

1960

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Textfiguren	5
Verzeichnis der Tafeln	6
Vorwort	7
Methodisches	9
Allgemeine Übersicht	11
I. Die Syenitischen Intrusiva	18
A. Die Mineralien	18
1. Helle Gemengteile	18
2. Dunkle Gemengteile	26
3. Nebengemengteile	31
B. Die Kap Syenit-Intrusion	32
1. Geologischer Überblick	32
2. Petrographie und Chemismus	36
a. Mineralbestand und Gesteinscharakter	36
b. Chemismus	38
c. Kontaktfazies und Kontaktmetamorphose	40
d. Hybrid- und Schollensyenite	44
C. Der Theresabjerg-Komplex	47
1. Geologischer Überblick	47
2. Petrographie und Chemismus	52
I) Syenite und helle Syenitporphyre	52
a. Mineralbestand und Gesteinscharakter	54
b. Chemismus	56
II) Dunkle Syenitporphyre	59
a. Geologisches Auftreten	59
b. Mineralbestand und Gesteinscharakter	61
c. Chemismus	61
III) Präsyenitische Porphyrite	62
a. Mineralbestand und Gesteinscharakter	62
b. Chemismus	65
D. Der Oksehorn-Komplex	66
1. Geologischer Überblick	66
2. Petrographie und Chemismus	69
I) Die Syenite	69
a. Mineralbestand und Gesteinscharakter	69
b. Chemismus	72
II) Die dunklen Schollen	73

	Seite
III) Kontaktmetamorphose	74
IV) Skarnbildung	75
3. Zusammenfassung der Abschnitte B—C	76
E. Die hellen Gänge	77
1. Syenitporphyre und Gänge granitischer Zusammensetzung	78
2. Felsite	80
3. Leukokrate Andesin-Porphyrite	80
4. Quarzporphyre	81
II. Der Alkaligranit der Pictet Bjerge	83
1. Geologischer Überblick	83
2. Petrographie und Chemismus	85
a. Mineralbestand und Gesteinscharakter	85
b. Chemismus	88
c. Scholleneinschlüsse	89
3. Intrusionsmechanik	92
III. Der Gabbrodiorit der Grauen Wand	95
1. Geologischer Überblick	95
2. Petrographie und Chemismus	96
a. Der Mineralbestand	96
b. Gesteinsvarietäten und Kontakterscheinungen	99
c. Chemismus	101
IV. Vulkanische Brekzien	103
1. Allgemeiner Überblick	103
2. Auftreten und Verbreitung	106
3. Systematik, Petrographie und genetische Deutung	108
I) Tuffbrekzien	109
II) Intrusionsbrekzien	116
III) Schlotfüllungen	123
V. Die basischen Gänge	128
1. Basalte im weiteren Sinne	134
a. Dolerite	135
b. Basalte im engeren Sinne	141
c. Olivinbasalte	142
d. Porphyrische Plagioklasbasalte	145
e. Augitporphyrite	146
f. Diabase	150
2. Tilaitische Ganggesteine	151
a. Pyroxenitischer Tilait	151
b. Ankaramitischer Tilait	153
c. Montrealitischer Tilait	154
d. Chemismus	157
3. Ultrabasische Gänge	159
a. Pyroxenit	159
b. Uralitischer Hornblendit	160
4. Lamprophyre	160
a. Minetten	161
b. Kersantite	162
c. Hornblende-Vogesite	163
d. Augit-Spessartite	164

	Seite
e. Extremporphyrische Hornblende-Spessartite	166
f. Camptonite	170
VI. Ergussgesteine	173
a. Geschichteter Liparit	173
b. Vitrophyre	173
c. Sphärolithische Typen	174
VII. Pneumatolytische und hydrothermale Bildungen	176
VIII. Petrochemischer Teil	178
1. Methodisches	178
2. Intrusiva	180
3. Basische Gänge	184
Summary	192
Literaturverzeichnis	200

Verzeichnis der Textfiguren

Fig. 1. Geologische Übersichtskarte	13
- 2. Routen- und Namenkarte	14
- 3. Gesamtes Untersuchungsgebiet (Flugfoto)	16
- 4. Basaltsills Oksedal (Foto)	17
- 5. Schriftgranitische Verwachsung von Orthoklas und Quarz (Zeichnung)	26
- 6. Kap Syenit und Pictet Bjerge (Flugfoto)	34
- 7. Verdrängung von Orthoklas durch Plagioklas (Zeichnung)	37
- 8. Schollenkontakt zwischen Syenit und Sediment (Foto)	42
- 9. Kontaktzone zwischen Syenit und Sediment (Zeichnung)	43
- 10. Theresabjerg-Komplex (Flugfoto)	48
- 11. Theresabjerg E-Wand (Foto)	49
- 12. Kontakt Syenit-Sediment in der Mündung des Slugtdal (Zeichnung)	50/51
- 13. Brekziöser Kontakt Syenit-Sediment (Foto)	53
- 14. Quarz-trachytische Scholle im Syenit (Foto)	57
- 15. Osthang des mittleren Pictet Dal (Zeichnung)	60
- 16. Oksehorn S-Wand (Flugfoto)	67
- 17. Oksehorn W-Wand (Foto)	68
- 18. Syenitadern im Rahmengestein (Foto)	70
- 19. Schollenkontakt zwischen Syenit und Sediment (Foto)	71
- 20. Westliches Pictet Dal mit Alkaligranit-Pluton (Flugfoto)	83
- 21. Basalt-Dyke, der mit scharfem Kontakt vom Granit abgeschnitten wird (Foto)	84
- 22. Granit und Syenit in den Sedimenten des hintersten, westlichen Pictet Dal (Foto)	90
- 23. Schollig-schlieriger Kontakt zwischen Basalt-Dyke und Granit (Foto)	91
- 24. Intrusionsmechanik: Übergekippte Sedimentscholle (Foto)	93
- 25. Intrusionsmechanik (Zeichnung)	93
- 26. Slugtdal mit Gabbrodiorit der Gråvæggen (Flugfoto)	95
- 27. Pictet Bjerge mit Gabbrodiorit-, Syenitporphyr- und Granitkörpern (Flugfoto)	97
- 28. Brekzien-Berge: in-situ-Brekzierung (Foto)	107
- 29. Brekzien-Berge: in-situ-Brekzierung (Foto)	108
- 30. Brekzienstock des Vildthorn (Flugfoto)	117

	Seite
Fig. 31. Basische Gangsysteme im Oksedal (Flugfoto)	128
- 32. Basische Gangsysteme im Oksedal (Flugfoto)	129
- 33. Doleritischer »Schneewandgang« (Foto)	130/131
- 34. Basaltische Dykes, diskordant im Syenit (Foto)	133
- 35. »Schneewandgang« mit Fakirgryde (Flugfoto)	136
- 36. Mauerartig herausgewitterter Basalt-Dyke (Foto)	143
- 37. Variations-Diagramm der Niggli-Werte von Intrusivgesteinen	179
- 38. Q-L-M-Dreieck	180
- 39. Feldspat-Dreieck	181
- 40. Variations-Diagramm der Niggli-Werte von basaltischen Ganggesteinen	182
- 41. Mafit-Dreieck	183
- 42. k-mg-Diagramm der Basalte	184
- 43. si-alk-Diagramm der Basalte	185

Verzeichnis der Tafeln

Tafel	I. Fundortkarte der chemisch analysierten Gesteine.
-	II. 1. Hybrid-Syenit (Mikrofoto, 27 × vergr.). Kalk-Alkalisyenit (Mikrofoto, 66 × vergr.).
-	III. 1. Gabbrodiorit: korrodierter Biotit (Mikrofoto, 66 × vergr.).
-	2. Vulkanische Brekzie: Entmischungsstruktur von Erz (Mikrofoto, 66 × vergr.).
-	IV. 1. Quarzporphyr (Mikrofoto, 27 × vergr.).
-	2. Vitrophyr (Mikrofoto, 8 × vergr.).
-	V. 1. Sphärolithischer Vulkanit (Mikrofoto, 15 × vergr.).
-	2. Sphärolithischer Vulkanit (Mikrofoto, 8 × vergr.).
-	VI. 1. Montrealitischer Tilait (Mikrofoto, 15 × vergr.).
-	2. Spessartit (Mikrofoto, 27 × vergr.).
-	VII. 1. Dolerit: subophitische Struktur (Mikrofoto, 66 × vergr.).
-	2. Dolerit: subophitische Struktur (Mikrofoto, 66 × vergr.).
-	VIII. 1. Dolerit: ophitische Struktur (Mikrofoto, 66 × vergr.).
-	2. Dolerit: ophitische Struktur (Mikrofoto, 8 × vergr.).
-	IX. 1. Augitporphyr (Mikrofoto, 8 × vergr.).
-	2. Augitporphyr: Titanaugit (Mikrofoto, 27 × vergr.).
-	X. 1. Olivinbasalt (Mikrofoto, 15 × vergr.).
-	2. Olivinbasalt: Olivinpseudomorphose und Titanaugit (Mikrofoto, 27 × vergr.).
-	XI. 1. Campitonit: Biotiteinsprengling (Mikrofoto, 15 × vergr.).
-	2. Ankaramitischer Tilait: hämatitisierter Olivin (Mikrofoto, 27 × vergr.).
-	XII. 1. Geologische Karte des Gebietes zwischen Mesters Vig und Antarctic Havn 1:50'000.
-	2. Geologisches Profil durch die drei Intrusionszentren des Oksehorn, Theresabjerg und Kap Syenit.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung einem Zufall. Nachdem ich 1955 — im Rahmen der »Dansk Østgrønland-Ekspedition« unter Leitung von Dr. LAUGE KOCH — als Assistent von Dr. J. HALLER zum ersten Mal Bekanntschaft mit der grönländischen Erde geschlossen hatte, sollte ich im Sommer 1957 mit Feld- und Kartierungsarbeiten im nördlichen Liverpool Land beginnen. Die Eisverhältnisse waren jedoch derart, dass es unmöglich blieb, innert nützlicher Frist an der Küste der Liverpool Halbinsel an Land zu gehen. Auf Anregung von Herrn Dr. LAUGE KOCH, dem ich an dieser Stelle herzlich für sein Interesse und seine Unterstützung danken möchte, begann ich deshalb Ende Juli 1957 mit der Untersuchung der Subvulkane im Gebiet von Antarctic Havn; diese erste Arbeitsperiode dauerte bis Ende August. Der Sommer 1958 diente vor allem einer möglichst genauen Kartierung und der Abklärung streitiger Fragen, die sich im Verlaufe der mikroskopischen Untersuchung gestellt hatten. Besonderes Gewicht wurde zudem auf das Einsammeln möglichst vieler Basaltproben gelegt. Diesem Zweck diente vor allem die mehrtägige Begehung des Oksedal.

Die Ausarbeitung des gesammelten Materials und die Abfassung des Manuskriptes erfolgten im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel. Hier stand mir die reiche Erfahrung der Herren Prof. Dr. E. WENK und Prof. Dr. P. BEARTH zur Verfügung, die beide mit den Problemen meines Gebietes von ihrer Untersuchung der Werner Bjerge in den Jahren 1953—54 her vertraut waren. Prof. BEARTH gewährte mir Einblick in seine reichhaltige Kollektion der Werner Bjerge-Gesteine und überliess mir freundlich die Proben, die er und Prof. WENK in meinem Untersuchungsgebiet gesammelt hatten (Gesteine mit den Nummern WB und WW).

Herr Dr. O. GRÜTTER stand mir in speziellen, mineralogischen Fragen zur Seite; Herr Dr. J. HALLER, der mich 1955 in die Geologie Ostgrönlands eingeführt hatte, war stets bereit, mich von seiner grossen Kenntnis profitieren zu lassen.

Dr. S. LANDERGREN, Stockholm, und Dr. H. SCHWANDER, Basel, haben 18 Gesteins- und 2 Mineralproben für die vorliegende Arbeit

chemisch analysiert; E. GLAUSER, Präparator am Mineralogisch-Petrographischen Institut, Basel, hat über 300 Dünnschliffe hergestellt.

Die Dünnschliffphotographien hat Herr A. SOMMER — dank dem freundlichen Entgegenkommen von Herrn Prof. J. CADISCH — am Geologischen Institut der Universität Bern aufgenommen.

URS GASSER, stud. geol. Bern, begleitete mich als guter Kamerad während der Feldarbeit in den Sommern 1957 und 1958.

Allen oben Genannten möchte ich für ihr Interesse und die Förderung meiner Arbeit herzlich danken.

Basel, im Juni 1959.

HANS KAPP

METHODISCHES

Die optische Untersuchung der Dünnschliffe wurde mit Hilfe eines Leitz-Mikroskopes durchgeführt. Die Bestimmung von Achsenwinkel und Auslöschungsschiefen erfolgte auf dem Drehtisch und durch stereographische Projektion nach der Methode von C. BURRI (1931). Angaben über Δn beruhen dort, wo sie nicht durch Messung der Hauptbrechungsindices gewonnen wurden, auf Schätzung. Der Anorthit-Gehalt der Plagioklasse wurde nach den Methoden von M. REINHARD (1931) und A. RITTMANN (1929) bestimmt, womöglich unter Anwendung beider Methoden im selben Schliff. Bei porphyrischen und basaltischen Gängen ist nach beiden Verfahren ein Unsicherheitsfaktor nicht zu umgehen, bedingt durch die offene Frage, ob in Plagioklasen dieser Gesteine Hoch- oder Tieftemperaturoptik gegeben ist.

Der quantitative Mineralbestand wurde für die meisten chemisch analysierten Gesteine mit Hilfe eines Point-counters vermessen; in den übrigen Fällen beruhen die Angaben auf Schätzung.

Die Bestimmung der Mineralien erfolgte anhand der Tabellen von W. E. TRÖGER (1952) und A. N. WINCHELL (1951). In der Benennung und Klassifizierung der Eruptivgesteine habe ich mich weitgehend an das Nomenklatur-Kompendium von TRÖGER (1935) gehalten. Die Auswertung der chemischen Analysen erfolgte im Sinne der Vorschläge von P. NIGGLI.

Als topographische Grundlage diente mir im Sommer 1957 die Karte 1:250'000 des Geodætisk Institut, Kopenhagen; im Sommer 1958 stand mir die neu herausgekommene, »Foreløbigt Kort« 1:50'000 desselben Institutes zur Verfügung.

Für die Ausarbeitung der geologischen Karte, die grösstenteils durch direkte Feldaufnahmen entstanden ist, habe ich womöglich stets die Flugfotos von M. BRENNEISEN zu Hilfe gezogen.

Es hat sich als unmöglich erwiesen, in der kurzen Zeit des grönländischen Sommers auch den sedimentären Rahmen eingehend zu untersuchen. In der Karte sind deshalb die Sedimente nicht unterteilt. Die durch eine scharfe Linie eingetragene Grenze zwischen vulkanischen Brekzien und Syeniten, bzw. Syenitporphyren ist willkürlich; in Wirk-

lichkeit gehen beide meist ohne feststellbare Grenze kontinuierlich ineinander über. Dunkle Porphyrit- und Brekzienschollen im Syenit sind in der Karte meist nur schematisch eingetragen. Basische Sills und Dykes sind so zahlreich, dass auf einer Karte im Massstab 1:50'000 nur die markantesten eingezeichnet werden können. Tektonische Bruchlinien aus dem Kärtchen von W. BIERTHER (1941) sind nur dort übernommen worden, wo ich sie selber im Felde nachweisen konnte.

Die relativ geringe Grösse der untersuchten Intrusivkörper, ihre stockartige Struktur und ihr sehr oberflächennahes (hypabyssisches) Intrusionsniveau, verbunden mit der Bildung vulkanischer Brekzien, lassen es tunlich erscheinen, die Namen Pluton oder Batholith möglichst zu vermeiden und an ihre Stelle den passenderen Begriff »Subvulkan« zu setzen. Hierin bleibt die Frage offen, ob das Magma je in Form aktiver Vulkane bis zur ehemaligen Erdoberfläche durchbrach.

ALLGEMEINE ÜBERSICHT

Saure Intrusivgesteine sind in NE-Grönland aus dem Gebiet zwischen Angmagssalik (66° N) und Kap Broer Ruys (Hold with Hope, $73\frac{1}{2}^{\circ}$ N) bekannt. 1870, 1899 und 1900 wurden durch die deutsche Koldewey- und die schwedische Nathorstexpedition, sowie durch O. Nordenskjöld die Lokalitäten von Kap Broer Ruys, Kap Parry und Canning Land bekannt. Im Verlaufe späterer Untersuchungen erweiterte sich die Kenntnis saurer Eruptiva; in seiner »Geology of East Greenland« erwähnt L. KOCH bereits 1929 die Eruptivzentren des Kap Syenit und der Werner Bjerger. Einige Zeit später werden durch die Arbeiten von L. R. WAGER (1934, 1935) und L. R. WAGER & W. A. DEER (1939) die Intrusionen zwischen Kap Dalton und Angmagssalik bekannt. NOE-NYGAARD hat sich 1934, 1937 und 1938 eingehend mit den Eruptiva von Canning Land und deren Eingliederung in die »Kap Fletcher Serie« befasst; 1940 ist vom selben Autor eine kleine Schrift über »Syenitforekomsten ved Antarctic Havn« erschienen. Weitere Beiträge zur Kenntnis der »Kap Fletcher« — und der »Mount Høgbom Serie« stammen von H. BÜTLER (1935, 1937 u. 1959). H. G. BACKLUND & D. MALMQVIST beschrieben 1935 die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin (Gauss Halv Ø). 1938 und 1942 erschienen die Arbeiten von H. P. SCHAUB über die Geologie des südöstlichen Teiles von Traill Ø, (Kap Parry, Kap Simpson). W. BIERTHER (1944) hat in seinen »Vorläufigen Mitteilungen zur Geologie des östlichen Scoresbylandes«, wozu auch unser Untersuchungsgebiet gehört, die Eruptivgesteine nur kurz gestreift. Die Syenitkomplexe von Kap Simpson und Kap Parry werden neuerdings von H. P. HERES (Basel) untersucht.

Bis dahin war das Massiv der Werner Bjerger (72° N, 24° W) praktisch unbekannt geblieben; 1948 erhielt es zum ersten Mal den Besuch einer Forschergruppe unter Leitung von H. STAUBER. Wissenschaftliche Ergebnisse sind nicht bekannt geworden. Eine systematische Untersuchung und Kartierung des ganzen Intrusivkomplexes erfolgte erst 1953 und 1954 durch P. BEARTH und E. WENK. Die wichtigsten Ergebnisse sind in »The Alkali Massif of the Werner Bjerger in East Greenland« (P. BEARTH, 1959) zusammengefasst.

Die altersmässige Gliederung der ostgrönländischen Eruptiva hat einige Mühe bereitet. Zusammen mit der »Kap Fletcher Serie« hat KOCH

(1929) die Intrusivgesteine des Kap Syenit und der Traill Ø ins Permo-Carbon gestellt. Diese Ansicht teilte 1934 auch NOE-NYGAARD; 1937 wies er jedoch die »Kap Fletcher Serie«, beschränkt auf die Eruptiva von Canning Land und Wegener Halvø, ins Mitteldevon, während er Kap Syenit- und Traill Ø – Intrusiva ins Tertiär stellte, »da es sich zeigte, dass er (der Syenit) basische Lagergänge durchschlägt, die vermutlich tertiären Alters sind ...« Bereits 1932 hatte G. W. TYRRELL für die Alkaligesteine des Kap Parry auf diese Möglichkeit hingewiesen: »... on present evidence a Tertiary age for the Kap Parry rocks seems not unlikely.« 1938 hat H. P. SCHAUB diese Vermutung bestätigt, indem er für den Intrusivkomplex der südöstlichen Traill Ø oberkretazisch-tertiäres Alter postulierte. Da tertiäre Sedimente fehlen, vermochte auch D. T. DONOVAN (1953) nur nach unten eine genauere Abgrenzung zu geben: »Some or all of the igneous rocks (of Traill Ø) are post-Campanian but there is no more exact evidence as to their age.« Für die Intrusionen südlich des Scoresbysund geben L. R. WAGER und W. A. DEER (1939) mittelo-zänes (Skaergaardpluton) bzw. post-mittel-eozänes (Kap Deichmann-Syenit) Alter an.

Weder in den Werner Bjergen, noch in dem hier zu besprechenden Gebiet ist eine stratigraphische Datierung der Intrusionen möglich; dort sind triadische, hier jurassische Sedimente die jüngsten durchschlagenen Schichtverbände. Feldgeologische und petrographische Befunde zeigen jedoch eindeutig, dass sämtliche Intrusivkomplexe zwischen Werner Bjerger und Kap Parry in eine syngenetische Reihe zu stellen sind, der (nach der Datierung von DONOVAN auf Traill Ø) post-campanisches Alter zukommt.

Ein Ammonitenbruchstück aus dem Moränenschutt des mittleren Pictet Gletschers wurde von J. H. CALLOMON (London) als ?*Cranocephalites* cf. *subbullatus* (SPATH) bestimmt. Dies bedeutet, dass die östlich von Antarctic Havn anstehenden Bathonien-Schichten (Jura) sich auch auf dessen Westseite gegen die Pictet Bjerger hin fortsetzen.

Längs einer Linie, die vom Schuchert Kongespejlet Gletscher über das Zentrum der Werner Bjerger — Antarctic Havn zum Kap Parry verläuft (Fig. 1), treten zwischen Oksehorn und Kap Syenit in gleichmässigen Abständen drei selbständige Intrusionszentren saurer bis intermediärer, teilweise ausgesprochen alkalischer Eruptiva auf. Etwas nördlich dieser Linie fanden wir im Sommer 1958 — zum grössten Teil unter dem Firn des westlichen Pictet Gletschers verdeckt — einen vierten Komplex mit homogen alkaligranitischer Zusammensetzung.

Wir unterscheiden damit vier Zentren magmatischer, subvulkanischer Tätigkeit:

Kap Syenit	Oksehorn
Theresabjerg	Pictet Bjerger

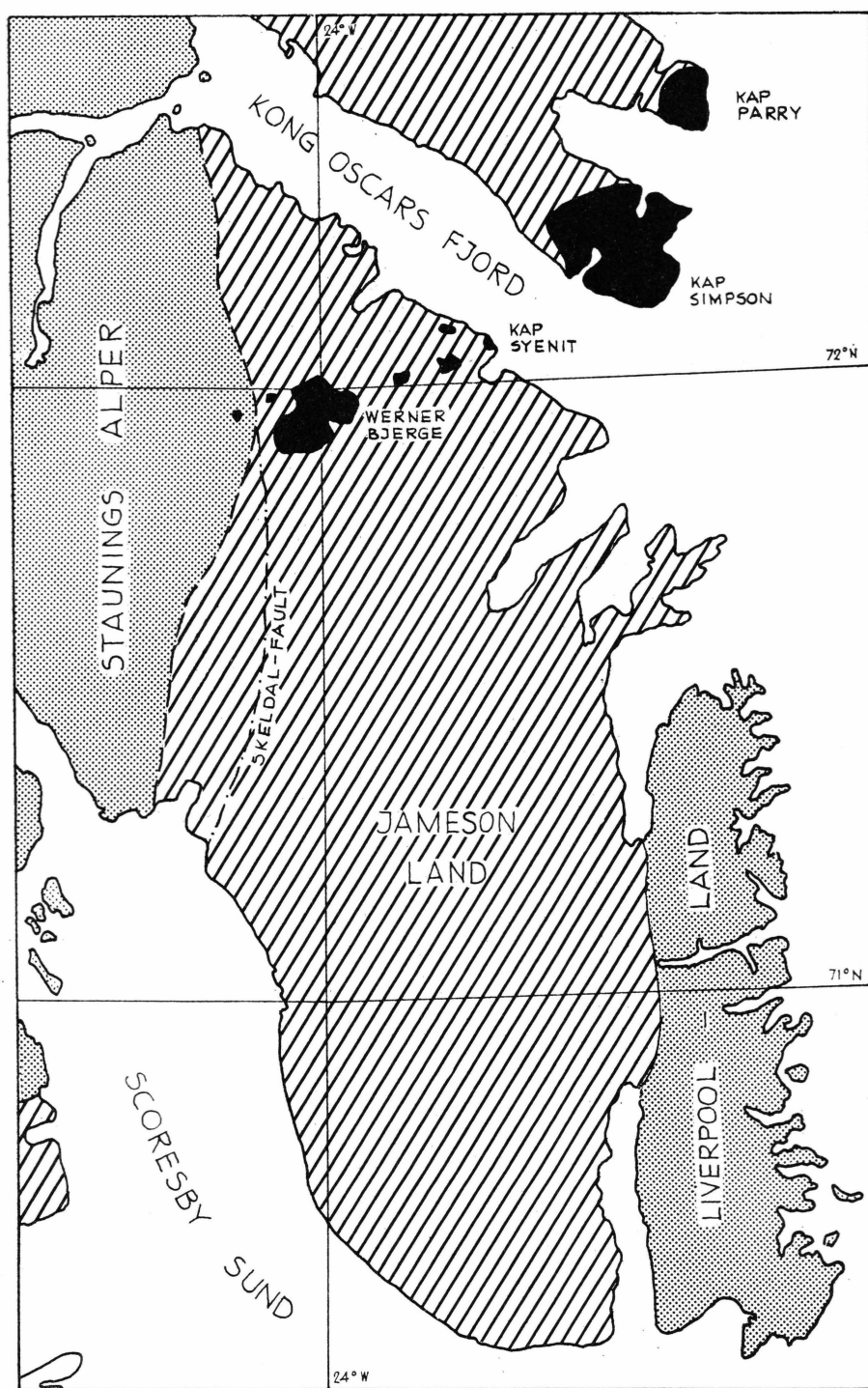


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte. Punktiert: Kaledoniden der Staunings Alper und von Liverpool Land. Schraffiert: Paläozoisch-mesozoische Sedimenttafel von Jameson Land und Traill Ø. Schwarz: Tertiäre Intrusiva.

1. Oksedal
2. Oksepas
3. Grønso
4. Oksehorn
5. Mirakeldal
6. Elefantbjerg
7. Håbets Dal
8. Stormryggen
9. Kolledalen
10. Theresabjerg
11. Majdal
12. Seglpas
13. Segldal
14. Fakirgryde
15. Nymfegryde
16. Medusagryde
17. Hvidbjerg
18. Slugtdal
19. Vildthorn
20. Gråvæggen
21. Lilledal
22. Eneboerdal
23. Kap Syenit
24. Pictet Bjerger
25. Snevæggen
26. Porfyrtryggen
27. Jægerdal
28. Borestok

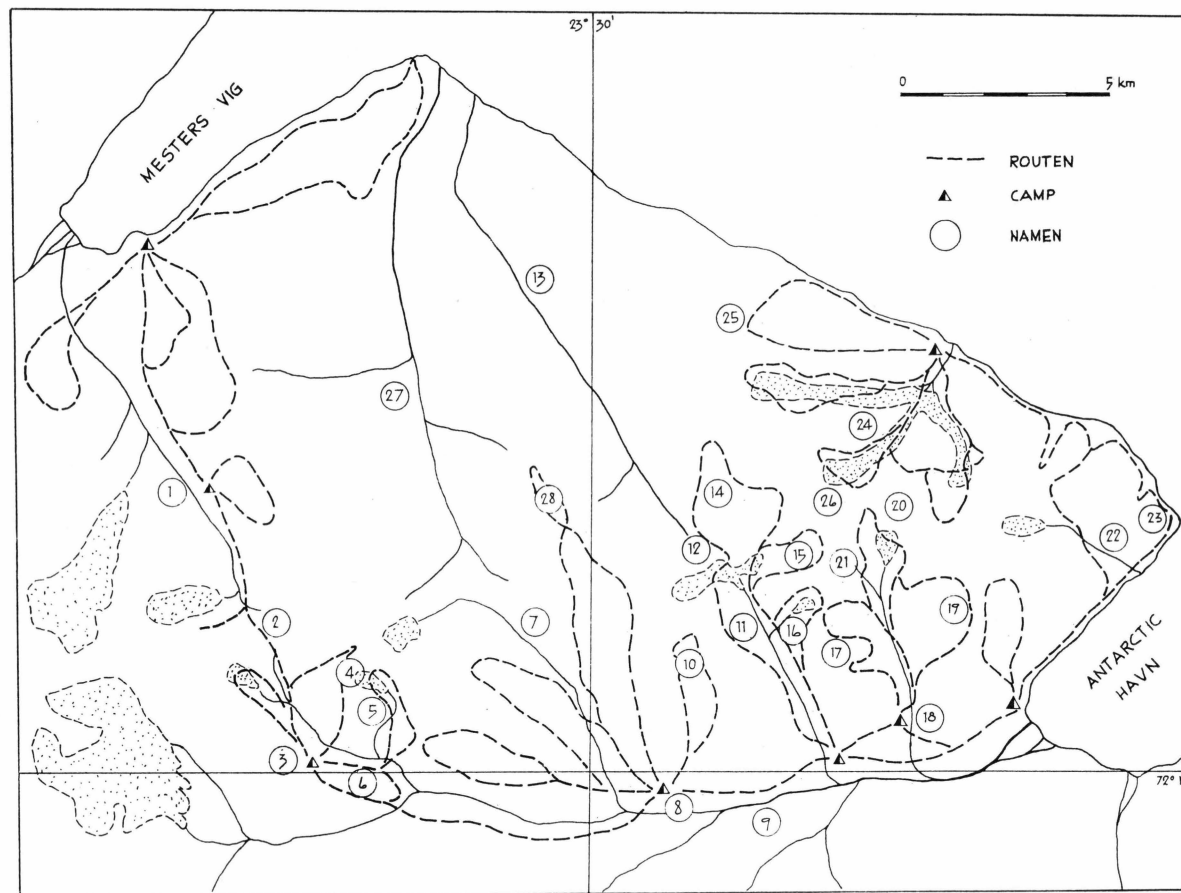


Fig. 2. Routen- und Namenkarte des Untersuchungsgebietes.

Kap Syenit und Oksehorn sind Zentren relativ einfach gebauter, stockartiger Kalk-Alkalisyenitintrusionen. Auch der Alkaligranit der Pictet Bjerge liegt als homogener Intrusiv-Stock vor. Demgegenüber zeigt der Theresabjerg-Komplex eine reiche, strukturelle und petrographische Gliederung: neben verschiedenen Syenitmodifikationen, stockartigen Massen dunkler Syenitporphyre und schwarzen Porphyriten tritt hier in beachtlicher Mächtigkeit ein selbständiger Gabbrodiorit-Stock auf. Auch die vulkanischen Brekzien besitzen in diesem Komplex ihre grösste Verbreitung; ganze Bergzüge sind hier durch die Wirkung des Vulkanismus' in situ brekziert worden. Die Differentiation des Magmas kam wahrscheinlich in den meisten Fällen vor der Intrusion zum Abschluss. Einzig bei den Syeniten zeichnet sich lokal durch diffusen Wechsel verschiedener Modifikationen eine geringe in-situ-Differentiation ab.

Trotz dem Fehlen eindeutig subaerischer Ergussgesteine besteht kein Zweifel, dass die Intrusionen durchwegs in relativ oberflächennahe Teile der Kruste erfolgten (Subvulkanismus); vom Dach der Intrusivkörper ausgehend durchschlagen zahlreiche Apophysen das Rahmengestein. Basaltische Sills und Dykes, teilweise in subparallelen Gangschwärmen konzentriert, besitzen im gesamten Untersuchungsgebiet weite Verbreitung. Ob sie im Zusammenhang mit dem regionalen Vulkanismus intrudierten oder direkte Abkömmlinge der lokalen Subvulkane sind, kann nicht abgeklärt werden.

Die Kontakte der Intrusiva zu ihrem Hüllgestein sind stets messerscharf und eindeutig magmatisch-eruptiv. Die Kontaktmetamorphose ist meist gering und beschränkt sich vorwiegend auf thermische Umprägung; Anzeichen von stofflicher Umwandlung sind nur im Mikrobereich der Kontakte, und auch da nur selten, feststellbar.

Die Magmatite intrudierten in eine Tafel flachliegender, von wenigen präeruptiven Brüchen verstellter, unmetamorpher Sedimente. Die Intrusion hat den Charakter eines Kraton-Vulkanismus im Sinne von RITTMANN (1942). Mechanische Deformation des Rahmengesteins ist — abgesehen von den vulkanischen Brekzien — stets unmittelbar an den Kontakt der Intrusiva gebunden; in einiger Entfernung davon äussert sie sich höchstens noch in einer schwachen, flachwelligen Verbiegung der Sedimentschichten, tritt jedoch gesamthaft betrachtet überhaupt nicht in Erscheinung.

E. FRÄNKEL (1953, p. 35) erwähnt ein glazial geschrammtes Konglomerat aus dem Skeldal nördlich der Werner Bjerge, das u. a. zahlreiche Syenitkomponenten führt. Seine Stellung gegenüber der Skeldal-Verwerfung scheint nicht klar zu sein; dagegen lässt es sich als »älter als der letzte Gletschervorstoss, welcher das Skeldal mit Eis erfüllte,« datieren. Folgen wir der berechtigten Annahme von FRÄNKEL, dass die Syenitkomponenten aus dem nahen Gebiet der Werner Bjerge stammen, so ergibt sich, dass Teile des Massivs bereits vor diesem »letzten Gletschervorstoss« durch die Erosion freigelegt waren.



Fig. 3. Blick auf das Untersuchungsgebiet mit Oksehorn, Pictet Bjergen und Kolledalen. Im Vordergrund der stark vergletscherte Ostrand der Werner Bjerger; im Hintergrund Kong Oscars Fjord und Traill Ø. (Flugfoto des Geodætisk Institut, København).



Fig. 4. Basaltische Sills bilden oft von weitem sichtbare Steilstufen. Der obere Sill ist an einem kleinen Bruch etwa 30 m versetzt. (Ostseite Oksedal).

Morphologisch wird unser Untersuchungsgebiet durch die Einschnitte von Oksedal (im W), Kolledalen (im S), sowie durch die Küsten von Mesters Vig, Kong Oscars Fjord und Antarctic Havn, (im N und E) begrenzt, (s. Fig. 3). Beide Täler münden mit weiten, sumpfigen Deltas ins Meer. Dem Gesteinscharakter entsprechend, herrschen im Gebiet südlich des Kolledal weiche, sanfte Formen vor, während in den Bergen der Eruptivzentren, die Höhen bis 1100 m erreichen, wilde und schroffe Felstürme und Wände charakteristisch sind. Oft zeigt der thermisch verbackene, sedimentäre Rahmen eine Morphologie, die durchaus derjenigen der Eruptivmassen entspricht. Die Verschuttung (als Folge des arktischen Klimas) erreicht im gesamten Areal beträchtliche Ausmasse. Von weitem frisch erscheinende Felspartien erweisen sich bei näherem Zusehen fast stets als faul und morsch.

Basaltische Sills und Dykes führen oft zur Bildung charakteristischer Steilstufen oder mauerartiger Rippen und Wälle (s. Fig. 4). Typische Härtlings-Relikte sind z.B. die Basalthügel des Sturmrückens im mittleren Kolledal.

Die Vergletscherung des Gebietes erreicht, im Vergleich zu den Werner Bjergen, nur geringe Ausmasse. Einige firnähnliche Gletscher ohne nennenswerte Spaltenbildung sind vorwiegend auf die oberen Teile der Täler beschränkt; nach schneereichen Wintern ist ihre Begehung ohne Gefahr möglich. Ihre gegenwärtige Bewegungstendenz scheint stationär zu sein.

I. DIE SYENITISCHEN INTRUSIVA

In diesem Abschnitt sollen die drei syenitischen Intrusionszentren in ihren geologisch-petrographischen Eigenheiten gesondert betrachtet werden. Da der qualitative Mineralbestand jedoch in allen drei Komplexen weitgehend übereinstimmt, werden, um häufige Wiederholungen zu vermeiden, in einem ersten Kapitel die wichtigsten auftretenden Mineralien gesamthaft besprochen.

A. Die Mineralien

Bereits hier seien drei charakteristische Merkmale vorausgeschickt: der beträchtliche quantitative Anteil von Plagioklas; die Seltenheit eindeutig belegter Feldspatvertreter, und das starke Zurücktreten echter Alkali-Mafite gegenüber den gewöhnlichen Mafiten.

Folgende Mineralien treten auf:

Helle Gemengteile:	Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz;
Dunkle Gemengteile:	Pyroxen, Biotit, Amphibol (Uralit);
Akzessorien:	{ Titanit, Apatit, Erz, Zirkon (Xenotim ?, Cassiterit ?)
Spätmagmatische oder Hydrothermal-Produkte:	{ Analcim, Natrolith, (Sodalith ?), Fluorit; Calcit, Chlorit, Serizit, Epidot, Prehnit, Cancrinit; Hämatit, Limonit, Pyrit.

1. Helle Gemengteile

PLAGIOKLAS

In den syenitischen Gesteinen der beiden äusseren Komplexe, Oksehorn und Kap Syenit, tritt Plagioklas stets in beträchtlicher, wenn auch stark variierender Menge auf; sein volumenmässiger Anteil beträgt durchschnittlich 30 %; dies bedeutet, dass wir es hier mit Kalk-Alkali- bis Monzo-Syeniten zu tun haben. Das ist deshalb recht erstaunlich, weil

sowohl in den benachbarten Werner Bjergen (BEARTH 1959), als auch auf Traill Ø (mündl. Mitteilung HERES) anscheinend nur Alkalisyenite mit geringem Plagioklasgehalt auftreten. Im Theresabjerg-Komplex tritt jedoch Plagioklas stark zurück oder fehlt oft ganz, so dass hier eigentliche Alkalisyenite überwiegen. In allen beobachteten Fällen stellt Plagioklas die Erstkristallisation der hellen Gemengteile dar, wobei der Beginn seiner Erstarrung ungefähr mit dem Ende der Mafitausscheidung zusammenfällt. Er liegt meistens in xenomorphen bis hypidiomorphen, unregelmässig-isometrischen Körnern vor. Seine Idiomorphie gegenüber Alkalifeldspat (und Quarz) ist jedoch meist eindeutig. Oft ist er als tafelige, bis ~ 2 mm grosse Einsprenglinge im Kern von jüngerem Kalifeldspat enthalten. Plagioklas tritt auch in einer spätmagmatischen Phase auf, wobei häufig Alkalifeldspat verdrängt wird. Bei vollständiger Xenomorphie herrscht hier implikative Verwachsung vor. Diese Erscheinung wird etwas eingehender im petrographischen Teil (s. p. 36) besprochen. Das für den Kalifeldspat oft typische Auftreten in bis mehrere cm grossen, porphyrischen Tafeln fällt beim Plagioklas, wenigstens in den echten Syeniten, gänzlich dahin.

In bezug auf sein chemisches Verhalten sind auffallend:

1. Der für Syenite relativ hohe durchschnittliche Anorthitgehalt und
2. der grosse Variationsbereich im Anorthit-Gehalt der Plagioklasse ein und desselben Dünnschliffs.

Diese auffallende Variabilität offenbart sich sofort in einer oft überaus starken Zonierung, die in diffus-kontinuierlichem Übergang in extremen Fällen ein Anorthit-Intervall von nahezu 40 % überstreicht. Die Zonierung erfasst nicht nur die randlichen Kornpartien, sondern setzt meist bereits im Kern ein. Fälle mit repetierend-diskontinuierlicher Zonarstruktur sind weniger häufig. Neben der Zonierung macht sich die grosse Variationsbreite auch im Auftreten von nicht-zonaren Plagioklassen verschiedenster Zusammensetzung auf engstem Raum bemerkbar, (vgl. Kolonne 1 in Tabelle 1). Oft lagern sich mehrere sukzessive saurer werdende Individuen schalig um einen basischeren Kern, häufig so, dass die jüngere »Schale« kristallographisch gleich orientiert weiterwächst wie der Kern; dies hat zur Folge, dass die Spaltbarkeit durch ein mehrphasiges Schalengebilde kontinuierlich durchzieht und den Eindruck eines einheitlichen Kristallgebäudes entstehen lässt.

Es ist aus diesen Gründen praktisch unmöglich, für einzelne Gesteinsverbände einen festen, durchschnittlichen An-Wert anzugeben. Zudem wird es meist sinnlos, Werte auf einige wenige % »genau« anzugeben, insbesondere, da ein Fehlerbereich von $\pm 2\%$ beim heutigen Stand unserer Kenntnisse und der möglichen Messgenauigkeit sowieso kaum unterboten werden kann. In der Tabelle 1 sind deshalb die An-Werte meist auf 5 %

Tabelle 1.

Gestein		Variations- bereich oder durchschnittl. An-Gehalt in %	Zonar		Plag. : Alkfsp.	Plag. Anteil in Vol. %
		Kern % An	Rand % An			
1. <i>Kap Syenit:</i>						
HK 187	Kalk-Alkalisyenit	30 bis 40	42	23	3 : 5	35
HK 193	Syenitporphyr. . .	40			Plag. als Einspr. < Kfsp.	
HK 202	Kalk-Alkalisyenit	30 bis 45	45	25	2 : 3	30
HK 208b	Syenitporphyr. . .	17 bis 25			Plag. als Einspr. « Kfsp.	
HK 209	Hybrid-Syenit. . .	43 bis 54	diffus-zonar		Plag. < Or	
WB 196	Kalk-Alkalisyenit	10 bis 15			1 : 2	30
WB 197	Hybrid-Syenit:				stark var.	stark var.
	Muttergestein . . .	15 bis 35				
	dunkle Schollen .	70 bis 90				
WB 198	Hybrid-Syenit. . .	± 50			stark var.	stark var.
WB 199	Hybrid-Syenit. . .	20 bis 55	17	3	stark var.	stark var.
WB 200	Hybrid-Syenit:					
	gr. Einspr.	± 45			stark var.	stark var.
	kl. Ind.	20 bis 30				
WB 201	Monzo-Syenit . . .	5 bis 45			4 : 5	40
WB 202	Monzo-Syenit . . .	18 bis 32	65	20	5 : 6	35–40
WB 203	Monzonit.	30 bis 50	65	50	1 : 1	45–50
WB 205	Hybrid-Monzonit	30 bis 40	50–60	23–27	stark var.	stark var.
2. <i>Theresabjerg-Komplex:</i>						
HK 92	porphyr. Alkali- syenit.	± 41			1 : 5	15
HK 134	Kalk-Alkali- syenit.	30 bis 46	~ 50	~ 30	2 : 3	35
	alle übrigen Proben.	Albit				
3. <i>Oksehorn-Komplex:</i>						
HK 154	Quarz-f. Kalk- Alkalisyenit. . .	± 45	55	37	1 : 3	20–25
HK 158	Diopsid-Monzonit	± 45	60	35	1 : 1	40
HK 162	Quarz-Porphyr. .	± 38	60	32	1 : 4	
HK 164	Hybrid-Syenit:				stark var.	stark var.
	Muttergestein . . .	± 35				
	dunkle Scholle. . .	45 bis 50				
HK 172	Kalk-Alkalisyenit	± 30	47	15	3 : 5	31
HK 173	Kalk-Alkalisyenit	38–45	55	?	1 : 2	30
HK 181a	Kalk-Alkalisyenit- Porphyr.	33–37	58	30	Plag. als Einspr. > Or	
HK 181b	Syenitporphyr. . .	0–5			Plag. als Einspr. > Or	
HK 186	Syenitporphyr. . .	0–3				
WB 188	Quarzführender Syenit.	20–35	70	35		
WB 192	Hybrid-Syenit. . .	± 42	45	35	3 : 5	30

auf- oder abgerundet. Mit einiger Wahrscheinlichkeit lässt sich sagen, dass unser Plagioklas praktisch den gesamten Andesinbereich überstreicht; einige wenige Extreme greifen mit Werten von 15 und 55 % An in das Gebiet von saurem Oligoklas, bzw. Labradorit. (Beim Albit von HK 181b und HK 186 scheint es sich um sekundär albitisierten Plagioklas zu handeln). In den zonierten Individuen liegen die Extreme mit Albit (Schale) bzw. basischem Labradorit (Kern) noch weiter auseinander.

NOE-NYGAARD (1940) gibt für den Plagioklas seiner Proben vom Kap Syenit einen An-Gehalt von 45 % an.

Tabelle 1 soll einen Überblick über das qualitative und quantitative Verhalten von Plagioklas geben: In den Kolonnen 1 und 2 ist der Variationsbereich der An-Gehalte der unzonierten und die Extremwerte der zonaren Plagioklase aufgeführt. Kolonne 3 gibt das volumetrische Verhältnis von Plagioklas : Alkalifeldspat (Or+Ab), während aus Kolonne 4 der absolute Anteil von Plagioklas in geschätzten Vol. % ersichtlich ist (HK 134, HK 172 und WB 201 gemessen).

Die Bestimmung des An-Gehaltes erfolgte nach den Methoden von M. REINHARD (1931) und nach der Zonenmethode von A. RITTMANN (1929), wobei, um Fehlbestimmungen auszuschliessen, bei einer durchschnittlichen Vermessung von 5 Körnern pro Schliff, möglichst beide Methoden, oft auch am selben Korn angewendet wurden. Für die Messungen nach REINHARD wurde in den meisten Fällen — entsprechend den Gegebenheiten — die (010)-Zwillingssebene in Zusammenhang mit der (001)-Spaltbarkeit und der Periklin-Ebene verwendet. Während die Projektionspunkte auf dem Diagramm von G. van der KAADEN (1951) meist in das Gebiet zwischen Hoch- und Tieftemperaturkurve fallen, stimmen sie oft recht gut mit den Kurven von REINHARD überein. Es zeigt sich zudem, dass auf dem Diagramm von van der KAADEN, das den Zusammenhang von An-Gehalt und Achsenwinkel wiedergibt, Übereinstimmung bei gegebenem An-Gehalt oft nur auf der Hochtemperaturkurve für 2V erzielt werden kann.

Bei der Zonenmethode nach RITTMANN ergab sich oft die Schwierigkeit, dass in der Zone \perp (010) zwei verschiedene Spaltsysteme auftreten, wobei es ohne Einmessung des Kornes meist unmöglich war, die (001)-Spaltbarkeit zu identifizieren.

Albitzwillinge überwiegen bei weitem gegenüber Karlsbad und Periklin; die letzteren treten kaum in polysynthetischen Lamellenstöcken, sondern meist nur in einzelnen, sehr schmalen Lamellen auf. Charakteristisch ist, wie bei zonaren Plagioklasindividuen mit dem Wechsel im An-Gehalt oft ein abrupter Wandel in der Zwillingsstruktur erfolgt, z. B. in dem Sinne, dass der basischere Kern eine dichtere Scharung von Periklinlamellen aufweist, oder dass gegen den Rand hin die Dichte der Albitlamellen zunimmt.

Es fällt auf, dass die Plaglokase der spätmagmatischen, verdrängenden Phase meist gar nicht oder nur sehr schwach verzwillingt sind.

Verglichen mit Alkalifeldspat ist der Plagioklas ausgesprochen schwach zersetzt; er weist nie oder nur äusserst selten die für Kalifeldspat so charakteristische, braune Bestäubung auf. Meist ist er glasklar und dadurch auch bei fehlender Verzwilligung sehr deutlich von Kalifeldspat zu unterscheiden. Im Handstück unterscheidet er sich von letzterem durch seine hellere, fast nie rötliche Farbe. Wenn Zersetzung auftritt, dann meist in der Art gefüllter Plagiokase: Vom Kern ausgehend, und oft auf diesen beschränkt, füllt sich das Korn mit einem feinschuppigen Film von Serizit- und Chlorit-Blättchen. Häufig ist eine Orientierung der sekundären Schuppen parallel der Plagioklasspaltbarkeit oder den Zwillingsverwachsungsebenen feststellbar. Weitere Zersetzungsprodukte sind: feindisperser Calcit, einzelne Fetzen von Epidot (Klinozoisit und Pistazit), sowie schuppig-körnige Aggregate von Prehnit. Es besteht kein Zweifel, dass ein grosser Teil dieser Zersetzungsprodukte auf die Wirkung einer hydrothermal-pneumatolytischen Spätphase zurückzuführen ist, die sich makroskopisch oft in einer intensiven, feinstdispersen Vererzung bemerkbar macht.

In den beiden äusseren Komplexen (Kap Syenit und Oksehorn) erscheint Plagioklas sehr oft antiperthitisch entmischt. Da gerade in diesen Gesteinen Plagioklas häufig in einer zweiten Phase auftritt, welche den Kalifeldspat und den Plagioklas der ersten Phase verdrängt, ist es oft schwierig oder unmöglich zu entscheiden, ob eine echte, antiperthitische Entmischung vorliegt, oder ob es sich bei den Spindeln und Flecken von Kalifeldspat um noch nicht verdrängte oder assimilierte, ältere Relikte handelt. Die entstehenden Strukturen können einander durchaus ähnlich sein, indem sich z. B. in beiden Fällen runenähnliche Reste von Alkalifeldspat parallel zu den Zwillingsverwachsungsebenen des Plagioklas orientieren. Eindeutige Entmischungsformen weisen jedoch darauf hin, dass ursprünglich Plagioklas ein beträchtliches Quantum K^+ in sein Gitter eingebaut hatte.

ALKALIFELDSPAT

Neben Kalifeldspat in seinen verschiedenen Struktur- und Entmischungsformen wird hier auch der Albit eingereicht. Kalifeldspat ist naturgemäss in allen hier zu besprechenden Gesteinen Hauptgemengteil. Starkes Übergewicht erreicht er jedoch nur in den Syeniten des Thersabjerges, während in den beiden äusseren Komplexen (in extremen Fällen) sein Anteil bis auf 50 % des gesamten Feldspatgehaltes absinken kann. Sein auffallendstes Charakteristikum ist die überaus starke, feindisperse Bestäubung, die oft so intensiv wird, dass die einzelnen Feldspatkörner in durchfallendem Licht praktisch opak bleiben. Bei stärkster Vergrösse-

rung in Oel-Immersion löst sich der braune Staub in einzelne kryptokristalline Schüppchen von durchscheinend roter Farbe auf, bei denen es sich vermutlich um Hämatit handelt. Nach dem gegenwärtigen Stand unseres Wissens kann ein derart grosses Quantum von Eisenoxyd nicht durch Entmischung einer primären Fe-Komponente aus dem Feldspatgitter anfallen. Es ist viel eher an Eisenzufuhr von aussen, etwa aus hydrothermalen Lösungen zu denken. Hierfür spricht z. B. auch, dass die Bestäubung offensichtlich vom Kornrand gegen den Kern hin fortschreitet, wobei im jetzigen Zustand des Gesteins der Kern oft noch unversehrt ist. Im angeschliffenen Handstück kann diese zonare Bestäubung bei grösseren Kalifeldspäten von blossem Auge festgestellt werden.

Aber auch wenn wir Fe-reiche Hydrothermallösungen als Ursache der Bestäubung betrachten, bleibt der kristall-physikalische Vorgang bei der »Durchtränkung« des Feldspates mit Eisensubstanz ziemlich rätselhaft. Es liegt wohl nahe, an eine Ionen- oder Molekulardiffusion längs Diskontinuitätsflächen im Feldspatgitter zu denken. Hiefür würde ja auch die begründete Annahme sprechen, dass der Kristallbau des Kalifeldspates durch eine beträchtliche Na-Beimischung (Natronorthoklas) relativ heterogen ist. Dann ist aber nicht einzusehen, warum der mindestens ebenso heterogene Plagioklas von der Bestäubung praktisch vollständig verschont bleibt.

Neben der durchgehenden Bestäubung tritt ab und zu auch eine eigentliche Zersetzung, meist als feinschuppige Füllung von Serizit auf.

Kalifeldspat bildet in der überwiegenden Mehrzahl aller Fälle die Letztkristallisation der Hauptgemengteile, (z. T. zusammen mit einer schon weiter oben erwähnten, deuterischen Plagioklasphase). Er ist deshalb vorwiegend xenomorph ausgebildet, bei oft sägeartig-implikativer gegenseitiger Verwachsung. Sehr häufig findet man idiomorphe Plagioklaskerne im Innern von Kalifeldspäten, oder aber dieselben legen sich als äusserste Schale um die diskontinuierlich-zonaren, zentrisch-schaligen Plagioklasgebilde. Dazu bemerkt NOE-NYGAARD (1940): »Die Grenzen zwischen Plagioklas und dem umgebenden Antiperthit sind meistens scharf, während die Grenzen zwischen Antiperthit und Perthit oft unregelmässig und nicht selten diffus sind.« N. L. BOWEN (1928, pp. 229—233) erwähnt das Auftreten von Orthoklas als Schale um *basischen* Plagioklas (Anorthit-Labradorit) im Kapitel über »Formation of potash-rich liquid«. Saurere Plagioklase sind nach ihm nie von einer Orthoklas-Schale umgeben. Er zieht daraus den naheliegenden Schluss, dass eutektische Kristallisation auf Orthoklas und »highly sodic plagioclase« beschränkt bleibt, während basische Plagioklase — und, wie unser Beispiel eindeutig zeigt, auch Andesine — mit Orthoklas zusammen nicht eutektische, sondern sogenannte »reaction relations« zeigen.

Besonders ausgeprägt im Oksehorn-Syenit tritt Kalifeldspat zudem in Form grosser, meist idiomorpher Einsprenglinge auf; bis 5 cm grosse, porphyrische Tafeln sind durchaus keine Seltenheit. In den grösseren Individuen zeigt Kalifeldspat oft einfache Verzwillingung (Karlsbad), ab und zu mit merkwürdig gestufter Verwachsungsfläche.

In einer weiteren Strukturform tritt Kalifeldspat als feine, meist hypidiomorphe Leisten in der Grundmasse trachytoider Gesteine auf; auch hier ist einfache Verzwillingung üblich.

In den unbestäubten Partien ist meist ein sehr blasser, aber doch deutlicher rosa Chagrin feststellbar, welcher in Zonen intimer Durchwachsung den Kalifeldspat deutlich von Plagioklas unterscheidet.

Bisher ist bewusst stets nur der allgemeine Begriff Kalifeldspat verwendet worden. Trotz der offensichtlichen Unmöglichkeit, ohne Röntgenanalysen eine eindeutige Aussage über die vorliegende Strukturform zu machen, habe ich in allen Fällen, wo dies möglich war, den Kalifeldspat auf dem Universal-Tisch eingemessen. Zur Interpretation wurden neben dem Diagramm von Spencer in TRÖGER (1952) die Diagramme nach W. NIKITIN (1936) verwendet, wo in einem Wulff'schen Netz mit den Achsen α und γ die Projektionspunkte der kristallographischen Bezugsrichtungen für Orthoklas, Natronorthoklas, Anorthoklas und Mikroklin eingezeichnet sind. Es zeigte sich bald, dass bei den oft nur schlecht oder gar nicht ausgebildeten Spaltbarkeiten und bei den geringen Abweichungen der kritischen Projektionspunkte im Nikitin-Diagramm, nur selten eindeutig über die vorliegende Strukturvarietät entschieden werden kann. Immerhin ist bei scharfer Ausbildung der Karlsbad-Verwachsungsebene relativ leicht zu entscheiden, ob γ senkrecht auf (010) steht, und damit wohl auch, ob ein monokliner oder ein trikliner Kalifeldspat vorliegt. Die erhaltenen Resultate sind folgende:

-2V schwankt zwischen 56—58°, mit wenigen Extremen bei 46 bzw. 76°. Die Auslöschungsschiefe α/a beträgt ~ 6 —10°. Die Achsenebene steht in den meisten Fällen senkrecht auf (010), ebenso γ . Danach liegt ein monokliner Feldspat vor, Orthoklas oder Natronorthoklas; trotz der recht guten Übereinstimmung von -2V und α/a auf (010) im Diagramm von SPENCER (1937) soll nichts näheres über das Verhältnis Ab : Or ausgesagt werden. Im folgenden wird von *Orthoklas* schlechthin gesprochen.

In einem einzigen Fall (in einem Gestein, das später besprochen werden soll, p. 56) lässt die symmetrische Lage der Achsenebene, zusammen mit $\beta = b$ vermuten, dass *Sanidin* vorliegt.

Ob triklone Kalifeldspäte vollständig fehlen, konnte mit dieser Methode nicht eindeutig geklärt werden: Während Mikroklin offensichtlich nicht vertreten ist, scheint doch in einigen wenigen Fällen nach dem Befund der optischen Daten *Anorthoklas* nicht ausgeschlossen. Irgend ein

Zusammenhang zwischen Optik und geologischen Gegebenheiten konnte, mit Ausnahme des oben erwähnten Sanidins, nicht gefunden werden.

Perthitische Entmischung ist durchaus üblich; neben überwiegenden Fleckenperthiten — patch-perthites — treten oft auch film- und string-perthites auf. Die Flecken und Spindeln der entmischten Albit-Komponente zeigen in den meisten Fällen einheitliche Orientierung. Das volumenmässige Verhältnis von Or : Ab ist meist > 1 ; Fälle mit Übergängen zu Antiperthiten (Or : Ab < 1) sind jedoch durchaus keine Seltenheit. Orthoklas weist demnach in seiner ursprünglichen Form meist einen beträchtlichen Gehalt an Ab auf, (*Natronorthoklas*).

Albit als selbständige Körner spielt meist eine untergeordnete Rolle. Ab und zu kann der An-Gehalt der üblicherweise als Andesine vorliegenden Plagioklase bis in den Albitbereich absinken. Möglicherweise ist Na-Feldspat auch in der zweiten, spätmagmatischen Plagioklasphase vertreten; so tritt er z. B. als Saum zwischen Orthoklas und Plagioklas auf. In den Gesteinen mit stark entmischten Alkalifeldspäten ist oft auch Schachbrettalbit zugegen, meist allerdings so stark bestäubt und zersetzt, dass nicht klar wird, ob es sich um ursprüngliche oder um Entmischungsformen handelt.

In einer Reihe von porphyrischen Gesteinen des Oksehorngebietes tritt Albit zudem in Form von idiomorphen Einsprenglingen auf. Die starke Zersetzung, assoziiert mit Neubildungen von Epidot, Serizit und Chlorit lässt jedoch darauf schliessen, dass es sich um albitisierte Plagioklase handelt.

QUARZ

Sein Anteil schwankt normalerweise zwischen 0 und 5 %. In einigen kontaktnahen Zonen kann er ab und zu mit 10—20 % auch Hauptgemengteil werden, dies jedoch nur in einigen wenigen Einzelfällen. Er tritt vorwiegend in drei verschiedenen Formen auf:

1. Als magmatisches Spätprodukt xenomorph in Zwickeln;
2. Als sekundäres Zersetzungsprodukt von Mafiten;
3. In konkretionären Anreicherungen, Geoden und Schnüren, zusammen mit Chlorit, Epidot oder Calcit, wobei Quarz gegen letzteren fast stets idiomorph ist.

Wie gross der Anteil von assimiliertem SiO_2 aus den quarzitischen Sedimenten ist, kann nicht abgeschätzt werden; (vgl. auch p. 70).

Mit einigen wenigen Ausnahmen — z. B. von schnurartiger Bestäubung — ist Quarz stets wasserklar und frei von Einschlüssen. Er zeigt jedoch oft schwach undulöse Auslöschung und hat auffallend häufig einen positiven Achsenwinkel von 5—10°, in extremen Fällen sogar bis etwa 15°.

Charakteristisch, besonders im Oksehorngebiet, ist oft seine mikro-schriftgranitische Verwachsung mit Orthoklas; (vgl. Fig. 5 und Tafel II). Ob diese als eutektische (gleichzeitige) Kristallisation oder als Verdrängung des Feldspates durch Quarz zu deuten sei, ist nicht klar. Für eutektische Durchwachsung würde eventuell die folgende einfache Deutung sprechen: In einem ersten Kristallisations-Stadium erreicht der Orthoklas seine idiomorphen Grenzflächen $a-a$; hier setzt die Bildung von Quarz ein, während diejenige von Orthoklas weiterdauert. Es kommt zur graphischen Verwachsung beider Komponenten. Bei quantitativem

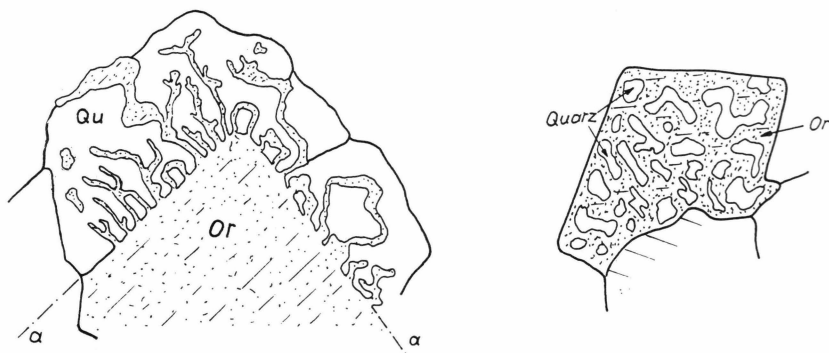


Fig. 5. Mikro-schriftgranitische Verwachsung von Orthoklas (Or) und Quarz (Qu) in einem Syenit. (ca. 20 \times vergrößert).

Übergewicht der SiO_2 -Substanz kristallisiert diese in einzelnen, gleich auslöschenden Körnern, während Orthoklas in ungleichmässigen Würfeln weiterwächst, die jedoch stets gleiche Orientierung und Auslöschung zeigen wie ihr Mutterkorn. Je nach der Schnittlage des Schliffs können durchaus verschiedene Bilder entstehen, so dass z.B. die eine Komponente (Qu) poikilitisch in der andern (Or) als Wirtkristall eingesprengt erscheint.

In einigen wenigen Quarzporphyrgängen tritt Quarz in bis 2 mm grossen, vollständig panidiomorphen Einsprenglingen einer ersten Generation auf, in einem Grössenverhältnis von etwa 1000 : 1 gegenüber den schlecht kristallisierten Körnchen der Grundmasse, (s. Tafel IV).

2. Dunkle Gemengteile

Ihr volumenmässiger Anteil beträgt in den homogenen Syeniten nur selten mehr als 10 %, kann jedoch in hybriden Gesteinen (in kleinen, dunklen Schollen) lokal auf > 50 % ansteigen. Diopsidischer Pyroxen, brauner Biotit und gemeine, grüne Hornblende, sehr oft alle drei nebeneinander auftretend, sind die wichtigsten Mafite. Eigentliche Alkali-Mafite sind selten: ägirinaugitische Pyroxene und arfvedsonitische Horn-

blenden verleihen einigen Zonen des Theresabjerg-Komplexes typisch alkalisyenitischen Einschlag.

Die Mafite sind, mit Ausnahme von uralitischer Hornblende, stets vor den Feldspäten gebildet worden. Sie zeigen häufig eine beträchtliche Zersetzung, wobei Biotit meist die stärkste Resistenz besitzt.

PYROXEN

Rhombische Pyroxene fehlen gänzlich. In der überwiegenden Mehrzahl aller Fälle handelt es sich um *diopsidischen Augit*. Seine optischen Eigenschaften sind folgende:

farblos bis blass grünlich, bei schwachem Pleochroismus; $\Delta n \sim 0.028 - 0.030$; $+2V \sim 56^\circ$, mit Schwankungen zwischen $52-58^\circ$; γ/c schwankt zwischen $41-47^\circ$ und weist einen deutlichen Häufungspunkt bei 44° auf. Im allgemeinen nimmt mit steigendem Achsenwinkel auch die Auslöschungsschiefe zu. Zonarstrukturen sind selten und dann nur schwach ausgebildet; die Achsendispersion erreicht nie das Ausmass derjenigen von Titanaugiten. Einfache Verzwillingung oder polysynthetische Zwillingslamellen sind nicht häufig. Die Spaltbarkeit nach (110) ist stets vollkommen, die nach (010) oft deutlich ausgebildet.

Es ist heute immer noch unmöglich, aus den optischen Daten eines monoklinen Pyroxens eindeutig auf seinen Chemismus zu schliessen. Auf dem Diopsid-Hedenbergit-Diagramm von HESS (1949) können die Werte für $2V$ und γ/c nicht annähernd auf einer Ordinate zur Übereinstimmung gebracht werden: Nach den Auslöschungsschiefen würde im Durchschnitt ein einigermaßen äquivalentes Verhältnis $\text{CaMg} : \text{CaFe}''$ bestehen, während die Werte für $2V$ eher in das Gebiet von Salit und Diopsid fallen. Den Durchschnittswerten für $2V$ und γ/c entsprechen im quaternären System nach WINCHELL (1935) die Werte*)

	28 %	Diopsid	(CaMgSi_2O)
	24 %	Hedenbergit	(CaFeSi_2O)
	26 %	Enstatit	(MgSiO_3)
	22 %	Hypersthen	(FeSiO_3)
oder	26 %	CaSiO_3	
	40 %	MgSiO_3	
	34 %	FeSiO_3	

Im ternären System von DEER and WAGER (1938) ergeben die gleichen optischen Daten (aufgerundet):

40 %	CaSiO_3
30 %	MgSiO_3
30 %	FeSiO_3

*) Angaben in Mol. %.

fallen also, bei $Mg:Fe = 1$, in die Nähe der Diopsid-Hedenbergit-Linie. Wir können in der Tat nicht mehr aussagen, als dass es sich um einen *diopsidischen Augit* handeln muss. Die Tatsache, dass der normative Plagioklas der Syenite stets viel saurer ist als der modale, (siehe petrochemischer Teil, p. 189) lässt auch vermuten, dass der Aluminiumgehalt des Pyroxens sehr klein sein muss.

Pyroxen ist der am frühesten auskristallisierende Hauptgemengteil. Trotzdem ist er nur selten panidiomorph ausgebildet. Die Gründe hiefür liegen einmal darin, dass er (wie auch die übrigen Mafite) oft stark von den hellen Gemengteilen korrodiert wird, und zweitens in seinem hohen Zersetzungsgrad: Praktisch in allen untersuchten Schliften ist mindestens beginnende Uralitisierung feststellbar; meist ist jedoch die Umwandlung in Hornblende — die stets von den Kornrändern ausgeht — beträchtlich fortgeschritten, und sehr oft tritt Pyroxen nur noch reliktsch auf. Chloritisierung auf Adern und Rissen ist ebenfalls häufig. In den hybriden »Schollensyeniten« sind die grösseren Pyroxenkörner zudem sehr oft vollständig mit feinen Schüppchen und Körnern von vorwiegend Biotit, Hornblende, \pm Feldspat und Erz gefüllt.

In den porphyrischen Syeniten tritt Pyroxen nur ganz ausnahmsweise als Einsprengling auf; meist bleibt er hier in kleinen xenomorphen Körnern auf die Grundmasse beschränkt. Als Einsprengling zeigt er meist starke Ähnlichkeit zu Titanaugiten (Zonarstruktur, lila Chagrin).

In einigen porphyrischen Alkalisyeniten des Slugtdal treten mit wechselndem Anteil in der Grundmasse *Ägirinaugite* auf, die sofort durch ihre intensiv grüne Farbe auffallen. Sie liegen meist in Form kleiner, hypidiomorpher Stengel und Schuppen vor. Ihre Farbe ist oft ungleichmässig fleckig oder zonar angeordnet mit Übergängen ins gelblich-braun. In ein und demselben Schliff können die optischen Daten sehr stark variieren: die Spannweite der chemischen Variabilität muss recht beträchtlich sein; sie scheint in einzelnen Fällen das gesamte Gebiet *Ägirin-Diopsid-Augit* zu überstreichen. In einem Schliff wurden die folgenden optischen Daten gemessen:

1. $+2V = 74^\circ$, $\alpha/c = 28^\circ$, $r \gg v$, $\Delta n \sim 0.03$ α = kräftig grün, γ = grün-gelb

Dies entspricht im Diagramm von TRÖGER (1952, nach LARSEN 1941) einem *ägirinhaltigen Augit* mit einem Verhältnis von $(MgFe) Ca : NaFe''' \sim 4 : 1$. Randlich ist dieser Pyroxen oft von einem dunkelgrünen Ägirinsaum umgeben.

2. $-2V \sim 65^\circ$, $\alpha/c \sim 4^\circ$, $\Delta n > 0.05$ α = grasgrün, γ = gelb-braun.

Diese Daten und der ganze Habitus sprechen eindeutig für *Ägirin*.

BIOTIT

Dunkler Glimmer ist praktisch in allen syenitischen Gesteinen zugegen. Er ist stets frühkristallin; sein Ausscheidungsbereich liegt in den meisten Fällen zwischen denjenigen von Pyroxen und Amphibol, wobei beidseitige Überschneidungen üblich sind. Häufig wird er von Hornblende schalig umwachsen, (eventuell z.T. in diese umgewandelt), fast immer von den felsischen Mineralien unter Erzausscheidung korrodiert (s. Tafel III). Entsprechend tritt er relativ selten in gut gewachsenen, idiomorphen Individuen auf. Oft sind einzelne Blättchen mechanisch-magmatisch beim Wachstum der jüngeren Komponenten deformiert, geknickt oder zerbrochen worden.

Poikilitische Einschlüsse von Erz, Apatit und Zirkon sind üblich, pleochroitische Höfe um den letzteren wurden jedoch nie beobachtet, (tertiäre Intrusion). Biotit zeigt von allen Mafiten bei weitem die geringste Zersetzung. Aber auch er ist durchaus nicht selten in der für ihn charakteristischen Weise umgewandelt: teilweise oder vollständige Chloritisierung (Pennin), Ausbleichung, die offenbar über das Zwischenstadium von grünem Biotit geht, und starke Ausscheidung von feindispersen Erz längs den Spaltebenen sind üblich. Dazu kommen Säume von Opazit und — nur selten schön ausgebildet — Ausscheidung von Rutil in Sagenitgittern.

Mit wenigen Ausnahmen zeigt Biotit stets einen sehr ausgeprägten Pleochroismus in braunen Farbtönen.

α = blass-gelblich bis bräunlichgelb,
 γ = rotbraun — braunrot — schwarzbraun.

Seine Zusammensetzung dürfte meist in das Gebiet von *Lepidomelan* fallen, bei oft beträchtlichem Titan-Gehalt. Sein Achsenwinkel weicht nur selten von 0° ab.

Bei den oben erwähnten Ausnahmen handelt es sich um grünen Biotit, der zusammen mit der braunen Modifikation als feine Schuppen und Blättchen in der Grundmasse einiger porphyrischer Alkalisyenite aus dem Slugtdal, z.T. auch als randlicher Saum um braunen Biotit auftritt. Sein Pleochroismus ist

α = blassgrün,
 γ = schmutzig olivgrün.

HORNBLLENDE

Es treten auf: *Gemeine*, *aktinolithische* und *arfvedsonitische* Hornblenden, wobei die beiden letzteren eine vollständig untergeordnete Rolle spielen.

Die gemeine Hornblende steht in einem gewissen »Abhängigkeitsverhältnis« zu Pyroxen: Dort wo Pyroxen quantitativ zurücktritt,

wird Hornblende oft der wichtigste Mafit; andererseits kann bei wesentlichem Pyroxengehalt der Amphibol völlig fehlen. In einem sehr grossen Teil aller Fälle kann seine Bildung noch eindeutig mit Uralitisierungsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden; zwischen unzersetztem oder randlich umgewandeltem Pyroxen und reiner uralitischer Hornblende bestehen alle Übergänge. In einzelnen porphyrischen Gesteinen, wo Pyroxen als Einsprengling auftritt, ist Hornblende in der Grundmasse Hauptmafit.

Diese Erscheinungsarten stehen eindeutig in Zusammenhang mit dem Wasserhaushalt des sich abkühlenden Magmas, indem bei zunehmendem H_2O -Gehalt, d.h. bei fortschreitender Kristallisation die Gleichgewichtsbedingungen von Pyroxen zugunsten der Hornblende verschoben werden.

Die uralitische Hornblende ist dort, wo Pyroxenrelikte fehlen, meist sofort an ihrem schmutzig-schilfigen Habitus erkenntlich. Mit der Uralitisierung geht oft eine sekundäre Bildung von Erz parallel; offenbar hat der Amphibol nicht alles Fe aus dem Pyroxen in sein Gitter aufgenommen, eine Vermutung, die durch die Interpretation der optischen Daten bestärkt wird. Die primäre Hornblende ist meist xenomorph bis hypidiomorph und tritt — als Spätbildung — oft in Zwickeln der felsischen Mineralien auf. Ihre Erscheinung ist, im Gegensatz zum Uralit, meist ausgesprochen frisch. Wie Biotit wird auch sie oft von Feldspat unter Erzausscheidung korrodiert und verdrängt.

An einigen Stellen des Syenit-Kontaktes am Kap Syenit tritt Hornblende in kleinen, »quarz-hornblenditischen« Schollen auf, (vgl. p. 43).

Die optischen Daten variieren in allen drei Komplexen relativ wenig: γ/c schwankt zwischen $18-26^\circ$, mit einem Schwerpunkt bei 21° , — $2V$ zwischen $70-88^\circ$ ohne besonderen Häufungswert. Der Pleochroismus zeigt

α = farblos — blass bräunlichgrün
 β = olivgrün — bräunlichgrün
 γ = schmutzig-grünbraun
 braungrün,

oft mit einem Stich ins bläuliche. Diese Daten sprechen nach dem Diagramm von TRÖGER (1952) für eine relativ *Mg-reiche, gemeine* Hornblende und reihen diese zugleich im Maximum der allgemeinen Häufigkeitskurve ein.

In der Theresabjerg-Südwand, also nicht in einem Alkali-, sondern in einem Plagioklas-reichen Syenit, ist *arfvedsonitische* Hornblende der Hauptmafit. Sie kann zwar nach ihren optischen Daten im Diagramm von TRÖGER nicht untergebracht werden; der kräftig blaue Farbton spricht jedoch für einen Na-reichen Amphibol. Er tritt bei völliger

Xenomorphie oft mit Epidot und Quarz zusammen in Zwickeln auf; sein schilfliger Habitus mahnt stark an uralitische Hornblende.

In den Hybridgesteinen des Kap Syenit tritt ein *aktinolithischer* Amphibol neben die gemeine Hornblende. Auch er bleibt meist auf Zwickel beschränkt; durch seine spiessig-nadelige Kristallform, durch die blasse Farbe und den schwachen Pleochroismus ist er leicht zu erkennen.

$$\begin{aligned}\gamma/c &= 15-16^\circ, \quad \alpha = \text{blass gelblich-grün} \\ \gamma &= \text{blass bläulich-grün}\end{aligned}$$

Kontinuierliche Übergänge aus gewöhnlicher in aktinolithische Hornblende lassen vermuten, dass seine Entstehung im Zusammenhang mit (eventuell hydrothermalen) Umwandlungsvorgängen steht.

3. Nebengemengteile

Unter allen Nebengemengteilen ist *Titanit* bei weitem der auffallendste: Während er in den Gesteinen des Kap Syenit relativ spärlich vertreten ist, erreicht er in den landinneren Intrusiva in extremen Fällen einen volumenmässigen Anteil von fast 5 %. Als magmatische Frühausscheidung hat er oft dieselbe Korngrösse wie die übrigen Komponenten, häufig in panidiomorpher, briefkuvertförmiger Ausbildung. Meist ist er auch in sonst sehr stark umgewandelten Gesteinen unzersetzt. Seine optischen Daten sind: Hohe Lichtbrechung, hohes Δn , überaus starke Dispersion $r \gg v$, gelblich-brauner Chagrin bei oft deutlichem Pleochroismus, ab und zu Verzwillingung nach (100) und $+2V \sim 30-35^\circ$.

Neben dieser primär-magmatischen Art tritt Titanit auch sekundär in kleinen Körnern leukoxenartig als Zersetzungsprodukt von Ti-haltigen Mafiten (Biotit, Ilmenit) auf.

Apatit ist in üblicher Form ein ständiger Begleiter; er ist besonders in den hybriden Gesteinen des Kap Syenit leicht angereichert.

Zirkon in meist idiomorphen, kleinen Säulchen ist als Übergemengteil keine Seltenheit. Er erzeugt nie pleochroitische Höfe.

In allen drei Syenitkomplexen findet man ab und zu einzelne Körner von seltenen Mineralien, die jedoch wegen ihrer Spärlichkeit nicht eindeutig bestimmt werden konnten:

1. panidiomorph-körnig (ca. 0.2 mm gross), tetragonale Umrisse; farblos bis bräunlicher Chagrin, nicht pleochroitisch; eine gute Spaltbarkeit || zur optischen Achse; $n \sim 1.7$, $\Delta n > 0.03$, $+2V \sim 0^\circ$; deutliche Auslöschungsschiefe von $5-10^\circ$. Diese letztere erlaubt nicht, das Mineral in der Xenotim-gruppe einzuordnen, wofür sonst alle andern Daten sprechen würden.

2. idiomorph-säulige Körner mit hohem Relief ($n > 1.7$) und sehr hoher Doppelbrechung, paralleler Auslöschung und kräftigen braunen Farbönen mit ausgeprägtem Pleochroismus von rötlich-dunkelbraun bis fast opak nach braungelb oder blass gelb-grün. Teilweise fleckige Farbverteilung spricht mit den übrigen Angaben für *Cassiterit*. Vereinzelt tritt eventuell auch *Orthit* auf.

Erz als magmatische Frühausscheidung liegt hauptsächlich als *Magnetit* und *Ilmenit* vor. Durch die Wirkung der hydrothermal-pneumatolytischen Phase sind zudem grosse Teile des Gesteins diffus von *Hämatit*, *Limonit* und *Pyrit* durchsetzt worden, oder aber das Erz hat sich konkretionär in einsprenglingsartigen Drusen angereichert. Ebenso ist durchgreifende Pyritisierung bes. kontaktnaher Gebiete häufig; ein beträchtlicher Teil des Erzes kann jeweils auch sekundär aus zersetzten Mafiten stammen.

Zu den Produkten restmagmatischer oder hydrothormaler Lösungen gehören auch *Analcim*, *Natrolith*, *Fluorit* (und ev. *Sodalith*). Die beiden ersteren, vor allem *Analcim*, treten besonders in den Alkalisyeniten des Slugtdal recht häufig auf, vorwiegend in Zwickeln und Drusen, vermutlich aber auch als Zersetzungsprodukt von Feldspat. Fluorit ist selten; er tritt meist mit Erz zusammen in eingesprengten Drusen auf. Ob ev. *Cancrinit* als Ader- und Kluftfüllung auftritt, konnte nie eindeutig nachgewiesen werden.

Prehnit als Zersetzungsprodukt von Plagioklas ist nicht sehr häufig.

Chlorit, *Serizit* und *Epidot* als Umwandlungsprodukte aus praktisch sämtlichen Hauptgemengteilen sind, in Anbetracht der kräftig wirkenden Hydrothermalphase, durchaus übliche Begleiter.

Carbonate, vorwiegend *Calcit*, scheinen z.T. primär-magmatisch, z.T. sekundär zu sein. Meist treten sie als zugeführte Spätphase, häufig auch als Zersetzungsprodukte dispers in Feldspäten und Mafiten auf.

B. Die Kap Syenit-Intrusion

1. Geologischer Überblick

Von den tertiären Eruptivvorkommen nördlich des Scoresby Sund ist dasjenige von Kap Syenit, zusammen mit den Eruptiva der südlichen Traill Ø, dank seiner günstigen Lage wohl am längsten bekannt. Schon 1929 erwähnt L. KOCH »a locality consisting of syenite . . . in the cape just north of Antarctic Harbour«. Eine von hier stammende Probe wurde von Fräulein K. CALLISEN untersucht und dabei eine grosse Ähnlichkeit zu einem losen Syenitblock festgestellt, den Nordenskiöld aus der Nord-

ostbucht des Scoresby Sund mitgebracht hatte. Immerhin enthält der letztere Nephelin, während die Probe vom Kap Syenit foidfrei und quarzführend ist. Zusammen mit den Kap Fletcher Eruptiva hat KOCH damals auch der Kap Syenit-Intrusion permo-karbones Alter zugewiesen.

1940 erschien eine kleine Schrift von NOE-NYGAARD über »Syenitforekomsten ved Antarctic Havn«. Neben geologischen und petrographischen Beschreibungen enthält sie auch die chemische Analyse einer Syenitprobe. Das Alter der Intrusion wird hier zwischen zwei tertiäre Basaltgenerationen eingeengt. Bereits 1937 und 1938 hatte derselbe Autor in seinen Arbeiten über Canning Land und die »Cap Fletcher Serie« auf die Intrusionen am Nordufer des Antarctic Havn hingewiesen.

In den »vorläufigen Mitteilungen über die Geologie des östlichen Scoresbylandes« hat W. BIERHER (1941) die Eruptivzentren vom Kap Syenit bis zu den Werner Bjergen in vier »Massive« eingeteilt, wobei er auch dem Kap Syenit eine kurze Betrachtung zukommen lässt.

Von allen drei Syenit-Komplexen unseres Untersuchungsgebietes weist das Kap Syenit den einfachsten und homogensten Bau auf, (s. Fig. 6). In einer 1000 m hohen Wand, die »nahezu senkrecht« zum Kong Oscars Fjord abfällt, hat die Erosion in aller wünschenswerten Deutlichkeit einen vollständigen Querschnitt durch die obere Partie eines mächtigen, diskordanten Intrusivstockes freigelegt. Auf einer Breite von mehr als 1 km dringt der Syenit in die mehr oder weniger horizontalliegende Tafel jurassischer, vorwiegend sandiger Sedimente ein. Der obere Kontakt dürfte in einer Höhe von 600—700 m verlaufen; (er ist wegen der Steilheit und starken Verschuttung nur sehr schwer zugänglich). Das ursprüngliche, sedimentäre Dach ist in einer Mächtigkeit von ~ 300 m durchgehend erhalten. Durch den von unten wirkenden Druck ist es in seiner inneren Struktur stark zerbrochen und zerrüttet worden. Dagegen ist es als Ganzes vermutlich gar nicht oder nur sehr unwesentlich aus seiner ursprünglichen Lage gehoben worden. Dies bedeutet aber, weil Assimilation in dem Ausmasse sicher nicht stattgefunden hat und grossräumige Metasomatose nicht in Betracht kommt, dass der gesamte Sedimentverband, der ursprünglich den Raum des jetzigen Plutons eingenommen hat, im glutflüssigen Syenitmagma abgesunken sein muss. Diese problematische Forderung wird etwas plausibler, wenn man die spezifischen Gewichte betrachtet, die NOE-NYGAARD (1940) für Syenite und Quarzite vom Kap Syenit angibt:

Quarzit	2.683
Syenit	2.620—2.669

Nach den Angaben von BIERHER (1941) kulminiert der Syenit bereits in einer Höhe von 400 m. Dort soll er in eine ältere, mehrere 100 m mächtige Tuffdecke intrudieren, die wiederum von hellgrauen, dichten



Fig. 6. Kap Syenit und Pictet Bjerge. Sy = Syenit, Gr = Alkaligranit. Im Vordergrund Kong Oscars Fjord; im Hintergrund Antarctic Havn, Kolledalen, Werner Bjerge und Staunings Alper. (Flugfoto des Geodætisk Institut, København).

Ergussgesteinen überlagert wird. Darüber legen sich schliesslich noch einige 100 m sicher präeruptiver Sedimente. Es wird nicht ganz klar, wie es mehrere 100 m unter der Erdoberfläche zur Bildung von Tuffen und Ergussgesteinen kommen soll. Weit eher dürfte es sich hier um Intrusionsbrekzien handeln, wie sie im Kapitel IV. (p. 116) behandelt werden, während die »Ergussgesteine« stockartige Apophysen im Dach des Plutons darstellen. In der Tat gehen von den Dachpartien des Stockes zahlreiche Ausläufer in Form dichter und porphyrischer Syenite aus, die das Hüllgestein und z.T. auch den eigenen Intrusivkörper diskordant durchsetzen. Zudem wird das Dach von zahlreichen basischen und porphyritischen Gängen durchschlagen.

Auf das Auftreten zweier verschiedener Basaltgenerationen ist bereits in den oben erwähnten Publikationen hingewiesen worden. Zwei mächtige basische Sills, die vom Antarctic Havn gegen das Kap Syenit ziehen — und mit ihnen zahlreiche kleinere Gänge — werden am SE-Kontakt scharf vom Syenit abgeschnitten. Andererseits wird der Syenit von mehreren, z.T. > 5 m mächtigen, basischen Gängen verschiedener Zusammensetzung diskordant durchschlagen.

Der Kontakt des Intrusivkörpers zu seinem Hüllgestein ist stets eindeutig magmatisch; er kann über weite Strecken mit scharfer Begrenzung geradlinig-diskordant verlaufen, oder er greift vielfältig verfingerter konkordant in die Sedimente. An einigen Stellen kommt es zur Ausbildung typischer Schollenkontakte, andernorts macht sich in einem wenige cm schmalen Kontaktsaum eine stoffliche Wechselwirkung zwischen Wirt und Intrusiv bemerkbar; (näheres dazu im petrographischen Teil p. 43).

Die Einwirkung des eindringenden Magmas auf das Hüllgestein ist hier, wie bei allen andern Eruptivzentren des Untersuchungsgebietes, äusserst gering. Eine wesentliche stoffliche Beeinflussung konnte nirgends festgestellt werden. Die thermische Kontaktwirkung wird, da es sich bei den Sedimenten hauptsächlich um sandige Ablagerungen handelt, ebenfalls nicht sehr augenfällig und bleibt vorwiegend auf eine Umwandlung der Sandsteine in Quarzite und der tonigen Gesteine in Biotit-Hornfelse beschränkt.

Dasselbe gilt nach P. BEARTH (1959, p. 10) auch für die Werner Bjerger: »The thermal and metasomatic influence of the intrusion upon the surrounding rocks was remarkably small.«

Im Gegensatz zu den andern hier zu besprechenden Syenit-Komplexen scheint der Kap Syenit-Intrusivkörper aus einer einzigen, allerdings kräftigen Magmaförderung hervorgegangen zu sein; dieser ging eine Explosivphase voraus, welche Anlass zur Bildung lokal begrenzter Intrusionsbrekzien gab, so z. B. in einem kleinen Stock in 700 m Höhe am nordwestlichen Kontakt des Plutons. (Diese Brekzie scheint dem Tuff-

vorkommen zu entsprechen, das BIERTHER (1941) als V. in seine Karte eingetragen hat). Entsprechend gering ist die petrographische Variabilität, indem neben der syenitischen Hauptmasse und den basischen Gängen nur noch einige Porphyrit-Gänge auftreten. Dagegen fehlen die dunklen, dichten Porphyre, die dunklen Porphyrite und die verschiedenen Brekzien, die besonders im mittleren Komplex in grosser Verbreitung auftreten, hier vollständig. Ebenso bleibt die Wirkung der hydrothermal-pneumatolytischen Phase, die weiter landeinwärts sehr charakteristische Formen annimmt, hier recht bescheiden.

2. Petrographie und Chemismus

Im Grossen betrachtet erscheint das Kap Syenit-Eruptiv als einheitlicher, homogener Stock. Mächtige Plattenschüsse gleichartiger petrographischer Zusammensetzung türmen sich zu hohen, glatten Felswänden auf, die — als markantes Kap von weitem sichtbar — steil in den Fjord abfallen. Der typische Vertreter ist ein mittelkörniger, homogen-massiger Syenit, dessen Farbe je nach dem Grad der Verwitterung und dem Verhältnis Orthoklas : Plagioklas zwischen hellgrau, rötlichgrau und grauviolett variiert. Die beiden Feldspäte sind im Handstück leicht voneinander zu unterscheiden: *Plagioklas* ist stets weiss bis schwach milchig-grünlich, während *Orthoklas* bräunlichlila Farbe aufweist. *Quarz* ist von blosssem Auge kaum feststellbar, dagegen fällt *Titanit* stets durch sein kräftiges rot-braun auf.

a. Mineralbestand und Gesteinscharakter

Der volumenmässige Anteil des Feldspates schwankt um 90 %; Quarz übersteigt selten 5 %, während die Mafite meist auf weniger als 10 % beschränkt bleiben. Die Struktur ist vorwiegend hypidiomorph-körnig, wobei nicht immer zu erkennen ist, ob es sich um reine, magmatische Erstarrungsstrukturen handelt, oder ob durch deuterische Vorgänge sekundäre Strukturformen entstanden sind.

Die einzelnen Mineralien sind bereits im Abschnitt A. eingehend besprochen worden. Es sei hier nur noch einiges zur Charakterisierung der Feldspäte beigefügt:

Plagioklas (bzw. Antiperthit) tritt meist in zwei Generationen auf: Die *ältere*, mit häufig idiomorphen Formen, ist stets vor Orthoklas auskristallisiert und weist — bei starken Schwankungen innerhalb eines Schliffes — einen durchschnittlichen An-Gehalt von $\sim 40\%$ im Kern auf. Wie gross der effektive Gesamtdurchschnitt des An-Gehaltes ist, kann wegen der diffusen Übergänge kaum ermittelt werden. Die *jüngere* Generation entspricht einer deuterischen Phase und weist deshalb vorwiegend xenomorphe Formen auf. Ihr An-Gehalt ist meist geringer als

derjenige der älteren Generation. Besonders charakteristisch ist jedoch, wie sie sich in z.T. bizarren Verdrängungsformen gewaltsam Raum frisst, indem Teile der älteren Plagioklasphase und des Orthoklas aufgezehrt werden. Dies führt oft zu implikativer, z.T. amöbenartiger Verwachsung zwischen Plagioklas und Orthoklas, oder zur Bildung relik-tischer, subparalleler Kalifeldspatspindeln in der Plagioklasphase, (s. Fig. 7). Möglicherweise rührt die für Spätbildungen relativ hohe

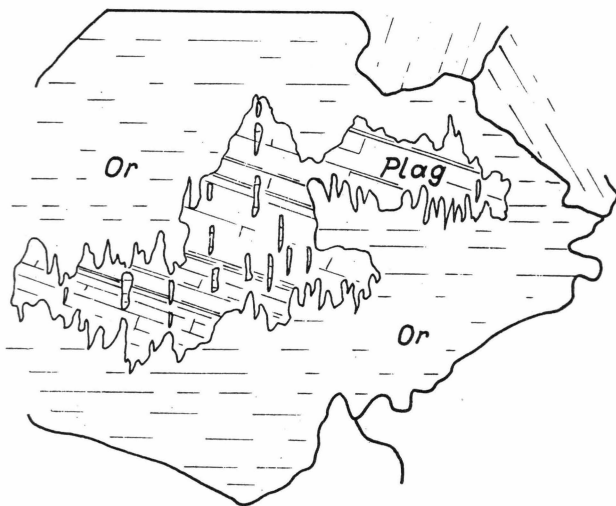


Fig. 7. Verdrängung von Orthoklas (Or) durch deuterischen Plagioklas (Plag) in einem Syenit. Die subparallelen Spindeln im Plagioklas sind Relikte von Orthoklas und zeigen die gleiche optische Orientierung wie das umhüllende Or-Korn. (ca. 20 × vergrößert).

Basizität der deuterischen Plagioklase von einem sekundären Zuschuss an Ca^{++} her, das bei der Uralitisierung von Pyroxen normalerweise freigesetzt wird.

Quarz tritt als Spätbildung in Zwickeln häufig in einer Menge von 5 % und mehr auf. Es ist möglich, dass dieser für Syenit ganz beträchtliche Anteil z.T. auf Assimilation aus den umhüllenden Quarziten zurückzuführen ist.

Eines der petrographischen Hauptcharakteristika des Kap Syenit-Komplexes ist die überaus starke Variabilität im mengenmässigen Verhältnis von Alkalifeldspat zu Plagioklas. Aus der Tabelle 1 ist ersichtlich, dass der absolute Anteil von Plagioklas durchschnittlich etwa 35 % beträgt, wobei Werte bis 20 bzw. 50 % durchaus üblich sind. (Die Bemerkung »stark var.« in den Kolonnen 3 und 4 der Tabelle 1 soll andeuten, dass in den betreffenden Gesteinsproben der Plagioklasanteil so stark variiert, dass es unmöglich und sinnlos wird, absolute Werte anzugeben).

Gleichzeitig schwankt das Verhältnis Plag : Or zwischen 0.5 und 1. Dies bedeutet aber, dass die Zusammensetzung unseres Gesteins zwischen Kalk-Alkalisyenit und Monzo-Syenit (eventuell sogar bis Monzonit) schwankt; immerhin ist der nichthybride, homogene Hauptvertreter normalerweise ein typischer Kalk-Alkalisyenit. (Hier sei nochmals darauf hingewiesen, dass Kalk-Alkalisyenite weder auf Trail Ø, noch in den Werner Bjergen auftreten).

NOE-NYGAARD (1940) gibt für drei von ihm untersuchte Proben bei einem Gesamtfeldspatgehalt von 85—90 % folgende Verteilung (auf 100 %): Perthit 78 %, Antiperthit 20 %, Plagioklas 2 %. Nach ihm »spielen in der ganzen Gesteinszusammensetzung die Plagioklaskerne eine untergeordnete Rolle«, während »Antiperthit (Albiclas von 17 % An) eine recht bedeutende Rolle spielt«. Offenbar handelt es sich bei seinen Proben zufälligerweise um solche mit relativ kleinem Plagioklasanteil. Rechnet man Antiperthit zu Plagioklas, (eine scharfe Trennung lässt sich wohl kaum rechtfertigen), so erhalten auch diese Typen durchaus kalk-alkalisyenitischen Habitus. Jedenfalls spielt Plagioklas sicher keine untergeordnete Rolle.

b. *Chemismus*

Es muss hier betont werden, dass die Zuordnung zur kalk-alkalisyenitischen oder monzo-syenitischen Gesteinsgruppe nach dem rein modalen Verhältnis Or : Plag erfolgt. Sowohl für Kalk-Alkalisyenite als auch für Monzo-Syenite (und erst recht für Monzonite) müsste der Anteil der Mafite üblicherweise mehr als 10 % betragen, (was in unserem Falle praktisch nie zutrifft). Zudem fällt auf, dass die chemischen Analysen (WB 201 und No. 450) eher mit den Werten für Alkalisyenite (TRÖGER, 1935) in Übereinstimmung gebracht werden können, obgleich z.B. gerade WB 201 mit 40 % Plagioklas + Antiperthit einen durchaus monzosyenitischen Modus aufweist. Die Diskrepanz zwischen Modalbestand und Chemismus verringert sich jedoch, wenn man berücksichtigt, dass in WB 201 nur etwa 6 % Mafite auftreten, die zudem relativ Kalk-arm sind (Biotit, Hornblende). Dies bedeutet, dass der grösste Teil von CaO für den Aufbau der Plagioklasphase verwendet werden kann. (Auf die trotzdem bestehende Differenz zwischen modalem und normativem An-Gehalt wird später noch eingegangen, p. 40).*)

Die beiden analysierten Gesteine WB 201 und No. 450 stammen aus den schroffen Klippen in der Nähe des SE-Kontaktes. No. 450 wurde der Publikation von NOE-NYGAARD (1940) entnommen.

*) Über Fehlerbereich und Zuverlässigkeit chemischer Gesteinsanalysen vgl. H. W. FAIRBAIRN (1951).

Modaler Mineralbestand: *)

WB 201 Monzo-Syenit
oder
monzonitischer Kalk-Alkalisyenit.

Plagioklas (z.T. Antiperthit)	40
Alkalifeldspat (Orthoklas, Perthit, Albit, Schachbrettalbit)	50
Quarz	3
Biotit (z.T. chloritisiert)	2.5
Grüne Hornblende	2
Akzessorien (Titanit, Apatit, Pyroxen, Epidot, Calcit, Erz).	2.5
	<hr/> 100 Vol. %

Der Anorthit-Gehalt der Plagioklase schwankt in diesem Gestein zwischen 10 und 45 %.

No. 450 Syenit**)

Feldspat	85.8	Feldspat	= 100 %
Amphibol	6.5		
Pyroxen	0.2	Perthit	78
Biotit	1.0	Antiperthit	20
Quarz	1.5	Plagioklas	2
Apatit	0.6		
Zirkon	0.1		
Erz	4.3		
Titanit	0.04		
Rutil	0.03		
	<hr/> 100.07 Vol. %		

No. 450 ist deutlich saurer als WB 201; dies äussert sich nicht nur im höheren *si*-Wert, sondern auch in der Verschiedenheit der *qz*-Zahlen, die für WB 201 trotz höherem modalem Quarzgehalt deutlich negativ wird, (grösserer Plagioklasanteil). Für die Alkalien herrscht weitgehende Übereinstimmung, was sich im gleichen *k*-Wert = 0.39 äussert. Vergleicht man die Niggli-Werte mit den Angaben in TRÖGER (1935), so stellt man

*) Die Vermessung des Modalbestandes erfolgte mit einem Pointcounter, den E. GLAUSER, Präparator am mineralogisch-petrographischen Institut in Basel, konstruiert hat. Für gut kristallisierte, mittelkörnige Gesteine liegt der Fehlerbereich seiner Messgenauigkeit durchaus unter der mineralogischen Variabilität innerhalb des Gesteins. Eine Angabe auf mehr als 0.5 % »genau« wird auch bei noch so hoher Messgenauigkeit sinnlos.

**) Daten aus NOE-NYGAARD (1940).

Tabelle 2.
Kalk-Alkalisyenite

	WB 201	No. 450		WB 201	No. 450
SiO ₂	60.00	62.10	si	205	236
TiO ₂	0.79	0.92	ti	2.0	2.5
Al ₂ O ₃	18.20	17.76	p	0.4	0.7
Fe ₂ O ₃	1.85	1.75			
FeO	2.54	2.14	al	37	39.5
MnO	0.09	0.06	fm	21	17
MgO	1.71	0.98	c	10.5	9.5
CaO	2.84	2.34	alk	31.5	34
Na ₂ O	5.81	5.56			
K ₂ O	5.60	5.53			
H ₂ O ⁺	0.14	0.22	k	0.39	0.39
H ₂ O ⁻	n.b.	0.15	mg	0.42	0.32
P ₂ O ₅	0.25	0.53	qz	- 21	± 0
	99.82	100.04			

Magmentyp: WB 201 leukosyenitisch
No. 450 granosyenitisch

Analytiker: WB 201 S. LANDERGREN
No. 450 N. SAHLBOM

fest, dass eine eindeutige Verwandtschaft zur Familie der Alkalisyenite besteht. Für den Typus der Kalk-Alkalisyenite sind *al* und *alk* zu hoch, *fm* und *c* jedoch zu niedrig. Die Unvereinbarkeit von Modus und Chemismus bleibt somit bestehen; sie lässt sich höchstens durch die Annahme mildern, dass der gesamt-durchschnittliche An-Gehalt der Plagioklase — der ja modal nur annähernd bestimmt werden kann — relativ gering sein muss. Wegen der fest vorgegebenen Berechnungsweise bei der Ermittlung der Basis gibt bei intermediären Alkaligesteinen auch der normative An-Wert keine Auskunft über unser Problem.

c. Kontaktfazies und Kontaktmetamorphose

Wie nicht anders zu erwarten ist, schwindet die Homogenität im Innern des Stockes gegen die randlichen Partien zu ganz allmählich, indem am Kontakt vorwiegend verschieden struierte *Syenitporphyre* die Oberhand gewinnen. Petrographisch recht mannigfaltig ist der NW-Kontakt, den wir als Aufstiegsroute zu Pkt. 920 über dem Kap benützten, und dessen Gesteine hier kurz beschrieben werden sollen: Augenfällig ist stets der ausgesprochen porphyrische Charakter, der sich meist in einer deut-

lichen hell-dunkel Sprenkelung bemerkbar macht: Weisse Plagioklas- und blassviolette Orthoklaseinsprenglinge von ~ 1 mm bis 1 cm Grösse in einer dichten, hell- bis dunkelgrauen Grundmasse. Der volumenmässige Anteil der Einsprenglinge beträgt durchschnittlich 30—40 %. Zu ihnen können sich — allerdings in Korngrössen von nur 1—2 mm — auch diopsidischer Augit und Biotit gesellen, wobei letzterer meist vollständig zersetzt ist. Stellenweise tritt als einziger Einsprengling nur Orthoklas auf, in xenomorph bis hypidiomorphen, meist vom Rand her überaus stark bestäubten Körnern. Solche Gesteine haben ausgesprochen alkalisyenitischen Charakter; sie entsprechen wohl einem randlich abgespaltenen, lokalen Differentiationsprodukt. — Meist tritt jedoch in der ersten Generation in ungefähr gleicher Menge wie Orthoklas auch Plagioklas auf, sehr oft in glomerophyrischen Anhäufungen mit ersterem verwachsen. Er ist fast durchgehend stark zersetzt und in Chlorit, Serizit und Calcit umgewandelt; sein An-Gehalt variiert auch hier zwischen intermediärem Andesin und Oligoklas.

Einzelne Gesteine in der oberen Partie des NW-Kontaktes zeigen bei stark rost-brauner Anwitterung ausgesprochen felsophyrische Struktur. Ihre Feldspateinsprenglinge sind bis zur Unkenntlichkeit zersetzt; die Grundmasse ist sehr inhomogen und von mikro- bis kryptokristallinen Schlieren eines braunen Pigmentes durchsetzt, bei dem es sich entweder um beginnende Kristallisation von Biotit oder aber um Entglasungsstrukturen handeln muss. In dieser unbestimmbaren Grundmasse schwimmen xenomorphe bis klastische Einsprenglinge von Quarz, die wahrscheinlich sekundär gewachsen sind (Assimilation ?).

Ein porphyritisches Gestein aus der Dachpartie des NW-Kontaktes führt ungefähr 20 % Einsprenglinge von Plagioklas — z.T. glomerophyrisch angehäuft — in einer kryptokristallinen, schlecht differenzierten Grundmasse. Die Einsprenglinge werden kaum grösser als 2 mm, sind xenomorph bis idiomorph tafelig und haben einen An-Gehalt von 62—70 % (basischer Labradorit); Zonierung ist nicht sehr ausgeprägt, Umwandlung in Serizit oder Prehnit ist üblich. Die Grundmasse ist ebenfalls sehr stark zersetzt und mit 10—15 % feinkörnigem Erz imprägniert. Neben ~ 5 % Quarz ist vorwiegend Feldspat an ihrem Aufbau beteiligt. Apatit ist häufig und erreicht z.T. beinahe Einsprenglingsgrösse. Es ist durchaus möglich, (und nach der Art der Zersetzung sogar wahrscheinlich), dass dieses Gestein derselben präsyenitischen Porphyrit-Förderung entstammt, die im Theresabjerg und Oksehorn zur Bildung der später zu beschreibenden (p. 62), im Syenit eingeschlossenen, mächtigen dunklen Schollen geführt hat.

Der Kontakt Syenit-Sediment zeigt im Mikrobereich einige schöne Beispiele stofflicher Umprägung. Im küstennahen Teil des NW-Kontaktes grenzen horizontal liegende Quarzite mit einzelnen dünnen, tonigen Bänk-



Fig. 8. Kontakt zwischen Syenit und tonigem Quarzit (Kap Syenit). Der Syenit dringt »lit par lit« in die Schichtfugen des Sedimentes ein, trennt Schollen von diesem ab und löst sie teilweise auf. Man beachte die auffallende, bildliche Ähnlichkeit zu einem echten Schollenmigmatit. (Natürliche Grösse).

chen mit scharfer Diskordanz an den Intrusivkörper, dessen Randfazies hier nicht porphyrisch, sondern mittel- bis höchstens feinkörnig ausgebildet ist; (einzelne über cm-grosse Orthoklaseinsprenglinge sind selten). Bei der Intrusion sind die Sedimente in zahlreiche bis kopfgrosse Schollen aufgebröckelt, die bis einige Dekameter in den Syenit eingedrungen sind und so ein Bild entstehen lassen, das täuschend ähnlich dem eines echten Schollenmigmatites sieht, (s. Fig. 8).

Im Kleinbereich kann sich hierbei der Kontakt wie folgt gestalten (s. Fig. 9): 5—10 cm entfernt von der Grenze Syenit-Sediment, die hier parallel zur Schichtung verläuft, macht sich im Quarzit zunehmender Gehalt an Kalifeldspat bemerkbar; es entsteht eine ~ 5 cm breite Imbibitionszone aplitgranitischer Zusammensetzung. Schriftgranitische Verwachsung zwischen Quarz und Feldspat weist darauf hin, dass ersterer mindestens teilweise remobilisiert worden ist. 4 cm vom Kontakt zieht

ein ~ 3 mm mächtiges, dunkles, ursprünglich toniges Bändchen durch, das deutliche Neubildung von mikroidioblastischem Andalusit zeigt. Zudem tritt — in einzelnen Individuen oder in schichtparallelen Bündeln — ein nadelig-stengeliges, farbloses Mineral auf, dessen optische Eigenschaften, soweit sie bestimmt werden können, auf Sillimanit (oder Mullit) deuten, die jedoch auch für eine rhombische Hornblende zutreffen würden. Reichlicher Rutil, z.T. in Haufen angereichert, scheint sedimentärer Herkunft zu sein. In einem zweiten Bändchen, noch ~ 2 cm vom Kontakt entfernt, verschwindet der fragliche Sillimanit praktisch vollständig, und als einziger Zeuge metamorpher Umprägung

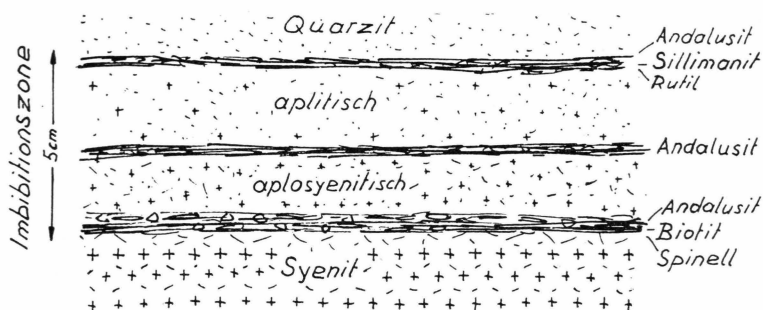


Fig. 9. Kontaktzone zwischen Syenit und Quarzit. Einzelne Tonbändchen im Quarzit zeigen Neubildung typischer Kontaktminerale.

tritt, neben rekristallisiertem Quarz und mehr oder weniger Chlorit noch Andalusit auf. Ein drittes, ~ 3 mm mächtiges Band ursprünglich toniger Zusammensetzung bildet unmittelbar den Übergang zum Syenit. Neben den Andalusit tritt hier, gegen den Kontakt hin in zunehmender Konzentration, stark pleochroitischer, rotbrauner Biotit. Dazu kommt noch ein blass grünliches, isotropes Mineral, dessen Formen stark an Spinell erinnern. Jenseits dieses Bandes setzt der Syenit sofort in mittelkörniger, massiger Struktur und ohne nennenswerten Quarzgehalt ein.

Andere Verhältnisse zeigt ein Beispiel aus dem SE-Kontakt: Hier schwimmen im Syenit bis faustgrosse, basische Schollen, deren Hauptgemengteile grüne Hornblende, Quarz und \pm Feldspat sind. Der Übergang Syenit-Sediment zeigt in einer 2—5 cm breiten Kontaktzone beidseitig starke Anreicherung mafitischer Mineralien. 1—2 cm vom Kontakt entfernt zieht im Quarzit eine schmale Zone durch, in der, hauptsächlich zwischen Korngrenzen von rekristallisiertem Quarz, feinkörniger, z.T. idiomorpher diopsidischer Pyroxen stark angereichert wird. Längs einer relativ scharfen Grenzfläche tritt Diopsid unvermittelt zurück, und an seiner Stelle erscheinen Poikiloblasten von gemeiner Hornblende in ungefähr gleicher Menge mit Quarz \pm Feldspat. Diese

starke Anreicherung von Amphibol hält bis wenige cm in den Syenit hinein an. Gleichzeitig macht sich in der sedimentären Grenzzone Zufuhr von Feldspat aus dem Syenit bemerkbar. Die Hornblende trägt alle Züge sekundärer Entstehung; sie ist häufig mit zahlreichen Mikrolithen von Pyroxen gefüllt und geht an anderer Stelle eindeutig aus diesem hervor. Zudem wird sie fast stets von der injizierten Feldspatphase korrosiv aufgezehrt; dies äussert sich auch darin, dass der Feldspat meist voller Fremdeinschlüsse ist, die z.T. noch deutlich als Hornblende zu erkennen sind. Vereinzelt tritt zudem eine fast farblose, aktinolithische Hornblende auf; Körner von fraglichem Orthit und reliktscher Calcit sind selten. Vereinzelt kann an Stelle von Hornblende auch brauner Biotit angereichert werden.

Wie bei dem ersten Beispiel mit Andalusitbildung scheinen sich auch hier rein thermische und stoffliche Wirkung zu überdecken; waren dort tonige Lagen für die metamorphen Neubildungen verantwortlich, so muss es sich hier beim Ausgangsgestein um einen Ca-Mg-reichen, kalkigen Sandstein, eventuell um einen Jurasandstein mit kalkigem Bindemittel handeln, wie ihn W. BIERTHER (in seinem unveröffentlichten Manuskript) aus dieser Gegend erwähnt. In einer ersten Phase der Kontaktwirkung führen Erhitzung und Remobilisation zur Neubildung von Diopsid. Mit fortschreitender Kristallisation im Syenit ändern sich die Gleichgewichtsverhältnisse: Pyroxen wird instabil und wandelt sich in uralitische Hornblende um. Diese Reaktion spielt sich auch in den »wurzellosen« Schollen und in der Kontaktzone ab, wo nur in einem kleinen, vom Syenit abgekehrten Saum, der Diopsid nicht mehr von der Uralitisierung erfasst wird.

d. Hybrid- oder Schollensyenite

Wir haben weiter vorne auf die charakteristische stoffliche und volumenmässige Variabilität des Plagioklas hingewiesen. Ein weiteres Charakteristikum der Kap Syenit Intrusion ist das Auftreten überaus heterogener Schollensyenite.

In den Felsen, die in der Nähe des SE-Kontaktes als schroffe Klippen in den Fjord hinausragen, schwindet mit einem Mal die äusserliche Homogenität des Syenites: im mittel- bis grobkörnigen Muttergestein treten kopfgrosse, helle Schollen auf, die — bei nach wie vor syenitischer Zusammensetzung — ein viel feineres Korngefüge aufweisen. Es kann sich hier sehr wohl um Überreste einer frühkristallisierten Randfazies handeln, die vom nachdrängenden Magma verschluckt, aber nicht mehr verdaut worden sind. Dazu gesellen sich nun aber kleine, dunkle Schollen und Fetzen von feinkörnig bis mikrokristalliner Struktur, die

entweder mehr oder weniger kontinuierlich in den Syenit übergehen, oder aber, bei eckig-kantigen Umrissen, durch eine scharfe Diskontinuitätsfläche von diesem getrennt sind. Ihre Grösse kann bis auf ~ 50 cm ansteigen; lokal nehmen sie z.T. derart überhand, dass der Syenit völlig zurücktritt und nur noch als Adern und Schlieren die dunklen Schollen umfließt und voneinander trennt. U. d. M. zeigt sich sofort, dass ihr Mineralbestand sich qualitativ kaum von dem der Syenite unterscheidet: Plagioklas \pm Kalifeldspat, diopsidischer Pyroxen, Biotit und uralitische Hornblende \pm Erz sind die Hauptkomponenten. Wesentlichstes Charakteristikum ist jedoch die starke volumenmässige Zunahme der Mafite: ihr Gesamtanteil übersteigt sehr oft 50 %, wobei die Summe von Pyroxen + Hornblende nahezu konstant bleibt (genetisches Abhängigkeitsverhältnis). Biotit ist oft stark angereichert und in Häufchen zusammengeballt; er ist fast nie zersetzt und zeigt kräftigen Pleochroismus von fast farblos nach tief rötlich braun. Diopsid ist stets mehr oder weniger weitgehend uralitisiert und zeigt in grösseren Körnern sehr schöne Umwandlungsformen. Die *Uralitisierung* erfolgt stets vom Rande her; sie geht mit einer Ausscheidung von Erz parallel, das sich — z.T. zusammen mit Biotit — als Kranz um die eigentliche Umwandlungsfront legt, (s. Tafel II). Es ist wahrscheinlich, dass ein Teil des in diesen Schollen meist angereicherten, feinkörnig-dispersen Erzes bei der Uralitisierung angefallen ist. Ab und zu treten in den Schollen oder in den umgebenden Hybrid-Syeniten Pyroxene auf, die — trotz starker Zersetzung — noch deutlich die Eigenschaften von Titanaugit oder Pigeonit zeigen. In einem einzigen Fall wurde brauner Syntagmatit als Einschluss in einem Biotitkorn beobachtet. Plagioklas als stark überwiegender Feldspat scheint eine ähnliche Rolle zu spielen wie in dem weiter oben erwähnten Kontakt mit Hornblendeanreicherung: Er ist stets voller Einschlüsse und scheint auch hier im Begriff, die Mafite aufzuzehren. Deutliche Zwillingslamellierung ist überaus selten. Seine Zusammensetzung schwankt wiederum sehr stark: In idiomorphen Individuen von Einsprenglingsgrösse wurden in einem Fall 70—90 % An gemessen, während die kleineren Körner im selben Schliff nur noch 50 % An und weniger aufweisen. Der hybride Charakter des syenitischen Wirtgesteines ist hier natürlich ganz besonders stark ausgeprägt.

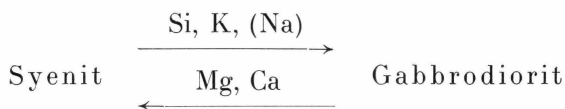
Die Struktur dieser basischen Fremdeinschlüsse ist entweder xenomorph-feinkörnig bis mikrogranitisch, oder aber sie zeigt ausgesprochen pilotaxitischen bis schwach doleritischen Charakter. Die meisten Schollen besitzen mineralogisch und strukturell eine ausgesprochene Ähnlichkeit zu der gabbroporphyrischen Fazies des Graue Wand-Intrusivs (s. p. 101), das als präsyenitisch datiert werden kann. Es ist

deshalb naheliegend, die Schollen als verschluckte, unverdaute Überreste basischer Eruptiva zu betrachten.

Die Mineralparagenese basischer Gesteine entspricht einer früheren Kristallisationsphase im Differentiationsverlauf, als sie dem syenitischen Magma im Moment des Verschluckens zukommt (BOWEN 1928, pp. 197—201). Dieses wird deshalb die Tendenz zeigen, das stoffliche Ungleichgewicht auszugleichen und den Mineralbestand der Scholle den neuen physiko-chemischen Bedingungen anzupassen, mit seiner eigenen Mineralparagenese in Übereinstimmung zu bringen. Dies bedeutet in unserem Falle: Mafite werden in Biotit und Hornblende umgewandelt, basischer Plagioklas wird zu Andesin bis Oligoklas albitisiert — genau das, was wir im Schliffbild feststellen können. Die Relikte alter Strukturen und Mineralien deuten darauf hin, dass die Umwandlungsreaktionen nicht vollständig abgelaufen sind.

Es scheint andererseits sehr naheliegend, wenigstens eine mögliche Ursache für die charakteristische Variabilität im Plagioklas- und Anorthitgehalt der Kap Syenit-Gesteine in einer teilweisen Assimilation dieser basischen Schollen zu suchen.

Die chemische Analyse einer feinkörnig-homogenen, basischen Scholle (HK 734) zeigt, dass den dunklen Fremdeinschlüssen eine eindeutige *Mittelstellung* zwischen syenitischen und gabbroiden, bzw. gabbrodioritischen Typen zukommt. Betrachten wir als Ausgangsprodukt der Schollen ein Gestein gabbrodioritischer Zusammensetzung vom Typus HK 48 (p. 101), so lässt sich der Chemismus von HK 734 ohne weiteres als Produkt der zu erwartenden und auch beobachteten Stoffaustauschvorgänge zwischen Basit und syenitischem Magma deuten:



HK 734

Basische Scholle vom Kap Syenit

Der geschätzte Mineralbestand beträgt:

Feldspat (vorw. Plagioklas mit 20—40 % An)	50—60 Vol. %
diopsidischer Pyroxen (z. T. uralitisiert)	10
brauner Biotit	15—20
uralitische Hornblende	10
Erz ± Akzessorien	5

Tabelle 3.
HK 734

SiO ₂	54.66	si	157
TiO ₂	1.82	ti	4.0
Al ₂ O ₃	17.01	p	0.9
Fe ₂ O ₃	2.91		
FeO.....	5.22	al	29
MnO.....	0.30	fm	36.5
MgO.....	3.94	c	17.5
CaO.....	5.76	alk	17
Na ₂ O.....	4.86		
K ₂ O.....	1.88	k	0.20
H ₂ O ⁺	0.16	mg	0.46
H ₂ O ⁻	0.14	qz	-11
P ₂ O ₅	0.10		
CO ₂	0.77		
	99.53		

Magmentyp: normaldioritisch
Analytiker: S. LANDERGREN

C. Der Theresabjerg-Komplex
1. Geologischer Überblick

Handelte es sich beim Kap Syenit um eine einzige, in sich geschlossene Intrusion, die man sich ohne weiteres als durch *eine* Förderung aus *einem* Zufuhrkanal entstanden denken kann, so liegt hier ein überaus vielfältiger Komplex vor, der sich über zahlreiche Berggipfel und tief eingeschnittene Täler hinweg in einer Fläche von über 20 km² ausbreitet, und dessen nördlichste Ausläufer bis ins mittlere Pictet Dal reichen (s. Fig. 10). Die markantesten Erhebungen — mit einer durchschnittlichen Höhe von 1000 bis 1100 m — sind Vildthorn, Hvidbjerg und Theresabjerg, die durch Slugt- bzw. Majdal voneinander getrennt werden. Syenitisches Material stellt auch hier bei weitem den Hauptanteil. Deutlich sind zwei verschiedene Syenitphasen zu unterscheiden: eine mittel- bis grobkristalline, homogen-massige, (der eigentliche Syenit), und eine zweite, feinkörnig-porphyrische, die nicht als blosse Randfazies aufzufassen ist, sondern als auffallend dunkelgrauer Syenitporphyr ganze, bis 1000 m hohe Bergstöcke aufbaut.

Im Theresabjerg (Fig. 11) liegt über dem Syenit eine mehrere 100 m mächtige Masse schwarzer, dichter Porphyrite, die z.T. auch als riesige Schollen im Syenit schwimmen und offenbar einer selbständigen, präsyenitischen Intrusionsphase entsprechen (vgl. p. 62).



Fig. 10. Theresabjerg-Komplex mit Majdal (Vordergrund), Hvidbjerg und Medusagryde (Mitte), und Slugtdal, Vildthorn (Hintergrund). Im Hintergrund rechts Antarctic Havn. Sy = Syenit, P = dunkler Syenitporphyr, Br = vulkanische Brekzie, Ga = Gabbrodiorit, S = Sediment. (Flugfoto mit Blick gegen E.).



Fig. 11. Theresabjerg E-Wand. Im Vordergrund Majdal. Sy = Syenit, P = dunkler Syenitporphyr, SyPo = heller Syenitporphyr (= Randfazies von Sy), Po = monzonitischer Porphyr, S = Sediment.

Am nordöstlichen Rand des Komplexes — zwischen Slugtdal- und mittlerem Pictet Dal — tritt in der Grauen Wand (Gråvæggen) ein Gabbrodiorit-Stock auf, der fast die Ausmasse des Kap Syenit Intrusivs erreicht und vollständig in sich geschlossen ist. Er zeigt keinerlei Verwandtschaft oder Verbindung mit den Syeniten und wird deshalb als selbständiger Komplex in einem späteren Abschnitt behandelt (p. 95).

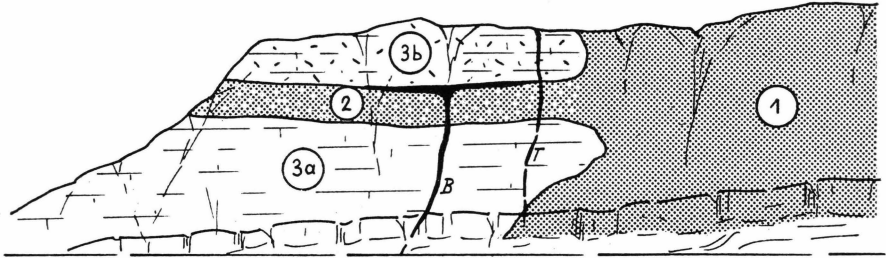


Fig. 12a. Kontaktverhältnisse zwischen Syenit und Sediment in der Mündung des Slugtdal ins Kolledal. Rechte Talseite.

1 = massiger Syenit, 2 = heller Syenitporphyr, 3a = unmetamorphe Sedimente, 3b = hydrothermal vererzte Sedimente, B = postsyenitischer Basalt, T = post-syenitischer Trachyt.

Einen sehr beträchtlichen Teil des gesamten Areal ($\sim \frac{1}{3}$) nehmen vulkanische Brekzien verschiedenster Art ein. Ihre Genese steht in eindeutigen Zusammenhang mit der Intrusion des syenitischen Magmas. Die Probleme, die sich hier stellen, sind so vielfältig, dass sie in einem eigenen Kapitel behandelt werden, (p. 103).

Eindeutige Ergussgesteine wurden nicht gefunden. Wenn überhaupt, so treten sie jedenfalls nur in sehr geringer Verbreitung auf. Es sollen jedoch später einige Gesteine besprochen werden, deren Ausbildung und Struktur auf effusive Entstehung deuten (p. 173).

Die Form des Syenit-Körpers ist geometrisch nicht einfach zu erfassen. Relativ einheitlich ist der Osthang des Slugtdal: homogener Syenit mit trachytischem Syenitporphyr als Randfazies gegen das sedimentäre Dach, das hier noch durchgehend die Gratpartie aufbaut (gehärtete Quarzite). Aus dem Pluton dringt eine Unmenge trachytischer Gänge in die Sedimenthülle, wobei diese oft in einzelne Blöcke und Schollen zerlegt, teilweise sogar brekziert wird. Als mächtiger Brekzienstock wie ein Vulkan seine Hülle durchschlagend, trennt das Vildthorn diese Syenitzone in eine nördliche und eine südliche Hälfte (s. Fig. 10).

Auf der westlichen Talseite findet der Syenit in der Gipfelpartie und im Osthang des Hvidbjerges seine natürliche Fortsetzung, indem er schräg den Sedimenten aufliegt, die den grössten Teil des West- und Südhanges bilden. Hier fallen als Fremdeinschlüsse im Syenit dunkle syenit-

porphyrische, vulkan-brekziöse, porphyritische und sedimentäre Grossschollen von teilweise weit über 100 m Ausdehnung auf. Aus dem NE-Hang des Hvidbjerges stammt auch die merkwürdige, sillartige Brekzienlage, die auf p. 114 eingehend behandelt wird. Im Kessel westlich des Slugtdal, und im Bergzug, der von hier zur Grauen Wand führt, tritt homogener Syenit nicht mehr zusammenhängend auf. Vielmehr wechseln

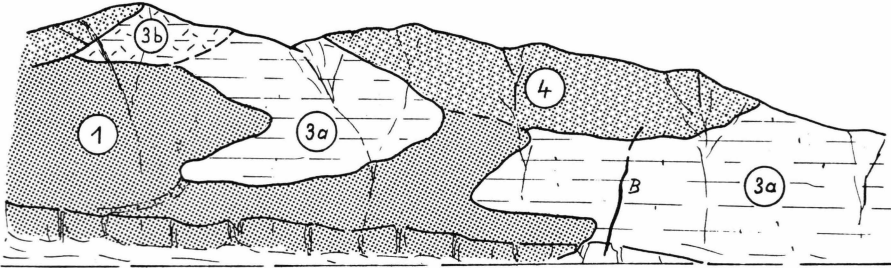


Fig. 12b. s. Fig. 12a. Linke Talseite. 4 = dunkler Syenitporphyr, z.T. brekziös ausgebildet.

hier verschiedene Syenitmodifikationen, vulkanische Brekzien und Sedimentlagen miteinander ab, z.T. kontinuierlich ineinander übergehend; das gleiche Bild zeigen auch die Aufschlüsse im Bachbett des Slugtdal. In der Schlucht, durch die das Slugtdal ins Kolledal mündet, ist in sehr instruktiver Weise der Kontakt zwischen Syenit und Sediment aufgeschlossen. Fig. 12 gibt leicht schematisiert die Verhältnisse wieder.

Der Osthang des Majdales wird — ähnlich wie im Slugtdal — von mehr oder weniger einheitlichem Syenit aufgebaut. Im Westhang des Hvidbjerges wird er noch von unmetamorphen Jurasedimenten überdacht; nördlich davon taucht er jedoch unter den grossen, zentralen Brekzienkomplex, der von einem unentwirrbaren Durcheinander vulkanischer Brekzien aller Art und Einlagerungen von Syenit, Syenitporphyr und Trachyt, sowie von präbrekziösen Relikten (Sedimente, Basalte, Porphyrite) aufgebaut wird. Auch hier stehen im Talgrund selbst dunkle Syenitporphyre und vulkanische Brekzien mit eindeutig kontinuierlichen Übergängen an. Die obere Hälfte der Theresabjerg-Ostwand wird von tiefdunklen, präsyenitischen Porphyriten (mit zahlreichen basischen Einschlüssen) aufgebaut, die auch als Schollen von über 100 m Längserstreckung im Syenit stecken, der die Basis der Wand bildet (s. Fig. 11). Ein Arm des Syenits zieht sich über den SE-Grat des Theresabjerges und taucht dann durch die Südwand in Richtung gegen den Stormryggen zu ab.

Als wuchtiger Eckpfeiler nach NW bleibt schliesslich der dunkle Syenitporphyr des *Porfjerryggen* zu erwähnen, der zwischen Nymfegryde, Lilledal und mittlerem Pictet Dal eine minimale Mächtigkeit von über 500 m erreicht, (vgl. p. 59).

Es kann nicht entschieden werden, ob für den ganzen Syenitkomplex ein einziges Intrusionszentrum anzunehmen ist, aus dem in verschiedenen Schüben das Magma intrudierte, oder ob die Magmazufuhr durch mehrere getrennte Förderkanäle erfolgte. Ebenso bleiben wir im Unklaren über die eigentliche Intrusionsmechanik und Platznahme. Wegen der lithologischen Eintönigkeit der umgebenden jurassischen Sedimente ist es sehr schwer, Verstellungen und Abschiebungen im Rahmengestein festzustellen und damit ein Bild über die mechanische Einwirkung des intrudierenden Magmas auf seine Hülle zu gewinnen. Mit Sicherheit lässt sich nur sagen, dass, wie beim Kap Syenit, auch hier Assimilation nur eine unbedeutende Rolle spielt und als wesentlicher Faktor bei der Platznahme *nicht* in Betracht kommt.

Basische Gänge sind wiederum in einer *prä-* und in einer *post-syenitischen* Generation vertreten. Saure Gänge, vorwiegend Trachyte und helle Syenitporphyre, sind als Apophysen besonders im Dach des Syenites häufig. Sie sind — im Gegensatz zu den Basalten — meist als ausgewitterte Kerben in ihr Wirtgestein eingeschnitten. Häufig durchschlagen sie auch ihr eigenes Muttergestein in eindeutig diskordanter Weise; dies bedeutet, dass Nachschübe von syenitischem Material noch andauerten, als der grösste Teil des Syenitkörpers bereits erstarrt war.

2. Petrographie und Chemismus

1) SYENITE UND HELLE SYENITPORPHYRE

Im Gegensatz zu den benachbarten Intrusionen des Kap Syenit und des Oksehorn liegt hier ein typischer Alkalisyenit vor; Plagioklas spielt — mit einer Ausnahme — eine völlig untergeordnete Rolle. Oft tritt zudem der Anteil der Mafite so stark zurück, dass aplosyenitische Zusammensetzung dominiert. Strukturell besteht eine grosse Variabilität, durchaus in Übereinstimmung mit dem geologischen Auftreten des Syenites als vielfach gegliederter und von anderen Gesteinen durchsetzter Komplex. Mittel- bis grobkörnige, völlig homogen-massige Gesteine wechseln mit verschiedensten Modifikationen porphyrischer oder dichter Ausbildung. Häufig erfolgt ein Wechsel in der Struktur auf sehr kleinem Raum und ohne sichtbaren äusseren Anlass. In dichten Gesteinen oder in der Grundmasse von Syenitporphyren entwickeln sich oft trachytoide Fliesstrukturen, (vgl. auch P. BEARTH 1959, p. 28). In letzteren übersteigt die Grösse der Feldspateinsprenglinge selten 0.5 cm. Imprägnierende Vererzung — in Drusen oder diffus — erteilt besonders den hellen Syenitporphyren aus dem Osthang des Slugtdal ein besonderes Gepräge. In einzelnen Fällen ist durch selektive Auswitterung der Mafite und der feinkörnigen Füllmasse ein retikulares Kalifeldspatgerüst erhalten geblieben. Pegmatoide Strukturen scheinen kaum aufzutreten. Besonders



Fig. 13. Brekziöser Schollenkontakt zwischen Syenit und Sediment (Majdal). Als Masstab die Sonnenbrille.

die Syenite des Slugtdal zeigen oft mehr oder weniger ausgeprägt brekziösen Habitus, indem porphyrische und syenitische Fragmente in »ihrem eigenen« Zement schwimmen. Sie sind z.T. eindeutig als Übergangsform zwischen homogenem Syenit und Syenitporphyr auf der einen, und echten vulkanischen Brekzien auf der andern Seite zu erkennen. (Weiteres hierzu im Kapitel über Brekzien, p. 103).

Die Farbe der Syenite ist, da sich meist eine ausgeprägte Hydrothermaleinwirkung bemerkbar macht, sehr verschieden. Sie kann von gräulichweiss über lila und rotgelb zu dunkelgrau gehen. Orthoklas, als farbbestimmender Hauptfaktor, kann bei völlig gleichartiger und gleich intensiver Bestäubung in einem Falle blass rötlich, im andern aber dunkelgrau sein, (Hämatit- bzw. Magnetitbestäubung?). Oft kann auch festgestellt werden, dass feinstruierte Gesteine dunklere Farbtöne aufweisen als gröberkörnige.

a. Mineralbestand und Gesteinscharakter

Am ausgeprägtesten zeigt sich der alkalisyenitische Charakter in den Gesteinen des Slugtdal. Hier sinkt der Anteil von Alkalifeldspat praktisch nie unter 90 %. Neben *Orthoklas*, der stets sehr stark bestäubt und oft flecken-perthitisch entmischt ist, spielt *Albit* eine relativ geringe Rolle. Das Verhältnis von Or : Ab wird in einzelnen Perthiten oft nahezu 1 ; für den unentmischten Feldspat ist deshalb die Zusammensetzung eines Natronorthoklas' anzunehmen. Albitsäume um Orthoklas sind ziemlich selten. Idiomorphe Umrisse bleiben meist auf die Einsprenglinge beschränkt; in den massigen Gesteinen herrschen xenomorphe bis höchstens hypidiomorph-körnige Gefüge vor.

Plagioklas wurde in einem einzigen Fall beobachtet. Die Probe stammt aus einer Lokalität im Osthang des Majdal, in deren unmittelbaren Nachbarschaft der Syenit bereits wieder vollständig plagioklasfrei wird. Umso erstaunlicher ist der recht hohe An-Gehalt von 40—42 % bei einem volumenmässigen Anteil des Plagioklas von ~ 15 %.

Ein häufiger Begleiter in den meisten Alkalisyeniten ist *Analcim*. Er tritt stets als Spät- oder Sekundärbildung xenomorph in Zwickeln und Drusen auf, meist mit einer deutlichen Spaltbarkeit, ab und zu mit merkwürdigen Zwillingslamellen. Schwache (pseudoisotrope) Doppelbrechung und optische Felderteilung sind üblich.

In der Grundmasse einiger Ägirin-reicher Porphyre findet sich in feinen, isometrischen (tropfenförmigen) Körnern ein praktisch isotropes Mineral mit negativem Relief und sehr blassem lila Chagrin, z.T. in einer Häufigkeit von nahezu 20 %. Es scheint sich hierbei um *Sodalith* zu handeln; der Fluoreszenznachweis ist allerdings nicht eindeutig.

In den gleichen Gesteinen treten ab und zu teils vollkommen hexagonale, teils xenomorphe Pseudomorphosen eines wirren Serizitfilzes auf, die höchstwahrscheinlich als *Liebenerit*, (d.h. als Pseudomorphosen nach *Nephelin*) zu deuten sind. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint es durchaus möglich, dass auch *Analcim* als Umwandlungsprodukt von *Nephelin* zu betrachten ist.

Quarz spielt naturgemäss eine völlig untergeordnete Rolle und fehlt entweder ganz oder bleibt als Spätkristallisation auf Zwickel beschränkt. Grössere Konzentration erreicht er nur direkt am Kontakt im Westhang des Majdal, wo sein beträchtlicher Anteil dem Syenit teilweise aplitgranitischen Charakter verleiht. Einige Meter im Innern des Intrusivkörpers ist der Quarzgehalt bereits wieder auf wenige % gesunken.

Die Mafite treten nicht nur volumenmässig stark zurück; sie

erreichen auch nie oder nur selten die Grösse der Kalifeldspäte. In porphyrischen Syeniten treten sie kaum als Einsprenglinge auf. Die Zusammensetzung der Pyroxene schwankt — selbst innerhalb eines Schliffes — sehr stark. Mehr oder weniger kontinuierliche Übergänge zwischen *diopsidischem Augit*, *Ägirinaugit* und *Ägirin* sind üblich (siehe dazu auch ROSENBUSCH-OSANN 1923, pp. 138, 152). Ägirin, vorwiegend in kleinen, idiomorphen Säulchen, kristallisiert auch noch während der Erstarrung der felsischen Mineralien. Zudem bildet er oft einen Mantel oder Kranz um Ägirinaugit und Diopsid (Na-Anreicherung in der Restschmelze?).

Biotit tritt in einer braunen und in einer grünen Modifikation auf, wobei letztere sich oft als Saum um einen Kern von braunem Biotit legt. Zudem wird er sehr oft von gemeiner Hornblende ummantelt, während der umgekehrte Fall nie beobachtet werden konnte. Hierbei handelt es sich nicht um eine randliche Umwandlung von Biotit in Hornblende, sondern um eine deutliche Kristallisationsfolge.

Hornblende ist auffallenderweise — wenn überhaupt — nur in ihrer gemeinen Modifikation vertreten. Anzeichen für erhöhten Alkaligehalt fehlen durchgehend.

Titanit und Apatit sind meistens vorhanden, spielen jedoch keine besondere Rolle. Vereinzelt tritt auch Epidot und fraglicher Orthit auf. Der Anteil von Erz ist meist gering, steigt jedoch in der Grundmasse porphyrischer Gesteine stets etwas an. Carbonate sind in wechselnder Menge vorhanden, z.T. als primäre Bestandteile des Magmas, mehrheitlich jedoch sekundär zugeführt oder als Zersetzungsprodukt von Mafiten (Pyroxen?). Neben Calcit scheinen oft auch Fe- und Mg-Carbonate zugegen zu sein.

Im ganzen Massiv kommt der alkalisyenitische Charakter sehr ausgeprägt zur Geltung; in der Zunge jedoch, die aus der Ostwand des Theresabjerges in dessen Südhang hinüberlappt, nimmt plötzlich wieder kalk-alkalisyenitische Zusammensetzung überhand: Bei hypidionormorph-mittel- bis grobkörniger Struktur treten bis 35 % Plagioklas neben den in üblicher Weise ausgebildeten Orthoklas. Der An-Gehalt schwankt auch hier zwischen 30—45 %. Zonarstrukturen sind nicht ausgeprägt, dagegen tritt schalige Ummantelung durch Orthoklas sehr schön in Erscheinung. Stellenweise kann antiperthitische Entmischung in charakteristisch geometrischer Beziehung zur Zwillingslamellierung beobachtet werden.

Hauptmafit mit einem Gesamtanteil von ~ 5 % ist eine schmutzigschilfige Hornblende, deren kräftig grün-blauer Pleochroismus auf

arfvedsonitische Zusammensetzung, mindestens jedenfalls auf erhöhten Na-Gehalt deutet. Nach ihrer Struktur zu schliessen, scheint sie meist uralitischer Entstehung zu sein.

Nach W. BIERTHER (unveröffentl. Manuskript) sind die Sedimente zu beiden Seiten des unteren Håbets- und Majdal in die Bunte Serie der Trias zu stellen, deren untere Teile vorwiegend kalkig bis mergelig entwickelt sind. In diesen Schichtverband ist der südwestliche Ausläufer des Syenites eingedrungen. Es scheint deshalb durchaus möglich, dass der lokal hohe Plagioklasgehalt auf eine Kalkaufnahme aus den angrenzenden Sedimenten zurückzuführen ist.

Am Ende dieses Abschnittes muss noch auf ein besonderes Kuriosum aufmerksam gemacht werden: Im Osthang des hintersten Slugtdal und in der Ostwand des Theresabjerges treten mitten im sonst völlig homogenen, mittelkörnigen Alkalisyenit zwei Linsen von ~ 10 bzw. ~ 50 m Mächtigkeit auf, die durch Struktur und Verwitterung deutlich aus ihrer Umgebung heraustreten. Sie zeigen eine schiefrige Schichtung, spalten in dünne, planparallele Platten und sind durch eine schalig verbogene Diskontinuitätsfläche von den umhüllenden Syeniten getrennt. Diese Schalenstruktur setzt sich im Inneren der Linse fort und kann so extrem werden, dass ein echter Faltenwurf entsteht (s. Fig. 14). Das Gestein selber ist in sich homogen und hat einen feinkörnig-sandigen Habitus. Der erste Gedanke war denn auch, dass es sich um eine im Magma abgesunkene, zusammengestauchte Sandstein- bzw. Quarzitscholle handeln müsse.

Die Dünnschliffuntersuchung zeigte aber ein völlig anderes Bild: In einer feinkörnig-trachytoiden Grundmasse von kaum zersetzten Albit- und Kalifeldspatleistchen (Sanidin?) schwimmen weniger als 5 % Einsprenglinge von hypidiomorphem Orthoklas und sehr wenig Biotit. Beide werden kaum grösser als 0.5 mm. Die Zwickel der mehrheitlich idiomorphen Grundmasse-Feldspatleistchen sind mit 10—20 % Quarz gefüllt.

Unsere »Sandsteinscholle« ist also in Wirklichkeit ein Quarz-Trachyt oder Liparit, dessen schalige Struktur durch innere Spannungen während der Abkühlung entstanden sein dürfte. Nach der Art seines Auftretens kann er kaum postsyenitisch sein. Es muss sich um ein Ergussgestein einer syenitischen Frühphase handeln, das erstarrte, bevor es von der nachfolgenden Hauptintrusion wieder verschluckt wurde.

b. *Chemismus*

Der Unterschied zwischen dem normalen, alkalisyenitischen Typus und dem Kalk-Alkalisyenit spiegelt sich auch in den beiden chemischen

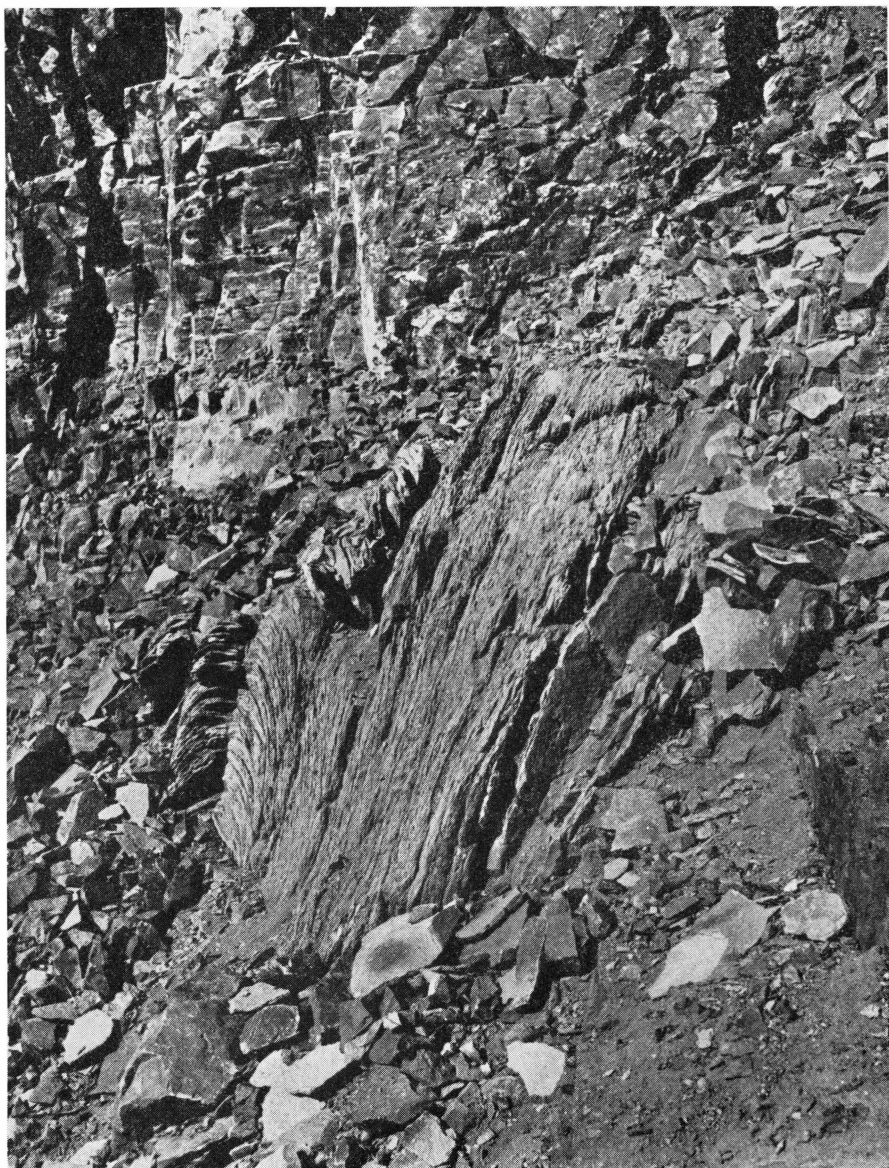


Fig. 14. Quarz-trachytische Scholle einer syenitischen Frühphase, im jüngeren, grobkristallinen Syenit eingeschlossen. Osthang des hinteren Slugtdal.

Analysen wieder. HK 25a ist ein heller Alkalisyenitporphyr aus dem linken Hang des unteren Slugtdal, HK 134 der oben beschriebene Kalk-Alkalisyenit aus dem Südhang des Theresabjerges.

Modaler Mineralbestand:

HK 25a Alkalisyenitporphyr

Einsprenglinge:	Orthoklas, Albit	24
Grundmasse:	Alkalifeldspat \pm Quarz	63
	Apatit, Serizit	2
Drusen:	Erz	6
	Calcit	5

100 Vol. %

HK 134 Kalk-Alkalisyenit

Alkalifeldspat (Orthoklas, Perthit, Albit)	54
Plagioklas (vorw. Andesin)	35
Hornblende (arfvedsonitisch)	6
Quarz	1.5
Epidot	1
Biotit	0.5
Akzessorien (Chlorit, Titanit, Apatit etc.)	2

100 Vol. %

Tabelle 4.

	HK 25a	HK 134		HK 25a	HK 134
SiO ₂	60.53	61.37	si	230	218
TiO ₂	0.79	0.58	ti	2	1.5
Al ₂ O ₃	16.60	17.80	p	0.2	—
Fe ₂ O ₃	2.19	1.11			
FeO	1.24	1.76	al	37	37.5
MnO	0.16	0.08	fm	14	16
MgO	0.60	1.48	c	6.5	13
CaO	1.66	3.40	alk	42.5	33.5
Na ₂ O	7.84	6.02			
K ₂ O	5.60	5.80	k	0.32	0.39
H ₂ O ⁺	0.10	0.17	mg	0.24	0.51
P ₂ O ₅	0.06	0.08	qz	— 22	— 16
CO ₂	2.00*)	—	co ₂	10	—
	99.37	99.65			

Magmentyp: HK 25a tinguaitisch
 HK 134 leukosyenitisch bis
 kalifoyaitisch

Analytiker: S. LANDERGREN

*) CO₂-Gehalt vom Analytiker nur geschätzt. Für die Niggliwertberechnung wurde CO₂ als primär-magmatisch betrachtet, weil sich bei Absättigung von CO₂ mit CaO, MgO und FeO und entsprechender Subtraktion von den Oxydzahlen ein Chemismus ergibt, der überhaupt keinem Magmentyp zugeordnet werden kann.

Auf den ersten Blick fällt der ausgesprochen peralkalische Charakter von HK 25a auf, der sich noch verstärken würde, wenn man CaCO_3 als sekundär zugeführt in Rechnung zieht. Die Alkalivormacht ist hier grösser als in allen analysierten Syeniten aus den Werner Bjergen, (BEARTH 1959, p. 48). Auch unter den Alkalisyeniten von TRÖGER (1935, p. 87) findet sich nur ein einziges Beispiel, wo *alk* den Wert von 42.5 übersteigt. Entsprechend gering wird natürlich der Wert für *c*, während *al* und *fm* im üblichen Rahmen bleiben. — HK 134 zeigt demgegenüber normalen Magmencharakter, obgleich es schwierig ist, seinen Chemismus einem eindeutigen Magmentyp zuzuordnen. Auch hier gilt jedoch wieder — wie bei WB 201 und No. 450, Kap Syenit — dass trotz dem kalkalkalisyenitischen Modus der Chemismus weit eher mit dem für Alkalisyenite üblichen übereinstimmt. Der hauptsächlichste Unterschied gegenüber HK 25a besteht im geringeren Anteil von Na_2O , was sich in einer entsprechenden Abnahme des *alk*-Wertes äussert, während die Zunahme an MgO und CaO zu höheren *mg*- bzw. *c*-Werten führt. Für beide Gesteine ist die Quarzzahl deutlich negativ.

II) DIE DUNKLEN SYENITPORPHYRE

a. Geologisches Auftreten

Im ganzen Gebiet des mittleren Komplexes treten immer wieder dunkle, mehr oder weniger extrem porphyrische Gesteine auf — bald in den tiefst aufgeschlossenen Schluchten, bald im höchsten Dach der Intrusion. Häufig sind sie als dunkle Schollen bis zu 100 m Grösse im Syenit eingeschlossen. Sie stellen in diesem Falle offensichtlich eine syenitische Frühphase dar, die teilweise von der nachfolgenden Hauptintrusion aufgeschluckt worden ist. An anderer Stelle stecken die Porphyre zwar wiederum diskordant im grobkristallinen Syenit, sind jedoch selber auch gespickt mit bis kopfgrossen, brekziösen Einschlüssen von hellem Syenit. Wir haben hier also mindestens drei Phasen zu unterscheiden: Syenit I \rightarrow dunkler Porphyr \rightarrow Syenit II. In einer dritten Art des Auftretens, besonders deutlich in den Bachbetten von Slugt- und Majdal aufgeschlossen, geht dunkler Porphyr kontinuierlich aus hellem Syenit hervor, zeigt jedoch andererseits auch alle Übergänge zu vulkanischen Brekzien. In gleicher Weise ist er stets als Stöcke, Schmitzen oder Gänge im zentralen Brekzienkomplex und im Brekzienmassiv des Vildthorn eingelagert.

Das charakteristischste Auftreten erreicht er jedoch ohne Zweifel im Sporn zwischen Lilledal, Nymfegryde und mittlerem Pictet Dal, den er in seiner ganzen Mächtigkeit von der Grenze des Gehängeschuttes bis hinauf zu Pkt. 1035 aufbaut (s. Fig. 15). Zahlreiche trachytische Gänge gehen auf diesen syenitporphyrischen Herd zurück. Der dunkle Porphyr ist

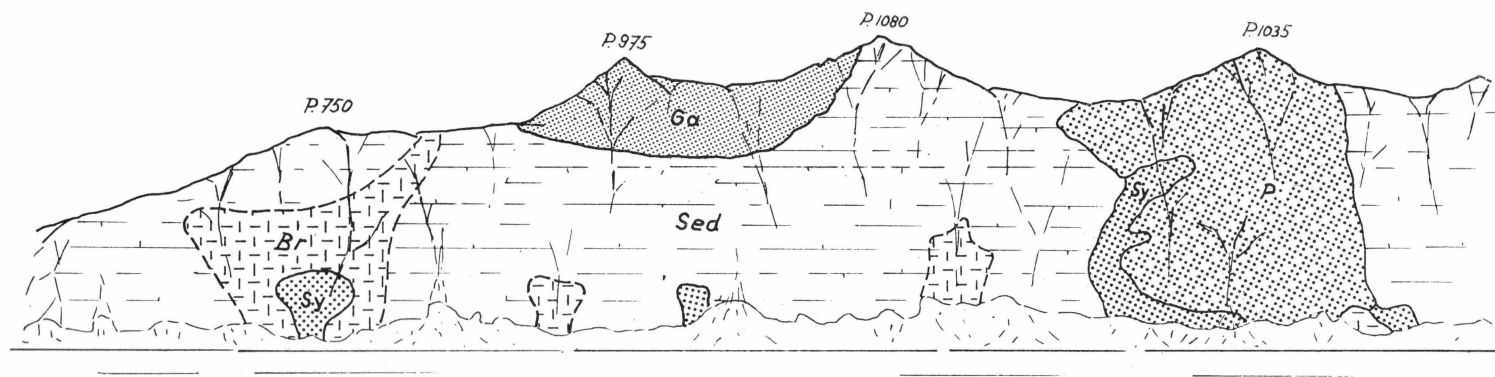


Fig. 15. Osthang des mittleren Pictet Dal.

Sy = Syenit, P = dunkler Syenitporphyr, Ga = Gabbrodiorit, Br = vulkanische Brekzie, Sed = Sediment.

über weite Strecken brekziös ausgebildet oder geht durch verschiedene Stadien in helle, feinkörnige Porphyre und in mittelkörnige, massige bis schwach porphyrische Syenite von roter Farbe über. Letzteres zeigt sich besonders ausgeprägt im mittleren Pictet Dal, in dessen Südhang eine ganze Reihe kleiner, selbständiger Syenitstöcke stecken. Trotz einer kompakten, minimalen Mächtigkeit von ~ 500 m deuten die Strukturen des dunklen Porphyrs auf rasche Abkühlung eines oberflächennah erstarrenden Magmas.

b. Mineralbestand und Gesteinscharakter

Der porphyrische Charakter wird durch den Farbunterschied der beiden Generationen meist sehr augenfällig: In einer dichten bis glasigen Grundmasse von schwarzer bis violettgrauer Farbe schwimmen 25—30 Vol. % weisse oder blass rötliche Einsprenglinge von Orthoklas \pm Albit, deren Grösse meist ~ 1 mm beträgt, jedenfalls 5 mm nie übersteigt. Sie sind meist xenomorph, in brekziösen Porphyren ausgesprochen klassisch; spindelige Ausbildung ist selten. Neben Alkalifeldspat ist als Einsprengling fast immer etwas Biotit zugegen, meist in panidiomorphen, völlig unzersetzten Kristallen. Sein Anteil beträgt nie mehr als einige %.

Die Grundmasse zeigt entweder ein mikrokristallin-filziges Gefüge von feinsten Feldspatleistchen (Orthoklas + Albit), oder aber sie ist kryptokristallin mit deutlichen Entglasungsspuren. Sowohl im Schliiff wie im Handstück sind Fließstrukturen feststellbar. In brekziösen Porphyren wird die Grundmasse zudem ausgesprochen heterogen und enthält wenige vollständig zersetzte Fremdeinschlüsse. Als Akzessorien treten Apatit, Titanit und Erz auf. Calcit steckt als Primär- und Sekundärprodukt in Zwickeln. Chlorit und Erz sind oft pseudomorph nach Mafiten. In sekundären Schnüren, die auch die Einsprenglinge durchsetzen, scheint Cancrinit angereichert zu sein.

c. Chemismus

Die chemische Analyse eines typischen Vertreters aus dem Slugtdal (HK 65) zeigt, dass die dunklen Porphyre eindeutig in die Reihe der Alkalisyenite gehören und als komagmatisches Produkt der Syenite des Theresabjerg-Komplexes zu betrachten sind.

Modaler Mineralbestand:

<i>HK 65 dunkler Syenitporphyr</i>		
Einsprenglinge:	Alkalifeldspat.....	37
	Biotit.....	1
Grundmasse:	Alkalifeldspat.....	56
	Erz.....	2
	Apatit, Chlorit, Calcit.....	4
		<hr/> 100 Vol. %

Tabelle 5.
HK 65

SiO ₂	60.95	si	238
TiO ₂	0.71	ti	2.1
Al ₂ O ₃	16.05	p	0.12
Fe ₂ O ₃	2.33		
FeO.....	1.37	al	37
MnO.....	0.13	fm	18
MgO.....	1.06	c	6
CaO.....	1.45	alk	39
Na ₂ O.....	6.09		
K ₂ O.....	6.52	k	0.41
H ₂ O ⁺	0.14	mg	0.34
P ₂ O ₅	0.12	qz	-12
CO ₂	3.00*)	co ₂	16
	99.92		

Magmentyp: kalinordmarkitisch
bis kaligibelitisch
Analytiker: S. LANDERGREN

Die Übereinstimmung der Niggliwerte mit denjenigen des hellen Syenitporphyrs HK 25a ist nahezu vollständig. Einzig *fm* zeigt hier eine merkliche Erhöhung, die im modalen Mineralbestand insofern hervortritt, als sie auf einer feindispersen Vererzung des Gesteins beruht, die jedoch bei der Vermessung des Schliffes zahlenmässig nicht erfasst werden kann. Andererseits zeigt Na₂O eine spürbare Abnahme, während K₂O zunimmt; entsprechend steigt *k* von 0.32 auf 0.41. CaO wird hier und auch in HK 25a vollständig durch CO₂ abgesättigt.

III) DIE PRÄSYENITISCHEN PORPHYRITE

a. Mineralbestand und Gesteinscharakter

In der Ostwand des Theresabjerges liegt über dem Syenit eine mehrere 100 m mächtige Masse dunkler, fast schwarzer Gesteine von sehr feinkörnig bis dichtem Habitus; einzelne Schollen dieses Komplexes schwimmen (bei einer Längsausdehnung bis über 100 m) völlig losgetrennt im Syenit (vgl. Fig. 11). In der Nähe des Syenitkontaktes sind sie ausgesprochen morsch, z.T. auch brekziös. Gegen oben wird die Struktur zunehmend porphyrischer, und auf dem Gipfel selbst erreicht der Porphyrit in zwei verschiedenen Modifikationen, einer hellen und einer dunklen, seine typische Ausbildung; (dabei ist oft die eine Modifikation als Schollen in der anderen eingeschlossen, oder aber beide gehen kontinuierlich

*) Geschätzt; für Norm- und Niggliwertberechnung als primär betrachtet.

ineinander über). Ähnliche Porphyrite werden wir als mächtige Schollen auch in den Syeniten der Oksehorn-Südwand finden, und auch P. BEARTH (1959, p. 17) erwähnt einen Porphyrit, der als gigantischer Block in den Alkalisyeniten des Kolossen schwimmt.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die morschen Gesteine der Schollen und der unteren Partien des eigentlichen Porphyritstockes vollständig zersetzt sind und weitgehend diabasische Zusammensetzung erreichen. In einer erz- und pigmentreichen, mikrokristallinen Grundmasse, die nicht näher bestimmbar ist, schwimmen ~ 20 Vol. % Einsprenglinge. Die primären Mafite, (anscheinend vorwiegend Biotit) sind restlos zersetzt und in Pseudomorphosen von Pennin, Pistazit und Calcit umgewandelt. Auch Plagioklas ist meist mit Schuppen und Körnchen von Serizit, Chlorit und Epidot gefüllt, z. T. auch albitisiert; relik-tisch ist er jedoch oft noch unzersetzt erhalten und erreicht dann mit 60—65 % An eine erstaunliche Basizität.

Es ist sehr naheliegend, die Ursache dieser starken Zersetzung im Aufdringen des syenitischen Magmas, bzw. dessen hydrothormaler Spätphase zu suchen. Denn es besteht kein Zweifel, dass der Porphyrit prä-syenitisch ist. Dafür sprechen nicht nur die im Syenit eingeschlossenen Porphyritschollen; auch die Brekzierung des kontaktnahen Porphyrites ist eindeutig auf explosive Gasentladungen aus dem syenitischen Magmaherd zurückzuführen und belegt damit die relativen Altersverhältnisse.

Demgegenüber ist der Porphyrit aus der Gipfelpartie völlig frisch und unzersetzt. Bei der dunklen Modifikation (HK 417) handelt es sich um einen Diopsid-Hornblende-führenden *Biotit-Orthoklas-Andesin-Porphyr*it. Ungefähr 30—35 Vol. % Einsprenglinge von diopsidischem Pyroxen, syntagmatitischer Hornblende, Biotit, Orthoklas und Plagioklas (in Reihenfolge zunehmender Häufigkeit) schwimmen in einer vorwiegend felsischen, mikrokristallinen Grundmasse, die ab und zu Fliessformen entwickelt. Die Grösse der hellen Einsprenglinge beträgt durchschnittlich 1—2 mm, diejenige der mafitischen 0.1—1 mm. Von allen Einsprenglingen neigt Plagioklas am ehesten zu idiomorpher Ausbildung. Er ist stets in sehr eng gescharten Lamellenstöcken nach Albit und Periklin verzwillingt. Dazu tritt eine kräftige Zonierung, die zu skurrilen optischen Felderteilungen führt. Der durchschnittliche An-Gehalt der Kerne liegt mit 45—50 % im Gebiet von basischem Andesin.

Orthoklas tritt mengenmässig gegenüber Plagioklas stark zurück. Er zeigt vorwiegend xenomorph-klastische Formen, ist kaum zersetzt, randlich jedoch meist wolkig bestäubt.

Biotit ist — bei hypidiomorpher Ausbildung — oft wellig verbogen oder gestaucht. Er zeigt kräftigen Pleochroismus von blass gelblich nach

tief rotbraun und ist in charakteristischer Weise stets von einem sehr feinen Erzsaum umgeben, z.T. auch mit feindispersem Erz gefüllt.

Pyroxen ist meist xenomorph, oft von Apatit und Erz poikilitisch durchsetzt und von Hämatit und Chlorit durchadert. Sein blass grünlicher Chagrin, $+2V \sim 55-60^\circ$ und die übrigen optischen Daten sprechen eindeutig für *diopsidischen* Pyroxen.

Hornblende liegt in Form kleiner, z.T. glomerophyrisch angehäufter Stengel vor. Auch sie ist — wie Biotit — meist von einem Kranz von feinkörnigem Erz umgeben. Nach ihrem braunen Pleochroismus, der niedrigen Doppelbrechung und nach der geringen Auslöschungsschiefe zu schliessen, handelt es sich um *syntagmatitische* Hornblende. Sämtliche Mafite werden in auffallender Weise von den hellen Einsprenglingen korrodiert, z.T. unter deutlicher Erzausscheidung. In konkretionär-glomerophyrischen Formen treten zudem etwa 5% Quarz auf.

Bei der hellen Modifikation HK 418 handelt es sich um einen *Biotit-Pyroxen-Andesin-Porphyr*. In einer mikrokristallinen Grundmasse, die zum überwiegenden Teil aus stark bestäubtem Kalifeldspat besteht, sind $\sim 30\%$ Plagioklas, Pyroxen und Biotit \pm Orthoklas eingesprengt. In Zwickeln und konkretionär sind in der mehrheitlich isometrisch-körnigen Grundmasse $\sim 5-10\%$ Quarz vorhanden, die dem Gestein nicht primär anzugehören scheinen. Die Einsprenglinge zeigen durchaus dieselben Eigenschaften wie in HK 417. Plagioklas ist mit durchschnittlich 42–45% An etwas saurer; seine Zonarstruierung ist nach wie vor sehr ausgeprägt: eine Messung ergab 55% An im Kern, 38% An am Rand. Hornblende fehlt gänzlich und Kalifeldspat tritt als Einsprengling vollständig zurück.

Das auffallendste Merkmal dieses Gesteins ist seine ausgeprägte Generationentrennung: Plagioklas, Pyroxen und Biotit sind in der Grundmasse überaus selten, während andererseits Kalifeldspat, der zu $\sim 90\%$ die Matrix aufbaut, kaum als Einsprengling auftritt.

Die Ausscheidungsfolge ist:

Einsprenglinge:	Pyroxen \longrightarrow Biotit \longrightarrow Plagioklas
Grundmasse:	Kalifeldspat, Quarz.

Es scheint, dass in dieser Tatsache ein möglicher Hinweis auf die Genese des syenitischen bzw. gabbrodioritischen Magmas in unserem Untersuchungsgebiet liegt: Beginnt ein *monzosyenitisches* Magma in der Weise zu erstarren, wie sie in HK 418 verwirklicht ist, und erfolgt gleichzeitig eine mechanische Trennung der beiden Generationen, (z.B. durch Absaigerung oder Auspressen der Einsprenglinge), dann entsteht auf der einen Seite ein *alkalisyenitisches*, auf der andern ein *dioritisches* bis *gabbrodioritisches* Magma, die beide im idealen Fall der vollständigen Tren-

nung zu selbständigen Komplexen erstarren können. Als basisches Differentiat eines monzosyenitischen Magmas können auch ohne weiteres basaltische Typen gebildet werden. Unsere Hypothese gewinnt dadurch an Bedeutung, dass diese drei theoretisch zu erwartenden Differentiationsprodukte tatsächlich auftreten: Das monzonitische »Stammagma« in den hier besprochenen Porphyriten, der Alkalisyenit im ganzen mittleren Komplex, und der Gabbrodiorit in der Grauen Wand des Slugtdal. Es ist zudem auch ohne weiteres denkbar, dass durch geringe Differentiation aus dem monzonitischen Magma der Porphyrite eine Schmelze entsteht, die bei entsprechenden physikalischen Bedingungen zu Kalk-Alkalisyeniten erstarrt, wie sie am Kap Syenit und im Oksehorn vertreten sind.

P. BEARTH betrachtet die Porphyrite vom Kolossen als vermutlich »hypabyssal equivalent of the basic series«. Wir wollen hier lediglich festhalten, dass es sich bei den Porphyriten des Theresabjerges um eine präsyenitische (intermediäre bis basische) Eruptivmasse handelt, aus der durch Differentiation die syenitischen und die gabbrodioritischen Komplexe abgespalten sein können.

b. *Chemismus*

Die chemische Analyse vermag auf den ersten Blick unsere Hypothese nicht zu stützen: Im Q-L-M Dreieck (p. 180) fällt der Projektionspunkt deutlich »nördlich« der Verbindungslinie zwischen alkalisyenitischem und gabbrodioritischem Magma gegen Q hin. Ich habe jedoch oben darauf hingewiesen, dass Quarz dem Gestein nicht primär angehört, sondern als sekundär zugeführt zu betrachten ist. Bringt man eine entsprechende Menge SiO_2 in Abzug, so rückt der Projektionspunkt von Q weg gegen L und M; ein Magma dieser primären Zusammensetzung kann nun ohne weiteres als Ausgangsmagma einer Differentiation in Richtung basischer und saurer (alkalischer) Typen betrachtet werden.

HK 418

Monzonitischer Porphyrit

Modaler Mineralbestand:

Einsprenglinge: ~ 30 Vol. %	Plagioklas	20
	Pyroxen	5
	Biotit	3
	Orthoklas	2
Grundmasse: ~ 70 Vol. %	Orthoklas	60
	Quarz	5
	Akzessorien	5

Tabelle 6.

HK 418

SiO ₂	61.04	si	226
TiO ₂	1.76	ti	4.9
Al ₂ O ₃	17.15	p	0.3
Fe ₂ O ₃	3.96		
FeO.....	2.62	al	37.5
MnO.....	0.20	fm	28
MgO.....	1.48	c	11
CaO.....	2.82	alk	23.5
Na ₂ O.....	3.71		
K ₂ O.....	4.25	k	0.43
H ₂ O ⁺	0.26	mg	0.29
H ₂ O ⁻	0.17	qz	+32
CO ₂	0.01		
P ₂ O ₅	0.19		
	99.62		

Magentyp: monzonitsyenitisch

Analytiker: S. LANDERGREN

Gegenüber den kalk-alkalisyenitischen Typen bestehen wesentliche Unterschiede nur für die *fm*- und *alk*-Werte; *fm* ist im Monzonit bedeutend höher, *alk* dagegen niedriger als die entsprechenden Durchschnittswerte der Syenite. In bezug auf *si*, *al* und *c* besteht vollständige Übereinstimmung. Es ist deshalb nicht daran zu zweifeln, dass monzonitisches und kalk-alkalisyenitisches Magma genetisch miteinander verknüpft sind.

D. Der Oksehorn-Komplex

1. Geologischer Überblick

Als unmittelbarer Nachbar des Werner Bjerge Massives tritt — als Eckpfeiler zwischen den beiden morphologischen Hauptlinien von Okse-dal und Kolledalen — im Oksehorn noch einmal ein Zentrum subvulkanischer Tätigkeit auf. Seine Gliederung ist — gegenüber dem mittleren Komplex — wiederum sehr einfach (vgl. Fig. 16). Helle Syenite verschiedener Modifikation bauen die gesamte Basis des Oksehorns auf. In der Südwand reichen sie bis zu einer Höhe von ~ 800 m. Darüber folgen vulkanische Brekzien, gehärtete Sedimente und Basalte, die in wirrer Wechsellagerung die Gipfelpartie aufbauen. Ungefähr durch die Mitte der Südwand zieht sich im Syenit eine mehr oder weniger horizontale Zone mächtiger, dunkler Porphyrit-Schollen. Der östliche Teil der Nordwand wird in gigantischen Plattenschüssen bis zum Gipfel hinauf vollständig von Syenit gebildet, während in der westlichen Hälfte röt-

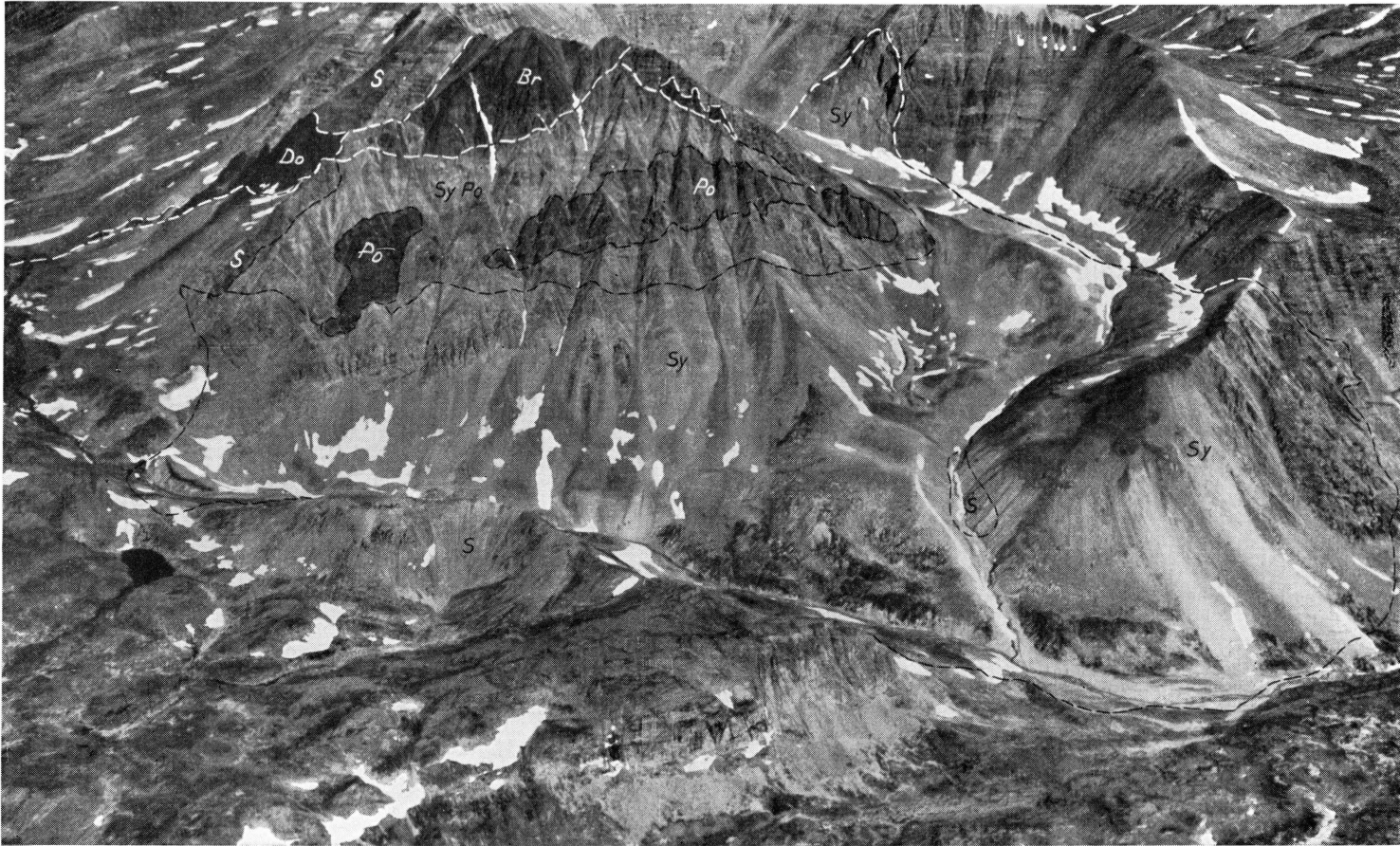


Fig. 16. Oksehorn S-Wand mit Mirakeldal. Im Vordergrund Grünsee und Elefantbjerg. Sy = Syenit, SyPo = heller Syenitporphyr als Randfazies von Sy, Po = dunkler Porphyrit, Br = vulkanische Brekzie, Do = Dolerit, S = Sediment. (Flugfoto, Blick gegen N).



Fig. 17. Oksehorn W-Wand. Do = Dolerit, B = Basaltsills, die nach P. BEARTH (1959) vom Dolerit ausgehen; Br = vulkanische Brekzien, S = Sediment, (Triassandsteine).

liche, trachytoide Syenitporphyre wiederum von der grünen Gipfelbrekzie überlagert werden. Ein kleiner nördlicher Syenitläufer greift über das Mirakeldal hinaus in dessen Nordhang. Auch im Süden und Südosten erstreckt sich der Syenit über die durch Mirakeldal und hinterstes Kolledal gebildeten, morphologischen Grenzlinien hinaus und baut dort Teile des Elefantbjerg und eines Sporns östlich des Mirakeldal auf, (den wir im Felde Kalberkopf nannten). Die Westwand des Oksehorn erhält ihr Gepräge durch einen mächtigen Doleritgang, der aus Glemmedalen herüberzieht und sich am Kontakt zum Syenit eindeutig als *präsyenitisch* datieren lässt (siehe Fig. 17). Dunkle Syenitporphyre, wie wir sie im vorhergehenden Abschnitt kennengelernt haben, fehlen hier vollständig; ebenso stellt die vulkanische Gipfelbrekzie das einzige Vorkommen pyroklastischer Agglomerate dar.

Besonders ausgeprägt im SW-Grat des Oksehorn macht sich im Syenit oft eine kräftige Vertikal-Klüftung bemerkbar. Es treten auch

Beispiele schöner Wollsackverwitterung auf, ähnlich wie in der Südwand des Theresabjerges.

Basische und saure Gänge spielen wiederum die gleiche Rolle wie sonst. Basische Sills, die aus den Sedimenten gegen den Kontakt am Kalberkopf zustreichen, setzen sich im Syenit noch einige 10 m weiter fort. Dann werden sie plötzlich von syenitischen Äderchen durchsetzt, lösen sich in einzelne Schollen auf, keilen aus und verschwinden. Aus der syenitischen Durchaderung darf eindeutig auf präsyenitische Entstehung der Sills geschlossen werden. Dann ist es jedoch sehr auffallend, dass nur gerade der basische Gang in den Syenit hineinragt, Spuren seiner ursprünglichen, sedimentären Hülle jedoch nicht zu finden sind; es bleibt uns nur die Feststellung, dass diese bei der Platznahme des Syenites irgendwie »verschunden« sein muss. Selektivmetasomatische Verdrängung des ehemaligen Rahmengesteins durch eine »syenitische Front« ist kaum wahrscheinlich; ebenso fehlen alle Anzeichen für »relict dykes«, wie sie G. E. GOODSPEED (1959, p. 246) beschreibt.

2. Petrographie und Chemismus

1) DIE SYENITE

a. Mineralbestand und Gesteinscharakter

Ganz allgemein kann festgehalten werden, dass strukturell und mineralogisch eine weitgehende Übereinstimmung mit den Gesteinen des Kap Syenit besteht. Ein struktureller Unterschied besteht einzig darin, dass im Oksehorn der Orthoklas in bis 5 cm grossen, dünntafeligen Rieseneinsprenglingen auftritt, die dem Gestein ein sehr charakteristisches Gepräge verleihen, und deren Grösse sich auch direkt am Kontakt nicht verringert.

Das petrographische Hauptmerkmal liegt wiederum im hohen Anteil von Plagioklas, und in dessen relativ hoher Basizität, (vgl. Tabelle 1): Der typische Vertreter des Oksehorn-Intrusivs ist eindeutig ein *Kalk-Alkali-* bis *Monzo-Syenit*. Typische Alkalimafile fehlen vollständig, dagegen tritt Titanit in auffallender Häufigkeit auf.

Im folgenden seien kurz einige Merkmale der Hauptmineralien erwähnt:

Plagioklas: Sein Anorthitgehalt schwankt zwischen 35 und 45 %. Er ist oft ausgesprochen zonar, mit Extremwerten von 65—70 % An im Kern und 30 % An am Rand. Sehr oft ist der basische Kern serizitisiert, während der saurere Rand völlig unzersetzt bleibt. Schalige Ummantelung von basischeren durch saure Plagioklase, bzw. durch Albit, ist üblich, ebenso das Auftreten einer zweiten, deuterischen Plagioklasphase.



Fig. 18. Adern und Gängchen von Syenit im sedimentären Rahmengestein, (Oksehorn). Dickste Ader ca. 5 cm breit.

Kalifeldspat zeigt ausser seinen Rieseneinsprenglingen keine Besonderheiten. Er legt sich oft als äusserste Schale um die oben erwähnten Plagioklassukzessionen.

Von den Mafiten ist *Biotit* der am wenigsten zersetzte. Stellenweise ist er stark angereichert und gibt so Anlass zur Bildung von Biotit-pegmatoiden Strukturen. *Pyroxen* liegt wiederum als diopsidischer Augit vor, und *Amphibol* als gemeine, bzw. uralitische Hornblende. Alle Mafite sind häufig von Feldspat unter Erzausscheidung korrodiert.

Verschiedene Syenit-Modifikationen ergeben sich nicht nur aus dem Wechsel des Verhältnisses von Orthoklas: Plagioklas: In kontaktnahen Zonen steigt häufig der Quarzgehalt bis auf ~ 20 Vol. % an und verleiht so dem Gestein lokal aplitgranitische Zusammensetzung. An einigen Stellen lässt sich eindeutig zeigen, dass der erhöhte Quarzgehalt auf Assimilation quarzitischer Schollen zurückzuführen ist. Es bestehen hier alle Übergänge von vollständig aufgeschmolzenem und rekristallisiertem Quarz, der in die Zwickel der primären Mineralien dringt, bis zu »unverdauten« Quarzitfragmenten, deren typisch sedimentäres Gefüge noch erhalten, und deren carbonatisches Zement teilweise in Diopsid + Biotit umgewandelt ist. Andererseits erfolgt vom Magma her eine teilweise



Fig. 19. Schollenkontakt zwischen Syenit und Sediment.

Imprägnation der Quarzitfragmente, so dass es in diesen zu scheinbar wurzelloser Sprossung von Kalifeldspat kommen kann.

Im südlichen Ausläufer des Stockes (Elefantbjerg) steigt in einzelnen Zonen das Verhältnis von Orthoklas : Plagioklas auf $\sim 1 : 1$. Gleichzeitig steigt in diesen Monzoniten der Anteil von Diopsid auf über 20 %, stellenweise sogar bis auf 50 %. Einzelne Pyroxene zeigen leicht pigeonitischen Habitus. Die übrigen Mafite sind nicht angereichert. Plagioklas hat einen Anorthitgehalt von 45 %. Es ist naheliegend, als Ursache für die Zunahme im Plagioklas – und vor allem im Diopsidgehalt lokale Assimilation eines quarzführenden, carbonatischen Gesteins anzunehmen. Quarzführend muss das Gestein deshalb sein, weil der

SiO_2 -Gehalt des syenitischen Magmas allein wohl kaum zur Silifizierung von zusätzlichem CaO und MgO ausreichen dürfte, ohne dass hierbei Foide gebildet werden.

Als typische Randfazies bilden sich, besonders am Westkontakt, ausgeprägt *porphyritische* Gesteine. Sie führen 25 bis 30 % Einsprenglinge von vorwiegend Andesin (35—40 % An), wenig Orthoklas in Form der erwähnten Riesenkristalle, und stets auch etwas Diopsid und Biotit, wobei letztere wegen ihrer Kleinheit im Handstück kaum auffallen. Die Grundmasse ist feinkörnig bis mikrokristallin und kann stellenweise bis 20 % Quarz enthalten. Das Gestein wird in diesem Fall zu einem eigentlichen Rhyodacit. In einem dieser Porphyrite macht sich eine ähnliche Generationentrennung bemerkbar, wie wir sie bereits in den monzonitischen Porphyriten des Theresabjerg-Gipfels kennengelernt haben (vgl. p. 64). Als Einsprengling tritt hier fast nur Plagioklas auf, als Grundmasse jedoch ausschliesslich Kalifeldspat \pm Quarz. Stellenweise sind diese Porphyrite stark zersetzt und in Epi-Porphyre umgewandelt. Eine andere Randfazies tritt im Kalberkopf auf, allerdings streng auf eine Zone beschränkt, wo der Syenit ein dünnes, toniges Schichtpaket abschneidet: Hier sprossen im Syenit — der bei einer mittleren Korngrösse von 1—2 mm eher feinkörnig ausgebildet ist — ungefähr 20 Vol. % gemeiner, grüner Hornblende in bis 3 cm langen, dünnen Stengeln mit meist idiomorphen Umrissen.

Ihre optischen Daten entsprechen einer sehr *Mg-reichen Hornblende*:

$$-2V \sim 80^\circ, \Delta n < 0.02, \gamma/c \sim 27^\circ$$

α = blassgrün

β = olivgrün

γ = bläulichgrün

b. *Chemismus*

Eine Syenitprobe aus dem Nordausläufer im linken Hang des Mirakeldal wurde chemisch analysiert. Sie ist homogen, kaum zersetzt und kann als Repräsentant des Oksehorn-Syenites betrachtet werden.

HK 172 Kalk-Alkalisyenit

Modaler Mineralbestand:

Alkalifeldspat (Orthoklas, Perthit, Schachbrettalbit) ..	55
Plagioklas (saurer Andesin)	31
gemeine Hornblende	4
diopsidischer Pyroxen	2
Titanit	2
Biotit	1
Quarz	2
Akzessorien: (Apatit, Chlorit, Serizit, Zirkon, Erz)	3

100 Vol. %

Tabelle 7.

HK 172

SiO ₂	59.43	si	203
TiO ₂	0.95	ti	2.5
Al ₂ O ₃	17.65	p	0.3
Fe ₂ O ₃	2.09		
FeO.....	2.75	al	35.5
MnO.....	0.09	fm	21.5
MgO.....	1.62	c	10.5
CaO.....	2.91	alk	32.5
Na ₂ O.....	5.80		
K ₂ O.....	6.04	k	0.45
H ₂ O ⁺	0.13	mg	0.38
P ₂ O ₅	0.19	qz	-27
	99.65		

Magmentyp: kalifoyaitisch bis
kaligibelitisch

Analytiker: S. LANDERGREN

Die Übereinstimmung der Niggliwerte mit denen der übrigen Syenitanalysen (No 450, WB 201, HK 134) ist nahezu vollständig; *si* und *al* erreichen allerdings hier etwas niedrigere Werte als üblich, bleiben jedoch durchaus im Rahmen. Es ist deshalb nicht daran zu zweifeln, dass als Schlussfolgerung gilt:

Die drei Syenit-Komplexe des Oksehorns, des Theresabjergs und des Kap Syenit entspringen ein- und demselben Stammagma und gehören einer einzigen Haupt-Intrusionsphase an.

II) DIE DUNKLEN SCHOLLEN

In geologisch und petrographisch ähnlicher Ausbildung wie in der Theresabjerg-Ostwand zieht sich auch durch die ganze Südwand des Oksehorns eine Zone dunkler, mächtiger Schollen (s. Fig. 11). Sie unterscheiden sich von denen des mittleren Komplexes vor allem dadurch, dass sie

1. kontinuierliche, auf Assimilation beruhende Übergänge zum Syenit zeigen, und dass sie
2. nicht nur aus Porphyriten, sondern auch aus wesentlichen Mengen von basaltischen und sedimentären Gesteinen aufgebaut werden.

Durchsteigt man die Oksehorn-Südwand, so erfolgt der petrographische Wechsel fast unbemerkt. Aus den grobkristallinen, (z.T. porphyrischen) hellen Syeniten der Basis gelangt man allmählich in eine Zone feinkörnig-dichter Gesteine, die sich u.d.M. als echte Monzonite

erweisen. Sie enthalten ca. 15—25 % Mafite (Biotit, gem. Hornblende \pm Pyroxen), die meist unter Bildung skelett- und amöbenartiger Relikte, bei starker Erzausscheidung, korrodiert sind; Plagioklas hat 45—55 % An und ist oft sehr ausgeprägt zonar (60—34 % An). Das Schliffbild lässt vermuten, dass sich im Gestein sekundäre Aufschmelzungsvorgänge abgespielt haben.

Weiter bergwärts nehmen die feinkörnigen Monzonite sukzessive porphyrischen Habitus an und erreichen schliesslich die Struktur eines Monzonit-Porphyrites, der mit seiner dichten Grundmasse und den darin eingebetteten Einsprenglingen von Hornblende, Biotit, Orthoklas und Andesin (45 % An) vollständig dem Porphyrit-Typus HK 417 des Theresabjerg-Gipfels entspricht.

Ohne feststellbare scharfe Grenzen kann der Charakter des Gesteins wiederum wechseln, so dass man sich unvermutet in einer Zone ausgesprochen basischer Gesteine befindet. Diese erscheinen im Handstück oft thermisch überprägt, erweisen sich jedoch u. d. M. als vollständig frische, basaltische Augitporphyrite, wie sie im gesamten Untersuchungsgebiet in ungezählten Sills und Dykes auftreten (vgl. p. 146).

Aus Analogiegründen schliessen wir, dass es sich beim gesamten Komplex genetisch um dasselbe Phänomen wie am Theresabjerg handelt: Die dunklen Schollen sind verschluckte, also präsyenitische, teilweise assimilierte Monzonit-Porphyrite. Die darin eingelagerten Augitporphyrite und Sedimentschollen entsprechen wiederum einer prämonzonitischen Phase.

III) KONTAKTMETAMORPHOSE

Makroskopisch ist im gesamten Untersuchungsgebiet nur eine sehr geringe, stoffliche Beeinflussung der Sedimente durch die aufsteigenden Intrusiva feststellbar. Das Rahmengestein der Oksehornintrusion zeigt jedoch einige schöne Beispiele thermischer Kontaktmetamorphose, die hier — weil sie prinzipiell auch für die anderen Komplexe gelten — kurz besprochen werden sollen:

Als auffallendste Erscheinung im Felde macht sich schon in einer Entfernung von oft mehreren 100 m vom Kontakt eine starke Frittung und Verbackung der Sedimente bemerkbar (Sandsteine werden zu Quarziten etc.). Diese Verhärtung äussert sich einmal darin, dass oft die schärfsten Gratpartien der »Syenit-Berge« von offenbar sehr resistenten Sedimentpaketen aufgebaut werden (Oksehorn, Theresabjerg). Andererseits können durch die mit der Härtung verbundene Rekristallisation grössere Sedimentpartien eine durchaus kristalline Struktur und Morphologie erhalten, in der oft selbst die für die Syenite typische Klüftung nicht fehlt (Elefantbjerg).

Charakteristisch und von weitem auffallend ist die Ausbleichung, die sich in den roten Sedimenten der Bunten Serie gegen den Kontakt zu

vollzieht. Sie kann oft so vollständig und der Farbwechsel so plötzlich sein, dass man wähnt, vor einer tektonischen Bruchlinie zu stehen.

Kalkige oder tonige Sandsteine werden gegen den Kontakt zu oft ausgesprochen konkretionär: Durch die starke Erhitzung ist der karbonatische Zement mobilisiert worden und hat sich in nuss- bis faustgrossen Konkretionen angereichert. Als typische Produkte der Metamorphose treten in dieser karbonatischen Matrix auf: *Epidot*, vorwiegend als Pistazit mit kräftig zitronengelber Eigenfarbe, *Diopsid*, sowie z.T. beträchtliche Mengen eines isotropen Minerals, das u.d.M. bräunlichgelben Chagrin zeigt, und bei dem es sich um *Granat* oder *Spinell* handelt. Um diese Konkretionen legen sich oft schöne Bleichungshöfe.

In den Gletscherschliffen am Ostfuss des Elefantbjerg — es handelt sich um Quarzkonglomerate — treten über eine grössere Erstreckung netzartig zusammenhängende Polygonstrukturen mit einem durchschnittlichen Durchmesser der einzelnen Polygone von 10—20 cm auf. Die Nähte bestehen vermutlich*) aus relativ reinem, hellen *Quarzmaterial*, während die dunkle Zwischenmasse von einem zementreichen *Quarzit* gebildet wird. Es ist möglich, dass die hellen, polygonalen Quarznähte als Sammelkristallisation aus dem dunklen Quarzit zu betrachten sind. Unklar bleibt allerdings, warum der mobilisierte Quarz in derart auffallenden geometrischen Strukturen rekristallisiert.

Andere Sandsteine wiederum zeigen keine Anzeichen von Stoffwanderung, führen jedoch an Stelle des ursprünglichen Zementes einen feinschuppigen Filz von farblosem *Glimmer* und *aktinolithischer Hornblende*, oder aber es bildet sich *Epidot*, der vom Zement her das ganze Gestein durchwuchert. Meist ist in diesen Fällen auch *Quarz* remobilisiert und unter implikativer, gegenseitiger Verzahnung weitergewachsen.

Tone oder sandig-kalkig-tonige Gesteine zeigen in unmittelbarer Kontaktnähe z.B. solche Metamorphoseerscheinungen, wie sie weiter vorne (p. 42) vom Kap Syenit beschrieben wurden. Auch bei ihnen bilden sich Konkretionen, in denen *Quarz* und *Calcit* sekundär angereichert werden, oft zusammen mit *Granat* oder *Spinell*. Wiederum ist bei Gegenwart von *Calcit* auch meist *Epidot* anwesend. — Eine übliche Erscheinung ist die Bildung von Hornfelsen mit starker Anreicherung von braunem *Biotit* oder diopsidischem *Pyroxen*. Häufig bilden sich auch *Andalusit*-Xenoblasten, stets jedoch nur in mikroskopisch feinen Körnern.

IV) SKARNBILDUNG

Über dem Syenitkontakt im Südhang des Kalberkopfes tritt — streng an einen ~50 cm mächtigen, stratigraphischen Horizont gebunden —

*) Die Gletscherschliffe sind so glatt poliert, dass es nicht möglich war, eine Probe zu gewinnen.

ein Skarn auf, in dem sowohl *Schwermetallerze*, als auch *Kalk-Eisen-Silikate* stark angereichert sind. Leider ist es nicht möglich, im Rahmen dieser Arbeit näher auf das überaus interessante Vorkommen einzugehen.

Im Streichen des pneumatolytisch umgewandelten Horizontes lassen sich bis 10 cm mächtige, kompakte Erzbänder verfolgen; neben *Magnetit* und Spuren von *Malachit* fällt sofort ein derbes, *intensiv-blaues Erz* auf, bei dem es sich — wie die Benetzungsreaktion zeigt — nicht um Covellin handelt. Eine semiquantitative Spektralanalyse des blauen Erzes zeigt folgendes (Analytiker: Dr. H. SCHWANDER, Basel): Fe ist mit $> 20\%$ Hauptkomponente. Mn, Ca, Mg und Si schwanken zwischen je 1—10 %. Ti, Zn, Co, Ni und V sind deutlich feststellbar, jedoch $< 0.1\%$. Cr, Cu und Pb fehlen. Das Erz besitzt keine erhöhte Radioaktivität.

Eng mit dem Erz verwachsen oder in selbständigen Konkretionen treten — neben Quarz und Calcit — folgende Silikatminerale auf: *Pistazit* mit kräftig zitronengelbem Pleochroismus, meist mit einem Kern von *Orthit*. Farblos bis blass grünlichgelber *Hedenbergit*. *Glimmer* mit metallischem Glanz, pleochroitisch mit α = farblos bis blass gelblich, γ = hellgrün, — $2V = 0^\circ$, mit Übergängen zu braunem *Biotit*. Auf Klüften und in ganzen Rasen panidiomorphe Dodekaeder von schwarzem *Granat*. Eine semiquantitative Spektralanalyse, (ausgeführt von H. SCHWANDER), ergab, dass Ca und Fe stark angereichert sind, während Al völlig zurücktritt. Mn, Mg und Ti sind in deutlichen Mengen zugegen; es handelt sich um *Andradit*. Als Begleitminerale wenig Chlorit und Titanit.

3. Zusammenfassung der Abschnitte B-D

Drei grössere Syenitintrusionen treten als selbständige Komplexe am Kap Syenit, im Theresabjerg und im Oksehorn auf. Während es sich am Kap Syenit und im Oksehorn um einfach gebaute, stockartige Subvulkane handelt, ist der mittlere und zugleich grösste Komplex in zahlreiche Arme gegliedert. Die beiden ersteren sind typische, z.T. ausgesprochen hybride Kalk-Alkalisyenit-Intrusionen, während der Theresabjergkomplex vorwiegend alkalisyenitische Zusammensetzung aufweist. Die Kalk-Alkalisyenite zeigen starken volumenmässigen Wechsel des Plagioklasanteils; der Anorthitgehalt schwankt in weiten Grenzen, hat jedoch einen Häufungspunkt bei intermediärem Andesin. Hauptgemengteile sind: Orthoklas, Plagioklas, diopsidischer Augit, Biotit und gemeine Hornblende. Typische Alkalimafite fehlen.

Durch ihren kalk-alkalisyenitischen Charakter unterscheiden sich die Intrusionen des Kap Syenit und des Oksehorns wesentlich vom Werner Bjerger-Massiv, wie auch vom Kap Simpson- und Kap Parry-Komplex, wo typische Alkalisyenite vorherrschen.

Im Alkalisyenit des mittleren Komplexes tritt Plagioklas fast gänzlich zurück. Hauptgemengteile sind: Orthoklas, Ägirin und Ägirinaugit, Biotit, bisweilen auch gemeine Hornblende und diopsidischer Pyroxen. Nephelin oder Leucit konnten in keinem einzigen Falle sicher nachgewiesen werden. Weder im Alkali-, noch im Kalk-Alkalisyenit übersteigt der Anteil der Mafite normalerweise 10 %; es handelt sich durchwegs um leukokrate Typen.

Assimilation am Kontakt spielt nur eine geringe Rolle. Sie ist eventuell für die lokale Bildung aplitgranitischer Zonen verantwortlich, (Quarz).

Chemisch zeigen die Kalk-Alkalisyenite nahezu vollständige Übereinstimmung; es wird daraus geschlossen, dass sie derselben magmatischen Phase angehören, also vermutlich auf einen gemeinsamen Herd zurückzuführen sind. Ihre Magmentypen passen allerdings nur schlecht in die Familie der Kalk-Alkalisyenite (TRÖGER, 1935), weit besser jedoch in die der Alkalisyenite.

Die Alkalisyenite und die meisten Syenitporphyre zeigen ausgeprägten peralkalischen Charakter.

Im mittleren Komplex treten in mächtigen Stöcken neben dem Syenit grössere Massen dunkler Syenitporphyre auf. Aus ihrem geologischen Verhalten wird geschlossen, dass die Intrusion des ganzen Intrusivkomplexes oberflächennah-hypabyssisch erfolgte.

Dunkle, präsyenitische Monzonit-Porphyrite, die z.T. als Schollen im Syenit schwimmen, werden hypothetisch dem Stammagma zugeordnet, aus dem sich einerseits die Syenite, andererseits der Gabbrodiorit der Grauen Wand durch Differentiation abspalteten.

E. Die hellen Gänge

Im gesamten Areal zwischen Mesters Vig, Oksedal und Antarctic Havn treten saure Gänge auf, vereinzelt als Sills, weit häufiger als dm- bis m mächtige Dykes.*) Gegenüber den Basalten spielen sie zahlenmässig eine völlig untergeordnete Rolle. In den von den Intrusionszentren am weitesten entfernten Gebieten, z.B. im vorderen Oksedal und am Südufer des Mesters Vig sind sie nur vereinzelt anzutreffen, um dann gegen die Syenitkomplexe hin allmählich an Häufigkeit zuzunehmen und in deren unmittelbaren Umgebung ihre maximale Verbreitung zu erreichen. Im Dach der Intrusionen können sie in wilden Gangschwärmen das

*) Das starke Zurücktreten der Sills gegenüber den Dykes mag damit in Zusammenhang stehen, dass es für ein relativ hochviskoses Magma, wie es das saure zweifellos darstellt, weit schwieriger ist, sich gewaltsam-konkordant im mehr oder weniger kompakten Sedimentverband Platz zu bahnen, als einfach in eine vorgegebene Spalte oder Schwächezone einzufliessen.

Rahmengestein in einzelne Schollen auflösen. Oft lassen sie sich hier als Apophysen bis in die Syenitstöcke verfolgen. Besonders charakteristisch für ihr Auftreten ist, dass sie häufig Fläche an Fläche unmittelbar dem Kontakt basaltischer Gänge anliegen, oder, wenn letztere auskeilen, sich in ihrem Streichen fortsetzen. Wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit werden sie von der Verwitterung stark in Mitleidenschaft gezogen; sie fallen deshalb morphologisch fast nie als mauerartige Wälle auf, (wie dies für die basischen Dykes oft typisch ist), sondern zeichnen sich eher als eingetiefte Kerben im Landschaftsbild ab.

Weitaus am häufigsten sind Gänge syenitischer, quarz-syenitischer und aplitgranitischer Zusammensetzung; sie werden — trotz grosser Strukturverschiedenheiten — hier in einer Gruppe zusammengefasst.

Ihre Verbreitung reicht auffallend weit nach Norden und Nordwesten, wie dies trachytoide und quarzsyenitische Porphyre beweisen, die L. HAUBER im Sortebjerg westlich Mesters Vig fand.

Reine Trachyte ohne Einsprenglinge konnten im ganzen Untersuchungsgebiet nirgends gefunden werden.

In etwas geringerer Verbreitung als die Syenitporphyre treten Gänge auf, die meist schon im Felde an ihrer dunkleren Farbe und der überaus dichten (aphanitischen) Struktur als Felsite oder Felsophyre erkannt werden können.

Leukokrate Porphyrite bilden eine dritte, mineralogisch und strukturell von den übrigen deutlich zu unterscheidende Gruppe. Man trifft sie vereinzelt in der näheren Umgebung des Oksehorns, beim Kap Syenit, und auch in der Nachbarschaft des kalk-alkalisyenitischen Südausläufers am Theresabjerg.

In einer vierten Gruppe werden schliesslich die Quarzporphyre zusammengefasst. Sie konnten anstehend nur an drei verschiedenen Orten gefunden werden, besitzen also ohne Zweifel die geringste Häufigkeit aller sauren Gänge; denn es ist nicht anzunehmen, dass sie im Felde übersehen oder verwechselt worden wären — ihre Familienzugehörigkeit ist an den auffallend grossen und idiomorphen Quarzeinsprenglingen sofort zu erkennen.

Sämtliche vier Typen leukokrater Ganggesteine sind eindeutig als komagmatische Apophysen der sauren Intrusiva zu betrachten.

1. Syenitporphyre und Gänge granitischer Zusammensetzung

Syenitische und granitische Gänge werden in dieser Gruppe vereint, weil sie durch kontinuierlichen Wechsel im Quarzgehalt ineinander übergehen. Ihnen allen ist meist eine mehr oder weniger ausgeprägt porphyrische Struktur eigen. Als Einsprenglinge treten fast ausschliesslich

Orthoklas und Albit auf, während die Mafite, wenn sie überhaupt in merklicher Menge vorhanden sind, meist auf die Grundmasse beschränkt bleiben. Im allgemeinen ist ihr Anteil so gering, dass den Gesteinen aplosyenitische bis aplitgranitische Zusammensetzung zukommt. Je nach dem Grad der Verwitterung herrschen graue, grüne oder rötliche Farbtöne vor. Folgende Mineralien treten auf: Alkalifeldspat, oft kaolinitisiert, (Orthoklas, Perthit, Mikroperthit, Albit, Schachbrettalbit), eventuell Oligoklas; Quarz; diopsidischer Pyroxen, Biotit, (alle Mafite meist völlig vererzt); Erz, Titanit, Apatit, Zirkon; Serizit, Chlorit, Analcim (wenig), Calcit. Im übrigen gilt für sämtliche Mineralien das im allgemeinen Abschnitt A. Gesagte.

Unter den typischen Syenitporphyren finden sich oft solche mit extrem porphyrischer Struktur, die durch über 5 cm grosse Einsprenglinge von Orthoklas in einer dichten Grundmasse hervorgerufen wird. Bei starker Zersetzung des Gesteins wittern die Riesenfeldspäte sehr leicht heraus und können, oft als vollständig idiomorphe Kristalle, im Schutt zusammengelesen werden. Die Struktur der Grundmasse ist entweder trachytoid, (z.T. mit deutlichen Fließformen in der Nähe von Einsprenglingen), xenomorph-körnig, oder wirr-filzig, in einzelnen Fällen auch intersertal.

Bei den granitischen Gängen ist die porphyrische Struktur meist weniger auffällig. Ihr Quarzgehalt macht sich nie in einer Einsprenglingsgeneration bemerkbar, sondern bleibt stets als Letztkrystallisation auf die Grundmasse beschränkt. Sein Anteil erreicht nie mehr als 20 %. Die Struktur ist mikro-granitisch bis granophyrisch.

Im Handstück sind syenitische und granitische Porphyre nicht voneinander zu unterscheiden. Sämtliche syenitischen und granitischen Gänge sind meist ausgesprochen stark zersetzt. Nimmt man an, dass die Gänge einer magmatischen Spätphase zugehören, was durchaus wahrscheinlich ist, so erklärt sich ihre Autometamorphose leicht durch die Annahme eines erhöhten Anteils leichtflüchtiger, als Zersetzungsagens wirkender Bestandteile im Magma.

Das Auftreten quarzsyenitischer und aplitgranitischer Ganggesteine ist möglicherweise auf eine Differentiationstendenz des syenitischen Magmas in Richtung SiO_2 -reicherer Endprodukte zurückzuführen, denn Quarz scheint — nach seinem Habitus — dem Gestein durchaus als primärer Bestandteil anzugehören, (keine Assimilation).

Altermässig lässt sich folgendes festhalten:

1. Syenitische Gänge durchschlagen doleritische Sills; es gibt somit eine basaltische Phase, die *älter* ist als die Intrusion der Syenit-Apophysen.
2. Quarzsyenite durchsetzen diskordant den Gabbrodiorit-Stock der Grauen Wand. Auch dieser ist somit *prä*-quarzsyenitisch.

3. Syenitporphyre durchschlagen als Gänge die syenitische Intrusivmasse; sie durchschlagen sich selber gegenseitig: Die Intrusion des syenitischen Materials erfolgte in mehreren, zeitlich getrennten Schüben.
4. Syenitporphyrische Gänge fehlen im Alkaligranit der Pictet Bjerge, durchschlagen jedoch dessen Sedimenthülle: Der syenitische Intrusionszyklus kam *vor* der Platznahme des Alkaligranites zum Abschluss.
5. Syenite werden von basaltischen Dykes durchschlagen; es gibt somit eine *post*-syenitische basische Phase.

2. Felsite

Felsitische Gesteine zeichnen sich durch ihre grosse Zähigkeit und Härte aus. Sie wittern oft in gelben und braunroten Farben an, im frischen Bruch erscheinen sie hornfelsähnlich.

Hauptmerkmal ist ihre kryptokristalline Struktur, verbunden mit einer überaus starken Pigmentierung. In einigen Fällen scheint die Kristallinität erst durch Entglasung entstanden zu sein. Eine Bestimmung einzelner Gemengteile ist meist völlig ausgeschlossen. Treten Einsprenglinge auf — nimmt also das Gestein felsophyrischen Charakter an — so sind auch sie meist bis zur Unkenntlichkeit zersetzt; allerdings ist bisweilen noch zu erkennen, dass es sich um Feldspäte handeln muss. Oft ist die Grundmasse von feinen, sekundären Quarz-Chlorit- und Pyritäderchen durchsetzt.

Über die genetische Stellung der Felsite lässt sich nichts Sicheres sagen; vielleicht stellen sie einfach ein dicht bis glasig erstarrtes Gangäquivalent der Syenite dar. Dafür spricht z. B. auch ihr häufiges Auftreten in der Nähe syenitischer Intrusion.

3. Leukokrate Andesin-Porphyrite

Auffallendstes Merkmal im Handstück ist die ausgeprägt grobporphyrische Struktur, die durch bis 3 cm grosse, dünntafelige Einsprenglinge von rötlichem *Orthoklas* entsteht. In einer zweiten Einsprenglingsgeneration mit Korngrössen von 1—3 mm sind *Plagioklas*, *Klinopyroxen* und *Biotit* vertreten. Plagioklas ist meist frisch, mit einem An-Gehalt von 30—34 %. Er steht mengenmässig an erster Stelle aller Einsprenglinge. Die Mafite sind meist stark zersetzt, Pyroxen uralitisiert, Biotit gebleicht, vererzt und in Chlorit und Epidot umgewandelt. Die Grundmasse ist mikrogranitisch bis mikrotrachtyoid, z. T. mit deutlichen Fliessformen um die Einsprenglinge. Ihr Mafitgehalt beschränkt sich meist auf wenig Chlorit und Hornblende.

Eine Verwechslung mit Syenitporphyren ist im Felde wohl möglich. Zu den monzonitischen Porphyriten des Theresabjerg besteht eine grosse

strukturelle und mineralogische Ähnlichkeit. Es kann nicht entschieden werden, ob die Andesin-Porphyre als Gangäquivalent der Kalk-Alkalisyenite oder der monzonitischen Porphyre zu betrachten sind, oder ob eventuell alle drei genetisch zusammengehören.

4. Quarzporphyre

Die drei gefundenen Gänge entsprechen zwei verschiedenen Typen, die hier gesondert betrachtet werden:

Die erste Probe stammt aus dem hintersten Kolledal, westlich des Oksehorn. Äusserlich von hellgrauer Farbe, hat das Gestein ausgesprochen miarolitischen Habitus; die einzelnen, kavernen Hohlräume sind mit einer auswitternden, gelben Karbonatmasse gefüllt. Die glasklaren Quarzeinsprenglinge treten bei näherer Betrachtung deutlich hervor.

Unter dem Mikroskop fallen die Quarzeinsprenglinge sofort durch ihre vollständig idiomorph-hexagonalen Umrisse auf (siehe Tafel IV). Sie sind völlig klar, schwach zweiachsig positiv, haben eine durchschnittliche Korngrösse von 0.5 bis 2 mm und durchsetzen in einer Menge von 30—40 Vol. % eine krypto-aplitische Grundmasse, die gesamthaft gegenüber Canadabalsam positives Relief besitzt. Die Matrix ist von einem feindispersen, gelbbraunen Pigment überzogen, stellenweise leicht hämatitisiert, und enthält einzelne Vakuolen von sekundären Quarzaggregaten. Eine nähere Bestimmung ihrer Gemengteile ist unmöglich, doch ist sie sicher hololeukokrat ausgebildet.

Der zweite Typus — vertreten im hintersten Slugtdal und in der Westflanke des mittleren Oksedals — unterscheidet sich vom ersten sofort durch einen wesentlichen Anteil an Feldspateinsprenglingen, die dem Gestein äusserlich sein porphyrisches Aussehen verleihen. Seine Farbe ist hell- bis violettgrau.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass 15—20 % Einsprenglinge von Quarz und Alkalifeldspat, beide mit ungefähr gleichem Anteil, in einer feinkörnig-granophyrischen, aplitgranitischen Grundmasse schwimmen. Quarz in Körnern von 1—3 mm Durchmesser ist gegenüber der Grundmasse wiederum meist idiomorph, jedoch stets xenomorph gegen die Feldspateinsprenglinge, die er ab und zu als Mikroliten eingesprengt enthält. Die Feldspäte sind stets sehr stark zersetzt, entmischt und vererzt und deshalb nur noch schlecht als ursprüngliche Alkalifeldspäte zu erkennen; oft sind sie glomerophyrisch angehäuft. Die Grundmasse ist gekennzeichnet durch schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Alkalifeldspat. Mafite treten — mit Ausnahme weniger Serizithäufchen — nicht auf. Dagegen macht sich neben sekundärem Hämatit oft ein isotropes Mineral mit stark negativem Relief bemerkbar, bei dem es sich um Fluorit handeln dürfte.

Die Zusammensetzung dieses zweiten Quarzporphyrs ist eindeutig aplitgranitisch, während wir beim ersten Typus wegen der nicht näher bestimmbarcn Grundmasse keine Gewissheit über die genaue Familienzugehörigkeit haben. Über die altersmässige Stellung lässt sich nur sagen, dass der Quarzporphyrgang im Oksedal einen basischen Dyke durchschlägt, selber jedoch auch wiederum von einem Basaltgang diskordant durchsetzt wird. Die Bildung der Quarzporphyre erfolgte also innerhalb der basaltischen Intrusionsphase, die den gesamten Intrusionszyklus unseres Untersuchungsgebietes umspannt.

Eigentliche Quarzgänge, wie sie z.B. nördlich und südlich der Werner Bjerger auftreten (Zinkblende-Bleiglanz-Quarz-Gänge) scheinen in unserem Untersuchungsgebiet (mit Ausnahme zweier Lokalitäten im Westhang des untersten Oksedal und am Südufer des Mesters Vig) völlig zu fehlen.



Fig. 20. Westliches Pictet Dal mit Blick gegen N. Im Hintergrund Mesters Vig und Kong Oscars Fjord. Der Granitkörper (Gr) ist zum grössten Teil unter dem Gletscher verborgen. Strichpunktiert der prägranitische Bruch der Schneewand, an dem Trias (links) gegen Jura (rechts) versetzt ist. (Flugfoto W. DIEHL).

II. DER ALKALIGRANIT DER PICTET BJERGE

1. Geologischer Überblick

Zu beiden Seiten des westlichen Pictet Gletschers, sowie im Sporn, der das Tal gegen Westen abschliesst, greifen an der Grenze zwischen Firn und Fels mehrere granitische Stöcke diskordant in die jurassische Sedimentfolge. Sie kulminieren alle ungefähr in derselben Höhe, indem im Nordhang eine feststellbare vertikale Mächtigkeit von 20—30 m, im Südhang von 50—100 m nicht überschritten wird. Die einzelnen Stöcke stehen ohne Zweifel unter dem Firn hindurch miteinander in Verbindung und fügen sich so zu einem Granitstock zusammen, dessen grösster Teil unter Firn und Gletscher verborgen liegt, der jedoch auf Firnniveau bezogen eine Ausdehnung von 3×1 km aufweisen dürfte (s. Fig. 20). Die Erosion ist offenbar erst daran, die oberste Dachpartie des Intrusivkörpers freizulegen.

Der Kontakt zu den Sedimenten ist stets messerscharf und verläuft bald diskordant, bald über weite Strecken konkordant zur Sedimentbankung: Der Granit ist ganz eindeutig magmatischer Entstehung. Vereinzelt sind grössere Schollen aus dem Rahmengestein los-



Fig. 21. Basalt-Dyke (B), der mit scharfem Kontakt vom Granit (Gr) abgeschnitten wird. S = Sediment. (N-Seite des westlichen Pictet Dal).

gerissen und von der granitischen Schmelze umflossen worden. Die Kontaktmetamorphose ist überaus gering und beschränkt sich auf eine bescheidene, rein thermische Wirkung, (Ausbleichung, Härtung und Rekristallisation der Sedimente). Vermutlich ist auch die Verkohlung der liasischen Pflanzenreste (Umwandlung in Anthrazit nach HARRIS, 1946) wenigstens teilweise eine Folge lokal erhöhter Temperatur. Intrusionsbrekzierung, wie sie bei den Syeniten auftritt, fehlt vollständig. Über Intrusivtektonik, die hier in aufschlussreicher Weise sichtbar wird, handelt der letzte Abschnitt dieses Kapitels.

Basaltische Gänge durchsetzen in grosser Zahl das umgebende Sedimentareal, werden vom Granit jedoch meist scharf abgeschnitten (vgl. Fig. 21). Nur wenige Basalte durchschlagen den Granit, während Gänge syenitischer Zusammensetzung im Granit gänzlich fehlen. Anderer-

seits treten vereinzelt faustgrosse Schollen dunkler Syenitporphyre im Granit auf: Die Platznahme des Alkaligranites der Pictet Bjerge erfolgte als letzte Phase im Intrusionszyklus unseres Gebietes, die einzig noch von der Bildung basischer Gänge überdauert wurde.

Apophysen des Granites scheinen überaus selten zu sein; echte Pegmatite oder Aplite fehlen gänzlich. Vielleicht sind jedoch einige Lamprophyre, die diskordant die überlagernden Sedimente durchschlagen, als Produkte des granitischen Magmas zu betrachten.

2. Petrographie und Chemismus

a) Mineralbestand und Gesteinscharakter

Das Mengenverhältnis der Hauptmineralien variiert innerhalb folgender Grenzen:

Alkalifeldspat (Mikroperthit, Albit)	40—55 Vol. %
Quarz	30—40
Ägirin (+ Akmit)	5—20
Alkalihornblende	1—8
Akzessorien	1—2

Neben den Hauptgemengteilen treten als Akzessorien auf: Apatit, Zirkon, Leukoxen, Calcit, Serizit, Erz. Pneumatolytische oder hydrothermale Bildungen sind überaus selten.

Alkalifeldspat ist stets der häufigste Gemengteil. Er liegt als *Mikroperthit* und *Albit* bis *Albit-Oligoklas* vor, wobei es wegen der starken Entmischung meist unmöglich ist, die beiden letzteren mengenmässig getrennt zu erfassen. Zersetzung und Bestäubung sind bedeutend schwächer ausgeprägt als bei den Feldspäten der Alkalisyenite. Die Kristallisation des Alkalifeldspates setzte deutlich *vor* der des Quarzes ein. Idiomorphe Feldspäte sind trotzdem selten, weil ein grosser Teil der Feldspatgeneration in charakteristischer Weise von Quarz verdrängt, zerrissen und skelettartig in Fetzen aufgelöst wird. Gegenüber Perthit ist Albit meist idiomorph begrenzt.

Quarz ist völlig frisch und enthält in grösseren Individuen Fetzen von Alkalifeldspat eingesprenkt, die er bei seiner Erstarrung losgetrennt und umwachsen hat. Diese charakteristische Verwachsung mit Alkalifeldspat ist möglicherweise auf metasomatische Vorgänge, eventuell auch auf SiO_2 -Assimilation zurückzuführen. Jedenfalls ist Quarz eine eindeutige Spätbildung. Er ist meist schwach positiv-zweiachsig, zeigt jedoch sonst keinerlei Anzeichen mechanischer Deformation. Auf Rissen ist er oft mit einer braunen (eventuell limonitischen) Haut überzogen. Auffallend ist auch seine korrodierende Wirkung gegenüber den Mafiten.

Ägirin fällt sofort durch seine hohen, abnormal leuchtenden Interferenzfarben auf. Er ist in grösseren Prismen oft panidiomorph und zeigt deutliche Pyroxenspaltbarkeit; meist ist er stengelig bis nadelig ausgebildet. Von Quarz und Feldspat wird er stark korrodiert, ohne dass sich hierbei ein Kranz von ausgeschiedenem Erz bildete, (wie dies z.B. für den korrodierten Biotit des Gabbrodiorites der Fall ist; vgl. p. 97). Möglicherweise bildet sich bei der Korrosion durch Quarz aus dem Ägirinmolekül (unter Wegfuhr von Fe''') auch sekundärer Albit.

Der Kern des Pyroxens ist meist kräftig grün-pleochroitisch; die randlichen Partien und einzelne, selbständige Körner sind jedoch oft gebleicht und haben — bei sonst völlig gleichbleibender Optik — hellbräunlichgelbe Farbe ohne deutlichen Pleochroismus. Möglicherweise handelt es sich hierbei um »Akmit«.

Pleochroismus:	α = kräftig grasgrün
	β = gelbgrün
	γ = grünlich gelb
Brechungsindices:	$n \alpha = 1.760 \pm 0.002$
	$n \beta = 1.795 \pm 0.002$
	$n \gamma = 1.815 \pm 0.002$
	<hr/>
	$\Delta n = 0.055$
	$\alpha/c = 4-5^\circ \quad l(-)^*$
	$-2V \sim 60^\circ \quad r < v$

Nach dem Diagramm in TRÖGER (1952) entspricht diesen Daten ein Ägirin mit $\sim 80\%$ NaFe''' gegenüber 20% $(\text{MgFe}) \text{Ca}$. Aus der Gesteinsanalyse HKP 53 geht jedoch hervor, dass der vorhandene CaO -Gehalt bei weitem nicht zur Bildung eines derartigen Pyroxens ausreicht. Es dürfte sich demnach weit eher um einen relativ reinen *NaFe-Ägirin* handeln.

Auffallenderweise enthält Ägirin sehr oft einen *Kern* von Hornblende oder ummantelt diese auch. Beide Mineralien sind dabei völlig frisch und zeigen verschiedene kristallographische Orientierung. Es handelt sich kaum um einen Umwandlungsvorgang, sondern um eine deutliche, jedoch »verkehrte« Kristallisations-Differentiationsfolge. Allerdings treten ab und zu auch fetzige Überreste von Ägirin in Hornblende auf; zudem deutet intime Verwachsung der beiden Mafite darauf hin, dass ihre Ausscheidung über längere Zeit gleichzeitig erfolgte.

Der Anteil der Hornblende ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen und kann in einzelnen Gesteinen überaus gering sein. Der Kristallhabitus ist idiomorph-kurzprismatisch. Wie beim Ägirin, haben

*) $l(-)$ bedeutet negative Elongation.

auch hier Kern und Randpartie meist völlig verschiedene Farbe und entsprechend variablen Chemismus:

Kern: α = gelbbraun

γ = rötlichbraun

Rand: α = graugrün

γ = dunkel- bis stahlblaugrün bis fast opak.

γ/c klein; starke Auslöschungsdispersion

$l(+)$, $-2V$ klein, $\Delta n \sim 0.01$ (Rand) — 0.013 (Kern).

Der Achsenwinkel ist wegen der tiefdunklen Farbe im Schnitt $\perp \alpha$ nicht genau bestimmbar.

Nach der geringen Doppelbrechung müsste es sich um eine riebeckitische, nach der positiven Elongation und dem kleinen Achsenwinkel eher um eine hastingsit-ähnliche Hornblende handeln. Es lässt sich somit aus der Optik nur sagen, dass eine Alkalihornblende vorliegt, die eine Mittelstellung zwischen *Riebeckit* und *Hastingsit* einnimmt.

Die Hornblende ist durchwegs frisch und unzersetzt, in Schnitten senkrecht zur Basis mit deutlicher Spaltbarkeit. Auf ihre wechselseitige Verwachsung mit Ägirin und die daraus zu ziehenden Schlüsse auf die Kristallisationsfolge ist bereits hingewiesen worden.

Sowohl Ägirin wie Hornblende sind oft derart stark von Quarz und Feldspat korrodiert, dass sie nur noch als skelettartige Inseln und reliktische Fetzen eines ursprünglich einheitlichen Individuums in der felsischen Matrix schwimmen. Auffallenderweise entsteht hierbei an der Grenze zwischen verdrängendem und korrodiertem Mineral kein sichtbarer Reaktionssaum.

Die Struktur des Granites ist im gesamten Aufschlussbereich konstant homogen-feinkörnig, (Randfazies). Sie wird gegen den Kontakt zu dichter, bleibt jedoch stets körnig und zeigt nie porphyrischen Habitus. *) Quarz ist trotz seiner Häufigkeit von bloßem Auge meist nicht zu erkennen. U. d. M. erweist sich die Struktur als hypidiomorph-körnig. Die Quarz-Feldspat-Masse täuscht dabei wegen der scheinbar echten schriftgranitischen Verwachsung auf den ersten Blick ein *granophyrisches* Gefüge vor, das jedoch keineswegs der Ausdruck eutektischer Kristallisation ist. Es entsteht vielmehr durch die *Verdrängung* und die daraus resultierende, vielfach verschlungene Umwachsung des Feldspates durch Quarz.

Schlierige und pegmatoide Strukturen, oder Anreicherung der Mafite bei lokal rasch wechselnder Korngrösse sind selten. Dagegen sind *Mineralrasen* (Quarz, Ägirin, Glimmer, Erz) auf Klüften und in kleinen Drusen recht häufig. Schöne *Quarzklüfte* im quarzitischem Nebengestein

*) Im Gegensatz zu gewissen Alkaligraniten der Werner Bjerge zeigt sie stets deutliche Anzeichen magmatischer Erstarrung.

sind vermutlich auf Remobilisierung beim Granitaufstieg zurückzuführen. Ab und zu werden Granit und Sediment auch von bis cm-breiten, schwarzen und grünen Äderchen durchsetzt. In beiden ist Quarz wichtigster Hauptgemengteil, während Alkalifeldspat eher zurücktritt. Schwarze und grüne Farbe sind durch einen erheblichen Anteil an Hämatit bzw. Ägirin in den Interstitien von Quarz bedingt.

Die Farbe des Granites ist — je nach dem Bestäubungsgrad des Feldspates — hellgrünlichgrau bis blass rötlich. Das Gestein ist im allgemeinen vollständig frisch und kaum hydrothermal oder pneumato-lytisch beeinflusst.

b) *Chemismus*

Die Probe HKP 53 wurde als repräsentativer Typus analysiert. Zum Vergleich werden auch die Analysen zweier Alkaligranite aus den Werner Bjergen angeführt (P. BEARTH 1959, WB 6, WB 14). Die Vermessung des Schliffes HKP 53 mit dem Pointcounter war wegen der intensiven pseudoschriftgranitischen Durchwachsung von Quarz und Feldspat schwierig; die Werte für diese beiden Mineralien sind deshalb entsprechend kritisch zu betrachten.

Modaler Mineralbestand: HKP 53

Quarz	34
Alkalifeldspat	44
Ägirin (+ Akmit)	18
Alkalihornblende	1
Erz	2
Akzessorien	1
<hr/>	
	100 Vol. %

Der Ägiringranit HKP 53 fällt sofort durch seinen extrem *peralkalischen* Charakter auf. Es ist offensichtlich, dass gegenüber den beiden Alkaligraniten der Werner Bjerge wesentliche Unterschiede bestehen: Extrem hoher *fm*-Wert, bedingt durch den hohen Gehalt an Fe''' (Ägirin), bedeutend niedrigeres *al* und sehr geringer Ca-Gehalt weisen den Granit der Pictet Bjerge in eine selbständige, charakteristische Gruppe. Nach BEARTH gehen die Alkaligranite und -syenite der Werner Bjerge kontinuierlich ineinander über; trotzdem bleibt es fraglich, ob sie als Produkte einer echten magmatischen Differentiation zu betrachten sind. Das gleiche Argument, das dort gegen reine Differentiation spricht, — ungefähr gleichbleibendes Verhältnis Na : K in Syenit und Granit — macht sich auch in unserem Falle geltend. Andererseits lässt sich der hohe Fe'''-Gehalt kaum durch Assimilation erklären, während wiederum die charakteristischen Verdrängungsformen von Quarz eine Folge von SiO₂-

Tabelle 8.
Alkaligranite

	HKP 53	WB 6	WB 14
SiO ₂	70.81	74.37	71.38
TiO ₂	0.51	tr	0.25
Al ₂ O ₃	9.10	13.22	14.65
Fe ₂ O ₃	5.82	0.12	0.17
FeO.....	0.93	1.05	1.54
MnO.....	0.13	0.07	0.04
MgO.....	1.20	0.61	0.31
CaO.....	0.39	1.44	1.60
Na ₂ O.....	5.43	4.87	4.51
K ₂ O.....	5.60	3.97	4.64
H ₂ O ⁺	0.07	0.19	0.21
H ₂ O ⁻	n. b.	0.05	0.07
P ₂ O ₅	0.04	tr	0.64
S.....	n. b.	0.04	0.00
F.....	n. b.	0.07	0.14
– OF.....	–	0.03	0.06
– OS.....	–	0.01	–
	100.03	100.03	100.09
si.....	326	403	367
ti.....	1.5	–	0.9
p.....	–	–	2.5
al.....	24.5	42	44
fm.....	32.5	10	9
c.....	2	9	9
alk.....	41	39	38
k.....	0.40	0.35	0.41
mg.....	0.25	0.48	0.23
qz.....	+112	+147	+115
Magmentyp: HKP 53 evisitisch-pantelleritisch			
WB 6 normal alkaligranitisch			
WB 14 aplitgranitisch			
Analytiker: HKP 53 S. LANDERGREN			
WB 6, 14 H. SCHWANDER			

Aufnahme aus dem Nebengestein sein können. Es ist uns gegenwärtig nicht möglich, die Vorgänge, die zur Bildung eines derart aussergewöhnlichen Granitchemismus führten, befriedigend zu erklären (s. auch p. 181).

c) *Scholleneinschlüsse*

Ähnlich wie am Kap Syenit verleihen auch hier Einschlüsse von

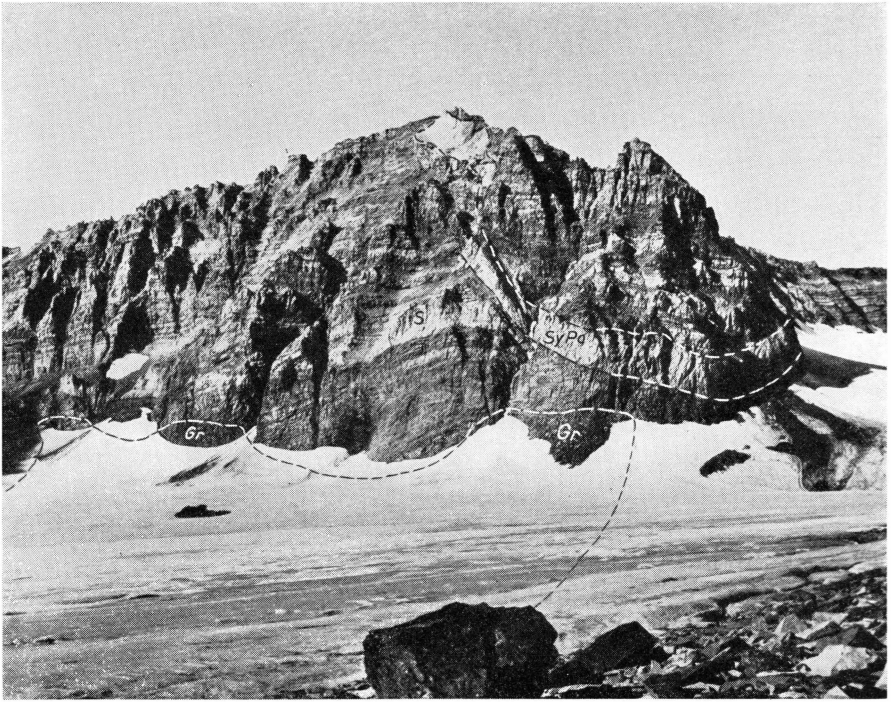


Fig. 22. Sporn im hintersten, westlichen Pictet Dal. Gr = Granit, SyPo = heller Syenitporphyr-Gang, S = Sedimente. Das Sedimentpaket zwischen Granit und Syenitporphyr ist auffallend stark mechanisch-plastisch deformiert (Granitaufstieg).

meist faust- bis kopfgrossen Xenolithen dem Intrusivgestein stellenweise ein charakteristisches Gepräge. Sie lassen sich petrographisch in drei Gruppen teilen:

1. Sedimentschollen. Sie zeigen nur geringe Spuren von Assimilation. Auffallenderweise sind sie sehr oft dort angereichert, wo der Granitkontakt diskordant zur Sedimentschichtung verläuft.
2. Helle Syenite und dunkle Syenitporphyre. Im Sporn, der das Pictet Dal gegen Westen abschliesst, greift ein mächtiger Syenitgang durch die Sedimentfolge, (s. Fig. 22). Eine wurzellose Aplosyenitscholle, die hier im Granit schwimmt, gehört ohne Zweifel diesem Gang an und beweist damit dessen *prägranitische* Entstehung. Syenitische Schollen ohne sichtbaren Zusammenhang mit grösseren Komplexen sind auch andernorts vereinzelt im Granit eingeschlossen.
3. Basalte. Prägranitische Basaltgänge werden häufig — wie Fig. 21 zeigt — mit scharfem Kontakt abgeschnitten. Stellenweise geht jedoch der Basit, indem er sich in einzelne Schlieren und Schollen auflöst, suk-



Fig. 23. Schollig-schlieriger Kontakt zwischen prägranitischem Basalt-Dyke (B) und Granit (Gr). (Westliches Pictet Dal).

zessive in den Granit über (s. Fig. 23). Die Schollen können dabei mit scharfem Kontakt vom Granit getrennt sein, oder aber sie lösen sich schlierig auf, werden allmählich von granitischem Material durchsetzt und verlieren sich schliesslich ganz. Der basaltische Plagioklas wird weitgehend albitisiert, während an Stelle des ursprünglichen Pyroxens ein dichter Filz von schlecht individualisierter, grüner Hornblende, und Neubildungen von braunem Biotit treten. Andererseits sind Einsprenglinge von Labradorit und Titanaugit, die — völlig aus ihrem ursprünglichen Verband herausgerissen — jetzt im Granit schwimmen, oft erstaunlich frisch und unzersetzt. Vermutlich war in diesen Fällen die Erstarrung des Granites schon so weit fortgeschritten, dass eine Angleichung an die neuen Gleichgewichtszustände (Labradorit → Albit, Titanaugit → Hornblende) nicht mehr möglich war. Der Ägirin des Granites ist in den Übergangs-

zonen zum Basalt sehr oft hämatitisiert (Fe''' aus Ägirin $\rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$).

Vereinzelt kann es in diesen Schollenkomplexen zur Bildung eigentlicher Hybridgranite kommen, indem einzelne Mineralien, z.B. Quarz, Pyroxen oder Erz auf Kosten anderer schlierig oder konkretionär stark angereichert werden. Ab und zu treten hier auch wattig-filzige Aggregate von grünem Strahlstein im Granit auf; nach $\gamma/c \sim 18^\circ$ und grossem $-2V$ handelt es sich um sekundäre Bildungen von *Grammatit*.

3. Intrusionsmechanik

In der Sedimentserie, die sich zu beiden Seiten des westlichen Pictet Gletschers in einer Mächtigkeit von nahezu 1000 m über dem Granit auf-türmt, sind verschiedene überaus instruktive, intrusionstektonische Strukturen aufgeschlossen, die Licht auf die Art der Granit-Platznahme werfen:

In der Südwand des Schneewandgrates zeigt die sonst stets horizontalgeschichtete Folge jurassischer Sedimente auffallende Störungen. Über dem Zentrum der Granitintrusion ist die Schichtung flachwellig verbogen, jedoch noch vorwiegend horizontal; über dem westlichen Rand des Intrusivkörpers macht sich jedoch deutliches Westfallen bemerkbar, und im östlichen Teil der Wand wird eine mehrere 100 m mächtige Sedimentscholle längs mehrerer Trennfugen scharf abgeschnitten, keilförmig zerschert und nach Osten übergekippt, so dass ihre Schichtung teilweise fast senkrecht abtaucht (s. Fig. 24).*)

Ähnlich, aber noch klarer, treten die Verhältnisse in der Wand südlich des Gletschers zutage (vgl. Fig. 25). Hier ist wiederum die direkt über dem Granit liegende Sedimentplatte in ihrer ursprünglichen, *horizontalen* Lage erhalten geblieben. Gegen Westen und Osten jedoch *kippt* diese Platte ungefähr über dem Rand des Intrusivkörpers an zwei Scharnierbrüchen mit $10-30^\circ$ W- bzw. E-Fallen über, vermutlich ohne wesentliche Vertikalverschiebungen an den Bruchflächen selber. Der gesamte Sedimentverband über dem Granit ist von zahlreichen kleinen Rupturen durchsetzt. Im Sporn, der den Gletscher gegen Westen begrenzt, zeigt ein zwischen Granit und einem darüberliegenden, mächtigen Syenitgang eingeschachteltes Sedimentpaket ausgeprägte Spuren mechanischer Durchbewegung (vgl. Fig. 22). Die Sedimente sind hier zerschert, verschuppt, gegenseitig verstellt und ineinander verschachtelt, tonige Lagen z.T. verschmiert und linsenförmig ausgequetscht. Es besteht kein Zweifel, dass eine derartige Durchknetung kaum ohne wesentlich erhöhte Plastizität erfolgen konnte.

*) Ein Bruch, der vom Gipfel der Schneewand gegen den Pictet Gletscher zieht, und an dem Trias (im Westen) gegen Jura (im Osten) versetzt wird, ist prägranitisch und spielt in unserer Betrachtung keine Rolle.

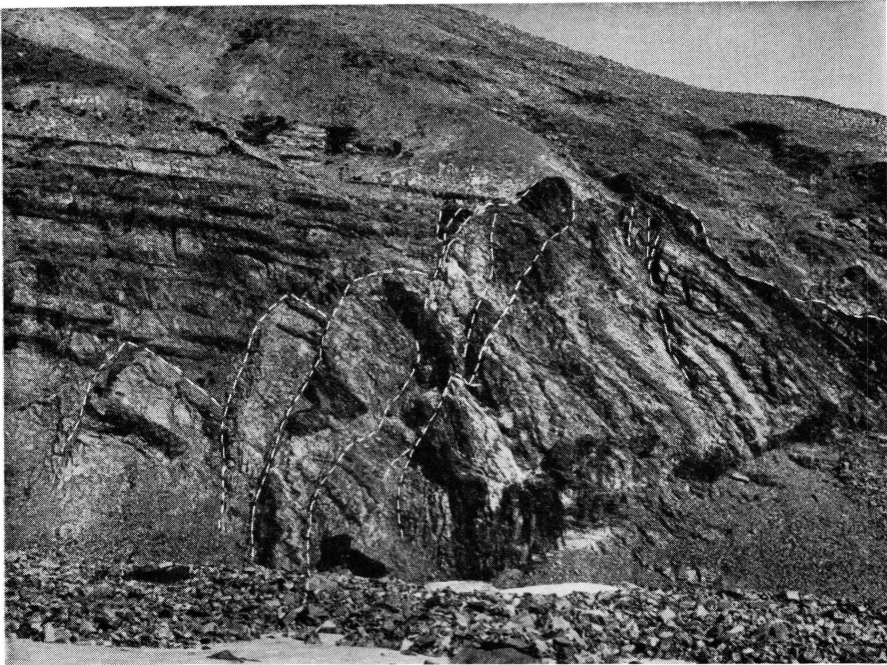


Fig. 24. Im Gefolge des Granitaufstieges nach Osten übergekippte, ursprünglich horizontal geschichtete Sedimentscholle. Gestrichelt = Trennfugen. Das Zentrum der Granitintrusion liegt links unter dem in nahezu horizontaler Lage verbliebenen Schichtpaket. (E-Ausläufer der Schneewand gegen das westliche Pictet Dal zu).

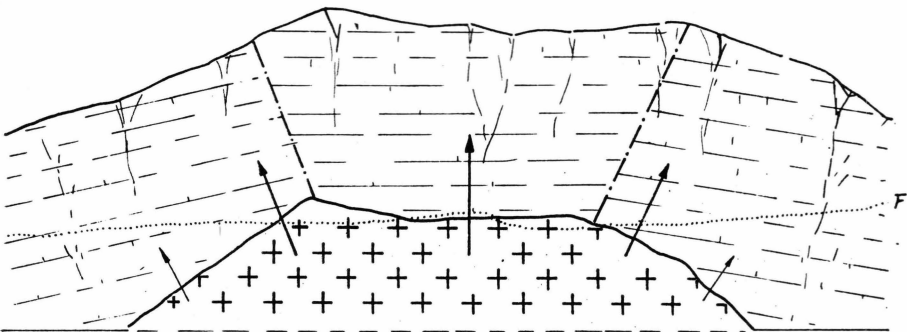


Fig. 25. Schematische Darstellung des Intrusionsmechanismus. Der gesamte über dem Magmaherd liegende Sedimentverband wird beim Aufstieg des Granites gehoben, die äusseren Partien in relativ geringerem Masse als die zentralen; sie kippen deshalb an scharnierähnlichen Bruchfugen nach aussen über. (S-Wand des westlichen Pictet Dal; F = Firngrenze).

Was bei der Beschreibung nicht ohne weiteres klar wird, zeigen doch die beiden Fig. 24 und 25 sehr deutlich: Durch den Aufstieg des Granitmagmas werden die überlagernden Sedimente gehoben, die direkt über dem Herd liegenden naturgemäss stärker als die äusseren Partien, deren

Hebungsbetrag mit zunehmender Entfernung vom Intrusionszentrum geringer wird, und die deshalb an scharnierähnlichen Brüchen nach aussen überkippen, z. T. auch flexurartig abtauchen können. Die Intrusion verläuft offensichtlich genau so, wie es der unvoreingenommene Betrachter erwartet. (Leider war es nicht möglich, in der eintönigen Sedimentfolge einen Anhaltspunkt für den absoluten Hebungsbetrag zu gewinnen).

Wenn wir hieraus auch keine Hinweise auf eventuelle Assimilation und Verschluckung gewinnen, so lehrt uns das Beispiel doch eines mit Deutlichkeit:

Die Platznahme des Magmas erfolgte hier — wenigstens teilweise — mechanisch, durch Hebung der überlagernden Gesteinsverbände *»en bloc«*.



Fig. 26. Slugdalen mit dem Gabbrodiorit (Ga) der Grauen Wand (Gråvæggen). Im Hintergrund Kong Oscars Fjord. Sy = Syenit, P = dunkler Syenitporphyr, Br = vulkanische Brekzie, S = Sediment. (Flugfoto mit Blick gegen N).

III. DER GABBRODIORIT DER GRAUEN WAND

1. Geologische Übersicht

Den nördlichen Abschluss des Slugdalen bildet die mächtige Kulisse der »Grauen Wand« (Gråvæggen, s. Fig. 26 und 30). Sie wird auf einer Basis von ungefähr 1 km Breite von der Firn- und Schuttgrenze bis hinauf zum Grat (in einer minimalen Mächtigkeit von ~ 500 m) von einem gabbrodioritischen*) Intrusivkörper aufgebaut, der als magmatischer Stock mit scharfem Kontakt diskordant in seiner Sedimenthülle steckt. Das sedimentäre Dach ist nirgends mehr erhalten. Nach Norden und Osten überlappt der Gabbrodiorit die Sedimente, so dass z.B. im Südhang des mittleren Pictet Dal bis zu einer Höhe von ~ 800 m flachliegende Sedimente auftreten, die darüberfolgende Gratpartie jedoch von homogenem Gabbrodiorit aufgebaut wird, (s. Fig. 15 und 27). Das Intrusionszentrum muss somit im hintersten Teil des Slugdalen liegen.

Die Kontakte zwischen Intrusivmasse und Sedimentmantel sind meist derart verbacken, dass sie morphologisch kaum hervortreten. Im

*) Der Name Gabbrodiorit wird hier in der Bedeutung gebraucht, die TRÖGER'S Definition (1935) entspricht. Das Hauptcharakteristikum liegt im An-Gehalt des Plagioklas ($\pm 50\%$) und damit in der Stellung dieser Gesteinsfamilie als Übergangsglied zwischen Diorit und Gabbro.

Kleinbereich sind sie jedoch stets scharf und eindeutig magmatisch. Brekzierung ist sehr selten; sie konnte nur in einem einzigen Fall am SE-Kontakt festgestellt werden, wo der Gabbrodiorit mit Syenit in Berührung steht, dessen Intrusion selber auch brekzierend wirkte. Die Verhältnisse sind jedoch hier zu unklar, als dass sich eine eindeutige Altersfolge feststellen liesse. Dagegen wir der Gabbrodiorit von wenigen basischen und — besonders randlich — von syenitischen bis aplitgranitischen Gängen und Adern durchschlagen. Seine Intrusion ist demnach als (wahrscheinlich) *präsyenitisch* zu datieren.

Apophysen ins Rahmengestein sind sehr selten — vielleicht, weil die gesamte Dachpartie bereits der Erosion zum Opfer gefallen ist. Nur in einem Fall konnte in den Sedimenten des Vildthorn Nordgrates ein granodioritischer Gang beobachtet werden, der wohl als Ausläufer des Gabbrodiorites zu betrachten ist.

Der erwähnte Kontakt zwischen Gabbrodiorit und Syenit im Osthang des hintersten Slugtdal entspricht keineswegs einem kontinuierlichen Übergehen des einen Typus in den andern; vielmehr sind beide durch einen Brekziensaum voneinander getrennt. Wir haben den Gabbrodiorit als Produkt einer durchaus selbständigen, homogenen Intrusionsphase zu betrachten.

2. Petrographie und Chemismus

a) *Der Mineralbestand*

Hauptgemengteile sind — in Reihenfolge abnehmender Häufigkeit: Plagioklas, Biotit, braune und grüne Hornblende, diopsidischer Pyroxen. Akzessorisch oder als Sekundärprodukte treten auf: Quarz, Orthoklas, Apatit, Zirkon, Titanit, Erz; Albit, Chlorit, Epidot, Carbonat.

Plagioklas.....	60—70 Vol. %
Biotit.....	5—15
braune Hornblende.....	0—10
grüne Hornblende.....	3—20
Pyroxen.....	0—5

Mit basaltischer Hornblende und titanreichem Biotit als Hauptgemengteilen zeichnet sich somit auch hier, (wie in den »basic series« der Werner Bjerger), eine deutliche Verwandtschaft zu essexitischen Typen ab — und dies trotz dem vollständiger Fehlen jeglicher Feldspatvertreter. Noch augenfälliger erhellt allerdings diese Verwandtschaft durch einen Vergleich von Chemismus und Magmatypen (s. p. 102).

Plagioklas: Meist klare, hypidiomorphe Tafeln, ab und zu verglimmert. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 46—56 % (extreme Fälle bis 60 %). Zonarstrukturen nicht sehr ausgeprägt; Verzwillingung



Fig. 27. Pictet Bjerge mit den drei Pictet Gletschern. Im Hintergrund Werner Bjerge. Ga = Gabbrodiorit, P = dunkler Syenitporphyr, Gr = Alkaligranit, Br = vulkanische Brekzie (gestrichelt umrandet = Schlotfüllung), S = Sediment. (Flugfoto W. DIEHL, Blick gegen W).

vorwiegend nach Albit, selten nach Periklin. Saussuritische Zersetzung in Albit, Pistazit und Klinkzoisit ist selten. Plagioklas ist — trotz seiner weitgehenden Idiomorphie — meist deutlich nach den Hauptmafiten kristallisiert; Korrosion der Mafite durch Feldspat unter Erzausscheidung ist charakteristisch.

Biotit ist meist der Hauptmafite; in einzelnen pegmatoiden Zonen kann er in bis cm-grossen Tafeln stark angereichert sein. Er ist von allen Mafiten am wenigsten zersetzt; immerhin ist flammig-spiessige Chloritisierung und Bleichung, besonders von Apatit- und Zirkoneinsprenglingen ausgehend, durchaus üblich. Sein Pleochroismus ist sehr ausgeprägt mit

α = blass gelbbraun

γ = sienabraun bis dunkel-rotbraun.

Die Korrosion durch Plagioklas ist beim Biotit besonders augenfällig: einzelne Biotitindividuen können von wucherndem Plagioklas in mehrere voneinander getrennte Inseln aufgerissen werden, die von einem feinschuppigen Magnetitkranz umsäumt sind, (vgl. Tafel III).

Charakteristisch ist die Stellung des Biotites gegenüber den andern

Mafiten: Mit Pyroxen ist er z.T. implikativ verwachsen, meist jedoch deutlich *nach* ihm kristallisiert. Die Verwachsung mit brauner Hornblende erfolgt oft in einheitlicher, homogener Orientierung der beiden Individuen; eines geht aus dem andern hervor, so dass nicht klar wird, ob es sich um eine Umwandlungserscheinung oder um eine zeitliche Differentiationsfolge handelt. Andererseits ist Biotit oft in Hornblende eingesprenkt, während der umgekehrte Fall nicht beobachtet werden kann: Die Kristallisation des Biotits setzte *vor* derjenigen der Hornblende ein.

Hornblende tritt in einer *braunen* (1) und einer *grünen* (2) Modifikation auf.

(1) α = farblos bis blass-gelbbraun

β = olivbraun

γ = braun bis kräftig-gelbbraun

(Intensitätspleochroismus)

$\gamma/c = 12-16^\circ$, $l (+)$

$-2V \sim 74^\circ$, $\Delta n \sim 0.015$

Es handelt sich um *titanhaltige*, eventuell *syntagmatitische* Hornblende.

(2) α = farblos bis blass-gelbgrün

β = olivgrün

γ = kräftig-grün bis blaugrün

(Farbtonpleochroismus)

$\gamma/c \sim 20^\circ$, $l (+)$

Δn höher als bei (1)

Es handelt sich um *gemeine Hornblende*.

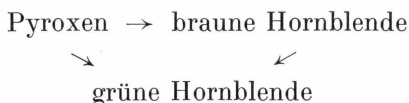
Die *braune Hornblende* ist — bei xenomorphen Kristallformen — meist ausgesprochen frisch und unzersetzt, enthält jedoch oft poikilitische Einsprenglinge von Erz, Apatit, Biotit und \pm Plagioklas. Sie ist vorwiegend primärmagmatisch, geht jedoch teilweise auch durch uralitische Umwandlung aus Pyroxen hervor. Die *grüne Hornblende* ist vorwiegend sekundär, indem sie einerseits pseudomorph nach Pyroxen, andererseits als Umwandlungsprodukt von brauner Hornblende auftritt. Entsprechend zeigt sie meist ausgesprochen schilfig-schmutzigen Habitus. Erst in einer magmatischen Spätphase, nach weitgehender Erstarrung des Plagioklas, kann sie auch als Primärprodukt auskristallisieren, z.T. in Zwickeln oder auf Rissen und Sprüngen im Plagioklas.

Pyroxen gehört stets zu den magmatischen Frühbildungen und ist entsprechend meist idiomorph. Nach seinen optischen Daten:

farblos, $+2V \sim 55^\circ$, $\gamma/c \sim 40-42^\circ$

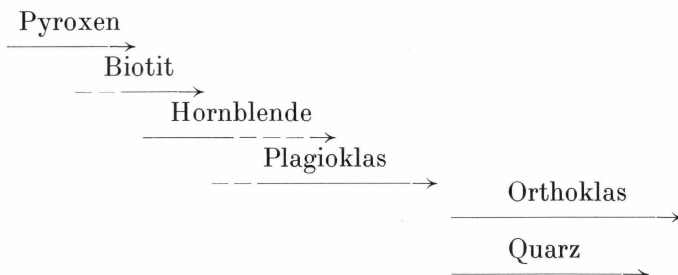
handelt es sich um *Diopsid*. Vereinzelte Individuen können auch titan-

augitischen Habitus zeigen. Er ist stets stark zersetzt und zeigt alle Übergangsstadien zu vollständigen Uralitpseudomorphosen. Pyroxen und Hornblende stehen auch hier wieder in einem typischen Abhängigkeitsverhältnis zueinander, wie wir es bereits bei den Syeniten beobachten konnten: beide vertreten einander; Zunahme des einen erfolgt stets auf Kosten des andern.



Epidot (vorwiegend als Pistazit) und Chlorit sind vor allem in uralitreichen, stark zersetzten Gesteinen häufig; sie sind als Spätbildungen hydrothormaler Art zu betrachten.

Ausscheidungsfolge der Hauptgemengteile (inkl. Orthoklas und Quarz):



b) Gesteinsvarietäten und Kontacterscheinungen

Die Struktur des typischen Gabbrodiorites der Grauen Wand ist hypidiomorph-mittelkörnig. Sie kann in einzelnen Schlieren grob-pegmatoiden Formen annehmen; gegen den Kontakt zu wird sie meist feinkörnig. Der Anteil von *Plagioklas* beträgt durchschnittlich 60—70 %, derjenige der *Mafite* entsprechend 30—40 %. Im frischen Handstück bildet Plagioklas die weisse, körnige Hauptmasse, in der die dunklen Gemengteile (bei etwa gleicher Korngrösse wie Plagioklas) als schwarze Sprengel gleichmässig verstreut sind. Bei den Mafiten stellt sehr oft Biotit den Hauptanteil, so dass ein eigentlicher *Biotit-Gabbrodiorit* vorliegt. Lokal können jedoch auch grüne Hornblende + Epidot überhand nehmen, (Uralit-Gabbrodiorit). Pyroxen übersteigt kaum 5 %, während der Anteil von brauner Hornblende zwischen 0—10 % schwankt. Auf die Wechselbeziehungen zwischen Pyroxen, Hornblende und Biotit ist bereits verschiedentlich hingewiesen worden. Danach erscheint die Variabilität im Mafitgehalt vor allem in Abhängigkeit vom Anteil leichtflüchtiger Bestandteile (besonders H₂O) des erstarrenden Magmas.

Gegen den Kontakt hin macht sich stellenweise im Handstück neben dem weissen Plagioklas ein rötlicher Feldspat bemerkbar. Es handelt sich um stark bestäubten Orthoklas, der als xenomorphe Spätbildung den Plagioklas ummantelt oder ihn verdrängt. Sein Anteil kann lokal dem von Plagioklas gleichkommen, während andererseits der Mafitanteil bis auf 15% absinken kann. Auch hier bleibt Quarz stets nur akzessorisch; die Randfazies des Gabbrodiorites hat demnach lokal *monzonitische* Zusammensetzung.

Der Kontakt des Gabbrodiorites zu den umhüllenden Sedimenten ist schon in der allgemeinen Übersicht kurz erwähnt worden. Hier sei noch auf eine weitere Erscheinung hingewiesen: Gegen den Südwest-Kontakt zu häufen sich Konkretionen und Kluftbeläge von Epidot + Chlorit in der monzonitischen Randfazies. Einige Meter vom Kontakt entfernt schwimmen Schollen quarzitischer Sedimente im Intrusivgestein. Der Übergang zwischen Intrusivkörper und Sediment ist im Anstehenden nur schwer festlegbar, weil die dichte Randfazies und die teilweise rekristallisierten Sedimente einander völlig ähnlich sehen. Zudem greift von Süden her ein Ausläufer des Syenitporphyrs mit zahlreichen Armen bis an den Kontakt heran und hilft durch sein scheinbar diffuses Auftreten mit, die Verhältnisse zu verschleiern. Von diesem Ausläufer dürften auch die zahlreichen syenit- und aplitgranitischen Adern herrühren, die den Gabbrodiorit in Kontaktnähe durchsetzen. Stellenweise lässt sich jedoch der unmittelbare Kontakt in einer etwa 2 m breiten, ausgewitterten Kerbe lokalisieren, die durch ein dunkles, aphanitisches Gestein extremer Zähigkeit gebildet wird, das *u.d. M.* brekziösklastische Struktur zeigt. ~ 50% Quarzkörner von stets weniger als 1 mm Durchmesser bilden ein Pflaster, in dessen Interstitien eine feinschuppige, mafitische Füllmasse verschmiert ist. Quarz zeigt zahlreiche Spuren mechanischer Deformation: er hat klastisch-zackige Gestalt, löscht undulös aus, zeigt oft optische Felderteilung und gibt nur ein unscharfes Achsenbild. Auf Rissen und Sprüngen dringt von den Interstitien her mafitisches Material ein. Letzteres zeigt deutliche Spuren von Rekristallisation; es dürfte sich zum grössten Teil um Chlorit, Hornblende und Epidot handeln. Die Herkunft völlig zersetzter Mafiteinsprenglinge und idiomorpher (nicht gerundeter) Apatit- und Zirkonkörner bleibt ungeklärt.

Ich deute diese Zone als *Kontakt-Kakirit*, entstanden durch Zerkümmern und Rekristallisation eines ursprünglich tonigen Sandsteins am Rande des gewaltsam aufdringenden, gabbrodioritischen Magmaherdes. Wie weit bei der Bildung der mafitischen Matrix Stoffzufuhr vom Magma her eine Rolle spielte, bleibt dahingestellt.

Ungefähr durch die Mitte der »Gråvæggen« ziehen vom Grat gegen den Firn des Slugtdal hinunter zwei schmale Zonen, die sich durch ihre dunklere Farbe deutlich von der Hauptmasse des Gabbrodiorites abheben. Die Übergänge zu letzterem sind im allgemeinen kontinuierlich;

stellenweise dringen Adern von mittelkörnigem Gabbrodiorit diskordant in das dunkle Gestein ein, verlieren sich jedoch in dessen inneren Partien.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass es sich um einen feinkörnigen, *porphyrischen Gabbro* handelt, dessen xenomorph-körnige Grundmasse sowohl mineralogisch wie strukturell eine auffallende Ähnlichkeit zu den dunklen Scholleneinschlüssen des Kap Syenit aufweist. Sie besteht neben überwiegendem Plagioklas zu 25—30 % aus Biotit, feinkörnigem Erz, \pm uralitische Hornblende, \pm Pyroxen und \pm Quarz. Grössere Erzkörner sind oft von einem Biotitsaum umhüllt. Ebenso treffen wir hier wieder die merkwürdig konkretionären Pseudomorphosen von feinschuppigem Biotit, Erz und \pm Pyroxen, die auch den dunklen Schollen des Kap Syenit ihr charakteristisches Gepräge verleihen. Als ältere Generation schwimmen in dieser Grundmasse bis mm-grosse, xenomorphe bis hypidiomorphe Einsprenglinge von unzersetztem Plagioklas mit einem Anorthitgehalt von 65—70 %.

Es ist naheliegend, diese dunklen Gabbroporphyrte als basische *Frühprodukte* der gabbrodioritischen Hauptintrusion zu betrachten, die aus irgendeinem Grunde nicht mehr oder nicht vollständig mit dem nachfolgenden Magma zur Reaktion kamen und deshalb als *basische Schlieren* erhalten blieben.

Vereinzelte findet man im Gabbrodiorit auch faustgrosse, dunkle Schollen, die bei mittelkörniger Struktur zu etwa gleichen Teilen aus Labradorit einerseits und Titanaugit, brauner und grüner Hornblende und Biotit andererseits bestehen. Hornblende ist stets aus dem Pyroxen hervorgegangen. In einem cm-breiten Kontakthof um diese Schollen ist der Gabbrodiorit beträchtlich an Orthoklas angereichert; (Kaliassimilation aus der basischen Scholle?). Vermutlich handelt es sich hier um verschluckte Fragmente alkalibasaltischer Gänge.

c) *Chemismus*

Als durchschnittlicher Vertreter des Gabbrodiorites wurde die Probe HK 48 aus dem unteren Teil der Grauen Wand chemisch analysiert.

Modaler Mineralbestand: HK 48

Plagioklas ($\sim 55\%$ An)	66
Biotit	10
braune Hornblende	10
grüne Hornblende	6
diopsidischer Pyroxen	2
Erz	2
Akzessorien	4
<hr/>	
	100 Vol. %

Tabelle 9.
Gabbrodiorit HK 48

SiO ₂	49.21	si	118
TiO ₂	2.14	ti	3.75
Al ₂ O ₃	18.20	p	0.3
Fe ₂ O ₃	2.43		
FeO.....	5.13	al	25.5
MnO.....	0.12	fm	34.5
MgO.....	5.50	c	27
CaO.....	10.50	alk	13
Na ₂ O.....	4.80		
K ₂ O.....	1.30	k	0.14
H ₂ O ⁺	0.07*)	mg	0.57
P ₂ O ₅	0.32	qz	-34
	99.72		

Magmentyp: normalthermalithgabbroid

Analytiker: S. LANDERGREN

Dieser Chemismus lässt sich mühelos den Gabbrodioriten beordnen, deren Analysen TRÖGER (1935) angibt. Auffallend sind höchstens der relativ hohe *alk*-Wert, (der bedeutend über dem durchschnittlichen *alk*-Wert der Gabbros liegt), sowie der hohe Wert für *ti*, der aus dem beträchtlichen Titangehalt des Biotits und der braunen Hornblende resultiert. Beides – hohes *alk* und *ti* – weist jedoch erneut auf die nahe Beziehung zu essexitischen Typen hin (s. auch P. BEARTH 1959, p. 15).

Zu den Intrusivgesteinen aus den benachbarten Werner Bjergen, deren Analysen bei P. BEARTH (1959) angeführt sind, besteht dagegen in keinem einzigen Fall eine besondere Verwandtschaft. Ebenso wenig besteht eine Beziehung zu den Syenodioriten und Gabbros, die HALLER (1956, p. 132) aus der Inlandeismoräne des Pluto Nunatak erwähnt und als möglicherweise kretazisch-tertiär bezeichnet. Einzig ein Basaltsill aus der West-Wand des Oksehornes (WB 181) zeigt recht gute Übereinstimmung, sowohl in den Niggliwerten als auch für Q-L-M. Noch ausgeprägtere Verwandtschaft besteht jedoch zu den camptonitischen Lamprophyren und zu einigen Essexiten, deren Analysen A. STRECKEISEN (1954) aus dem Alkalimassiv von Ditro anführt, und die meist demselben (normalthermalithgabbroiden) Magmentyp angehören wie unser Gabbrodiorit.

*) Dieser Wert ist sicher zu klein; nach den Biotitananalysen in TRÖGER (1935) müsste allein aus dem Anteil von 10 % Biotit ein minimaler H₂O-Gehalt von 0.24 % resultieren.

IV. VULKANISCHE BREKZIEN

Es ist weiter vorne verschiedentlich auf das Auftreten vulkanischer Brekzien im Zusammenhang mit der Intrusion der Syenitkomplexe hingewiesen worden. In diesem Kapitel sollen nun diese Gesteine etwas eingehender beschrieben und geprüft werden. Ich erwähne im folgenden zuerst einige Beispiele ähnlicher Brekzien aus andern Gebieten und gebe einen kurzen Überblick über die Entwicklung einiger Begriffe; dann folgt eine Beschreibung des geologischen Auftretens und der Verbreitung der Brekzien in unserem Untersuchungsgebiet; in einem dritten, ausführlicheren Teil soll schliesslich eine Klassifizierung der einzelnen Typen, zusammen mit einer eingehenden petrographischen Beschreibung und genetischen Deutung versucht werden.

1. Allgemeiner Überblick

Vulkanische Brekzien sind — z.B. in der schottischen, tertiären Magmaprovinz — eine wohlbekannte Erscheinung. In den meisten *Memoirs of the Geological Survey of Scotland* sind die Produkte vulkanischer Explosivtätigkeit mehr oder weniger eingehend behandelt. Schon J. NOLAN (1878) erkannte, dass es sich hierbei nicht nur um Vulkanite und Ergussgesteine handelt, sondern dass auch Intrusivgesteine an der Bildung derartiger Brekzien beteiligt sind. E. B. BAILEY (1924) schreibt im Mull Memoir:

»Volcanic breccia, or agglomerate, plays a very conspicuous part in the Geology of Central Mull It is found in many instances filling volcanic vents, while in other cases it is in all probability superimposed upon adjacent basalt-lavas. . . . As in the case of the surface agglomerate, rhyolites occur both in mass and as fragments; in fact it is thought that most of the agglomerates of Mull have resulted from the breaking up of country rock by explosions emanating from acid magma.«

Das Auftreten einer einheitlichen petrographischen Komponente sowohl als *Brekzienfragment* wie auch als *Matrix* werden wir auch in unserem Untersuchungsgebiet immer wieder antreffen; ebenso den ursächlichen Zusammenhang zwischen Brekzierung und Intrusion saurer

Magmen, auf den G. W. TYRRELL (1928) in seiner »Geology of Arran« wiederholt hinweist.

In derselben Arbeit findet sich folgende Definition:

(TYRRELL 1928 p. 168) »The term explosion-breccia, indicating the material formed by the shattering of a sedimentary cover (in this case), and by the auto-brecciation of the invading igneous rock that caused the explosive action, appears best to describe the nature and origin of the material.«

Die hierin vorgezeichnete Genese entspricht durchaus Beobachtungen, die auch an unseren Brekzien häufig gemacht werden konnten. Unglücklich ist einzig der Name; denn zweifellos handelt es sich auch bei vulkanischen Tuffbrekzien um Explosionsbrekzien, resp. um Produkte explosiver Tätigkeit. So hat u. a. W. C. BRØGGER (1931) denselben Ausdruck für ein norwegisches Beispiel ganz anderer Entstehungsart gebraucht. Es dürfte deshalb das Beste sein, TYRRELL's Ausdruck fallen zu lassen und an seine Stelle bei gleichbleibender Definition den unbelasteten Namen Intrusiv- oder *Intrusions-Brekzie* zu setzen (siehe Abschnitt 3).

Bei TYRRELL findet sich auch eine Erklärung für die Verfestigung lockerer Agglomeratmassen, die oft zu Gesteinen von überaus grosser Zähigkeit führen kann: (p. 183).

»The breccia ist strongly baked and hornfelsed against the later intrusions; but this will not explain the general induration of the rock in areas remote from intrusive masses. This induration, which is accompanied by extensive epidotization, is believed to be due to the transfusion of residual magmatic gases and liquids through the material.«

Wiederholt wird darauf hingewiesen, dass in all diesen Brekzien-Agglomeraten selten oder nie eine Schichtung (bedding) festgestellt werden kann; auch dies steht in Übereinstimmung mit unseren Beobachtungen in Grönland.

In einer ausgezeichneten Arbeit hat J. E. RICHEY (1940) einen grossen Teil der Erkenntnisse aus der schottischen, tertiären »Brekzien-Provinz« zusammengefasst. Neben zahlreichen Hinweisen auf wesentliche Kriterien findet sich hier auch eine Systematik der Brekzien, indem die zu ihrer Bildung Anlass gebende Explosion in relative Altersbeziehung gesetzt wird zur Intrusion des Magmas, das die explosive Gasphase lieferte.

Mit der Vielseitigkeit der Erscheinungen und der möglichen Genesen hält natürlich das Nomenklaturgewirr durchaus Schritt. Es scheint jedoch heute die Tendenz zu bestehen, auch hier allzu grosser Vielfalt in der Namengebung Einhalt zu gebieten. Im englischen Sprachbereich haben sich vor allem W. H. NORTON (1917), E. B. BAILEY (1926), Ch. K.

WENTWORTH und H. WILLIAMS (1932) und F. G. H. BLYTH (1938, 1940) um eine Klärung bemüht. Meist treten als wesentliche Kriterien für die Benennung rein lithologische Merkmale auf, wie Grösse und Form der Komponenten, Rundungsgrad etc. Oft spielen jedoch auch genetische Merkmale für die Benennung eine wesentliche Rolle. Für die beiden Begriffe *vulkanische Brekzie* und *Tuff-Brekzie* lauten die Definitionen:

Volcanic breccia: BLYTH (1940) »Compact pyroclastic deposits consisting mainly of angular to subangular fragments of agglomerate grade and with a matrix of tuff.«

WENTWORTH und WILLIAMS (1932):

»More or less indurated pyroclastic rocks consisting chiefly of angular ejecta 32 mm or more in diameter.«

Tuff-Breccia: NORTON (1917):

»Volcanic, sub-aerial breccia made up of the fragmental products of explosive eruptions where the matrix consists of the finer materials of the eruption and in some instances has been washed in by mud flows.«

Der Einwand von BLYTH, der Ausdruck Tuff-Brekzie sei fallen zu lassen, da er die Vorstellung von brekzierten Tuffen erwecke, erscheint mir nicht gerechtfertigt. Als Sammelbegriff wird m. E. unter Tuff-Brekzien heute durchaus das verstanden, was NORTON's Definition entspricht.

Im Hinblick auf die genetische Deutung von Explosionsbrekzien im Sinne von TYRRELL sei noch auf eine Arbeit von G. W. RUST (1937) hingewiesen. Hier ist — im Zusammenhang mit dem Auftreten vulkanischer Schlote — von sogenannten »*authigenic explosion breccias*« die Rede, die selektiv in einzelnen ausgezeichneten Gesteinsverbänden auftreten, deren Hangendes und Liegendes nicht brekziert sind. Rust gibt hierfür folgende Erklärung: In einem vulkanischen Schlot steigt, infolge magmatischer Vorgänge in der Tiefe, der Gasdruck an. Die im betrachteten Fall mehr oder weniger horizontal liegenden, karbonatischen Sedimentschichten werden proportional zu ihrem Porenvolumen ebenfalls — in einem begrenzten Umkreis um den Schlot — von der Gasphase erfüllt. Auch in diesen Schichten steigt somit der Gasdruck an. (Notwendige Bedingung ist allerdings eine gasundurchlässige, abdichtende Schicht; zudem muss, wie im folgenden ersichtlich ist, der Gegendruck über dem betrachteten Sedimentverband grösser sein als der im Schlot durch dessen Pfropfen wirkende, H. K.). Wird nun im Schlot der Aussendruck überwunden, so kommt es zur Eruption, wobei angenommen wird, dass der Sedimentverband noch kompakt bleibt. Unmittelbar nach der Explosion herrscht im Schlot Atmosphärendruck, ev. sogar ein gewisser Unterdruck. Dadurch kommt es zur Gasentladung (hier in mehr oder weniger horizontaler Richtung) aus dem betrachteten Sedimentverband gegen den

Schlot zu. Es leuchtet ein, dass je nach der Intensität dieser Explosion eine selektive Zertrümmerung des Gesteins *in situ* erfolgen kann.

Aus Ost-Grönland liegen nur spärliche Berichte über vulkanische Brekzien vor: L. R. WAGER (1934, 1939) erwähnt aus dem Gebiet zwischen Angmagssalik und Kap Dalton zwar basaltische Tuffe und vulkanische Agglomerate; dagegen findet man keine Angaben über Brekzien, wie sie aus der britisch-tertiären Magmaprovinz beschrieben werden.

BACKLUND und MALMQVIST (1935) berichten über »Eruptionsbreccien« aus den sauren Ergussgesteinen von Kap Franklin. H. P. SCHAUB spricht in seinen »vorläufigen Mitteilungen« (1938) von trachytischen Tuffen aus dem tertiären Intrusiv-Gebiet der Traill Ø. In der umfassenderen Arbeit »zur Geologie der Traill Insel« (1942) fasst er alle vulkanischen Explosiv-Produkte als Tuffbrekzien zusammen, denen allgemein subaerische (tuffogene) Bildung zukommt. Im »Petrographischen Anhang« zu dieser Arbeit schreibt M. REINHARD: (p. 52)

»Tuffbrekzien: Nach den wenigen vorgelegenen Belegstücken scheint es sich um die extrusiven Produkte desselben Magmaherdes zu handeln, dem die Syenite und ihre porphyrischen Abarten entstammen.«

W. BIERTHER (1941) erwähnt für das Gebiet von Antarctic Havn Tuffe und Tuffbrekzien, offenbar ebenfalls in der stillschweigenden Annahme, dass es sich dabei um subaerische Auswurfsprodukte handelt; (vgl. auch Abschnitt Kap Syenit p. 35).

Mehr Beachtung wird den vulkanischen Brekzien in der Werner Bjerger-Arbeit von P. BEARTH (1959) zuteil. Die Problematik ihrer Entstehung liegt u.a. im Auftreten saurer, syenitischer und granitischer Komponenten in einem basischen, brekziösen Zement.

2. Auftreten und Verbreitung der Brekzien

Ein Blick auf die Karte zeigt, dass ungefähr ein Drittel des subvulkanischen Arealen von pyroklastischen Gesteinen aufgebaut wird. Es fällt auf, dass der grösste Teil der vulkanischen Brekzien stets streng an das Auftreten der syenitischen Intrusionen gebunden ist. Nie wurden vulkanische Agglomerate auf den umgebenden Sedimentarealen gefunden; nie treten pyroklastische Gesteine — mit Ausnahme weniger lokaler Kontaktbrekzien — im Zusammenhang mit der Intrusion des Gabbrodiorites der Grauen Wand oder des Alkaligranites der Pictet Bjerger auf.

Im Oksehorn treten vulkanische Brekzien als selbständiger Komplex in der Gipfelpartie, (und damit im Dach des Plutons) auf. Sie erreichen hier eine Mächtigkeit von über 100 m (Fig. 16). Anzeichen von gravitativer Schichtung fehlen.



Fig. 28. Brekzien-Berge der Medusagryde (in-situ-Brekzierung). Auffallende Morphologie. Die dunklen Partien stellen meist diffuse Intrusionen von syenitischem Material dar.

Im Maj- und Slugtdal — die beide von Syeniten bis nahezu 1000 m Mächtigkeit flankiert sind — gehen pyroklastische Gesteine kontinuierlich aus den dunkelgrauen Porphyren hervor. Im selben Gebiet fallen einzelne Bergzüge durch eine intensiv fahlgrüne Farbe und durch die Schroffheit ihrer Felszacken- und -türme auf, (s. Fig. 28 und 29). Sie sind in ihrer Gesamtheit von vulkanischen Brekzien aller Art und von unbrekziertem Altbestand in unentwirrbarem Durcheinander aufgebaut. Es handelt sich um Produkte einer grossräumigen *in-situ-Brekzierung*. Stets sind diese Brekzien-Berge diffus oder auf Rissen und Klüften von syenitischem Material durchsetzt.

Im Gebiet der Pictet Täler treten — mitten im kompakten Verband horizontal liegender, unbrekzierter Sedimente — eigentliche Brekzienstöcke mit einer Ausdehnung von einigen 100 m auf. Sie erscheinen wie eine von unten her gewaltsam sich Platz Bahnende Faust in ihrer sedimentären Hülle, von der sie entweder durch einen scharfen, mechanischen Kontakt getrennt, oder durch kontinuierliche Übergänge mit ihr verbunden sind. Die das Dach der Brekzienstöcke bildenden Sedimente sind insofern von der im Untergrunde wirkenden Explosion gezeichnet, als ihr gesamter Verband stark zerrüttet und aufgelockert ist; dadurch verschwindet ihre sonst sehr auffällige Schichtung im Dach der Stöcke allmählich unter Schutt- und Trümmerzonen.

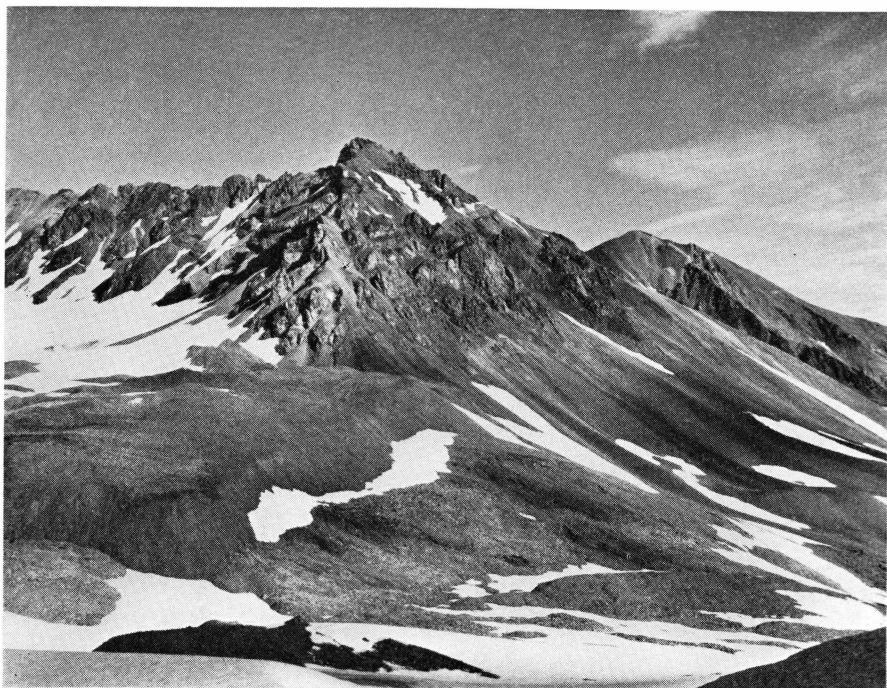


Fig. 29. Brekzien-Berge im hinteren Majdal (Nymfegryde).

An einer Stelle legen sich vulkanische Brekzien wie ein »*Kontakthof*« von einigen 100 m Mächtigkeit um einen kleinen Syenitstock. Sie sind eindeutig das Produkt explosiver Zertrümmerung des Rahmengesteins bei der Platznahme des Syenites, (s. Fig. 15).

Zusammenfassend kann als wesentlichste Merkmale für das Auftreten vulkanischer Brekzien folgendes festgehalten werden:

Vulkanische Brekzien bilden in Mächtigkeiten bis zu einigen 100 m die Gipfelpartien einzelner Berge, indem sie unmittelbar den Intrusionen aufsitzen.

Ganze Bergzüge können aus *einem* polygenen Brekzienkomplex bestehen.

Brekzien bilden kontinuierliche Übergänge in dunkle Syenitporphyre und Syenite.

Die Brekzien sind stets räumlich an die Intrusion des syenitischen Magmas geknüpft.

3. Systematik, Petrographie und genetische Deutung

Der Versuch, eine Klassifizierung nach lithologisch-petrographischen Gesichtspunkten aufzustellen, (z.B. nach Art, Form und Grösse der

Komponenten), scheiterte an der Tatsache, dass äusserlich und unter dem Mikroskop analoge Brekzien verschiedene Genese haben können.

Eine zweite Möglichkeit ergab sich darin, die Einteilung nach dem Muster von RICHEY (1940) vorzunehmen, d.h. unter dem Gesichtspunkt der altersmässigen Beziehung zwischen aktiver Brekzierung und Intrusion des Magmas, das die Brekzierung bewirkte. (Es ergäbe sich dann eine Einteilung in prä-, syn- und postintrusive Brekzien). In unserem Falle versagt auch diese Methode, da es nicht durchwegs möglich ist, diese relativen Altersbeziehungen festzulegen; sie erhalten deshalb in unserer Klassifizierung nur noch dort, wo dies eindeutig entschieden werden kann, attributive Bedeutung.

Eine Einteilung nach *genetisch-geologischen* Gesichtspunkten vermag am ehesten zu befriedigen. An ihrem Ausgangspunkt stehen längst Gemeingut gewordene Erkenntnisse über die physikalisch-chemischen Vorgänge, die im Dach eines sich abkühlenden Magmaherdes ablaufen, und die in klarer Weise von A. RITTMANN (1936) zusammengefasst worden sind. Als für uns wesentlichstes Kriterium sei hier nur festgehalten, dass im Verlaufe der magmatischen Differentiation eine hochgespannte Gasphase entstehen kann, die — wenn ihr Innendruck grösser wird als der Gegendruck — instande ist, den Rahmen des Magmaherdes explosiv zu durchschlagen und zu zertrümmern.

Basierend auf derartigen genetischen Gesichtspunkten lässt sich für das Gebiet von Antarctic Hayn — und wohl auch für Werner Bjerge und Traill Ø — folgende Einteilung vornehmen:

- I) Tuffbrekzien (prä- bis synintrusiv)
- II) Intrusionsbrekzien (syn- bis postintrusiv)
- III) Schlotfüllungen (vent breccia)

1) TUFFBREKZIEN

Es muss zum vorneherein betont werden, dass in keinem Fall die Zugehörigkeit zu dieser Gruppe eindeutig belegt werden kann, weil typische Anzeichen, wie Parallelschichtung und Auflagerung auf Sedimenten, fehlen. Die Aufstellung dieser Gruppe hat deshalb mehr theoretischen Charakter. Immerhin sprechen der hohe Durchmischungsgrad und die Feinheit der Komponenten (z.B. in der Oksehornbrekzie), sowie das Fehlen der für Intrusionsbrekzien typischen Merkmale für tuffogenen Ursprung.

Naturgemäss variieren Form und Art der Komponenten in weiten Grenzen. Mit wenigen Ausnahmen ist der Anteil sedimentärer Fragmente sehr gering. Einzig eine Brekzie aus dem Nordgrat des Vildthorn besteht etwa zu gleichen Teilen aus sedimentärem und magmatischem Material:

In einem violett-grauen, dicht-brekziösen Zement schwimmen mm- bis cm-grosse Bruchstücke eines hellen, feinkörnigen Syenitporphyrs, und dunkle, etwa gleich grosse Schollen eines dichten, tonigen Sedimentes. Die einzelnen Fragmente haben meist regellos eckig-kantige Umrisse, sind jedoch teilweise auch gerundet oder zeigen plastische Fließformen.

Mikroskop-Bild: Die hellen, syenitischen Bruchstücke bestehen überwiegend aus stark bestäubten Alkalifeldspat-Leistchen von ~ 0.1 mm Länge in trachytischem Gefüge. In Zwickeln der Feldspatmasse tritt oft Quarz auf. Neben wenig panidiomorphem Zirkon treten Pseudomorphosen von Chlorit und Erz nach Mafiten, vermutlich nach Biotit hinzu. In dieser Grundmasse schwimmen xenomorphe bis hypidiomorph-tafelige, 2—3 mm grosse Einsprenglinge von Alkalifeldspat, der wiederum stets sehr stark bestäubt ist und ausgeprägte perthitische Entmischung zeigt. Parallel zu den Umrissen der Einsprenglinge entwickelt die trachytische Grundmasse deutliche Fließformen.

Bei den sedimentären Komponenten handelt es sich um Bruchstücke eines klastischen, quarzitischen Tones: In einer graubraunen, strukturlos-dichten Masse (von glasigem Aussehen) schwimmen teilweise bis 40 % Mikrolithen von Quarz \pm Feldspat. Quarz hat meist $+2V \sim 5-10^\circ$, was eventuell in Zusammenhang mit erhöhtem Druck und Temperatur während der Brekzierung steht. (P. NIGGLI (Spezielle Mineralogie 1926, p. 410), gibt bei einseitig wirkendem Druck von 1.64, bzw. 2.46 kg/mm² einen positiven Achsenwinkel von $3^\circ 44'$, bzw. $4^\circ 38'$ an.) Stellenweise treten in der tonigen Grundmasse bis mm-grosse Blättchen und Schuppen von Muscovit auf, die oft bruchartig geknickt oder plastisch verbogen sind. Akzessorisch treten Biotit, Zirkon und Calcit hinzu.

Der Übergang der tonigen Schollen zum magmatischen Anteil ist meist unvermittelt und scharf; die Feldspatleistchen der trachytischen Komponenten werden in mechanischem Kontakt abgeschnitten und zeigen keine Umfließungsformen. Dies bedeutet, dass die Gesteinsbildung zu einem Zeitpunkt erfolgte, als der syenitisch-trachytische Anteil bereits weitgehend erstarrt war. Es ist bezeichnend, dass in den Tonfragmenten, die ja vollständig in magmatischem Material eingebettet sind, nicht die geringsten Anzeichen von Andalusit- oder Sillimanit-Bildung festgestellt werden können.

Der volumenmässige Anteil des kryptokristallinen Brekzien-Zementes, der Matrix, in welcher die trachyt-porphyrischen und sedimentären Schollen eingebettet sind, ist relativ gering. Es handelt sich hier wohl um denjenigen Teil des verspratzten und mitgerissenen Syenit-Magmas, der im Moment der Explosion noch nicht erstarrt war, sondern mindestens in plastisch-viskosem Zustand vorlag. Die nun einsetzende

rasche Abkühlung erlaubte nur die Ausbildung kryptokristalliner Strukturen; dagegen reichte die Fließfähigkeit noch aus, um stellenweise diffus in die Tonfragmente einzudringen und diese aufzublähen. Ebenso sind mehr oder weniger kontinuierliche Übergänge zu den trachytischen Schollen keine Seltenheit.

Unter den Tuffbrekzien mit *vorwiegend magmatischen* Komponenten lassen sich bereits makroskopisch, besser jedoch u. d. M. zwei verschiedene Typen unterscheiden: *feingemengte Brekzien*, bei denen die Grösse der einzelnen Komponenten 2 mm nicht übersteigt, und sehr *heterogrobgemengte Brekzien*, deren Komponentendurchmesser zwischen wenigen mm und mehreren cm schwanken.

Der feingemengte Typus hat seinen besten Vertreter in der Oksehorn-Gipfelbrekzie, wo er in einer Mächtigkeit von ~ 100 m direkt über dem Syenit liegt. (Eine gleichartige Brekzie tritt im untern Teil der Medusagryde-N-Wand auf).

Mikroskop-Bild: In einer kryptokristallin-strukturlosen, sehr heterogenen felsischen Grundmasse schwimmen zahlreiche eckig-kantige, meist xenomorphe Einsprenglinge von Alkalifeldspat und Quarz, wenige chloritisierte Biotiteinsprenglinge (oft mit Sagenitgitter), sowie wenige Schuppen von Muscovit neben dem üblichen Calcit- und Erz-Anteil. Die Heterogenität der Grundmasse wird bewirkt durch den abrupten Wechsel von Fragmenten verschiedener durchschnittlicher Korngrösse und -umrisse, und damit auch verschiedener Struktur. Die Übergänge der einzelnen Schollen ineinander können scharf begrenzt oder kontinuierlich sein. Alkalifeldspat stellt den Hauptanteil; ab und zu tritt konkretionärer Quarz auf. Ein feiner Film von blassgrünem Chlorit, der dem Gestein seine charakteristische Farbe verleiht, füllt alle Interstitien; er dürfte im Zusammenhang mit spätmagmatisch-hydrothermalen Vorgängen entstanden sein.

Die klastischen Einsprenglinge, deren durchschnittliche Korngrösse 0.5 mm nicht übersteigt, sind brekziös in diesem »scholligen« Zement eingebettet. Sie bewirken zur Hauptsache den brekziösen Habitus des Gesteins. Die Einsprenglinge sind — nach ihren Kontaktverhältnissen zur Grundmasse zu schliessen — kaum in ihrer jetzigen Umgebung erstarrt, sondern als fertige Kristalle auf mechanischem Wege dorthin gebracht worden.

Der grobgemengte, heterogene Typus zeigt folgende äussere Eigenschaften: In einem meist grünen Zement schwimmen eckige Schollen von dunklem Syenitporphyr, rötlich-braunem, feinkörnigem Syenit und grünem trachytischen Material. Oft sind in einzelnen Schollen makroskopisch Fliesstrukturen zu erkennen. Sekundär tritt auf Adern und Krusten blassvioletter Fluorit auf. Eine grobgemengte Brekzie, die aus

einem der in der allgemeinen Übersicht erwähnten »Brekzien-Berge« stammt, zeigt kontinuierliche Übergänge in ein mehr oder weniger homogenes Gestein, das deutlich parallelgeschichtet ist (helldunkel-Schichtung). Ob es sich um den Übergang in ein Ergussgestein mit eutaxitischer Fliesstruktur handelt (IDDINGS, 1909), kann nicht entschieden werden.

Einzelne zu dieser heterogen-grobgemengten Gruppe gehörende Brekzien sind ausgesprochen zäh und zählen zu den härtesten Gesteinen des gesamten Untersuchungsgebietes.

Mikroskop-Bild: Der Brekziencharakter fällt sofort auf. Er entsteht aus dem wirren Durcheinander von fein- bis mikrokristallinen Schollen verschiedenster Struktur, die von einem kryptokristallinen Zement umflossen werden. Die mineralogische Zusammensetzung ist wiederum stets die eines Syenites (bzw. Alkalisyenites). Lokal können im Zement und in den Schollen bis 2 mm grosse, klastische Einsprenglinge von Albit-Oligoklas, Schachbrettalbit und Antiperthit auftreten, meist in scheinbar idiomorphen, jedoch kantengerundeten Formen. Die in den Schollen auftretenden, verschiedenen Strukturen sind: 1. typisch trachytisch mit subparallelem Fliessgefüge; 2. xenomorph-körnige Mosaikgefüge und 3. mikrokristallin-filzige Gefüge, in denen die einzelnen Feldspatleistchen mit ihren Längsachsen mehr oder weniger senkrecht aufeinander stehen und so ein Bild ähnlich der Struktur gewisser Serpentine entstehen lassen. Meist grenzen die Schollen mit scharfem Kontakt (unter plötzlichem Strukturwechsel) aneinander und an die kryptokristalline Grundmasse.

Genese.

Zusammenfassend lässt sich für die Tuffbrekzien folgende genetische Deutung geben: Im Dach eines syenitischen Magmaherdes kommt es — bei fortschreitender Kristallisation — zur explosiven Gasentladung; neben bereits erstarrten, syenitporphyrischen und trachytischen Komponenten werden aus dem Herd mehr oder weniger glühend-flüssige Magmafetzen mitgerissen. Zusammen mit sedimentärem Material (meist wenig), das aus den von der Explosionsbahn durchschlagenen Schichten stammt, wird das ausgeworfene Agglomerat in mehr oder weniger vollkommener Durchmischung an der Erdoberfläche oder in aufgerissenen Hohlräumen abgelagert. Durch Kristallisation und gegenseitiges Verschweissen des noch glühend-plastischen Anteils, sowie durch Absätze aus jüngeren Hydrothermallösungen (Calcit, Chlorit, Epidot, Erz, Fluorit) wird das brekziöse Gemenge zum Gestein verfestigt. Die auffallenden Strukturverschiedenheiten in den magmatischen Komponenten lassen sich erklären, wenn man berücksichtigt, dass die schon vor der Explosion erstarrten Schollen von verschiedenen Orten des Herdes stammen können,

Tabelle 10.
Vulkanische Brekzien

	HK 96		HK 177	
SiO ₂	60.41		59.30	
TiO ₂	1.23		1.43	
Al ₂ O ₃	16.53		14.95	
Fe ₂ O ₃	2.73		3.13	
FeO	3.06		3.14	
MnO	0.17		0.32	
MgO	3.02		3.09	
CaO	2.24		3.98	
Na ₂ O	3.24		2.16	
K ₂ O	4.80		3.48	
H ₂ O+	0.83		1.75	
H ₂ O-	0.45		0.50	
CO ₂	1.33		2.84	
P ₂ O ₅	0.20		0.23	
	100.24		100.30	
	a	b	a	b
si	234	219	255	219
ti	3.5	3.3	4.6	4.0
p	0.3	0.3	0.2	0.2
al	37.5	35.5	38	32.5
fm	36	33.5	42	36
c	2.5	8.5	1.5	15.5
alk	24	22.5	18.5	16.0
k	0.5	0.5	0.51	0.51
mg	0.49	0.49	0.47	0.47
qz	+ 38	+ 29	+ 81	+ 55
co ₂	—	6.5	—	14.5

Analytiker: S. LANDERGREN

und dass während dem Transport und in der sich verfestigenden Brekzie völlig neue p-t-Bedingungen herrschten, die auch zur Ausbildung anderer Strukturen in dem erst jetzt erstarrenden Anteil führten.

Chemismus

Zwei Tuffbrekzien — HK 96 aus der Medusagryde, HK 177 aus der Gipfelpartie des Oksehorns — mit ausschliesslich magmatischen Komponenten wurden chemisch analysiert. Wie erwartet, weicht ihre Zusam-

mensetzung nur unwesentlich von derjenigen der syenitischen Intrusiva ab und bestätigt damit die weiter oben dargelegten genetischen Zusammenhänge. Ein deutlicher Unterschied zeigt sich allerdings im MgO-Gehalt, der gegenüber dem der Syenite ungefähr verdoppelt ist. Im modalen Mineralbestand findet diese Diskrepanz im meist beträchtlichen Chlorit-Anteil der Brekzien ihren Niederschlag. Da der Chlorit jedoch als Sekundär-Mineral zu betrachten ist (hydrothermale Lösungen), fällt diese Differenz für die ursprüngliche chemische Zusammensetzung dahin.

Der Alkali-Gehalt zeigt gegenüber dem der Syenite eine merkliche Abnahme. Im Endeffekt läuft damit die geringe Differenz im Gesamtchemismus auf eine Verdrängung des Feldspates durch Mg- (und Fe-) reiche Sekundärprodukte hinaus. Als Folge des geringeren Alkali-Gehaltes (bei gleichbleibendem Al-Anteil) wird in der Basis *Sp*, in der Standardnorm *Cord* gebildet. Charakterisch ist $al > (alk + c)$. *k* und *mg* stimmen in beiden Analysen nahezu vollständig überein. Für die Niggliwertberechnung wurde in Kolonne a) sämtliches CO₂ als sekundärer Calcit, in Kolonne b) als primär magmatisch betrachtet.

Im folgenden sollen noch zwei Erscheinungen betrachtet werden, die ohne Zweifel zu den interessantesten dieser Gruppe und des gesamten Brekzienkomplexes überhaupt gehören: In der S-Wand der Nymfegryde und am NE-Fusse des Hvidbjerges treten mitten im hellen, syenitischen bis porphyrisch-brekziösen Intrusivmaterial dunkle Gesteinsbänder auf, die als Fremdkörper in ihrer magmatischen Hülle erscheinen. Die Bänke der Nymfegryde weisen — bei einer Mächtigkeit von ~ 10 m und Horizontalerstreckungen bis 50 m — eine deutliche Parallelschichtung auf, die ihnen das Aussehen horizontal liegender Sedimentverbände gibt. Im Liegenden werden sie von hellem, dichtem Syenitporphyr bis Trachyt unterlagert, der gegen den Kontakt zu Fluidalstrukturen ausbildet; nach oben folgen rötliche, stark brekzierte Syenite in einer Mächtigkeit von mehreren 100 m. Bei näherem Betrachten zeigt sich, dass die vermeintliche Sedimentbank — die auf den ersten Blick als abgesunkenes Relikt gedeutet wurde — aus einer relativ feingemengten, dunklen Brekzie besteht, die von wenigen bis cm dicken Lagen fein verschieferter, eventuell mylonitisierter Tone durchzogen wird.

Das dunkle Band am Hvidbjerg erstreckt sich, bei einer Mächtigkeit von 5—10 m, mit Unterbrüchen über mehrere 100 m in praktisch horizontaler Lage. Es hebt sich von seinem »Wirtgestein« so deutlich ab, dass es von weitem als basaltischer Gang betrachtet wurde. Auch hier handelt es sich aber in Wirklichkeit um eine feingemengte Brekzie, die als scharf begrenzte Bank mitten im homogenen Syenit oder Syenitporphyr steckt. In beiden Fällen wird bereits bei eingehenderer Untersuchung im Anstehenden klar, dass nicht eine primär sedimentäre, abgesunkene Brekzien-

scholle vorliegt, sondern ein Produkt vulkanischer Explosivtätigkeit.

Im angeschliffenen Handstück zeigt sich, dass in beiden Fällen mm- bis cm-grosse, eckige Fragmente mit dichten Strukturen und weissen, grauen, rötlichen und dunklen Farben in einem dichten, hellgrauen bis dunkelgraugrünen, brekziösen Zement schwimmen. Einzelne olivgrüne Zonen weisen auf starke Epidotisierung hin.

Das Mikroskop-Bild ist wiederum sehr ähnlich demjenigen anderer Tuffbrekzien: Eine heterogene Masse mikrodiablastisch-felsitischer Struktur bildet den brekziösen Zement, der oft von feinschuppigem, nur schwach pleochroitisch grünem Chlorit mit abnormal blauvioletter Interferenzfarbe überwuchert wird. Die Struktur kann teilweise hornfelsähnlich werden; allerdings bleibt die Korngrösse stets unter der Grenze, die eine nähere Bestimmung der Mineralkomponenten erlauben würde.

In diesem mikrodiablastischen Zement treten verschiedene Komponenten anderer Generationen auf:

- Fleckenweise Anreicherung von konkretionärem Quarz in Mosaikgefüge;
- einzelne, bis 0.2 mm grosse, klastische Quarzeinsprenglinge mit $+2V \sim 5^\circ$;
- dunkelbraun-graue Fragmente einer dichten, undefinierbaren, ev. teilweise entglasten Substanz mit feinen Feldspatmikrolithen und ~ 0.3 mm grossen, sphärolithischen Konkretionen von sekundärem Quarz, Feldspat und \pm Chlorit;
- klastische Einsprenglinge von Alkalifeldspat, stark bestäubt und zersetzt, und von vollständig in Chlorit umgewandelten Biotitschuppen, die Spuren ausgeprägter, mechanisch-plastischer Verbiegung aufweisen;
- dunkelbraune Schollen bis 5 mm Grösse, die neben vorwiegend Hämatit, Carbonat und \pm Feldspat reichlich hellbraunes, praktisch vollständig isotropes Glas mit stark negativem Relief führen; die globulithische Tropfenform der Glasfetzen und ihre Verwachsungen mit anderen Komponenten gibt diesen Schollen teilweise tuffogenes Aussehen;
- sekundäre Wucherungen von Carbonat und reichlich Pistazit; nach der Salzsäurereaktion scheint es sich beim Carbonat nur zum geringeren Teil um Calcit zu handeln; (vorwiegend Siderit?);
- volumenmässig am stärksten hervortretend schliesslich syenit-trachytoide Schollen mit einer Länge der einzelnen Alkalifeldspatleistchen von 0.1–0.6 mm, meist stark zersetzt, mit beträchtlichem Anteil von Chlorit und feindispers-körnigem Erz.

Während die Kristalleinsprenglinge naturgemäss immer scharf begrenzt in ihrer Grundmasse liegen, treten an den Grenzen der polymineralischen Schollen alle möglichen Übergänge zwischen scharfen, klastischen und diffus-kontinuierlichen Kontakten auf.

Genese

Die isolierte, sedimentbankartige Lage der Brekzien mitten im Intrusivkörper legt es nahe, sie als abgesunkene Schollen zu betrachten.

Sicher handelt es sich nicht um verschluckte Pakete sedimentärer Brekzien. Am ehesten dürfte die Vermutung zutreffen, dass wir es hier mit präsyenitischen Tuffbrekzien zu tun haben, die vom aufdringenden Syenitmagma umflossen und verschluckt, jedoch kaum umgewandelt worden sind. Für tuffogenen Charakter spricht auch die deutliche Schichtung, die besonders im Brekzienpaket der Nymfegryde auffällt.

II) INTRUSIONSBREKZIEN

In dieser Gruppe werden Brekzien zusammengefasst, die weitgehend den »explosion-breccia« von G. W. TYRRELL (s. p. 104) entsprechen. Sie sind entweder als Produkte einer »autobrecciation« des erstarrenden Magmas, (*endomagmatische* Intrusionsbrekzien), oder als zertrümmertes, durch magmatisches Material verfestigtes Rahmengestein im Dach des Herdes (*exomagmatische* Intrusionsbrekzien) zu betrachten.

Der endomagmatische Typus ist hauptsächlich an das Auftreten der dunklen Syenitporphyre gebunden. Häufig lässt sich beobachten, wie der über weite Strecken homogen-massige Syenitporphyr allmählich brekziösen Habitus annimmt, indem sich die dichte Grundmasse in einzelne, durch scharfe Diskontinuität voneinander getrennte, bis cm-grosse Schollen auflöst. Der ursprünglich homogene Porphyr tritt schliesslich ganz zurück und geht in eine echte Brekzie über, deren Fragmente aus hellem, feinkörnigem Syenit, dunklem Porphyr und, je nach den örtlichen Verhältnissen, aus Sedimenten und Basalten des umhüllenden Rahmengesteins bestehen. Die Umrisse der Fragmente können eckig, gerundet oder plastisch deformiert sein. Meist bleibt zwischen den einzelnen Schollen ein kompakter Zement dunklen, aphanitischen Syenitporphyrs als jüngste, zuletzt erstarrte Phase erhalten. Die Alkalifeldspateinsprenglinge zeigen meist deutliche Spuren klastischer Deformation.

Ein typischer Vertreter der exomagmatischen Intrusionsbrekzien tritt in der Ostwand des Theresabjerges (Fig. 11), an der Grenze zwischen dunklem Porphyrit im Hangenden und hellem Syenit im Liegenden auf. Seine räumliche Ausdehnung konnte wegen der schlechten Zugänglichkeit der Wand nicht erfasst werden; die eigentliche Brekzierung dürfte sich jedoch auf die untersten 50 m des Porphyrites beschränken. Äusserlich gleicht das Gestein gewissen Vertretern aus andern Gruppen: Dunkle, aphanitische Schollen bis ~ 3 cm Durchmesser, mit gerundeten oder eckigen Umrisen schwimmen in einem dichten, blassrötlichen Zement. Reichlich Pyrit und Hämatit-Limonit-Krusten sind das Produkt hydrothermaler Vorgänge. Unter dem Mikroskop erscheint — verglichen mit Brekzien anderer Gruppen — ein bedeutend homogeneres Bild, da die Strukturdifferenzen zwischen den einzelnen Fragmenten hier geringer sind. Der brekziöse Charakter entsteht aus dem Nebeneinander von



Fig. 30. Brekzienstock des Vildthorn (Slugtdal), zu beiden Seiten von Syenit (Sy) flankiert. Ga = Gabbrodiorit der Grauen Wand, P = dunkler Syenitporphyr, S = Sediment. Links Pictet-Gletscher, rechts Bucht von Antarctic Havn; hinter dem vorspringenden Sporn Kap Syenit. Im Hintergrund die Intrusionszentren von Kap Simpson und Kap Parry (Traill Ø). (Flugfoto des Geodætisk Institut, København, Blick gegen E).

- 1) stark zersetzten porphyritischen,
- 2) erzreichen trachytischen und
- 3) kryptokristallin-felsitischen Komponenten.

Der *porphyritische* Anteil liegt in einem undefinierbaren, feinkörnigen Zersetzungsgefüge vor: Das Feldspatmaterial wird von feinschuppigem Serizit überwuchert. Erz ist feindisperskörnig in beträchtlicher Menge vorhanden. Die glomerophyrischen Feldspat-Einsprenglinge sind meist vollständig in Serizit und Calcit umgewandelt. Sie treten nicht nur in ihrer »eigenen« Grundmasse auf, sondern sind ab und zu auch in den trachytischen Schollen eingebettet; in diesen Fällen weisen sie oft Rupturen auf. Die trotz des Serizit-Films noch deutlich durchscheinende Zwillingslamellierung, die Art der Zersetzung, sowie das hohe Relief der wenigen unzersetzten Relikte sprechen dafür, dass es sich ursprünglich um einen Plagio-

klas etwa intermediärer Zusammensetzung handelte. (Der Plagioklas der unzersetzten, unbrekzierten Porphyrite hat 60—65 % An).

Die *trachytischen* und *felsitischen* Komponenten unterscheiden sich kaum von denen anderer Brekzien. Die Grenzen zwischen den einzelnen Fragmenten können mechanisch scharf oder kontinuierlich sein.

Eine dunkle Brekzie aus derselben Zone fällt durch ihren hohen Gehalt an sekundärem Pistazit auf. Dieser füllt in radialstrahlig-stengeligen Aggregaten mit Carbonat zusammen Vakuolen oder tritt disperskörnig durch das ganze Gestein verstreut auf. Meist zeigt er — bei abnormal leuchtenden Interferenzfarben und nur schwachem Pleochroismus — eine intensiv zitronengelbe Eigenfarbe.

Genese

Im kontaktnahen Teil eines oberflächennahen, syenitischen Magmaherdes werden durch explosive Gasentladungen Teile des Magmas durcheinandergewühlt und z.T. verspritzt; das Rahmengestein bröckelt auf und wird z.T. bis in seinen Mikrobereich zertrümmert. Als Folge innermagmatischer Zerrungen und Pressungen werden Partien verschiedenen Erstarrungsgrades relativ zueinander bewegt und verschoben. Zudem wird der noch nicht erstarrte Magmaanteil in Risse und Schwächezonen sowohl »seiner eigenen Brekzie«, als auch der brekzierten Sedimenthülle gepresst. Je nach der Intensität der lokalen Explosion und der Schubbewegungen kommt es zu mehr oder weniger vollständiger Durchmischung der einzelnen Komponenten und des Zementes.

Im Gegensatz zur Gruppe der Tuffbrekzien handelt es sich hier um Brekzierung »in situ«. Im Falle der exomagmatischen Intrusionsbrekzien des Theresabjerges entstammen die Komponenten 2) und 3) dem die Brekzierung verursachenden Syenitmagma, die stark zersetzte Komponente 1) dagegen dem überlagernden, präsyenitischen Porphyrit, ebenso die »fremden« Plagioklaseinsprenglinge in den trachytoiden Schollen.

Brekzien-Kontakthof

Zur Gruppe der exomagmatischen Intrusionsbrekzien gehört auch das früher schon erwähnte, charakteristische Beispiel eines *Brekzien-Kontakthofes* aus dem mittleren Pictet Dal, auf welches hier noch besonders hingewiesen sei: Rund um einen kleinen Syenit-Stock in den Ausmassen von etwa 100×100 m legt sich ein Hof brekziöser Gesteine, der nach aussen kontinuierlich in die präsyenitischen, unbrekzierten Sedimente übergeht. Da die Verhältnisse im Einzelnen nicht studiert werden konnten, sei hier nur auf Fig. 15 hingewiesen. Es leuchtet sofort ein, dass dieser Brekzienhof das Produkt einer allseitig gerichteten, explo-

siven Gasentladung im syenitischen Magmaherd ist; die umhüllende Form der Brekzie deutet zudem darauf hin, dass die Explosion nach der Platznahme des Syenites erfolgte (postintrusiv nach RICHEY).

Gabbro-Brekzie im östlichen Pictet Dal

Die rechte Flanke des östlichen Pictet Dales wird überwiegend von mehr oder weniger horizontal gebankten Sedimenten und einer Vielzahl sie durchschlagender, basischer Gänge gebildet. In der Talumbiegung nach Süden (s. Karte) treten jedoch im unteren Teil der Wand drei diskordante Brekzienstöcke in einer Ausdehnung von nur wenigen 100 m auf. Der östlichste und grösste von ihnen ist am besten aufgeschlossen und sei hier etwas eingehender besprochen:

Im Innern dieses Brekzienstockes, an der Grenze zwischen Firn und Gehängeschutt, steht ein dunkles, feinkörnig-gabbroides Gestein an (1); es ist vollständig homogen und zeigt keine Spuren von Brekzierung. Nach oben schwindet die Homogenität, und der feinkörnige Gabbro wird zur Matrix, in der mit scharfem Kontakt brekziöse Schollen eines mittelkörnig-massigen, hellen Gabbros (2), von grobkristallin bis pegmatoidem Gabbro (3) und von hellen, feinkörnigen bis feinporphyrischen Syeniten (4) eingebettet sind. Die Schollen erreichen Grössen bis ~ 1 m; ihre Struktur ist, wie die des gabbroiden Zementes, vollständig homogen. Weiter gegen das Dach des Stockes hin tritt allmählich der feinkörnige Gabbro (1) als Matrix zurück, und an seine Stelle tritt ein heterogener grünlicher Zement (5), der selbst brekziös ist und neben hornfelsartigen Partien auch Kalksilikatfels enthält. In diesem neuen Zement schwimmen nach wie vor bis in grosse, homogene Schollen von (2—4); allmählich werden diese jedoch von heterogen-klastischen Einschlüssen meist grau-grünlicher Tönung abgelöst (6), deren innere Brekzienstruktur durch das Auftreten von gabbroiden, syenitischen, felsitischen und Kalksilikat-Fragmenten im cm- bis mm-Bereich bewirkt wird. Zudem treten Schollen auf, die als verfestigte Produkte zertrümmerter, kataklasierter Gabbros zu betrachten sind (7), die nicht nur in einzelne Gesteinsfragmente zerbrachen, sondern deren gesamtes Kristallgefüge bei der Brekzierung auseinandergerissen worden ist. Gegen den oberen Rand des Brekzienstockes mischen sich endlich auch Fragmente vorwiegend quarzitischer (und toniger) Sedimente (8) in die Brekzie. Hier nun wechselt plötzlich auch die syenitische Komponente ihre Rolle, indem sie nicht mehr nur als Brekzienfragment auftritt, sondern selber als Zement bzw. Matrix die übrigen Schollen zu umhüllen beginnt.

Der äussere Kontakt des Stockes entspricht nicht, wie erwartet, einem kontinuierlichen Übergehen in kompakte Sedimente, sondern ist scharf und eindeutig.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die gabbroiden Komponenten (1—3) mineralogisch durchaus analog sind:

(1) Feinkörniger Gabbro

2/5 Vol. krypto- bis mikrokristalline, basaltische Grundmasse;

3/5 Vol. Einsprenglinge von Plagioklas > Klinopyroxen, 1—2 mm gross.

Plagioklas: 75–90 % An. – 2V ~ 80°; xenomorph bis hypidiomorph, stellenweise ophitisch-idiomorph in Pyroxen eingesprengt. Schlecht verzwillingt, selten zonar. Mässig zersetzt: Adern und Nester von Chlorit ± akinolithische Hornblende.

Pyroxen: meist xenomorph, oft in Zwickeln von Plagioklas. Deutlich lila-rötlicher Chagrin; praktisch unzersetzt; selten randlich in Uralit umgewandelt, mit wenigen Nestern von brauner Hornblende. Selten verzwillingt; stark disperse Auslöschung $r > v$; +2V ~ 50°. Es dürfte sich um titanhaltigen Augit handeln. Er ist offenbar grössenteils nach dem Plagioklas auskristallisiert.

Als Nebengemengteile Chlorit-Pseudomorphosen (ev. nach Olivin); Erz.

(2) Mittelkörniger Gabbro

Xenomorph-mittelkörniges Gefüge mit ~ 50 % Plagioklas, ~ 40 % Klinopyroxen, ~ 10 % Erz + Chlorit + Epidot. Stellenweise Intersertalstruktur, wobei Plagioklas oft panidiomorphe Formen ausbildet.

Plagioklas: 66–70 % An, +2V ~ 83°. ~ 2–3 mm grosse, hypidiomorphe Körner, meist unzersetzt, stellenweise von Chlorit durchadert. Gut verzwillingt, vorwiegend nach Albit; Periklin auffallend selten.

Pyroxen: ~ 1 mm grosse, xenomorphe Körner, oft in Zwickeln zwischen Plagioklas, also z.T. jünger als dieser. Deutlich lila Chagrin; starke Dispersion, +2V ~ 45–50°, $\Delta n \sim 0.025$. Es dürfte sich um Titanaugit handeln. Stärker zersetzt als in (1): häufig randlich uralitisiert oder in (olivinähnliche) Chlorit-Pseudomorphosen umgewandelt.

Erz: Pyrit und Magnetit in oft panidiomorphen Körnern.

Der einzige wesentliche mineralogische Unterschied gegenüber dem feinkörnigen Gabbro (1) besteht im geringeren Anorthitgehalt des Plagioklases.

(3) Grobkörnig-pegmatoider Gabbro:

Xenomorph-körnig, massig. ~ 40 % Plagioklas, ~ 55 % Klinopyroxen, ~ 5 % Chlorit, Epidot, Calcit und Erz. Plagioklas und Pyroxen in bis cm-grossen Körnern miteinander verzahnt, also mehr oder weniger gleichzeitig gebildet.

Plagioklas: ~ 65 % An, +2V ~ 83°; xenomorphe, bis cm-grosse Körner, oft wolkig in Serizit zersetzt; häufig nach Albit verzwillingt, Periklin selten.

Pyroxen: meist unzersetzte, xenomorphe, bis 2 cm grosse Einzelkristalle von Titanaugit; starke Dispersion, +2V ~ 50°. Randlich oder auf Rissen teilweise uralitisiert.

Nester von sekundärem Calcit, Pistazit und Chlorit.
Eventuell Relikte von Olivin.

Alle drei Typen haben somit *alkalibasaltische* Zusammensetzung. Unter den abyssischen Gabbrotypen findet sich bei TRÖGER (1935) kein passendes Äquivalent; Rougemontit, der einzige dort angeführte Titanaugit-Gabbro, hat mit 98 % An einen beträchtlich basischeren Plagioklas als unser Typus. Durch die starke Vormacht von Titanaugit zeichnet sich im übrigen auch hier wieder eine deutliche Verwandtschaft zur Familie der Essexite ab.

Eine genetische Deutung analog den im nächsten Abschnitt zu besprechenden Schlotfüllungen scheint ausgeschlossen: Die homogenen, intrusiven Gabbrokörper können in dieser Form nicht explosiv als bereits erstarrte Masse aus der Tiefe an ihren jetzigen Ort gebracht worden sein. Andererseits lässt sich das Durcheinander verschiedenstrukturierter Gabbro-, Syenit- und Sedimentkomponenten nicht ohne die Wirkung explosiver Kräfte erklären.

Auch hier gibt uns das Auftreten syenitischen Materials als Brekzienfragment und -zement einen Hinweis für eine mögliche Hypothese: In einer ersten Phase dringt gabbroides Material aus der Tiefe in die Sedi-menthülle ein. An einigen Stellen beginnt das Magma unter Bildung mittelkörniger und pegmatoider Strukturen zu erstarren, während in anderen Partien erst einzelne Einsprenglinge auskristallisieren. In einer nächsten Phase muss sich in der Tiefe ein syenitischer Magmaherd bilden, (welche Forderung ja durch den Aufstieg der nahen Kap Syenit-Intrusion erfüllt ist). Aus den Gegebenheiten in andern Brekzienkomplexen und aus dem Auftreten der syenitischen Komponenten sowohl als Brekzienmatrix wie als Fragment schliessen wir, dass auch hier die Explosion auf das Syenit-Magma zurückzuführen ist; sie muss vor der endgültigen Erstarrung sowohl des gabbroiden Materials, wie auch des Syenites erfolgt sein, da sich anders die brekziösen Einschlüsse in der homogen magmatischen, gabbroiden Komponente (1) nicht deuten lassen. Die Explosion ist in bezug auf die Platznahme des Gabbros *postintrusiv*.

Die Annahme der gleichzeitigen Nachbarschaft eines gabbroiden und eines syenitischen Magmaherdes findet ihre Rechtfertigung auch in der Tatsache, dass in unserem Untersuchungsgebiet während der gesamten Dauer des plutonischen Zyklus alkalibasaltisches Material in Form von Dykes und Sills gefördert wurde.

Konkretionäre Einschlüsse

Am Ende dieses Abschnittes sei noch kurz — ohne direkten Zusammenhang mit dem Vorhergehenden — das Auftreten von faust- bis kopfgrossen Knollen in den endo- und exomagmatischen Intrusionsbrekzien

erwähnt. Ihre Erscheinung kann derjenigen grosser Geröllkomponenten in einer Nagelfluh verglichen werden. Dies bedeutet, dass sie oft kugelig bis ellipsoidische Formen haben und bei schaligem Aufbau durch eine scharfe Diskontinuitätsfläche von ihrem Wirtgestein (der Brekzie) getrennt sind. Bei fortgeschrittener Verwitterung treten sie als konkretionäre Einlagerungen deutlich hervor. Häufig sind Formen, bei denen ein dunkelgrauer, dichter Kern von einer schwammig-porösen, olivgrünen Schale umhüllt wird; andere Knollen bestehen nur aus zellig-schwammigem, grünem Material ohne dunkle Kernpartie.

Die einheitlichen, grünen Knollen bestehen aus einem xenomorph-körnigen Gefüge von wirr ineinander verwachsenem Epidot; grosses --2V und ausgeprägter Pleochroismus von farblos nach kräftig zitronengelb zeigen, dass es sich um relativ eisenreichen Pistazit handelt. Bei oft gut ausgebildeter Spaltbarkeit erreichen die einzelnen Körner eine Grösse von 1—2 mm. Pistazit gewinnt in diesen Knollen eine derartige Konzentration (> 80 %), dass man versucht ist, von einem Pistazitfels zu sprechen. Verstreut treten in diesem Gefüge Aggregate von feinschuppig-sphärolithischem, blassgrünem Chlorit mit eigenartig fahlbrauner Interferenzfarbe auf, meist zusammen mit gut individualisiertem Calcit. Erz ist in feinen Körnern durch das ganze Gestein versprenkelt.

Bei den Knollen mit dunkler Kernpartie konnten zwei Fälle unterschieden werden: Beim einen legt sich um eine Masse von dunkelbraunschwarzem Glas eine Schale von wiederum zelligem Pistazit. Das Glas zeigt — bei hyalopilitischer Struktur — deutliche Fliesspuren; es enthält reichlich bis 2 mm grosse Einsprenglinge von stark zersetztem Plagioklas und geht über eine teilweise entglaste Zone in den Pistazitfels über. Der Kontakt ist verfingerig; kleine Nester von Epidot können auch »wurzellos« im Glas liegen. (Das Glas entspricht demjenigen von HK 126, s. p. 174). In der Epidotschale treten, neben Nestern von Chlorit, deutliche sekundäre Bildungen von Quarz und Calcit auf. Quarz in bis mm-grossen, säuligen Kristallen ist dabei oft panidiomorph und wasserklar; oft enthält er Pistazitsäulchen als Fremdeinschlüsse. Calcit umfliesst in grossen xenomorphen Kristallen den Quarz. Es lässt sich also eine eindeutige Kristallisationsfolge Pistazit \longrightarrow Quarz \longrightarrow Calcit feststellen.

Im zweiten Fall bilden feinkörnige, basaltische Relikte die dunklen Innenpartien. Sie zeigen bei pilotaxitischer und intersertaler Anordnung der Plagioklasleistchen noch deutlich ihre ehemaligen Strukturen, sind sonst jedoch unter Bildung von Chlorit, Erz und Leukoxen weitgehend zersetzt. Auch hier legt sich um den relikthischen Kern wiederum eine Schale von kräftig gelb-pleochroitischem Pistazit in wirrem Gefüge. Neben Chlorit, Calcit, Erz und Leukoxen treten zudem noch Nester von aktinolithischer Hornblende in spiessig-stengeligen, radialstrahligen Aggregaten

auf, oft eingebettet in eine Calcitmatrix. Bei $\Delta n \sim 0.02$ sind sie schwach pleochroitisch mit α = farblos, γ = bläulichgrün.

Während die glasigen und basaltischen Partien ohne weiteres als ältere Relikte oder Brekzienfragmente zu erkennen sind, bereiten die Pistazitfelse einer genetischen Deutung mehr Mühe. Ihre Entstehung ist — da karbonatische Gesteine fehlen — kaum anders als durch lokale Wirkung hydrothermalen Lösungen zu erklären.

III) SCHLOTFÜLLUNGEN

Hier handelt es sich um räumlich meist deutlich begrenzte Komplexe, vulkanische Schloten, die auffallenderweise nicht bis zur Erdoberfläche durchgebrochen sind. Ihre »Füllung« besteht entweder aus bereits in der Tiefe erstarrten und von dort mitgerissenen Komponenten heterogenster Art (Pictet Bjerge), oder aus injiziertem, relativ homogen-magmatischem Material (Kap Syenit).

Pictet Bjerge

Die charakteristischsten Vertreter dieser Gruppe findet man in der Südflanke des *mittleren Pictet Dal*. Hier treten an mehreren Stellen mitten im kompakten Sedimentverband bis über 100 m mächtige, diskordante Stöcke von polygenen Brekzien auf, die im Hangenden von Sedimenten überdacht sind, während sie im Liegenden unter Schutt und Firn verschwinden. Der ganze Komplex mitsamt den angrenzenden Sedimenten ist stark verschuttet, so dass die Kontaktverhältnisse von Sediment und Brekzie nicht näher untersucht werden konnten.

Die Brekzien sind von einer Heterogenität, wie sie sonst nirgends angetroffen wurde: Nie lässt sich über eine Distanz von > 1 m einheitlicher Zement erkennen; in wildem Durcheinander treten, meist durch mechanische Kontakte begrenzt, bis m grosse Fragmente homogen-gabbroider (1), in sich selbst brekziöser (2), syenitischer (3) und sedimentärer (4) Gesteine auf. An einer Stelle scheint zudem das Relikt eines in situ brekzierten basischen Ganges erhalten zu sein. Besonders die beiden ersten Fragment-Typen sind petrographisch und mineralogisch so auffallende Gesteine, dass sie eine nähere Betrachtung verdienen:

(1) Grobkristalliner Hornblende — Gabbro

völlig unbrekziertes, homogen-magmatisches Gestein in bis m grossen, kompakten Schollen;

25 % Titanhornblende

15 % Erz

55 % verschiedene Zersetzungs- und Sekundärprodukte inkl. Plagioklasrelikte

5 % Apatit.

Die Hornblende in ihren bis 5 cm langen, schwarzen Stengeln, oft

in subparallelen Büscheln angereichert, gibt dem Gestein sein charakteristisches Gepräge. Sie ist in einer mittelkörnigen, weiss und grün gesprenkelten Masse eingebettet.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Hornblendestengel in einer wirrgefügigen Matrix sekundärer Mineralien (Epidot, Chlorit etc.), auffallenderweise ohne Plagioklas, eingebettet sind. Nach den optischen Daten handelt es sich eindeutig um *Syntagmatit*, der durchaus analog demjenigen gewisser Basaltgänge ist.

$$\begin{array}{ll} -2V \sim 80^\circ, & \gamma/c \sim 10-15^\circ \\ \Delta n \sim 0.02 & 1 (+) \end{array}$$

ausgeprägter Pleochroismus: α blass bräunlich-grau
 β rötlich-braun
 γ kräftig gold-braun

Inmitten seiner »Zersetzungsparagenese« ist dieser Amphibol auffallend homogen und unzersetzt; nur vereinzelt treten Nester von Epidot oder lokale Umwandlung in blassgrüne Hornblende auf. Häufig sind dagegen poikilitische Einsprenglinge von Apatit. Syntagmatit ist stets xenomorph bis hypidiomorph und sehr oft von idiomorphen Zersetzungspseudomorphosen nach Plagioklas begrenzt oder in seinem Wachstum behindert. Seine Kristallisation dürfte also weitgehend nach derjenigen von Plagioklas erfolgt sein, vorausgesetzt, dass die Idiomorphie des Plagioklas' nicht eine Folge höherer Kristallisationskraft bei gleichzeitiger Bildung ist. Die meisten Individuen sind extrem stengelig nach c gestreckt.

Neben Hornblende fällt der hohe Anteil von *Erz* auf, das z. T. in idiomorphen, hexagonalen Querschnitten vorliegt. Charakteristisch ist, wie hierbei aus opakem, strukturlosem Erz allmählich Körner mit drei subparallelen Lamellenscharen hervorgehen, die sich unter einem Winkel von $\sim 70^\circ$ bzw. $\sim 35^\circ$ schneiden. In durchfallendem Licht bleiben diese Lamellen auch mit eingeschaltetem Kondensator völlig opak, während sie in reflektiertem Licht metallisch-schwarze Farbe zeigen. Über diese feinen Lamellenscharen legen sich, wie Pinselstriche hingemalt, wiederum subparallel gescharte, längliche Körner einer bräunlich-undurchsichtigen Substanz, die in reflektiertem Licht, zusammen mit einer farblosen Zwischenmasse der Erzlamellen, völlig weiss erscheinen, bei denen es sich somit höchstwahrscheinlich um Leukoxen handelt. Eventuell könnte man diese Erscheinungen als Pseudomorphosen nach Mafiten deuten; weit wahrscheinlicher scheint mir jedoch, dass hier die Entmischungsstruktur eines Ti-haltigen Eisenerzes vorliegt, dessen Fe-Komponente mehr oder weniger vollständig als Magnetitlamellem, das Ti jedoch als Leukoxenmaterial ausgeschieden worden ist, (s. Tafel III).

Auffallend ist auch der hohe *Apatitgehalt* ($\sim 5\%$) und die Grobkörnigkeit des Minerals bei oft weitgehend panidiomorpher Ausbildung. Säulige oder spiessige Kristalle nach c gestreckt, bis ~ 5 mm Länge sind keine Seltenheit. Oft ist Apatit poikilitisch in Hornblende oder Plagioklaspseudomorphosen eingesprengt.

Die aus vorwiegend sekundären Mineralien aufgebaute, mittelkörnige *Matrix* scheint im Wesentlichen ein Produkt der Plagioklaszersetzung zu sein, die in den chemisch-mineralogischen Umsetzungsvorgängen durchaus einer Saussuritisierung vergleichbar ist, in der Korngrösse und guten Kristallinität sich jedoch von dieser unterscheidet. Epidot als Klinozoisit und Pistazit ist bei weitem vorherrschend und hat in wild wuchernden Aggregaten über weite Strecken Plagioklas vollständig verdrängt. Klinozoisit tritt in seinen typischen farblosen Säulen mit abnormal blauer Interferenzfarbe und $+2V \sim 80-90^\circ$ auf. Pistazit hat blass grau-gelblichen Pleo-

chromismus, abnormal leuchtende Interferenzfarben, und bildet neben kleinen Einzelkörnern charakteristische, radialstrahlig-büschelige Aggregate mit häufiger Parkett Struktur. Stellenweise tritt Epidot fast vollständig zurück und macht einem feinschuppig-filzigen, farblosen Mineral Platz, dessen optische Daten gut mit denjenigen von *Prehnit* übereinstimmen:

$$\begin{array}{ll} + 2V \sim 60^\circ & \text{parallele Auslöschung} \\ \Delta n \sim 0.02 & 1(\pm) \\ n > n \text{ C.B.} < n \text{ von Epidot.} \end{array}$$

Die grösseren Körner sind z.T. implikativ verwachsen und weisen schwache Bestäubung auf. Ihre Aggregate füllen oft idiomorphe Pseudomorphosen nach Plagioklas, der ab und zu reliktlisch und unzersetzt erhalten ist; häufiger sind Relikte von Albit, der zwischen Epidot und dem fraglichen *Prehnit* als »entcalcifizierter Plagioklas« erhalten geblieben ist. Chlorit tritt in monomineralischen Bildungen als feinschuppige, sphärolithische Rosetten auf; er ist blass grünlich und hat abnormal braune Interferenzfarbe. Reliktisch treten zudem Fragmente von Pyroxen im Epidot auf, und als Übergemengteile sekundärer Quarz, Titanit und \pm aktinolithische Hornblende.

(2) Polygene, basische Brekzie

In bis m grossen Brekzienschollen, die als Komponente selber wiederum in der Schlot-Brekzie schwimmen, treten hier die verschiedensten Gesteins- und Kristallfragmente auf:

- (a) mikro- bis kryptokristalliner, basaltischer Zement, nicht näher bestimmbar; im Handstück scheint er oft glasig erstarrt. Darin eingebettet:
- (b) ausgesprochen klastische oder auch kantengerundete Einsprenglinge bis cm-Grösse von Syntagmatit, vollständig analog demjenigen des gabbroiden Gesteins (1); meist unzersetzt. Der Kontakt zur Grundmasse scheint meist mechanisch zu sein; ab und zu bildet jedoch der Zement auch Fließformen um die Einsprenglinge. Apatit in der gleichen Ausbildung wie in (1) ist meist an die Hornblende gebunden.
- (c) klastische Einsprenglinge von Titanaugit in allen möglichen Übergängen zu vollständigen Uralit-Pseudomorphosen. Oft wird der Uralit in einer dritten Generation von Epidot überwuchert.
- (d) panidiomorphe Einsprenglinge von Chlorit-Pseudomorphosen nach einem Mafit, aus Umrissen und Art der Chloritverwachsung zu schliessen, nach Pyroxen.
- (e) Einsprenglinge von sehr weitgehend in Epidot und vermutlichen *Prehnit* umgewandeltem Plagioklas, meist mit Albit als Sekundärprodukt.
- (f) vereinzelte xenomorphe Einsprenglinge von Kalifeldspat bis etwa 5 mm Grösse.
- (g) idiomorphe Erzeinsprenglinge, z. T. mit Leukoxenbildung.
- (h) Schollen von fein- bis mittekörnigen Mafititen.
- (i) Fragmente von feinkörnigem, gabbroidem Gestein.
- (k) Fragmente von feinkörnigem, syenitischem Gestein, oft eng mit sedimentärem Material verschweisst.
- (l) Linsen von Epidot und \pm Calcit.
- (m) konkretionäre Neubildungen von Albit (Saum) und Epidot (Kern).
- (n) Fragmente von sedimentärem, vermutlich quarzitischem Material.

Alle diese Komponenten sind im basaltischen Zement (a) eingebettet, obschon sie zum grossen Teil nicht darin gewachsen, sondern

als bereits erstarrte Gesteins- oder Mineralfragmente in ihre jetzige Umgebung gelangt sind.

Genese

Nach diesen Darlegungen besteht kaum ein Zweifel, dass wir es hier mit einer echten Schlotfüllung zu tun haben: Durch die Explosion eines im Untergrunde verborgenen Magmaherdes wurden alle oben aufgeführten Komponenten aus der Tiefe entweder als homogene, grössere Gesteinsfragmente (1 und 4), als Trümmerprodukte kataklasierter Gesteine (2), oder eventuell auch als noch nicht restlos erstarrtes, magmatisches Material (2a und 3) in einem sich öffnenden Schlot emporgeschleudert und, (weil aus irgendeinem Grund, z.B. Einstürzen der unteren Schlotwandungen, das aufgeworfene Material nicht zurücksackte), in ihrer jetzigen Umgebung verfestigt. Es ist auch durchaus möglich, dass die Komponenten (2a) und (2c), basaltischer Zement und Titanaugit-Einsprenglinge demselben Magmaherd entstammen, wie die im vorderen Abschnitt behandelte Gabbro-Brekzie des östlichen Pictet Dal. Ein Teil der Komponenten der polygenen Brekzie (2) scheint dagegen aus dem Verband des Hornblende-Gabbro (1) herausgerissen zu sein, so z.B. (2b), (2e) und (2g). Die Lokalisierung der Explosion ist vielleicht auch hier wieder in einem nahen Syenit-Magmaherd zu suchen; als Hinweis dafür dient das Auftreten syenitischer Fragmente in der polygenen Brekzie.

Es wurde bereits früher erwähnt, dass der Schlot nicht bis zur vermutlichen ehemaligen Oberfläche durchdringt. Will man nicht annehmen, dass ein schräger Durchbruch gegen die Talseite erfolgte (gegen den Betrachter in Fig. 15), so lässt sich diese Tatsache dadurch erklären, dass die zum Aufbrechen eines Schlotes und zum Weitertransport des mitgeführten Materials notwendige Explosivkraft vor Erreichen der damaligen Erdoberfläche erlahmte, während die immer noch gespannte Gasphase auf diffusem Wege entweichen konnte.

Kap Syenit

Anderer Art ist die Brekzie, die auf Höhe 600 m in der westlichen Dachpartie der Kap Syenit-Intrusion auftritt, (s. Karte). Auch sie schlägt nicht bis zur vermutlichen ehemaligen Erdoberfläche durch, sondern wird von mindestens noch 200 m Sediment überdacht. Von der Küste aus betrachtet scheint es sich um eine stockartige Apophyse des Syenites zu handeln; (als solche ist sie auch auf der Karte von BIERTHER (1941) eingetragen). In Wirklichkeit liegt jedoch eine fein- bis mittelkörnige, polygene Brekzie vor, bestehend aus ursprünglich sedimentärem, tonig-quarzitischem Zement mit reichlich klastischen Quarz-Mikrolithen, in dem diffus oder in feinen trachytoiden Schollen syenitisches

Material eingebettet ist. Ab und zu treten basaltische Schollen als Fremdkomponente auf. Epidot ist in einzelnen Körnern durch das ganze Gestein verstreut.

Nach der geologischen Form zu schliessen, liegt auch hier eine Schlotfüllung vor. Im Gegensatz zum vorherigen Beispiel spielt jedoch *in-situ-Brekzierung* der Sedimente eine bedeutend grössere Rolle. Zudem ist hier nicht bereits verfestigtes Material aus der Tiefe heraufgeschleudert worden; es scheint sich eher um eine »Einspritzung« noch nicht erstarrten, syenitischen Materials aus dem benachbarten Magmaherd in eine lokal begrenzte Trümmerzone in den Sedimenten zu handeln.

V. DIE BASISCHEN GÄNGE

Zu den auffallendsten Erscheinungen des ganzen Untersuchungsgebietes gehören zweifellos die basischen Gänge, (Sills und Dykes), die stellenweise — so im Oksedal und im vorderen Håbets Dal — eine überaus dichte Scharung erreichen und durch ihr morphologisches Hervortreten, z.T. als mächtige, ausgewitterte Mauern (Fig. 36) oder Rippen (Dykes), z.T. als Felswände oder Steilstufen (Sills), dem Landschaftsbild ein besonderes Gepräge verleihen, (s. Fig. 31, 32). Allein in der Ostflanke des Oksedals treten auf einer Distanz von 8 km weit über 100 basische Dykes auf, von denen auf der Karte natürlich nur die grössten eingetragen werden konnten. Auch die konkordanten Lagergänge besitzen hier ihre grösste Verbreitung, treten jedoch sporadisch im ganzen Untersuchungsgebiet auf. Während die Dykes meist ~ 0.5 bis 5, maximal 10 m mächtig sind, erreichen die Sills sehr oft Mächtigkeiten bis zu 50 m. Sills

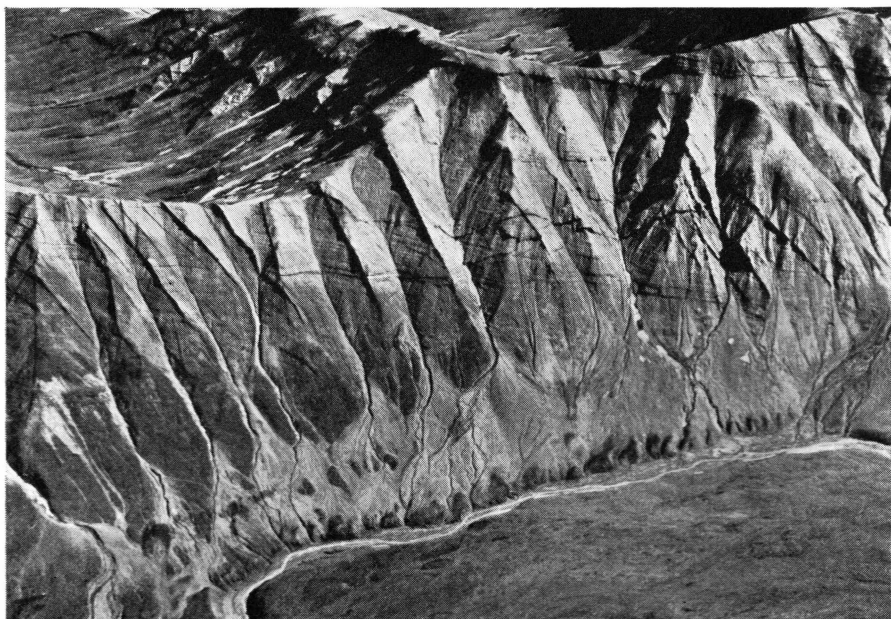


Fig. 31. Basische Gänge (Sills und Dykes) im sedimentären Osthang des hinteren Oksedal (Flugfoto)

und Dykes durchschlagen ihr Hüllgestein stets mit messerscharfen Kontakten und ohne nennenswerte Kontaktmetamorphose. Für beide Typen auffallend ist oft ihre beträchtliche lineare bzw. laterale Ausdehnung: Einzelne Dykes lassen sich, bei praktisch gleichbleibendem Streichen, aus dem Oksedal über mehr als 15 km bis zur Küste des Kong Oscars Fjordes verfolgen; *) ein mächtiger Sill zieht sich von der Wasserscheide zwischen Maj- und Leatal in ungefähr horizontaler Lage über mehr als 10 km bis zur Gipfelpartie der Schneewand, wo er die Trias-Jura-Verwerfung durchsetzt und dann plötzlich steil zum Kong Oscars Fjord abfällt. Auffallend bei zahlreichen »Sills« ist der ständige Wechsel zwischen konkordanter und diskordanter Lagerung. Präbasaltische Brüche werden entweder durchsetzt, oder aber sie bilden als Diskontinuitätsflächen ein Hindernis für das vordringende Magma und zwingen dieses zu einer Änderung seiner Intrusionsrichtung. Besonders schön zeigt dies ein Beispiel im »Schneewandgang« am NW-Hang der Fakirgryde (s. Fig. 33 und Karte). Hier werden die horizontalliegenden, triasischen Sedimente an einem kleinen, vertikalen Bruch versetzt. Der hier ca. 30 m mächtige Sill, der konkordant den Sedimenten eingelagert ist, steigt unmittelbar am Bruch dyke- bis stockartig auf, ohne auf der andern Seite der Verwerfung seine Fortsetzung zu finden. Die Kontaktverhältnisse zeigen, dass es sich nicht um Versetzung bzw. Schleppung eines prätektonischen Ganges handelt; der Sill ist eindeutig jünger als der



Fig. 32. Basische Gänge im hintersten Oksedal (Flugfoto).

*) STAUBER (1940) erwähnt aus dem Jameson Land bis 80 km lange Dykes.

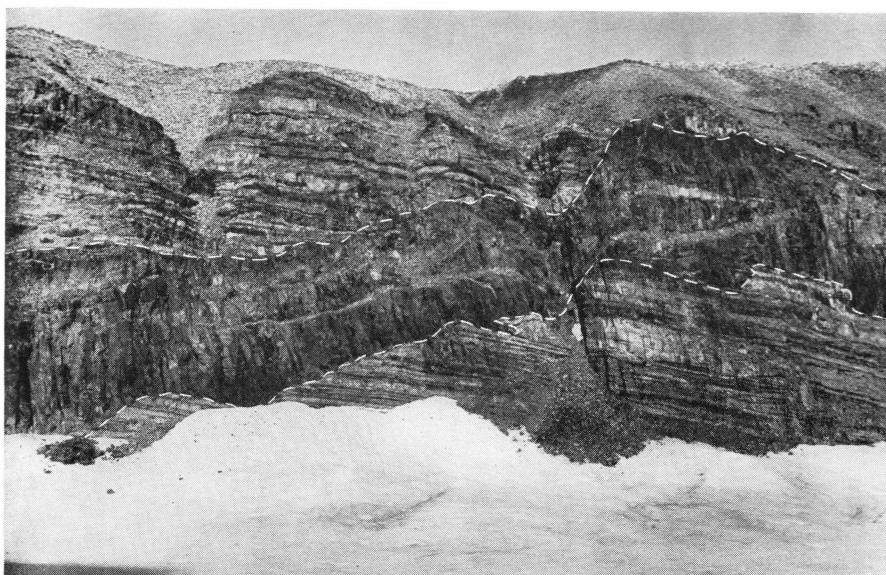


Fig. 33a. »Schneewandgang« (Dolerit) im Osthang der Fakirgryde, ca. 50 m mächtig. Beachtenswert: Ständiger Wechsel zwischen konkordanter und diskordanter Lage; vertikal-säulige Absonderung. Der Gang wird von jüngeren Basalten und von hellen Syenitporphyren durchsetzt.

Bruch, der dem intrudierenden Magma eine Richtungsänderung aufgezwungen, vielleicht überhaupt sein weiteres Vordringen gebremst hat. Aus den Verhältnissen geht hervor, dass das Eruptionszentrum östlich des Bruches liegen muss.

Die folgenden Ausführungen sind zwar ebenfalls streng auf unser Untersuchungsgebiet beschränkt; im Hinblick auf die (als bekannt vorausgesetzten) Arbeiten von L. KOCH (1929) und H. G. BACKLUND (1932) kommt ihnen vielleicht trotzdem eine etwas allgemeinere Bedeutung zu:

Neben den zahlenmässig stark überwiegenden Dykes und Sills treten basaltische Körper ganz vereinzelt auch in Form kleiner Stöcke auf, (vorderes Håbets Dal). Diese gehen an einigen Stellen aus ihrer diskordanten Stockform in konkordante Sills über. Es ist durchaus möglich, dass es sich hier um echte Förderkanäle des basaltischen Magmas handelt.

Sills treten in verschiedenster Mächtigkeit in allen möglichen Höhenlagen auf. Sie zeigen sehr oft ausgeprägt säulige Absonderung; diese kann auch bei Dykes beobachtet werden, wobei in saigeren Gängen die Säulen, entsprechend ihrer Orientierung senkrecht zur Fläche stärkster Abkühlung, horizontal liegen. Säulenstruktur ist somit — wie bereits SCHAUB (1942, p. 21) erwähnt — kein Hinweis für subaerische Ergüsse.



Fig. 33b. »Schneewandgang.«

In keinem Fall konnten Anzeichen für »konzentrische Flachintrusionen« gefunden werden, wie sie H. G. BACKLUND (1932, p. 15) von der Clavering Ø erwähnt. Das Fallen der Sills bleibt über grosse Strecken konstant.

Die überwiegende Mehrzahl der basischen Dykes zeigt — besonders im Oksedal und Håbets Dal — eine auffallende Konformität der Streichrichtung. Die Gänge scharen sich hier zu eigentlichen, subparallelen Gangschwärmen, die radialstrahlend auf die beiden Eruptionszentren der Werner Bjerge und des Oksehornes hin konvergieren (s. Karte). Ähnliche Konvergenz der basischen Dykes erwähnt auch STAUBER (1940) aus dem Sedimentgebiet südöstlich der Werner Bjerge. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist das basische Magma hier in \pm planparallele Kluftsysteme eingedrungen, die im Zusammenhang mit dem oberflächennahen Plutonismus der Werner Bjerge und des Antarctic Havn—Gebietes aufgerissen sind. Möglicherweise ging die Magmaförderung selbst von diesen Zentren aus; hierfür spricht die deutliche quantitative Zunahme basischer Gänge in der Nähe der Intrusionszentren.

Im Sortebjerg nördlich der Werner Bjerge verläuft das allgemeine Streichen der basischen Dykes (nach L. HAUBER, mündl. Mitteilung) noch vorwiegend N—S bis NNW—SSE, also direkt gegen das Zentrum des Massivs zu. Im vorderen Oksedal dreht das Streichen allmählich auf NE—SW um, und im hintersten Oksedal, bzw. im Håbets Dal herrscht ENE- bzw. W—E- Streichen vor. Die genauen Daten sind in nach-

folgender Tabelle zusammengefasst.	Streichen	Fallen
Aggersborg Dal und vorderes	N 28 E	68 NW
Oksedal	N 30 E	75 NW
	N 36 E	80 NW
	N 38 E	60 NW
	N 45 E	90
	N 63 E	75 N
Hinteres Oksedal	N 46 E	90
	N 50 E	80 NW
	N 45 E	80 NW
	N 48 E	85 NW
	N 60 W	75 NE
	N 62 E	80 N
Håbets Dal	N 58 E	90
	N 68 E	90
	N 75 E	90

Aus diesen Daten und dem oben Gesagten geht eindeutig hervor, dass sich die basischen Gänge unseres Gebietes in keiner Weise, jedenfalls sicher nicht in ihrer Streichrichtung, an grosstektonische Linien (Koch'sche Linie, postdevonische Hauptverwerfung) halten. Sie scheinen viel eher in direktem Zusammenhang zum lokalen Plutonismus zu stehen, wobei allerdings dahingestellt bleiben muss, ob eventuell dieser selbst letztlich auf grosstektonische Schwächezonen zurückgeht.

Über das Alter der Basalte lassen sich in unserem Gebiet keine Angaben machen; zwar werden sämtliche Schichten vom Karbon bis zum Jura durchschlagen. Da jedoch Kreide oder gar Tertiär vollständig fehlen, bleibt uns nichts anderes übrig, als ihre Förderung zusammen mit der Intrusion der Subvulkane in den tertiären, regionalen Intrusionszyklus zu stellen.

Wechselseitige Intersektionen der Gänge untereinander und auch zwischen Gängen und Intrusiva sind überaus häufig, (Fig. 34). Trotzdem lässt sich auch lokal keine klare, altersmässige Gliederung (z.B. nach verschiedenen petrographischen Typen) durchführen. Immerhin kann festgehalten werden, dass der weitaus grösste Teil der Dolerite einer *präsyenitischen* Förderphase entspringt; andererseits sind die Lamprophyre meist jünger als die Basalte. Als wesentlichste und sicherste Erkenntnis gilt jedoch, (worauf schon weiter vorne mehrfach hingewiesen worden ist), dass die Förderung basaltischen Magmas die gesamte plutonische Phase zeitlich umspannte: Sie setzte vor der Intrusion der Gabbrodiorite und Syenite ein, überdauerte jedoch andererseits auch die Bildung des postsyenitischen Alkaligranites. Auch SCHAUB

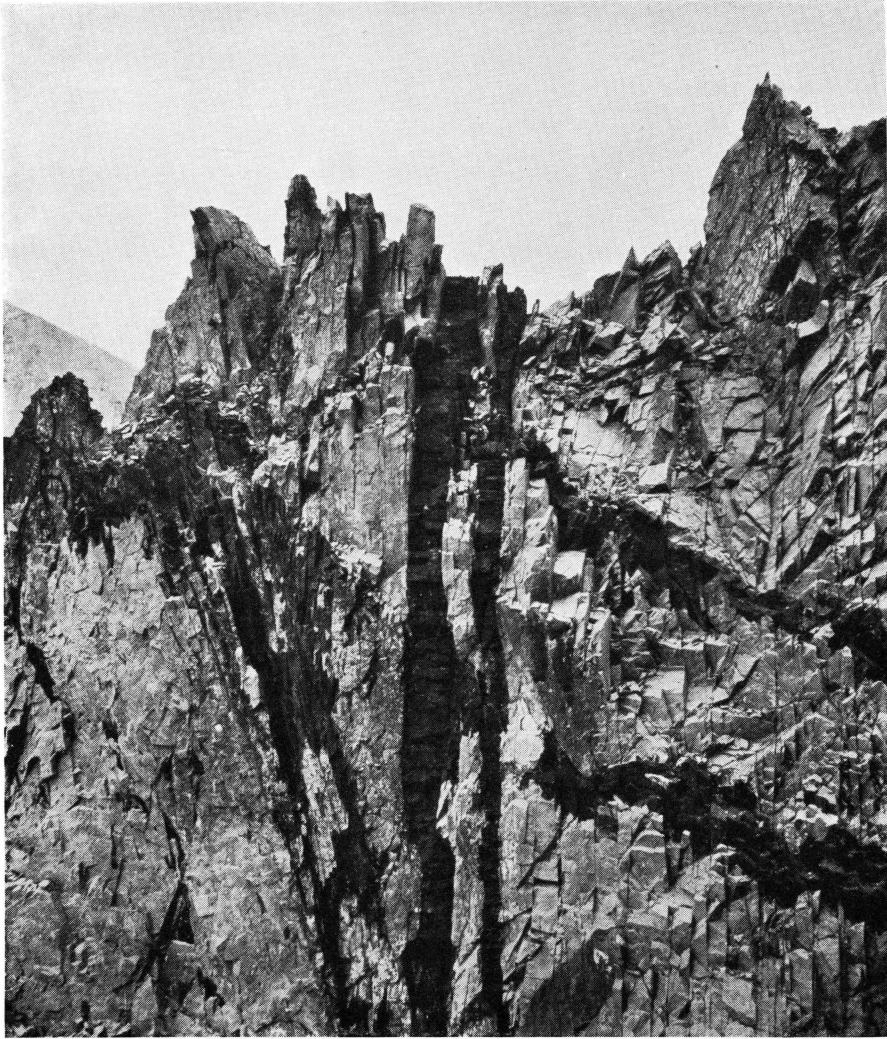


Fig. 34. Basaltische Dykes, die — z.T. der Klüftung folgend — in mehreren Phasen den Syenit und sich selber gegenseitig durchschlagen. Theresabjerg E-Wand.

(1942, p. 24) hat bereits darauf hingewiesen, »dass während eines langen Zeitraumes kontinuierlich basaltisches Magma emporgedrungen ist, und zwar im Laufe des Alttertiärs.«

Im folgenden sollen die basischen Gänge in petrographischer und chemischer Hinsicht etwas eingehender betrachtet werden. Es empfiehlt sich dabei eine Einteilung in vier Gruppen: Basalte im weiteren Sinne, tilaitische und ultrabasische Ganggesteine, sowie Lamprophyre.

1. Basalte s. l.

Aus der grönländischen Basaltliteratur ragen, durch Klarheit der Gliederung und Meisterschaft der petrographischen Darstellung geprägt, vor allem die Arbeiten von A. RITTMANN (1940) und T. KROKSTRÖM (1944) hervor. Bereits 1932 hatte D. MALMQVIST die Basalte der nördlichen Küstenregion in die vier Gruppen der Dolerite, Plagioklasbasalte, Olivintrachybasalte und der umgewandelten basischen Gesteine und Basaltmandelsteine eingeteilt. Unglücklich ist in dieser Einteilung der Name Trachybasalt; denn die hier eingereihten Gesteine führen keinen modalen Alkalifeldspat, und auch die Summe der Alkalien erreicht kaum 3.5 %. Schon bei der Diskussion von Rosenbusch's Trachybasalten haben BURRI-NIGGLI (1945, p. 174) auf diese nomenklatorische Diskrepanz hingewiesen: »Die Bezeichnung Trachybasalt kann sinngemäss höchstens dann angewandt werden, wenn neben basischem Plagioklas auch Alkalifeldspäte in klassifikatorisch bedeutsamen Mengen auftreten.«

RITTMANN hat die Basalte der inneren Fjord-Zone eingeteilt in Biotitführende Basalte, Pigeonit-Tholeiite und Olivinführende Pigeonit-Basalte. Die jüngeren Basalte der äusseren Fjord-Zone gliederte er in subophitische, bzw. subdoleritische Pigeonit-Olivin-Tholeiite, porphyrische Pigeonit-Olivin-Basalte und in diabasartige, vollständig umgewandelte und albitisierte Basalte.

KROKSTRÖM teilte die Basalte aus der Umgebung von Hurry Inlet und Flemming Fjord in die drei Gruppen der Olivindolerite, der Plagioklas Porphyrite und der Basalte i.e.S.

Die Basalte der Werner Bjerge endlich — die sicherlich weitgehend denjenigen unseres Gebietes entsprechen — hat P. BEARTH (1959) eingeteilt in Dolerite, Basalte, porphyritische Basalte, Gabbro-Porphyrite, Diabase und Diabas-Porphyrite.

Auch in unserem Fall erfolgt die Gliederung gemeinsam nach mineralogischen und strukturellen Gesichtspunkten:

- a. Dolerite
- b. Basalte s. st.
- c. Olivinbasalte
- d. Porphyrische Plagioklasbasalte
- e. Augitporphyrite
- f. Diabase.

Die Verwendung des Begriffs Tholeiit, wie ihn RITTMANN gebraucht hat, wurde vermieden, um einer Kollision mit dem tholeiitischen Basalt-Typus von KENNEDY auszuweichen.

Die Grenzen zwischen Dolerit und Basalt, sowie zwischen Dolerit und Basalt einerseits, und Diabas andererseits, sind naturgemäss unscharf und fließend. Basaltische Gesteine mit $> 10\%$ Biotit, bzw. Hornblende wurden in die Gruppe der Lamprophyre verwiesen. Entsprechend wird auch der Begriff Hornblendebasalt, wie ihn ROSENBUSCH (1923) noch braucht, vermieden.

Eine Verknüpfung zwischen petrographischem Charakter und geologischem Auftreten scheint kaum zu bestehen. Sämtliche Typen treten sowohl als Dykes wie als Sills auf; einzig die Plagioklasporphyrite scheinen vorwiegend auf Dykes beschränkt zu sein. Die Beobachtung von P. BEARTH (1959), dass die Sills meist grobkörniger sind als die Dykes, gilt auch in unserem Gebiet weitgehend.

Sämtliche Typen der Basalte i.w.S. können bei Annahme geringer Differentiationsvorgänge und lokal verschiedener Erstarrungsbedingungen auf ein einheitliches Stammagma zurückgeführt werden.

a. *Dolerite*

Der Begriff »Dolerit« wird hier in der Bedeutung als mittel- bis grobkörniger Basalt verwendet; besondere strukturelle Vorstellungen sind nicht damit verknüpft.

Morphologisch am auffallendsten sind die Sills des Stormryggen, des Borestok, der Mesters Vig-Südküste und der Snevæggen (s. Fig. 35), sowie »der grosse Gang« des Oksehorn. Letzterer bildet einen wuchtigen Dyke, der aus Glemmedalen — wo er in tangentialen Schnitt den grössten Teil der Nordwand aufbaut — in den Westhang des Oksehorn streicht; hier wird er vom jüngeren Syenit abgeschnitten; (s. Fig. 17), (vgl. auch P. BEARTH, 1959, p. 36). Doleritische Gänge sind meist ausgesprochen mächtig. Wollsackverwitterung ist nicht häufig.

Makroskopisch sind die Dolerite meist grauschwarz bis grünlich-grau; sie sind äusserlich im allgemeinen völlig frisch und nur selten von einer dünnen Hämatit-Limonit-Haut überzogen. Rutschflächen und Harnische im Dolerit sind meist von einer schwarzen Erzhaute überdeckt.

Durchschnittlicher Mineralbestand:

Plagioklas (55—65 % An).....	50 Vol. %
Klinopyroxen	30—50
Chlorit + Uralit.....	10
Erz	5—10
Quarz, Apatit, \pm Orthoklas	
Biotit, Hornblende, (Olivin), Leukoxen	

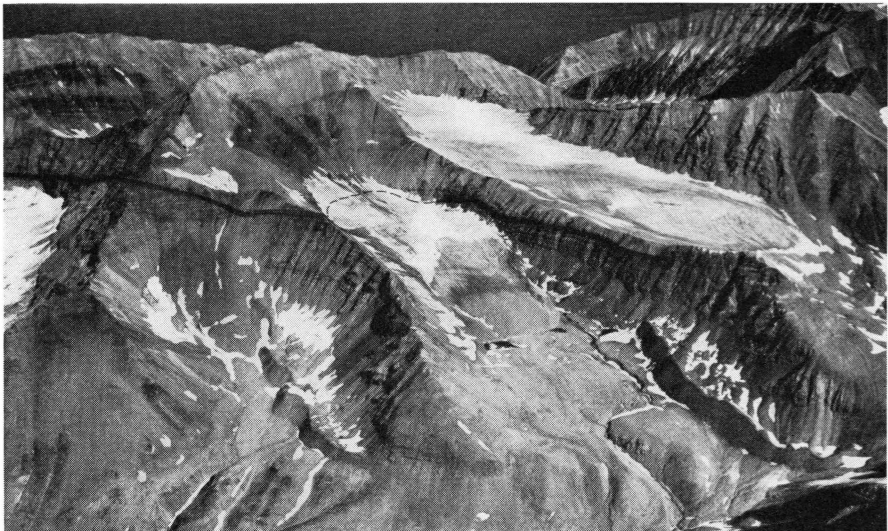


Fig. 35. »Schneewandgang« (Dolerit), durch Retusche etwas hervorgehoben. Deutlich sichtbarer Wechsel zwischen konkordanter und diskordanter Lagerung. Der Gang setzt sich nach links über den Gipfel der Schneewand bis zum Kong Oscars Fjord fort. (Flugfoto, Blick gegen E).

Ständige Hauptgemengteile sind demnach *Plagioklas* und *Pyroxen*; *Erz* tritt oft in beträchtlichen Mengen auf ($\geq 10\%$). Akzes-sorische primäre Gemengteile sind *Biotit*, *Hornblende*, *Quarz*, *Apatit* und \pm *Orthoklas*.

Tabelle 11.

	Plag. Vol. %	Pyroxen Vol. %	Plag. An-Gehalt	Pyr. +2 V	Pyr. γ/c
HK 103.....	60	30	65—70	41—42	43
HK 118.....	55	21	55	40	45
HK 131.....	55	uralit.	50	—	—
HK 191.....	40	25	82	51	44
HK 243.....	40	45	70—77	55	—
HK 375.....	35	45	55—60	35	40
HK 466.....	45	40	65—70	47	—
WW120.....	45	12	47—55	34	42
WB 178.....	27	49	50	50	48
WB 181.....	45	25	zersetzt	50	39
WB 183.....	50	20	65—70	?	?
*)	47 $\left\{ \begin{array}{l} +13 \\ -20 \end{array} \right.$	31 $\left\{ \begin{array}{l} +18 \\ -19 \end{array} \right.$	62 $\left\{ \begin{array}{l} +20 \\ -15 \end{array} \right.$	45 $\left\{ \begin{array}{l} +10 \\ -10 \end{array} \right.$	43 $\left\{ \begin{array}{l} +5 \\ -4 \end{array} \right.$

*) Durchschnittswerte und maximale Abweichungen.

Die Struktur ist vorwiegend *doleritisch* bis *subdoleritisch* (im Sinne von KROKSTRÖM, 1932), sehr oft jedoch auch ausgesprochen *ophitisch* bis *subophitisch*, (s. Tafel VII und VIII). Häufig wird die ursprüngliche Struktur durch sekundäre Wucherungen von Uralit und Chlorit verwischt. Eine eingehendere Untersuchung der Verhältnisse bestätigte die Zusammenhänge zwischen Struktur und Kristallisationsfolge (und Chemismus), die KROKSTRÖM (1932, 1936) in klassischer Weise dargelegt hat: In ophitstruierten Basalten (und übrigens auch bei subdoleritischen Strukturen) ist Plagioklas ganz eindeutig *vor* Pyroxen auskristallisiert. In Basalten mit Doleritstruktur fehlt Olivin gänzlich, während in solchen mit Ophitstruktur stets Pseudomorphosen und Zersetzungsprodukte auftreten, die höchstwahrscheinlich auf Olivin zurückgehen. Dies steht im Einklang mit KROKSTRÖM's Theorie, dass aus einem untersättigten Magma zuerst Olivin und Plagioklas, Pyroxen jedoch erst *nach* Erreichen des Sättigungspunktes auskristallisieren; dies wird normalerweise zur Bildung von Ophitstrukturen führen. In den Olivinbasalten der Gruppe c), (p. 142) findet sich für diese Behauptung jedoch keine Bestätigung: Hier kristallisieren in einer ersten Generation Olivin und Pyroxen, während in der Grundmasse Pyroxen und Plagioklas als zweite Generation in doleritischem Gefüge erstarren. Bei Doleritstrukturen (idiomorpher Pyroxen in den Interstitien der Plagioklasleisten) ist die Kristallisationsfolge meist nicht eindeutig festlegbar: Vermutlich setzt hier die Kristallisation von Pyroxen *vor* der des Plagioklas' ein, erfolgt dann aber über weite Strecken gleichzeitig.

Nun kommt zu diesen Betrachtungen noch ein weiterer Gesichtspunkt hinzu: Ophitische und subdoleritische Strukturen gehen oft innerhalb eines Schliffes *kontinuierlich* ineinander über oder lösen sich gegenseitig ab. Die ophitischen Plagioklasleisten sind hierbei meist kürzer und feiner als die subdoleritischen; die Kristallisation des Pyroxens setzte also bereits während derjenigen von Plagioklas ein. Zudem fällt auf, dass in den ophitischen Zonen Pyroxen volumenmässig überwiegt, während er in den subdoleritischen gegenüber Plagioklas stark zurücktritt. Das heisst aber: Das Auftreten einer Ophitstruktur hängt nicht nur von Chemismus und Kristallisationsfolge ab; es steht auch in direktem Zusammenhang mit dem *volumenmässigen* Verhältnis von Plagioklas : Pyroxen. Ist dieses wesentlich grösser als 1, so wird nicht eine ophitische, sondern eine subdoleritische Struktur entstehen.*)

Da auch bei subdoleritischen Strukturen Pyroxen offensichtlich *nach* Plagioklas kristallisiert ist, fällt die Diskrepanz weg, bei gleich-

*) Das ternäre System Anorthit-Diopsid-Albit ist durch Laboratoriumsversuche gut bekannt (vgl. z. B. Tom. F. W. BARTH, 1952, pp. 115—116); danach kann bis zu einem gewissen Grade Anorthit (bzw. Plagioklas) auch dann noch vor Diopsid auskristallisieren, wenn das Verhältnis An: Di < 1 wird.

zeitiger Anwesenheit beider Strukturformen in einem Schliff zwei inverse Kristallisationsfolgen annehmen zu müssen.

Plagioklas ist meist säulig bis leistenförmig nach [100] gestreckt, mit einer durchschnittlichen Länge der Leisten von 0.5—2 mm. Er ist in den meisten Proben frisch und glasklar, ab und zu jedoch zeigt er beginnende Verglimmerung, Pigmentierung und Albitisierung. In den ophitischen Doleriten ist er ausgesprochen panidiomorph, in den intersertalen hypidiomorph bis panidiomorph. Sein durchschnittlicher An-Gehalt beträgt 62 % und kommt damit dem entsprechenden Wert in KROKSTRÖM's Olivindoleriten sehr nahe. Dagegen ist die Extremaschwankung in unserem Fall beträchtlich grösser. Verzwillingung, vorwiegend nach Albit und Periklin, ist üblich, ebenso Zonarstrukturen; die Schwankungen im Anorthitgehalt von Kern und Rand sind jedoch nicht sehr beträchtlich. — Der Plagioklas in HK 191 fällt dadurch auf, dass die grösseren Individuen mit 80—85 % An ausgesprochen basisch sind, während in den kleinen Grundmasseplagioklasen der An-Gehalt 30 % nicht übersteigt, (vgl. Tabelle 11).

Alkalifeldspat tritt — wenn überhaupt — nur in völlig unbedeutender Menge als Spätkristallisation in Zwickeln auf.

Quarz ist fast in allen Doleriten in geringer Menge vertreten; in einzelnen Fällen kann sein Anteil auf nahezu 5 % steigen. Ab und zu zeigt er auffallende mikrogranophyrische Verwachsung mit sekundärem Uralit und Chlorit. Seine deutliche Anreicherung in der Restschmelze stellt möglicherweise einen Hinweis dar, unseren Dolerit KENNEDY's Tholeiitbasalten zuzuordnen. Gegen eine solche Assoziation spricht allerdings der weitgehend alkalibasaltische Habitus der Basalte s.l. und ihre zumindest mögliche Verknüpfung mit den alkalischen Intrusiva.

Olivin tritt — stets nur in sehr geringer Menge — vorwiegend in den ophitischen Doleriten auf, (vgl. auch p. 137). Er ist immer vollständig in isometrisch-kantengerundete Pseudomorphosen umgewandelt, die kaum einen Zweifel zulassen, dass es sich beim Edukt um Olivin handeln muss. Die meist schuppig-filzigen Zersetzungsprodukte zeigen stets kräftig olivgrüne, gelbe und braunorange Farbtöne, relativ hohe Doppelbrechung und negative Achsenwinkel; sie gehören vermutlich der schlecht bekannten Gruppe der eisenreichen Chlorite an (Iddingsit etc.).

Klinopyroxen ist bei ophitischen Strukturen stets xenomorph, von zahlreichen Plagioklasleisten zerschnitten und zeigt über grössere Strecken einheitliche Auslöschung. Bei intersertalen Strukturen werden seine Umrisse entweder von idiomorphem Plagioklas begrenzt (subdoleritisch), oder aber er ist idiomorph-körnig (doleritisch). Der Pyroxen ist häufig völlig frisch und zeigt dann im Dünnschliff deutlich lilabräunlichen Chagrin. Ebenso oft ist er jedoch teilweise oder vollständig in grüne Hornblende umgewandelt oder von Chlorit durchadert.

Die optischen Daten sind in Tabelle 11 zusammengestellt. Überraschenderweise stimmen die Durchschnittswerte von $+2V$ und γ/c trotz der viel grösseren Schwankung der Einzelwerte mit 45° bzw. 43° vollständig mit denen in KROKSTRÖM's Olivindoleriten überein. Diesen Werten entspricht nach WINCHELL (1935) ein Pyroxen mit

	Klinoenstatit	37 Mol. %
	Ferrosilit	26
	Diopsid	22
	Hedenbergit	15
oder	CaSiO ₃	18 Mol. %
	MgSiO ₃	48
	FeSiO ₃	34

Natürlich haben diese Werte nur näherungsweise Gültigkeit; nach den Diagrammen von WINCHELL (1927) oder von TOMITA (1934) ergäbe sich eine beträchtlich abweichende Zusammensetzung; aber es ergibt sich doch mit Sicherheit, dass es sich um einen Mg-reichen, (*pigeonitischen*) Pyroxen handelt. MALMQVIST (1932) und RITTMANN (1940) sprechen in diesem Fall stets von Pigeoniten; ich ziehe es vor, den Namen »Pigeonit« auf einen Mg-reichen Klinopyroxen mit $+2V = 0-30^\circ$ (TRÖGER, 1952) zu beschränken.

In unserem Fall weisen Pyroxene mit $+2V = 40-55^\circ$ meist deutliche Zonarstrukturen (Sanduhr), kräftige Dispersion $r > v$, relativ hohe Doppelbrechung und deutlich violett-bräunlichen Chagrin auf, alles Daten, die für einen beträchtlichen Ti-Gehalt sprechen. Andererseits zeigen Pyroxene mit $+2V \sim 35^\circ$ typische Anzeichen von Pigeonit i.e.S. Der Chemismus der Pyroxene schwankt demnach zwischen demjenigen echter *Pigeonite* und *Titanaugite*.

Biotit und basaltische Hornblende, sowohl primär wie als sekundäre Umwandlungsprodukte, sind oft in geringen Mengen (laut Definition bis max. 10 %) in der Mesostasis vorhanden. Letztere besteht zum überwiegenden Teil aus filzig-schuppigem Chlorit (stets mit hoher Doppelbrechung), wenig Calcit und diffusem Hämatit + Limonit. Chlorit ist oft konkretionär-sphärolithisch in Geoden angereichert, deren Kerne mit Calcit gefüllt sind.

Chemismus

Alle drei analysierten Dolerite in BEARTH's Werner Bjerger Arbeit (1959) stammen aus unserem Untersuchungsgebiet. Sie werden deshalb hier zusammen mit einer neuen Analyse noch einmal aufgeführt:

WB 178, WB 181	Dolerite	Oksehorn
WW 120	Dolerit	Stormryggen
HK 118	Dolerit	Theresabjerg E

Modaler Mineralbestand: HK 118

Plagioklas (55 % An).....	55 Vol. %
Klinopyroxen	21
Erz.....	12
Uralit, Chlorit, Calcit	9
Quarz, Apatit, Biotit.....	3
<hr/>	
	100 Vol. %

Tabelle 12.

Dolerite

	HK 118		WB 178	WB 181	WW 120
SiO ₂	47.35		48.72	43.52	47.70
TiO ₂	3.39		1.18	2.61	3.28
Al ₂ O ₃	13.02		14.61	17.48	16.09
Fe ₂ O ₃	6.46		4.09	2.62	1.85
FeO.....	8.72		13.00	8.34	10.22
MnO.....	0.34		0.23	0.13	0.13
MgO.....	3.50		2.90	3.94	6.07
CaO.....	10.07		8.06	12.94	10.76
Na ₂ O.....	2.11 ?		3.42	4.17	2.47
K ₂ O.....	3.51 ?		0.75	2.01	0.47
H ₂ O ⁺	0.17 *)		2.61	2.14	0.97
H ₂ O ⁻	n. b.		0.08	0.02	0.06
P ₂ O ₅	0.27		0.11	0.20	0.29
CO ₂	1.00		tr.	tr.	—
	<hr/>				
	99.91		99.76	100.12	100.36
	<hr/>				
	a	b			
si.....	121	117	123	98	112
ti.....	6.5	6	2.3	4.35	5.8
p.....	0.3	0.3	—	0.2	0.6
al.....	19.5	19	22	23	22
fm.....	45	44	47	34	45
c.....	24.5	26.5	22	31	27
alk.....	11	10.5	9	12	6
k.....	0.52	0.52	0.12	0.24	0.11
mg.....	0.30	0.30	0.23	0.40	0.47
qz.....	-23	-25	-13	-50	-12
co ₂	—	3.5	—	—	—

Magmentyp: HK 118 normal gabbrodioritisch
WB 178 normal gabbrodioritisch
WB 181 turjait-gabbroid
WW 120 normal gabbroid

Analytiker: HK 118 S. LANDERGREN
WB 178, WB 181 } H. SCHWANDER
WW 120 }

*) Dieser Wert dürfte in Anbetracht der Basizität des Gesteins bedeutend zu klein sein.

Bei der Berechnung der Niggliwerte ist für HK 118 in Kolonne b sämtliches CaCO_3 als primär betrachtet worden; in Kolonne a wird der grösste Teil von CO_2 als sekundär zugeführtes CaCO_3 gesetzt und ein entsprechendes Äquivalent CaO abgezogen.

Der k -Wert von HK 118 fällt vollständig aus dem Rahmen nicht nur der hier angeführten, sondern überhaupt sämtlicher verfügbarer Basaltanalysen. Es handelt sich vermutlich um eine Verwechslung der Werte von Na_2O und K_2O . Vertauscht man die beiden angegebenen Gew. %-Werte, so erhält man $k = 0.28$, ein Wert, der durchaus plausibel ist. Der angegebene Magmentyp bezieht sich auf diesen k -Wert. Für $k = 0.52$ würde der Magmentyp normalshonkinitisch.

Im übrigen fügt sich HK 118 durchaus in den Variationsbereich der drei anderen Dolerite. Eine charakteristische Übereinstimmung besteht in hohem ti -Wert von HK 118 und WW 120 (6.0 bzw. 5.8); sie bestätigt die Vermutung, dass der mächtige Doleritsill des Stormryggen genetisch mit den Doleriten der Theresabjerg-Ostwand zusammenhängt. Der erhöhte MgO -Gehalt in WW 120 spiegelt deutlich den Wechsel von Titanaguit zu Pigeonit wieder.

b. Basalte s. st.

Diese Gruppe entspricht vollständig den *basalts* (IV) von KROKSTRÖM (1944). Sie unterscheiden sich von den Doleriten einzig in ihrer feinkörnig-aphanitischen Struktur, nicht aber im Mineralbestand; entsprechend sind beide durch Übergangsglieder miteinander verbunden und bilden genetisch eine Einheit. Der maximale mittlere Korndurchmesser wird bei 0.5 mm festgelegt.

Im frischen Bruch sind die Basalte dunkelgrau bis schwarz. Einzelne Kristalle sind von blossen Auge nur schwer zu erkennen. Mikroskopisch erweist sich das Gefüge meist durch sekundäre Wucherungen verwischt; es zeigt jedoch häufig noch Andeutungen ehemaliger Doleritstruktur. In kleinen Gängen oder am Kontakt zum Hüllgestein sind kryptokristalline, teilweise auch glasige Strukturen üblich.

Hauptgemengteile sind wiederum *Plagioklas*, *Klinopyroxen* und *Erz* als Magnetit und Pyrit (bis 15 %). Oft tritt ein beträchtlicher Anteil an olivgrünem *Biotit*, brauner und grüner *Hornblende* und *Chlorit* \pm *Leukoxen* hinzu, wobei für Biotit und Hornblende meist nicht klar ist, ob es sich um primäre Bildungen oder um Umwandlungsprodukte aus Pyroxen handelt. Der allgemein hohe Zersetzungsgrad der Gesteine dieser Gruppe spricht eher für die zweite Möglichkeit. Plagioklas erreicht in einzelnen Gesteinen ab und zu Einsprenglingsgrösse und knüpft damit an die Gruppe der porphyrischen Plagioklasbasalte an. Chlorit und grüner Biotit treten häufig pseudomorph nach mafitischen Einsprenglingen auf; das reichlich anfallende leukoxenische Material lässt vermuten, dass es sich um Pseudomorphosen eines titanhaltigen Augites

handelt. Olivin oder dessen Zersetzungsprodukte konnten dagegen in keinem einzigen Fall beobachtet werden. Auf Rissen findet sich oft *Epidot*; konkretionäre Chlorit-Calcit — Geoden sind stellenweise von einem schaligen *Chalzedon*- oder *Quarzin*-Saum umhüllt.

Der Chemismus der Basalte i.e.S. dürfte weitgehend dem eines analysierten Basaltes von Rødeø (KROKSTRÖM 1944, p. 42) und damit auch demjenigen der Dolerite entsprechen.

c. Olivinbasalte

Vertreter dieser Gruppe sind bedeutend weniger häufig als basaltische und doleritische Gesteine. Anstehend wurden sie nur in zwei je 1—2 m mächtigen Dykes gefunden, obgleich sie im Felde wegen den deutlich hervortretenden Olivineinsprenglingen kaum übersehen werden können. Der eine der beiden Gänge durchschlägt einen Syenitporphyr-Stock, ist also *postsyenitisch*. Das Auftreten von > 10 % Olivin in Form von 1—4 mm grossen Einsprenglingen rechtfertigt die Zusammenfassung dieser Gesteine in einer eigenen Gruppe.

Makroskopisch erscheint die Struktur bei einem Anteil von ~ 40 % Einsprenglingen vorwiegend mittelkörnig; die Grundmasse tritt — infolge weitgehender Zersetzung — visuell stark zurück. Die Farbe des Gesteins ist im frischen Bruch dunkelgrau; im Anstehenden dominieren jedoch weisse, gelbe und rötliche Verwitterungskrusten.

Mikroskopisch zeigt sich sofort die ausgeprägt porphyrische Struktur (s. Tafel X): Klinopyroxen und Olivin als Vertreter der *ersten Generation* überragen die Grundmasse-Gemengteile an Grösse gut um das Zehnfache. Die feinkörnige Grundmasse ist meist intersertal-doleritisch struiert; Ophitstrukturen fehlen gänzlich.

Mineralbestand:

Einsprenglinge: 30—50 %	Klinopyroxen.....	20—35
	Olivin.....	10—15
Grundmasse: 70—50 %	Plagioklas.....	30—35
	Klinopyroxen.....	25—35
	Erz.....	10
	Biotit.....	1— 7
	Syntagmatit.....	1— 7
	Chlorit, Serpentin	3—10

Plagioklas ist stets völlig frisch und unzersetzt. Er ist säulig bis leistenförmig nach [100] gestreckt, mit einer durchschnittlichen Länge der Leisten von 0.2—0.4 mm; Zwillingsbildung nach Albit und Karlsbad ist häufig, nach Periklin jedoch selten; Zonierung ist meist nur



Fig. 36. Mauerartiges Herauswittern der basaltischen Dykes in den sandigen Sedimentverbänden. Anzeichen von horizontalsäuliger Absonderung. (Nymfegryde).

unbedeutend ausgeprägt. Der Anorthit-Gehalt schwankt recht konstant um 65 % mit Extremen bis 60 bzw. 75 %.

Klinopyroxen erreicht als Einsprengling Korngrößen von durchschnittlich 2—4 mm bei meist panidiomorphen Umrissen, in der Grundmasse 0.1—0.3 mm bei hyp- bis panidiomorpher Gestalt. Er ist meist

vollständig unzersetzt; nur ganz vereinzelt zeigt er fleckenweise Hämatitisierung oder Umwandlung in braune Hornblende. Nach seinen optischen Daten handelt es sich eindeutig um *Titanaugit*:

$$+2V = 52-56^\circ \quad (\text{Extreme } 50 \text{ bzw. } 65^\circ)$$

$$\gamma/c = 44^\circ \quad (\text{Extreme } 35 \text{ bzw. } 51^\circ)$$

$$r \gg v \quad \Delta n \sim 0.025$$

deutlicher violett-brauner Chagrin.

Die beträchtlichen Schwankungen der Werte für $+2V$ und γ/c deuten auf starke Variabilität in der chemischen Zusammensetzung. In dieser Richtung weist auch die stets kräftige Zonierung: Die meisten Individuen sind von einem konzentrisch-schaligen Saum begrenzt, dessen kräftig bräunliche Farbtöne auf erhöhten Ti-Gehalt schliessen lassen (s. Tafel IX). Oft werden in den äusseren Kornpartien Anwachsstreifen sichtbar, denen ab und zu subparallele Plagioklasleistchen eingelagert sind (Kristallisationsfolge!). Unter gekreuzten Nicols sind optische Felderteilung, repetierende Zonarstreifung und seltener Sanduhrstrukturen übliche Erscheinungen.

Olivin tritt — als 1—4 mm grosse Einsprenglinge — nur in der 1. Generation auf. Als Grundmasse-Gemengteil fehlt er durchgehend. Idiomorphe Umriss sind ziemlich selten. Die meisten Einsprenglinge sind vollständig umgewandelt; nur selten ist Olivin reliktsch unzersetzt erhalten. In diesen Fällen ist

$$+2V = 84^\circ$$

Sowohl nach WINCHELL (1951), WAGER + DEER (1939) und KENNEDY (1947) entspricht diesem Wert ein praktisch Fe-freier *Forsterit*.

Als Endprodukt der Pseudomorphosierung tritt in blätterig-faserigen Aggregaten meist ein talkähnliches Mineral auf; Mikrostruktur, $-2V$ und Δn weisen auf Talk, während schiefe Auslöschung und deutliche gelbgrün-Tönung eher dagegen sprechen. Nach TRÖGER (1955, p. 299) könnte allerdings Grünfärbung bei Talk auf Spuren von Chrom zurückzuführen sein. Die optischen Daten stimmen auch weitgehend mit denen für Bowlingit überein; es ist jedoch durchaus unwahrscheinlich, dass aus einem Forsterit durch Umwandlung ein Ferrichlorit entsteht. Für Delessit-Diabantit ist andererseits Δn bedeutend zu hoch.

Die Olivinumwandlung beginnt meist damit, dass das unzersetzte Korn blass grünliche Farbe annimmt, während gleichzeitig die Lichtbrechung abnimmt, Δn jedoch unverändert bleibt. Einzelne feine Adern (von Chrysotil?) zerlegen das Korn in wenige Maschen, in denen dann die Umwandlung in die talkähnlichen Aggregate erfolgt, (s. Tafel X).

In der Grundmasse treten stellenweise Anreicherungen von mikrokristallinem, faserig-schuppigem *Serpentin* auf. Feine Äderchen, die mit einem, senkrecht zum Salband faserigen, chrysotilähnlichen Mineral ausgeplästert sind, durchsetzen das ganze Gestein. Vermutlich handelt es sich auch hier um Bildungen im Zusammenhang mit der Olivin-umwandlung. Über Olivinpseudomorphosen in basaltischen Gesteinen s. auch: KROKSTRÖM (1936, pp. 162—166, 1944, p. 17) und RITTMANN (1940).

Biotit und Syntagmatit sind in allen Olivinbasalten akzessorisch vertreten. In einzelnen Gesteinen kann jedoch besonders der Anteil an Hornblende — in Form idiomorpher, kurzsäuliger Körner — derart zunehmen, dass die Grenze zu den Lamprophyren erreicht wird.

Apatit (in langen Nadeln), Titanit, Analcim und Carbonate sind ständige Begleiter.

d. *Porphyrische Plagioklasbasalte*

Das Hauptcharakteristikum dieses Typus' liegt im Auftreten grösserer Mengen von Plagioklaseinsprenglingen in einer feinkörnigen, intermediären Grundmasse, (deren Zusammensetzung deutlich saurer ist als die der übrigen Basalte). Die Häufigkeit der Gesteine dieser Gruppe entspricht etwa derjenigen der Olivinbasalte. Sämtliche Proben stammen aus Dykes des hinteren Kolledal. Einer dieser Dykes kann als eindeutig *postdoleritisch* datiert werden.

Makroskopisch tritt der plagioklasporphyrische Charakter deutlich hervor. Pyroxeneinsprenglinge sind — wenn überhaupt vorhanden — meist bedeutend kleiner als die Plagioklase. Die Farbe ist üblicherweise dunkelgrau, kann jedoch bei starker Zersetzung ins grün hinüberspielen.

Mikroskopisch erweist sich die Grundmasse als fein- bis mikrokristallin. Ihre Struktur ist entweder intersertal oder pilotaxitisch mit vereinzelt Fließformen; in den meisten Fällen wird sie jedoch durch sekundäre Wucherungen überdeckt.

Mineralbestand:

Einsprenglinge:	20—45 %	Plagioklas Pyroxen
Grundmasse:	80—55 %	Plagioklas, (\pm Quarz) Pyroxen, \pm Biotit; Erz Uralit, Chlorit, Calcit Apatit, Leukoxen.

Plagioklas erreicht als Einsprengling Grössen bis zu 1 cm. Er ist stets hyp- bis panidiomorph-tafelig ausgebildet und nur selten glomerophyrisch angehäuft. In einem Falle nimmt er extrem dünntafeligen

Habitus an mit einem Verhältnis von Dicke : Länge $\sim 1 : 15$. Die einzelnen Tafeln zeigen hier auffallenderweise über weite Strecken subparallele Orientierung. Umwandlung in Serizit oder Calcit ist nur unwesentlich. Der Anorthit-Gehalt schwankt um 55 % mit Extremen bei 50 bzw. 65 %. Konzentrisch-schalige Zonierung mit scharfer Begrenzung der einzelnen Zonen ist häufig, ebenso Einlagerung von Fremdeinschlüssen parallel den Zonengrenzen. Eine Probe enthält invers-zonaren Plagioklas:

Kern: 55—60 % An

Rand: 58—67 % An

Die Plagioklasleistchen der Grundmasse sind oft albitisiert und von den aus den Interstitien wuchernden Sekundärbildungen überdeckt.

Klinopyroxen als zweiter Vertreter der Einsprenglingsgeneration ist durchaus analog dem Pyroxen der Olivinbasalte: Es handelt sich um einen *Titanaugit* mit

$$+2V = 48-50^\circ,$$

$$\gamma/c = 40-44^\circ,$$

$$r > v,$$

$$\Delta n = 0.025-0.03.$$

Idiomorphie ist weniger ausgeprägt als beim Plagioklas. In Pseudomorphosen nach Pyroxen tritt ein fragliches, *glimmerähnliches* Mineral auf mit

$$-2V = 20-30^\circ, \Delta n \sim 0.025, l(+)$$

$$\alpha = \text{blass grünlichgelb}$$

$$\gamma = \text{olivgrün.}$$

Leukoxen ist in diesen Pseudomorphosen ein ständiger Begleiter.

Der Pyroxen der Grundmasse ist meist vollständig in Uralit und Chlorit umgewandelt. Zusammen mit Calcit und Biotit verleihen die beiden letzteren der Grundmasse typisch epimetamorphes Gepräge.

e. *Augitporphyrite*

Bis 50 % Einsprenglinge von *Titanaugit* in basaltischer Grundmasse bilden das Hauptcharakteristikum dieser Gruppe. (Der Begriff -porphyrit wird hier in rein strukturellem Sinn verwendet und bedeutet nicht, dass Einsprenglinge von Plagioklas immer zugegen sein müssen). Die Verbreitung dieses Typus' — sowohl als Sills wie als Dykes — ist im gesamten Gebiet beträchtlich. Durch Hinzutreten von Olivinpseudomorphosen und Plagioklas als Einsprenglinge deuten sich Übergänge zu den Olivinbasalten und zu den porphyrischen Plagioklasbasalten an. Durch Abnahme des modalen Plagioklasgehaltes auf weniger als 30% können Augitporphyrite oft tilaitischen Habitus annehmen. Nach BEARTH(1959, p. 37) geht im Oksehorn ein augitporphyritischer Sill aus einem Doleritdyke hervor.

Makroskopisch sind feinkörnig-schwachporphyrische bis mittelgrobkörnige Strukturen vorherrschend. In frischem Bruch schwarz, sind

die Gesteine doch meist von einer dünnen, braunen Oxydkruste überzogen.

Mikroskopisch fällt stets das ausgesprochen porphyrische Gefüge auf: Einsprenglinge bis zu einer Grösse von nahezu 1 cm schwimmen in einer feinkörnig-basaltischen Grundmasse, deren Struktur alle Möglichkeiten zwischen doleritisch, subdoleritisch, subophitisch und pilotaxitisch durchlaufen kann (s. Tafel IX). Auch hier kann jedoch durch Wucherung von sekundärem Uralit, Chlorit und Calcit die ursprüngliche Struktur verloren gehen.

Mineralbestand:

Einsprenglinge: 20—50 %	Klinopyroxen.....	20—45
	Olivinpseudomorphosen ..	0— 5
	Plagioklas.....	0— 3
Grundmasse: 80—50 %	Plagioklas.....	15—40
	Klinopyroxen.....	15—30
	Erz.....	3—15
	Biotit, Syntagmatit, Uralit, Chlorit, Calcit, Pistazit, Prehnit, Apatit	

Plagioklas tritt ab und zu in einer ersten Generation als Einsprengling neben Pyroxen auf, stets jedoch nur in geringen Mengen. Er ist meist serizitisiert, teilweise auch pseudomorph in Pistazit und Calcit umgewandelt. In der Grundmasse ist er — bei leistenförmig-idiomorpher Gestalt — vorwiegend nach [100] gestreckt. Sein durchschnittlicher An.-Gehalt liegt bei 65 %, erreicht jedoch oft Werte bis 75 %. Der Plagioklas der Augitporphyrite ist damit bedeutend basischer als derjenige der Plagioklasbasalte, entspricht aber andererseits ungefähr dem der Dolerite.

Klinopyroxen zeigt in seinen Einsprenglingen, deren durchschnittliche Grösse ~ 4 mm beträgt, die typischen Anzeichen von *Titanaugit* (s. Tafel IX): deutlich lilabraunen Chagrin, kräftige Zonarstrukturen, z. T. in konzentrisch-rhythmischer Streifung, z. T. in Sanduhrformen, und sehr starke Dispersion $r \gg v$; Zwillingslamellen nach (100) sind häufig.

Titanaugit	+2 V	γ/c
HK 56	44—64	40
HK 114	66	44
	44	45
	34	46
	54	46
HK 254.....	45	—
HK 275.....	40—50	39
WB 180.....	56	42

Die Schwankungen sind besonders für $+2V$ derart gross, dass es sinnlos wird, einen Mittelwert zu errechnen. Die gute Übereinstimmung mit den Daten der Dolerit-Pyroxene wird auch aus den Einzelwerten ersichtlich.

Als Einsprengling hat Titanaugit meist hypidiomorphe, oft jedoch auch panidiomorphe Gestalt. In der Grundmasse ist er dagegen vorwiegend xenomorph ausgebildet. Die erste Generation ist fast durchgehend frisch und unzersetzt; nur einzelne Individuen sind nach Art des Olivins in ein Maschenwerk von hochdoppelbrechendem Chlorit umgewandelt. Der Grundmasse-Pyroxen ist dagegen häufig restlos in Uralit, Chlorit und Calcit umgewandelt.

Olivin tritt nur vereinzelt in idiomorphen Pseudomorphosen auf, die meist von einem dünnen Biotitsaum umhüllt sind.

Biotit und Syntagmatit sind neben Apatit wiederum die üblichen Akzessorien, können allerdings oft einen Anteil bis nahezu 10 % erreichen. Biotit mit beträchtlichem Titangehalt (γ = kräftig fuchsröt) findet sich zudem ganz vereinzelt als Einsprengling in einer ersten Generation.

Als Sekundär- oder Hydrothermalprodukte treten konkretionär und in Zwickeln neben Uralit, Chlorit und Calcit auch Prehnit und Pistanzit auf.

Chemismus

Neben HK 114 aus der Ostwand des Theresabjerges werden zum Vergleich auch zwei Analysen aus P. BEARTH (1959), WB 180 und WW 165 angeführt. Der Augitporphyrat WB 180 aus der Westwand des Oksehornes stammt übrigens aus unserem Untersuchungsgebiet.

Modaler Mineralbestand: HK 114

Einsprenglinge:	Titanaugit	25 Vol. %
	Olivinpseudomorphosen	6
Grundmasse:	Plagioklas (65—70 % An)	18
	Titanaugit	17
	Erz	16
	Chlorit, Calcit	12
	Syntagmatit	6
		<hr/>
		100 Vol. %

Für die Berechnung der Niggliwerte sind bei HK 114 in der Kolonne b) 2.00 % CO_2 als primär magmatisch angenommen und für den Rest von 1.19 % eine äquivalente Menge CaO abgezogen worden. In der Kolonne a) wird alles $CaCO_3$ als sekundär zugeführt betrachtet und eine zu 3.19 %

Tabelle 13.

Augitporphyrite

	HK 114		WB 180	WW 165
SiO ₂	40.00		45.40	48.52
TiO ₂	3.55		0.84	0.71
Al ₂ O ₃	11.00		15.46	22.99
Fe ₂ O ₃	4.51		3.16	2.32
FeO.....	7.19		8.24	6.93
MnO.....	0.13		0.08	0.12
MgO.....	7.10		6.56	3.19
CaO.....	17.00		12.88	11.08
Na ₂ O.....	1.70		1.66	0.64
K ₂ O.....	1.70		1.83	1.12
H ₂ O ⁺	1.42		3.68	2.01
H ₂ O ⁻	n.b.		0.04	0.07
P ₂ O ₅	0.86		0.18	0.41
CO ₂	3.19		tr.	tr.
SO ₃	n.b.		0.08	0.31
	99.35		100.09	100.42
	a	b		
si.....	93	87	101	124
ti.....	6.1	5.8	1.3	1.4
p.....	0.8	0.8	0.2	0.4
al.....	15	14	20	35
fm.....	46.5	44	43	32
c.....	32	36	31	30
alk.....	6.5	6	6	3
k.....	0.39	0.39	0.42	0.54
mg.....	0.53	0.53	0.51	0.38
qz.....	- 33	- 37	- 23	+ 12
co ₂	-	5.9	-	-

Magmentyp: HK 114 polzenitisch

WB 180 gabbroid

WW 165 ossipitisch

Analytiker: HK 114 S. LANDERGREEN

WB 180; WW 165 H. SCHWANDER

CO₂ äquivalente Menge CaO abgezogen. Der Rest von 12.90 % primärem CaO fügt sich dann ohne weiteres in die Reihe der CaO-Werte basaltischer Gesteine.

Der geringe *si*-Wert von HK 114, zusammen mit niedrigem *alk*, weist dieses Gestein in die Gruppe der Subbasalte (BURRI-NIGGLI 1945, p. 181). Dasselbe gilt auch für WB 180. Auffallend ist, dass sich

für WW 165 (gegenüber HK 114) bei einer Zunahme des SiO_2 -Gehaltes von 40.0 auf 48.5 % der *al*-Wert mehr als verdoppelt.

Im allgemeinen besteht weitgehende Übereinstimmung mit den Doleriten. Bei den Augitporphyriten ist jedoch die in den Doleriten sehr ausgeprägte Natronvornmacht vollständig verschwunden, während gleichzeitig der absolute Alkaligehalt bedeutend abgenommen hat.

f. *Diabase*

Der Begriff Diabas wird hier mit der eingeschränkten Bedeutung als autometamorpher Basalt in Grünsteinfazies verwendet, ohne strukturelle oder altersmässige Einschränkungen. Sämtliche im Vorhergehenden besprochenen basaltischen Gesteine werden demnach bei entsprechender Zersetzung als Diabase bezeichnet.

Die Umwandlung in die *Grünsteinfazies* ist in den meisten Fällen auf eine spätmagmatisch-hydrothermale Autometamorphose zurückzuführen. Andererseits ist der thermische Einfluss der Syenit- und Granit-intrusionen auf benachbarte, präplutonische Basalte schwer abzuschätzen; er scheint durchaus nicht einheitlich ausgeprägt zu sein. Wir haben früher schon gesehen, dass einzelne vollständig im Syenit oder Granit eingeschlossene Basaltschollen teils überhaupt keine Spuren irgendwelcher Umwandlung zeigen, z. T. jedoch auch vollständig zersetzt und aufgelöst sein können.

Makroskopisch fällt meist sofort eine deutliche Grüntönung auf; mit Calcit gefüllte Blasenräume sind häufig. Die meisten Diabase sind feinkörnig und überaus zäh.

Mikroskopisch sind nur mehr selten die ursprünglichen Strukturen zu erkennen; meist sind sie durch wuchernde Sekundärminerale völlig verwischt. Pigmentreiche, fleckige Entglasungsstrukturen wurden nur selten beobachtet.

Die Mineralparagenese zeigt keine Besonderheiten. Plagioklas ist meist albitisiert, mit Serizit- oder Chloritschüppchen gefüllt oder in Calcit umgewandelt. Nur selten ist er reliktsch in seiner ursprünglichen Zusammensetzung als Labradorit erhalten.

Klinopyroxen ist teilweise nur mechanisch in einzelne Relikte zerlegt, meist jedoch unter Neubildung von Erz und Calcit vollständig in uralitische Hornblende und Chlorit umgewandelt. Leukoxen in den Zwischenräumen von feinlamelliertem Erz fällt vermutlich ebenfalls bei der Pyroxenzersetzung an.

Biotit und Syntagmatit sind, wenn vorhanden, meist auffallend unzersetzt.

Als sekundäre oder hydrothermale Produkte treten weiter auf: Quarz, Epidot, aktinolithische Hornblende, verschiedene z. T. idding-

sitähnliche Chlorite; Pyrit, sowie hämatitisches und limonitisches Pigment.

Pseudomorphosen, deren idiomorphe Umrisse auf Olivin deuten, sind randlich mit Quarz (+ eventuell Chalzedon) ausgepflastert, im Kern dagegen mit Carbonat, wenig Chlorit, Magnetit und Hämatit gefüllt.

2. Tilaitische Ganggesteine

Im Sinne der Definition von TRÖGER (1935) werden hier drei Gesteinstypen eingeordnet, deren Mafitanteil — bei fehlendem Quarz- und Foidgehalt — zwischen 66 und 90 % beträgt; Plagioklas (mit An > 50 %) überwiegt gegen Alkalifeldspat.

Im gesamten Untersuchungsgebiet wurden nur drei Proben gefunden, die dieser Zusammensetzung entsprechen: HK 68 und HK 136 stammen aus dem Anstehenden zweier Dykes, während HK 167 im (vermutlich autochthonen) Gehängeschutt gefunden wurde.*

a. *Pyroxenitischer Tilait*

HK 68; Fundort: Dyke im Südhang des Hvidbjerg.

Der Gang durchschlägt in einer Mächtigkeit von ~ 3 m mit scharfem Kontakt die triasische Sedimentfolge; in unmittelbarer Nachbarschaft des Ganges sind die Sedimente deutlich gefrittet.

Makroskopisch fällt das Gestein vor allem durch seine Grobkörnigkeit und durch die aus ihrem Strukturverband hervortretenden, bis 1 cm grossen, idiomorphen *Pyroxenkristalle* auf. Die Farbe ist dunkelstahlgrau.

Auffallendstes mikroskopisches Merkmal ist die panidiomorphe Ausbildung der Hauptgemengteile. Die Struktur ist serial-porphyrisch, bedingt durch drei Generationen:

1. Pyroxen in cm-grossen Einsprenglingen;
2. Hornblende in ziemlich konstant ~ 1 mm langen Prismen;
3. Feinkörnige Matrix als letzt-kristallisierte Füllmasse.

Mineralbestand:

Titanaugit	33
Titanhornblende	31
Plagioklas	9
Erz	8
Grundmasse	19

Farbzahl: 91.

100 Vol. %

*) Streng genommen müsste auch der Augitporphyrit HK 114 zu den Tilaiten gerechnet werden.

Titanaugit bildet (mit Erz zusammen) die älteste und durch ausgeprägte Panidiomorphie am stärksten hervortretende Generation. Er ist meist unzersetzt, nur selten auf Rissen und längs Spaltbarkeiten in Chlorit und Carbonat umgewandelt. Seine optischen Merkmale sind die für Titanaugite üblichen und entsprechen denjenigen der basaltischen und augitporphyritischen Pyroxene (p. 147).

$$+2V = 46-48^\circ, \quad \gamma/c = 37-43^\circ$$

Diesen Werten entspricht nach WINCHELL (1935) ein *pigeonitischer* Pyroxen mit durchschnittlich

CaSiO ₃	20 Mol. %
MgSiO ₃	55
FeSiO ₃	25

Die beträchtlichen Schwankungen für γ/c sind eventuell auf wechselnden Al-Gehalt zurückzuführen (vgl. auch KROKSTRÖM 1944, p. 12).

Titanhornblende bildet in panidiomorph-säuligen Prismen die zweite Generation; sie ist deutlich *nach* Pyroxen kristallisiert und dringt auf Sprüngen in diesen ein. Meist ist sie vollständig unzersetzt; vereinzelt geht sie randlich in grüne Hornblende über. Zonarstrukturen ähnlich denjenigen von Titanaugit sind in grösseren Individuen häufig. Ein grosser Teil der Hornblendeindividuen ist parallel zur Säulenachse, vermutlich nach (100) verzwillingt. Der Pleochroismus ist kräftig mit

$$\begin{aligned} \alpha &= \text{blass gelbbraun bis farblos} \\ \beta &= \text{gelb- bis rötlichbraun} \\ \gamma &= \text{kräftig gold-rotbraun} \\ \Delta n &\sim 0.027 \quad r > v \\ -2V &= 82-84^\circ \quad \gamma/c = 8-10^\circ \end{aligned}$$

Nach TRÖGER (1952) handelt es sich demnach um eine relativ Al-reiche Titanhornblende mit einer Zusammensetzung zwischen *Syntagmatit* und *Kaersutit*.

Als dritte Generation füllt eine feinkörnige Mesostasis die Zwickel zwischen Pyroxen und Hornblende. Am deutlichsten individualisiert ist darin Plagioklas mit 50—60 % An. Er ist stets xenomorph und völlig unzersetzt. Chlorit, gemeine und aktinolithische Hornblende, Carbonat und wenig Epidot bilden einen feinschuppig-wirren Filz, der von zahlreichen Apatitnadeln durchspießt wird; vereinzelt Biotitblättchen sind sehr selten. Stellenweise ist dieser Filz pseudomorph struiert und dann eventuell als Zersetzungsprodukt von Olivin zu deuten.

Erz liegt in einer primär-magmatischen Phase mit stahlblauen Reflexionsfarben (Magnetit, Ilmenit?), und als postmagmatischer Pyrit vor, der konkretionär und auf Äderchen angereichert ist.

b. *Ankaramitischer Tilait*

HK 136; Fundort: Dyke im Osthang des mittleren Håbets Dal.

Der Dyke gehört zu der Schar subparalleler Gänge, die vom Oksehorn in ENE-Richtung gegen den mittleren Komplex streichen (vgl. Karte).

Makroskopisch sind ziegelrote Einsprenglinge von hämatitisiertem *Olivin* und bis cm-grosse Blattpaketchen von *Biotit* die hervorstechendsten Merkmale. Die Grundmasse ist — bei grauer Farbe — feinkörnig bis dicht ausgebildet.

Mikroskopisch erweist sich die Struktur als idiomorph-porphyrisch, mit ausgeprägter Idiomorphie auch in der Grundmasse. Das Gestein ist völlig frisch und führt nur sehr wenig Sekundärprodukte.

Mineralbestand:

Einsprenglinge: 31 Vol. %	Olivin	14
	Titanaugit	14
	Biotit	3
Grundmasse: 69 Vol. %	Titanaugit	35
	Titanhornblende . .	} 11
	Biotit	
	Plagioklas	10
	Erz	9
	Calcit	4
		<hr/> 100 Vol. %

Farbzahl: 90.

Olivin in 2—6 mm grossen Körnern ist fast durchwegs panidiomorph; nur sehr selten wird er von der Grundmasse korrodiert oder verliert durch pseudomorphe Wucherungen seine ursprüngliche Eigenform. Er tritt nur als Einsprengling, jedoch nie in der Grundmasse auf. Seine makroskopisch so auffallende Rotfärbung ist in einer starken Durchaderung mit Limonit, Hämatit und Magnetit längs Spaltrissen und auf unregelmässigen Klüftchen begründet. Ab und zu sind die Erzädrchen von einem Saum parallel oder senkrecht zur Ader orientierter Chloritfasern umhüllt; einzelne Stellen zeigen beginnende Umwandlung in Talk. Im übrigen ist er jedoch vollständig unzersetzt, (s. Tafel XI).

Drei vermessene Körner ergaben Achsenwinkel von $+85^\circ$, $+87^\circ$ und -84° . Nach KENNEDY (1947) entsprechen diese Werte einem *Forsterit* mit maximal 25 Mol. % Fa.

Titanaugit neigt als Einsprengling nicht so stark zu panidiomorpher Ausbildung wie Olivin. Dagegen ist er in der Grundmasse sehr oft idiomorph ausgebildet. Er ist kaum zersetzt, enthält nur wenige Ein-

schlüsse von brauner Hornblende und Carbonat, und zeigt die üblichen charakteristischen Merkmale. Der äusserste Saum grösserer Einsprenglinge, der sich ja meist schon durch kräftigere Färbung hervorhebt, ist sehr oft mit feinkörnigen Erzeinschlüssen gefüllt. 2V und γ/c variieren in weiten Grenzen und erlauben nicht, einen Durchschnittswert der chemischen Zusammensetzung anzugeben:

$$\begin{array}{llll} +2V: & 52^\circ; & 50^\circ; & 66^\circ \\ \gamma/c: & 41^\circ; & 47^\circ; & 36^\circ \end{array}$$

Biotit als Einsprengling bis cm-Grösse ist vollständig unzersetzt. Er zeigt auffallenden Pleochroismus mit

$$\begin{array}{l} \alpha = \text{farblos} \\ \gamma = \text{kräftig orangebraun} \\ -2V = 0^\circ \\ n\gamma = 1.648 \end{array}$$

Biotit korrodiert Olivin, enthält poikilitische Einsprenglinge von Pyroxen und ist randlich von Säumen brauner Hornblende umgeben, also vor dieser kristallisiert. Grössere Einsprenglinge sind oft zonar gebaut, indem der äusserste Saum tief rotbraune Farbe, entsprechend einem erhöhten Titangehalt, aufweist. Mechanische Stauchung und Verbiegung einzelner Körner weisen auf kräftige Strömungen im erstarrenden Magma.

In der feinkörnigen Grundmasse ist idiomorpher *Titanaugit* der dominierende Gemengteil. *Braune Hornblende* in säuliger Ausbildung neigt ebenfalls stark zu idiomorpher Ausbildung. *Biotit* ist in der Grundmasse oft kaum von Hornblende zu unterscheiden. *Plagioklas* hat stets vollständig xenomorphe Umrisse und umwächst, von Zwickeln ausgehend, die Mafite. Er ist unzersetzt und hat meist die Zusammensetzung eines basischen Labradorites. *Erz* ist in feinen, isometrischen Körnern sehr gleichmässig verteilt; es dürfte sich hauptsächlich um Magnetit handeln. *Calcit* ist feindispers und konkretionär in der Grundmasse und in Olivin- und Pyroxeneinsprenglingen vorhanden, erreicht jedoch im untersuchten Schriff keinesfalls einen Anteil, der dem Analysenwert von CO_2 entspricht.

c. *Montrealitischer Tilait*

HK 167; Fundort: Schutt Kalberkopf, P. 690.

Trotzdem das Gestein nicht aus dem Anstehenden stammt, wird es hier eingehend beschrieben, weil es in überaus instruktiver Weise die *Kristallisationsfolge* der Hauptgemengteile zeigt, (s. Tafel VI).

Makroskopisch erscheint das Gestein homogen-mittelkörnig und völlig frisch; seine Farbe ist dunkel bräunlich-schwarz.

Mikroskopisch zeigt sich folgendes Bild: Die Struktur ist xenomorph-körnig bei häufig implikativer Verwachsung der Mafite; die durchschnittliche Korngrösse beträgt etwa 5 mm. Alle vier Hauptmafite der Bowen'schen Differentiationsreihe, *Olivin*, *Pyroxen*, *Hornblende* und *Biotit*, sind in deutlichen Mengen vertreten, allerdings in zeitlicher Vertauschung der üblichen Kristallisationsfolge für Hornblende und Biotit, (analog dem Gabbrodiorit der Grauen Wand).

Mineralbestand:

Titanhornblende.....	37
Titanaugit.....	32
Plagioklas.....	14
Erz.....	6
Olivin.....	5
Biotit.....	4
Akzessorien.....	2
	<hr/>
Farbzahl: 86.	100 Vol. %

Olivin zeigt nur noch selten Andeutungen ursprünglich idiomorpher Formen; in den meisten Fällen ist er von der umhüllenden Hornblende korrodiert. Unter Ausscheidung von Hämatit und Magnetit ist er nahezu vollständig in feinblättrigen Serpentin und gelb-pleochroitischen, iddingsitähnlichen Chlorit umgewandelt. In seiner Nachbarschaft ist Plagioklas, (nicht etwa auch die übrigen Mineralien) oft auffallend gelb gefärbt, ohne sein normales optisches Verhalten zu ändern; (selektive Färbung durch Limonitlösungen?).

Titanaugit ist teilweise idiomorph, weit häufiger jedoch implikativ mit Hornblende verwachsen und völlig unzersetzt. Neben den üblichen Merkmalen fällt vor allem die intensive Zwillingslamellierung nach (100) auf.

$$+2V = 50-52^\circ, \gamma/c = 42^\circ$$

Diesen Werten entspricht (nach WINCHELL 1935) eine Zusammensetzung, die nahezu vollständig mit der des Pyroxens in HK 68 (pyroxenitischer Tilait) übereinstimmt:

Klinoenstatit.....	35 Mol. %
Ferrosilit.....	19
Diopsid.....	29
Hedenbergit.....	17
oder CaSiO ₃	23 Mol. %
MgSiO ₃	50
FeSiO ₃	27

Fast durchgehend ist Titanaugit von Hornblende schalig umwachsen, also deutlich früher kristallisiert. Einsprenglinge von Plagioklas im Pyroxen fehlen; einzelne poikilitische Erzkörner sind meist von einem schmalen Biotit-Hornblendesaum umgeben. Dort wo Biotit in grösseren Körnern auftritt, legt er sich ebenfalls meist als jüngere Phase schalig um Pyroxen.

Biotit ist — bei vorwiegend xenomorpher Gestalt — völlig unzeretzt. Besonders auffallend ist sein überaus kräftiger Pleochroismus, der auf beträchtlichen Titangehalt deutet:

$$\begin{aligned}\alpha &= \text{farblos bis blass gelbbraun} \\ \gamma &= \text{tief braunrot} \\ -2V &= 0^\circ\end{aligned}$$

Biotit umwächst Pyroxen, wird jedoch seinerseits von brauner Hornblende umwachsen; er ist eindeutig *vor* dieser kristallisiert. Plagioklas ist z. T. poikilitisch im Biotit eingesprengt, kann ihn jedoch auch als jüngere Phase randlich unter Erzausscheidung korrodieren. Stellenweise kommt es zur Ausbildung echter *ophitischer Strukturen*, indem grössere Biotit-individuen von idiomorphen Plagioklasleistchen zerschnitten und in einzelne Fragmente gleicher optischer Orientierung aufgelöst werden.

Titanhornblende in über cm-grossen, xenomorphen Kristallen umwächst als letzte Phase der Hauptgemengteile alle übrigen Komponenten. Mit idiomorphen Plagioklasleistchen bildet sie durchwegs muster-gültige *Ophitstrukturen*, (mit eindeutiger Kristallisationsfolge Plagioklas \rightarrow Hornblende), wie sie zwischen Pyroxen und Plagioklas in solcher Klarheit in keinem einzigen Basalt beobachtet werden konnten. Vereinzelt scheint die Hornblende aus Pyroxen hervorgegangen zu sein. Ihr völlig frischer und homogener Habitus spricht jedoch sonst eher dafür, dass nicht eine Reaktionsserie, sondern eine magmatische Ausscheidungsfolge vorliegt.

Die optischen Daten der braunen Hornblende sind: kräftiger Pleochroismus mit

$$\begin{aligned}\alpha &= \text{blass graugelb} \\ \beta &= \text{gelblich- bis rötlichbraun} \\ \gamma &= \text{kräftig rötlichbraun} \\ -2V &= 76-78^\circ \\ \gamma/c &= 10^\circ, \Delta n \sim 0.02\end{aligned}$$

Danach handelt es sich um nahezu reinen *Syntagmatit*.

Fleckenweise Umwandlung des Syntagmatits in grüne Hornblende mit gleicher optischer Orientierung ist selten.

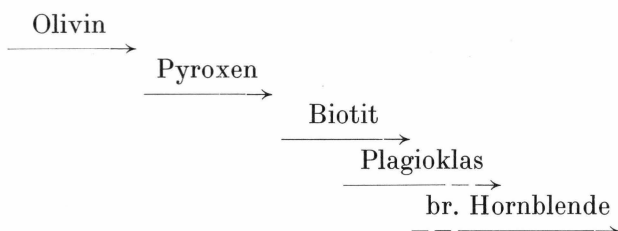
Plagioklas neigt als einziger Gemengteil durchgehend zu idiomorpher Ausbildung; seine Leistchen sind durchschnittlich 0.5 mm lang

und völlig unzersetzt. Er ist entweder ophitisch mit Hornblende und Biotit verwachsen, oder füllt in subparallelen Schwärmen die Interstitien der Mafite. Sein An-Gehalt pendelt mit 65—75 % um die Grenze zwischen *Labradorit* und *Bytownit*.

Akzessorisch und als hydrothermale Sekundärprodukte treten Apatit, Epidot, Chlorit, Serizit und Serpentin auf. Erz als Frühausscheidung ist meist poikilitisch in den Mafiten eingesprengt.

Die Kristallisationsfolge der Hauptgemengteile zeigt somit zwei auffallende Besonderheiten:

Biotit ist *vor* Hornblende kristallisiert; die Ausscheidung von Plagioklas setzt *kurz nach* dem Beginn der Biotitkristallisation ein und ist *zu Beginn* der Hornblendeausscheidung schon grösstenteils beendet.



d. Chemismus

Zum Vergleich mit den drei eben beschriebenen Tilaiten werden hier zwei weitere Analysen angeführt: WW 155 ist ein Gestein aus den Werner Bjergen, das P. BEARTH (1959) den Basalten zuordnet, das jedoch nach Mineralgehalt und Chemismus durchaus unseren Tilaiten entspricht. No. 28 ist ein Ankaramit vom Ladderbjerg am Moskusoksefjord aus der Sammlung G. W. TYRRELL; (Analyse veröffentlicht in BACKLUND & MALMQVIST (1932, 1. Teil).

Bei der Berechnung der Niggliwerte wurden für HK 68 in Kolonne b) 75 % CO₂ als primär betrachtet und die restlichen 25 % mit einer äquivalenten Menge CaO abgesättigt und in Abzug gebracht. In a) wird alles CO₂ mit CaO abgesättigt und als sekundäres CaCO₃ abgezogen. In HK 136 scheint Carbonat hauptsächlich durch Zufuhr von CO₂ entstanden zu sein; es wird deshalb nur ein kleiner CaO-Anteil abgezogen, der etwa der Menge des sekundären CaCO₃ entspricht.

Die H₂O⁺-Werte der Analysen HK 68, 136 und 167 sind so niedrig, dass sie kaum mit der Wirklichkeit übereinstimmen dürften. Es muss sich um Analysenfehler handeln.

Die fünf Proben zeigen untereinander bemerkenswerte Übereinstimmung. Gegenüber den Mittelwerten der arktischen Basalte unterscheiden sie sich vor allem durch bedeutend niedrigeres *si* auf der einen, höheres *c* auf der anderen Seite. *al* und *alk* neigen ebenfalls zu niedrigeren

Tabelle 14.
Tilaitische Ganggesteine

	HK 68		HK 136	HK 167	WW 155	No. 28
SiO ₂	40.17		39.86	40.89	43.45	43.20
TiO ₂	3.71		3.67	3.80	3.51	3.60
Al ₂ O ₃	11.95		12.80	9.40	7.91	8.57
Fe ₂ O ₃	2.97		4.02	5.78	3.50	5.00
FeO.....	8.37		7.31	8.95	6.41	6.24
MnO.....	0.10		0.12	0.17	0.18	0.14
MgO.....	6.70		7.30	7.91	10.42	12.00
CaO.....	14.50		13.50	19.50	15.91	15.65
Na ₂ O.....	2.80		2.30	2.22	3.31	1.30
K ₂ O.....	3.33		2.00	1.31	1.22	0.78
H ₂ O ⁺	0.19		0.28	0.10	1.40	2.40
H ₂ O ⁻	n. b.		n. b.	n. b.	0.17	0.80
P ₂ O ₅	0.62		0.31	0.28	0.42	0.36
CO ₂	4.00		5.51	—	2.44	—
	99.41		98.98	100.31	100.25	100.04

	a	b				
si.....	98	89	89	77	88	85
ti.....	6.7	6.1	6.2	5.3	5.4	5.3
p.....	0.6	0.6	0.3	0.2	0.7	0.12
al.....	17	15.5	16.5	10.5	9	10
fm.....	47	42.5	44.5	44.5	48	53.5
e.....	24.5	31.5	31	39.5	35	33
alk.....	11.5	10.5	8	5.5	8	3.5
k.....	0.44	0.44	0.36	0.28	0.20	0.30
mg.....	0.52	0.52	0.54	0.49	0.66	0.66
qz.....	— 48	— 53	— 43	— 45	— 44	— 29
co ₂	—	9.0	15.1	—	—	—

Magmentyp: HK 68 a) normalmissouritisch
b) normalshonkinitisch
HK 136 normalmissouritisch
HK 167 (natrium) polzenitisch
WW 155 alkalijacupirangitisch
No. 28 jacupirangitisch

Analytiker: HK 68, 136, 167 S. LANDERGREN
WW 155 H. SCHWANDER
No. 28 F. HERDSMAN

Werten als sie für den durchschnittlichen grönländischen Basalttypus üblich sind. Nach der Einteilung von ROSENBUSCH-NIGGLI fallen die fünf Tilaite deutlich in die Gruppe der Subbasalte. HK 68 fügt sich zudem

auffallend gut in den Differentiationsverlauf der »basic series« der Werner Bjerge.

3. Ultrabasische Gänge

Zwei melanokrate Dykes — beide ohne modalen Feldspat — lassen sich weder strukturell, noch mineralogisch mit den Basalten oder Tilaiten vergleichen. Sie werden deshalb in der Familie der Mafitite zusammengefasst.

a. *Pyroxenit*

Fundort: Dyke im Syenit des »Kalberkopfes« (Kolledalen). Der ca. 2 m mächtige Gang ist durch einen dünnen Mantel eisenoxydischer Erze von seinem syenitischen Wirtgestein getrennt. Der Basit ist unfrisch und zeigt deutliche Spuren sekundärer Umprägung. Der Kontakt zum Syenit ist unscharf und diffus.

Mikroskopisch bestätigt sich der unfrische Habitus des Gesteins, das nahezu monomineralisch von über cm-grossen, panxenomorphen Pyroxenkristallen aufgebaut wird. Diese sind stofflich nur schwach zersetzt, jedoch von einem dichten Netzwerk von sekundärem Calcit und Quarz zerschnitten und in zahlreiche kleine Inseln und Fragmente aufgelöst worden. Die stoffliche Umwandlung beschränkt sich auf fleckenweise Bildung von Chlorit und olivgrünem Glimmer.

Die optischen Daten des Pyroxens sind:
kräftige Grünfärbung mit

$$\begin{aligned}\alpha &= \text{grün} \\ \beta &= \text{gelbgrün} \\ \gamma &= \text{gelblich grün} \\ &(\text{Farbtonpleochroismus}) \\ +2V &= 68^\circ, \alpha/c = 32-35^\circ \\ \Delta n &\sim 0.03, 1(+)\end{aligned}$$

Diesen Daten entspricht ein *ägirinhaltiger Augit* mit $(\text{MgFe})\text{Ca}_{85-90}\text{NaFe}'''_{10-15}$.

Neben sekundärem Quarz und Calcit tritt als primärer Nebengemengteil Titanit in vollkommenen Briefcouvertformen auf. Ausgehend von dem umhüllenden Erzmantel wird das Gestein von zahlreichen Magnetit-Butzen durchsetzt, stellenweise richtiggehend imprägniert.

Nach der Art des Kontaktes zum Wirtgestein ist der Gang kaum als postsyenitisch zu deuten. Möglicherweise handelt es sich um ein ultrabasisches, frühmagmatisches Eigenprodukt des syenitischen Magmas. Dafür sprechen — ausser dem diffusen Kontakt — der Mineralgehalt (Alkalimafit) und die grobkristalline Struktur (Intrusion in ein vorgewärmtes Rahmengestein).

b. *Uralitischer Hornblendit.*

Fundort: Dyke in der Sedimentserie des westlichen Pictet Dal.

Makroskopisch grüne, panidiomorphe, bis 5 mm grosse Einsprenglinge von *Hornblende* schwimmen in einer dunkelgrauen, dicht-filzigen Grundmasse.

Unter dem Mikroskop sind die Hornblendeeinsprenglinge nahezu farblos. Die Grundmasse besteht zum überwiegenden Teil ebenfalls aus Hornblendeschuppen in sperrig-filzigem Gefüge, mit akzessorischem Chlorit, olivgrünem Biotit, Leukoxen und kryptokristalliner Füllmasse. Felsische Mineralien fehlen gänzlich.

Der Mineralbestand ergibt sich zu

Hornblende	85
Chlorit, Biotit	6
Füllmasse	5
Leukoxen, Apatit Erz	4
<hr/>	
100 Vol. %	

Sowohl als Einsprengling, wie in der Grundmasse, zeigt die *Hornblende* deutlich schilfigen Habitus. Typische Spaltbarkeit ist nirgends ausgebildet. Häufig finden sich im Kern von Hornblendekristallen Relikte von Klinopyroxen; Kornhäufchen von Leukoxenmaterial sind über den ganzen Schliff, besonders jedoch in den Einsprenglingen verstreut. Die optischen Daten der *Hornblende* sind:

farblos; $-2V \sim 80^\circ$, $\gamma/c = 15-16^\circ$

Einzelne Individuen gehen randlich in eine blass-grünliche Modifikation über; häufiger sind jedoch Übergänge zu brauner, syntagmatitischer *Hornblende*.

Der überwiegende Teil des gesamten Hornblendegehaltes ist als Uralitisierungsprodukt des nur noch reliktmäßig erhaltenen, titanreichen Klinopyroxens zu betrachten. Als primäres Ausgangsgestein ist demnach ein *porphyrischer Pyroxenit* anzunehmen.

4. *Lamprophyre*

Die Zuordnung basischer Gänge zur Familie der *Lamprophyre* erfolgt nach rein mineralogischen und strukturellen Merkmalen; genetische Kriterien werden *nicht* in Betracht gezogen, obgleich die Vermutung nahe liegt, dass wenigstens ein Teil der *Lamprophyre* basische Abspaltungsprodukte des alkalischen, tertiären Magmatismus darstellen.*) In

*) Sie haben demnach nichts mit den *Lamprophyren* der inneren Fjordzone zu tun, die A. RITTMANN (1940) in genetischen Zusammenhang mit der kaledonischen Migmatitfront Wegmann's bringt.

nomenklatorischer Hinsicht folge ich weitgehend den Vorschlägen von H. ROSENBUSCH (1923).

Bei gegenseitiger Intersektion von Eruptivgesteinen (Gänge, Stöcke) gehören die Lamprophyre meist der jüngsten magmatischen Phase an. Sie treten in bis 2 m (selten bis 5 m) mächtigen Dykes, ab und zu auch in Sills von über 10 m Mächtigkeit auf. Im Felde sind sie — mit wenigen Ausnahmen (Camptonite) — nicht von den Basalten zu unterscheiden; es ist deshalb möglich, dass unsere Sammlung nicht alle auftretenden Typen enthält. Verwandtschaft mit den »jüngeren« (postkaledonischen) Lamprophyren, die von RITTMANN (1940) und HALLER (1958) aus den nördlichen Staunings Alper und dem Segelsällskapets Fjord beschrieben worden sind, scheint nicht zu bestehen.

Durch stetige Zunahme von Biotit und Titanhornblende und deutlichen strukturellen Wechsel gehen Gesteine rein basaltischer Zusammensetzung oft sukzessive in lamprophyrische Typen über. Es ist nahliegend, in diesen Übergängen einen Hinweis auch auf mögliche genetische Zusammenhänge zu erblicken. Eine solche Deutung gewinnt an Gewicht durch die Beobachtungen von E. A. VINCENT (1953) in der Skaergaard-Area, wo hornblende-lamprophyrische Gänge (Camptonite) durch fraktionierte Differentiation aus Normaldolerit und Oligoklasdolerit hervorgehen.

a. *Minetten*

Grünlich-graue Farbe und feinkörnige Struktur sind die äusseren Merkmale dieser Gruppe. Ab und zu ist Biotit von blossen Auge sichtbar.

Mikroskopisch ist die Struktur hypidiomorph-körnig, vereinzelt schwach porphyrisch. Meist macht sich durch grössere Mengen von Chlorit und Calcit eine ausgiebige Zersetzung bemerkbar.

Mineralbestand:

Alkalifeldspat	40—60 Vol. %
Biotit	10—15
Pyroxen	0— 5
Erz	5—10
Akz: Plagioklas, Apatit	
Sekundär: Chlorit, Epidot,	
Calcit, Leukoxen.	

Biotit ist wiederum von allen Gemengteilen der am wenigsten zersetzte. Er neigt auch am stärksten zu idiomorpher Ausbildung. Sein Pleochroismus ist stets sehr ausgeprägt mit

α = blass beige

γ = orange- bis tief-rotbraun

Häufig ist er unter Ausscheidung von Leukoxen in feinschuppigen,

jenkinsit-ähnlichen Chlorit umgewandelt, der dann auch meist die Zwickel zwischen Alkalifeldspat füllt.

Klinopyroxen ist nie sehr häufig; er hat gewöhnlich panidiomorphe Gestalt. In porphyrischen Minetten tritt er auch in glomerophyrischen Anhäufungen auf. Nach seinen optischen Daten handelt es sich um einen *titanhaltigen Augit*. In einzelnen Gesteinen wird er sukzessive durch Calcit verdrängt.

Alkalifeldspat ist sowohl als *Orthoklas*, wie als *Albit* stets überaus stark bestäubt, oft auch mit Zoisit gefüllt. Er zeigt nur selten idiomorphe Ausbildung. In porphyrischen Minetten tritt er neben Pyroxen in der älteren Generation auf, z. T. deutlich den Biotit verdrängend.

Unter den Akzessorien spielt Apatit die wesentlichste Rolle; er durchspießt in langen Nadeln alle übrigen Gemengteile. Plagioklas ist, wenn er überhaupt auftritt, in hohem Grade zersetzt.

Chlorit ist als wesentlichstes Sekundärmineral meist in beträchtlicher Menge und in verschiedenen Modifikationen vorhanden. Carbonat, ebenfalls stets mit bedeutendem Anteil, ist eventuell teilweise primärer Entstehung.

Tabelle 15.

Augitminette HK 238, Oksedal

			a	b
SiO ₂	49.16			
TiO ₂	3.20	si	142	133
Al ₂ O ₃	13.94	ti	6.9	6.5
Fe ₂ O ₃	4.73	p	1.7	1.6
FeO.....	5.84			
MnO.....	0.25	al	24	22
MgO.....	6.16	fm	51	48
CaO.....	6.31	c	12.5	18
Na ₂ O.....	2.88	alk	12.5	12
K ₂ O.....	2.40			
H ₂ O ⁺	1.63	k	0.36	0.36
H ₂ O ⁻	0.34	mg	0.52	0.52
CO ₂	1.72	qz	- 8	-15
P ₂ O ₅	1.40	co ₂	-	6.3
	99.96			

Magmentyp: lamprosyenitisch bis
lamprosommatitisch

Analytiker: S. LANDERGREN

Der Chemismus von HK 238 fügt sich zwangslos in den Variationsbereich von ROSENBUSCH's (1923) und TRÖGER's (1935) Minetten, lässt sich dagegen weder dem Differentiationsverlauf der Intrusiva, noch dem Variations-Intervall der Basalte zuordnen. Auffallend sind einzig der

relativ hohe Anteil an TiO_2 und P_2O_5 , und der geringe Gehalt an Alkalien. Bei der Berechnung der Niggliwerte ist in Kol. a) sämtliches CO_2 als sekundäres CaCO_3 , in Kol. b) als primär betrachtet worden.

b. *Kersantite*

Ein 50 cm mächtiger Gang, der im Oksehorn-Gebiet direkt der Kontaktfläche zwischen Syenit und Sediment folgt, zeigt makroskopisch bei grünlichgrauer Farbe sehr dichtes Gefüge, aus dem einzelne Biotitpaketchen deutlich heraustreten.

Mikroskopisch ist die Struktur xenomorph-isometrisch-körnig, teilweise schlierig; sie besitzt auffallende Ähnlichkeit zu den Strukturen der basischen Schollen des Kap Syenit-Intrusivs.

Biotit mit 30—35 Vol. % ist entweder in feinen Blättchen gleichmässig verteilt, oder in feinschuppigen Anhäufungen konzentriert. Er ist kaum zersetzt und zeigt kräftigen Pleochroismus mit

α = farblos bis blass beige

γ = braun bis fuchsrot

Seine wenigen Einsprenglinge erreichen Grössen bis 5 mm und neigen zu idiomorpher Ausbildung.

Feine, xenomorphe Körnchen von farblosem Klinopyroxen spielen eine untergeordnete Rolle.

Plagioklas mit 60—65 Vol. % liegt in isometrisch-xenomorphen Körnern vor; er ist unzersetzt, zeigt jedoch fast nie deutliche Zwillingslamellen. Nach seinem Relief handelt es sich um einem *Oligoklas*. Kalifeldspat ist in geringer Menge vorhanden; er unterscheidet sich von Plagioklas sofort durch seine kräftige Bestäubung.

Sekundäre Mineralien wie Chlorit, Epidot und Calcit sind nur spärlich vertreten. Sie können jedoch in zersetzten Kersantiten — z. T. konkretionär angereichert — stark überhandnehmen; hier bildet sphärolitisch-filziger Chlorit teilweise idiomorphe Pseudomorphosen, eventuell nach Olivin. Die Feldspatsubstanz wird in diesen Gesteinen weitgehend von Chlorit und Calcit verdrängt.

Der Anteil von Erz (Magnetit + Hämatit) beträgt 5—10 Vol. %.

c. *Hornblende-Vogesite*

Ein über 5 m mächtiger Dyke aus dem Nordhang des vordersten Kolledal erscheint im Handstück auffallend frisch und homogenkörnig. Das Mikroskopbild zeigt jedoch, dass in Wirklichkeit eine deutlich porphyrische Struktur vorliegt, bewirkt durch ~ 40 % Syntagmaatit-Einsprenglinge einer ersten Generation in holokristalliner, stark zersetzter Feldspatmatrix.

Mineralbestand:

Syntagmatit.....	40 Vol. %
Klinopyroxen.....	5
Erz.....	5
Pistazit.....	4
Biotit.....	1
Matrix (vorw. Alkalifeldspat)	45

Die Hornblendeeinsprenglinge sind in konstanter Korngrösse von 0.5—1 mm sehr gleichmässig verteilt; sie besitzen, bei kurzsäulig-prismatischem Habitus, nahezu vollkommene Idiomorphie, sind völlig frisch, jedoch meist poikilitisch mit Erz und Apatit durchsetzt. Nach der niederen Doppelbrechung zu schliessen, handelt es sich um relativ *Fe'''*-reichen Syntagmatit.

α = blass beige

β = rotbraun

γ = goldbraun

$\alpha \ll \beta \sim \gamma$

$\gamma/c = 10-13^\circ, \Delta n \sim 0.02$

$-2V \geq 80^\circ$

Kleine, xenomorphe Körner eines farblosen Klinopyroxens spielen gegenüber Hornblende eine völlig untergeordnete Rolle. Sie sind zudem meist in gelblichen Pistazit umgewandelt. Biotit ist sehr selten, fällt jedoch durch seinen extremen Pleochroismus auf:

α = farblos

γ = tief braunrot

Feldspat ist so stark zersetzt und mit zahllosen Partikelchen gefüllt, dass er nicht näher bestimmt werden kann. Sein Relief ist jedoch stets niedriger als dasjenige von Canadabalsam. Zusammen mit dispersem Carbonat, Epidot und wenig Chlorit bildet er eine Füllmasse zwischen Hornblende- und Pyroxenkörnern.

Der Kontakt des Vogesitganges zu seinem Rahmen zeigt einige typische Erscheinungen: Schollen des Hüllgesteins wurden vom Magma losgerissen und fingerig umflossen. Infolge starker Hitzewirkung kam es im tonig-kalkig-sandigen Sediment zu merklicher Umkristallisation, teilweise zu weitgehender Remobilisierung von Quarz, der sich konkretionär in Adern und Linsen anreicherte. Neubildungen von Chlorit und Serizit im Sediment, sowie eine kräftige Imprägnierung mit Pyrit sind auf Stoffzufuhr aus dem lamprophyrischen Magma zurückzuführen; andererseits ist jedoch im Vogesit keine Stoffaufnahme aus dem Nebengestein feststellbar.

d. *Augit-Spessartite*

Gesteine dieser Gruppe sind — sowohl als Dykes, wie als Sills — ziemlich gleichmässig über das ganze Untersuchungsgebiet verstreut. Sie durchschlagen basaltische Gänge und den Gabbrodiorit der Grauen Wand, werden jedoch selber wiederum von kersantitischen Lamprophyren durchsetzt. Ihr Haupttypus ist ein mittel- bis grobkörniges Gestein, das am Beispiel zweier Sills aus dem Oksehorngebiet beschrieben werden soll:*)

Die Struktur ist im Kleinbereich entweder hyp- bis panidiomorph-körnig oder porphyrisch (s. Tafel VI); bei stengeliger Ausbildung der Hornblende kann sie stellenweise nematoblastischen Charakter annehmen. In einem der beiden Sills macht sich eine ausgeprägte Saigerung bemerkbar, in dem im oberen Teil des Ganges, vermutlich im Zusammenhang mit einer Anreicherung leichtflüchtiger Komponenten, der Gehalt an brauner Hornblende auf Kosten von Pyroxen merklich zunimmt.

Mineralbestand:

Plagioklas (60—65 % An)...	30—40 Vol. %
Titanaugit	25—40
Syntagmatit	15—25
Chlorit + Calcit	5—20
Erz	5—10
Biotit	1
Alkalifeldspat, Quarz	
Apatit, Leukoxen, Epidot	

Titanaugit — als wichtigster Mafit — besitzt dieselben optischen Eigenschaften wie in den Augitporphyriten:

$$+2V \sim 45-50^\circ, \gamma/c \sim 42^\circ$$

Er erreicht als Einsprengling oft eine Korngrösse von ~ 5 mm, ist vorwiegend idiomorph ausgebildet und zeigt nur geringe Spuren von Zersetzung (Chloritisierung längs Adern und Rissen). Charakteristisch sind wiederum feinkörnige Einschlüsse parallel zu den Anwachflächen.

Die durchschnittliche Korngrösse von Syntagmatit liegt bedeutend unter der von Pyroxen. Er tritt nur selten als Einsprengling auf, neigt jedoch ebenfalls stark zu panidiomorpher Ausbildung bei kurzprismatischem oder stengeligem Habitus, (s. Tafel VI). Nach seinen

*) In bezug auf seinen Mineralgehalt entspricht dieser Typus vermutlich weitgehend den Hornblendebasalten von ROSENBUSCH. Ich erachte es jedoch als vernünftig, (nach dem hier angewendeten Vorgehen, basische Ganggesteine dann den Lamprophyren zuzuordnen, wenn sie mehr als 10 % Hornblende, bzw. Biotit enthalten), das Gestein in die Gruppe der Spessartite zu stellen, obgleich bei sinkendem Hornblendegehalt eine deutliche Annäherung an basaltische Gesteine feststellbar ist.

optischen Daten hat er dieselbe Zusammensetzung wie der Syntagmatit der Hornblende-Vogesite:

$$\begin{aligned}\alpha &= \text{blass gelbbraun} \\ \gamma &= \text{rötlichbraun} \\ \gamma &= \text{kräftig gelbbraun} \\ \gamma/c &\sim 12^\circ, \Delta n < 0.02 \\ -2V &\sim 80^\circ\end{aligned}$$

Als jüngste Generation umfließt eine xenomorph-körnige bis interstertale Feldspatmatrix die Mafite. Neben wenig *Orthoklas* wird sie hauptsächlich von *Plagioklas* mit 60—65 % An aufgebaut. In zersetzten Gesteinen wird jedoch Plagioklas vollständig albitisiert und von iddingsit- und jenkinsitähnlichem, wucherndem Chlorit verdrängt.

Apatit, Quarz und Biotit sind akzessorisch; Calcit ist in sekundären Adern und Vakuolen angereichert.

Durch Hinzutreten von *Olivineinsprenglingen* bilden einzelne Gänge eine olivin-spessartitische Modifikation aus. Olivin ist restlos in Pseudomorphosen von Serpentin, \pm Talk und \pm Calcit umgewandelt. Als weitere Einsprenglinge treten Titanaugit und wenig Plagioklas mit 55—60 % An auf, während Syntagmatit in stengeliger Ausbildung mit ~ 25 Vol. % auf die Grundmasse beschränkt bleibt.

Ein grau-grün gesprenkelter Gang, der den Gabbrodiorit der Grauen Wand durchschlägt, enthält neben 40 % Hornblende ungefähr 15 % meist konkretionär angereicherten *Pistazit*. Hornblende liegt als unzerstetzt-frischer Syntagmatit und als schilfige, grüne Hornblende vor. Letztere ist zudem gespickt mit Leukoxenmaterial; sie ist vermutlich zusammen mit Pistazit als Umwandlungsprodukt von Pyroxen zu deuten.

Ein schmaler Lagergang aus dem westlichen Pictet Dal, der im Streichen der Sedimentbankung auskeilt, zeigt deutlich odinitischen Habitus: Feine Andesinleistchen bilden ein Intersertalgerüst, in dessen Zwickeln ~ 40 % eines regellosen Filzes von brauner und grüner Hornblende enthalten sind. Plagioklas ballt sich in xenomorphen Einsprenglingen gelegentlich zu glomerophyrischen Knäueln zusammen.

e. *Extrem porphyrische Hornblende-Spessartite*

Zwei ungefähr je 2 m mächtige, dunkle Gänge aus dem Süd- und Südosthang des Theresabjerges fallen im Felde sofort durch ihre sehr ausgeprägte porphyrische Struktur auf, die durch über cm-grosse Einsprenglinge und bis faustgrosse, glomerophyrische Anhäufungen von *brauner Hornblende* in einer dichten Grundmasse bewirkt wird. Der eine der beiden Gänge durchfährt mit scharfem Kontakt einen mächtigen Doleritsill, der andere enthält Xenolithen von Syenit. Ihre Intrusion lässt sich demnach als *postdoleritisch* bzw. *postsyenitisch* datieren. Ein Vergleich

der betreffenden Handstücke ergab, dass keine Beziehung zu den Spessartiten mit Hornblendeeinsprenglingen besteht, die HALLER (1958, p. 105) aus dem Tærskeldal beschreibt.

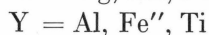
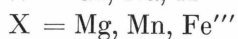
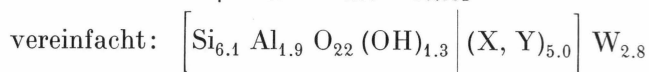
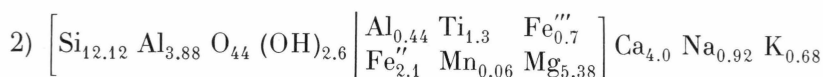
Bereits makroskopisch ist sichtbar, dass die dunkeln Hornblendeaggregate von zahlreichen, bis cm-langen Apatitspindeln poikilitisch durchsetzt werden. Im Mikroskop zeigt sich, dass sämtliche Einsprenglinge xenomorph-klastische Gestalt haben. Ihre volumemässige Verteilung ist sehr ungleichmässig. In den glomerophyrischen Aggregaten sind oft *braune Hornblende*, *Titanaugit* und *Magnetit* xenomorph miteinander verwachsen, alle drei stets von auffallend grossen, idiomorphen *Apatitsäulen* durchsetzt. Das Korngrössenverhältnis zwischen Einsprenglingen und Grundmassenkomponenten beträgt etwa 150 : 1. Diese Kriterien lassen den Schluss zu, dass die Einsprenglingsaggregate bereits in einer abyssischen Phase als basische Erstausscheidungen auskristallisierten. Die xenomorph-klastischen Formen sind auf mechanische Deformation während des Aufdringens des Kristallbreies in die oberflächennahen Klüfte zurückzuführen.

Der grösste Teil der Hornblendeeinsprenglinge ist unzersetzt und hat völlig frischen Habitus; primärmagmatische Ausscheidung ist hier als sicher anzunehmen. Dies gilt auch für die Fälle, wo Hornblende, mit scharfer Grenze zwischen beiden Mineralien, den Pyroxen ummantelt (Kristallisationsfolge). Häufig geht jedoch braune, unfrische Hornblende auch fleckenweise aus Titanaugit hervor; sie ist dann als sekundäres Umwandlungsprodukt zu betrachten. Ein Unterschied in den optischen Daten der beiden Typen ist nicht feststellbar:

$$\begin{aligned} \alpha &= \text{blass graugelb} \\ \beta &= \text{gelbbraun bis braunrot} \\ \gamma &= \text{kräftig rotbraun bis goldbraun} \\ n\gamma &= 1.699 \text{ gem.} \\ n\beta &= 1.691 \text{ ber.} \\ n\alpha &= 1.678 \text{ ber.} \\ \Delta n &= 0.021 \\ -2V &= 76^\circ, \gamma/c = 9-11^\circ, r > v \\ &\text{ausgeprägte, schalige Zonarstruierung.} \end{aligned}$$

Nach den optischen Daten handelt es sich um einen relativ Fe''' -reichen Syntagmatit. Aus dem durch nasse Silikatanalyse (1) und quantitative Spektralanalyse (2) des gleichen Ausgangsmaterials gewonnenen Chemismus lassen sich folgende beiden Formeln berechnen:

$$\begin{aligned} 1) \quad & \left[\text{Si}_{12.18} \text{Al}_{3.76} \text{Ti}_{0.06} \text{O}_{44} (\text{OH})_{3.68} \left| \begin{array}{cc} \text{Ti}_{1.08} & \text{Fe}'''_{1.18} \text{Fe}''_{1.98} \\ \text{Mn}_{0.08} & \text{Mg}_{5.36} \end{array} \right. \right] \text{Ca}_{4.06} \text{Na}_{0.9} \text{K}_{0.42} \\ & \text{vereinfacht: } \left[\text{Si}_{6.1} \text{Al}_{1.9} \text{O}_{22} (\text{OH})_{1.8} \left| (\text{X}, \text{Y})_{4.9} \right. \right] \text{W}_{2.7} \end{aligned}$$



Stellenweise ist die Titanhornblende fleckig und auf Rissen in Epidot und *grüne Hornblende* umgewandelt. Grössere Pseudomorphosen von spiessiger, *aktinolithischer Hornblende* mit

α = blass gelbgrün

γ = blass blaugrün

sind vermutlich uralitisch aus Pyroxen hervorgegangen, der in diesem Gestein fehlt, während er im andern, wo aktinolithische Hornblende nicht auftritt, reichlich vertreten ist.

Die Grundmasse des frischeren (nicht uralitisierten) der beiden Typen hat — bei xenomorph-körniger, holokristalliner Struktur — folgende Zusammensetzung:

Feldspat (Labrador >> Orthoklas) . . .	55 Vol. %
Syntagmatit	15
Titanaugit	10
Erz	10
Biotit	5
Apatit, Calcit, Chlorit, Epidot	5

Sehr oft lässt sich beobachten, dass die Hornblendeeinsprenglinge korrosiv von der Grundmasse angefressen werden. Syntagmatit neigt auffallenderweise in der Grundmasse weit mehr zu idiomorpher Ausbildung als in seiner ersten, »fremden« Generation. Biotit ist stark zerfetzt und chloritisiert, Plagioklas dagegen wiederum völlig unzersetzt.

Chemismus

Verglichen mit anderen Spessartit-Analysen hat HK 407 deutlich niedrigeren SiO_2 - und Al_2O_3 -Gehalt. Auffallend hoch sind dagegen die Werte für TiO_2 und P_2O_5 . Beides ist nach dem modalen Mineralbestand zu erwarten; die optischen Daten von Pyroxen, Hornblende und Biotit weisen stets auf sehr beträchtlichen Titangehalt, und Apatit ist in zahlreichen poikilitischen Säulchen bereits von blossen Auge sichtbar. Der angegebene Alkaligehalt erscheint dagegen für ein Gestein, das zum grössten Teil aus einer Grundmasse mit > 50 % Labradorit besteht, recht

niedrig. Zum Spessartit WB 27 aus den Werner Bjerger (BEARTH 1959) besteht chemisch keine Verwandtschaft. Dagegen fügt sich der Chemismus von HK 407 auffallend gut in den Differentiationsverlauf der »basic series« der Werner Bjerger und deutet so eine mögliche genetische Beziehung an. Die Berechnung der Niggliwerte in den Kolonnen a) und b) erfolgte in der üblichen Weise.

Tabelle 16.
*Extrem porphyrischer Hornblende-Spessartit HK 407 und
Syntagmatit HK 427a, Theresabjerg*

	HK 407		HK 427a 1)	HK 427a 2)
SiO ₂	41.84		39.99	40.5
TiO ₂	5.01		5.00	5.8
Al ₂ O ₃	10.60		10.47	12.3
Fe ₂ O ₃	4.18		5.16	3.1
FeO	9.10		7.78	8.4
MnO	0.22		0.28	0.24
MgO	8.92		11.85	12.1
CaO	12.88		13.53	12.5
Na ₂ O	1.45		1.51	1.6
K ₂ O	1.45		1.10	1.8
H ₂ O ⁺	1.43		1.80	1.3
H ₂ O ⁻	0.21		0.56	n. b.
CO ₂	0.85		0.11	n. b.
P ₂ O ₅	1.42		0.64	n. b.
	99.56		99.78	99.64

	a	b		
si	92	90	80	80
ti	8.3	8.1	7.5	8.5
p	1.3	1.3	—	—
al	14	13.5	12.5	14
fm	53	52	56.5	54
c	28	29.5	27	26.5
alk	5	5	4	5.5
k	0.40	0.40	0.32	0.43
mg	0.55	0.55	0.62	0.65
qz	—28	—30	—36	—42
co ₂	—	2.5	—	—

Magmentyp: HK 407

Analytiker: HK 407, HK 427a 1)
HK 427a 2)

si-issitisch

S. LANDERGREN
H. SCHWANDER
(quantitative Spektralanalyse)

Die Hornblende HK 427a wurde vergleichsweise zweifach analysiert (aus demselben, einheitlichen Ausgangsmaterial): auf nassem Weg

von S. LANDERGREN (1) und quantitativ spektralanalytisch von H. SCHWANDER (2). Das analysierte Material stammt von über 1 cm grossen, unzersetzten Einsprenglingen in einem der oben beschriebenen Gänge. Die optischen Daten der Hornblende sind auf p. 167 angeführt.

In 2) wurden H_2O^- , CO_2 , P_2O_5 und F nicht bestimmt. Für die Formelberechnung sind in 1) CO_2 und P_2O_5 mit CaO abgesättigt und als Calcit bzw. Apatit in Abzug gebracht, die beide bei der Reinigung des Analysenmaterials nicht restlos abgetrennt werden konnten.

Ein Vergleich beider Analysen zeigt folgendes: Während die Werte für SiO_2 , MnO und Na_2O beachtlich gut übereinstimmen, ergeben sich im Gehalt an Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, CaO und K_2O Abweichungen von teilweise mehr als 10 %. Dies erhellt nur allzu deutlich die auch heute noch sehr problematische Reproduzierbarkeit analytischer Daten eines homogenen Ausgangsmaterials (vgl. H. W. FAIRBAIRN, 1951).

Die detaillierte Hornblendeformel wurde für beide Analysen getrennt berechnet, (p. 167). Abweichungen ergeben sich bei den Kationen mit der Koordinationszahl 6 hauptsächlich für Ti, Al und Fe^{3+} , bei den 8-Koordinativen nur für K. In der vereinfachten Formel zeigen sich jedoch (ausgenommen im Wassergehalt) keine wesentlichen Unterschiede mehr; beide stimmen weitgehend überein und weichen nur unwesentlich von der idealisierten Hornblendeformel ab.

In ihrem hohen Titangehalt deckt sich unsere Hornblende vollständig mit denen des Massives von Ditro (STRECKEISEN 1954); niedriger Anteil der Alkalien unterscheidet sie jedoch nicht nur von diesen, sondern auch von den Syntagmatitanalysen in TRÖGER (1935). Der sehr hohe H_2O^- -Wert dürfte auf einem Analysenfehler beruhen.

In den Q-L-M-, Kp-Cal-Ne- und Mg-Ca-Fe-Diagrammen fällt der Projektionspunkt der Hornblende stets in unmittelbare Nähe des Muttergesteines (HK 407). Diese sehr weitgehende Übereinstimmung im Chemismus von Mineral und Gestein zeigt sich auch beim blossen Vergleich der Analysen- und Niggliwerte. Der Spessartit zeigt allerdings eine schwache Tendenz in Richtung eines — gegenüber der Hornblende — saureren Gesamtchemismus. Bereits anhand des mikroskopischen Befundes ist nun aber die Vermutung ausgesprochen worden (p. 167), dass Einsprenglingsgeneration und Grundmasse zwei zeitlich und räumlich getrennten Kristallisationsphasen entstammen, d. h. dass die Hornblende-einsprenglinge z. B. durch Einstürzen von einem anderen Erstarrungsort her in ihre jetzige Umgebung gelangten. Der weitgehenden Übereinstimmung im Chemismus der beiden Generationen kommt deshalb keine weitere Bedeutung zu.

f. *Camptonite*

Im hintersten Oksedal steht ein ca. 4 m mächtiger Dyke an, der mit zahlreichen Apophysen in sein Rahmengestein eindringt, und der von

einem Augitporphyrit-Gang diskordant durchschlagen wird. Sein auffallendstes makroskopisches Merkmal sind bis cm-grosse Einsprenglinge von Biotit in einer braungrauen Grundmasse.

Mineralbestand:

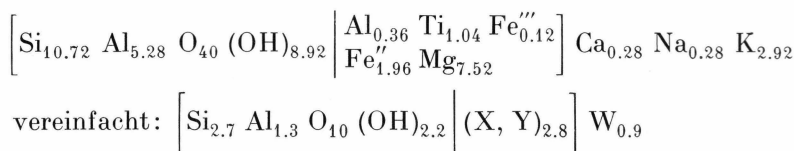
Einsprenglinge: 50 Vol. %	Titanhornblende	30 Vol. %
	Biotit	12
	Titanaugit	8
Grundmasse: 50 Vol. %	Plagioklas (60—65 % An) .	20
	Titanaugit	15
	Erz, (Apatit)	
	Hornblende, Biotit	
	Chlorit, Calcit,	
	Pigment	

Titanhornblende in kurzsäuligen Körnern ist vollständig idiomorph entwickelt. Sie ist kaum zersetzt, enthält jedoch oft poikilitische Einsprenglinge von Biotit oder umwächst denselben. Es liegt somit auch hier wieder eine Umkehr der üblichen Kristallisationsfolge vor, indem die Hornblende deutlich *nach* Biotit ausgeschieden wird. Die optischen Daten zeigen keine Besonderheiten; nach der relativ hohen Doppelbrechung $\Delta n \sim 0.025$ muss es sich um eine Titanhornblende aus dem Grenzbereich zwischen *Syntagmatit* und *Kaersutit* handeln.

Biotiteinsprenglinge verleihen dem Gestein auch im Schliff ein charakteristisches Gepräge, (s. Tafel XI). Sie sind stets panidiomorph und gänzlich unzersetzt. Ihr Pleochroismus ist sehr ausgeprägt mit

$$\begin{aligned}\alpha &= \text{farblos bis blass beige} \\ \gamma &= \text{kräftig goldbraun} \\ -2V &= 5-10^\circ, n\gamma = 1.642\end{aligned}$$

Danach handelt es sich um einen *Lepidomelan*. Die Resultate einer quantitativen Spektralanalyse sind in Tabelle 17 zusammengefasst. Aus dem Chemismus lässt sich folgende Formel berechnen:



In Schnitten senkrecht zur Spaltbarkeit machen sich oft deutliche Spuren einer *Protoklase* bemerkbar: Einzelne Schichtpaketchen werden gestaucht und wellig verbogen, oder sie blättern auf und werden dann von spätmagmatischen Produkten (z. B. Calcit) umflossen und durchsetzt.

Titanaugit zeigt als Einsprengling keine Besonderheiten. In der xenomorph-körnigen Grundmasse wird er jedoch neben Labradorit zum wesentlichsten Gemengteil, während Biotit und Hornblende hier stark zurücktreten, also hauptsächlich auf die erste Generation beschränkt bleiben. Neben Plagioklas, Pyroxen und Erz wird ein grosser Teil der Grundmasse von dispersem Calcit und einer kryptokristallinen Füllmasse aufgebaut.

Chemismus

Der Biotit aus dem Camptonit HK 276a zeigt — neben dem beträchtlichen Ti-Anteil — einen ausgesprochen hohen Gehalt an MgO und entsprechend wenig Fe_2O_3 und FeO. Er stimmt darin vollständig mit dem Biotit eines Lamprophyrs aus TRÖGER (1935) überein, unterscheidet sich aber gerade dadurch von den syenitischen Biotiten des Massives von Ditro. In der berechneten Formel kommen diese Besonderheiten deutlich zum Ausdruck. Die Abweichungen von der idealisierten Biotitformel sind gering. Für die Berechnung wurde CO_2 als in die Schichtfugen des Glimmers eingedrungener Calcit in Abzug gebracht. F wurde nicht bestimmt.

Im Q-L-M-Diagramm fällt der Projektionspunkt des Biotites ins übliche Streuungsfeld eruptiver Biotite (nach BURRI-NIGGLI, 1945); im Mg-Ca-Fe-Dreieck liegt er dagegen im Bereich der »selteneren Biotite«.

Tabelle 17.

Biotit aus HK 276a

SiO_2	36.5	si	75
TiO_2	4.7	ti	7.2
Al_2O_3	16.3		
Fe_2O_3	0.5	al	20
FeO.....	8.0	fm	67
MnO.....	0.07	c	2
MgO.....	17.2	alk	11
CaO.....	2.4		
Na_2O	0.5	k	0.86
K_2O	7.8	mg	0.88
H_2O^+	4.6	qz	— 69
CO_2	1.2		
	99.77		

Analytiker: H. SCHWANDER
(quantitative Spektralanalyse)

VI. ERGUSSGESTEINE

Eindeutige Oberflächenergüsse mit grösserer lateraler Ausbreitung konnten im gesamten Untersuchungsgebiet nirgends festgestellt werden. Die Strukturen einiger typischer Gesteine (aus Anstehendem und Schutt) lassen jedoch keinen Zweifel zu, dass der Magmatismus bis in sehr oberflächennahe Teile der Kruste hinaufreichte. Drei dieser Typen werden im folgenden kurz beschrieben:

a. *Geschichteter Liparit*

Im Nordgrat des Vildthorn ist den horizontalliegenden Sedimenten ein ungefähr 1 m mächtiger, dicht-körniger Gesteinsverband konkordant eingelagert, der durch eine auffallende Horizontalschichtung im mm-Bereich hervorsticht. Unter dem Mikroskop verschwindet die Feinschichtung fast gänzlich; sie ist möglicherweise in einem lagigen Wechsel im Quarz-Feldspatgehalt begründet. Ungefähr 30 % Quarz sind in mikrokristallinem Gefüge implikativ mit ~ 70 % Kalifeldspat verwachsen. Aus der Struktur geht hervor, dass das Gestein sicher nicht tuffogener Herkunft ist. Die parallele Feinschichtung ist auf innermagmatische Vorgänge bei der Erstarrung eines oberflächennahen Schmelzflusses zurückzuführen.

b. *Vitrophyre*

Die stets holokristallinen, dunklen Syenitporphyre im Bachbett des vorderen Majdal gehen talaufwärts unmerklich in eine schwarz-weiss gesprenkelte, porphyrische *Glas-Modifikation* über: ~ 30 % bis 5 mm grosse Einsprenglinge von restlos zersetztem Feldspat schwimmen in einer glasigen, auch im Mikroskopbild vollständig schwarzen Grundmasse, die jedoch stellenweise Spuren von Entglasung zeigt und dann mit Nestern von Chlorit und Epidot durchsetzt ist. Die Einsprenglinge zeigen oft fluidale Anordnung; auf Rissen und Sprüngen sind sie ebenfalls mit schwarzem Glas gefüllt. Die Kristallisation der Feldspäte erfolgte demnach *vor* der Eruption des Magmas in seine jetzige Lage.

Es ist besonders zu beachten, dass auf beiden Seiten des Majdal grobkörnige Syenite bedeutend grössere Höhenlage erreichen als der Vitrophyr, dessen glase Struktur wohl nur durch rasche Abkühlung des

Magmas unter entsprechend geringer Bedeckung entstehen konnte. Die *Talanlage* muss demnach (mindestens teilweise) als *präeruptiv* betrachtet werden.

Wesentlich andere Zusammensetzung hat ein Vitrophyr aus dem Brekzienkomplex der Medusagryde: Ungefähr 50 Vol. % bis 3 mm grosser Einsprenglinge von *Orthoklas*, *Plagioklas* (37—47 % An), *Biotit*, *Klinopyroxen* und \pm *Titanit*, (in Reihenfolge abnehmender Häufigkeit), sowie Xenolithen des oben beschriebenen Vitrophyrs aus dem Majdal, schwimmen in einer dunkelgrauen, im Mikroskop leuchtend goldbraunen *Glasbasis*, deren Brechungsindex nahe dem von Canadabalsam liegt. Die Einsprenglinge sind auffallend frisch und unzersetzt; in ihrer Umgebung entwickelt die Grundmasse schlierige Fluidalstrukturen, (s. Tafel IV).

Ich betrachte dieses Gestein als Ergussäquivalent des kalk-alkali-syenitischen Magmas.

c. Sphärolithische Typen

Drei Gesteine — eines aus dem autochthonen Schutt zwischen Theresabjerg und Borestok, ein Gang aus dem südöstlichen Porphyrrygg, und eine Gesteinsbank aus dem Syenitkontakt des vordersten Slugtdal — besitzen eine makroskopisch sehr charakteristische Sphärolith-Struktur: Ooide bis 3 mm Durchmesser schwimmen entweder in einer dichten Matrix oder bauen mit nahezu 100 Vol. % ohne Zwischenmasse Gesteinstypen auf, die äusserlich durchaus den Habitus sedimentärer Oolithe tragen.

Im ersten der drei Typen besitzen die einzelnen, nahezu kugelförmigen Ooide konzentrisch-schaligen (*orbicularen*) Aufbau. Um einen mikrokristallinen Kern mehrerer xenomorpher Quarz-, Feldspat- und Erzkörner legt sich eine kryptokristalline, felsische Schale ohne feststellbare Textur. (*Granosphärit* n. Rosenbusch). In einer nächsten Schale erfolgt kontinuierlich der Übergang zu radialstrahliger Struktur, bedingt durch einen Kranz feinstengeligen Quarz-Feldspatmaterials. Häufig legt sich noch eine weitere, allerdings nur dünne Schale um die Sphärolithe, auffallenderweise stets durch einen merklichen Hohlraum von den inneren Schalen abgelöst. (Schrumpfung durch Entglasung?) Die äusseren Schalen, nicht aber die Kernpartie, sind stets von einem feindispersen Limonitfilm imprägniert. Die Interstitien der einzelnen Sphärolithe sind meist durch gutkristallisierten Quarz (\pm Hämatit) ausgeheilt, der sich ihnen in bis 0.5 mm langen Stengeln kranzähnlich-radialstrahlig anschmiegt. Einzelne, bis mm-grosse, teils idiomorphe Einsprenglinge von Kalifeldspat zwischen den Sphärolithen sind für die genetische Deutung massgebend, (s. Tafel V).

Der zweite Typus (heller Gang aus dem südöstlichen Porphyrrygg) unterscheidet sich vom ersten hauptsächlich durch das Auftreten einer

mikrokristallinen, xenomorph-körnigen Matrix. In ihr schwimmen ungefähr 50 Vol. % bis 1 mm grosse, kugelige Sphärolithe, die nicht mehr schaligen, sondern radialstrahligen Bau aufweisen. Rötlich bestäubter Kalifeldspat in dünnen Spindeln stellt die Hauptkomponente. Ein farbloser, fast gänzlich isotroper Saum, der sich um die Sphärolithe legt, ist nicht näher bestimmbar.

Im dritten Typus haben die Sphärolithe nicht mehr kugelige, sondern unregelmässig *ovaloide* Form, (s. Tafel V). Durch eine Wechselfolge heller und dunkler, kryptokristallin bis glasiger, konzentrischer Schalen entsteht eine *mikro-orbicolare* Struktur; unregelmässige Wölbung und Knickung einzelner Schalen führt zu nierigen Formen. Im Kern steckt oft mikrolithischer Quarz und Feldspat, und vereinzelt umschliessen die glasigen Schalen Körner von vollständig idiomorphem Zirkon. Im Handstück wird sichtbar, dass die einzelnen Ovaloide in deutlicher Parallelschichtung angeordnet sind; eine Matrix von Carbonat füllt alle Zwischenräume. In dieser Matrix entwickeln sich pallisadenartige Aggregate von panidiomorphem Quarz in bis 0.5 mm langen, bipyramidalen Säulchen. Meist ist der Quarz durch eine ungewöhnlich starke Pigmentierung tief violettgrau gefärbt; z.T. scheint er auch metasomatisch von Calcit verdrängt zu sein.

In allen drei Typen geht aus dem geologischen Verband, der Struktur und dem Auftreten idiomorpher Einsprenglinge von Feldspat und Zirkon hervor, dass eindeutige *Erstarrungsprodukte* magmatischer Schmelzflüsse vorliegen. Weniger sicher ist ein Entscheid, ob die Sphärolithe durch Entglasung oder durch primäre Kristallisation entstanden sind: Entglasung scheint für den ersten und dritten (ovaloiden) Typus wahrscheinlich zu sein, während im zweiten Fall primär-sphäroidische Kristallisation gegeben scheint. Carbonat, Quarz und Hämatit in den Interstitien sind Produkte postmagmatischer Lösungen.

VII. PNEUMATOLYTISCHE UND HYDROTHERMALE BILDUNGEN

Im Gefolge des tertiären, subvulkanischen Magmatismus wurde ein grosser Teil der Intrusiv-Komplexe und des benachbarten Rahmengesteins von pneumatolytisch-hydrothermalen Lösungen durchsetzt; *Zersetzung* selektiv bevorzugter Gesteinskomponenten auf der einen, *Neubildung* typischer Mineralien auf der andern Seite sind die augenfälligsten Zeugen dieser spät- bis postmagmatischen Vorgänge.

In der Werner Bjerge Arbeit von P. BEARTH (1959, pp. 42—44) sind die wesentlichsten Merkmale (Zersetzungs Vorgänge, Mineralneubildungen, Zufuhr) übersichtlich zusammengefasst. Sie decken sich weitgehend mit meinen Beobachtungen im Gebiet zwischen den Werner Bjergen und dem Kong Oscars Fjord. Ich beschränke mich deshalb auf eine kurze Beschreibung der charakteristischsten Erscheinungen.

Zonen diffuser Mineralisierung und Erzzufuhr sind von weitem an ihrer intensiven *Färbung* in gelben, ocker, roten und rostig-braunen Tönen erkenntlich (Limonit, Hämatit, Manganoxyd). Oft ist eine ausgeprägte Pyritisierung des Rahmengesteins feststellbar. Die spektralanalytische Untersuchung von 40 Gesteinsproben, (vorwiegend solcher mit bereits makroskopisch feststellbarer Vererzung), auf einige Spurenelemente, ausgeführt von S. LANDERGREN, ergab folgende Resultate:

	1	2	3
Pb.....	50–100	10'200	15
Ag.....	tr	130	0.1
Sn.....	—	50	3
Cu.....	10–100	100–1000	45
Mo.....	—	1000	1
W.....	—	800	1

Die Werte sind in ppm (parts per million) angegeben.

Kol. 1: Durchschnittswert aller analysierten Proben unter Weglassung der Extrema

Kol. 2: Maximalwerte einzelner Gesteine

Kol. 3: Durchschnitt der Lithosphäre

Pb und Cu sind in den meisten Gesteinen merklich angereichert; Ag ist in Spuren fast stets vorhanden, während Sn, Mo und W nur sporadisch in Konzentrationen auftreten, die über dem Grenzwert der Feststellbarkeit liegen (für Sn und Mo = 10 ppm). Die höchsten Extremwerte (Pb 10200, Ag 130, Sn 50, Cu 1000, Mo 1000, W 600 und Sr 60) sind zudem sämtlich in einer lokal begrenzten Vererzungszone im Osthang des Hvidbjerges konzentriert.

Neben dieser diffusen Mineralisierung werden in Rissen und Klüften vor allem Fluorit, Quarz und verschiedene Carbonate (z.T. als Pseudomorphosen von Hämatit und Manganerz nach Siderit), in seltenen Fällen auch Magnetit als hydrothermale Bildungen ausgeschieden. Adern von Molybdänglanz, Wolframit oder Bleiglanz, wie sie in den benachbarten Werner Bjergen auftreten, scheinen gänzlich zu fehlen.

Die zweite, destruktive Wirkungsweise der spät- und postmagmatischen Phase äussert sich in der starken Zersetzung vor allem der Mafite, und unter diesen besonders der wasserarmen (Olivin, Pyroxen); Biotit ist von allen Hauptmafiten der am wenigsten und oft gar nicht zersetzte. Ich vermute, dass auch die meist sehr starke Bestäubung der Kalifeldspäte in Zusammenhang mit diffusen, hydrothermalen Erzlösungen steht.

Weitaus am stärksten zersetzt sind durchgehend die Syenite; in ihrer Nachbarschaft findet man auch stets die »farbigsten« Vererzungszone (Limonit etc.). Granit und Gabbrodiorit sind dagegen auffallend frisch, und auch in ihrer Umgebung fehlen deutliche Spuren hydrothormaler Tätigkeit: Pneumatolytische und hydrothermale Phasen treten in unserem Gebiet hauptsächlich im Gefolge der syenitischen Intrusionen auf.

VIII. PETROCHEMISCHER TEIL

1. Methodisches

Die Berechnung 18 neuer und einiger älterer Gesteinsanalysen erfolgte nach den Methoden von P. NIGGLI, Tom. F. W. BARTH und P. ESKOLA. In den Tabellen 18, 19 und 20 sind Kationen-%, Niggliwerte und Standardnorm, sowie die Basiswerte für alle analysierten Gesteinstypen gemeinsam eingetragen. Das gleiche gilt für die Dreiecksprojektionen Q-L-M, Kp-Cal-Ne und Mg-Ca-Fe. In den Variationsdiagrammen der Fig. 37 und 40 sind die Daten für Plutoniden und basaltische Gänge getrennt aufgeführt, während in den Diagrammen *si-alk* und *k-mg* nur die Kennwerte der basaltischen Gesteine eingetragen wurden. Wo es sinnvoll erschien, sind zum Vergleich auch die entsprechenden Daten von Gesteinen aus den benachbarten Werner Bjergen (P. BEARTH, 1959), bei den Basalten auch Durchschnittswerte grönländischer (BACKLUND & MALMQVIST, 1932) und brito-arktischer (HOLMES, 1917) Typen herangezogen worden.

Bei der Berechnung der Basis wurden Ns, CO₂, Ru und Cp zu M geschlagen; (Ru steckt grösstenteils im Titanit, Biotit, Titanaugit und Titanhornblende). In den 6 letzten Kolonnen der Tabelle 19 sind Q-L-M, bzw. Kp-Ne-Cal auf die Summe 100 umgerechnet. In der Standardnorm werden sämtliche in Betracht kommenden Basiswerte voll silifiziert und der meist auftretende SiO₂-Mangel durch -Q ausgeglichen. Ist in der Basis Ns > Fs, so wird nach der Bildung von Ac aus dem verbleibenden Ns nach der Formel

$$4 \text{ Ns}^* = 3 \text{ Ns} + \text{Q}$$

Ns* gebildet.

Bei CO₂-führenden Proben wird in Kolonne a) alles oder (entsprechend dem mikroskopischen Befund) der grösste Teil des CO₂ als sekundär zugeführtes Carbonat betrachtet und eine äquivalente Menge CaO in Abzug gebracht. Wo CaO zur Sättigung nicht ausreicht, wird das restliche CO₂ mit MgO bzw. FeO abgesättigt. Reichen auch diese nicht aus, (z.B. HK 65) so wird der bleibende CO₂-Rest nicht mehr berücksichtigt (Analysenfehler?). In Kolonne b) wird alles oder der grösste Teil des CO₂ als primär betrachtet. In der Norm wird jedoch nicht Cc gebildet,

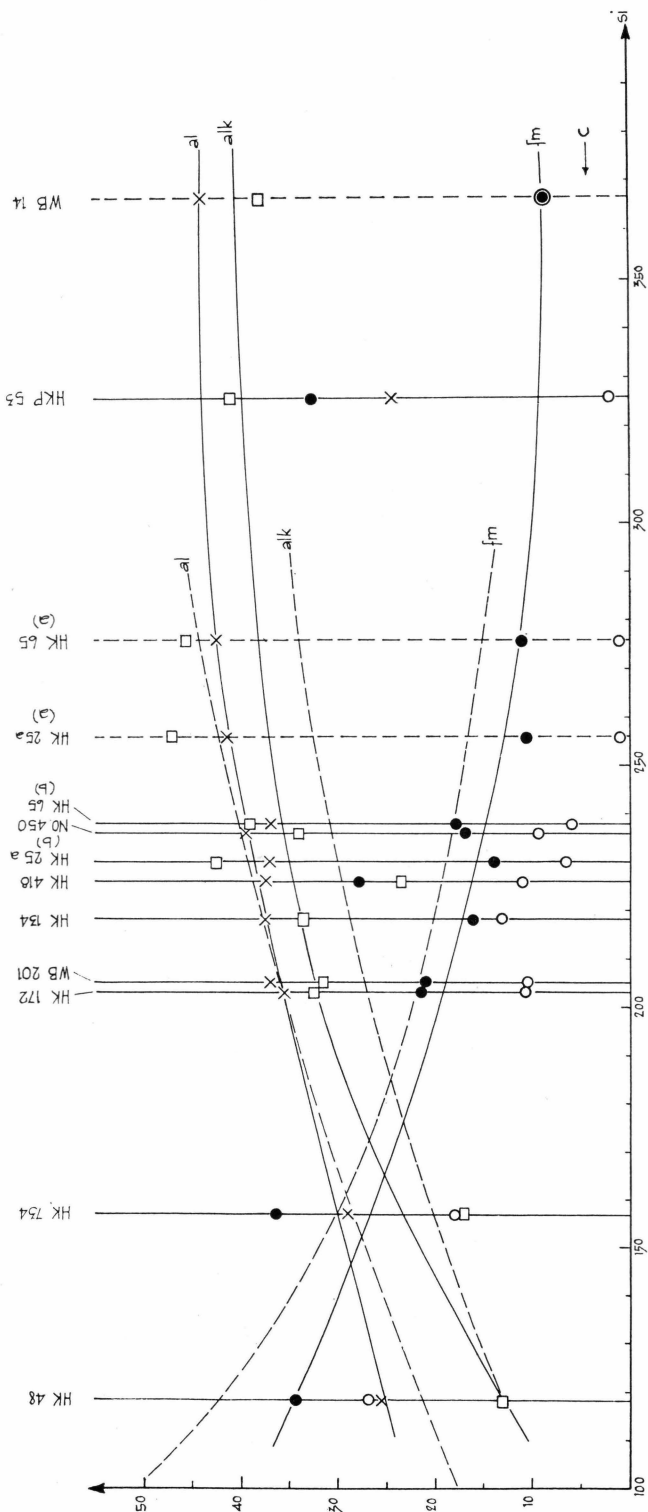


Fig. 37. Variations-Diagramm der Niggliwerte: Intrusivgesteine (Gabbrodiorit, Syenit, Syenitporphyr, Granit). Gestrichelt: »basic series« der Werner Bjerger.

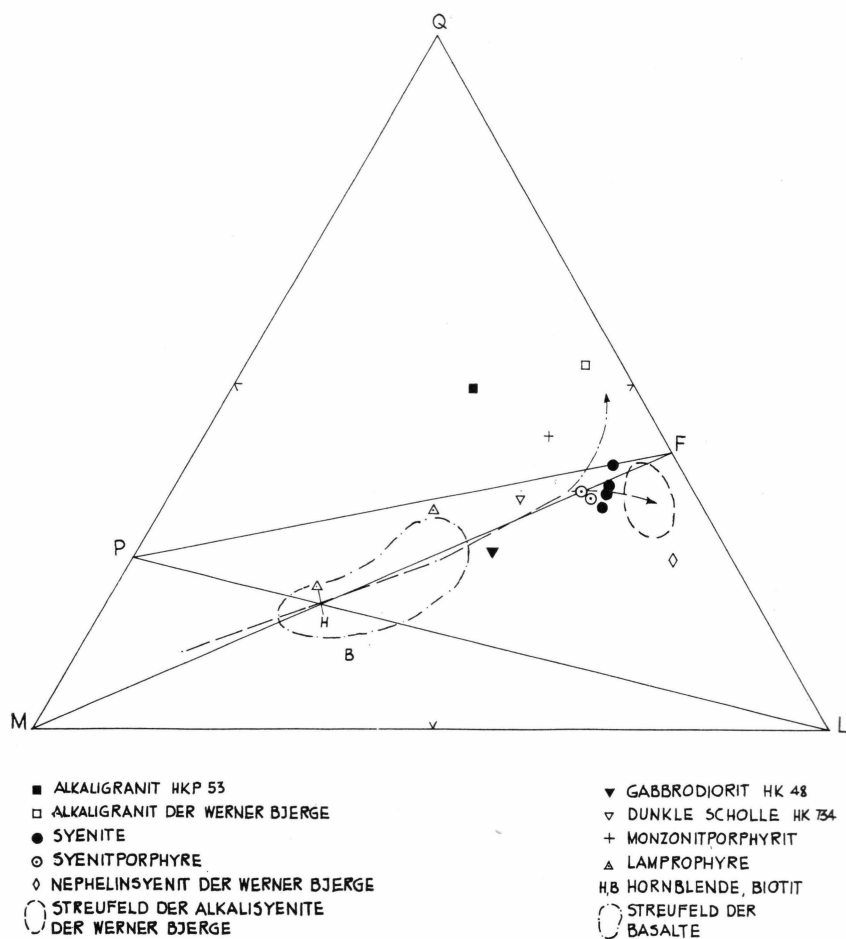


Fig. 38. Q-L-M-Dreieck (F = Feldspatpunkt, P = Pyroxenpunkt).

weil CaO oft nicht dazu ausreicht. Dem normativen CO_2 -Wert kommt wegen der offensichtlichen analytischen Unsicherheit keine Bedeutung zu.

2. Intrusiva

Das Variationsdiagramm der Niggliwerte (Fig. 37) zeigt eindeutige Zusammenhänge zwischen geologischen Feldbefunden und chemischer Entwicklungstendenz: Der Altersfolge Gabbrodiorit-Syenit-Alkaligranit entspricht (bei ansteigendem *si*) eine kontinuierliche Zunahme für *al* und *alk*, während *fm* und *c* wohl absteigende Tendenz, jedoch auch grössere Streuweite der Einzelwerte zeigen. Die Kurven für *al*, *fm* und *alk* münden bei *si* = 367 mit guter Übereinstimmung in die entsprechenden Projektionspunkte eines Alkaligranites aus den Werner Bjerger. Im Q-L-M-

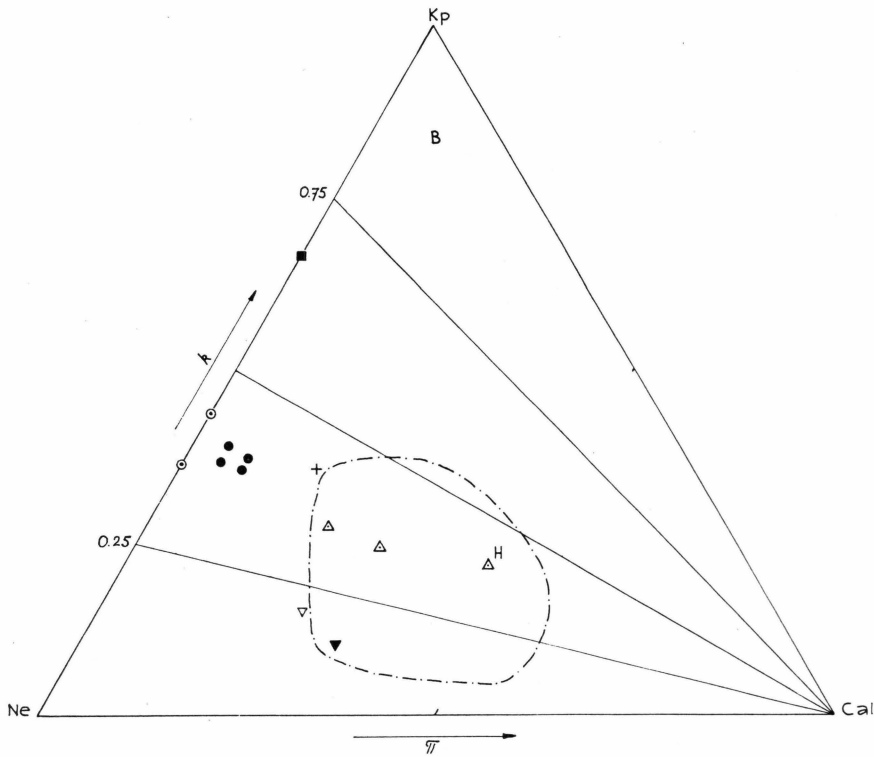


Fig. 39. Feldspat-Dreieck Kp-Cal-Ne (Or-An-Ab).

Dreieck verläuft die Entwicklung grösstenteils längs der Linie M-F (atlantische Differentiation).

Bereits hier zeigt sich jedoch, dass der Granit HKP 53 in keiner Weise der allgemeinen Tendenz einzugliedern ist (ausgenommen *alk*). Hohes *fm* und relativ niedriges *al* bewirken, dass sein Projektionspunkt im Q-L-M-Dreieck weit abseits der Werner Bjerger Granite, ausserhalb des allgemeinen Streufeldes granitischer Gesteine und beträchtlich links der Linie für 40 L zu liegen kommt. Der Granit kann jedenfalls nicht als Produkt eines normalen Differentiationsverlaufes betrachtet werden. Da der modale Mineralbestand jedoch durchaus mit dem Chemismus in Übereinstimmung steht, der Granit zudem durchgehend homogen und kaum hybrid ist, bleibt uns nichts anderes übrig, als für sein merkwürdiges Verhalten eine spezifische Entwicklungstendenz verantwortlich zu machen, deren Ursache und Verlauf wir nicht kennen¹⁾.

Die Syenite fügen sich der allgemeinen Tendenz sehr weitgehend ein; einzig die beiden porphyrischen Modifikationen weichen durch ihren

1) Immerhin scheint eine gewisse Verwandtschaft zu hakutoitischen Gesteinen, wie sie z. B. von den Azoren und aus Korea bekannt sind, nicht ausgeschlossen.

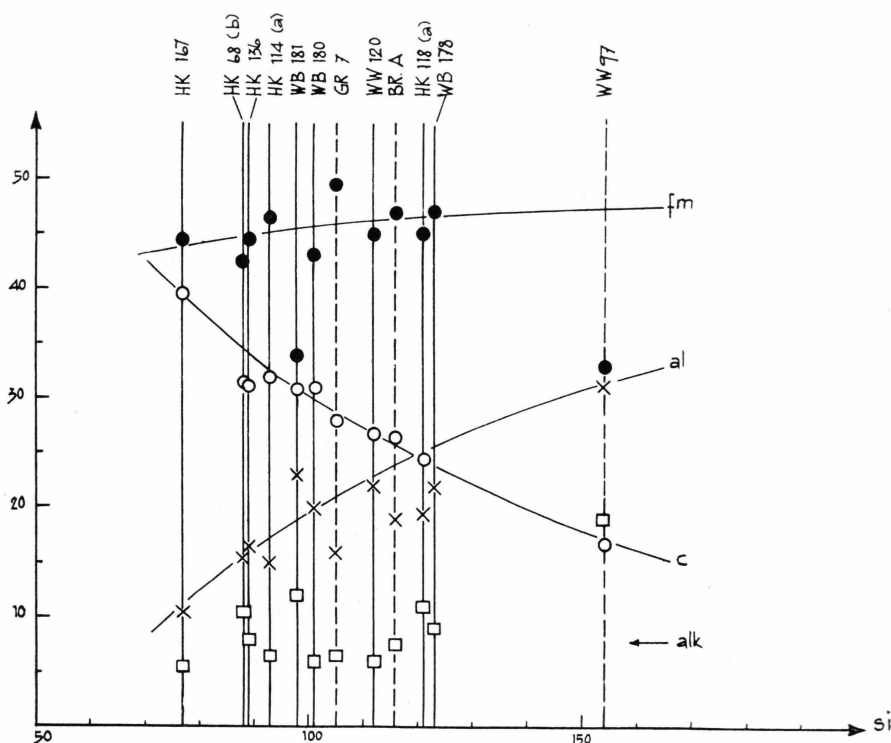


Fig. 40. Variations-Diagramm der Niggli-Werte: Basische Ganggesteine.

peralkalischen Charakter deutlich davon ab. Dies äussert sich z.B. darin, dass in der Basis Al_2O_3 nicht zur vollständigen Bildung von Ne ausreicht. In der Norm tritt deshalb Ac (+Ns*) auf, während im Feldspatdreieck wegen fehlendem Cal die Projektionspunkte auf die Seite Ne-Kp fallen. Betrachtet man den gesamten CaO-Gehalt als primärmagmatisch – wie dies hier auf Grund mehrerer Hinweise geschieht – (s. p. 58), so fallen infolge des niedrigeren L-Wertes im Q-L-M-Dreieck die Projektionspunkte der beiden Alkalisyenitporphyre von denen der Kalk-Alkalisyenite weg gegen die Linie MF zu. Bringt man jedoch eine zu CO_2 äquivalente Menge CaO als sekundär in Abzug, so fallen beide Projektionspunkte von den Kalk-Alkalisyeniten weg gegen das Feld der Alkalisyenite zu, was eigentlich beim vorliegenden Differentiationsverlauf zu erwarten ist. Mit dieser zweiten Annahme setzt man sich jedoch in Widerspruch zu den weiter vorne geäusserten Gesichtspunkten (pp. 58, 62). Infolge der analytischen Unsicherheit der beiden CO_2 -Werte und der Interpretation des vorhandenen Carbonatgehaltes kann deshalb den beiden Syenitporphyren in der Diskussion des Differentiationsverlaufs kein Gewicht beigemessen werden.

Der modal ausgesprochen kalk-alkalische Charakter der syenitischen Hauptintrusionen (Kap Syenit, Theresabjerg Südwand, Oksehorn) zeigt

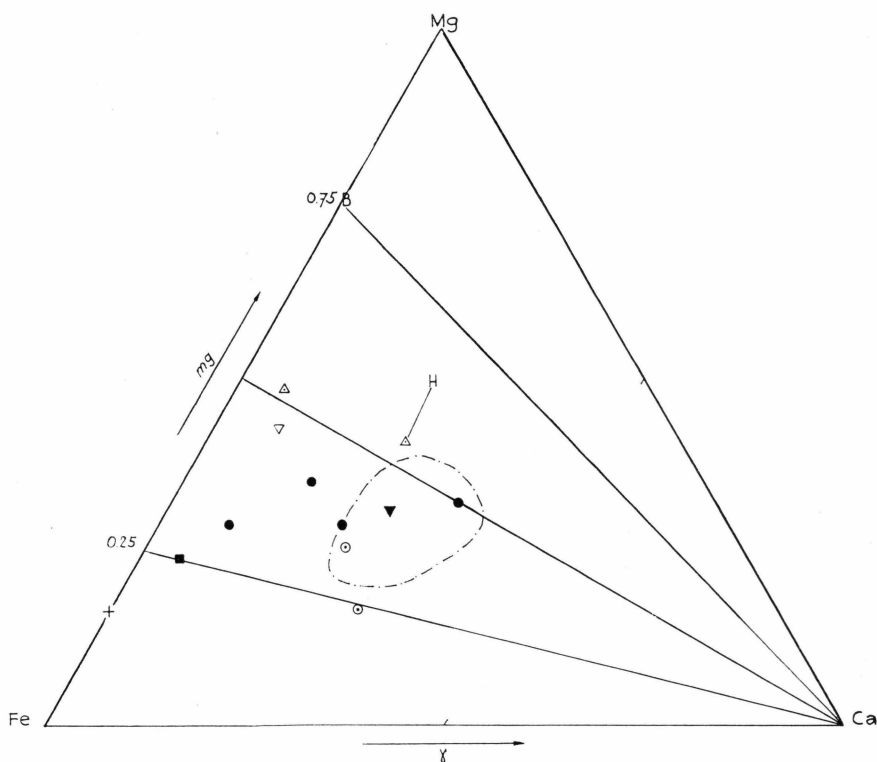


Fig. 41. Mafit-Dreieck Mg-Ca-Fe.

sich in den chemischen Diagrammen vor allem beim Vergleich mit den Syeniten der Werner Bjerger: Diese haben stets kleineres fm und c , dagegen höheres al und alk . Im Q-L-M-Dreieck fallen deshalb die Projektionspunkte unserer Syenite ausserhalb des Streufeldes derjenigen der Werner Bjerger gegen M zu. Sie stellen somit das Bindeglied zwischen diesen und der Entwicklungslinie der »*basic series*« der Werner Bjerger (P. BEARTH, 1959) dar. In Fig. 38 ist diese Linie, der eine feldgeologisch belegte Folge von Pyroxeniten über Gabbro zu granitischen Restlösungen entspricht, durch einen gestrichelten Pfeil angegeben. Es ist nun durchaus denkbar, dass sich aus einem Magma syeno-dioritischer Zusammensetzung, das im Entwicklungsverlauf der »*basic series*« gebildet wird, eine zweite Differentiationstendenz entwickelt, die nicht zu Graniten, sondern über das Zwischenstadium der Kalk-Alkalisyenite zu alkali- bis nephelinsyenitischen Endgliedern führt. Möglicherweise erfolgt die Aufspaltung in zwei verschiedene Differentiationsrichtungen auch erst im syenitischen Magma, wofür u. a. die kontinuierlichen Übergänge zwischen syenitischen und aplitgranitischen Ganggesteinen sprechen.

Diese Theorie eines zwei-ästigen Differentiationsverlaufes lässt sich durch die Hypothese ergänzen, die wir am Beispiel des monzosyenitischen Porphyrites des Theresabjerges erwogen haben (p. 64): Ein monzonit-

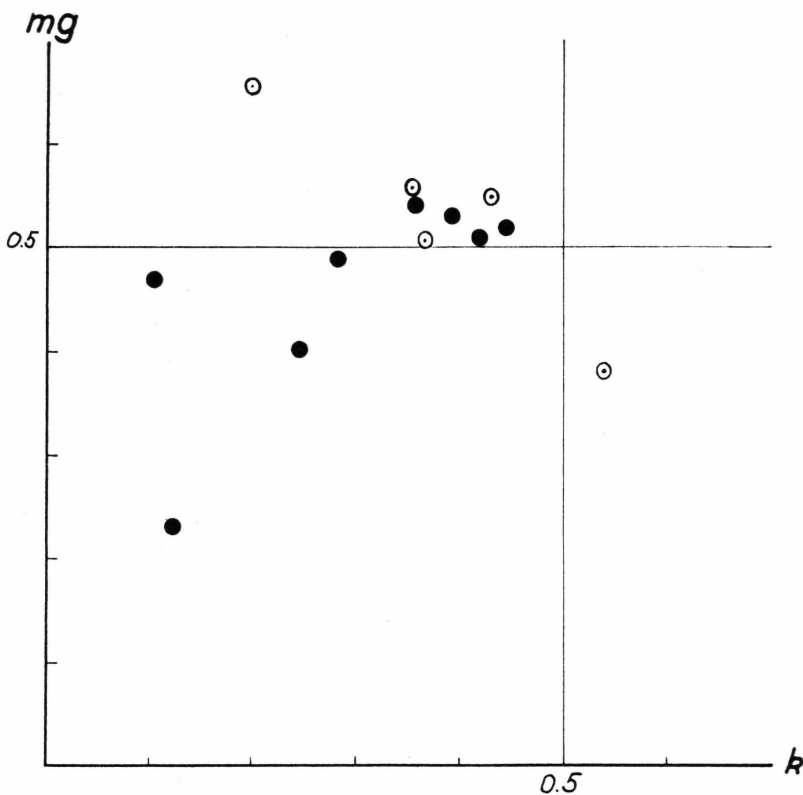


Fig. 42. k-mg-Diagramm der basaltischen Ganggesteine. Kreise mit einem Punkt im Zentrum repräsentieren Basalte aus den Werner Bjerge (P. BEARTH, 1959).

syenitisches Magma, das im ordentlichen Entwicklungsverlauf entstanden ist, kann durch erneute Differentiation und mechanische Segregation basische (gabbrodioritische) und saure (alkalisyenitische) Endglieder bilden, die lokal zu selbständigen Intrusionen führen können.

Im Variationsdiagramm Fig. 37 sind die Kurven für *al*, *fm* und *alk* der »basic series« der Werner Bjerge gestrichelt eingezeichnet. Die weitgehende Konformität der Entwicklungstendenzen in beiden Gebieten ist — ohne Seitenblick auf bestimmte Differentiations-Hypothesen — zumindest eine weitere Bestätigung dafür, dass das Alkalimassiv der Werner Bjerge und die Subvulkane des Gebietes zwischen Mesters Vig und Antarctic Havn syngenetische Produkte einer magmatischen Grossphase sind.

3. Basische Gänge

Im Variationsdiagramm Fig. 40 sind die Kennwerte der basaltischen und tilaitischen Ganggesteine eingetragen. Das Bild zeigt eine

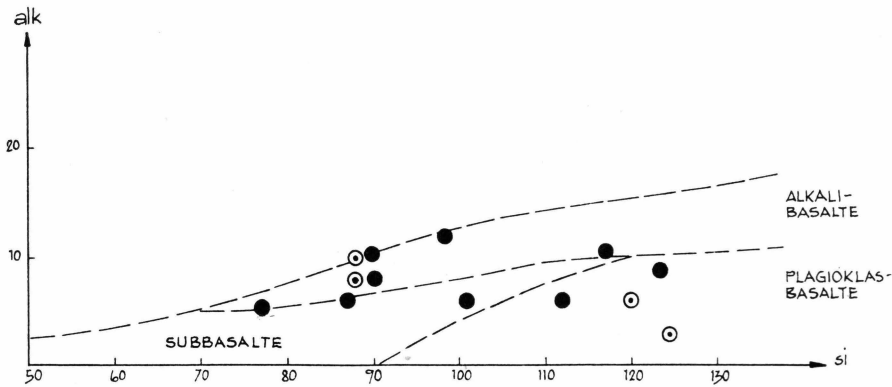


Fig. 43. si-alk-Diagramm der basaltischen Ganggesteine. (Kreise mit Punkt: Basalte aus den Werner Bjergen).

auffallende Stetigkeit in der Variation von *al*, *fm* und *c*; auch *alk* hat einen relativ kleinen Streubereich. Die Kurven für *al* und *c* münden bei *si* = 154 zwangslos in die entsprechenden Projektionspunkte eines Porphyrites aus den Werner Bjergen (WW 97). Auf den beiden gestrichelt gezeichneten Ordinaten sind die Durchschnittswerte von sieben grönländischen Basalten (GR 7, aus BACKLUND & MALMQVIST, 1932) und von neun Basalten der Brito-Arktischen Provinz (Br. A, aus HOLMES, 1917) eingezeichnet: Die Übereinstimmung mit der allgemeinen Tendenz in unserem Gebiet ist nahezu vollkommen. Einzig der Durchschnittswert für *fm* der sieben grönländischen Basalte fällt mit 49.5 etwas ausserhalb des üblichen Streubereiches.

In den Diagrammen Q-L-M, Kp-Cal-Ne und Mg-Ca-Fe sind die Streufelder der Basalte durch gestrichelte Linien umgrenzt. Im *k-mg*-Diagramm macht sich eine deutliche Konzentration der Projektionspunkte bei *mg* ~ 0.5 und *k* ~ 0.35 — 0.45 bemerkbar.

Das Diagramm *si-alk* wurde gezeichnet, um Einblick in die Zugehörigkeit zu den Familien der Plagioklas-, Alkali- oder Subbasalte zu erhalten (NIGGLI-BURRI, 1945, pp. 169—203). Während hier die Kennwerte noch im Bereich aller drei Familien streuen, zeigt der Vergleich der Q-L-M-Werte eine unzweideutige Tendenz in Richtung auf *subbasaltische* (Dolerite, Basalte i.e.s.) und auf *alkalibasaltische* (Tilaite) Typen hin, eine Tendenz, die ja aus dem modalen Mineralbestand bereits deutlich hervortritt.

Möglicherweise steht der ausgesprochen hohe Titan-Gehalt im Zusammenhang mit dem alkalischen Charakter der Basalte. Gesetzmässige Beziehungen zwischen *ti* und *alk* scheinen jedoch nicht zu bestehen. Aus der Tabelle der Kationen-% ist ersichtlich, dass Ti durchschnittlich 2.6, im Extremfall bis 3.8 % beträgt.

Tabelle 18 a.
Kationen - %₀ nach Barth-Eskola

	Alkali-Granit	Syenitporphyre				Syenite				Monzonit-porphyr	Dunkle Scholle	Gabbro-diorit	Vulkanische Brekzien		
	HKP 53	HK 65		HK 25 a		No.	HK	WB	HK	HK 418	HK 734	HK 48	HK 96	HK 177	
		a	b	a	b	450	134	201	172						
Si	66.2	59.1	55.0	57.2	54.4	57.0	55.8	54.7	54.3	57.6	50.9	45.2	56.6	56.6	Si
Ti	0.3	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.4	0.5	0.7	1.3	1.3	1.4	0.9	1.0	Ti
Al	10.0	18.3	17.1	18.5	17.6	19.2	19.1	19.5	19.0	19.1	18.6	19.7	18.2	16.8	Al
Fe ⁺⁺⁺	4.1	1.7	1.6	1.5	1.5	1.2	0.7	1.3	1.4	2.8	2.0	1.7	1.9	2.2	Fe ⁺⁺⁺
Fe ⁺⁺	0.7	0.2	1.0	0.5	0.9	1.6	1.4	1.9	2.1	2.0	4.1	3.9	2.4	2.5	Fe ⁺⁺
Mn ⁺⁺	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	tr	tr	tr	tr	0.2	0.2	tr	0.1	0.2	Mn ⁺⁺
Mg	1.7	0.3	1.4	0.3	0.8	1.3	2.0	2.3	2.2	2.1	5.5	7.6	4.2	4.4	Mg
Ca	0.3	0.2	1.4	0.2	1.6	2.3	3.3	2.8	2.9	2.8	5.7	10.3	2.3	4.1	Ca
Na	9.8	11.5	10.7	14.4	13.7	9.9	10.6	10.2	10.3	6.8	8.8	8.6	5.8	4.0	Na
K	6.7	8.0	7.5	6.8	6.4	6.5	6.7	6.5	7.0	5.1	2.2	1.5	5.7	4.3	K
P	tr	0.1	0.1	tr	tr	0.4	tr	0.2	0.1	0.2	0.6	0.1	0.2	0.2	P
C	—	—	3.7	—	2.4	—	—	—	—	—	0.1	—	1.7	3.7	C
	99.9	100.0	100.1	100.1	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	

HKP 53	Alkaligranit, Pictet Bjerge	Sammlung Kapp	HK 172	Kalk-Alkalisyenit, Oksehorn	Sammlung Kapp
HK 65	dunkler Syenitporphyr, Slugtdal	do.	HK 418	Monzonitporphyr, Theresabjerg	do.
HK 25 a	heller Syenitporphyr, Slugtdal	do.	HK 734	dunkle Scholle im Syenit, Kap Syenit	do.
No. 450	Syenit, Kap Syenit	aus Noe-Nygaard 1940	HK 48	Gabbrodiorit, Gråvæggen	do.
HK 134	Kalk-Alkalisyenit, Theresabjerg	Sammlung Kapp	HK 96	Vulkanische Brekzie, Medusagryde	do.
WB 201	Kalk-Alkalisyenit, Kap Syenit	Sammlung Bearth	HK 177	Vulkanische Brekzie, Oksehorn	do.

Tabelle 18b.
Kationen - % nach Barth-Eskola

	Basische Dykes und Sills												Lamprophyre				
	WB	HK 118		WW	WB	WB	HK 68		HK 114		HK	HK	HK 238		HK 407		
	178	a	b	120	180	181	a	b	a	b	136	167	a	b	a	b	
Si	48.0	46.8	45.7	45.3	44.2	41.1	41.1	38.4	41.8	39.6	37.8	38.7	49.0	46.9	41.4	40.5	Si
Ti	0.9	2.5	2.4	2.3	0.6	1.8	2.8	2.6	2.8	2.6	2.6	2.7	2.4	2.3	3.8	3.7	Ti
Al	17.0	15.1	14.8	18.0	17.8	19.5	14.4	13.4	13.6	12.8	14.3	10.5	16.5	15.7	12.4	12.1	Al
Fe ⁺⁺⁺	3.0	4.8	4.7	1.3	2.3	1.8	2.3	2.1	3.5	3.3	2.8	4.1	3.5	3.4	3.1	3.0	Fe ⁺⁺⁺
Fe ⁺⁺	10.6	7.2	7.0	8.0	6.6	6.6	7.1	6.7	6.3	5.9	5.7	7.1	4.9	4.7	7.6	7.4	Fe ⁺⁺
Mn ⁺⁺	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	tr	tr	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	Mn ⁺⁺
Mg	4.3	5.2	5.0	8.5	9.5	5.6	10.2	9.5	11.0	10.5	10.3	11.1	9.2	8.8	13.2	12.9	Mg
Ca	8.5	9.5	10.4	11.0	13.4	13.2	10.3	13.5	14.4	16.4	13.1	19.8	4.4	6.4	12.5	13.4	Ca
Na	6.5	4.0	3.9	4.6	3.1	7.7	5.5	5.2	3.5	3.3	4.2	4.1	5.6	5.4	2.8	2.7	Na
K	0.9	4.4	4.3	0.6	2.2	2.4	4.4	4.1	2.3	2.1	2.4	1.5	3.1	2.9	1.8	1.8	K
P	tr	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.6	0.6	0.7	0.7	0.2	0.2	1.2	1.1	1.2	1.2	P
C	—	—	1.3	—	—	—	1.3	3.9	—	2.7	6.4	—	—	2.2	—	1.1	C
	100.0	99.9	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	99.9	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	

HK 178	Dolerit	Oksehorn	aus P. Bearth 1959	HK 68	Tilait	Hvidbjerg	Sammlung Kapp
WB 118	Dolerit	Theresabjerg	Sammlung Kapp	HK 114	Augitporphyrit	Theresabjerg	do.
WW 120	Dolerit	Stormryggen	aus P. Bearth 1959	HK 136	Tilait	Håbets Dal	do.
WB 180	Porphyritischer Basalt	Oksehorn	do.	HK 167	Tilait	Kalberkopf	do.
WB 181	Dolerit	Oksehorn	do.	HK 238	Augit-Minette	Oksedal	do.
				HK 407	Hornbl. Spessartit	Theresabjerg	do.

Tabelle 19.

Basiswerte nach P. Niggli

	Q	Kp	Ne	Ns	Cal	CO ₂	Cs	Sp	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Q	L	M	Kp	Ne	Cal
HKP 53	49.5	20.0	9.9	9.8	—	—	0.6	—	6.1	1.2	2.5	0.3	0.1	49.5	29.9	20.6	66.9	33.1	—
HK 65	$\left\{ \begin{array}{l} a \\ b \end{array} \right.$	39.0	24.1	30.9	1.8	—	—	0.2	—	2.5	0.4	0.5	0.1	39.0	55.0	6.0	43.8	56.2	—
		34.8	22.5	28.8	1.6	—	3.6	2.0	—	2.3	1.7	2.1	0.5	0.1	34.8	51.3	13.9	43.9	56.1
HK 25a	$\left\{ \begin{array}{l} a \\ b \end{array} \right.$	36.1	20.3	35.3	3.9	—	—	0.1	—	2.3	0.9	0.4	0.6	0.1	36.1	55.6	8.3	36.5	63.5
		33.3	19.3	33.5	3.7	—	2.4	2.2	—	2.2	1.5	1.2	0.6	0.1	33.3	52.8	13.9	36.6	63.4
No. 450		38.3	19.5	29.6	—	4.2	—	0.6	—	1.8	2.5	2.0	0.6	0.9	38.3	53.3	8.4	36.6	55.5
HK 134		35.3	20.2	31.8	—	2.6	—	3.4	—	1.0	2.1	3.0	0.4	0.2	35.3	54.6	10.1	37.0	58.2
WB 201		34.6	19.5	30.7	—	4.2	—	1.6	—	1.9	3.0	3.5	0.5	0.5	34.6	54.4	11.0	35.8	56.4
HK 172		33.3	21.1	30.8	—	2.5	—	2.6	—	2.1	3.2	3.3	0.7	0.4	33.3	54.4	12.3	38.8	56.6
HK 418		42.7	15.3	20.4	—	7.5	—	—	3.3	4.2	3.3	1.5	1.3	0.5	42.7	43.2	14.1	35.4	47.3
HK 734		33.5	6.6	26.4	—	11.4	0.1	1.6	—	3.0	6.5	8.2	1.3	1.4	33.5	44.4	22.1	14.9	59.4
HK 48		25.9	4.5	25.6	—	14.5	—	7.8	—	2.5	6.0	11.3	1.4	0.5	25.9	44.6	29.5	10.1	57.4
HK 96		41.5	17.1	17.4	—	6.3	1.7	—	3.7	2.8	3.7	4.5	0.9	0.4	41.5	40.8	17.7	41.9	42.7
HK 177		43.9	12.9	12.0	—	11.4	3.7	—	1.3	3.3	4.0	6.0	1.0	0.5	43.9	36.3	19.8	35.6	33.1
WB 178		29.7	2.8	19.5	—	14.2	—	5.5	—	4.5	16.3	6.4	0.9	0.2	29.7	36.5	33.8	7.7	53.4
HK 118	$\left\{ \begin{array}{l} a \\ b \end{array} \right.$	26.8	13.2*)	12.1*)	—	10.1	—	8.6	—	7.2	11.2	7.7	2.5	0.6	26.8	35.4	37.8	37.3	34.2
		25.6	12.9	11.8	—	9.9	1.3	10.1	—	7.0	10.9	7.5	2.4	0.6	25.6	34.6	39.8	37.3	34.1
WW 120		29.2	1.7	13.7	—	19.4	—	6.3	—	2.0	12.3	12.9	2.3	0.2	29.2	34.8	36.0	4.9	39.4
WB 180		26.1	6.7	9.3	—	18.7	—	10.3	—	3.5	10.1	14.3	0.6	0.4	26.1	34.1	39.2	19.2	26.8
WB 181		24.3	6.8	21.8	—	13.6	—	11.5	—	2.6	9.4	7.9	1.7	0.4	24.3	42.2	33.5	16.2	51.5
HK 68	$\left\{ \begin{array}{l} a \\ b \end{array} \right.$	17.8	13.1	16.6	—	6.7	1.3	10.9	—	3.4	10.7	15.3	2.8	1.4	17.8	36.4	45.8	36.0	45.6
		14.7	12.2	15.5	—	6.3	3.9	16.0	—	3.2	10.1	14.3	2.6	1.2	14.7	34.0	51.3	35.9	45.6
HK 114	$\left\{ \begin{array}{l} a \\ b \end{array} \right.$	20.9	6.8	10.3	—	11.7	—	14.1	—	5.3	9.6	16.6	2.8	1.9	20.9	28.8	50.3	23.6	35.8
		18.4	6.4	9.8	—	11.1	2.7	17.5	—	5.0	9.1	15.6	2.6	1.8	18.4	27.3	54.3	23.4	35.9
HK 136		17.3	7.2	12.6	—	11.5	6.4	13.4	—	4.3	8.7	15.4	2.6	0.6	17.3	31.3	51.4	23.0	40.3
HK 167		15.4	4.6	12.3	—	7.2	—	23.6	—	6.1	10.8	16.7	2.7	0.6	15.4	24.1	60.5	19.1	51.0
HK 238	$\left\{ \begin{array}{l} a \\ b \end{array} \right.$	32.1	9.3	16.8	—	7.8	—	—	3.9	5.2	7.7	11.8	2.4	3.0	32.1	33.9	34.0	27.4	49.6
		29.6	8.7	16.2	—	11.1	2.2	1.6	—	5.1	7.3	13.2	2.3	2.7	29.6	36.0	34.4	24.2	45.0
HK 407	$\left\{ \begin{array}{l} a \\ b \end{array} \right.$	21.4	5.4	8.4	—	11.7	—	10.2	—	4.6	11.7	19.8	3.8	3.0	21.4	25.5	53.1	21.2	32.9
		20.4	5.4	8.1	—	11.4	1.1	11.7	—	4.5	11.4	19.3	3.7	3.0	20.4	24.9	54.7	21.7	32.5

*) (s. Anm. p. 141)

Tabelle 20 a.

Niggliwerte und Standardnorm

	Alkali-	Syenitporphyre				Syenite				Monzonit-	Dunkle	Gabbro-	Vulkanische	
	granit									porphyrit	Scholle	diorit	Brekzien	
	HKP 53	HK 65		HK 25 a		No. 450	HK 134	WB 201	HK 172	HK 418	HK 734	HK 48	HK 96	HK 177
		a	b	a	b									
si	326	276	238	256	230	236	218	205	203	226	157	118	219	219
al	24.5	42.5	37	41.5	37	39.5	37.5	37	35.5	37.5	29	25.5	35.5	32.5
fm	32.5	11	18	10.5	14	17	16	21	21.5	28	36.5	34.5	33.5	36.0
c	2	1	6	1	6.5	9.5	13	10.5	10.5	11	17.5	27	8.5	15.5
alk	41	45.5	39	47	42.5	34	33.5	31.5	32.5	23.5	17	13	22.5	16.0
k	0.40	0.41	0.41	0.32	0.32	0.39	0.39	0.39	0.45	0.43	0.20	0.14	0.50	0.51
mg	0.25	0.15	0.34	0.12	0.24	0.32	0.51	0.42	0.38	0.29	0.46	0.57	0.49	0.47
π	—	—	—	—	—	0.08	0.05	0.08	0.05	0.17	26	0.32	0.15	0.31
γ	0.05	0.05	0.25	0.03	0.31	0.09	0.36	0.16	0.23	—	0.08	0.28	—	—
ti	1.5	2.4	2.1	2.5	2.0	2.5	1.5	2.0	2.5	4.9	4.0	3.7	3.3	4.0
p	—	0.15	0.12	0.25	0.2	0.7	—	0.4	0.3	0.3	0.9	0.3	0.3	0.2
Q	+ 23.0	+ 1.2	- 2.1	- 3.4	- 5.5	+ 2.3	- 3.2	- 3.1	- 4.6	+ 12.4	+ 0.5	- 10.6	+ 10.3	+ 17.4
Or	33.2	40.2	37.5	33.8	32.1	32.5	33.7	32.5	35.2	25.5	11.0	7.5	28.5	21.5
Ab	16.5	51.5	48.0	58.9	55.9	49.3	53.0	51.1	51.3	34.0	44.0	42.6	29.0	20.0
An	—	—	—	—	—	7.0	4.3	7.0	4.1	12.5	19.0	24.2	10.5	19.0
Ac	16.3	4.7	4.3	6.1	5.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ns*	4.9	—	—	2.1	2.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cord	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6.0	—	—	6.8	2.4
Wo	0.8	0.3	2.7	0.1	2.9	0.8	4.5	2.1	3.5	—	2.1	10.4	—	—
En	3.3	0.7	2.8	0.5	1.6	2.7	4.0	4.7	4.4	2.0	10.9	15.1	6.0	8.0
Hy	1.6	—	1.9	1.2	2.0	2.1	2.1	2.8	2.9	1.6	6.7	6.4	3.1	3.2
Ru	0.3	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.4	0.5	0.7	1.3	1.3	1.4	0.9	1.0
Cp	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.9	0.2	0.5	0.4	0.5	1.4	0.5	0.4	0.5
Mt	—	0.8	0.7	—	—	1.8	1.0	1.9	2.1	4.2	3.0	2.5	2.8	3.3
CO ₂	—	—	(3.6)	—	(2.4)	—	—	—	—	—	(0.1)	—	(1.7)	(3.7)
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Tabelle 20 b.
Niggliwerte und Standardnorm

	Basische Dykes und Sills												Lamprophyre			
	WB	HK 118		WW	WB	WB	HK 68		HK 114		HK	HK	HK 238		HK 407	
	78	a	b	120	180	181	a	b	a	b	136	167	a	b	a	b
si	123	121	117	112	101	98	98	89	93	87	89	77	142	133	92	90
al	22	19.5	19	22	20	23	17	15.5	15	14	16.5	10.5	24	22	14	13.5
fm	47	45	44	45	43	34	47	42.5	46.5	44	44.5	44.5	51	48	53	52
c	22	24.5	26.5	27	31	31	24.5	31.5	32	36	31	39.5	12.5	18	28	29.5
alk	9	11	10.5	6	6	12	11.5	10.5	6.5	6	8	5.5	12.5	21	5	5
k	0.12	0.52 ¹⁾	0.52 ¹⁾	0.11	0.42	0.24	0.44	0.44	0.39	0.39	0.36	0.28	0.36	0.36	0.40	0.40
mg	0.23	0.30	0.30	0.47	0.51	0.40	0.52	0.52	0.53	0.53	0.54	0.49	0.52	0.52	0.55	0.55
π	0.39	0.29	0.29	0.56	0.54	0.32	0.18	0.18	0.41	0.41	0.37	0.30	0.23	0.31	0.46	0.46
γ	0.17	0.25	0.28	0.20	0.27	0.37	0.27	0.37	0.31	0.37	0.32	0.41	—	0.06	0.22	0.25
ti	2.3	6.5	6.0	5.8	1.3	4.3	6.7	6.1	6.1	5.8	6.2	5.3	6.9	6.5	8.3	8.1
p	—	0.3	0.3	0.6	0.2	0.2	0.6	0.6	0.8	0.8	0.3	0.2	1.7	1.6	1.3	1.3
Q	−0.8	−1.2	−2.3	−4.0	−6.2	−12.5	−16.5	−19.3	−8.2	−10.4	−13.3	−13.8	+3.3	+1.6	−6.4	−7.4
Or	4.6	22.0	21.5	2.9	11.1	11.4	21.8	20.4	11.3	10.6	12.0	7.7	15.5	14.5	9.0	9.0
Ab	32.5	20.2	19.7	22.9	15.5	36.4	27.7	25.8	17.2	16.3	21.0	20.5	28.0	27.0	14.0	13.5
An	23.6	16.8	16.5	32.4	31.0	22.6	11.2	10.5	19.5	18.5	19.2	12.0	13.0	18.5	19.5	19.0
Cord	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.1	—	—	—
Wo	7.1	11.5	13.4	8.4	13.7	15.3	14.5	21.3	18.8	23.3	17.9	31.5	—	2.1	13.6	15.6
En	8.5	10.3	10.0	17.2	19.1	10.5	20.4	19.1	22.1	20.8	20.5	22.3	15.7	17.6	26.4	25.7
Hy	18.8	10.1	9.9	16.4	11.2	12.5	12.0	11.3	9.3	8.8	8.8	10.4	6.8	6.4	12.5	12.3
Ru	1.0	2.5	2.4	2.3	0.6	1.7	2.8	2.6	2.8	2.6	2.6	2.7	2.4	2.3	3.8	3.7
Cp	0.2	0.6	0.6	0.2	0.4	0.4	1.4	1.2	1.9	1.8	0.6	0.6	3.0	2.7	3.0	3.0
Mt	4.5	7.2	7.0	—	3.5	—	3.4	3.2	5.3	5.0	4.3	6.1	5.2	5.1	4.6	4.5
Hm	—	—	—	1.3	—	1.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	(1.3)	—	—	—	(1.3)	(3.9)	—	(2.7)	(6.4)	—	—	(2.2)	—	(1.1)
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

¹⁾ s. p. 141

Tabelle 21.

Anteil einiger Spurenelemente in Gew. ‰

	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ag
HKP 53	< 0.0015	0.004	< 0.001	< 0.001	0.0032	0.004
HK 65	0.0017	0.004	< 0.001	< 0.001	0.0024	0.0009
HK 25a	0.0034	0.002	0.002	0.005	0.0024	0.0009
HK 134	< 0.0015	< 0.002	< 0.001	< 0.001	0.0024	0.0018
WB 201	0.034	0.004	< 0.001	< 0.001	0.0024	< 0.0009
HK 172	0.056	0.004	< 0.001	< 0.001	0.0024	< 0.0009
HK 48	0.012	< 0.002	< 0.001	< 0.001	0.0096	< 0.0009
HK 118	0.017	0.005	0.007	0.005	0.032	< 0.0009
HK 68	0.022	0.022	0.010	0.013	0.026	0.003
HK 114	0.021	0.041	0.010	0.011	0.088	0.0009
HK 136	0.020	0.024	0.008	0.016	0.012	0.0009
HK 167	0.036	0.022	0.007	0.013	0.016	0.0018

Es stellt sich natürlich die Frage, ob und in welchem Ausmass unsere Basalte als Produkte der lokalen Intrusivität aufzufassen sind, ob sie Abkömmlinge des regionalen, basaltischen Magmatismus sind, oder ob sogar unsere lokalen Eruptionszentren (Werner Bjerger, Oksehorn, etc.) in genetischem Zusammenhang mit dem regionalen Vulkanismus stehen, der z. B. in der Gegend des Scoresby Sund zur Bildung mächtiger Basaltdecken führte. P. BEARTH (1959) hat bereits darauf hingewiesen, dass wir nicht imstande sind, diese Fragen zu beantworten, solange wir nicht bessere Kenntnis über den chemischen Variationsbereich regional- und lokal-eruptiver Basalte besitzen, und solange uns keine Kriterien zur Verfügung stehen, die genetischen Beziehungen auch durch feldgeologische Befunde zu stützen. Ein einziger Hinweis auf mögliche Zusammenhänge bietet sich im ausgesprochen alkalibetonten Charakter sowohl der Basalte, als auch der Intrusiv-Komplexe.

ENGLISH SUMMARY

1. General Geology

In eastern Greenland near the entrance to Kong Oscars Fjord (72° N, 23° 30' W), several centres of Tertiary alkaline intrusions occur along a line extending from the upper Schuchert Glacier (at the eastern border of the Caledonian Staunings Alper) through Antarctic Havn and Kap Syenit to Kap Simpson and Kap Parry on the southeast coast of Traill Ø (Fig. 1). The Werner Bjerger alkali massif on the west was first explored during the years 1953—54 by P. BEARTH and E. WENK (P. BEARTH, 1959). The intrusions on Traill Ø (Kap Simpson, Kap Parry) were described by H. P. SCHAUB (1938, 1942). H. P. HERES is currently making a petrographic study of the latter bodies.

Between these two complexes (Werner Bjerger and southern Traill Ø), there are four smaller, separate intrusions, each with an approximate surface area of 1—2 square miles. They were investigated by the author during the summers of 1957—58, while a member of the Danish East Greenland Expedition, led by Dr. LAUGE KOCH; they form the subject of this report.

The four sub-volcanoes (the term »sub-volcano« is used to emphasize the hypabyssal, near surface nature and the small size of the igneous bodies, which do not justify the word »batholith«) intrude a sequence of flat lying, unmetamorphosed, arenaceous sediments, ranging in age from Carboniferous to Cretaceous. A rather accurate determination of the age of the intrusion is only possible on Traill Ø, where »some or all of the igneous rocks are post-Campanian, but there is no more exact evidence as to their age« (D. DONOVAN, 1953). It is evident from geological, petrological and geochemical relations that the Werner Bjerger, Antarctic Havn, and Traill Ø intrusions are products of one regional intrusive phase. Therefore Donovan's dating cannot only be considered as a lower age limit for the Traill Ø igneous rocks but also for the Werner Bjerger and Antarctic Havn intrusions. (The results of a K/A age determination of the Gråvæggen gabbro-diorite dealt with in this paper are not yet available).

Intrusive contacts are sharp and crosscutting and contact effects are restricted to baking of the wall-rocks within approximately 1000 feet

of the contact. Except for volcanic brecciation and partial uplifting of the sedimentary roof during the emplacement of the igneous bodies, no deformation of the country rock was noted.

In the four complexes (Kap Syenit, Theresabjerg, Oksehorn and Pictet Bjerger) the petrographic variation ranges from gabbro, gabbro-diorite and monzonite through several modifications of syenite to alkaligranite. The variation from basic to acid rock types corresponds with a succession in age that is fairly well proven by field evidence. The whole igneous series is therefore thought to be (with one exception) the product of fractional crystallization.

Volcanic breccias are spatially and genetically related to the syenitic intrusions and are most extensive in the Theresabjerg complex. No pyroclastic rocks are associated with the gabbro-diorite or with the granite.

Acid dykes and sills extend from the upper parts of the syenitic bodies and cut with sharp contact through the wall-rock. They are all finegrained to slightly porphyritic in texture; no pegmatites were observed.

Basic dykes and sills are very common. They are in part earlier, in part later than the subvolcanic rocks, but the majority were emplaced contemporaneously with them. This suggests the presence of two different magma chambers during the period of alkaline intrusion.

2. Petrology

The calc-alkalisyenite intrusions of Kap Syenit and Oksehorn are stocklike in form, and are exposed from sea-level up to 3,000 feet. The essential mineral components are *alkali-feldspar* (perthite, sodic orthoclase) and *plagioclase* (andesine), while quartz scarcely exceeds 5 %. *Diopsidic augite*, brown biotite, and common *hornblende* (mainly uralitic) occur together and form up to 10 % of the rock. *Sphene* (titanite) is the main accessory mineral. The most striking petrologic characteristics of these intrusions are the relatively high average anorthite-content of the plagioclase (35—40 % An) and the lack of homogeneity as shown by:

1. The great variation in plagioclase composition within a single hand specimen (as much as 40 %).
2. The extremely high variability of the volumetric ratio of alkali-feldspar : plagioclase (cf. table 1, p. 21).

The alkalisyenitic composition of the Theresabjerg complex contrasts with the calc-alkalisyenite nature of the Kap Syenit and Oksehorn intrusions. In the rocks of the Theresabjerg complex *plagioclase*

is a minor constituent and *alkali-feldspar* (extremely perthitic sodic orthoclase and albite) forms approximately 90 % of the rock. *Feldspathoids* are present in places as minor constituents only. As well, minor amounts of *aegirine*, *aegirine augite*, and green *biotite* occur instead of the diopside and brown biotite found in the Kap Syenit and Oksehorn rocks.

Dark-coloured syenite-porphry exposed vertically for nearly 3000 feet is very aphanitic and of uniform habit. Its texture which is extremely fine-grained despite its great thickness, and signs of intrusive brecciation, point to near-surface intrusion. The dark porphyry grades into light, medium-grained alkalisyenite of equal chemical (peralkaline) composition. Its dark colour is thought to be caused (at least partly) by the extremely fine-grained texture.

Dark-coloured porphyry of *monzonitic* composition belongs to a pre-syenite phase: it either lies *above* the syenite (e.g. in the upper part of Theresabjerg, cf. fig. 11) or occurs *in* the syenite as fragments up to 300 feet in size. Due to partial assimilation the syenite has hybrid character (monzo-syenitic) near the enclosed fragments (e. g. Oksehorn south-wall, cf. fig. 16).

The dark-coloured porphyry exhibits two stages of crystallization with contrasting composition: The phenocrysts (diopsidic pyroxene, biotite and andesine) reflect a *calc-alkaline gabbro-dioritic* composition, while the groundmass (alkali-feldspar) is purely *alkalisyenitic*.

A separate gabbro-diorite intrusion, considered to be an early phase of the Theresabjerg complex, is exposed vertically for more than 1500 feet in the Gråvæggen, a rugged mountain between Pictet Glacier and Slugtdal. The intrusion is composed of very fresh medium-grained rocks with a hypidiomorphic-granular texture, composed of *plagioclase* (46—56 % An; 60—70 % by vol.), *biotite* (5—15 % by vol.), *brown, syntagmatitic hornblende* (0—10 % by vol.) and *green, common hornblende* (3—20 % by vol.); primary, *diopsidic pyroxene* occurs as relicts. Green hornblende is either an alteration product of syntagmatitic hornblende, or it is uralitic after clinopyroxene. Individual pegmatoidal schlieren show a strong enrichment in brown, platy biotite. Crosscutting acid alkaline dykes, thought to be apophyses of the nearby syenite intrusions, show that the gabbro-diorite is probably *pre-syenitic*.

The fourth subvolcanic intrusion is largely hidden under the glacier ice and snow of the western Pictet Dal; it is a homogeneous stock composed of fresh, fine- to medium-grained, (alkaline) aegirine-granite. Its principal components are: *alkali-feldspar* (micropertite, albite) (40—45 % by vol.), *quartz* (30—40 % by vol.), *aegirine* (5—20 % by vol.), and *alkali-hornblende* (1—8 % by vol.). The apparent granophyric texture of the granite is considered to be due to late-magmatic replacement of feldspar by quartz rather than to simultaneous crystallization. Whether

the silica was derived from the country rock (by contamination) or is of magmatic origin, is uncertain. The absence of intrusions cutting the granite (apart from the ubiquitous basaltic dykes characteristic of the area) suggest that the granite is the latest phase in the subvolcanic intrusive cycle. In the sedimentary roof of the granite body, which is preserved in an exposed thickness of up to 2000 feet, faults, flexures and marginal tilted blocks show that the granite was emplaced at least partially by mechanical uplifting of the overlying sediments "*en bloc*" (fig. 25). As in the case of the syenitic and gabbro-dioritic intrusions, assimilation is considered to be a minor factor in the mechanics of emplacement. The contacts between granite and sedimentary rocks are defined within a few millimeters and are clearly intrusive. They are sharp, crosscutting, and show no metasomatic alterations.

Most of the volcanic breccias are genetically and spatially related to syenitic rocks; their formation is due to the explosive discharge of volatiles under high pressure from the cooling magma. Syenitic material characteristically occurs as *fragments* and as *matrix* within the breccias. The pyroclastic rocks have been divided genetically into tuff breccia, intrusion breccia («explosion breccia» of TYRRELL, 1928) and vent breccia. The tuff breccia group is problematic because of the lack of diagnostic criteria.

Exomagmatic intrusion breccias are considered to be the solidified debris in the roof of the exploded magma chamber, partially impregnated with syenitic material. *Endomagmatic* intrusion breccias have been formed by shattering of the margins of the partly crystallized highly viscous magma hearth. They grade into homogeneous, non-brecciated syenites and dark-coloured syenite-porphry. Very heterogeneous pyroclastic material with an exposed thickness up to 1500 feet is thought to be due to large-scale *in situ*-brecciation above syenitic bodies (cf. fig. 28—30).

Vent breccia is very characteristic in the area of the Pictet Bjerge. It occurs in small, sharply bounded stocks, 200—500 feet in diameter, within the flat-lying Jurassic sandstones (cf. fig. 15). Some of the vent breccia consists of numerous, assorted rock and mineral fragments in a very heterogeneous matrix. The rock fragments include: ultrabasics, several varieties of gabbros, syenite, sediment, and polygenous basic breccia. The mineral fragments include: clastic syntagmatite (= titaniferous brown hornblende), titanaugite, panidiomorphic pseudomorphs of chlorite after olivine and pyroxene, plagioclase which is altered to epidote-zoisite and prehnite, a few phenocrysts of alkali-feldspar, idiomorphic grains of titaniferous iron ore, and lenses of albite, epidote and calcite. The matrix is composed of a fine-grained powder of nearly all of the above-mentioned components.

Most of the fragments must have been ejected as solidified debris from depth into explosively opened cavities. Other vent breccias, mainly syenitic in composition, probably represent spaces which have been explosively intruded by a highly viscous crystal mush.

The leucocratic dyke-rocks in most cases represent derivatives of the acid intrusives. Their abundance and petrographic variety never reach that of the basic dykes. In order of decreasing abundance, the following groups occur: syenite-porphyry, in places grading into dykes of granitic composition, felsites, leucocratic andesine-porphyry, and quartz-porphyry (cf. plate IV).

Basic dykes and sills are extremely abundant. They are more resistant to erosion than the surrounding sedimentary rocks, thus forming ridges and steps which are conspicuous throughout the area (cf. fig. 31, 32, 36).

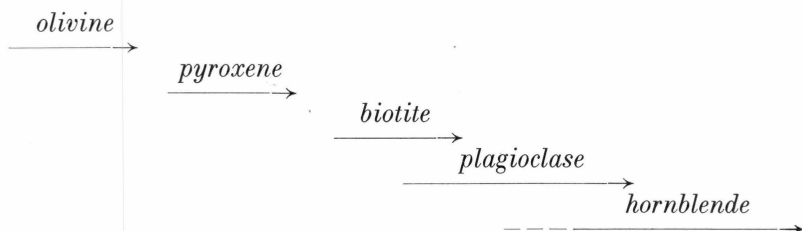
A great number of the dykes form swarms that converge toward the intrusion centres of Werner Bjerre and Oksehorn, and thus appear to be the product of local plutonism. However, on petrographic and petrochemical grounds it is impossible to separate them from dykes and sills related to the regional Greenlandic (Brito-Arctic) basaltic magmatism. Indeed the basic dykes of the area may be the products of either or both magmatic processes.

The basic dyke-rocks are divided into four groups: basalts *sensu lato*, tilaitic dyke-rocks, ultrabasic dyke-rocks, and lamprophyres. Basalt and lamprophyres are the most common types.

Basalts *s. l.* are divided into six subgroups according to mineralogical composition and textural features: dolerite (in the meaning of a medium-grained basalt), basalt *sensu stricto*, olivine basalt, plagioclase-porphyry, augit-eporphyry, and diabase. Major components in the first five subgroups are *labradorite*, *titanaugite*, partly *pigeonitic augite* and *opaques*. *Olivine* reaches an amount of 10–15% in the olivine basalts; in places it also occurs as a minor constituent in the other subgroups. Pyroxene very often shows marginal alteration to uralite. The texture varies (often within a single thinsection) between *subdoleritic* and *subophitic* (in the sense of KROKSTRÖM, 1932). In the diabase subgroup are included the autometamorphic (epithermal) alteration products of the five other types: *labradorite* and *pyroxene* (+ *olivine*) have been altered to *albite*, *epidote-zoisite*, *uralite*, and *chlorite* (+ *serpentine*).

The tilaitic dykes are characterized by a composition of about 90% mafics and approximately 10% plagioclase. Three different types were found: *pyroxenitic*, *ankaramitic*, and *montrealitic* tilaites (nomenclature after TRÖGER, 1935). It is remarkable that in spite of their small size (about 10 feet) they are medium- to coarse-grained, in places slightly porphyritic rocks. Major constituents in the *pyroxenitic*

type are: *titanaugite* (35 %), *titaniferous hornblende* (30 %), and *labradorite* (10%). Ankarinite contains representatives of all the rock-forming, primary mafic mineral groups: *olivine* (15 %), *titanaugite* (50 %), *biotite* and *titaniferous hornblende* (15 %), and *opakes* (10 %). Olivine only occurs as phenocrysts, and hornblende is restricted to the groundmass. The montrealitic type shows the same mafic paragenesis, but with different modal proportions: *olivine* (5 %), *titanaugite* (30 %), *biotite* (5 %), *titaniferous hornblende* (35 %), and *opakes* (5 %). The paragenetic sequence differs characteristically from the BOWEN crystallization series in that hornblende (as a primary mineral) clearly crystallizes after biotite and plagioclase.



Ultrabasic rocks are rare. Only two occurrences were found: an alkaline pyroxenite-dyke within a syenite stock, and a secondary uraltic hornblendite dyke cutting the sediments of the western Pictet Dal.

Lamprophyres are defined on the basis of purely mineralogical and textural criteria; genetic features have (because of their unreliability) not been considered as critical. Basaltic rocks with more than 10 % biotite or hornblende were strictly considered as lamprophyres. Gradual transition of lamprophyres into rocks of basaltic composition is characteristic in places and indicates one possible explanation of their genesis. The mineralogical variability of the lamprophyres is remarkable throughout the whole area. The following types were observed (nomenclature after ROSENBUSCH-OSANN, 1923): *minette* (*alkali-feldspar* 40—60 %, *biotite* 10—15 %); *kersantite* (*oligoclase* 60—65 %, *biotite* 30 %); *hornblende-vogesite* (*syntagmatite* 40 %, *clinopyroxene* 5 %, *alkali-feldspar* matrix 45 %); *augite-spessartite* (*labradorite* 30—40 %, *titanaugite* 25—40 %, *syntagmatite* 15—25 %); extremely porphyritic hornblende spessartite with phenocrysts of *syntagmatite*, *titanaugite*, *opakes*, and minor *biotite*; *camptonite* with very conspicuous phenocrysts of *biotite* (up to 1 cm in size), *titanaugite*, and *titaniferous hornblende* in a fine-grained basaltic matrix (cf. plate XI). Chemical analyses of hornblende-spessartite and syntagmatite from the same rock, and biotite from camptonite are listed on pp. 169, 172).

No typical age-relations seem to exist between the different types of basic dyke-rocks; they cut each other in a thoroughly irregular way. It is apparent that formation of dykes of various composition took place throughout the period of hypabyssal intrusion.

Effusive rocks (in the true sense of the word) could not be definitely recognised. Nevertheless the glassy matrix and spherulitic texture of certain rocks suggest that the magma was emplaced at a shallow depth and, in places, may even have reached the surface. Among these rocks are vitrophyres with phenocrysts of *clinopyroxene*, *biotite*, *andesine*, and *potassium feldspar* in a glassy, semi-opaque dark-brown *matrix* (cf. plate IV, 2); fine-grained liparites with eutaxitic texture; and spherulitic types with a very striking orbicular, glassy to crypto-crystalline texture (cf. plate V).

The effect of a late-magmatic pneumatolytic-hydrothermal phase following the intrusions of the syenites, is shown megascopically by a widespread red-, brown-, yellow-, and black-staining of both intrusive and sedimentary rocks. This is due to finely-dispersed hematite, limonite, pyrite, and manganese oxide. Microscopically the hydrothermal action is shown by a diffuse alteration of the rock that especially affects the mafic constituents (olivine alters to serpentine and opaques, pyroxene alters to uralite, biotite, hornblende, chlorite, opaques, and carbonates). It is believed that the complete clouding of most potassium feldspar and the sericitization of plagioclase may be due to the same process. It is a striking fact that hydrothermal action is restricted to syenitic intrusions; gabbro-diorite and alkaligranite are not affected by this process.

3. Geochemistry

Chemical analyses of gabbro-diorite (1), syenite (4), syenite-porphyry (2), monzonite-porphyry (1), alkaligranite (1), basalt *sensu lato* (3), tilaite (3), lamprophyre (2), volcanic breccia (2), titaniferous hornblende (1), and biotite (1) are given together with their respective petrographic descriptions. In chapter VIII on the chemistry of the igneous rocks, the Niggli-values and cation-percentages of these analyses are calculated, and diagrams of certain characteristic values are plotted. For syenite and gabbro-diorite the petrochemical data and diagrams show good agreement with the general trend of the "*basic series*" of the Werner Bjerger (P. BEARTH, 1959), and therefore leave no doubt as to their close genetic relation. On the other hand the alkaligranite of the Pictet Bjerger is far outside the chemical range of the Werner Bjerger granite and even outside the general granite field in the Q-L-M-triangle (cf. p. 180). Therefore it is impossible—in spite of its clearly intrusive

contacts—to consider this granite as an ordinary product of normal magmatic differentiation; its genesis is problematic.

In the variation diagram of the basic dyke rocks (basalts s. l.), the smooth *al*-, *fm*-, and *c*-curves are conspicuous. The nearly complete agreement with the average Niggli-values of 7 Greenlandic basalts (analyses in BACKLUND & MALMQVIST, 1932), and of 9 Brito-Arctic basalts (analyses in HOLMES, 1917) is another fact clearly shown in the diagram. The basalt group shows a distinctive trend toward *subbasaltic* and *alkalibasaltic* types both in modal and chemical composition.

For the translation of this summary the writer is very much indebted to Dr. C. H. SMITH (Geological Survey of Canada).

LITERATURVERZEICHNIS

M. o. G. — Meddelelser om Grønland.

- BACKLUND, H. G. 1937. Der postkaledonische palaeozoische Vulkanismus in Ostgrönland. Geol. Rundschau, Bd. 28, Stuttgart.
- BACKLUND, H. G. & MALMQVIST, D. 1932. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation, Teil I: Die basische Reihe. M. o. G. Bd. 87, Nr. 5, København.
- — 1935. Zur Geologie und Petrographie der nordostgrönländischen Basaltformation, Teil II: Die sauren Ergussgesteine von Kap Franklin. M. o. G. Bd. 95, Nr. 3, København.
- BEARTH, P. 1956. Über Alkaligesteine aus Nordostgrönland. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 36, Nr. 2. 614—617, Zürich.
- 1959. On the Alkali Massif of the Werner Bjerge in East Greenland. M. o. G. Bd. 153, Nr. 4, København.
- BERMAN, H. 1937. Constitution and classification of the natural silicates. Am. Min. Vol. 22, Nr. 5.
- BIERTHER, W. 1941. Vorläufige Mitteilungen über die Geologie des östlichen Scoresbylandes in Nordostgrönland. M. o. G. Bd. 114, Nr. 6, København.
- BLYTH, F. G. H. 1940. The nomenclature of the pyroclastic deposits. Bull. Volc. Série II, Tome VI, Napoli.
- BÖGGILD, O. B. 1953. The mineralogy of Greenland. M. o. G. Bd. 149, Nr. 3, København.
- BONDAM, J. 1955. The geology and mineralisation of the Mesters Vig area, Eastgreenland. Part I: General geology. M. o. G. Bd. 135, Nr. 7, København.
- BOWEN, N. L. 1928. The evolution of the igneous rocks. Princeton.
- BRÖGGER, W. C. Die Explosionsbrekzie bei Sevaldrud zwischen Randsfjord und Sperillen. Norsk. geolog. Tidsskr.
- BROWN, H. 1955. The geology and mineralisation of the Mesters Vig area, Eastgreenland. Part II: Blyklippen occurrence, structure and its influence on ore deposition. M. o. G. Bd. 135, Nr. 7, København.
- BURRI, C. 1931. Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 11, Zürich.
- BURRI, C. & NIGGLI, P. 1945. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. . Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.
- BÜTLER, H. 1935. Some new investigations of the Devonian stratigraphy and tectonics of East Greenland. M. o. G. Bd. 103, Nr. 2, København.
- 1937. Die geologische Position des Canning Landes in Ostgrönland. Mitt. nf. Ges. Schaffhausen, Heft XIII.
- 1948. Notes on the geological map of Canning Land. M. o. G. Bd. 133, Nr. 2, København.
- 1959. Das Old-Red-Gebiet am Moskusoksefjord. M. o. G. Bd. 160, Nr. 5, København.

- DEER, W. A. & WAGER, L. R. 1939. Olivines from the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuak, East Greenland. *Am. Min.* Vol. 24, Nr. 1.
- DONOVAN, D. T. 1953. The Jurassic and Cretaceous stratigraphy and palaeontology of Traill Ø, East Greenland. *M. o. G.* Bd. 111, Nr. 4, København.
- ESKOLA, P. 1954. A proposal for the presentation of rock analysis in ionic percentage. *Ann. Acad. Scient. Fenn. Ser. A.* III. 38.
- FAIRBAIRN, H. W. 1951. A cooperative investigation of precision and accuracy in chemical, spectrochemical and modal analysis of silicate rocks. *U. S. Geol. Surv. Bull.* 980, Washington.
- FRÄNKEL, E. 1953. Die geologische Karte von Nord-Scoresbyland (NE-Grönland). *M. o. G.* Bd. 113, Nr. 6, København.
- GOODSPEED, G. E. 1959. Some textural features of magmatic and metasomatic rocks. *Am. Min.* Vol. 44, Nr. 3.
- HALLER, J. 1956. Geologie der Nunatakker Region von Zentral-Ostgrönland zwischen 72°30' und 74°10' nördl. Breite. *M. o. G.* Bd. 154, Nr. 1, København.
- 1958. Der »Zentrale Metamorphe Komplex« von NE-Grönland. Teil II: Geologische Karte der Staunings Alper und des Forsblads Fjordes. *M. o. G.* Bd. 154, Nr. 3, København.
- HARRIS, T. M. 1946. Liassic and Rhaetic plants collected in 1936—1938 from East Greenland. *M. o. G.* Bd. 114, Nr. 9, København.
- HESS, H. H. 1949. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes, part I. *Am. Min.* Vol. 34, Nr. 9 and 10.
- HOENES, D. 1955. Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde. In H. FREUND: *Handbuch der Mikroskopie in der Technik*, Bd. 4, Teil 1. Umschau Verlag, Frankfurt a. M.
- HOLMES, A. 1917. The basaltic rocks of the Arctic region. *Min. Mag.* Vol. XVIII, London.
- IDDINGS, J. P. 1909. *Igneous rocks*. J. Wiley & Sons, New York.
- JOHANNSEN, A. 1931. A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. I. Univ. of Chicago Press.
- KENNEDY, W. Q. 1931. The parent magma of the British Tertiary province. Summary of progress of the Geological Survey, 1930, London.
- 1933. Trends of differentiation in basaltic magmas. *A. J. S.* Vol. 225, New Haven.
- KENNEDY, W. Q. & ADAMS, E. M. 1938. Crustal layers and the origin of magmas. Francesco Giannini & Figli, Napoli.
- KOCH, L. 1929. The geology of East Greenland. *M. o. G.* Bd. 73, 2. Afd. Nr. 1, København.
- KROKSTRÖM, T. 1932. On the ophitic texture and the order of crystallisation in basaltic magmas. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, Vol. 24.
- 1936. The Hällefors dolerite dike and some problems of basaltic rocks. *Ibid.* Vol. 26.
- 1944. Petrological studies on some basaltic rocks from East Greenland. *M. o. G.* Bd. 103, Nr. 6, København.
- NIGGLI, P. 1931. Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 11, Heft 2, Zürich.
- 1935. Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. *Ibid.* Bd. 15.
- 1936a. Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. *Ibid.* Bd. 16.
- 1936b. Die Magmentypen. *Ibid.* Bd. 16.
- 1943. Gesteinschemismus und Mineralchemismus. II: Die Pyroxene der magmatischen Erstarrung. *Ibid.* Bd. 23.
- 1948. *Gesteine und Minerallagerstätten*, I. Verlag Birkhäuser, Basel.

- NIGGLI, P. & BURRI, C. 1945. s. BURRI, C.
- NOE—NYGAARD, A. 1934. Stratigraphical outlines of the area round Fleming Inlet. M. o. G. Bd. 103, Nr. 1, København.
- 1937. Die palaeozoischen Eruptivgesteine von Canning Land. M. o. G. Bd. 118, Nr. 6, København.
- 1940. Syenitforekomsten ved Antarctic Havn. Meddel. Dansk Geol. For. Bd. 9, Heft 5, København.
- NORTON, W. H. 1917. A classification of breccias. Journ. of Geology, Vol. 25, Chicago.
- REINHARD, M. 1931. Universaldrehtischmethoden. Wepf u. Cie. Basel.
- RICHEY, I. E. 1940. Association of explosive brecciation and plutonic intrusion in the British Tertiary igneous province. Bull. Volc. Série II, Tome VI, Napoli.
- RIITMANN, A. 1929. Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolithes. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 9, Heft 1, Zürich.
- 1936. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart.
- 1940. Studien an Eruptivgesteinen aus Ost-Grönland. M. o. G. Bd. 115, Nr. 1, København.
- 1942. Zur Thermodynamik der Orogenese. Geol. Rundschau, Bd. 33, Stuttgart.
- ROSENBUSCH, H. 1923. Elemente der Gesteinslehre. Neubearbeitung von A. OSANN. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- RUST, G. W. 1937. Preliminary notes on explosive volcanism in southeastern Missouri. Journ. of Geology, Vol. 45, Chicago.
- SCHAUB, H. P. 1938. Zur Vulkantektonik der Inseln Traill und Geographical Society (NE-Grönland). M. o. G. Bd. 114, Nr. 1, København.
- 1942. Zur Geologie der Traill Insel. Anhang: M. REINHARD: Petrographische Beschreibung der Gesteine der Traill Insel. Eclogae geol. Helv. Bd. 35, Nr. 1, Basel.
- STAUBER, H. 1940. Stratigraphisch-geologische Untersuchungen in der ostgrönländischen Senkungszone des nördlichen Jamesonlandes. M. o. G. Bd. 114, Nr. 7, København.
- STRECKEISEN, A. 1952. Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), I. Teil. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 32, Nr. 2, Zürich.
- 1954. Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro, II. Teil. Ibid. Bd. 34, Nr. 2.
- TRÖGER, W. E. 1930. Zur Sippenteilung magmatischer Gesteine. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- 1935. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Verlag der Deutschen Min. Ges. Berlin.
- 1938. Eruptivgesteinsnamen, 1. Nachtrag. Fortschr. der Min., Krist. und Petr., Berlin.
- 1952. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- 1955. Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. In H. FREUND: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. 4, Teil 1. Umschau Verlag, Frankfurt a. M.
- TYRRELL, G. W. 1928. The geology of Arran. Memoirs of the Geol. Survey, Scotland.
- 1932. The petrography of some Kainozoic igneous rocks, and of the Cap Parry alkaline complex, East Greenland. Geol. Mag. Vol. 69, Nr. 821, London.
- 1948. The Tertiary igneous geology of Scotland in relation to Iceland and Greenland. Meddel. Dansk Geol. For. Bd. 11, Heft 4, København.
- VINCENT, E. A. 1953. Hornblende-lamprophyre dykes of basaltic parentage from the Skaergaard area, East-Greenland. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 109, pt. 1.

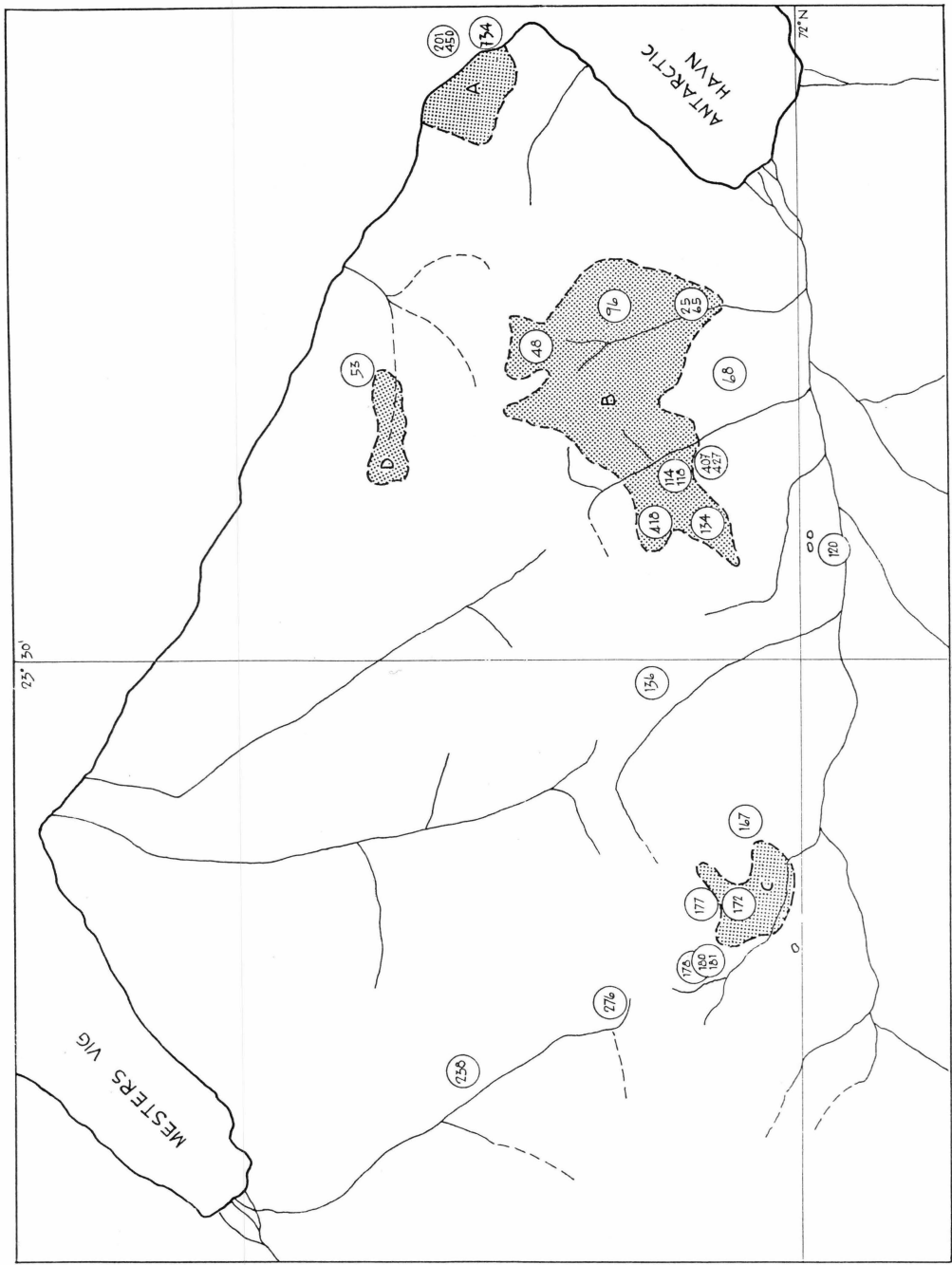
- WAGER, L. R. 1934. Geological investigations in East Greenland. I: General geology from Angmagssalik to Kap Dalton. M. o. G. Bd. 105, Nr. 2, København.
- 1935. II: Geology of Kap Dalton. M. o. G. Bd. 105, Nr. 3.
- WAGER, L. R. & DEER, W. A. 1939. III: The petrology of the Skaergaard Intrusion. M. o. G. Bd. 105, Nr. 4.
- WENK, E. 1946. Zur Grenzziehung zwischen pazifischen Andesiten und Basalten. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 26, Nr. 2, Zürich.
- 1954. Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. Ibid. Bd. 34, Nr. 2.
- WENTWORTH, K. and WILLIAMS, H. 1932. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Bull. National Research Council, Nr. 89, Washington.
- WINCHELL, A. N. 1935. Further studies in the pyroxene group. Am. Min. Vol. 20, Nr. 8.
- 1951. Elements of optical mineralogy. J. Wiley & Sons, New York.
- WITZIG, E. 1954. Stratigraphische und tektonische Beobachtungen in der Mester Vig Region (Nordostgrönland). M. o. G. Bd. 72, Nr. 5, København.

TAFELN

Tafel I.

Fundortkarte der chemisch analysierten Gesteinsproben. A = Kap Syenit-Intrusiv
 B = Theresabjergkomplex, C = Oksehornkomplex, D = Pictet Bjergekomples.

53	Alkaligranit	118	} Dolerite
25 a	heller Syenitporphyr	120	
65	dunkler Syenitporphyr	178	
134	} Kalk-Alkalisyenite	181	} porphyritischer Basalt
172		180	
201		114	} Augitporphyr
450		68	
48	Gabbrodiorit	136	} Tilaite
418	Monzonitporphyr	167	
734	dunkle Scholle im Syenit	238	Augit-Minette
96	} vulkanische Brekzien	407	Hornbl.-Spessartit
177		276	Biotit aus Camptonit
		427	Syntagmatit aus Spessartit.



Tafel II.

1. Hybrid-Syenit. Vom Rand her unter Ausscheidung eines Erzkranzes uralitisierter, diopsidischer Augit. 27 x vergrößert; \times Nic.
2. Kalk-Alkalisyenit. Mikro-schriftgranitische Verwachsung zwischen Orthoklas (grau bestäubt) und restmagmatischen Quarz (hell). 66 \times vergrößert; \parallel Nic.

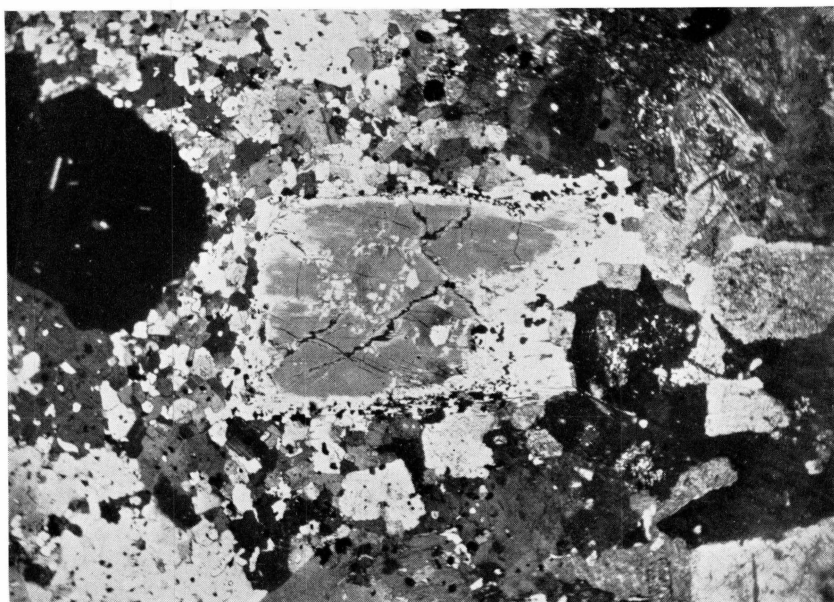


Fig. 1.

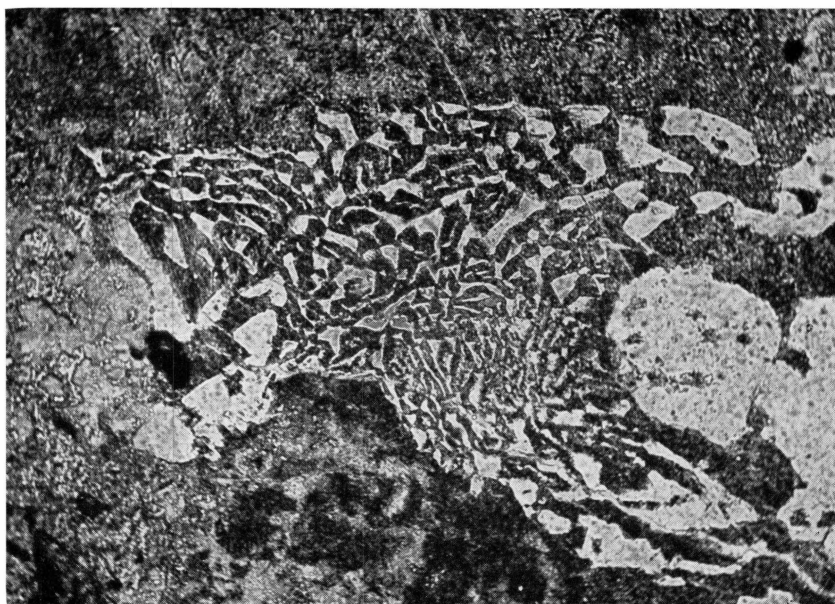


Fig. 2.

Tafel III.

1. Gabbrodiorit. Korrosion des Biotites durch Plagioklas unter Ausscheidung von Erz (Magnetit). 66 \times vergrößert; \times Nic.
2. Vulkanische Brekzie (Schlotfüllung). Entmischungsform von Ti-haltigem Erz. Ausscheidung mehrerer subparalleler Scharen von Magnetitlamellen und von Leukoxenmaterial. 66 \times vergrößert; \parallel Nic.

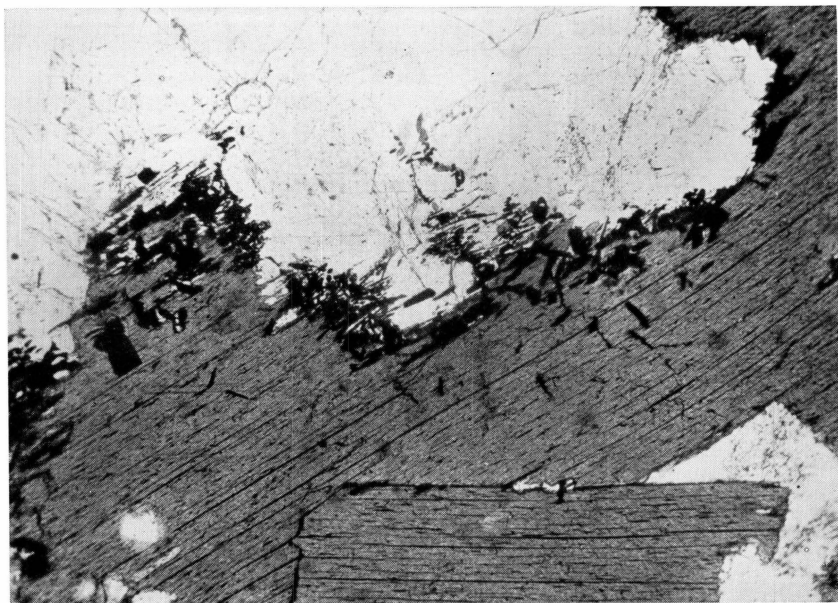


Fig. 1.



Fig. 2.

Tafel IV.

1. Quarzporphyr, (Dyke im hintersten Kolledal). Panidiomorphe Quarzeinsprenglinge in einer mikroaplitischen Grundmasse. $27\times$ vergrößert; \times Nic.
2. Vitrophyr. Einsprenglinge von Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Klinopyroxen in brauner Glasbasis mit deutlichen Fluidalstrukturen. $8\times$ vergrößert; \parallel Nic.

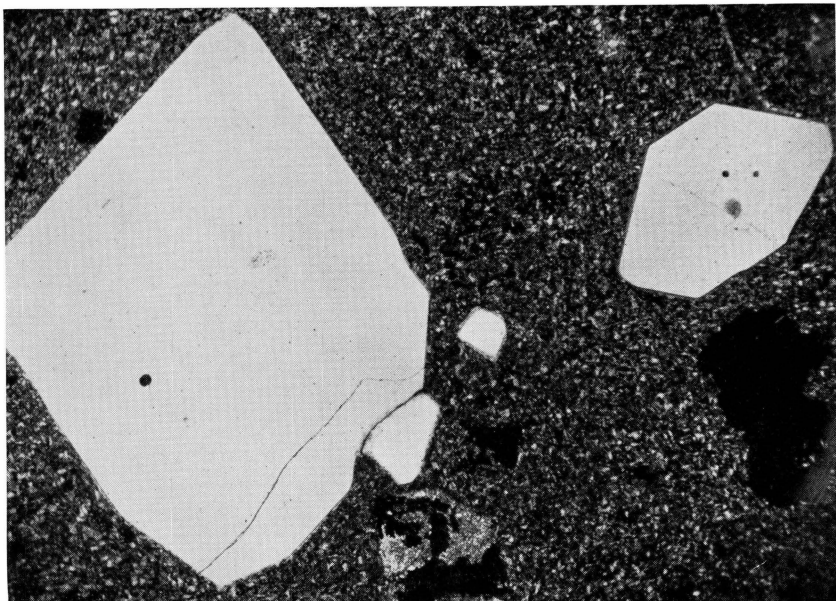


Fig. 1.

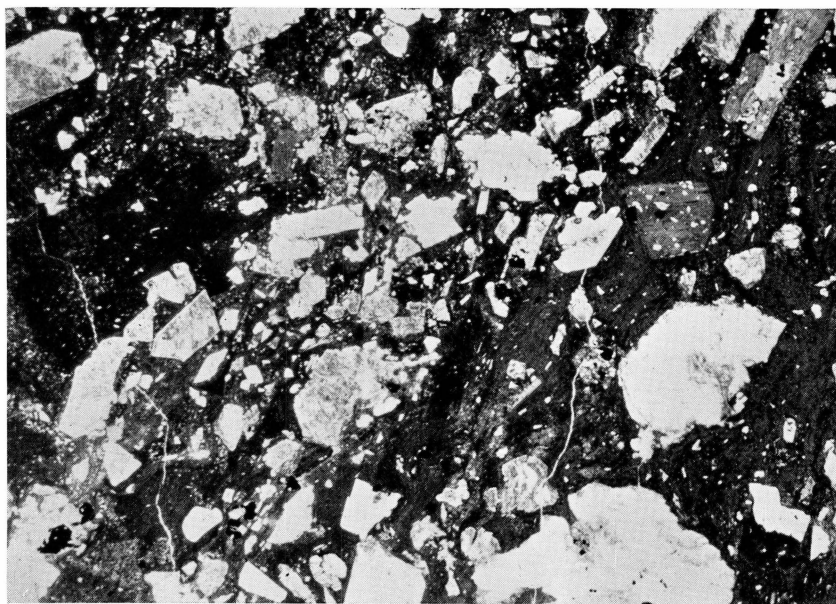


Fig. 2.

Tafel V.

1. Sphärolithischer Vulkanit. Kugelförmige Ooide mit konzentrisch-schaligem (orbicularem) Aufbau von kryptokristallinem Quarz-Feldspat-Material. Einsprenglinge von Orthoklas (helle Flecke) weisen eindeutig auf magmatischen Ursprung. $15 \times$ vergrößert; \times Nic.
2. Sphärolithischer Vulkanit. Parallelgeschichtete Lagen unregelmässig-ovaler Ooide. Um einen Kern von mikrolithischem Quarz und Feldspat lagert sich eine Wechselfolge heller und dunkler, kryptokristallin bis glasiger Schalen. Zwischen den einzelnen Ooiden als dunkle, pallisadenartige Aggregate: violettgrau pigmentierter, idiomorpher Quarz. $8 \times$ vergrößert; \parallel Nic.

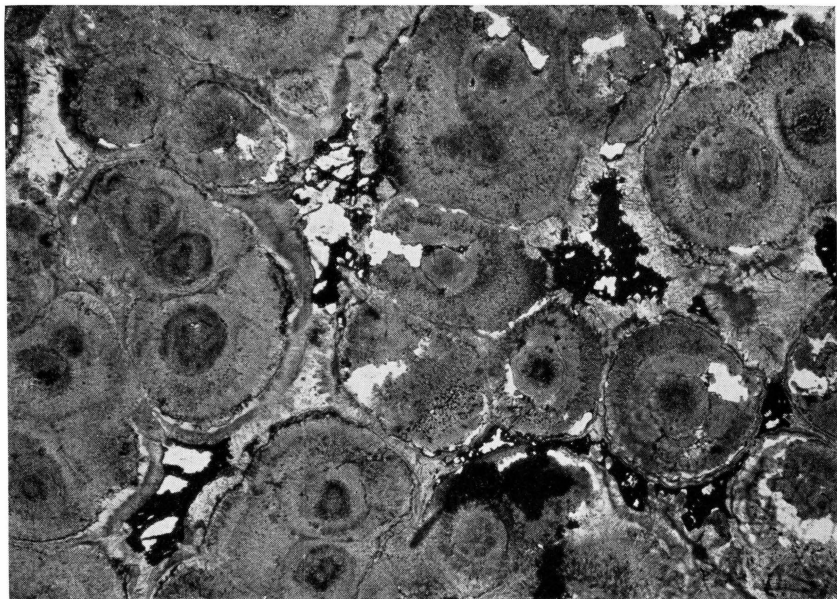


Fig. 1.

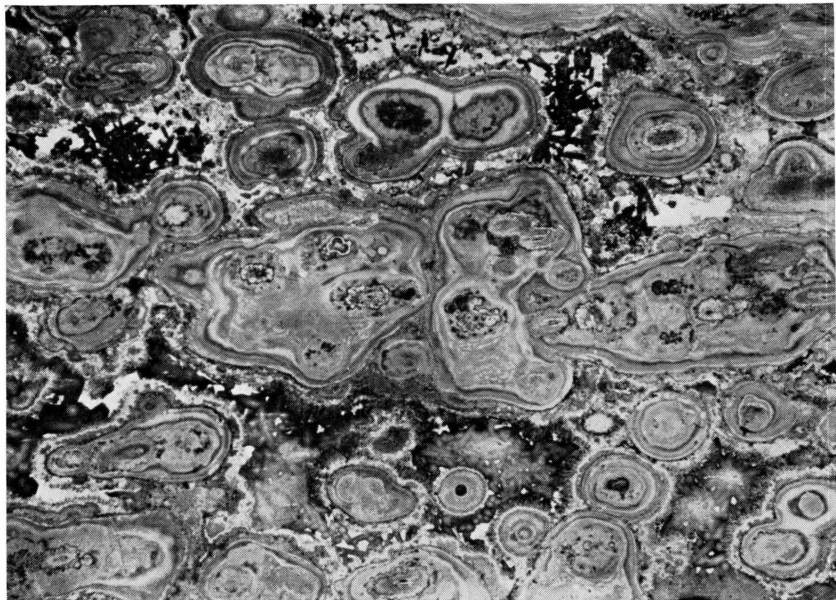


Fig. 2.

Tafel VI.

1. Montrealitischer Tilait (Dyke). O = Olivin, P = Titanaugit, z. T. verzwillingt, von einheitlich auslöschenden Hornblendeindividuen (Ho) umschlossen. Bi = Biotit. Sowohl Hornblende (Syntagmatit) wie Biotit enthalten zahlreiche ophitisch eingeschlossene Leisten von Plagioklas. (Kristallisationsfolge!). 15 \times vergrößert; \times Nic.
2. Spessartit. Idiomorpher, kurzstengelig-prismatischer Syntagmatit (Titanhornblende) in xenomorph-körniger Feldspatmatrix. Relativ reichlich Erz. 27 \times vergrößert; \parallel Nic.

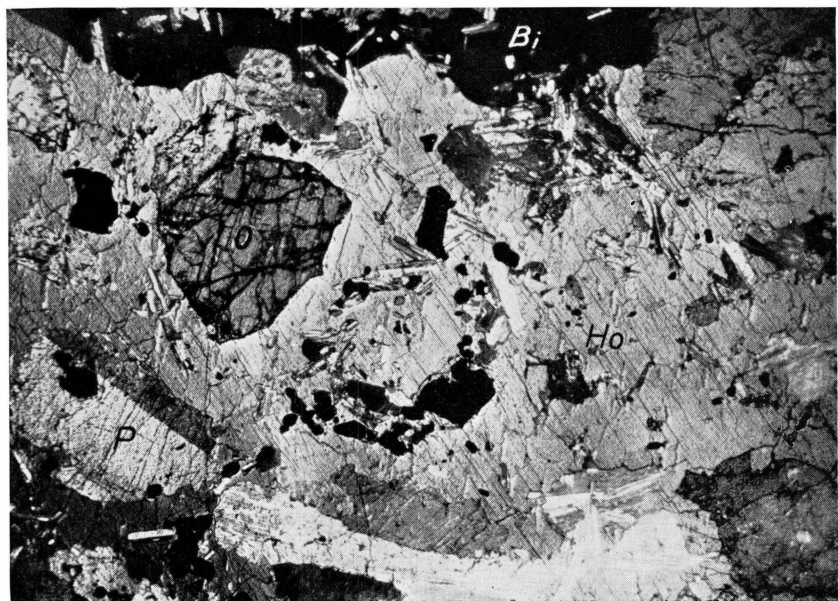


Fig. 1.

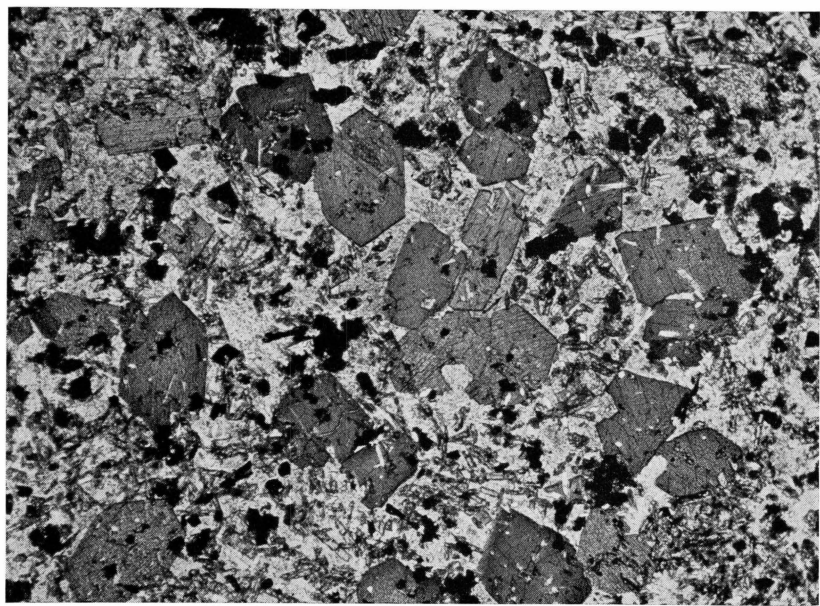


Fig. 2.

Tafel VII.

1. Dolerit (Sill). Subophitische Struktur zwischen Plagioklas (hell) und Titanaugit (grau). Die Plagioklasleistchen spitzen meist gegen das Zentrum der Pyroxenkörner aus. Die Kristallisation des Plagioklas setzte deutlich vor der des Pyroxens ein. 66 \times vergrößert; || Nic.
2. Dolerit (Sill). Subophitische bis subdoleritische Struktur. Die Plagioklasleistchen haben eine durchschnittliche Länge von 0.2—0.5 mm. 66 \times vergrößert; \times Nic.



Fig. 1.



Fig. 2.

Tafel VIII.

1. Dolerit (Sill). Ophitische Struktur zwischen Plagioklas (z.T. verglimmert) und Pigeonit. Der von ophitischem Plagioklas durchsetzte Pyroxen löscht über grössere Erstreckung einheitlich aus. Die Kristallisation des Plagioklases setzte deutlich vor der des Pyroxens ein und überdauerte diese auch, was Übergänge zu doleritischen Strukturen im selben Schliff beweisen. $66 \times$ vergrössert; \times Nic.
2. Dolerit (Dyke). Ophitstruktur zwischen Plagioklas (P, Bytownit) und Pyroxen (Py, Titanaugit). Plagioklas zeigt im Gegensatz zu seiner in Doleriten üblichen, leistenförmigen Ausbildung hier tafeligen bis isometrisch-körnigen Habitus. Er wird vollständig von Pyroxen umschlossen, der über grössere Erstreckung einheitlich auslöscht. $8 \times$ vergrössert; \times Nic.



Fig. 1.



Fig. 2.

Tafel IX.

1. Augitporphyrit (Dyke). Einsprenglinge von Titanaugit in basaltischer Grundmasse. $8\times$ vergrößert; \times Nic.
2. Vergrößerter Ausschnitt aus 1. Hypidiomorphe Titanaugite mit deutlichen Zonarstrukturen (randliche Anreicherung von Ti und Fe''). Die Plagioklasleisten der Grundmasse legen sich mit ihren Längsachsen \parallel den Kristallflächen der Einsprenglinge. $27\times$ vergrößert; \times Nic.

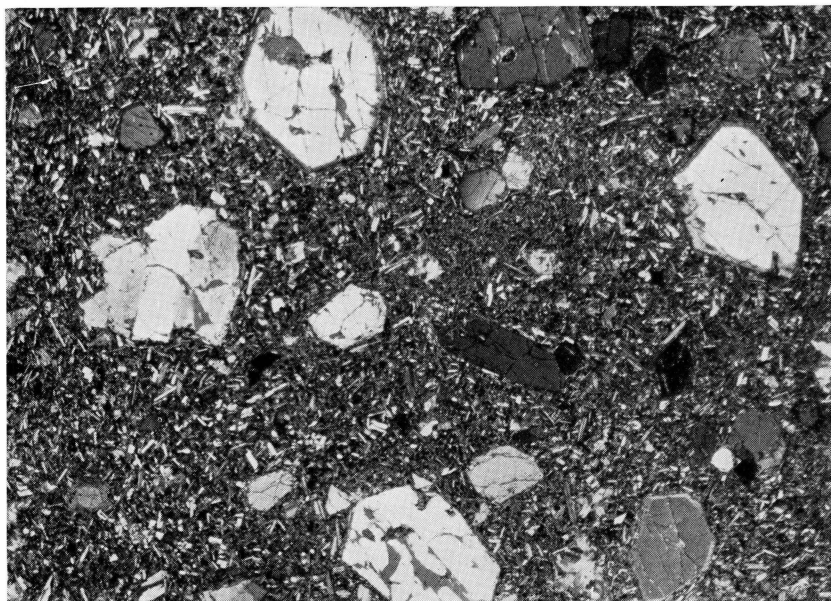


Fig. 1.

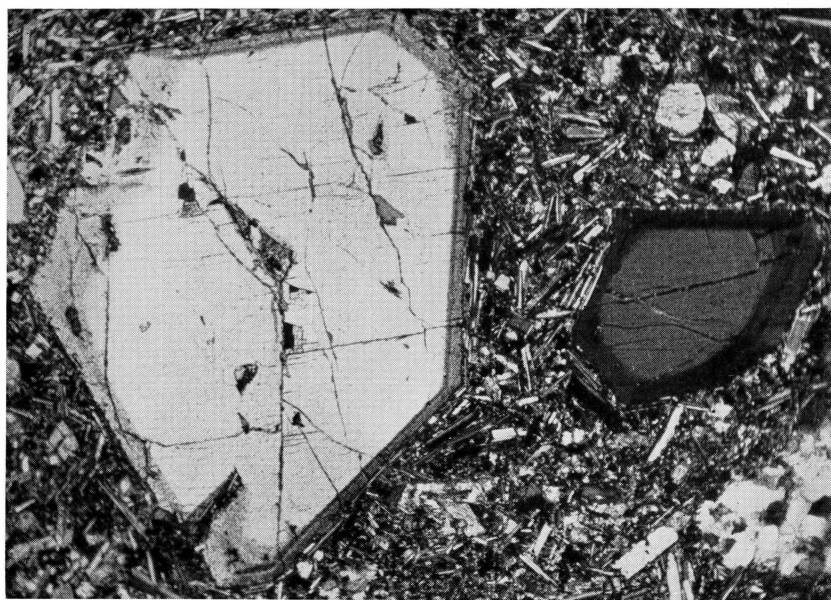


Fig. 2.

Tafel X.

1. Olivinbasalt (Dyke). Einsprenglinge von Olivin pseudomorphosen und Titanaugit in basaltischer Grundmasse. $15\times$ vergrößert; \times Nic.
2. Vergrößerter Ausschnitt aus 1. Idiomorphe Olivin pseudomorphose und Titanaugit, der korrosiv von der Grundmasse aufgezehrt wird. Beim Zersetzungsprodukt des Olivins handelt es sich um ein talkähnliches Mineral, das jedoch schiefe Auslöschung und gelbgrüne Farbe besitzt, während $-2V$ and Δn mit den Daten von Talk übereinstimmen. $27\times$ vergrößert; \times Nic.

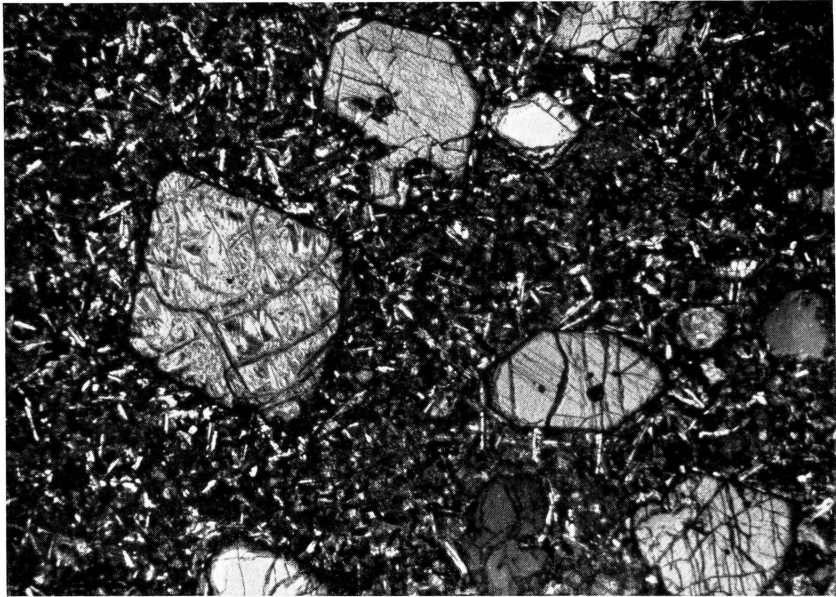


Fig. 1.

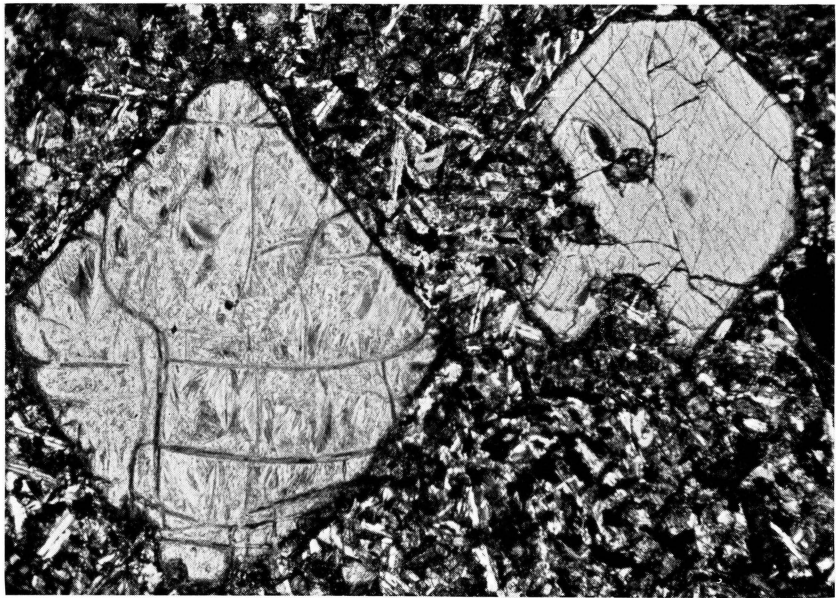


Fig. 2.

Tafel XI.

1. Camptonit (Dyke). Bis cm-grosse Einsprenglinge von Biotit neben basaltischer Hornblende (H) und Titanaugit (P) verleihen dem Gestein sowohl makroskopisch wie im Schliff ein charakteristisches Gepräge. Biotit blättert am Kontakt mit Hornblende und Pyroxen protoklastisch auf; in die Schichtfugen dringt Calcit. $15\times$ vergrößert; \times Nic.
2. Ankaramitischer Tilait (Dyke). Panidiomorpher Olivin, der von Hämatit-Limonit durchadert wird, sonst jedoch unzersetzt ist. Im Handstück erscheinen die Olivinkristalle als Folge der Erzdurchaderung ziegelrot. $27\times$ vergrößert; \times Nic.



Fig. 1.

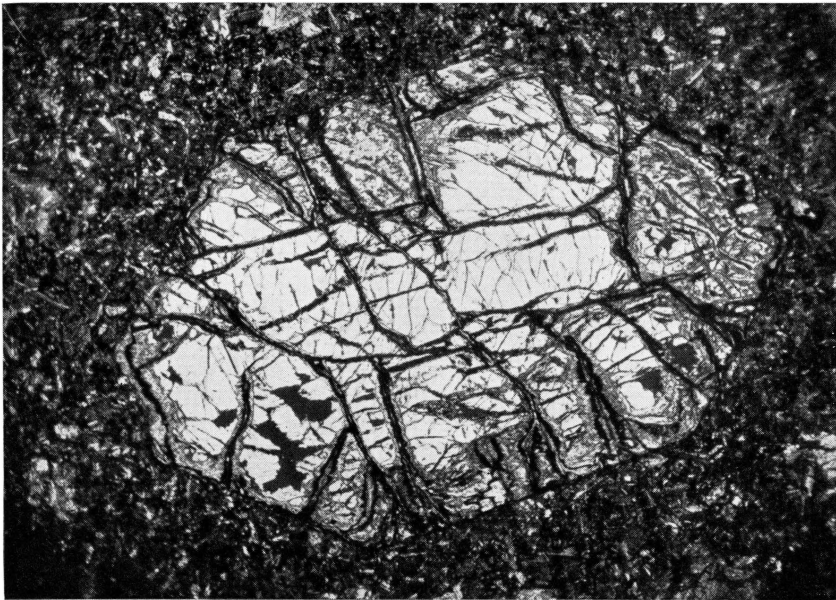
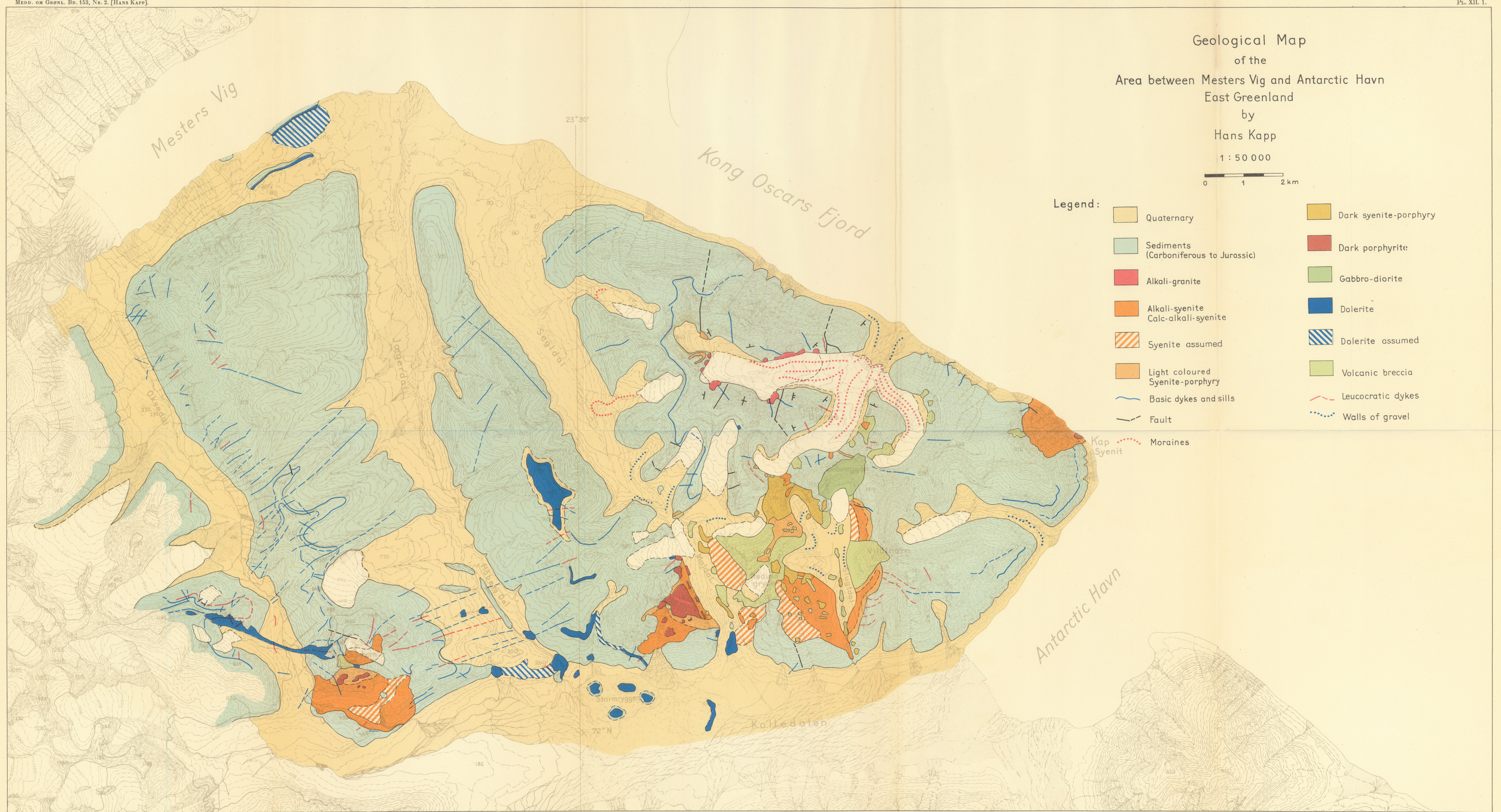


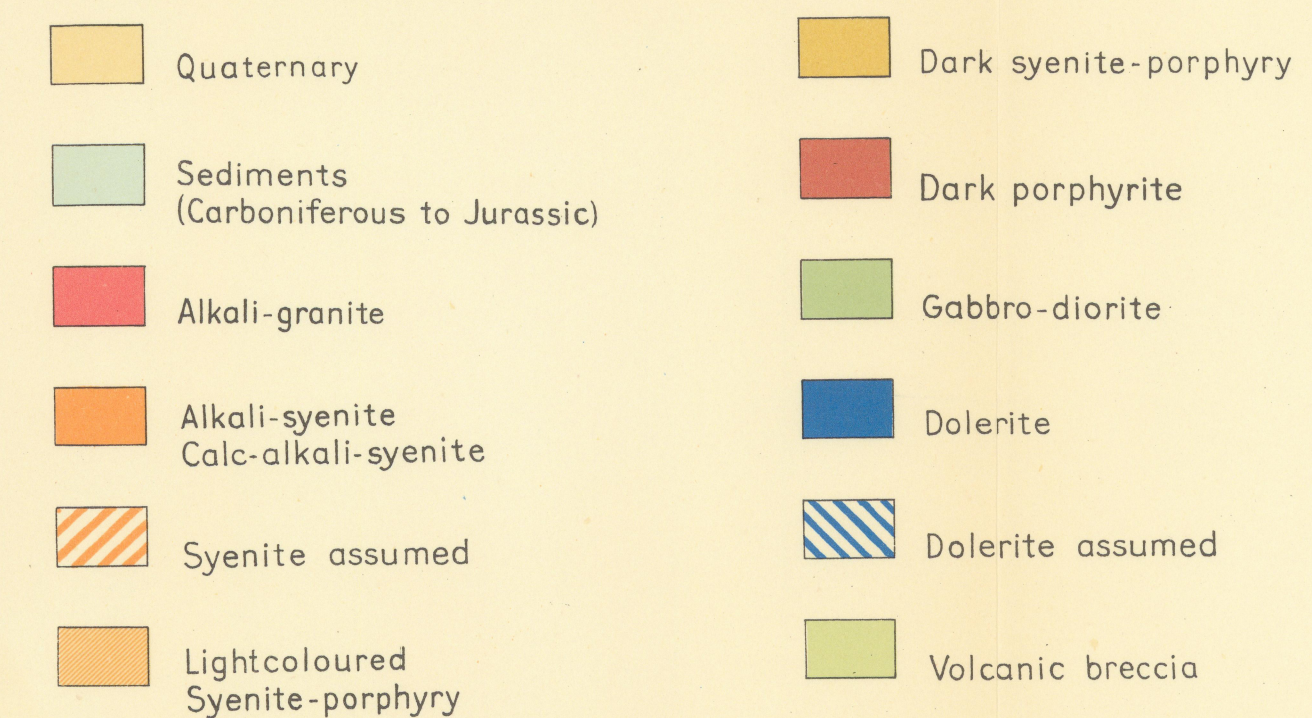
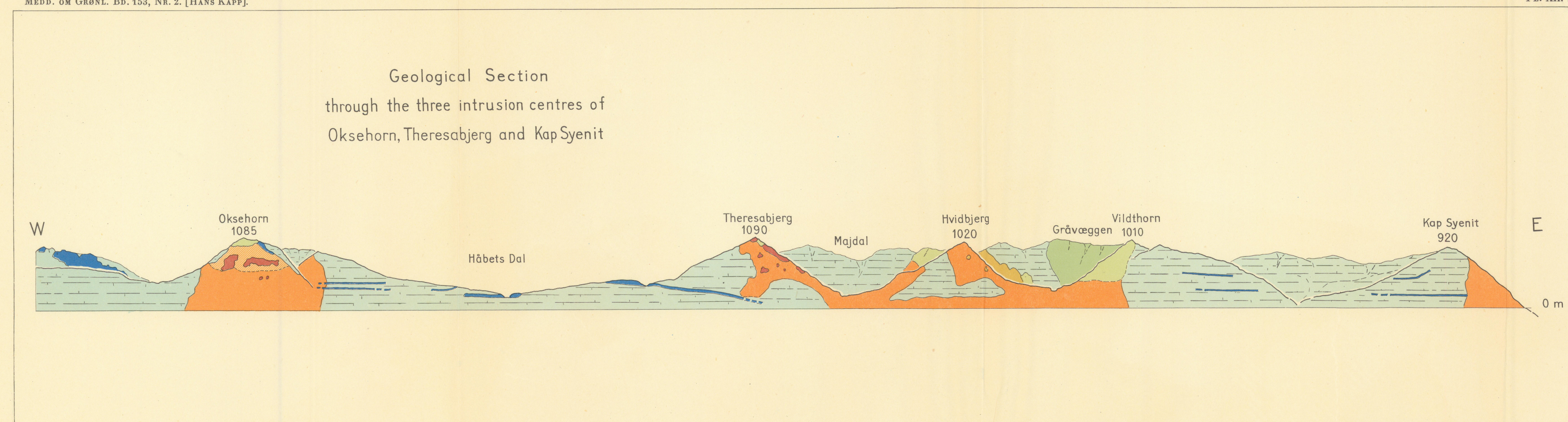
Fig. 2.

Tafel XII.

1. Geologische Karte des Gebietes zwischen Mesters Vig und Antarctic Havn.
1:50.000.
2. Geologisches Profil durch die drei Intrusionszentren des Oksehorn, des Theresa-
bjerg und des Kap Syenit.



Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1960



Reproduceret ved Geodætisk Institut, København 1960