

MEDDELELSE R OM GRØNLAND  
UDGIVNE AF  
KOMMISSIONEN FOR VIDENSKABELIGE UNDERSØGELSER I GRØNLAND  
BD. 175 • NR. 2

---

---

GRØNLANDS GEOLOGISKE UNDERSØGELSE

---

L'ÉVOLUTION DU SOCLE PRÉCAMBRIEN  
DANS LA RÉGION DE QAGSSIMIUT,  
GROËNLAND MÉRIDIONAL

PAR

S. N. AYRTON ET M. BURRI

---

AVEC 34 FIGURES ET 1 TABLE DANS LE TEXTE  
ET 1 CARTE HORS-TEXTE

С РУССКИМ РЕЗЮМЕ

KØBENHAVN  
C. A. REITZELS FORLAG  
BIANCO LUNOS BOGTRYKKERI A/S  
1967

*A la mémoire de Marco LORÉTAN, Dr. ès Sciences*

### **Abstract**

The rocks of the Qagssimiut area, South Greenland, belong, apart from a few late dolerite dykes, to the Precambrian shield. Their history was found to be very complex.

An orogenic period affected formations mainly composed of quartzites and amphibolitic schists which now occupy but a very small percentage of the area. These rocks, having been submitted to at least two periods of deformation (during which a set of folds with a NW-SE trend, and a major, younger NE-SW set were developed), were subsequently intruded by massifs and plugs of ultrabasic material, which are very much more widely preserved.

Widespread granitisation then occurred; in particular, the pre-existent rocks were (partly) transformed into granite, which is by far the principal component of the Qagssimiut area. The processes apparently took place in tranquil conditions.

Basic intrusion also takes the form of sheets and dykes, concentrated mainly in the southern parts of the area. Some of these sheets are conspicuously veined and replaced by granite or aplite. The striking characteristics of this phenomenon, which involves static replacement and progressive consumption of basic material by acid, are described in some detail.

The contrast between basic and acid material is remarkable, as is the alternation of phases of basic intrusion and granitisation, which occurred under conspicuously stable conditions.

The emplacement of small massifs of homogeneous, pink or white microgranite preceded the Gardar period, characterised by the intrusion of dykes (lamprophyres, dolerites, trachytes, porphyries) and block-faulting.

A long hiatus separated the end of the Gardar period from the next event, the (Tertiary?) intrusion of two generations of dolerite dykes. They are fresh and never faulted.

Quaternary phenomena are mainly related to the activity of the ice-cap, whose traces are ubiquitous.

## Résumé

Les roches de la région de Qagssimiut, dans le Groenland méridional, font partie, à l'exception de quelques dykes doléritiques tardifs, du bouclier précambrien. Leur histoire s'est avérée fort complexe.

Une période orogénique affecta des formations surtout composées de quartzites et de schistes amphibolitiques qui ne représentent plus qu'une très petite proportion du territoire. Ces roches, ayant été soumises à au moins deux phases de déformation (pendant lesquelles des plis de direction NW-SE, ainsi que des structures majeures et plus jeunes de direction NE-SW, prirent naissance), furent ensuite recoupées par des massifs intrusifs de matériel ultrabasique à basique, bien plus largement préservés.

Une période de granitisation générale eut alors lieu; en particulier, les roches préexistantes furent (partiellement) transformées en granite, lequel est de loin le constituant principal de la région de Qagssimiut. Le processus se passa apparemment dans des conditions de tranquillité.

Une autre forme d'intrusion basique est très développée, et concentrée dans la partie méridionale. Il s'agit de feuillets inclinés, horizontaux ou verticaux, dont beaucoup sont veinés et remplacés de manière flagrante par du matériel granitique ou aplitique. Les caractéristiques frappantes de ce phénomène, qui comprend le remplacement statique ainsi que l'expulsion ou la « digestion » de matériel basique par un matériel acide, sont décrites avec quelque détail.

Le contraste entre éléments basiques et acides est remarquable, ainsi que l'alternance de phases d'intrusion basique et de granitisation, qui se succèdent dans des conditions étonnamment stables.

La mise en place de petits massifs d'un microgranite homogène, rose ou blanc, précéda la période de Gardar, caractérisée par l'intrusion de dykes (lamprophyres, dolérites, trachytes, porphyres) et par une tectonique cassante.

Un long hiatus sépare la fin de la période de Gardar de l'événement suivant, l'intrusion (tertiaire?) de deux générations de dykes doléritiques frais, et qui ne sont jamais faillés.

Les phénomènes quaternaires sont surtout liés à l'activité de la calotte glaciaire, dont les traces sont ubiquistes.

## РЕЗЮМЕ

Породы района Кагсимиут (Ю. Гренландия) относятся к докембрийскому периоду, за исключением нескольких поздних долеритовых даек. История этих пород оказалась очень сложной. Орогенический период оказал воздействие на формации, состоящие, в основном, из кварцитов и амфиболитовых сланцев, занимающих в настоящее время незначительную часть территории Кагсимиута. Эти породы подверглись, по меньшей мере, двум периодам деформации, в течение которых образовались группы складок СЗ-ЮВ простирания и (главным образом более молодые складки) СВ-ЮЗ простирания. В свою очередь, эти породы были прорваны массивами и пробками ультраосновного до основного состава, сохранившимися гораздо лучше, чем более древние породы.

Наступившая затем широкоразвитая гранитизация превратила (частично) ранее сложившиеся породы в гранит, который занимает большую часть территории Кагсимиута. Этот процесс протекал в явно спокойных условиях.

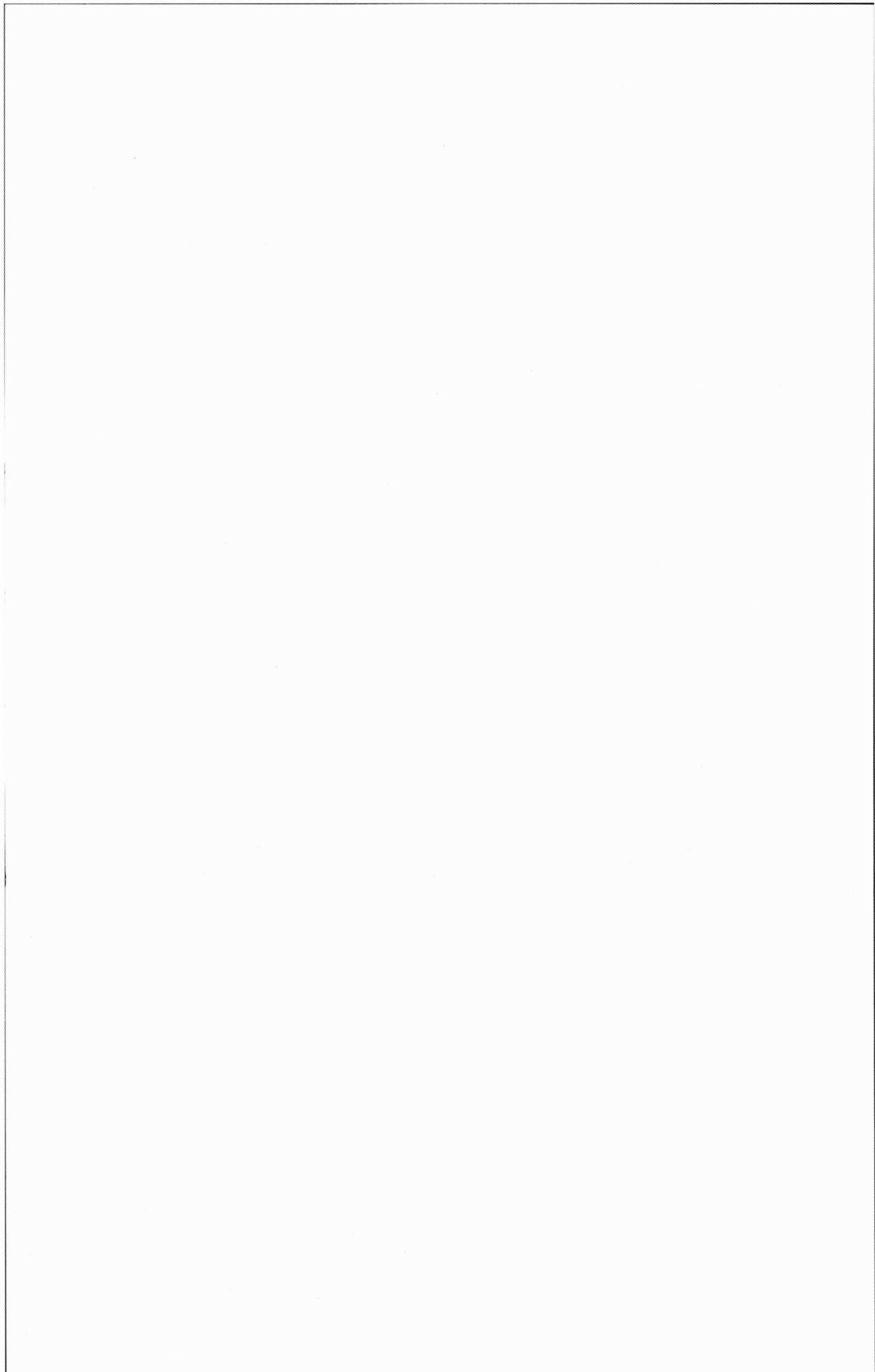
Основные интрузии представлены также пластами и дайками, сосредоточенными, главным образом, в южной части района Кагсимиут. Некоторые пласти замещены гранитом или аплитом и пересечены большим числом жил. Такое статическое замещение и постепенное поглощение основного материала кислым представляет собой характерное явление.

Различие между основным и кислым материалом так же, как и чередование фаз основных интрузий и гранитизации, хорошо выражено; последние протекали в явно стабильных условиях.

Формирование небольших массивов гомогенного розового или белого микрогранита предшествовало гардарскому периоду. Гардарский период характеризовался образованием даек (лампрофиры, долериты, трахиты и порфириты) и глыбовых сбросов.

Большой перерыв отделяет конец гардарского периода от третичного(?), когда сформировались две генерации хорошо сохранившихся и не нарушенных долеритовых даек.

Четвертичный период характеризуется главным образом деятельностью материкового ледника.



## TABLE DES MATIÈRES

	Page
Abstract .....	3
Résumé .....	4
Резюме .....	5
Préface .....	9
 Chapitre I: Introduction .....	 11
I. Situation géographique .....	11
II. Historique .....	11
 Chapitre II: Le Kétildien .....	 14
I. Les séries originelles .....	14
1. Les gneiss siliceux .....	14
2. Les schistes amphibolitiques .....	15
3. Métamorphisme .....	16
4. Tectonique .....	17
II. Les massifs basiques .....	20
1. Introduction .....	20
2. Pétrographie .....	21
3. Origine de ces massifs .....	24
III. Granitisation régionale .....	25
1. Introduction .....	25
2. Granitisation des schistes métamorphiques .....	25
3. Granitisation des massifs basiques .....	26
a. La partie centrale .....	27
b. La zone des agmatites .....	27
c. Le stade granitique .....	30
4. Mode de mise en place des granites .....	32
IV. Les filons basiques et la réactivation postérieure .....	34
1. Introduction .....	34
2. Distribution et gisement .....	37
3. Pétrographie .....	39
4. Granitisation et remplacement .....	39
5. Processus de transformation .....	51
V. Le microgranite leucocrate .....	53
VI. Discussion et conclusions .....	56
 Chapitre III: Le Gardar .....	 59
I. Introduction .....	59
II. Les filons hypabyssaux .....	59
1. Lamprophyres .....	59
2. Porphyre syénitique .....	62

	Page
3. Dolérites .....	63
4. Porphyre trachytique .....	68
5. Trachytes .....	72
6. Filons à grands feldspaths .....	79
III. Tectonique cassante .....	82
Chapitre IV: Les phénomènes postérieurs au Gardar .....	86
I. Les filons basiques .....	86
II. Le Quaternaire .....	87
Références .....	89
Provenance des échantillons .....	92

## PRÉFACE

Le Service Géologique du Groenland (G.G.U.) organise chaque année de fructueuses expéditions consacrées, ces dernières années, à l'étude de la partie SW de cette grande île. En 1959, durant 6 semaines, nous avons cartographié l'archipel de Qagssimiut, avec le concours du Capitaine M. POULSEN, dont la longue habitude de ce genre de navigation a grandement facilité nos recherches. Au cours de celles-ci, nous sommes tombés sur de spectaculaires phénomènes de granitisation, qui constituent le sujet principal de ce travail, dont le cadre est une description de l'histoire géologique générale de la région de Qagssimiut. Ce travail sert par ailleurs de commentaire à la carte hors-texte ci-incluse, destinée à être intégrée à l'atlas géologique du Groenland, dont les premières feuilles (au 1:100.000) doivent bientôt paraître.

Huit années se seront donc écoulées entre la campagne de terrain et la publication de ce mémoire. La plupart des travaux de laboratoire ont été entrepris (par S.N.A.) à l'Imperial College of Science and Technology de Londres, de 1960 à 1962. Un premier texte fut rédigé en anglais. Mais les connaissances nouvelles acquises grâce au travail des géologues du G.G.U. nous obligèrent à modifier certaines de nos hypothèses, et des impératifs rédactionnels à transformer la structure du texte. Cette deuxième rédaction, en anglais toujours, perdait de son intérêt au fur et à mesure que des descriptions analogues étaient publiées.

Des descriptions en français de phénomènes de granitisation sont rares au Groenland. Aussi est-ce dans cette langue que nous avons choisi de publier la nôtre. Nous espérons ainsi rendre plus aisés aux lecteurs français les problèmes de chronologie qui se posent à propos du granite de Julianehåb. Ces problèmes sont encore nombreux et, malgré les progrès récents, les points d'interrogation sont plus abondants que les certitudes.

De nombreuses personnes nous ont aidés au cours de ces travaux, et nous tenons à leur témoigner notre gratitude. Nous remercions, en particulier M. K. ELLITSGAARD-RASMUSSEN, mag. scient., Directeur du Service Géologique du Groenland, qui nous a donné d'abord l'occasion de cartographier cette région fort intéressante, puis la permission de publier nos résultats, ainsi que MM. les Professeurs J. SUTTON, G.

WILSON, et J. G. RAMSAY de l'Imperial College, M. le Professeur C. E. WEGMANN de L'Université de Neuchâtel, et M. le Professeur H. BADOUX de l'Université de Lausanne, pour leurs pertinents commentaires et conseils judicieux. Nos remerciements vont aussi à nos collègues du G.G.U., à J. H. ALLAART, avec qui nous avons eu de fructueux échanges de vues, à T. C. R. PULVERTAFT, pour avoir revu le texte, à nos assistants S. ANDERSEN, S. KARUP-MØLLER et J. TOUBORG, à notre camarade M. WEIDMANN, pour son appui, et à Mme E. AYRTON, à qui nous devons de nombreux travaux de dactylographie.

S. AYRTON et M. BURRI.

Août, 1965

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION

#### **I. Situation géographique**

La région décrite dans le présent travail est située au SW du Groënland, à peu près à mi-chemin entre Ivigtut et Julianehåb. Elle est constituée d'un groupe d'îles disposées en un triangle rectangle, dont l'hypoténuse est le fjord de Sermilik (ou Sermitsialik), alors que les deux côtés de l'angle droit passent par  $60^{\circ}42'$  de latitude et  $47^{\circ}05'$  de longitude. A cela, il faut ajouter la presqu'île de Panerfaït, soit la bordure S de la langue glaciaire qui débouche dans le fjord de Sermilik. Le tout représente environ  $200 \text{ km}^2$ .

Le village de Qagssimiut est bâti sur l'île du même nom, et, pour des raisons pratiques, nous avons pris ce nom pour définir toute la région. Un autre village, Nanikardlik, tout juste un hameau, occupe le SE de l'île de Qârusuarssuk.

Les îles se compteraient par centaines si l'on prenait en considération les plus petites d'entre elles; les plus grandes dépassent  $15 \text{ km}^2$ . Elles sont distribuées au hasard, sauf le long de la côte S de Sermilik, où elles sont bien alignées. Leur altitude s'élève légèrement du SW au NE, passant d'une cinquantaine de mètres à quelque deux cents mètres. Grâce à l'érosion glaciaire et à l'action de la mer, les conditions d'affleurement sont excellentes, surtout à la côte. L'intérieur des îles est malheureusement pourvu d'une végétation buissonneuse, et les affleurements eux-mêmes peuvent être tapissés de lichens au point que la nature de la roche est difficile à déterminer.

#### **II. Historique**

Nos connaissances sur la géologie du SW du Groënland ont considérablement progressé ces dernières années. Certains des grands problèmes que C. E. WEGMANN avait posés en 1938 ne trouvent que maintenant un début de solution. Rappelons que cet auteur reconnaissait trois cycles dans cette région:

- le cycle pré-kétilidien apparaissant sous forme de gneiss dans la région d'Ivigtut;

- le cycle kétılıdien comprenant la sédimentation, le plissement, le métamorphisme et la granitisation d'une série sédimentaire et effusive;
- le cycle de Gardar au cours duquel se déposent des grès rouges, des séries effusives, et se mettent en place de nombreux batholites de composition variable.

Les travaux ultérieurs, dont A. BERTHELSEN (1960, 1961) fit la synthèse, remirent en question l'existence du cycle le plus ancien: ils tentaient à montrer que les gneiss d'Ivigtut représentaient un stade de transformation des séries kétılıdiennes. Au cours des mêmes travaux, cet auteur décrivait des filons basiques mis en place dans ces gneiss considérés comme kétılıdiens au N d'Ivigtut. Il les appela les filons « kuanitiques ». Or ces filons sont amphibolitisés, et, juste au S d'Ivigtut, déformés (AYRTON, 1963; WEIDMANN, 1964). Il y avait donc une nouvelle période orogénique que BERTHELSEN (1961) appela le « Sanérutien ». Dans son idée, Kuanistique et Sanérutien appartenaient à l'histoire post-kétılıdienne.

Les recherches qui se poursuivirent entre 1961 et 1965 portèrent sur les relations entre la province d'Ivigtut et la région qui se situe plus au S, où les séries sont fortement granitisées, et où a pris naissance le granite de Julianehåb. Parallèlement, BONDESEN poursuivait ses études dans le district d'Ivigtut. Il montrait (1962) que des roches pré-kétılıdiennes affleurent dans la région d'Ivigtut, et ce fait a été confirmé depuis lors. Il y a donc un point à corriger dans la chronologie de BERTHELSEN: les filons kuanitiques se sont mis en place dans des roches pré-kétılıdiennes. Ces filons pourraient même être les canaux fournisseurs des séries effusives kétılıdiennes d'Arsuk telles que WEGMANN (1938) les a définies.

WATTERSON étudiait alors la région qui se trouve à la limite du district d'Ivigtut et du granite de Julianehåb. Il montrait (1965) que trois catégories de filons basiques d'âge anté-Gardar affleurent dans cette région:

- les plus anciens, anté-tectoniques et peut-être partiellement syn-sédimentaires, sont plissés et fortement granitisés;
- puis viennent des filons post-tectoniques, granitisés lors d'une phase de réactivation régionale qui affecta toute la région;
- enfin, les plus jeunes, postérieurs à la réactivation.

Il y a donc deux périodes de granitisation: la première, la plus importante, au cours de laquelle les filons les plus anciens sont fortement granitisés; la suivante est plus faible et les filons de deuxième génération sont à leur tour transformés.

ALLAART (1964) reprend ces données et fait le point des connaissances dans le SW du Groenland. Avec WATTERSON, il admet que la phase la plus importante de granitisation est kétılıdienne; ils appellent sanéru-tienne la période de réactivation ultérieure. Cette dénomination est justifiée si l'on définit le Sanéru-tien uniquement comme une phase post-kétılıdienne. Mais elle ne correspond pas aux phénomènes décrits par BERTHELSEN: en effet, les filons kuanitiques (qui pourraient être les canaux fournisseurs des séries kétılıdiennes) furent certainement transformés, dans la région d'Ivigtut, au cours de l'orogenèse kétılıdienne.

Etant donné l'incertitude qui règne sur l'âge de ces diverses formations, nous éviterons autant que possible l'emploi de ces noms encore sujets à modifications. Quand nous utiliserons le terme de Sanéru-tien, c'est au sens où WATTERSON et ALLAART l'entendent, dans le but d'unifier la nomenclature, mais avec les réticences qui s'imposent. En attendant plus de précisions, nous avons conservé les grandes coupures établies par WEGMANN (1938): le Kétılıdien et le Gardar.

Le cycle de Gardar est séparé du Kétılıdien par un hiatus pendant lequel l'ancienne chaîne est érodée et pénéplainée. La sédimentation reprend avec les grès d'Igaliko (POULSEN, 1964), qui sont recouverts par des séries volcaniques effusives très épaisses. Au cours du Gardar, de nombreux massifs abyssaux se mettent en place, surtout dans les premières phases du cycle. Les filons, qui comprennent différents types de roches basiques à acides, sont abondants et ubiquistes. L'activité tectonique est réduite à la formation de mylonites et au jeu de failles normales.

Les datations isotopiques (MOORBATH, WEBSTER and MORGAN, 1960) ont montré que Kétılıdien et Gardar sont précambriens.

## CHAPITRE II

### LE KÉTILIDIEN

#### I. Les séries originelles

Bien rares sont, dans la région de Qagssimiut, les restes d'une série sédimentaire peut-être géosynclinale. En 1938 déjà, WEGMANN y signalait des roches susceptibles d'être rattachées aux séries de Sermilik et d'Arsuk, attributions qui sont à l'heure actuelle encore hypothétiques. Ces roches, qui se présentent sous forme d'enclaves dans le granite, ne représentent qu'un très faible pourcentage des affleurements. La carte hors-texte donne une idée de leur répartition.

##### 1. Les gneiss siliceux

Les gneiss siliceux sont des assises particulièrement massives, homogènes, à foliation nulle ou à peine dessinée. Quand elle est visible, grâce à de petites trainées de minéraux sombres, elle est toujours parallèle à la direction générale des couches et des enclaves. Aucun petit pli n'y est reconnaissable.

La roche elle-même est généralement rose et finement cristallisée. Le quartz et le microcline en sont les constituants principaux, accompagnés de plagioclase et d'un peu de muscovite, de chlorite et de biotite. Les feldspaths sont colorés en rose par une très fine «poussière», probablement de l'hématite.

L'observation au microscope (G.G.U. 41441) révèle quelques variations de la taille du grain. De grands cristaux de quartz en contiennent de plus petits, peut-être d'origine détritique. Des macles bien nettes caractérisent le microcline. Le plagioclase a une composition qui le place à la limite entre l'albite et l'oligoclase. La muscovite et la biotite ne forment qu'un faible pourcentage de la roche.

Quelques affleurements de gneiss siliceux traversent la partie N de Qôrorssuángûp nunâ. Noyés dans des granites plus jeunes, ils forment des bandes orientées NE-SW, épaisses de 30 à 100 m, verticales. Leur contact avec le granite encaissant, quoique très franc, ne semble pas tectonique. Vers le S, ces gneiss disparaissent dans des migmatites plus jeunes et de petites enclaves se retrouvent à divers stades de transformation. Ils ont probablement été plus résistants aux phénomènes de graniti-

sation que les autres roches, et c'est ce qui expliquerait leurs contacts si francs. Ces bandes de gneiss, qui pourraient être des écailles tectoniques, semblent plutôt former une série assez épaisse. Malheureusement, il n'y a aucune indication de la composition originelle des roches qui leur étaient associées à cet endroit.

La côte NE de l'île de Qagssimiut est taillée dans des gneiss bien foliés, plissés et très riches en quartz. Les mêmes formations se retrouvent sur les récifs qui sont plus au N et sur la côte SE de l'île de Timerput. Ce sont des roches massives, à grain fin, où s'observe une alternance de lits roses (2 à 4 mm) et de couches plus épaisses et grises (5 à 10 mm). Des enclaves plus petites affleurent un peu partout sur l'île. Leur foliation est moins visible que sur la côte NE de l'île, ce qui est peut-être dû aux processus ultérieurs d'homogénéisation.

Ces gneiss siliceux sont probablement des métakaartzites. En plusieurs endroits ils sont associés à des couches ou lentilles amphibolitiques concordantes. L'origine du microcline est discutable, comme celle des plagioclases. Elle pourrait être sédimentaire (ce qui conférerait au sable d'origine un caractère quelque peu arkosique). Ces minéraux auraient également pu prendre naissance au cours des phénomènes de migmatitisation et de granitisation, qui affectèrent ces roches.

## 2. Les schistes amphibolitiques

Le matériel basique se trouve maintenant sous forme de schistes amphibolitiques ou de gneiss riches en biotite et en amphibole. Dans quelques cas la roche est particulièrement riche en biotite et pauvre en feldspaths et peut être appelée un schiste à biotite.

L'examen au microscope (G.G.U. 41447) montre une texture hétéroblastique à lépidoblastique, avec un rubanage dû à la disposition des cristaux d'amphibole. Il s'agit d'une hornblende à fort pléochroïsme de brun clair à vert foncé; les cristaux sont parfois allongés et peuvent contenir des inclusions soit de quartz soit de feldspath. La biotite se présente en longues lamelles brun jaune clair à vert foncé ou olive; elle est bien moins abondante que la hornblende. L'épidote peut former de petites veines ou être répartie en grains irréguliers. Le plagioclase est une oligoclase basique (env. 28% An), bien maillé, généralement disposée suivant la foliation, légèrement altérée en séricite. Le quartz est peu abondant, avec une extinction roulante. L'apatite est en petites aiguilles ubiquistes. Il y a en plus quelques grains de mineraï, de microcline et de chlorite.

Des schistes amphibolitiques verts, à grain fin, assez massifs, affleurent dans les îlots situés entre le N de Qeqertasugssuk et la grande île au S du canal de Sydlig Mågeløb. La foliation y est bien marquée par

des cristaux d'amphibole de 1 à 3 mm de long ou par des agrégats d'amphibole qui dépassent 1 cm. De petites lentilles et des veines de matériel migmatitique syntectonique sont disposées lit-par-lit, les unes roses et à grain fin, les autres plus blanches et plus grossières.

Des séries identiques ou voisines quant à leur composition se retrouvent sur la côte E de Qeqertasugssuk et sur la côte E de l'île sise en face de l'angle SE de Qârusuarssuk.

L'origine de ces schistes amphibolitiques est difficile à déterminer. Il pourrait s'agir d'un matériel sédimentaire, mais en l'absence de roches calcaires certaines, il semble plus vraisemblable de leur attribuer une origine volcanique: coulées, tuffites, etc. . . . Dans tout le SW du Groenland de telles formations sont fréquentes: séries d'Arsuk kétildiennes (WEGMANN, 1938), schistes verts pré-kétildiennes de Tigssaluk (AYRTON, 1963), et plus récemment WATTERSON (1965) a montré que dans une région voisine, l'on a affaire à des roches effusives. La nature de nos séries, même si elle était certaine, ne nous permettrait pas de leur attribuer un âge. Rappelons toutefois que WEGMANN a cru y voir des reliques de la série d'Arsuk.

### 3. Métamorphisme

Ces séries originelles ont été métamorphosées et transformées en gneiss lors de leur déformation. Elles apparaissent actuellement (voir Fig. 1) sous forme d'inclusions de gneiss noyées dans des granites, qui ne peuvent être que postérieurs. Leur degré de métamorphisme est faible, comme le montrent les descriptions ci-dessus, et ne dépasse pas le faciès à amphibolite. Si ces roches sont transformées en gneiss à amphibole et à biotite, c'est grâce à un phénomène de quartzo-feldspathisation plus ou moins intense qui, à notre avis, est différent des phénomènes qui donnèrent naissance au granite encaissant.

Les schistes amphibolitiques qui sont généralement assez basiques dans la partie SW du terrain étudié, deviennent plus gneissiques vers le NE. Ils s'enrichissent en même temps en petites couches de matériel acide disposées lit-par-lit.

L'examen au microscope (G.G.U. 41501) montre que le plagioclase est souvent poeciloblastique et qu'il contient des inclusions basiques. Quelques cristaux sont zonés et sont peut-être des reliques du matériel originel. Sa composition moyenne est de 28 à 30% An. La foliation de la roche est déterminée par la disposition en couches d'une hornblende commune et de grandes paillettes d'une biotite verte fortement pléochroïque. Le quartz est abondant, alors que le microcline, la chlorite, le minéral, l'apatite et le sphène ne sont que peu représentés. Les grains d'épidote, comme ceux de la hornblende, sont souvent riches en inclusions; occasionnellement, ils sont disposés suivant la foliation.



Fig. 1. Gneiss à biotite – amphibole, en inclusion dans un granite homogène. Les lits quartzo-feldspathiques de ces migmatites rubanées et plissées sont d'une autre nature que le granite encaissant, qui les recoupe. Le contact n'est que localement concordant.

Sur la presqu'île de Panerfaït, une importante inclusion dans le granite est surtout constituée de gneiss à biotite et amphibole. Il est essentiellement composé de biotite et de plagioclase, accompagnés de hornblende, de quartz et d'épidote. Cette enclave représente probablement un stade plus avancé du métasomatisme des séries amphibolitiques.

#### 4. Tectonique

Il est difficile de reconstituer l'histoire tectonique de ces séries, vu la rareté des reliques conservées (Fig. 2). Cependant des informations peuvent être tirées de l'observation des structures visibles, dont certaines sont conservées à l'état de « fantôme » dans les granites plus jeunes, grâce à une recristallisation mimétique de la roche.

Les plus vastes affleurements des formations anciennes se trouvent à Qeqertasugssuk et sur les îles avoisinantes. La foliation y est orientée NE-SW, inclinée en général vers le NW de 10 à 50°. De petits replis de 1 à 3 m montrent leurs plans axiaux verticaux à sub-verticaux et leurs axes plongeant doucement vers le NE ou le SW. La construction des axes de plis plus importants révèle des directions d'axes identiques, plongeant entre 20° au SW et 10° au NE. Ces variations correspondent

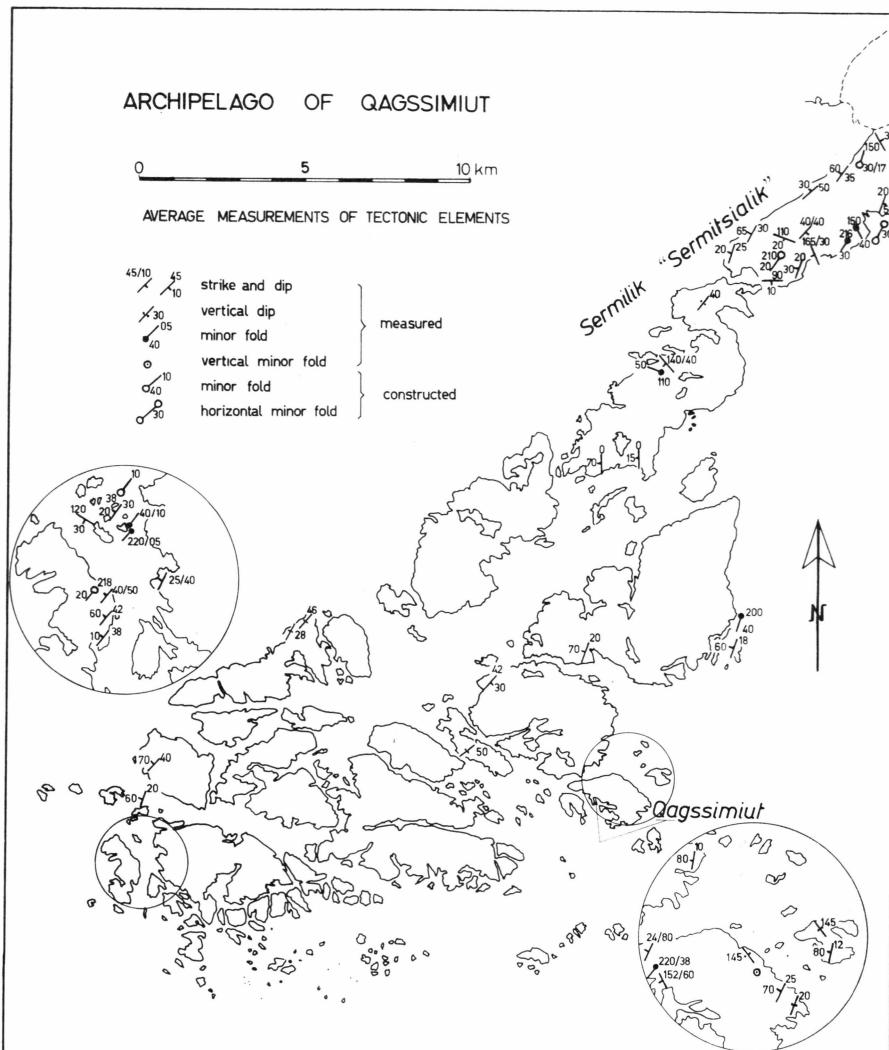


Fig. 2. Principaux éléments tectoniques visibles dans la région de Qagssimiut.

à de faibles ondulations transversales aux structures NE-SW. Mais les petites structures sont rares et l'on a surtout affaire à des séries foliées monotones. Les quelques plis visibles sont de type similaire, où aucune schistosité axiale n'a pu être observée.

Dans la partie W de l'île de Qagssimiut, les inclusions de gneiss à biotite et hornblende sont plissées suivant les mêmes directions. La figure 1 montre le style de ces petits plis dans une inclusion dont on voit les limites contre le granite encaissant. Les plis sont généralement de type similaire, avec amincissement des flancs et épaississement des charnières. Ce style est d'ailleurs courant dans des gneiss migmatitiques.

Quelques niveaux particulièrement riches en quartz dessinent cependant des structures de type plus concentrique.

Sur la côte NE de l'île de Qagssimiut et les récifs avoisinants, la foliation des gneiss siliceux est toujours voisine de la verticale avec deux directions principales: NE-SW et NW-SE, presque normales l'une à l'autre. Les plis, dont l'amplitude ne dépasse pas quelques mètres, ont souvent un axe vertical. Cette géométrie incite à postuler deux phases de plissement superposées.

En continuant vers le NE, on atteint Qârusuarssuk, où quelques petits plis sont visibles sur l'île au large de l'angle SE. Leurs axes plongent au SSW, parallèles à la foliation générale du gneiss qui plonge toujours au WNW.

Dans la presqu'île de Panerfaït enfin, on arrive à un autre type de phénomène: les structures sont conservées à l'état de « fantôme » dans des roches d'allure et de composition granitique, à grain grossier, où des minéraux comme la biotite et la hornblende montrent un alignement discernable seulement si l'éclairage est favorable. La carte hors-texte montre la région où cette structure est visible. Il s'agit d'un dôme allongé NE-SW, vaste « antiforme », légèrement asymétrique, dont le flanc SE est plus raide que l'autre. Cette antiforme s'enfonce au NE, en direction du glacier; au SW, la structure est dédoublée et s'enfonce sous la mer. L'axe que l'on peut construire à partir des directions de couches mesurées sur cette structure est parallèle à celui de la majorité des petits plis observés. Mais il existe aussi des petits plis de direction NW-SE, plongeant comme la foliation. Nous n'avons pas trouvé de faits permettant d'établir avec certitude l'âge d'un plissement par rapport à l'autre, mais il semble bien que les petits plis NW-SE soient les plus anciens.

Il y a trois explications possibles pour une telle disposition géométrique:

- Les plis NW-SE sont les plus anciens, le dôme actuel résultant de la superposition de l'antiforme NE-SW.
- Les variations de plongement de l'axe NE-SW résultent de l'influence d'un plissement plus jeune, de direction NW-SE, soit l'inverse du cas précédent.
- Enfin, les plis NW-SE sont les plus anciens et la culmination axiale du grand pli NE-SW a été produite lors d'une phase encore plus récente n'ayant produit que des structures à grand rayon de courbure.

WEGMANN (1938) avait déjà noté la présence de plusieurs phases de plissement et était arrivé à la conclusion que les plissements de direction NE-SW étaient les plus récents. Il est d'ailleurs probable que ces diverses phases soient presque contemporaines: du moins, elles ne sont

séparées par aucun phénomène important, tel que mise en place de filons basiques, ou autre.

Quoique la presqu'île de Panerfaït soit un élément structural important, il reste isolé, séparé du reste par une zone de failles NW-SE, dont le déplacement total est inconnu, mais certainement considérable (les filons de Gardar, qui sont beaucoup plus jeunes, sont déplacés de plusieurs centaines de mètres). Cependant, au S de cette zone, les métä-quartzites conservent les mêmes directions de foliation. Plus au S encore, les directions de plis mesurées à Qârusuarssuk et à Qeqertasugssuk sont parallèles à celles de Panerfaït. De plus, l'hypothèse de deux plissements explique la présence de plis à axes presque verticaux à Qagssimiut.

Toute la région montre donc une grande régularité de ses structures dans des enclaves souvent distantes de plusieurs kilomètres. A cause de cette monotonie, de la rareté des éléments mesurables, et des événements complexes qui suivirent, nous tenons à insister sur le caractère aléatoire des hypothèses avancées.

## II. Les massifs basiques

### 1. Introduction

Un certain nombre de massifs basiques, plus anciens que les phénomènes de granitisation, au cours desquels ils seront transformés, affleurent dans la partie W de l'archipel. Bien souvent, ils sont oblitérés au point que l'étude de leurs caractéristiques originelles devient difficile. Cependant ils résistèrent souvent bien aux phénomènes de granitisation, qui furent intenses sur leur bordure, mais faibles dans les parties centrales.

Ces massifs ont, dans la plupart des cas, une forme circulaire ou ovale; plus rarement, ils sont irréguliers. Sur la grande île au S de Sydlige Mågeløb, quelques massifs sont allongés en direction NE-SW et il se pourrait que des conditions tectoniques aient dicté leur mise en place. A cette exception près, leur répartition ne semble répondre à aucune loi géométrique.

Les principaux massifs affleurent au SE de Kingigtup nunâ, au centre de Timerput, le long de la rive S de Sydlige Mågeløb et sur l'île de Qeqertasugssuk où l'on peut observer le contact discordant d'un massif avec des schistes amphibolitiques. Tous ces massifs ont de 1 à 5 km de diamètre. Entre les massifs de Kingigtup nunâ et de Timerput, s'étend une vaste zone de roches dioritiques; si ces diorites proviennent de la transformation d'un ancien massif, celui-ci aurait plus de 10 km de diamètre (carte hors-texte). Ça et là se trouvent des massifs de moindre importance, dont les plus petits n'ont que quelques dizaines de mètres de diamètre.

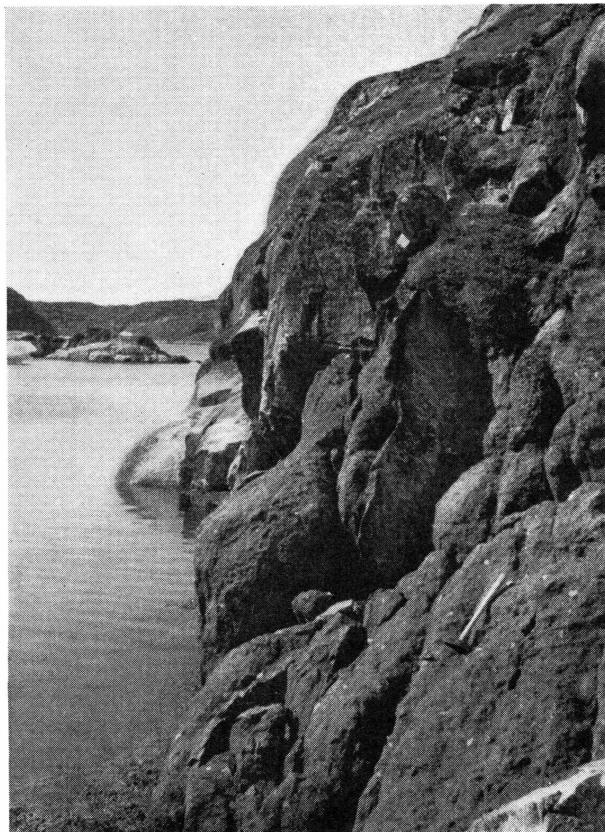


Fig. 3. De grands cristaux d'amphibole au sein d'un massif basique brillent au soleil.

## 2. Pétrographie

La roche primaire elle-même est généralement homogène à l'échelle de l'échantillon, très sombre, verte ou noire, et à grain grossier. La texture ignée, ophitique, est souvent visible. Sur l'affleurement, le soleil fait briller de grands cristaux d'amphibole, longs de plusieurs centimètres (Fig. 3). Les affleurements sont extrêmement rugueux à leur surface, à cause de l'altération différentielle de ces grands cristaux.

A l'intérieur d'un même massif, les variations de composition proviennent surtout de la teneur en feldspaths. Les types ultrabasiques, qui en contiennent peu, semblent dépourvus d'olivine. Au fur et à mesure que la teneur en feldspath croît, la roche devient plus claire et anorthositique. Des variétés aplitiques et pegmatitiques se rencontrent également. On note en plus une modification de la composition du plagioclase par diminution de sa teneur en anorthite; il pourrait s'agir d'un phénomène primaire bien que les processus de granitisation qui suivirent puissent être responsables de ce changement.

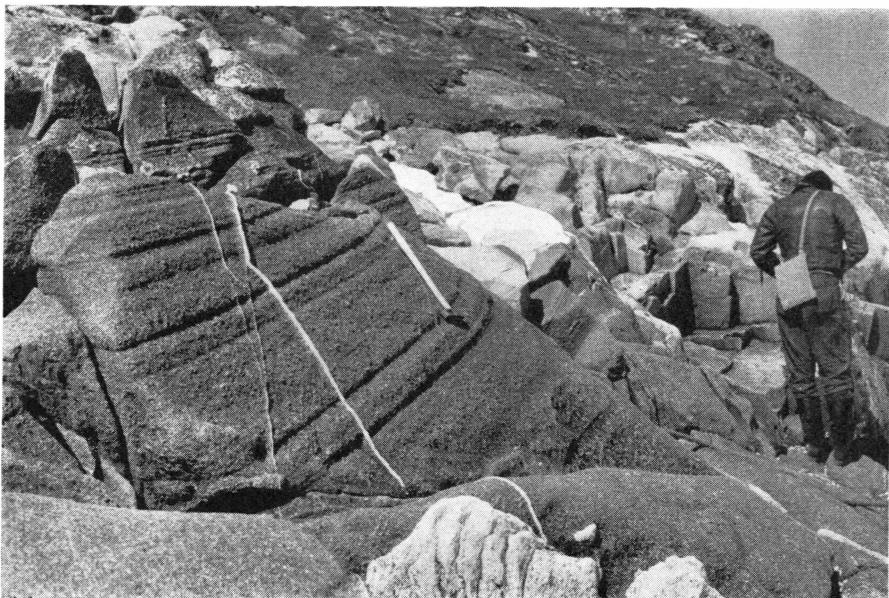


Fig. 4. Stratification ignée grossière dans un massif gabbroïque. A l'arrière-plan, le contact avec le granite plus jeune. Au premier plan, des plages et des veines discordantes de ce même granite.

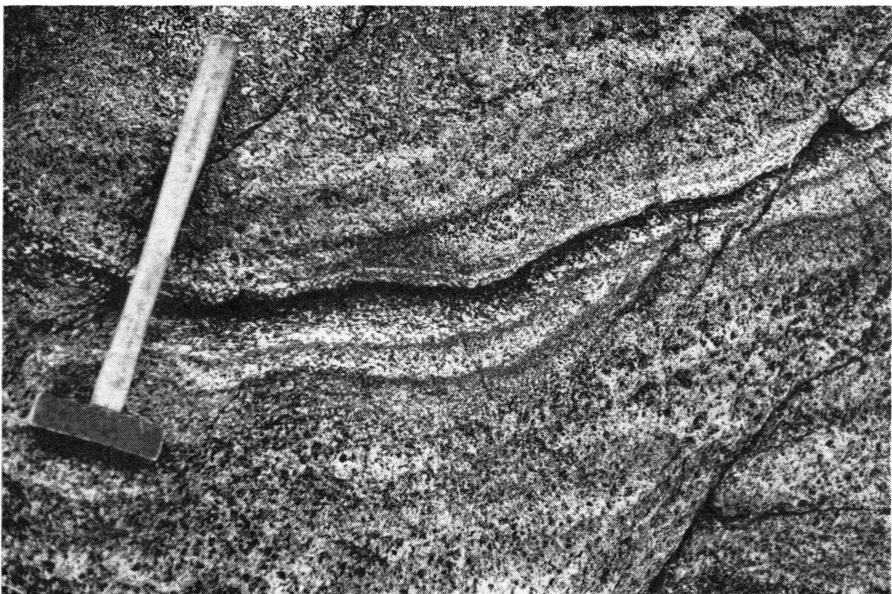


Fig. 5. Fine stratification ignée locale. Des lits clairs et sombres ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur se succèdent. La surface typiquement vacuolaire du gabbro, et les transitions graduelles entre couches claires et foncées sont bien visibles.



Fig. 6. Stratification rythmique discontinue et ondulée. La nature curieuse de ces structures est frappante. Il ne s'agit encore une fois que d'un phénomène local.  
Epaisseur moyenne des lits sombres: environ 2 cm.

Ces variations de composition se rencontrent quelquefois à l'échelle de l'affleurement et rythmiquement, donnant naissance à une stratification d'origine ignée. Plusieurs types peuvent être distingués:

- Stratification grossière (Fig. 4): des zones parallèles de quelques centimètres d'épaisseur, où la roche montre une texture particulière, sont séparées les unes des autres par plusieurs décimètres, à intervalles irréguliers. La stratification peut être horizontale ou inclinée presque jusqu'à la verticale. Ces zones, qui sont moins résistantes à l'érosion, se marquent, en surface, par de petites dépressions.
- Fine stratification due à des couches plus riches en minéraux noirs (Fig. 5). Les variations sont plus rapides et plus régulières que dans le cas précédent: les lits noirs ne dépassent guère 1 cm d'épaisseur. Les couches passent des unes aux autres, les plus sombres étant très basiques, les plus claires, anorthositiques et plus épaisses. Ce rubanage n'apparaît souvent que localement, dans un massif qui, par ailleurs, est homogène.
- Stratification fine et ondulée (Fig. 6). Cette roche rappelle beaucoup le « ripple-marked gabbro » décrit par UPTON (1960) dans le massif intrusif du Kûngnât près d'Ivigtut. De petits lits discontinus, doucement ondulés et constitués de minéraux noirs, alternent avec des zones beaucoup plus épaisses et riches en minéraux clairs.

Tous ces différents types de rubanage montrent un certain graded-bedding. Malheureusement, la dispersion des affleurements et la rareté du phénomène ne nous a pas permis de reconstituer une image synthétique de ces structures et d'en expliquer l'origine.

L'examen au microscope (G.G.U. 41450) d'un échantillon commun grossièrement cristallisé montre localement une texture ophitique. De grands prismes subidiomorphes de plagioclase sont fortement altérés en séricite et saussurite; on perçoit pourtant de bonnes macles polysynthétiques qui permettent une estimation de la composition moyenne, environ 40 à 42% An. Une amphibole pléochroïque verte avec un angle d'extinction Z<sub>Ac</sub> de 15 à 17°, localement altérée en une chlorite vert pomme, forme des cristaux allongés qui, eux aussi, montrent d'occasionnelles macles répétées. De petites inclusions de mineraï sont bordées de leucoxène.

D'autres lames minces permettent les précisions suivantes: G.G.U. 41455: présence de pyroxènes subidiomorphes ouralités sur leurs bords et de composition augitique; amphiboles poeciloblastiques avec inclusions de feldspath, pyroxène, épидote et biotite; plagioclases de composition plus acide, oligoclase-andésine. G.G.U. 41495: relations ophitiques nettes entre les plagioclases et les grains subidiomorphes de pyroxène souvent remplacés par une hornblende commune; la présence de petits cristaux de hornblende dans de plus grands pourrait provenir de plusieurs phases de cristallisation; zonage normal des feldspaths de 60 à 32% An. G.G.U. 41499: le pyroxène a les caractéristiques d'une augite titanifère; les plagioclases possèdent un zonage normal de 40 à 33% An; cette roche est assez grossière pour que l'on puisse parler de pegmatite.

G.G.U. 41511: A noter dans cette coupe une plage finement cristallisée, probablement une amygdale, contenant biotite, épидote, mineraï, pumpellyite (?) et quelques grains d'albite-oligoclase. Dans toutes ces coupes, l'épidote, la biotite, la chlorite sont des minéraux de transformation, le sphène, l'apatite et le mineraï sont accessoires.

### 3. Origine de ces massifs

La nature de ces massifs prête à discussion.

A leur bordure, ils présentent d'importants phénomènes de migmatitisation et il semble, sur le terrain, qu'ils ont subi d'importantes transformations jusque dans leurs parties centrales. C'est pourquoi nous avons considéré l'amphibole comme étant d'origine métamorphique. En lame mince, la présence de petits cristaux de hornblende dans de plus gros, la texture très généralement poeciloblastique des amphiboles, la composition souvent acide du plagioclase (oligoclase-andésine) et la corrosion de ce dernier contre l'amphibole, sont autant d'arguments en faveur de

cette hypothèse. Nous avons donc employé le terme de méttagabbros (AYRTON et BURRI, 1963), terme également utilisé par WATTERSON (1965) pour des massifs semblables.

Depuis, une nouvelle hypothèse a été avancée (WALTON, 1965): l'amphibole y serait primaire, ces massifs pouvant avoir quelque ressemblance avec les roches appinitiques d'Ecosse. Dans la région contiguë à la nôtre, PULVERTAFT (communication orale) a trouvé de l'olivine avec de l'amphibole; cette dernière est donc en partie primaire et c'est cette association olivine-pyroxène-amphibole qui détermine le caractère exceptionnel de ces roches.

Des observations faites dans la portion W de l'archipel de Qagssimiut, il semble ressortir que ces massifs sont post-tectoniques. Ils se sont mis en place dans des séries fortement redressées et qui ne semblent pas mouler les massifs. Par ailleurs, leur répartition ne dépend en général pas de lignes tectoniques; ils ne montrent pas d'allongement suivant la foliation des gneiss, sauf dans un cas douteux; ils ne possèdent pas de foliation ou autres structures dues à des efforts tectoniques.

### III. Granitisation régionale

#### 1. Introduction

La discussion de l'âge relatif de ce phénomène, tout comme celui de la mise en place des massifs basiques sera reprise en fin de chapitre. Il s'agit vraisemblablement de ce que WATTERSON appelle la granitisation kétolidienne: des granites prennent naissance à partir de roches plus anciennes et par des processus d'intensité variable, d'où il résulte une grande diversité de la nature de ces granites. Dans bien des cas, le rôle joué par chacun des facteurs responsables reste mystérieux.

#### 2. Granitisation des schistes métamorphiques

Le granite qui prit naissance à partir des roches métamorphiques (quartzites, schistes amphibolitiques et gneiss) est généralement massif et homogène. Cependant, tous les termes de passage ont pu être observés entre des granites à enclaves lenticulaires, des granites à minéraux noirs orientés et des granites bien homogènes.

La nature des enclaves a été traitée à propos des roches originelles et de leurs transformations. Leur disposition géométrique a servi à établir les grandes lignes tectoniques déjà exposées. Peut-être faut-il ajouter que leur répartition et leur fréquence est extrêmement variable. La figure 2 ne donne que les zones de concentration maximale. Même dans un granite homogène, il n'est pas rare de rencontrer des inclusions isolées à foliation

plus ou moins bien marquée. Leur taille va du décimètre à plusieurs dizaines de mètres. Il est souvent difficile de préciser la nature des plus petites d'entre elles. La roche qui contient ces inclusions est presque toujours un granite très homogène (voir Fig. 1).

Sur la presqu'île de Panerfaït au contraire, le granite est une roche orientée, grossière, à hornblende et (ou) biotite avec des proportions variables de quartz et de feldspath potassique. Des concentrations de minéraux sombres dessinent des lits irréguliers, épais de quelques centimètres qui passent vers le haut et vers le bas à des zones plus acides.

Tous les stades de transition existent entre le granite homogène à inclusions et le granite orienté. Il est particulièrement important de noter que l'allongement des inclusions lenticulaires, leur foliation et leur alignement sont parallèles aux directions mesurables dans le granite.

Au fur et à mesure que le granite devient plus homogène, ce rubanage tend à s'effacer. Un échantillon, à ce stade, ne révèle plus aucune orientation et, même à l'échelle de l'affleurement, celle-ci n'apparaîtra que si les conditions d'éclairage sont favorables, avec une lumière rasante, par exemple. L'orientation n'est plus visible que grâce à la présence de rares trainées sombres passant à des structures linéaires dues aux cristaux de hornblende. C'est le dernier stade avant l'homogénéisation texturale complète.

Dans un granite grossier, le microscope (G.G.U. 41437) montre de grands cristaux idiomorphes de microcline micropertitique qui corrodent et contiennent des agrégats de myrmékite, des grains de plagioclase souvent entourés d'une bordure de réaction albitique, et des grains isolés de quartz. La myrmékite se rencontre fréquemment aux contacts de l'oligoclase et du feldspath potassique; l'oligoclase qui sépare les veinules de quartz est plus sodique qu'ailleurs. La hornblende verte, pléochroïque, souvent riche en inclusions acides, s'altère en minéral. La biotite montre occasionnellement une texture poeciloblastique. L'apatite est ubiquiste et particulièrement fréquente dans les amas de magnétite. Le sphène et l'épidote sont des constituants accessoires de ce granite.

WATTERSON (1965) discute le mode de mise en place du granite kétolithien. L'alignement des enclaves dans la masse du granite et l'ampleur du phénomène lui permettent d'affirmer qu'il s'agit d'un remplacement. Quelques veines nettement intrusives montrent que, localement, des conditions quasi-magmatiques ont pu être atteintes. Nous souscrivons pleinement à ces conclusions.

### 3. Granitisation des massifs basiques

L'effet des processus de granitisation est particulièrement spectaculaire à la périphérie des massifs basiques. En général, surtout dans le cas de massifs circulaires, trois zones se différencient:

- une partie centrale métamorphisée sans variation apparente de sa composition chimique,
- une zone agmatitique périphérique,
- la roche encaissante granitique devenant rapidement homogène.

#### **a) La partie centrale**

Celle-ci a déjà été décrite dans son ensemble et nous avons vu que le degré de recristallisation pouvait y être très faible.

Cependant une certaine feldspathisation, sous forme de porphyroblastes de perthite qui croissent dans la roche basique, peut se produire. Il arrive même que des amas granitiques prennent naissance à l'intérieur d'un massif, parfois à une distance considérable de la zone agmatitique et sans relation directe visible avec elle. Le réaction du matériel acide sur celui du massif peut donner naissance à de longues aiguilles d'amphibole (Fig. 7). Ce phénomène s'accompagne parfois d'une expulsion du matériel ferromagnésien qui va former une zone sombre de plusieurs centimètres de large.

#### **b) La zone des agmatites**

La zone des agmatites est composée d'une trame plus ou moins réticulaire de veines souvent anastomosées de granite enserrant des enclaves basiques à divers stades de transformation. On observe aussi bien une acidification du matériel basique qu'une basification du granite. Ces phénomènes de convergence sont à l'origine de toute une série de roches intermédiaires dioritiques à granodioritiques dont les relations sont extrêmement complexes et variables. Que le contact entre les deux types de roches soit brusque ou non, le passage est, en réalité, toujours graduel. Une même inclusion peut montrer une limite très franche sur l'un de ses bords, et diffuse sur l'autre. Dans l'inclusion, les transformations peuvent se manifester d'abord par une variation de la taille du grain de la roche ou par la naissance d'agrégats de minéraux ferromagnésiens (front basique).

La figure 8 est un bon exemple de l'une de ces inclusions: une amphibolite grossière est transformée en une diorite à grain moyen; la veine de granite du haut de la photo est très acide alors que celle du premier plan est de caractère intermédiaire, et plus diffuse.

Les mêmes relations entre roches basiques et acides se rencontrent à toutes les échelles: celle de la carte, de l'affleurement, de l'échantillon, voire de la plaque mince. La forme aussi des inclusions peut être extrêmement variable. La plupart ont des contours assez arrondis, l'inclusion anguleuse étant exceptionnelle.

La roche devient une diorite homogène, gris clair et, de grossière dans le cœur du massif basique, elle devient moyennement ou finement cristallisée. Certaines textures ignées peuvent cependant y être conser-



Fig. 7. Interaction entre un matériel granitique et un matériel très basique. Les longues aiguilles sans orientation préférentielle sont des hornblendes. Une frange noire, large de quelques centimètres, entoure la zone en voie d'acidification.

vées. Sous le microscope (G.G.U. 41402), elle montre des feldspaths bien maclés à zonage normal de 45 à 28% An. La hornblende verte est souvent poeciloblastique et altérée en biotite, qui forme, par ailleurs, des lamelles distinctes. L'amphibole montre des variations de coloration en plus de son pléochroïsme; elle est localement plus pâle, conséquence probable de l'altération, ou bleuâtre, ce qui pourrait être dû à une plus forte teneur en sodium. De petits grains de quartz séparés les uns des autres ont la même orientation optique sur une grande surface. De l'épidote brunâtre, du sphène gris rose et un peu de mineraï sont les constituants accessoires de la roche.

Au cours du processus de granitisation cette roche dioritique est envahie par du matériel acide, généralement une association de microcline et de quartz, bien que chacun puisse apparaître seul. Le microcline remplace souvent le plagioclase, utilisant probablement une partie du matériel autochtone. Le feldspath se transforme presque totalement, et il est bien rare d'en retrouver quelques grains à zonage originel conservé: c'est de l'oligoclase qui cristallise. En même temps, la hornblende est remplacée par de la biotite. On observe, parallèlement à ces recristallisations, un accroissement de la taille du grain; cet accroissement deviendra encore plus marqué lorsque cette diorite quartzifère se transformera en grano-diorite.



Fig. 8. Amphibolite grossière (métagabbro) transformée en diorite à grain moyen, la transition étant assez rapide. A l'arrière-plan, une veine de granite très clair; au premier plan, une veine de caractère intermédiaire, et plus diffuse.

Dans la roche massive (G.G.U. 41505), le microscope permet de reconnaître des textures ophitiques reliques. Les plages de plagioclase maclé ont un zonage normal entre 36 et 20% An; leur partie centrale est souvent saussuritisée. Une oligoclase, peu maclée, formée par recristallisation, occupe en partie la place des plagioclases originels, ou bien se trouve en petits grains disséminés. Il est plus frais que les anciens plagioclases, dont les bords sont souvent corrodés. La hornblende verte, fortement pléochroïque, est altérée en biotite, epidote et mineraux. Le quartz est interstitiel. Cette roche pourrait être appelée une amphibolite quartzifère.

L'influence de la roche originelle est souvent assez marquée. La hornblende des diorites est en grande partie héritée, et sa fréquence

dépend étroitement de la composition des anciens gabbros. Il arrive souvent que la partie anorthositique de ceux-ci soit en voie de granitisation. Il en résulte des types de roches assez particuliers (G.G.U. 41449) composés, par exemple, de microcline et d'oligoclase presqu'exclusivement et approximativement en égale proportion, le premier remplaçant visiblement le second. Le quartz manque totalement, et un peu d'épidote est le seul minéral ferromagnésien. Le plagioclase est largement recristallisé et de composition quelque peu hétérogène. Ceci pourrait résulter du zonage originel dont il reste de rares traces. Le microcline montre une texture poeciloblastique.

Un autre effet de l'action du matériel granitique est la naissance d'« ocelli » de quartz, dans la diorite. Ils apparaissent au microscope (G.G.U. 41424) sous la forme de petites plages rondes, ovales ou irrégulières, de 3 à 5 mm de diamètre, entourées d'une frange noire de cristaux de hornblende qui ne dépassent pas 1 mm. La fréquence de ces « ocelli » varie, mais est, en moyenne, de 4-5 pour 10 cm<sup>2</sup>. Ils sont noyés dans une mésostase, moyennement ou grossièrement cristallisée, dans laquelle la texture ignée gabbroïque est parfois conservée grâce à la présence de prismes de plagioclase zoné de 45 à 23% An. D'autres grains de quartz peuvent être présents dans cette masse, souvent associés à du microcline. La hornblende qui forme la frange des « ocelli » est verte et pléochroïque, de même que celle de la mésostase. Comme minéraux accessoires, il y a un peu d'épidote, de biotite, de minerai, d'apatite et de sphène.

ANGUS (1962) a décrit des textures ocellaires dans les roches hybrides des séries ignées de Tyrone, dans le N de l'Irlande. Il passe en revue, à ce propos, les rares gisements connus. A Qagssimiut, le cas est très voisin de celui de l'Irlande, où les « ocelli » de quartz sont dus à la transformation métasomatique de roches basiques par des fluides acides. ANGUS a démontré clairement que le quartz est porphyroblastique (et initialement poeciloblastique) et que la géométrie des textures est caractéristique d'un remplacement métasomatique statique. Toutes ces conditions sont réalisées dans la région de Qagssimiut. Leur apparition doit dépendre de conditions locales très variables car ils ne sont que rarement présents dans les roches intermédiaires. Ils ont pu être plus nombreux et détruits par suite d'un métasomatisme plus poussé.

### c) Le stade granitique

Le passage de la zone agmatitique à la zone granitique se fait par disparition des inclusions basiques. Cette transition peut se produire sur quelques mètres, comme sur quelques dizaines de mètres. Les inclusions restantes sont floues et se distinguent de plus en plus mal de la roche encaissante. Il est important de noter que les enclaves sont toujours héritées de roches engendrées au cours des premiers stades du phénomène:

une enclave dioritique peut, par exemple, contenir des reliques d'enclaves plus basiques.

La croissance des cristaux de quartz et de microcline s'accentue en même temps que ces minéraux se débarrassent de leurs inclusions. L'augmentation de la taille du grain n'est pas due qu'à la croissance des cristaux de quartz et de microcline, mais également à la jonction de petits grains épars qui avaient une orientation optique commune.

L'étude des lames minces (G.G.U. 41514) révèle de petits agrégats de minéraux ferromagnésiens, de 0,1 à 1,5 cm de diamètre dans une pâte acide grossièrement cristallisée. Le microcline microperthitique forme de grands cristaux irréguliers. Certains contiennent des inclusions de plagioclase (perthite en « taches »), d'autres, des bandes de matériel albitique. Il remplace d'anciens plagioclases souvent selon leurs caractéristiques cristallographiques. De l'antiperthite est créée par la croissance de petits grains orientés de microcline dans un plagioclase-hôte. Le quartz est abondant, soit en grandes plages, soit en association myrmékitique avec le plagioclase. De plus, quartz et microcline se retrouvent sous forme de petits agrégats interstitiels entre les gros cristaux, ou sous forme de petites veines discordantes. La variation de la taille des grains peut être très rapide et l'association du matériel fin et grossier produit des pseudo-brèches que MOORHOUSE (1959) signale comme l'un des critères d'un granite de remplacement. Les grains de plagioclase peuvent être subidiomorphes, localement bien maclés. Des veinules de quartz finement cristallisé s'insinuent le long des plans de la macle de Carlsbad. La teneur en anorthite est en général de 20 à 22%. La myrmékite est plus courante dans les grains clairement corrodés, qui peuvent montrer une bordure en « chou-fleur ». La biotite et la hornblende sont localement riches en inclusions. Le sphène, l'épidote, le mineraï et l'apatite ne sont que peu représentés.

Une feldspathisation peut apparaître sous forme de grands cristaux (1 à 3 cm) de perthite (microcline-microperthite) particulièrement fréquente dans les granites très évolués; mais ces grands cristaux peuvent manquer complètement. La perthite montre souvent une structure zonée repérable au fait que l'extinction est onduleuse, variant souvent de façon systématique du centre vers les bords du cristal. Certains auteurs considèrent que la variation de la teneur en sodium en est la cause. A l'oeil nu, on remarque des zones d'inclusions plus sombres parallèles aux bords du cristal.

Au microscope (G.G.U. 41519), on voit de grands cristaux de perthite (3 cm) répartis au hasard dans une masse grossièrement cristallisée. Ils sont généralement idiomorphes et contiennent des inclusions de quartz, de biotite, de feldspath altéré et de petits cristaux idiomorphes de microcline. Ceci laisse supposer l'existence de deux stades de feldspathi-

sation potassique. Il y a parfois une bordure d'albite nouvelle et quelques fuseaux microperthitiques. Le plagioclase a une composition de 20 à 25% d'An. Il forme des grains plus ou moins idiomorphes, altérés en séricite et saussurite, quelquefois parsemés d'une poussière de minéral; quelques-uns sont bien maclés. Des inclusions de quartz et de myrmékite ne sont pas rares et de l'albite nouvelle peut constituer une bordure sporadique. La biotite est plus abondante que la hornblende; elle est pléochroïque, de brun clair à vert sombre et généralement sans forme caractéristique, parfois subidiomorphe. La hornblende verte est localement riche en inclusions. De grandes plages de quartz contiennent en inclusions des minéraux ferromagnésiens ou de petits grains de quartz: il y a là, de nouveau, l'indication de deux phases de cristallisation du quartz. Le sphène peut former d'assez gros cristaux faiblement pléochroïques dans les brun clair et contenant de petites inclusions, généralement de quartz. Comme minéraux accessoires, il y a de l'épidote, du minéral et de l'apatite.

Associé à ce granite, il y a tout le cortège habituel des veines tardives, pegmatitiques et aplitiques. Elles sont moins intimement liées aux roches anciennes. Il est évident que l'âge d'une veine particulière est rarement déterminable, car certaines se rattachent à la phase postérieure de granitisation. Elles sont très généralement quartzo-feldspathiques avec une bien faible teneur en minéraux ferromagnésiens.

L'image de ces trois zones plus ou moins concentriques n'est jamais simple et, en fait, il y a de nombreuses variations. La zone agmatitique peut avoir quelques mètres de large, ou, au contraire, plusieurs centaines de mètres peuvent séparer le noyau basique homogène de l'enveloppe granitique. Des reliques de roches métamorphisées mais non acidifiées se trouvent en plein granite. En d'autres termes, les trois zones peuvent se recouvrir et interférer par suite de l'irrégularité des facteurs et conditions locaux. Ces relations ont encore pu être modifiées aux cours d'événements ultérieurs.

#### 4. Mode de mise en place des granites

Toutes les observations exposées ci-dessus, terrain et microscope, amènent à la conclusion qu'il s'agit bien d'un phénomène de substitution d'un complexe de roches préexistantes par un granite plus jeune. L'emploi du terme de « granitisation » est d'autant plus justifié que le résultat final du processus est bien la naissance d'un granite. Nous pensons que cette granitisation est post-tectonique et nous reviendrons ultérieurement sur les raisons de cette hypothèse.

La transformation des schistes métamorphiques en granite grossier ne peut pas être due à un phénomène d'endomigmatitisaion: l'apport

de silice et d'alcalis est trop important. Ceci est encore plus vrai pour les massifs basiques, moins riches en ces éléments: il faut faire appel à un matériel acide allochtone. L'intervention de ces sources externes se reflète dans la granitisation centripète de ces massifs, agissant de l'extérieur vers l'intérieur.

Aucune trace de déformation mécanique n'a été observée à la bordure des massifs basiques, dans la zone d'influence du granite. Les inclusions dans le granite ne sont pas déplacées; ceci est moins facile à démontrer dans le cas de roches homogènes que dans celui où ces inclusions montrent des structures ignées. Il n'y a pas de brèches éruptives et les inclusions anguleuses sont rares. Par ailleurs, nous n'avons jamais observé de bordures de refroidissement.

Des migrations de matière sont directement observables à petite échelle. Certaines inclusions basiques montrent une concentration d'éléments sombres près du front de granitisation. Il s'agit de petits agrégats de cristaux d'amphibole vert sombre accompagnés de biotite, particulièrement abondants dans cette zone. Celle-ci est d'ailleurs fort irrégulière et la distance qui la sépare du granite, comme son épaisseur, varient de quelques centimètres à quelques décimètres. Elle donne, dans son ensemble, l'impression d'être une vague d'éléments ferromagnésiens en voie de migration. Le même processus explique l'apparition de taches sombres dans des zones mésocrates: ce sont des concentrations de cristaux de hornblende très foncée. Ces taches, qui ont de 0,5 à 2 mm de diamètre, réparties à raison de 5 à 6 par cm<sup>2</sup>, confèrent un aspect ponctué à la roche. Par ailleurs, dans un groupe d'inclusions basiques, il arrive que l'une d'entre elles soit beaucoup plus sombre que les autres, comme si les éléments basiques s'y étaient concentrés.

Pour toutes ces raisons, nous considérons ce phénomène comme une substitution intime de roches, un remplacement «dans le solide». Il n'est pas impossible que, localement, un stade plus ou moins visqueux ait été atteint dans le granite: vu l'amplitude du phénomène, les conditions ont pu varier considérablement d'un point à un autre.

Il existe de nombreuses analogies entre cette région et celle de Pellinge dans le SW de la Finlande décrite dans le mémoire classique de SEDERHOLM (1923). Il suffit de consulter les figures de cet ouvrage pour être frappé par leurs grandes ressemblances. WEGMANN (1938), déjà, avait souligné la similitude entre les granites de Julianehåb et ceux de Hangö de la région de Pellinge. En particulier, SEDERHOLM considère que ces transformations ont un caractère chimique dominant, alors que l'action dynamique est fort restreinte: «La majeure partie du métamorphisme est en nette relation avec l'éruption du granite; on peut le définir comme étant un métamorphisme de contact à l'échelle régionale». Sub-

stituons « mise en place » à « éruption » et ces conclusions sont valables pour la région de Qagssimiut.

## IV. Les filons basiques et la réactivation postérieure

### 1. Introduction

Suivant WATTERSON (1965) et ALLAART (1964), les filons basiques (DAs = Discordant Amphibolites) se sont mis en place au cours de trois périodes :

- 1) les premiers filons sont contemporains de la sédimentation et du plissement ( $DA_1$ );
- 2) les filons de la deuxième période sont postérieurs aux granites kétillidiens et ils furent fortement affectés par la réactivation sanérutienne ( $DA_2$ );
- 3) les filons les plus jeunes sont contemporains de la réactivation sanérutienne et certains d'entre eux présentent la particularité d'être composites ( $DA_3$ ).

Dans le granite, il n'est pas rare d'observer des filons actuellement amphibolitiques, qui contiennent des xénolithes du granite encaissant, et qui sont, à leur tour, plus ou moins transformés en granite. La figure 9 représente l'un d'eux, coupant un filon plus ancien, ce qui montre que, au cours de ces périodes, il a pu y avoir plusieurs générations de filons. Des xénolithes de granite, restés anguleux, sont bien visibles dans la masse du filon. Une veine aplite, issue directement du granite encaissant, traverse le filon en oblique, accompagnée d'une veinule de même nature qui court dans le granite. Cette aplite contient des inclusions lenticulaires de matériel basique (sous le marteau). Les contacts entre le filon et le granite grossier sont assez flous.

A propos de cette photo, éliminons tout de suite l'hypothèse du « back veining » pour expliquer ces relations. On pourrait en effet prétendre que l'aplite a pris naissance dans le granite porté à haute température par la mise en place du filon basique. Mais, si tel était le cas, le magma basique aurait assimilé, au moins partiellement, les xénolithes granitiques, phénomène qui ne s'est visiblement pas produit. Des filons de ce type semblent devoir être rattachés aux  $DA_2$  de WATTERSON : le granite encaissant est kétillidien, et l'aplite qui recoupe le filon, sanérutienne.

Plus délicate est la détermination de l'âge de filons semblables que l'on rencontre à l'intérieur des massifs basiques. La figure 10 montre semi-schématiquement les relations qu'ils permettent de préciser. Sur la partie gauche, le filon amphibolitique contient des xénolithes de la roche encaissante, un gabbro granitisé coupé par diverses veines aplitiques et

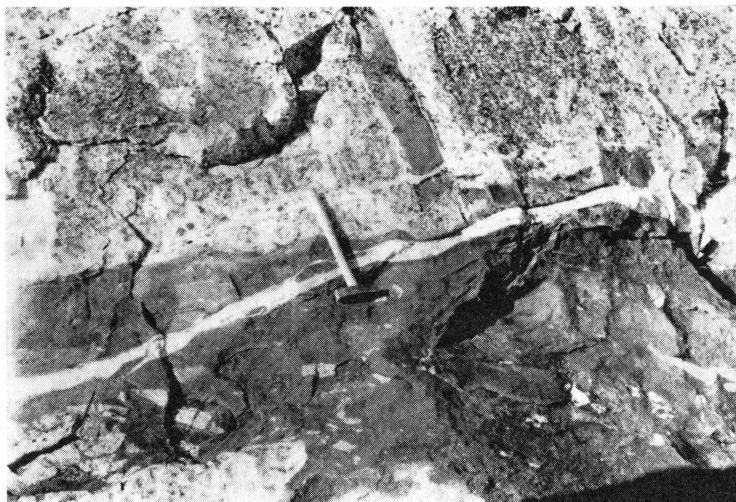


Fig. 9. Intersection de deux filons amphibolitiques (DAs), qui sont presque à angle droit l'un par rapport à l'autre. Le filon principal, qui est aussi le plus jeune, contient des xénolithes du granite encaissant. Tous deux sont veinés par un matériel granitique issu directement de la roche encaissante, comme on peut le voir dans la partie droite de l'image.

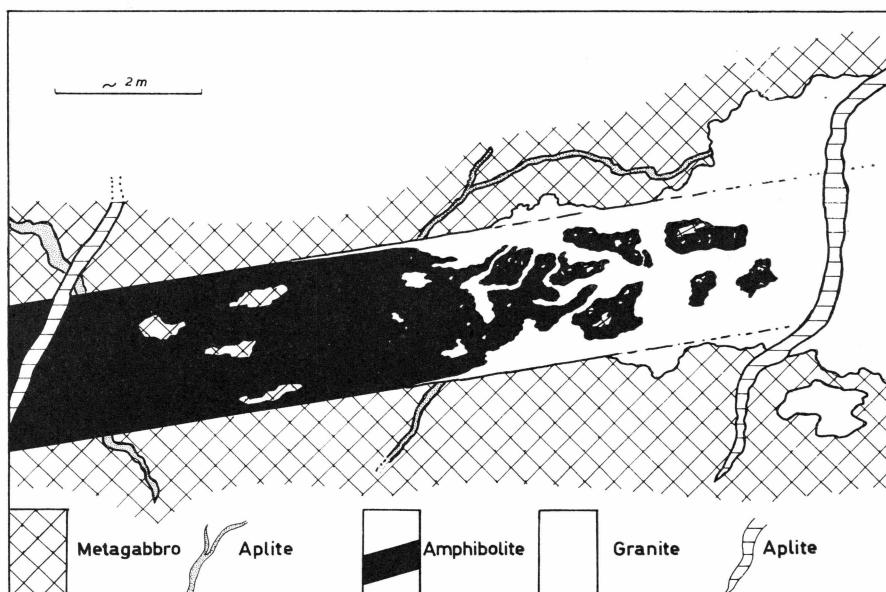


Fig. 10. Représentation semi-schématique de relations essentielles existant entre roches basiques et acides de la région de Qagssimiut. Voir texte.

pegmatitiques. Dans sa partie droite, le filon est progressivement transformé en un granite généralement aplitique mais quelquefois grossier.

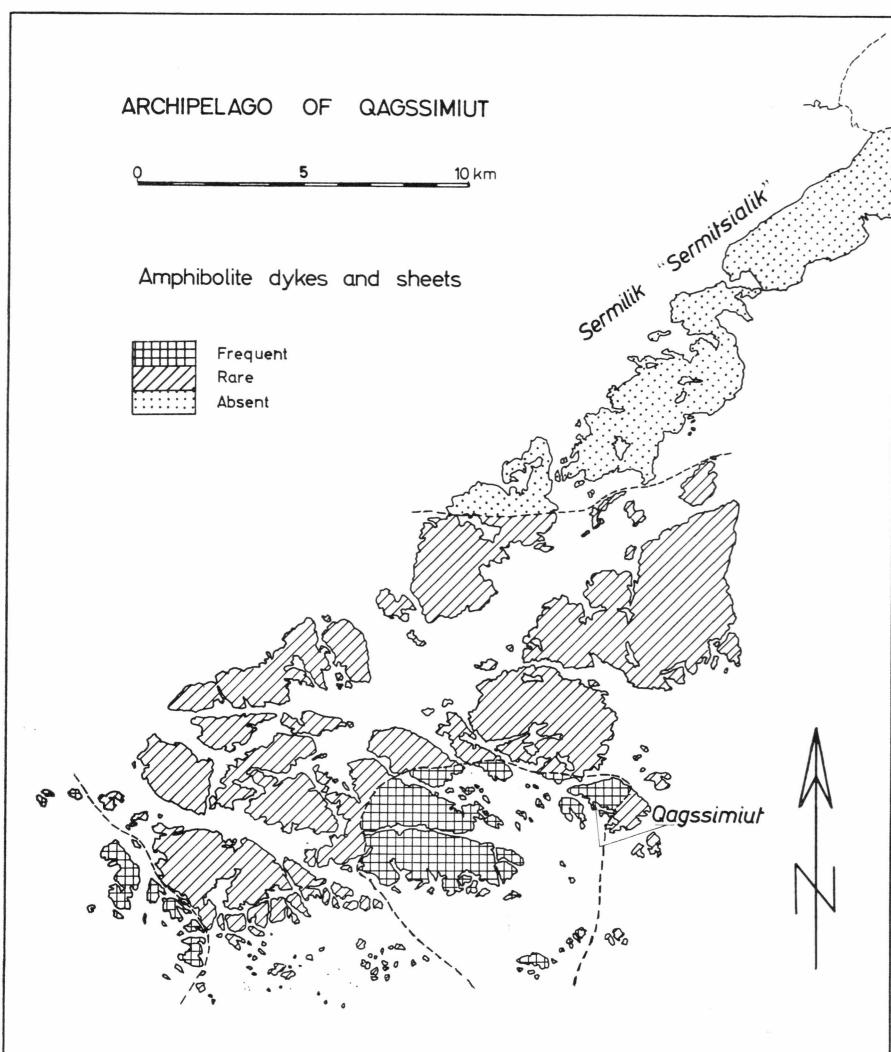


Fig. 11. Carte générale des filons amphibolitiques.

Le matériel granitique n'est pas issu du gabbro encaissant et il lui arrive de sortir des limites du filon et de pénétrer dans le gabbro sur quelques décimètres.

Comme les relations que ces filons ont avec les roches acides plus jeunes semblent les mêmes dans les deux cas, nous les avons considérés, sur le terrain, comme contemporains. Depuis, WATTERSON (1965) a découvert les filons de la troisième période et il serait bien commode d'y ranger nos filons recoupant les massifs basiques. On se heurte à une difficulté: dans la région étudiée, pratiquement tous les filons de cette

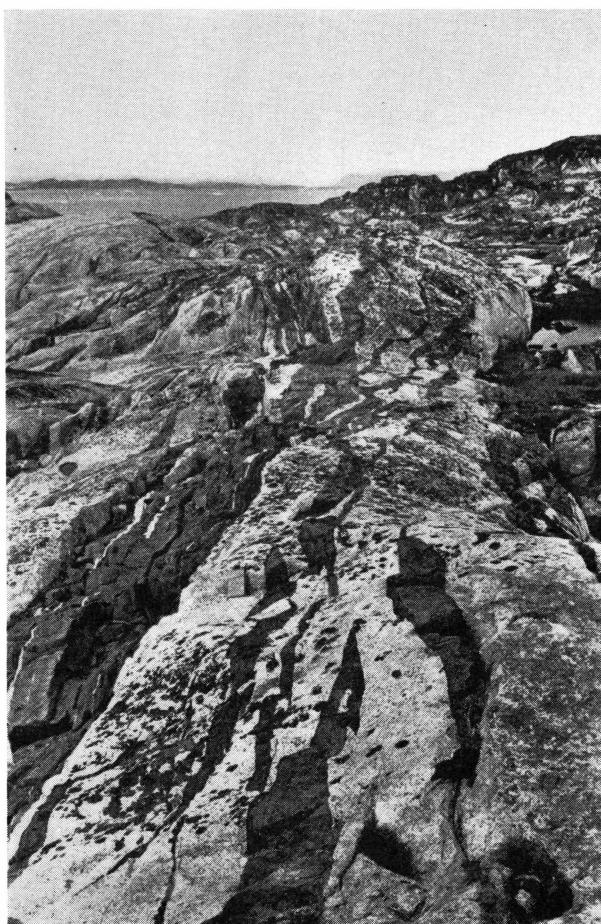


Fig. 12. Essaim de filons amphibolitiques (DAs) sur une petite île à 2,5 km au NW de Qeqertasugssuk. Le nombre d'individus varie entre 8 et 12 approximativement, leur largeur se situant entre 5 et 40 cm en moyenne. Certains sont discontinus et relayés par d'autres de diverses manières. Ils contiennent des xénolithes anguleux de roche granitique encaissante, contre laquelle ils montrent des contacts francs, de même que des bordures aphanitiques. La direction générale de l'essaim est ESE.

dernière période seraient composites, ce qui ne semble pas être le cas ailleurs. Tous sont, dans la présente description, considérés comme contemporains.

## 2. Distribution et gisement

La carte générale des filons (Fig. 11) montre schématiquement leur distribution. La plupart d'entre eux affleurent dans la partie S de l'archipel et ils manquent complètement au NE.

Les filons sont souvent disposés en essaims verticaux ou subverticaux, avec de fréquents relais en échelon ou en bayonette (Fig. 12).

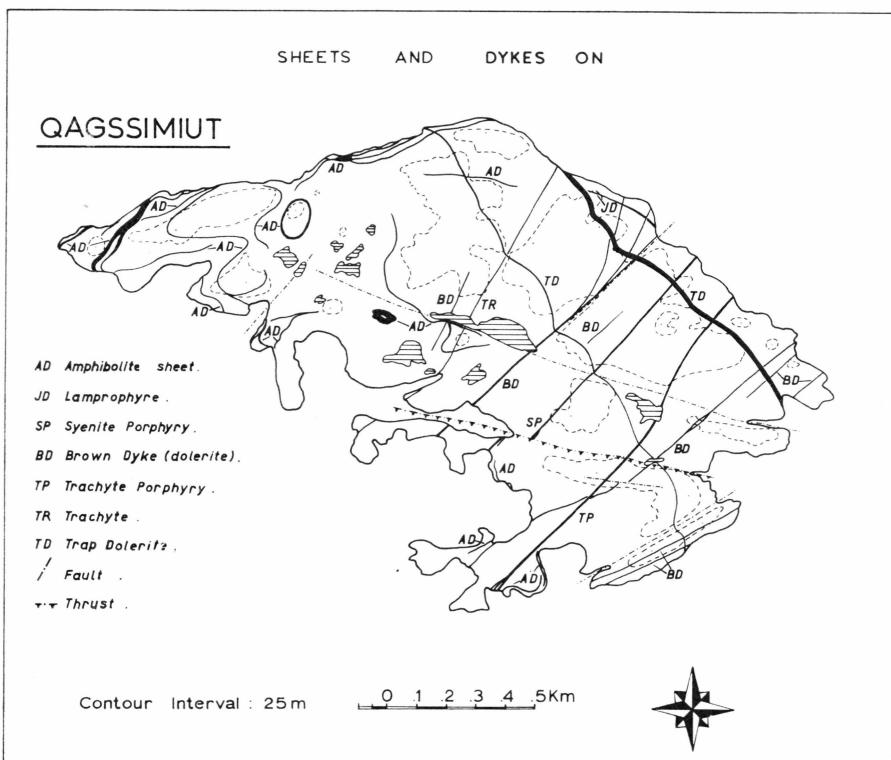


Fig. 13. Filons amphibolitiques, dykes Gardar et post-Gardar sur l'île de Qagssimiut. Le dessin sinueux des amphibolites donne une idée de l'angle d'inclinaison des sills, dont certains sont bien horizontaux, d'autres étant fortement inclinés. De légères ondulations dans l'inclinaison d'un filon particulier ne sont pas rares. A noter la division d'un gros sill en plusieurs sillons plus petits sur la côte N.

Certains se suivent sur plusieurs centaines de mètres; leur épaisseur varie de quelques centimètres à 2 mètres. Nous n'avons pas eu l'occasion d'observer suffisamment de recoupements de filons pour établir une loi de leur répartition chronologique. Dans de rares cas, les filons orientés N-S, qui sont les plus fréquents, sont recoupés par des filons E-W ou WNW-ESE.

Plus fréquents encore sont des filons subhorizontaux que nous appellerons sills. Il s'agit de feuillets qui peuvent atteindre 10 à 20 m d'épaisseur; ils ondulent souvent, mais ne suivent pas de règles géométriques strictes. En longeant une côte, il n'est pas rare d'observer l'affleurement d'un de ces sills sur plusieurs centaines de mètres avant qu'il ne s'amenuise et disparaisse. Si la côte est quelque peu escarpée, plusieurs feuillets basiques peuvent apparaître, superposés, reliés entre eux par des canaux plus ou moins anastomosés. L'île de Qagssimiut (Fig. 13) donne un bon exemple de la disposition et de la répartition de ces sills.

Les recoulements de ces sills et des filons ont été rarement observés. Si, dans certains cas, les filons verticaux sont plus jeunes, dans d'autres, ils sont contemporains des sills.

### 3. Pétrographie

La roche de ces filons et sills est une amphibolite, gris clair ou verte, homogène, massive et finement cristallisée. La texture ophitique, localement visible, atteste leur origine doléritique probable. On observe parfois une nette diminution de la taille des grains en allant du centre vers les bords de l'intrusion où la roche devient aphanitique.

L'observation au microscope (G.G.U. 41496, 41497, 41498) montre des reliques de la texture ophitique définies par d'abondants cristaux de plagioclase assez peu altéré; leurs bords sont généralement corrodés, surtout au contact des amphiboles. Ils montrent des macles bien distinctes, et un zonage continu normal, avec, au coeur, 61 à 63% d'An et, sur les bords, 27-30% An. En moyenne, il s'agit d'andésine. Le minéral ferromagnésien est une amphibole commune avec des inclusions poeciloblastiques de plagioclase. Elle est altérée en biotite, epidote et mineraï. Son pléochroïsme bien marqué va du brun clair au vert sombre. La biotite se présente en cristaux idiomorphes, pléochroïques entre le brun et le vert olive. Elle est également altérée en epidote et mineraï. Ce dernier se trouve aussi en grains isolés qui pourraient être primaires, et qui sont quelquefois bordés de sphène. L'apatite est fréquente. La texture est localement plus fluidale: les cristaux de plagioclase sont disposés parallèlement et ceci est certainement dû à des courants dans le magma.

### 4. Granitisation et remplacement

Les relations sont complexes entre ces roches basiques hypabyssales et le matériel acide qui les envahit, les recoupe, les remplace. Dans le cas le plus simple, le sill ou le filon est coupé par un «pont» de granite (Fig. 14). Mais dans bien des cas, les relations sont plus intimes. Deux catégories de phénomènes sont à prendre en considération.

1) Le matériel qui envahit l'amphibolite est identique à la roche encaissante et en dérive directement.

Ce matériel va de l'aplite finement cristallisée au granite grossier. La figure 15 représente un cas typique: la partie supérieure de cette amphibolite montre la manière dont se fait le remplacement par le granite. Dans les premiers stades, il se forme une bordure irrégulière au contact entre filon et roche encaissante. Dans un stade plus avancé, de petites veines de même composition que la roche encaissante pénètrent à l'inté-



Fig. 14. Exemple d'un filon basique (DA) qui est veiné et traversé par la roche granitique encaissante. Ceci donne naissance à la relation paradoxale, où le dyke semble à la fois « plus vieux et plus jeune » que le granite. Une petite veine aplastique, avec des bordures très leucocrates, est coupée par le filon. La couleur sombre de la partie gauche de la photo est due à de l'altération superficielle.

rieur du filon, veines qui tendent toujours à reprendre une direction parallèle aux bords du filon. Puis ces veines se joignent, laissant entre elles des enclaves d'amphibolite, plus ou moins ovales et allongées parallèlement au filon, ce qui donne aux affleurements une allure réticulée. Si le processus est encore plus poussé, les inclusions basiques sont progressivement assimilées, jusqu'à disparition totale.

Dans l'exemple choisi, l'ancienne limite du filon reste toujours visible sous forme de deux lignes claires séparées par une zone plus foncée. Aussi loin que ce sill a pu être suivi, il ne montre pas trace de déformation.

Le contact entre le matériel acide et le matériel basique est très franc. Mais tous les types de passage ont pu être observés. Souvent, seul le microscope révèle la continuité d'un contact qui paraît brusque à l'oeil nu; en plus, des porphyroblastes de feldspath sont souvent à cheval sur le contact entre les deux types de roche. Ces porphyroblastes se retrouvent d'ailleurs dans la masse même de l'amphibolite.

En suivant un sill, et d'un sill à l'autre, ce phénomène montre d'importantes variations d'intensité: il peut manquer complètement; la transition d'une roche à apparence réticulée à un granite peut aussi se produire sur quelques mètres ou beaucoup plus progressivement.

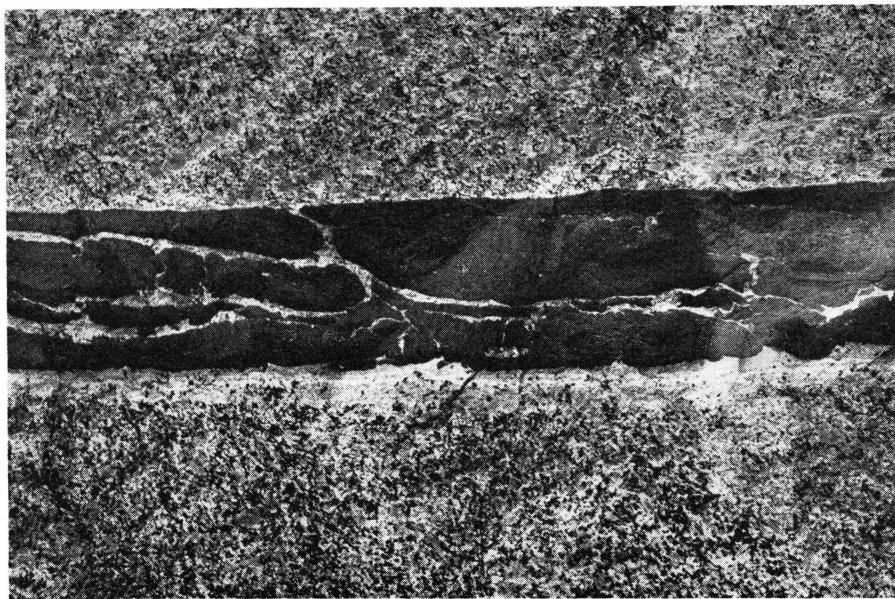


Fig. 15. Un sill amphibolitique, large d'environ 20 cm, est envahi par un matériel granitique grossier, nettement issu de la roche encaissante. Il n'y a absolument aucune trace de déformation dans le sill. Ile de Qagssimiut.



Fig. 16. Détail d'un filon amphibolitique sur Qagssimiut. La plage centrale est entourée d'une frange granitique; elle contient une proportion plus grande de minéraux ferromagnésiens que la roche basique adjacente. Les minéraux noirs ont tendance à former des agrégats et des concentrations irrégulières.

Il n'est pas rare de rencontrer des inclusions basiques beaucoup plus sombres que l'amphibolite elle-même. Elles contiennent une plus grande proportion de minéraux ferromagnésiens, qui ont tendance à former des agrégats ou des concentrations irrégulières. Comme ces inclusions sont toujours entourées de granite, on peut penser qu'il s'agit d'un front basique, d'une concentration des minéraux noirs juste avant leur élimination. La taille et la fréquence de ces enclaves varient considérablement dans un même sill en voie de granitisation.

Dans une enclave de basicité normale, il arrive également que des minéraux noirs se concentrent plus sporadiquement (Fig. 16). De petites taches sombres (1 à 3 mm de diamètre) apparaissent, composées de quelques cristaux d'amphibole, parfois accompagnés d'un peu de biotite, ou constituées d'un seul porphyroblaste d'amphibole. Ces concentrations résistent à la granitisation et peuvent rester visibles dans le granite, alors que tout le reste de la roche a été transformé.

En lame mince (G.G.U. 41410, au contact entre granite et amphibolite), l'amphibolite montre des cristaux originels allongés d'oligoclase zonée, mais la plus grande partie des feldspaths est recristallisée. De grands cristaux contiennent des inclusions de quartz micrographique. Leur composition moyenne est de 20% An. La hornblende est très abondante, sous forme soit d'amas subcirculaires, soit de cristaux isolés subidiomorphes, fortement pléochroïques du brun clair au vert sombre avec une vague coloration bleuâtre. Dans les amas, des formes cristallines laissent supposer une pseudomorphose d'augite. La biotite est plus rare; son pléochroïsme va du brun clair au vert olive foncé. De gros grains ou des amas d'épidote ne sont pas rares. Vu la rareté du mineraï, le fer a dû entrer dans la composition de la biotite ou des hornblendes. Le sphène est rare et l'apatite quasi ubiquiste. Dans les roches granitiques, la texture est équigranoblastique. Le microcline remplace visiblement le plagioclase; il est en cristaux idiomorphes contenant de nombreuses inclusions de quartz et de plagioclase. Ce dernier contient de 16 à 20% d'An, et il est souvent altéré en séricite. Quelques cristaux sont bordés d'une frange d'un nouveau plagioclase frais et plus sodique, surtout au contact avec les feldspaths potassiques. GOODSPEED (1955) signale ces franges de feldspath sodique dans des conditions identiques. Le quartz est abondamment représenté; les plus gros grains contiennent parfois des inclusions de plagioclase altéré. Les minéraux ferromagnésiens ont les mêmes caractéristiques que ceux de l'amphibolite: la hornblende a un angle d'extinction ZAc de 18° environ. L'épidote se présente sous forme de petits grains brunâtres. Ces minéraux noirs ne représentent pas le 10% de la roche.

Dans d'autres échantillons (G.G.U. 41460, 41461) pris aussi au contact du granite et de l'amphibolite, de petits cristaux idiomorphes d'augite

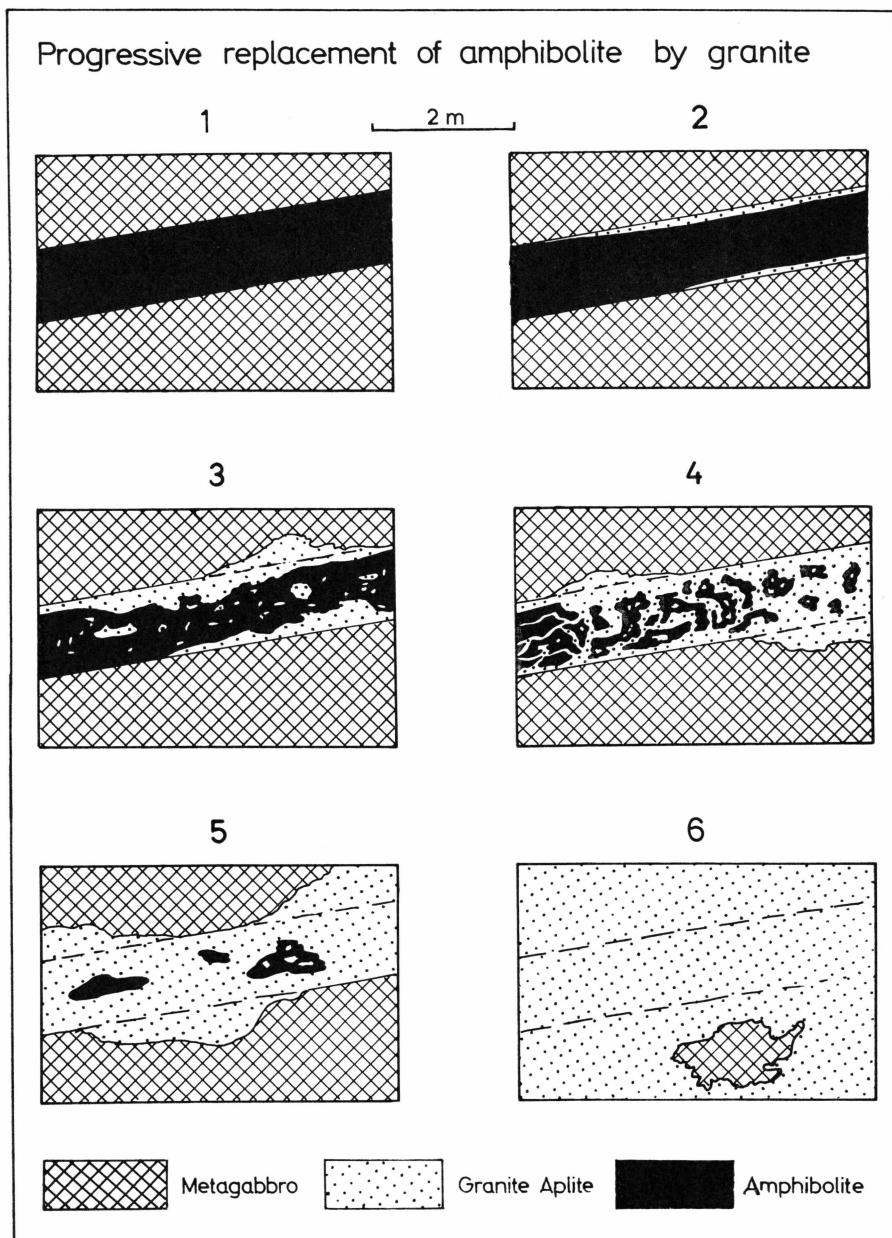


Fig. 17. Représentation semi-schématique du remplacement progressif d'un filon amphibolitique par du granite (voir texte).

apparaissent à quelques millimètres du contact. Ils sont associés à la hornblende, dans une roche de texture équigranoblastique. Où le pyroxène manque, la texture ophitique est reconnaissable. Le pyroxène pourrait

avoir recristallisé à partir de l'ancienne hornblende. Son apparition et sa concentration au contact du granite seraient indicatives des conditions de métamorphisme auxquelles la roche a été soumise, conditions liées à la présence du matériel acide. Mais cette association est exceptionnelle et n'a été observée que dans un seul cas. Il s'agirait d'un paroxysme du métamorphisme.

- 2) Le matériel qui envahit l'amphibolite est différent de celui de la roche encaissante du filon.

Ce phénomène se rencontre dans deux cas:

- Le filon s'est mis en place dans un gabbro et l'amphibolite est remplacée par un granite généralement aplitique, parfois grossier;
- le filon s'est mis en place dans un granite grossier, alors que le matériel qui envahit l'amphibolite est aplitique.

La figure 17 illustre semi-schématiquement ce phénomène et son évolution.

- 1°. Le filon (ou le sill) recoupe un massif basique plus ou moins migmatisé et granitisé. Ses contacts sont francs.
- 2°. Des veines aplitiques apparaissent le long des contacts de l'amphibolite. Il y a une certaine feldspathisation de l'amphibolite qui, par ailleurs, conserve son épaisseur.
- 3°. De petites veines de granite partent vers l'intérieur de la masse de l'amphibolite. Elles courrent le plus souvent parallèlement aux bords du sill. Des amas de matériel acide ou de gros porphyroblastes commencent à apparaître au milieu de l'amphibolite. Granite et amphibolite ont des contacts irréguliers.
- 4°. Le matériel acide pénètre encore plus profondément dans l'amphibolite et ses veines isolent des masses elliptiques d'amphibolite, allongées parallèlement au filon: une structure réticulée apparaît. Les veines marginales tendent à se rejoindre et la masse de l'amphibolite peut être séparée en paquets isolés les uns des autres.
- 5°. Le matériel basique se fait plus rare et ne constitue plus, dans la masse blanche de l'aplite, que des reliques plus grises, plus ou moins effacées, à bords flous. Il n'y a jamais d'épaisseur supplémentaire du sill même quand les protubérances granitiques pénètrent dans le gabbro encaissant: l'ancienne limite du sill apparaît alors sous forme d'une zone de matériel très leucocrate ou d'une bande de minéraux sombres qui soulignent la position de l'ancienne bordure de refroidissement. Les inclusions basiques sont généralement réparties dans toute l'épaisseur de l'ancien sill, parfois faiblement concentrées sur l'une ou l'autre des épontes.



Fig. 18. Sill amphibolitique dans un massif gabbroïque. Le long de ses bords courent des veines aplitiques, dont le développement peut affecter et l'amphibolite et la roche encaissante. Le filonet leucocrate parallèle au sill est issu de la protubérance granitique visible sur la gauche de l'image.

6°. Finalement le sill est composé exclusivement d'aplite et de granite, qui peuvent d'ailleurs pénétrer dans la roche encaissante de l'ancien sill, dont les bords apparaissent toujours comme nous venons de le décrire.

On rencontre de nombreuses modifications de ce schéma. Certains sills ne sont pas transformés du tout. Spatialement, l'évolution du phénomène est très variable: le remplacement de l'amphibolite par le granite peut se faire très progressivement, sur des dizaines de mètres, ou beaucoup plus rapidement, sur quelques mètres seulement. Dans ce dernier cas, certains des stades intermédiaires peuvent manquer. Le premier de ces stades, soit le développement d'aplates sur les bords du filon, est généralement bien représenté. Le stade complètement aplitique n'est parfois pas atteint. L'évolution peut être plus rapide sur un des bords du sill que sur l'autre. L'intensité de la feldspathisation, qui se manifeste par la croissance de porphyroblastes de perthite dans l'amphibolite, est également très variable. Elle est probablement à l'origine des grosses plages aplitiques qui apparaissent dans l'amphibolite, plages qui sont sans relations visibles avec les aplites de la bordure du sill.

Certaines modalités de ces divers stades vont être précisées grâce à quelques photos que nous allons commenter.

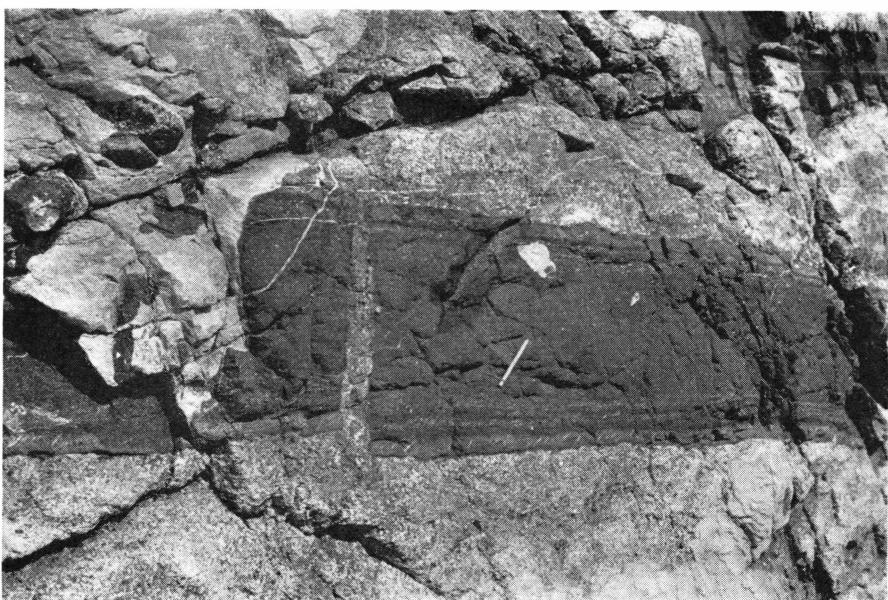


Fig. 19. Sill amphibolitique coupé par une veine de roche encaissante grossière, et remplacé par un granite aplitique plus jeune.

La figure 18 représente un sill recoupant un massif de gabbro à la pointe SE de Tunugdliatsiaup nunâ. L'amphibolite est bordée de veines leucocrates. Celle qui court à la marge supérieure s'élargit pour pénétrer dans l'amphibolite et la remplacer presqu'intégralement (à gauche du marteau). Elle se développe aussi vers l'extérieur, dans le gabbro encaissant, pour former une protubérance granitique d'où part un filon qui court parallèlement au sill. Le matériel leucocrate semble s'être mis préférentiellement en place suivant des plans de faiblesse préexistants, dont le plus évident est le contact entre le sill et sa roche encaissante. Matériels amphibolitique et granitique sont nettement distincts et leur association spatiale est due aux conditions physiques.

La figure 19 illustre un cas un peu particulier. Le filon basique est recoupé par une petite veine verticale directement issue du granite encaissant. En plus, il est partiellement remplacé par un granite aplitique qui se développe également dans le granite encaissant, et qui contient des enclaves non déplacées du filon dans la prolongation de celui-ci, et de granite ailleurs. Dans la bordure aphanitique du filon et parallèlement à celle-ci croissent des porphyroblastes de feldspath. Ici encore tout indique un remplacement du filon basique par un matériel acide indépendant de lui, et statiquement.

Un stade plus avancé est représenté par la figure 20 (Qeqertasugs-suk). Le filon basique a une épaisseur de 6 m. Les veines granitiques en



Fig. 20. Important sill amphibolitique dans un massif de gabbro. L'amphibolite en voie de granitisation n'est plus représentée que par des inclusions allongées.

constituent déjà plus de la moitié et, ici, ne pénètrent pas dans le gabbro encaissant. Les inclusions amphibolitiques ont une section elliptique et sont allongées parallèlement aux épontes du filon.

Enfin, la figure 21 (Qagssimiut) illustre un cas où le matériel qui remplace l'amphibolite est aplitique alors que la roche encaissante est granitique. Le filon amphibolitique se suit, à gauche de la photo, sur plusieurs dizaines de mètres sans montrer trace de granitisation. Et, sur l'espace de 2 m (centre de la photo), il est complètement remplacé par un granite aplitique. Sur la droite, le filon aplitique continue dans le granite bien séparé de celui-ci par une bordure très acide et finement cristallisées qui correspond à l'ancienne bordure de refroidissement du filon basique. Comme toujours, il n'y a pas de déformation mécanique.

Cette description peut être précisée grâce à l'observation microscopique. Une coupe mince dans l'amphibolite (G.G.U. 41507) met en lumière une texture ignée (ophitique) définie par des cristaux allongés idiomorphes



Fig. 21. Sill amphibolitique dans un granite. Le remplacement de l'amphibolite par de l'aplite s'effectue sur quelques mètres. L'ancienne bordure de l'amphibolite est soulignée dans l'aplite par un mince liséré très blanc.

ou subidiomorphes de plagioclase. Ils sont bien maclés, peu altérés et zonés, montrant une variation continue de 50 à 20% An. Certains cristaux sont nettement corrodés surtout contre le microcline et le quartz. Ce plagioclase n'est que localement recristallisé. Des grains xénomorphes et frais de microcline contiennent des inclusions du plagioclase qu'ils remplacent, et de minéraux ferromagnésiens. Le feldspath potassique est parfois clairement perthitique (associations en fuseaux et en veines) et probablement zoné. Il forme également des veinules. Le quartz est aussi xénomorphe; les plus grands grains sont souvent poeciloblastiques, étant remplis d'inclusions identiques à celles de la perthite. Le quartz forme également, en association avec le plagioclase, de la myrmékite, là où ce dernier est en contact avec le feldspath potassique. Le minéral ferromagnésien le plus abondant est une hornblende verte pléochroïque, xénomorphe, contenant quelques inclusions, et altérée en biotite, épidoite et mineraï. Des lamelles subidiomorphes de biotite sont courantes; elles aussi contiennent parfois des inclusions de plagioclase. Le pléochroïsme de ce mica va du brun clair à l'olive clair et au vert olive foncé. Il est peu altéré en leucoxène, sphène, épidoite et mineraï. Les trois derniers minéraux forment également des grains distincts. L'apatite est ubiquiste. Dans cette amphibolite, microcline et quartz montrent une croissance poecilo-

blastique: c'est là le facteur le plus important dans ce processus de remplacement.

Dans une autre amphibolite (G.G.U. 41409), par ailleurs très semblable à celle que nous venons de décrire, le microcline montre une croissance cristalloblastique et poeciloblastique, mais il n'y est pas accompagné de quartz. Dans un autre cas encore (G.G.U. 41487), le quartz est présent alors que le microcline fait défaut. La croissance cristalloblastique de grandes plages de quartz à partir de petits grains interstitiels est particulièrement apparente; où ces grands cristaux de quartz se développent, il y a augmentation générale de la taille du grain de la roche, avec recristallisation du plagioclase. Il arrive que (G.G.U. 41428) certaines plages de feldspath potassique se substituent à toute une zone hétérogène. Dans cet échantillon, certains des cristaux de plagioclase sont bordés d'un feldspath plus sodique, particulièrement lorsqu'ils sont en contact avec le microcline.

Dans l'aplite (G.G.U. 41509), le même microcline-micropertite est présent. Il est plus abondant que le plagioclase. Celui-ci est xénomorphe et contient de nombreux grains de quartz soit arrondis soit irréguliers, de caractère myrmékitique ou micropegmatitique. La composition moyenne du plagioclase est d'environ 23% An. Le quartz est aussi intimement associé au microcline et les deux minéraux paraissent être plus ou moins contemporains. Les autres constituants ne dépassent pas le 5% de la composition totale de la roche; ce sont quelques lamelles subidiomorphes de biotite (la même que celle des amphibolites), avec un peu de mica blanc et de rares grains de sphène.

Un autre échantillon (G.G.U. 41492) démontre plus clairement les phénomènes qui accompagnent la recristallisation du plagioclase, soit des bordures albitiques, des associations myrmékitiques, de la corrosion contre le microcline, une texture poeciloblastique, et des variations irrégulières de sa composition. Quelques cristaux, pourtant, montrent un léger zonage normal et paraissent être des reliques de l'amphibolite. Des grains de quartz qui ont une apparence d'inclusions dans d'autres minéraux sont probablement des noyaux de croissance.

Juste au contact entre granite et amphibolite (G.G.U. 41508 et 41512), de gros cristaux de quartz montrent une grande richesse en inclusions basiques et acides, surtout sur leurs bords, comme s'ils se débarrassaient de leurs impuretés au fur et à mesure de leur croissance poeciloblastique. De petits grains de quartz sont fréquents dans la masse de l'amphibolite, tout particulièrement au voisinage de la partie grani-tique; ils sont visiblement la première manifestation de cristaux qui deviendront plus gros. De plus, ces petits grains sont souvent uniformément orientés sur une certaine surface, destinés à fusionner dans la suite

du processus. De grands cristaux idiomorphes de plagioclase non zonés semblent également en cours de purification par l'expulsion de leurs inclusions. Ils sont nettement le résultat de la recristallisation des feldspaths originels; quelques-uns sont bordés d'albite néogène fraîche. La texture ignée persiste dans la mésostase de l'amphibolite. La transition de l'amphibolite au granite se produit sur 1 à 3 mm. Il y a une augmentation brusque des minéraux quartzo-feldspathiques, surtout sous forme de perthite. Le grain de la roche augmente. La microperthite est prédominante et semble se substituer au quartz aussi bien qu'au plagioclase: de petites inclusions de quartz uniformément orientées dans la perthite pourraient être les reliques d'un ancien cristal unique. Jusque dans l'aplite, il y a des reliques du plagioclase originel, bien que généralement sa composition soit de 13 à 15% An. La hornblende manque localement, soit par suite de son élimination, soit à cause de sa transformation en biotite. Les minéraux ferromagnésiens de la partie granitique semblent en majeure partie hérités de l'amphibolite.

La forme, la composition et l'arrangement des cristaux de plagioclase ne laissent pas de doute sur le caractère hypabyssal de cette roche basique. Il ne reste pas trace, cependant, des minéraux ferromagnésiens primaires. La résistance du feldspath aux processus de transformation est remarquable. Communément il perd une grande partie de sa chaux, et, par conséquent, le zonage s'efface alors que le contour du cristal ne subit pas de modification. A ce propos, MOORHOUSE (1959) dit: « Dans la destruction des plagioclases calciques, il est caractéristique que la molécule anorthite est éliminée alors que la portion albitique du plagioclase survit, conservant souvent la forme du plagioclase originel ». SEDERHOLM (1923) arrive à la même conclusion à propos des « uralite-porphyrites » de la formation de Pellinge: « L'arrangement du feldspath montre qu'il s'agit d'un constituant primaire de la roche, bien que sa composition chimique ait pu être altérée par le métamorphisme auquel la roche a été soumise ». A un stade plus avancé, la recristallisation du feldspath peut se produire sans que l'arrangement textural soit dérangé, chaque cristal étant remplacé par un cristal unique (HARKER, 1952).

En conclusion, le processus semble s'effectuer de la manière suivante:

- recristallisation des minéraux ferromagnésiens;
- introduction de quartz formant graduellement de grands cristaux, qui finissent par éliminer leurs inclusions;
- croissance de microcline-microperthite qui remplace plagioclase et quartz avec expulsion simultanée d'une large part de matériel ferromagnésien et recristallisation au moins partielle du plagioclase qui devient plus sodique, tout en se débarrassant de ses produits d'altération.

Dans la plupart des cas, l'introduction de silice précède celle des alcalis, bien que la micropertite puisse apparaître seule.

### 5. Processus de transformation

Les observations de terrain aussi bien que les relations observées au microscope incitent à invoquer un remplacement métasomatique du matériel basique par les agents mobiles du granite. Elles ne sont pas compatibles avec l'intrusion d'un granite à l'état de magma; elles rappellent, au contraire, de nombreuses caractéristiques des « *relict dykes* » de GOOD SPEED (1955, 1956):

- recouplement et remplacement des dykes par de petites veines de granite encaissant;
- dessin souvent lobé du contact irrégulier entre le granite et les reliques du dyke;
- formation d'appendices irréguliers et d'inclusions minces et allongées dans le granite;
- bords flous et contact localement progressif entre dyke et granite;
- extension cristalloblastique du granite dans le dyke.

Il est à noter que, au moins dans ses premiers stades, le phénomène est sélectif: l'amphibolite du sill est remplacée, mais pas la roche encaissante. Ceci est d'autant plus intéressant que dans le cas où l'amphibolite traverse un massif basique, les deux roches ont une composition presque identique. Leur texture est, en revanche, très différente et c'est probablement la raison pour laquelle ces roches réagissent si différemment à la granitisation. Il n'est pas surprenant que le phénomène débute au contact entre l'amphibolite et sa roche encaissante, car ce contact représente un plan de pénétration particulièrement favorable à la migration des éléments.

La région de Pellinge (SEDERHOLM, 1923) fournit de nombreux points de comparaison. Cet auteur décrit ainsi les relations qui existent entre le granite de Ednäsudd et les roches plus anciennes; « La roche basique a été pénétrée, avant l'intrusion des granites, par des filons d'une variété de roches qui diffèrent des roches basiques par leur grain et leur couleur, étant souvent plus sombres. Quand ces filons sont à grain fin, ils contiennent davantage de lentilles aplitiques que la roche encaissante. Ceci semble dû à la texture de la roche filonienne ». A propos du granite de Rysskär, il signale ceci: « Où il y a des veines de métabasalte aphanitique, leurs bords peuvent être soulignés par du matériel granitique qui a pénétré le long du contact; dans toute leur masse, elles peuvent contenir davantage de granite que la roche encaissante. Il s'agit certainement

d'un phénomène secondaire qui ne peut être interprété comme dû à la composition originelle du matériel, car de telles veines ne se rencontrent jamais dans les régions où la roche n'a pas été granitisée ».

CHAPMAN (1955, 1962), dans le Maine, USA, a décrit des phénomènes de remplacement de filons basiques par du granite. Les conditions sont très semblables à celles de la région de Qagssimiut, et les mêmes phénomènes semblent s'y être produits. CHAPMAN élimine l'hypothèse d'un magma granitique transportant des enclaves basiques pour les raisons principales suivantes:

- présence de bords de refroidissement conservés dans l'amphibolite au contact des roches encaissantes;
- absence de rotation des lentilles d'amphibolites dans le granite;
- dessin fréquent en puzzle d'enclaves basiques serrées;
- pas de faciès de refroidissement dans le granite, qui est localement pegmatitique;
- présence de très grandes inclusions basiques qui n'auraient pu passer dans le filon sans se coincer entre ses bords;
- pas de concentration des enclaves basiques sur l'éponte inférieure des sills, malgré une différence de densité assez élevée des deux matériaux en présence; à Qagssimiut, l'amphibolite a une densité de 2,84, et le granite, de 2,55;
- dessin compliqué du contact entre amphibolite et granite.

De même il élimine la possibilité d'une origine par différentiation ainsi que celle d'une injection de magma granitique avant la cristallisation complète de la roche basique, principalement à cause de la position marginale du granite et de la présence, même rare, des bords de refroidissement de l'amphibolite contre la roche encaissante. De plus, il n'y a pas d'indication de la naissance de types intermédiaires de roches, par la mixtion de magmas basique et acide.

CHAPMAN résume ainsi son point de vue: le magma basique s'est mis en place sous forme de filons qui furent, par la suite, plus ou moins disloqués par des joints et le long de leurs contacts, puis envahis par du granite. Si de grandes difficultés surgissent pour expliquer ce phénomène dans l'hypothèse magmatique, au contraire, l'explication est parfaitement satisfaisante en supposant une granitisation métasomatique et sélective. Le matériel acide serait génétiquement lié à des massifs granitiques qui affleurent non loin. Selon CHAPMAN, il est probable que certains filons aient été totalement remplacés, ce qui peut conduire à des erreurs d'interprétation sur l'origine de ces filons granitiques. Nous souscrivons à toutes ces considérations.

WATTERSON (1965) a décrit avec beaucoup de minutie les filons granitisés de la région d'Ilordleq et ses conclusions sont identiques aux nôtres (AYRTON & BURRI, 1963): « Le matériel granitique qui migmatitise et remplace les filons est plus leucocrate et plus fin que le granite à hornblende encaissant et il est très sélectif dans son action; les filons leucocrates ne s'étendent que rarement en dehors des limites originelles des filons basiques. . . L'intensité de la migmatitisation varie considérablement sur une petite surface et sur un même filon: ceci n'est pas surprenant, étant donné la nature hautement sélective du phénomène ».

## V. Le microgranite leucocrate

Quelques enclaves de granite grossier normal apparaissent dans une roche granitique beaucoup plus finement cristallisée: ces microgranites sont donc plus jeunes. Ils recoupent d'ailleurs des veines d'aplite et de pegmatite associées aux granites grossiers. S'ils sont rares, ils ne semblent pas localisés dans une portion particulière de l'archipel.

Ils se présentent sous forme de masses lenticulaires, irrégulières ou vaguement arrondies, avec un diamètre de l'ordre de quelques dizaines de mètres, dépassant rarement la centaine.

Ce sont des roches à grain fin, blanches, roses ou grises, très homogènes et sans la moindre trace de foliation (Fig. 22). Elles ne contiennent que de très rares enclaves de roches préexistantes et contrastent, par là, avec les granites grossiers qui sont riches en inclusions. Leurs contacts avec la roche encaissante sont francs. La proportion de minéraux ferromagnésiens est extrêmement faible et la roche peut être qualifiée d'aplétique. Il y a des variations de la taille du grain, même quelques pegmatites: ces roches ressemblent alors beaucoup aux granites grossiers encaissants.

Les constituants principaux de ces microgranites sont le quartz, le microcline et une albite-oligoclase, qui représentent ensemble plus du 95% de la roche. Le seul minéral noir de quelqu'importance est la biotite; l'épidote n'est que sporadiquement présente. Le minérai, le sphène et l'apatite sont extrêmement rares. Quelques paillettes de muscovite suggèrent la présence de composés plus volatils.

L'observation au microscope montre une texture équigranulaire avec quelques plus gros grains de feldspath (G.G.U. 41431, 41451, 41473). Le microcline est sous forme de cristaux subidiomorphes parsemés d'inclusions de plagioclase altéré qu'il semble remplacer, de grains de quartz arrondis et de petits cristaux de microcline (deux phases de microclinisation?). Ses macles sont bien visibles et des lamelles d'exsolution microperthitique apparaissent quelquefois. Le plagioclase est beaucoup moins abondant que le feldspath potassique; il est généralement dépourvu de



Fig. 22. Microgranite montrant un contact franc contre un granite grossier plus ancien. Noter le manque d'inclusions dans la roche fine, ce qui contraste avec la roche grossière.

formes caractéristiques, altéré en séricite et saussurite, bien maclé, riche en inclusions de quartz. Sa composition est celle d'une oligoclase acide. Le quartz se rencontre non seulement sous forme d'inclusions, mais également comme grains interstitiels à extinction roulante. La biotite se présente en petites paillettes idiomorphes pléochroïques entre le brun clair, le vert et le vert olive sombre. Elle est altérée en epidote et mineraï et souvent associée à de petits grains de sphène brunâtre; celui-ci borde couramment les grains de mineraï. Les aiguilles d'apatite sont rares.

Sur la côte SE de Tunugdliatsiaup nunâ, une veine s'infiltre, à partir d'une de ces masses granitiques, dans les roches basiques environnantes (Fig. 23). Elle a 30 cm d'épaisseur et est divisée longitudinalement en une partie aplitique et une partie pegmatitique, qui passent de l'une à l'autre sur quelques millimètres. Dans la pegmatite, on rencontre quelques cristaux brun rouille d'allanite, complètement altérés et très faiblement radioactifs, disposés au centre d'une étoile de petites cassures bien caractéristiques. Il semble que l'allanite, qui est fréquente dans la région, soit liée à la mise en place de ces granites.

De nombreux plans de diaclases ou de cassures dans l'archipel sont tapissés d'une fine couche d'épidote vert clair, manifestement d'origine pneumatolytique, et peut-être également liée aux mêmes microgranites.



Fig. 23. Veine complexe dont la partie gauche, qui est une aplite, passe graduellement à la partie droite, une pegmatite à allanite.

Le microscope (G.G.U. 41481) montre de petites veines d'épidote, de biotite fibreuse brune, et de quartz, qui semblent plus jeunes que le microcline. Cette association de minéraux et leur mode de gisement pourraient aussi représenter les traces d'une activité pneumatolytique.

Ces granites ont un caractère beaucoup plus « intrusif » que les granites grossiers plus anciens. Ils ont une grande analogie pétrographique avec les granites aplitiques qui migmatitissent les filons basiques. Il arrive d'ailleurs assez fréquemment que des microgranites se présentent en sills horizontaux à bords parallèles.

WEGMANN (1938) fait allusion « aux filons subhorizontaux de pegmatite qui semblent se retrouver dans toutes les grandes régions ultrabasiques » et il se pourrait que certains d'entre eux soient des filons amphibolitiques totalement remplacés par du matériel granitique. Les microgranites, quant à eux, pourraient représenter la dernière manifestation de la réactivation régionale au cours de laquelle les filons amphibolitiques furent granitisés.

## VI. Discussion et conclusions

En conclusion, nous ne pouvons que nous référer aux travaux récents effectués dans le voisinage: la belle synthèse de ALLAART (1964), concernant particulièrement les régions situées vers le SE, et l'étude très fouillée de WATTERSON (1965), qui porte sur la province d'Ilordleq, au NW. Au passage, nous signalerons les points qui nous paraissent encore discutables dans la région de Qagssimiut.

Ces deux auteurs reconnaissent l'existence de deux phases d'activité plutonique accompagnées de phénomènes de granitisation:

- une granitisation principale kétilidienne,
- une réactivation régionale sanérutienne.

La chronologie des filons basiques semble également valable pour tout le SW du Groenland :

- les plus anciens datent d'avant la granitisation kétilidienne ( $DA_1$ ),
- les suivants se mirent en place après cette granitisation mais furent fortement affectés par la granitisation sanérutienne ( $DA_2$ ),
- les plus jeunes sont contemporains de la réactivation sanérutienne et certains sont composites ( $DA_3$ ).

Il existe des massifs basiques d'âges différents. Les plus vieux sont contemporains des  $DA_1$  et décrits par WATTERSON comme les restes d'intrusions basiques grossièrement cristallisées qui, grâce à leur nature massive, ont résisté aux phénomènes qui donnèrent naissance aux granites kétilidiens. ALLAART attribue à la période des  $DA_2$  des plutons de gabbro ou de gabbro dioritique qui présentent généralement des bordures dioritiques ou anorthositiques et un cœur gabbroïque ou ultrabasique.

Nous ne savons pas à laquelle de ces deux catégories rattacher nos massifs basiques. S'il faut considérer les filons granitisés qui les recoupent comme appartenant aux  $DA_3$ , nos massifs se sont mis en place à la période des  $DA_2$ . Or nous avons considéré nos massifs basiques comme précédant la granitisation kétilidienne; dans ce cas, les filons basiques qui les recoupent se sont mis en place au cours de la période des  $DA_2$  et ils furent transformés lors de la réactivation sanérutienne.

Empruntons à ALLAART (1964, p. 10 et 11) la description des filons basiques de la troisième période. Ils sont syncinétiques; ils sont toujours schisteux et, à leur intersection, on observe que la schistosité du filon plus jeune recoupe celle du plus ancien, ce qui prouve que la déformation du filon plus ancien s'était produite avant la mise en place du filon plus jeune. Entre Qagssimiut et Únartoq affleurent, souvent en grand nombre, des diorites veinées réticulairement. Il s'agit généralement de feuillets doucement inclinés, bien que quelques filons aient été

rencontrés. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres. Ils sont constitués d'un cœur de diorite avec un manteau de matériel aplitique ou granitique duquel partent des veines formant à l'intérieur même de la roche un dessin réticulé; ceci rappelle les descriptions d'ELWELL *et al.* (1962) de phénomènes observés dans les diorites de Guernesey, ainsi que celles de CHAPMAN (1962) de filons composites de diabase et de granite, montrant des figures semblables à des pillows. Le manteau granitique semble toujours remplacer les portions marginales du corps dioritique. Les relations de terrain suggèrent que la diorite intrusive et le matériel aplitique qui la remplace sont intimement associés.

Cette description correspond en bien des points à celle que nous avons faite de nos filons basiques. Pour les raisons suivantes, nous n'avons cependant pas attribué ces filons aux DA<sub>3</sub> composites:

- cette description ne correspond qu'à un stade des phénomènes que nous avons observés; très souvent, nos filons basiques sont totalement remplacés par le granite;
- le matériel granitique n'est pas toujours intimement lié au filon basique, puisqu'il pénètre fréquemment dans la masse des gabbros granitisés encaissants;
- dans les massifs basiques, presque tous les filons présentent des phénomènes de granitisation, ce qui impliquerait que, dans cette région, la plus grande partie des DA<sub>3</sub>, pour ne pas dire leur totalité, seraient composites, ce qui ne semble pas être le cas ailleurs;
- l'explication donnée par ELWELL *et al.* (1962) pour les phénomènes observés à l'île de Guernsey ne nous a pas semblé très convaincante, et nous nous sommes rangés à celle de CHAPMAN (1962), qui est tout de même assez différente.

Ces raisons étant exposées, il nous reste à préciser que nous n'avons pas eu l'occasion de suivre un filon depuis l'intérieur d'un massif basique jusqu'au granite et, faute de recoupements certains, toutes les explications restent possibles.

Un autre point qui mérite discussion concerne les relations entre la phase principale de granitisation et le plissement. WATTERSON (1965) a observé des veines leucocrates qui recoupent le granite normal; or la foliation visible dans le granite passe à travers ces veines. Il en conclut que la foliation du granite n'est pas une structure héritée de la foliation des roches supracrustales préexistantes, mais une structure produite par la même force qui a produit la foliation des roches supracrustales. Il considère donc le granite comme syntectonique, ce qui explique que certaines veines granitiques soient plissées.

Dans la région de Qagssimiut, la mise en place du granite kétilidien semble un phénomène tardif ou post-tectonique. En effet la roche n'y montre pas de déformation, pas de minéraux cristallisés sous stress, ses aplites ou pegmatites n'ont pas de structures en « pinch-and-swell » et les textures sont caractéristiques d'une cristallisation post-cinématique. La foliation qui apparaît dans le granite semble héritée de la foliation des roches préexistantes et assimilées; une preuve en est qu'il fut possible de suivre les structures tectoniques à l'intérieur du granite. L'assimilation de matériel schisteux a souvent été invoquée comme origine de la foliation d'un granite. SEDERHOLM (1923), à propos des granites de Hangö, qui ressemblent en bien des points aux nôtres (voir WEGMANN, 1938) dit: « Ils ne montrent aucune trace de phénomènes dus à une pression mécanique ou à un écrasement et leur texture parallèle est une réminiscence des anciennes roches schisteuses ».

Il n'est peut-être pas inutile de rappeler la nature de nombreuses enclaves dans la région de Qagssimiut: ce sont des gneiss pris dans un granite homogène. Il nous semble que deux phénomènes au moins sont nécessaires à la naissance d'une telle enclave: une gneissification au cours de laquelle les roches sédimentaires sont transformées en gneiss par le métamorphisme et le métasomatisme, une granitisation au cours de laquelle le granite prend naissance. Nous avons considéré la première comme syntectonique, la deuxième comme post-tectonique.

En conclusion, on voit que nous arrivons à deux hypothèses possibles: une chronologie « courte » identique à celle proposée par ALLAART (1964) et WATTERSON (1965), et une chronologie plus « longue », que nous avions déjà proposée en 1963. Mises sous forme de tableau, ces deux hypothèses sont les suivantes :

	Chronologie courte	Chronologie longue
SANERUTIEN	Microgranites DA <sub>3</sub> Réactivation	Microgranites DA <sub>3</sub> possibles Réactivation
	Mise en place des massifs basiques et des DA <sub>2</sub>	Mise en place des DA <sub>2</sub>
KETILIDIEN	Plissement métamorphisme et granitisation	Granitisation régionale et des massifs basiques
		Mise en place des massifs basiques
		Métamorphisme et plissement
		Dépôt des séries sédimentaires

## CHAPITRE III LE GARDAR

### I. Introduction

Le Gardar peut, à juste titre, être appelé une période « cratogénique ». Ceci implique que le vieux socle érodé est devenu un bloc stable et rigide. L'extension de la croûte donne naissance à des systèmes de fractures parallèles ou subparallèles, qui vont être remplies de magma. Dans de nombreux cas, il est probable que la lave atteignit la surface où elle forma des coulées, dont les seules reliques, à notre connaissance, sont actuellement visibles dans le graben du fjord de Tunugdliarfik. Des pulsations magmatiques différentes étaient souvent séparées par un épisode tectonique, pendant lequel des jeux de failles disloquèrent le territoire en petits compartiments.

Dans la région de Qagssimiut, les roches du Gardar sont représentées par des filons hypabyssaux parmi lesquels les dolérites sont de loin le type le plus répandu. D'autres variétés comprennent des lamprophyres, des porphyres et des trachytes. Les systèmes de failles, que les dislocations de ces filons nous aident à définir, seront décrits après les roches elles-mêmes (voir fig. 33). Ces deux aspects seront considérés dans un ordre chronologique. La figure 24 montre la distribution des principaux filons du Gardar, les plus petits ne pouvant figurer sur cette carte.

### II. Les filons hypabyssaux

#### 1. Lamprophyres

Les dykes lamprophyriques ou de roches à tendance lamprophyrique ne sont ici que faiblement représentés. L'attribution de ce groupe au Gardar inférieur n'est pas le fruit d'observations directes faites dans cette région particulière; elle est basée sur une analogie avec la région d'Ivigtut, où ces roches constituent certainement l'une des premières manifestations du magmatisme Gardar, et sont clairement antérieures aux dolérites (BDs), avec lesquelles elles ont d'ailleurs révélé certaines relations génétiques.

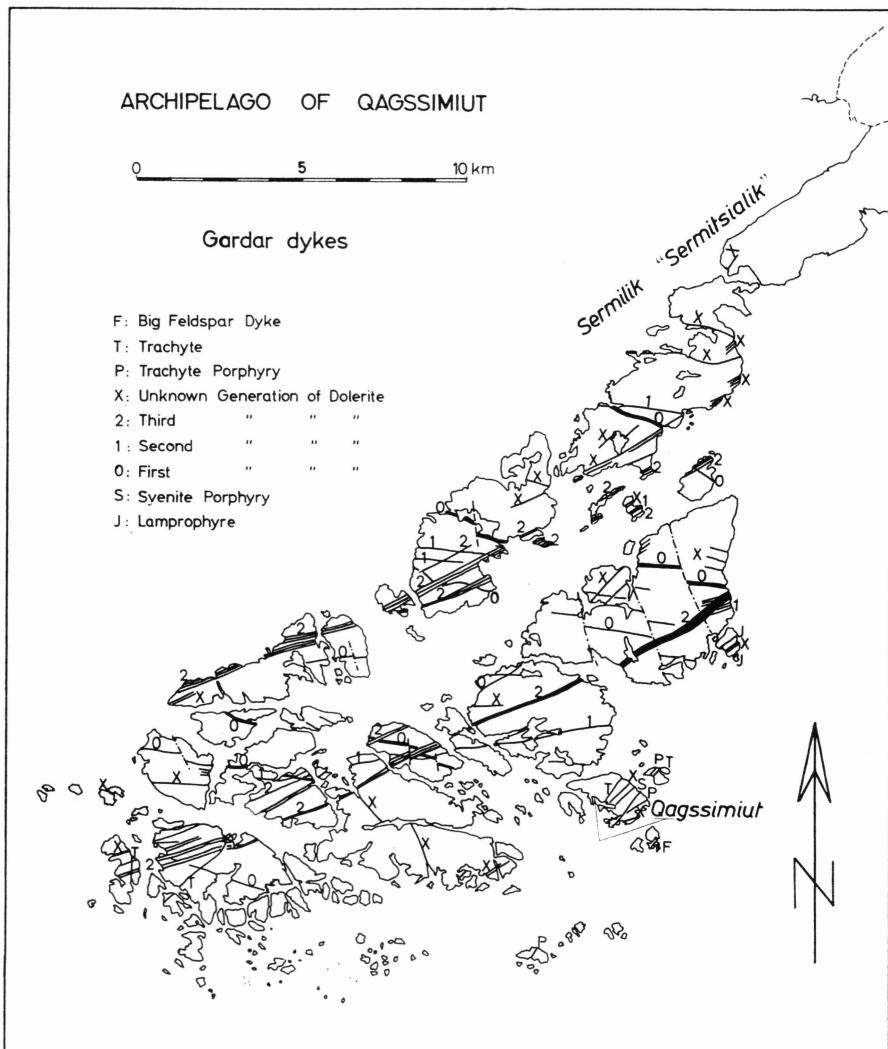


Fig. 24. Carte générale des dykes Gardar.

L'un de ces filons, situé sur la côte S de Qârusuarssuk, est vertical et rectiligne, large d'un mètre, et de direction N45E en moyenne. La roche est fine de grain et presque noire à la patine, alors que sa couleur fraîche est brun foncé. Elle contient une quantité considérable de biotite, ainsi que des mouches de calcite, ces deux minéraux caractéristiques révélant le pourcentage élevé de matériel volatil, qui était sûrement le facteur principal dans la forte altération métasomatique et deutéritique de ces roches basiques. Une autre caractéristique de ce lamprophyre, que l'on retrouve communément dans les roches de ce groupe, est sa forte

densité, due à une proportion importante de fer. C'est à ceci que l'on doit le terme danois, souvent appliqué à ces dykes, de « Jerndiabas », ou diabase à fer (abréviation: JD).

Un petit essaim de lamprophyres, auquel l'exemple précédent est probablement apparenté, se trouve sur l'île au large de la pointe SE de Qârusuarssuk. Il comporte au moins une douzaine de filons, dont la direction est NE, et dont la largeur varie entre 0.2 et 1 m. La roche est souvent oxydée en surface et la couche limonitique atteint quelques millimètres. Certains filons contiennent, en leur partie centrale, des xénolithes de granite et des xénocristaux de feldspath.

Le seul autre lamprophyre, que nous ayons observé, se trouve sur la côte N de Qagssimiut. Il constitue un filon avec une direction NW et un pendage vers le S d'environ 30 degrés, qui se poursuit vers l'W sur quelque 200 m. Il est finement cristallisé, gris sombre, large de 2 m, et contient fréquemment des xénolithes mésocrates. Les contacts avec la roche encaissante sont francs. On remarque de petites mouches de feldspath et de calcite. La surface de la roche est localement vacuolaire, ce qui est probablement dû à la dissolution des carbonates.

Le microscope révèle une texture vaguement intersertale (G.G.U. 41471). Des lamelles fort abondantes, xénomorphes à subidiomorphes, d'une biotite brune et pléochroïque contiennent de petites inclusions (feldspath, epidote, clinzoïsite, apatite), et sont quelque peu altérées et décolorées. De petits grains de minerai sont également abondants et ubiquistes. Certains contiennent des inclusions leucocrates. D'autres sont squelettiques: ceci est probablement dû à une pseudomorphose par du leucoxène. La clinzoïsite forme communément des grains irréguliers et s'associe à de l'épidote. L'apatite et le sphène sont des minéraux accessoires importants. Un assemblage fort indistinct remplit les interstices entre ces minéraux bien cristallisés. Celui-ci inclut un feldspath fortement altéré et indéterminable, de la saussurite, et divers phyllosilicates (surtout des variétés chloritiques), ces derniers formant souvent des faisceaux fibro-radiés. La présence de la calcite n'est pas évidente, mais elle a été observée sur l'échantillon macroscopique; elle est peut-être très finement cristallisée et interstitielle. Cette roche ressemble grandement à d'autres lamprophyres basaltiques fortement altérés. La proportion élevée de matériel volatil apparaît clairement.

Les xénolithes mentionnés plus haut montrent aussi, sous le microscope (G.G.U. 41484), une forte altération. Des taches blanches avec un contour vaguement cristallin et remplies de produits secondaires finement cristallisés sont probablement les reliques d'un plagioclase. Des agrégats de petits grains d'épidote sont souvent accompagnés d'une biotite orange brun. De petits cristaux de quartz constituent des plages et veines interstitielles. De rares grains d'un pyroxène brun et augitique s'altèrent

en uralite et epidote. L'amphibole, une hornblende verte, est plus abondante et forme de petites concentrations. Ça et là, l'on voit encore quelques plages de calcite finement cristallisée, des grains de mineraï (magnétite), de l'apatite et du sphène (accompagné de leucoxène), alors qu'une zéolite forme d'importants faisceaux fibro-radiés, composés de fines aiguilles; celles-ci sont parsemées de mineraï, remplacent le feldspath, remplissent des cavités, et semblent être en association étroite avec certains des grains de quartz. Les seules indications concernant la composition primaire de la roche sont le feldspath (plagioclase ?) et le pyroxène: elle appartenait probablement à la série gabbro-diorite.

Le lamprophyre montre nettement un faciès de bordure contre les xénolithes. A environ 1 cm du contact, il y a une augmentation de la proportion d'épidote. A 3-4 mm du bord du xénolith, on note une augmentation marquée de la taille des grains de mineraï et de biotite, qui prennent une allure pegmatitique, formant une zone étroite, parallèle au contact. Finalement, il y a une transition rapide à la dernière zone, large d'environ 2-3 mm, composée uniquement de cristaux bien formés d'épidote, sans orientation préférentielle. Le véritable contact avec le xénolith est franc. L'abondance de l'épidote souligne la concentration d'éléments volatils autour du xénolith.

## 2. Porphyre syénitique

Le seul représentant de ce type de roche est situé sur l'île de Qagssimiut (partie orientale). Il s'agit d'un filon vertical, large d'environ 8 m. Des joints bien visibles apparaissent près du contact (franc), auquel ils sont parallèles. L'âge de ce filon est déterminé par le fait qu'il est déplacé par une faille inclinée de direction E-W, qui n'affecte pas les dolérites (BDs). Il date donc du début du Gardar, et il est peut-être génétiquement ou chronologiquement lié à d'autres roches syénitiques qui apparaissent ailleurs pendant les premiers stades de cette période.

La roche elle-même (G.G.U. 41468) est rose brun et montre d'abondants phénocristaux carrés ou rectangulaires d'un feldspath alcalin (anorthose ?), larges d'environ 0.5-1 cm. Une forte altération, des macles formant un fin quadrillage et des phénomènes d'exsolution (separation des phases de K et Na) sont localement visibles. Des inclusions de minéraux de la matrice et des bordures albítiques sont courantes. Les bords de ces cristaux sont fréquemment corrodés, soit contre la matrice soit contre d'autres phénocristaux.

De fréquentes amygdales circulaires ou ovales de matériel limonistique, de 0.4-1 cm de diamètre, sont souvent enveloppées de biotite. Quelques pyroxènes allongés, contenant de petites inclusions d'apatite, sont partiellement altérés en biotite (accompagnée de mineraï); ils sont

identiques à ceux de la matrice, dont la texture est trachytique, de grain moyen.

Le feldspath de cette matrice se présente en cristaux allongés, uniformément teintés d'une fine poussière de mineraï (probablement de l'hématite), qui confère à la roche sa couleur rose. Des macles répétées sont fréquentes; elles ressemblent quelquefois au type habituel de l'albite, mais ailleurs elles sont irrégulières et plus proches d'un arrangement en « échiquier ». On devine ça et là un faible zonage. Il s'agit en toute probabilité d'une albite-oligoclase.

Le pyroxène est incolore ou légèrement rosâtre ou brunâtre. Un faible zonage dans un seul cristal, que l'on remarque en croisant les nicols, est probablement dû à une augmentation de la teneur en fer depuis le centre jusqu'aux bords. Une uralitisation locale produit de la hornblende verte.

Une biotite brune, fortement colorée et pléochroïque remplace le pyroxène. Elle contient des inclusions d'apatite et est elle-même parfois décolorée et altérée en un phyllosilicate incolore, avec exsudation de fer, sous forme de petits grains de mineraï. Quelques grains idiomorphes plus grands de mineraï, avec des inclusions d'apatite, sont peut-être primaires.

### 3. Dolérites

Ces filons constituent de loin le groupe le plus abondant des roches Gardar. Leur fréquence varie considérablement. Bien que la figure 24 ne montre que les plus importants (généralement plus de 2 m de large), leur densité plus forte dans la partie centrale de la région est néanmoins apparente. Rares sont ceux qui coupent la presqu'île de Panerfaït, et ils sont aussi moins fréquents au S de Kangerdluluk et sur les îles les plus méridionales.

Ces filons sont pour la plupart verticaux (exceptionnellement sub-verticaux), ont des contacts francs avec la roche encaissante, et peuvent être larges de quelques centimètres à plus de 200 m. L'altération en boules brunes est caractéristique et leur arénisation donne naissance à un abondant gravier brunâtre, d'où leur nom local: « Brown Dykes » (abrégé en BDs).

Ils constituent souvent des essaims que l'on peut suivre sur des dizaines de kilomètres. Le nombre de filons individuels et la largeur d'un filon particulier dans un essaim sont sujets à d'assez grandes variations. A titre d'exemple, citons le grand filon doléritique qui coupe Qârusuarsuk: à son extrémité NE (dans cette région) sa largeur dépasse 200 m; sur la côte S de Qârusuarssuk, il commence à s'amincir, et quelques petits dykes satellites parallèles l'accompagnent; il est de nouveau unique

sur Timerput, et sur la côte SW de cette île, sa largeur s'est réduite à quelque 60 m; sur Pinguiarneq, il se subdivise en un essaim d'environ 6 dykes, dont 5 sont petits, alors que le dernier a une quinzaine de mètres; plus au SW, certains filons se rejoignent de nouveau; deux dykes, large chacun d'environ 20 m, fusionnent finalement en un seul, de 40 m; mais au S de Sydlige Mågeløb, ce dernier se scinde encore une fois pour donner un essaim de nombreux petits dykes, et sur Qeqertasugssuk, il n'en subsiste que quelques-uns. La subdivision d'un dyke en un essaim de filons réduits, dans sa partie terminale, semble être un phénomène courant.

Comme on peut le voir d'après la carte, le tracé de ces dykes est généralement rectiligne, et peut être suivi sur plusieurs kilomètres. Divers types de relais, en particulier les arrangements en bayonette et en échelon, se voient occasionnellement. Les phénomènes d'intrusions multiples sont rares.

Trois générations principales ont été établies sur des critères de recouplement, de direction et de relations avec certaines failles, ayant joué dans l'intervalle entre deux intrusions successives. Le groupe le plus vieux ( $BD_0$ ) a une direction générale ESE-WNW, le deuxième ( $BD_1$ ) est en moyenne dirigé E-W, et le plus jeune ( $BD_2$ ) NE-SW. A l'intérieur d'un de ces groupes, il peut y avoir plusieurs générations de filons qui se recoupent les uns les autres. Ils sont néanmoins groupés, si aucun autre événement ne les sépare, et s'il n'y a pas eu de modification des conditions générales. A part les failles, il n'y a pas eu apparemment d'autres événements (intrusions de caractère différent, par exemple) entre ces groupes de dolérites.

Les relations que l'on observe sur Kingitup nunâ sont particulièrement favorables pour établir la suite chronologique de ces dykes. A cet endroit, un  $BD_0$  est déplacé par un décrochement dextre orienté NNW qui n'affecte pas un  $BD_1$ . Ce dernier est pourtant coupé par un décrochement plus jeune, également dextre et orienté au NW. Finalement, un essaim de dykes  $BD_2$  traversent tous ces éléments sans en être influencés.

Les trois générations se rencontrent de nouveau sur Pinguiarneq. Leurs points d'intersection se trouvent non loin d'un décrochement dextre N-S, qui leur est postérieur.

La roche d'un BD est généralement une dolérite normale, avec texture ophitique et une quantité variable d'olivine. La couleur de la roche fraîche est grise dans les parties centrales d'un dyke et quasiment noire dans les bords de refroidissement (presque toujours présents et larges de quelques centimètres). On note d'occasionnels phénocristaux de feldspath, ainsi que des zones pegmatitiques (gabbro-pegmatites), et des ségrégations acides. Celles-ci prennent la forme de petites lentilles leucocrates présentes seulement dans certains des dykes majeurs. Il n'y a cependant que fort peu de variation de la composition minéralogique de ces roches, et il

n'est point possible de distinguer les différentes générations sur des critères pétrographiques.

Une dolérite, qui se trouve sur la partie E de Qagssimiut, où elle est recoupée par un porphyre trachytique (TP), et déplacée par un petit décrochement dextre E-W qui n'affecte pas ce dernier, révèle une tendance lamprophyrique (G.G.U. 41463). Sa texture est intersertale plutôt que véritablement ophitique. Les cristaux de feldspath sont occasionnellement corrodés et généralement altérés, et montrent des macles répétées mais irrégulières; un faible zonage normal correspond à une variation de composition entre approximativement 25 et 20% An, une détermination plus précise étant rendue assez difficile à cause de l'absence de macles polysynthétiques convenables. Dans les interstices et près des marges de cette oligoclase, apparaît parfois un feldspath clair et plus albitique, de néoformation. Le pyroxène est rose brun, augitique (avec un zonage continu du centre vers les bords, correspondant probablement à une augmentation marginale de la teneur en fer), localement altéré en une ouralite verte. La biotite est très abondante, et fortement pléochroïque du brun clair au brun rouge foncé. L'altération décolore ce mica, produisant une exsudation de fer sous la forme de petits grains de minérai. Des amas de phyllosilicates contenant probablement de la bowlingite vert brun, ont parfois de vagues contours cristallins: ils pourraient représenter les produits d'une pseudomorphose de l'olivine, bien que l'on ne voie aucune relique de ce minéral. Ces amas contiennent une certaine quantité de minérai, qui est ubiquiste et occasionnellement bordé de sphène. L'apatite forme des inclusions dans presque tous les autres minéraux. L'abondance d'éléments volatils, la composition sodique du feldspath, la forte altération deutéritique, confèrent un caractère quelque peu lamprophyrique à cette dolérite à oligoclase.

En général, la mise en place de ces dolérites n'a pas affecté la roche encaissante. Un grand filon, visible à marée basse dans le petit détroit qui traverse la pointe NE de l'île au N de Qârusuarssuk, a cependant nettement produit des phénomènes de réactivation au sein de la roche encaissante, un granite à gros grain. Le contact entre les deux est indistinct et irrégulier, et l'on voit localement des phénomènes de « back-veining ». Ceci est peut-être dû à une période prolongée d'extrusion et à une phase gazeuse importante, cette dernière étant mise en évidence par la présence de nombreuses lentilles gabbro-pegmatitiques. Un écrasement ultérieur a quelque peu masqué les caractéristiques originelles des roches; cet écrasement pourrait être au moins partiellement responsable de cette relation entre BD et granite.

Finalement mentionnons un curieux phénomène observé dans le BD<sub>0</sub> le plus méridional de la côte W de Kingigtup nunâ. Les caractéristiques de ce filon, qui a environ 20 m de large, sont représentées de façon

schématique dans la figure 25. Près de sa bordure N, un essaim de filons doléritiques (4 en tout, variant en largeur de 2 à 10 cm) semble s'être refroidi contre le grand  $BD_0$  encaissant, ce qui implique qu'ils sont intrusifs dans ce dernier. Dans la partie centrale, le  $BD_0$  (Fig. 26) contient un grand nombre de corpuscules apparemment identiques en

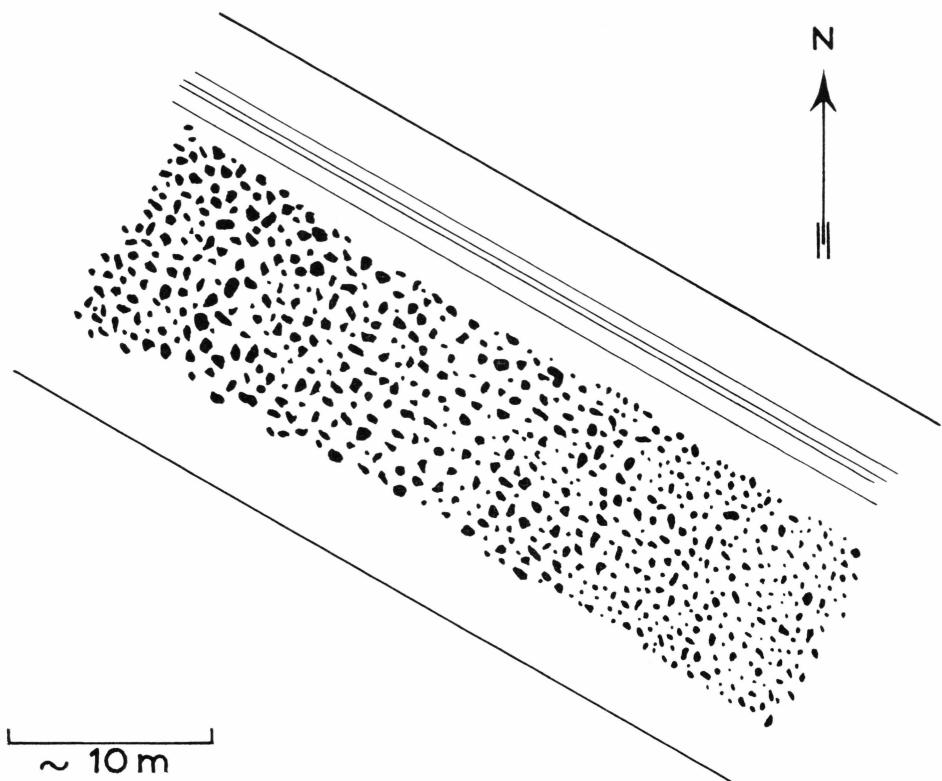


Fig. 25.  $BD_0$  sur la côte W de Kingigtup nunâ. Un essaim de minces filons doléritiques court parallèlement à la bordure N du filon, alors que la partie centrale est parsemée de petits amas de dolérite, de contour circulaire ou irrégulier, mais toujours arrondi.

composition à celui-ci, et à l'essaim mentionné. En coupe, ces corps peuvent être circulaires, ovales ou irréguliers, et leur dimension la plus grande est en moyenne de l'ordre de 10 à 20 cm. Certains d'entre eux montrent une petite bordure sombre, ce qui semble indiquer à nouveau un refroidissement contre le matériel doléritique plus grossier. Il n'a pas été possible d'obtenir une vue à trois dimensions de ces corps, car ils affleurent sur une surface glaciaire, et l'on n'a pas eu l'occasion de les observer ailleurs. On ne peut donc pas dire s'ils continuent vers le bas, ou s'ils ont des formes sphériques ou ellipsoïdales. Ils ont mieux résisté à l'érosion que le  $BD_0$  encaissant et sortent légèrement en relief.

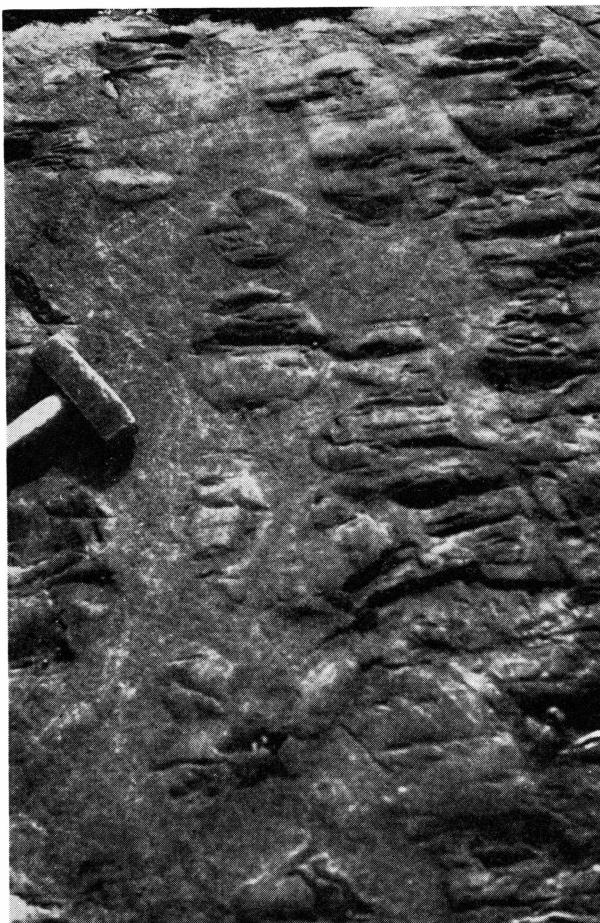


Fig. 26. Surface glaciaire dans la partie centrale du BD<sub>0</sub> que représente la figure 25. Les formes circulaires, ovales ou irrégulières des petits corps se distinguent nettement du matériel intersticiel encaissant. Une mince bordure noire autour de certains de ces corps pourrait indiquer qu'ils se sont refroidis contre le BD<sub>0</sub>. L'activité glaciaire est évidente: rainures dans les corps arrondis et stries ubiquistes.

Trois hypothèses possibles peuvent être invoquées à partir de ces relations:

- Il s'agit d'un cas d'intrusions multiples. Un matériel doléritique envahit un dyke plus ou moins solidifié, dans lequel le refroidissement a produit des joints parallèles aux bords, et limités aux parties externes de l'intrusion. Dans la partie centrale, où l'absence de plans ne favorise guère des voies préférentielles d'intrusion, le magma doléritique s'est frayé un chemin vers le haut de façon plus « isotropique », formant des colonnes dont les sections tendent vers un cercle.

- b) Les corps arrondis ne sont peut-être pas liés à l'essaim de filons latéraux et il pourrait s'agir de sphères ou d'ellipsoïdes non enracinés en profondeur. ELLITSGAARD-RASMUSSEN (1951) a décrit et baptisé « globule dyke » un filon un peu analogue. Il est également situé sur la côte W du Groenland, mais bien plus au N, et on a pu le suivre, de façon sporadique, sur quelque 60 km. Cependant, dans ce cas-là, la roche était presque uniquement constituée de petits corps de matériel basaltique, enveloppés dans une matrice de tachylite et couramment de sidéromélane. L'état de l'enveloppe n'importe peut-être pas beaucoup dans cette comparaison, puisque le « globule dyke » est probablement d'âge éocène, alors que notre exemple date du Précambrien (un matériel vitreux lors de sa solidification aurait eu le temps de dévitrifier). Le vague parallélisme structural entre ces deux dykes suggère que le même type de mécanisme a joué dans les deux cas. Si c'est bien ainsi, nos observations sembleraient favoriser la dernière des hypothèses proposées par l'auteur, qui postule la formation *in situ* des globules, après la mise en place du filon, puisque ces corps se trouvent, à Kingigtup nunâ, dans la partie centrale du filon. Il faudra encore de nombreuses observations de détail pour élucider ce point.
- c) Cette structure n'est peut-être pas d'origine primaire. Un processus d'altération semblable à la désintégration en boules pourrait en être responsable. Cette hypothèse semble être la moins attrayante de celles proposées ici, puisque les petits corps sont toujours bien distincts du reste du filon : si le matériel est le même, il y a une différence dans la taille du grain entre ces corps arrondis et la dolérite encaissante.

#### 4. Porphyre trachytique

Ce filon, le seul de son espèce de la région, fut d'abord repéré sur l'île de Qagssimiut, où il mesure environ 10 m en largeur, ayant une direction NNE. Sur la côte S de l'île il se scinde en trois branches, larges chacune de quelques mètres. Il continue vers le N sur l'île au NE de Qagssimiut ; là, il est passablement sinueux, et il est recoupé par un trachyte. Vers le S, il réapparaît sur l'une des dernières îles vers le large, où il a quelque peu diminué d'épaisseur (environ 4 m), mais où il est de nouveau unique. Beaucoup plus au NE, sur l'île de Qaersuarssuk examinée par S. WATT, on le rencontre sporadiquement : il a donc une extension minimum de 25 à 30 km.

Sur l'île de Qagssimiut, la roche est riche en phénocristaux de feldspath allongés et tabulaires, de 1 à 2 cm de long en moyenne, qui peuvent être soit alignés dans le sens du filon, soit arrangés en dessins rappelant des tourbillons, soit répartis au hasard. Des cristaux à sections carrées ou hexagonales d'une néphéline vert mat ont de 0.3 à 1 cm de large.

De grands cristaux de pyroxène sont également visibles à l'œil nu. La mésostase est grise et finement cristallisée. Les bords (verticaux) du filon sont aphanitiques et souvent vert clair. Le contact avec la roche encaissante est toujours franc.

Sous le microscope (G.G.U. 41485), les cristaux de néphéline sont partiellement altérés en une masse fine qui inclut de la séricite et de la chlorite (d'où la couleur vert mat). Ils contiennent en outre des inclusions occasionnelles de minéraux de la mésostase (d'amphibole, en particulier). Le feldspath est presque toujours altéré en fines aiguilles de zéolite, et peut-être de mica blanc. La macle de Carlsbad est courante dans ce feldspath alcalin (probablement perthitique), ainsi que des inclusions de minéraux noirs, qui se retrouvent également dans la néphéline. Un pléochroïsme distinct de l'orange brun au vert olive foncé caractérise les grands cristaux idiomorphes de pyroxène, dont la composition est située entre une hedenbergite et une acmite. Ils ne sont qu'occasionnellement affectés par une légère ouralitisation marginale. On observe moins fréquemment des grains subidiomorphes ou arrondis d'olivine, d'une taille voisine de celle des pyroxènes, et légèrement pléochroïque dans des teintes jaunes. Ils sont généralement bordés de produits d'altération comprenant du minerai et peut-être de l'iddingsite. Certains amas très sombres, pléochroïques (brun rougeâtre à brun très sombre), sont probablement formés de cristaux de cossyrite.

La texture de la mésostase est surtout fluidale, par suite de l'alignement des minuscules cristaux de feldspath. La masse interstitielle contourne fréquemment les phénocristaux. Ici, le minéral mélanocrate principal est une amphibole sodique en grains subidiomorphes à idiomorphes ou en amas irréguliers. Son pléochroïsme va du brun clair ou olive au bleu verdâtre clair puis foncé : elle semble appartenir à la série hastingsite-riébeckite. Elle est fraîche et contient d'occasionnelles inclusions de feldspath. Tous les minéraux phénocristallins réapparaissent dans la mésostase. Des baguettes d'apatite ne sont pas rares.

Un échantillon (G.G.U. 41422) de la fine bordure vert clair du filon fut l'objet d'un examen, qui révéla de petits phénocristaux de néphéline et quelques individus d'un feldspath alcalin, tous deux assez altérés, la première en séricite, le second en petits grains de quartz. Des microlithes bien plus petits de feldspath alcalin sont soit disposés au hasard, soit arrangés en faisceaux radiaires. La mésostase est généralement composée d'amas de matériel mélanocrate, qui ont une tendance à former des globulites, et sont entourés de minces veines feldspathiques. La taille du grain est trop fine pour une identification précise des minéraux. Un rubanage, dû à l'alignement et à la concentration de matériel mélanocrate, est localement visible. La roche paraît être un verre dévitrifié.



Fig. 27. Apophyse du porphyre trachytique (TP) sur l'île au NE de Qagssimiut. Des corps sphériques brun sombre à noirs sont enveloppés d'une matrice très fine verte à orange. Dans celle-ci, on observe un rubanage qui contourne les corps sphériques. La largeur du filon est d'environ 20 cm.

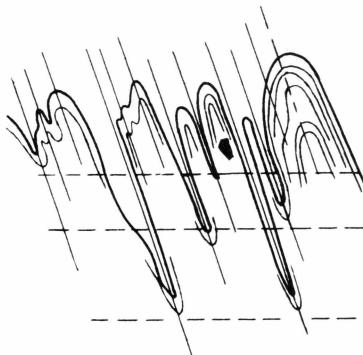
Une apophyse de ce filon, sur l'île au NE de Qagssimiut, près de son intersection avec le trachyte postérieur, montre une structure curieuse (Fig. 27). Ce filonet n'a que 20 cm de large; il est vertical, sinueux, avec des contacts francs contre le gneiss encaissant. Des corps arrondis très sombres, de 2 à 10 cm de diamètre, sont enrobés dans une matrice fine, verte à orange, avec un rubanage bien distinct qui contourne les sphères mélanocrates.

Les deux éléments en cause sont très fins de grain, et tous deux peuvent être en contact avec le gneiss. Leur contact mutuel peut être franc ou légèrement graduel. Le rubanage dans la mésostase vert orange est dû à la présence de zones très minces et plus sombres (souvent de l'ordre d'une fraction de millimètre). Localement, de petits morceaux anguleux du matériel mélanocrate sont incorporés dans la mésostase, ce qui indique que les sphères noires représentent une première phase de solidification.

Sous le microscope (G.G.U. 41420), ces sphères noires montrent une texture cristalline extrêmement fine. Des phénocristaux d'une néphéline fortement altérée ressortent nettement. Ils forment parfois des amas de cristaux enchevêtrés, et contiennent d'occasionnelles inclusions de minéraux ferromagnésiens (probablement une amphibole sodique fibreuse). Verdâtre, faiblement pléochroïque, le pyroxène appartient à la

série acmite-hedenbergite. De nombreuses globulites, souvent reliées par de minces ponts, sont essentiellement composées de grains abondants d'une amphibole sodique pléochroïque (brunâtre à vert bleuâtre foncé). Le matériel felsitique interstitiel est composé de feldspath alcalin et de néphéline finement cristallisés.

La mésostase vert orange contient également de rares phénocristaux subidiomorphes à idiomorphes de néphéline. Des spiculites sombres sont entourées de matériel leucocrate. Les lits noirs correspondent à des



**Scale 1 : 1**

Fig. 28. Structure rubanée et « plissée » dans un petit dyke satellite du porphyre trachytique (TP) principal sur la côte N de Qagssimiut. Le rubanage est constitué d'une alternance de couches de matériel vert clair et sombre. La trace de « plans axiaux » fortement inclinés est visible, de même que celle de joints transversaux (?).

Une petite tache sombre représente un phénocristal de feldspath.

concentrations du même matériel que celui des globulites des sphères noires; ici aussi, des globulites peuvent apparaître.

L'aspect général est encore celui d'un verre dévitrifié. Cette dévitrification peut être la cause, ou l'une des causes, de cette structure curieuse. D'autre part, il est difficile de déterminer si le rubanage est dû à un phénomène de flux magmatique. Il aurait pu se former par le mouvement du matériel vert autour des sphères sombres déjà solidifiées, et la dévitrification aurait accentué cet arrangement. La parenté entre cette roche et le porphyre trachytique ne fait pas de doute. Si la roche avait pu terminer sa cristallisation, les deux auraient été identiques.

Un autre filon, qui est sûrement apparenté au porphyre trachytique principal, court le long de celui-ci sur la côte N de Qagssimiut, et montre également des caractéristiques intéressantes. Une coupe mince (G.G.U. 41469), perpendiculaire aux bords verticaux du filon, révèle un rubanage fin, qui dessine une structure « plissée ». La figure 28 montre cette disposition. Le rubanage est produit par une alternance de minces lits de maté-

riel vert clair et de matériel vert très foncé, presque noir. Vers le haut, il passe à une masse sombre plus homogène. Quelques phénocristaux de feldspath rose (entre 0.3 et 1 cm de longueur) croissent ça et là.

Comme dans tous les autres exemples liés à ce groupe, des phénocristaux de feldspath alcalin nébuleux et de néphéline altérée sont présents. Le rubanage correspond à des variations dans la proportion de minéraux noirs (surtout de l'amphibole sodique). La taille du grain est ici aussi trop fine pour une identification précise. Des cristallites curieuses sont particulièrement évidentes: sphérolites (dispositions radiales, et parfois concentriques), globulites, marganites, spiculites, et longulites, selon la forme de l'élément. Les sphérolites sont généralement incomplètes, ou fragmentées. Cette fragmentation pourrait être due au flux magmatique. Il y a également des amas à arrangements géométriques, résultant probablement d'une concentration locale de sphérolites. La roche est encore un verre dévitrifié.

La ligne qui joint les charnières d'un « pli » particulier se révèle être, sous le microscope, une petite bande de matériel leucocrate. Il s'agit bien de la trace d'une « structure de plan axial », qui est plus ou moins parallèle aux bords du dyke. Ici aussi, il est difficile de dire si le rubanage et les « plis » sont dus uniquement à un processus de dévitrification, ou si un véritable mécanisme de déformation a joué.

Le style des plis évoque certainement une déformation plastique, et ressemble au type « similaire ». De plus, la présence de ces plans de faiblesse fortement inclinés a de toute évidence joué un rôle important dans ce phénomène. Cette structure semble au moins partiellement primaire. BAILEY et McCALLIEN (1956) sont arrivés à la conclusion que dans le cas d'un magma doléritique, la roche « peut devenir suffisamment solide pour se fissurer avant d'avoir pu parvenir à un stade avancé de sa cristallisation locale ». Un processus similaire peut être invoqué ici. La roche encore visqueuse peut avoir commencé à se fissurer parallèlement à ses bords par suite de la variation, dans le sens de la largeur du dyke, de la vitesse du mouvement ascensionnel du magma. A un stade ultérieur, un jeu de compression peut avoir causé une déformation de la roche le long de ces plans de faiblesse, la structure résultante ayant encore été accentuée par la dévitrification. Les joints transversaux que l'on voit sur la figure peuvent s'être formés à un stade plus tardif encore, par suite du refroidissement et de la contraction plus avancés de la roche. La signification de ces joints, ainsi que l'origine de cette structure restent pourtant passablement mystérieuses.

## 5. Trachytes

Ces dykes constituent un groupe important et intéressant, puisqu'ils contiennent souvent des indications sur l'évolution magmatique du cycle

Gardar. Ils ne sont que peu représentés dans la région de Qagssimiut. L'emploi du terme « trachyte » doit être considéré comme une dénomination de terrain, puisque ce groupe comprend plusieurs types de roches, comme on le verra dans les descriptions ci-dessous.

Sur Qeqertasugssuk, un filon rouge, vertical, orienté N–S, large d'environ 20 m, traverse complètement la partie orientale de l'île. Des dolérites datées ( $BD_2$ ) traversent également l'île, mais leur intersection détermine une zone de faiblesse érodée, à l'origine d'une petite dépression remplie de graviers qui cachent leurs relations mutuelles. Par sa largeur et sa direction ce filon diffère des autres trachytes, et il pourrait être antérieur aux dolérites. Mais d'autre part, il montre des ressemblances avec un autre trachyte, qui affleure sur l'île voisine, à l'E, et qui est certainement postérieur aux BDs.

La roche (G.G.U. 41500) est elle-même à grain fin, brun rouge, et non-porphyrique. La texture, qui tend à être intersertale, est définie par des prismes subidiomorphes à idiomorphes de feldspath alcalin. La couleur rouge de la roche est probablement due à la présence, dans cette perthite, dont l'exsolution a atteint un stade avancé, de minuscules inclusions d'oxyde de fer. On note d'occasionnelles macles de Carlsbad et des macles répétées rappelant l'arrangement en « échiquier ». Des grains de quartz sont communs, et sont remarquables par leur tendance vers des formes idiomorphes; des sections basales, hexagonales, sont fréquemment visibles. D'abondants grains d'un pyroxène augitique, subidiomorphe, sont légèrement rosâtres et pléochroïques, altérés en biotite et mineraï, et parfois bordés d'ouralite. Un pléochroïsme distinct du rose brun au vert olive très foncé caractérise une hornblende, qui forme des cristaux communs et xénomorphes. Une amphibole sodique est assez rare; sa cristallisation est nettement postérieure à celle de la hornblende. Une biotite rouge brun est également tardive. Des amas de mineraï sont surtout des produits de la pseudomorphose des autres minéraux ferromagnésiens (et peut-être de la fayalite ?). Des concentrations très foncées, rouge brun, nettement pléochroïques, pourraient être de la cossyrite. De longues aiguilles d'apatite sont également présentes.

Considérons maintenant le trachyte qui traverse le centre de la grande île sise au S de Sydlige Mågeløb. Il présente des similitudes pétrographiques avec l'exemple précédent. Le filon est en moyenne large de 5–7 m, fortement diaclasé. La roche (G.G.U. 41432) est aussi rouge brun, de grain fin, et elle contient d'occasionnels petits phénocristaux de feldspath et de pyroxène. Le quartz se trouve de nouveau sous la forme de cristaux subidiomorphes à idiomorphes; il apparaît encore en inclusions dans les amphiboles les plus grandes, et de plus, dans la phase intersticielle, en tant que fraction résiduelle tardive. Le feldspath alcalin et le pyroxène sont les mêmes que ceux du No. 41500, mais le pyroxène est

moins abondant dans ce trachyte-ci. Les deux amphiboles sont présentes. La hornblende qui contient des inclusions de pyroxène et, rarement, de fayalite, est bordée par l'amphibole sodique (une riébeckite ?), qui forme également des grains séparés. De grands grains très sombres, rouge brun et pléochroïques, indiquent la présence de cossyrite. Les grains de minerai sont plutôt rares.

Sur l'île de Qagssimiut, dans sa partie centrale, un filon trachytique, large de 3 m, de direction NNE, montre un fin rubanage local, soit vertical et parallèle à ses bords, soit en dessins irréguliers et arrondis. Le rubanage correspond, comme d'habitude, à l'alternance de zones claires et sombres, dont certaines, dans le cas particulier, ont moins d'un millimètre de largeur.

La roche (G.G.U. 41462 et 41467) est fine de grain et généralement gris clair, bien que l'on observe également des teintes brun clair, rose ou verdâtre. De rares phénocristaux de feldspath ne dépassent pas 0.5 cm en longueur. La texture est localement fluidale, par suite de l'alignement des cristaux de feldspath alcalin. Quand ils ne sont pas parallèles entre eux, la texture est plus ou moins intersertale. Ces cristaux de feldspath alcalin sont en général nébuleux, corrodés sur leurs bords, maclés et vaguement zonés. Des grains d'albite sont interstitiels, probablement résiduels, et beaucoup moins abondants que le feldspath alcalin. Le quartz présente les mêmes relations que l'albite; il semble aussi être le résultat d'une cristallisation tardive. De petits grains subidiomorphes d'aegirine-augite, avec un léger pléochroïsme vert clair – jaune verdâtre – brun clair, sont un peu plus abondants que de longs prismes d'aegirine verte, pléochroïque. Une hornblende forme des lamelles irrégulières, qui entourent souvent partiellement ou totalement les cristaux de feldspath, d'où une texture quasi ophitique. Elle est caractérisée par un pléochroïsme prononcé du brun clair au brun verdâtre très foncé, et semble être plus ou moins contemporaine du pyroxène. Une véritable amphibole sodique est de nouveau postérieure à tous ces autres minéraux, et fortement colorée (bleu sombre). La présence de cossyrite est ici encore indiquée par de petits grains et des amas irréguliers, avec un pléochroïsme dans des teintes rougeâtre brun. Relevons comme accessoires de rares grains de minerai et d'apatite.

Le filon trachytique qui coupe le porphyre trachytique, sur l'île au NE de Qagssimiut, est large de 8 m, avec de petites variations. La roche (G.G.U. 41421), qui est soit rougeâtre soit gris clair, à grain fin, contient de rares phénocristaux de feldspath ne dépassant pas 1 cm de longueur, et orientés au hasard. La texture quelque peu intersertale est définie par des cristaux allongés subidiomorphes à idiomorphes de feldspath alcalin perthitique (dont l'exsolution est assez prononcée). Ils sont généralement nébuleux, et certains sont corrodés marginalement. Des

macles de Carlsbad sont courantes; on note parfois des macles répétées, qui ressemblent au type « albite en échiquier ». Un pyroxène subidiomorphe, une aegirine-augite, est clairement le premier minéral ferromagnésien à cristalliser. Son pléochroïsme va du jaune brunâtre au vert. Il est largement remplacé par la première amphibole à apparaître, une hornblende hastingsitique, avec un pléochroïsme distinct du brun gris clair au bleu verdâtre. Celle-ci est à son tour bordée par une amphibole sodique, qui forme aussi des grains séparés. Les deux amphiboles sont assez abondantes. Des grains xénomorphes de cossyrite sont rares, et généralement associés à d'autres minéraux ferromagnésiens, surtout à l'amphibole



*Scale 1 : 1*

Fig. 29. La bordure sphérulitique d'un trachyte sur l'île au NE de Qagssimiut. Le matériel sombre est constitué d'amphibole sodique, les veinules claires, de feldspath alcalin. Le contour polygonal des sphérulites est dû à leur concentration dense.

sodique. Quelques lamelles subidiomorphes de biotite brune semblent être contemporaines de la hornblende. Le matériel intersticiel, résiduel, se compose de quartz et d'albite.

La zone marginale de ce filon montre un arrangement sphérulitique curieux (Fig. 29). La grandeur des sphérulites varie de 0.1 à 0.5 cm. En général, elles sont constituées par un matériel mélano-crata, et séparées par une mince veine leucocrate. Les parties centrales de certaines d'entre elles sont occupées par un amas ou un faisceau à disposition radiale de ce même matériel leucocrate. Dans les très petites sphérulites, l'arrangement est parfois renversé, la masse étant leucocrate, alors qu'un matériel mélano-crata remplit les interstices. La concentration des sphérulites (probablement au cours de leur croissance) tend à rendre leur pourtour polygonal plutôt que circulaire, et le stade final vers lequel tend ce processus est un hexagone.

La couleur générale de la roche (G.G.U. 41419) est gris sombre, et elle est finement cristallisée. Sous le microscope, la texture sphérulitique se révèle être formée par des faisceaux radiaux de nombreux petits

cristaux subidiomorphes d'amphibole sodique. Son pléochroïsme distinct, qui va du vert clair, par un brun jaunâtre, au vert bleu foncé, indique qu'il s'agit probablement d'une riébeckite. De petits cristaux rectangulaires de feldspath alcalin remplissent les interstices, en formant soit un dessin particulier (parfois semblable à la texture fluidale, qui souligne généralement l'arrangement sphérolitique), soit une masse non orientée. Ce feldspath est en général nébuleux, et ne montre pas de signes visibles d'exsolution. On note parfois des macles de Carlsbad. Les cristaux d'amphibole sodique sont plus grands que ceux de feldspath, et ils montrent souvent une relation poecilitique (plus ou moins ophitique) avec ces derniers. Des grains de cossyrite et de petits grains xénomorphes de quartz sont rares. La texture de la roche et sa position marginale dans le dyke indiquent toutes deux une cristallisation rapide. Cependant, il ne semble pas qu'il s'agisse d'un verre dévitrifié.

Finalement il faut mentionner un filon, large de 2 m, qui se trouve sur l'île à la pointe SE de Qârusuarssuk. Il est quelque peu sinueux, de direction générale N40E, avec de petites et rares apophysées ne dépassant pas quelques mètres. Cette roche est un porphyre trachytique, et montre des caractères semblables à ceux de l'exemple déjà décrit. Son âge précis par rapport aux autres trachytes n'est pas connu, et il pourrait être apparenté au porphyre trachytique, ou lui être contemporain (leur proximité indiquerait qu'ils font partie du même essaim). Il y a pourtant certaines différences, et c'est pourquoi nous avons préféré le traiter avec les trachytes.

Des phénocristaux tabulaires roses de feldspath, épais en moyenne de 1–2 mm et longs de 0.5–2 cm, parsèment la roche. Ils sont soit allongés dans le sens du filon, soit disposés en tourbillons, soit encore en amas irréguliers. Des sections carrées ou hexagonales de phénocristaux de néphéline sont fréquentes et bien visibles. La mésostase est finement cristallisée, brun rougeâtre, et forme une plus grande proportion de la roche que les phénocristaux. Les bords du filon sont encore plus fins, ne contiennent pas de phénocristaux, et sont généralement verts. Des éléments de ce matériel vert se retrouvent en inclusions dans la masse rouge du trachyte, ce qui indique qu'ils représentent bel et bien une première phase de cristallisation. Des passées pegmatitiques, dans lesquelles les minéraux noirs atteignent de grandes dimensions, sont aussi à noter.

Le microscope (G.G.U. 41454 et 41458) montre que la néphéline est complètement pseudomorphosée par une variété de minéraux, parmi lesquels de petits cristaux d'albite, courts et bien formés, avec des macles répétées irrégulières, ressortent particulièrement. Cette albite, qui forme toujours la bordure externe du cristal en voie de remplacement, est couramment associée à de la calcite (souvent en petits prismes idiomor-

phes), de la chlorite finement cristallisée, de la biotite brune, quelques grains de mineraï, et de rares amas de cossyrite. Le feldspath alcalin, passablement nébuleux, montre une exsolution assez prononcée (fines associations perthitiques). Il est plus abondant que la néphéline, et, comme cette dernière, souvent bordé par de petits grains d'albite, et parfois altéré en calcite. De gros grains et amas de mineraï, associés à de la biotite, présentent communément des contours cristallins bien visibles; d'autres sont arrondis. Dans les deux cas, ils semblent avoir remplacé l'olivine.

La mésostase montre une texture peu distincte, par suite d'une altération assez poussée. De petits cristaux d'albite et de feldspath alcalin sont à peu près en quantité équivalente. Le mineraï est abondant, et souvent squelettique. Les grains de calcite sont ubiquistes. Des lamelles de biotite brune, de rares amas de cossyrite, un peu d'apatite, et peut-être une amphibole sodique sont aussi présents. Dans cet exemple, les minéraux noirs ont été presque complètement altérés en mineraï, calcite et biotite.

Quelques indications d'ordre géochimique ont été obtenues pour ces trachytes. Des estimations des proportions de Cr, Mn, Ni, Mo, Ga, Sn, Pb, V, La, Yb, Ba et Li sont le fruit d'analyses spectrographiques, faites sur un appareil Hilger E. 742, selon les méthodes développées par MITCHELL (1948), et avec une reproductibilité de  $\pm 25\%$ . Le standard Gl fut utilisé à titre comparatif. Les éléments Rb, Sr, Yt, Zr et Nb, furent estimés avec la méthode de la fluorescence X<sup>1)</sup>, et K avec un photomètre à flamme. Ces proportions sont résumées dans la table ci-dessous. Toutes ces quantités sont exprimées en p.p.m., sauf K (en %) et K/Rb.

Une comparaison entre ces valeurs nous permet de faire les déductions et hypothèses suivantes.

D'abord, l'on verra que les Nos. 41419 et 41421, qui sont respectivement le bord et le centre du même dyke, quoique bien semblables, présentent tout de même certaines petites différences, qui peuvent fournir des indications sur la distribution, dans l'espace et dans le temps, de quelques-uns de ces éléments. En particulier, le potassium, le lanthane et le lithium semblent être plus abondants dans la phase marginale, alors que le baryum est environ deux fois plus abondant dans la partie centrale du dyke, qui représente en toute vraisemblance une phase postérieure de cristallisation.

Légèrement plus importantes sont les différences entre les Nos. 41432 et 41500, qui semblaient fort proches sous le microscope. Ces différences, cependant, ne sont pas suffisamment grandes pour que l'on puisse tirer une conclusion définitive à propos de leur âge relatif, et la possibilité

<sup>1)</sup> Cette analyse a été faite par A. Z. SMITH, de l'Imperial College of Science and Technology, à Londres, auquel nous exprimons notre gratitude.

Table 1.

*Table de quelques-uns des éléments mineurs que contiennent les trachytes de la région de Qagssimiut*

No.	Cr	Mn	Ni	Mo	Ga	Sn	Pb	V	La	Yb	Ba	Li	Rb	Sr	Yt	Zr	Nb	K	K/Rb
41419 . . .	2	3150	20	1	35	—	10	5	500	10	50	250	85	—	100	1140	—	5.9 ‰	580
41421 . . .	1	3200	20	2	40	—	12	5	200	8	100	150	110	—	85	980	(10)	5.1 ‰	390
41432 . . .	2	3150	15	3	50	—	10	4	150	8	150	70	85	—	90	890	(25)	5.1 ‰	500
41454 . . .	3	3000	80	3	80	5	30	7	150	30	300	5	170	100	240	3880	160	5.3 ‰	260
41462 . . .	2	3150	20	3	80	5	10	7	80	20	60	250	270	—	160	2510	85	4.5 ‰	140
41467 . . .	3	3500	50	7	70	20	10	10	90	25	40	90	260	—	150	2520	75	4.5 ‰	140
41500 . . .	2	3500	20	8	70	—	35	8	90	20	500	3	85	75	50	970	—	4.9 ‰	480
Sensibilité	1	10	1	5	10	10	10	40	2	10	1	30	20	50	50	70			

qu'ils soient d'âge identique doit être retenue. Certaines de ces divergences, d'ailleurs, peuvent être partiellement dues à l'échantillonnage, ce qui est probablement la cause des quelques différences entre les Nos. 41462 et 41467, pris sur deux affleurements distincts du même filon.

La proportion élevée de Zr de tous ces trachytes est d'un intérêt particulier (il atteint un maximum de 3880 p.p.m. dans le No. 41454). Les trachytes de la région de Qagssimiut ne contiennent pas de minéraux dans lesquels le Zr soit un constituant essentiel. Il est fort probable, comme le propose DEGENHARDT (1957), que cet élément, montrant une préférence pour les produits tardifs de différenciation, a pris place dans les pyroxènes (particulièrement les aegyrines) et dans les amphiboles.

L'estimation du rapport K/Rb s'est souvent révélée utile pour définir les voies de différenciation progressive, le rapport décroissant graduellement pour atteindre de très petites valeurs au cours du temps. Dans le cas de ces trachytes, cependant, il ne semble pas y avoir de variation systématique dans les valeurs obtenues, et il est difficile d'expliquer de cette manière les différences considérables que l'on constate. On peut seulement dire avec certitude que certaines de ces valeurs sont supérieures, d'autres inférieures au rapport moyen pour les roches ignées, de l'ordre de 300.

## **6. Filon à grands feldspaths (BFD = "Big Feldspar Dyke")**

Il n'y a qu'un seul représentant de ce groupe fort spectaculaire dans la région de Qagssimiut. D'autres filons appartenant à cette catégorie ont été trouvés dans des régions avoisinantes, où des intersections montrent qu'ils sont parmi les derniers des dykes basiques.

Ce filon traverse une toute petite île, au SE de Qagssimiut, à la limite de la région. Il mesure quelque 25 m de large, et réapparaît dans la région examinée par S. WATT. Comme on le voit dans la figure 30, le dyke est farci de concentrations de matériel leucocrate, en quantité à peu près égale à celle de la mésostase dans laquelle il est dispersé. Le contact avec la roche granitique encaissante est franc, rectiligne, vertical et clairement défini par une bordure noire de refroidissement.

Les masses blanches, dont beaucoup dépassent 0.5 m de long, sont composées soit d'un agrégat de cristaux de feldspath, soit d'un seul feldspath (Fig. 31): ce sont soit des xénolithes anorthositiques soit des xénocristaux de plagioclase.

La mésostase grise du dyke est doléritique, et est parfois incorporée aux xénolithes (Fig. 32), dont certains semblent avoir été fragmentés par le magma en un amas irrégulier de petits débris.

L'altération de la matrice produit une croûte brune, qui fait ressortir la texture intersertale (subophitique) de la dolérite. Typiquement

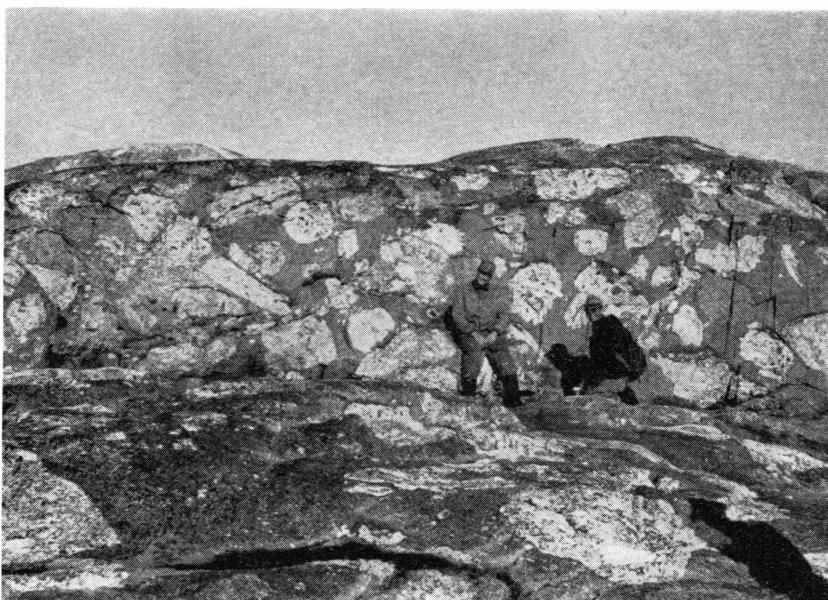


Fig. 30. Vue générale du filon « à grands feldspaths » (BFD), sur une petite île au SE de Qagssimiut. En de nombreux points, les amas leucocrates sont presqu'aussi abondants que leur matrice.

(G.G.U. 41517), celle-ci est définie par de longs cristaux rectangulaires de plagioclase subidiomorphe. Une transformation très poussée en denses concentrations de saussurite et séricite a fortement oblitéré les caractères primaires du feldspath, en particulier tout zonage et les macles qui ont pu exister. Des cristaux brun clair ou rosâtres d'augite sont généralement xénomorphes, et ne montrent qu'occasionnellement un allongement prononcé. Bien que l'altération en biotite et en ouralite, dans la plupart des cas, soit faible, une pseudomorphose complète a pu parfois se produire. Ceci est indiqué par des amas de phyllosilicates dans lesquels de petits grains de minéral définissent un contour cristallin. Des grains idiomorphes de magnétite sont courants, et en fait ce minéral peut former des concentrations ayant 5-7 cm de diamètre, dans la mésostase du filon. La biotite brune est le plus évident des minéraux ferromagnésiens. D'autres types sont plus finement cristallisés et comprennent probablement des variétés d'hydromicas. Des aiguilles d'apatite sont ubiquistes.

Un autre échantillon (G.G.U. 41518), d'un xénolithe cette fois, est composé de cristaux de plagioclase, dépassant plusieurs centimètres de longueur, qui sont séparés par du matériel doléritique, et contiennent également des inclusions de la mésostase interstitielle; cette relation évoque un développement parallèle pour les deux éléments en cause. Les feldspaths ont une teinte verdâtre, qui est due à de l'altération.

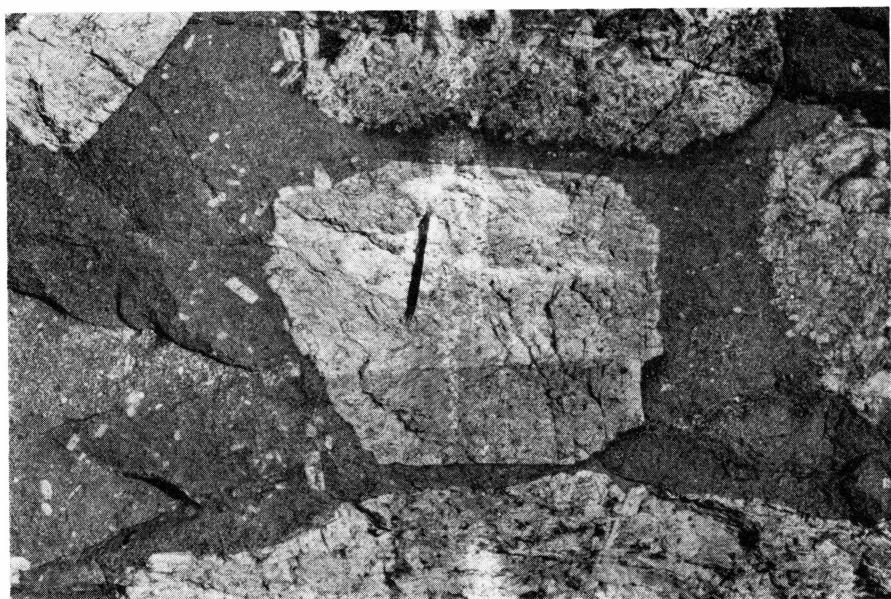


Fig. 31. Un xénocristal de feldspath (noter les macles et le bord corrodé) dans le filon «à grands feldspaths». Cet individu a une longueur d'environ 0,5 m. Des cristaux encore plus longs se rencontrent occasionnellement.

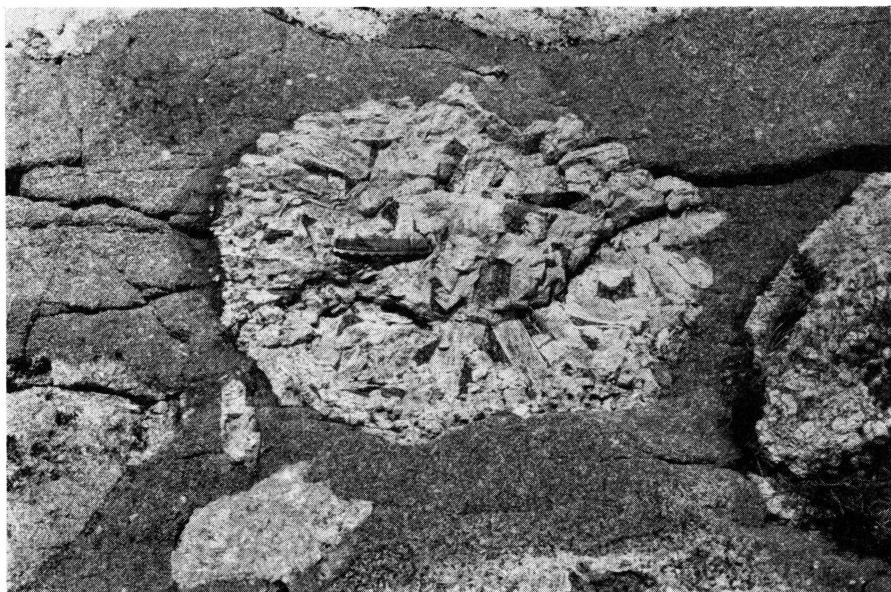


Fig. 32. Xénolithe anorthositique dans lequel les interstices entre cristaux individuels sont remplis de matériel doléritique identique à la matrice du filon «à grands feldspaths». Dans cet exemple, les feldspaths forment un dessin vaguement rayonnant, mais en général, ils ne montrent pas de disposition préférentielle.

Malgré cela, un léger zonage est encore visible. La composition du plagioclase est maintenant près de la limite oligoclase-andésine, alors que son pourcentage primaire d'anorthite était sans doute plus élevé. L'augite est bien développée, ainsi que de petits grains rosâtres de sphène. L'épidote ressort nettement; elle forme de grands cristaux sans impuretés, et aussi des amas d'aiguilles rayonnantes. Des concentrations de phyllosilicates comprennent de la biotite, de la chlorite et de la vermiculite, et sont probablement d'origine amygdalaire. La biotite est toujours abondante, remplissant couramment les interstices avec de fines aiguilles en faisceaux. Tous ces minéraux secondaires soulignent l'importance de la phase volatile, qui est le facteur principal de l'intense altération deutérique de la roche, et qui a peut-être joué un rôle important dans le morcellement des xénolithes anorthositiques.

Dans les régions où ces filons sont plus communs, le problème de leur genèse a été examiné de façon détaillée. Il s'agit là d'une affaire de grande importance, puisque ces caractères impliquent une accumulation de vastes quantités de matériel feldspathique, qui fut par la suite disloqué et emporté par le magma doléritique.

### III. Tectonique cassante (Figs. 24 et 33)

Les failles ont joué un rôle important dans l'histoire géologique de cette région. Elles ont également contribué de façon considérable au modelage de la topographie, et en particulier à la formation de nombreux fjords rectilignes.

Cette activité date surtout du Gardar. Ceci n'est pas qu'une apparence, due au fait que les déplacements s'observent mieux sur les dykes qu'au sein de migmatites ou de granite plus ou moins homogène.

Ces dislocations sont surtout des décrochements à déplacements horizontaux dominants. La composante verticale possible est difficile à évaluer, faute d'horizons stratigraphiques.

En général, ces failles se manifestent par une cassure assez nette dans la roche, mais il y a souvent de l'écrasement, voire des zones de mylonite larges de plusieurs dizaines de mètres, le long de la dislocation. Mais d'autre part, de longues zones de mylonite semblent ne correspondre qu'à un déplacement latéral restreint; l'énergie en jeu aurait été absorbée plutôt par l'écrasement que par un déplacement. Dans cette catégorie se rangent peut-être les deux zones E-W, qui traversent la région, et que l'on peut suivre sur une distance considérable vers l'E et vers l'W.

La première de ces zones passe par Nordlige Mågeløb, la partie N de Timerput, et la pointe S de Qârusuarssuk. Les roches sont fortement broyées sur une largeur de quelques centaines de mètres. Sur l'île à la

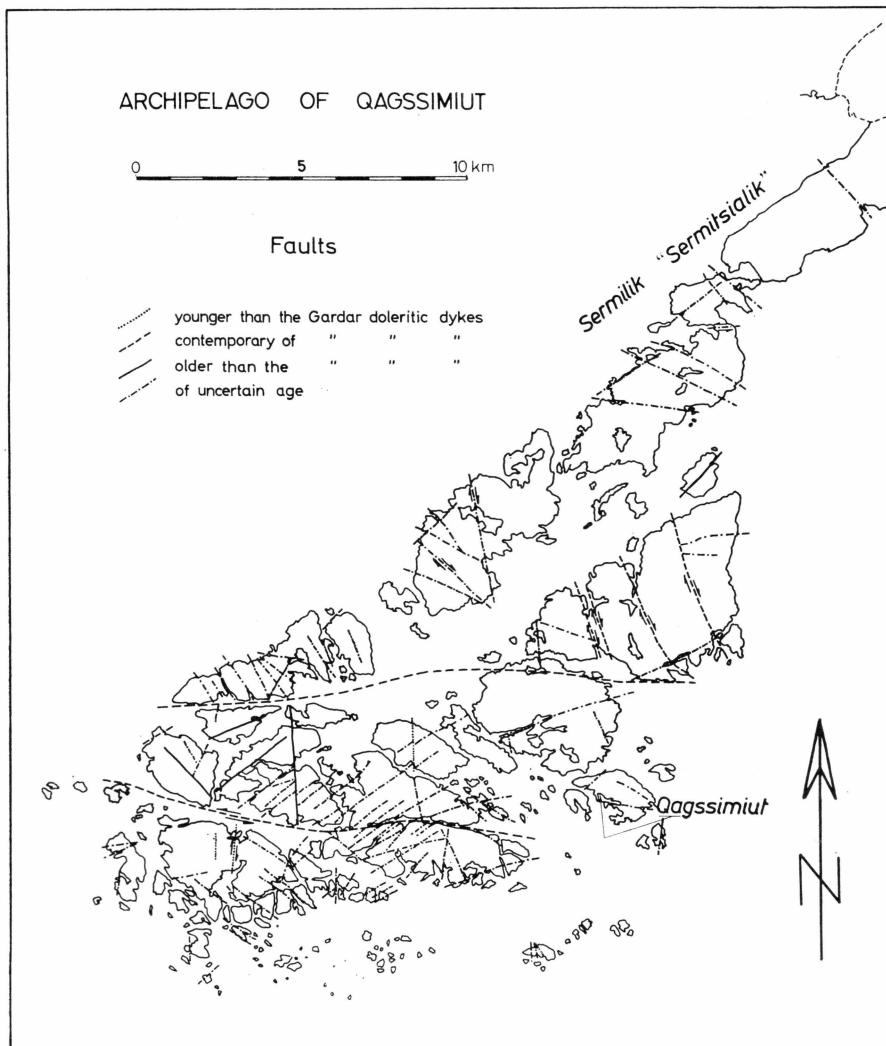


Fig. 33. Carte générale des failles et zones d'écrasement principales.

pointe SE de Qârusuarssuk, une roche à crocidolite a pris naissance (G.G.U. 41457). Cette amphibole sodique fibreuse apparaît typiquement dans les zones de broyage, et forme d'abondants et denses faisceaux de fines aiguilles, qui donnent à la roche une teinte nettement bleuâtre. Elle s'accompagne d'albite « en échiquier » fraîche, qui remplace des grains nébuleux, altérés et granulés de plagioclase acide, et de quelques amas de microcline tardif, de quartz, d'épidote (qui est parfois bordée par la crocidolite), de quelques lamelles de biotite verte, de sphène, de minéral et d'apatite. La calcite se trouve en grains interstitiels, et en

veines discordantes tardives. L'écrasement local du très large BD<sub>2</sub> pourrait être dû à un mouvement tardif de cette zone.

La seconde de ces zones passe par Sydlige Mågeløb, et détermine le fjord de Kangerdluluk à l'E. Alors que rien n'est connu à propos des premiers mouvements possibles de cette faille, elle fait subir à un BD<sub>0</sub> un déplacement sénestre d'environ 600 m.

De nombreuses failles sont antérieures aux premiers filons de la région, et l'étendue de leur mouvement est ainsi généralement difficile sinon impossible à déterminer. Le tracé rectiligne de Sermilik permet de supposer que ce fjord masque une large zone de faille, mais il n'y a pas indication d'un déplacement le long de cette ligne.

Une faille également ancienne court N-S, coupant presque en deux l'île sans nom qui est située au N de la partie centrale de Sydlige Mågeløb. Elle produit un déplacement dextre d'environ 350 m sur une série de failles NE-SW, qui sont donc encore plus vieilles, et qui sont particulièrement abondantes dans la région de Kangerdluluk. Rien n'est connu sur leurs déplacements éventuels.

En certains endroits, où les limites entre unités lithologiques sont assez bien définies, il a été possible de déterminer le jeu de certaines de ces failles anciennes. Tel est le cas d'une faille NW-SE, qui traverse la partie centrale de Kingigtup nunâ, déplaçant sur sa gauche d'environ 700 m, des zones de migmatites et métagabbros. Une faille de même direction, et peut-être de la même génération, est située juste au N de l'extrémité E de Kangerdluluk. Comme la précédente, elle est sénestre et produit un déplacement du même ordre de grandeur.

La faille ENE-WSW qui traverse Timerput présente un tableau complexe, qui suggère que le mouvement a pu avoir une composante verticale, le mécanisme étant peut-être du type « pivot ».

Abordant maintenant les failles importantes qui affectent les dykes Gardar, nous commencerons par résumer la succession d'événements qui se sont produits à Kingigtup nunâ, auxquels nous avons fait allusion à propos des dolérites (BDs). Là, nous constatons que, après l'intrusion des dolérites ESE-WNW (BD<sub>0</sub>), une série très importante de failles NNW-SSE prit naissance. Elles sont particulièrement bien représentées sur Qârusuarssuk, et toutes jouèrent dans un sens sénestre, le déplacement variant entre 50 et 400 m. Les dolérites BD<sub>1</sub> sont postérieures à ces failles, mais sont elles-même affectées, sur Kingigtup nunâ, par une faille dextre NW-SE, qui a un jeu de quelque 350 m. Les dernières dolérites (BD<sub>2</sub>) apparaissent encore plus tard, mais subissent parfois, elles aussi, des déplacements dus à des jeux de failles. En particulier, le très large dyke de Qârusuarssuk est déplacé par une petite faille NW, juste au large de la côte de Timerput. Ces dykes sont également influencés par les failles N-S sur Pinguiarneq, et sur la grande île au S de

Sydlige Mågeløb, les deux déplacements étant dextres, et de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Ces failles déplacent même un trachyte tardif. Des veines de quartz, et aussi des cristaux bien formés de quartz transparent ou laiteux, accompagnés de calcite (et peut-être d'autres carbonates), apparaissent couramment dans ces zones.

Sur l'île de Qagssimiut, un petit chevauchement, avec un déplacement latéral dextre de quelque 80 m joua dans l'intervalle entre l'intrusion du porphyre syénitique (SP) et celle des dolérites (BDs). Une très petite faille E-W affecte la dolérite à oligoclase de tendance lamprophyrique, la déplaçant de façon dextre de 20 m, mais elle est antérieure au porphyre trachytique (TP).

Finalement, nous devons considérer les deux failles NW-SE qui se trouvent dans la partie NE de la région, et qui sont d'une importance particulière. La première sépare Qôrorssuangûp nunâ de Panerfait. De l'autre côté de Sermilik, dans la région cartographiée par K. Coe, on constate qu'elle imprime un déplacement sénestre d'environ 600 m à des dykes doléritiques tardifs. Mais il est fort probable qu'elle a joué à plusieurs reprises, et que son histoire est en fait assez complexe. La seconde de ces failles traverse la partie NE de Panerfait, où son déplacement ne semble pas être considérable. Mais de nouveau, de l'autre côté du fjord, elle déplace certaines des anciennes formations bien plus qu'elle n'affecte les dolérites tardives, ce qui indique plusieurs phases de mouvement. Celles-ci sont les failles qui établissent un âge minimum pour la zone de faille hypothétique dans le fjord de Sermilik.

Alors que des mouvements de failles ont pu avoir lieu longtemps après le dernier épisode magmatique de la période Gardar, ils avaient certainement cessé avant l'intrusion des « Trap Dolerites » (TDs), d'âge post-Gardar.

## CHAPITRE IV

# LES PHÉNOMÈNES POSTÉRIEURS AU GARDAR

### I. Les filons basiques

Des filons de matériel doléritique traversent toutes les autres roches et sont eux-mêmes frais, et non-affectés par des jeux de failles. Ils forment des essaims, qui augmentent en fréquence vers la mer, disparaissant en direction du glacier (Fig. 34).

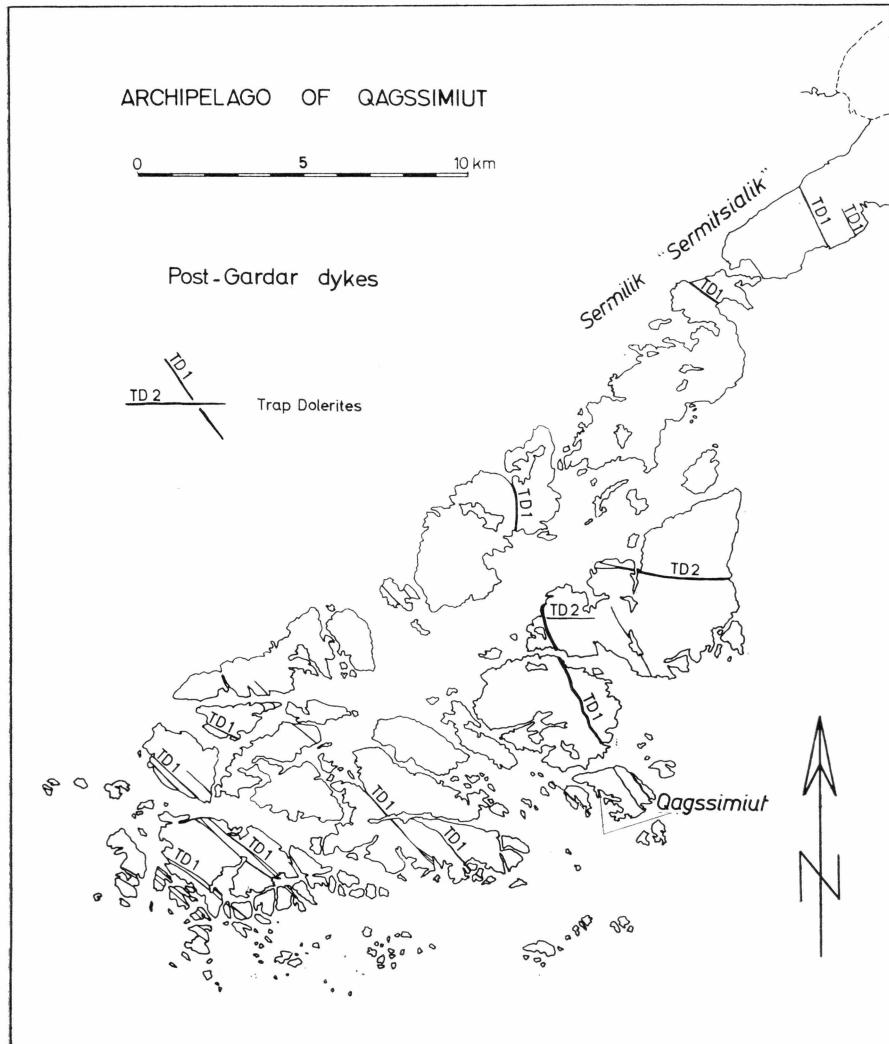
Une première génération NW-SE ( $TD_1$ ) est généralement inclinée vers la mer, l'angle d'inclinaison étant variable, mais souvent de l'ordre de  $70^\circ$ . Un grand filon (environ 15 m de large), en particulier, dont l'intersection avec la topographie légèrement moutonnée donne naissance à un tracé apparemment sinueux, décroît d'inclinaison du SE au NW, passant de  $45^\circ$  sur Qagssimiut à  $30^\circ$  sur Kingigtup nunâ.

D'autres très petits filons, de l'ordre de 50 cm de largeur, sont remarquablement constants, et peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres. Parfois, un dyke plus important se résout en un essaim d'individus plus petits, comme on peut le voir au S de Kangerdluluk; ce phénomène est courant près de l'extrémité du filon.

Ces dykes doléritiques NW-SE sont coupés par un système plus jeune ( $TD_2$ ), de direction E-W, comprenant des filons généralement verticaux, et qui semblent être concentrés sur l'île de Qârusuarssuk.

Les filons des deux générations sont très semblables sur le plan pétrographique. Ce sont des dolérites normales, non-porphyrifiques, la proportion d'olivine étant faible ou nulle. Leur texture est ophitique. Les bordures de refroidissement sont aphanitiques, alors que le reste de la roche est finement à moyennement grenue. Brun rougeâtre à la patine, elle est gris sombre à la cassure. Des diaclases forment un dessin régulier, caractéristique des formations de « Trap », d'où l'emploi du terme dans le cas de ces dykes.

Il est considéré comme probable que ces filons doléritiques sont liés aux formations basaltiques fort étendues du Groënland occidental, et l'on a, par conséquent, avancé un âge tertiaire pour ces roches également. Peut-être est-il d'une importance particulière que les « Trap Dolerites » de la région d'Ivigtut ont une direction N-S approximativement, alors que, dans celle de Qagssimiut, après l'angle brusque que fait la côte à Nunarssuit, la génération la plus jeune est dirigée E-W. Ceci



Des considérations sur la disposition de deux niveaux de pénéplaination, et sur le strandflat, qui est souvent fort distinct, ont amené WEGMANN à postuler un mouvement ascensionnel, qui s'est traduit par un bombe-ment à axe N-S, particulièrement prononcé dans les deux régions contiguës, alors que celle de Qagssimiut était beaucoup moins affectée par cette élévation, devenant ainsi une dépression. Ce mouvement, d'après WEGMANN, s'est produit après la première pénéplaination, mais avant la formation du strandflat, et bien qu'il ne soit pas possible de lui attribuer un âge absolu, il pourrait être en rapport avec « la tendance au mouvement qui s'est fait sentir pendant le Mésozoïque et le Tertiaire ». WEGMANN souligna également la présence, dans chacune des deux régions adjacentes et en contraste avec la dépression de Qagssimiut, de masses granitiques tardives, de densité peu élevée, ce qui pourrait fournir l'explication isostatique de cette surrection différentielle. Ces considérations permettent d'envisager une relation entre ce mouvement ascensionnel et une flexure de la bordure continentale, qui serait à l'origine de la mise en place des dykes post-Gardar.

L'activité glaciaire a laissé son empreinte partout, et elle a naturellement joué un rôle important dans le modelage de la topographie. Un élément fort important est la langue de glace provenant de la calotte, le glacier de Sermilik, qui forme l'extrémité NE du fjord principal. Pendant l'été, il est extrêmement actif, débitant continuellement des blocs de toutes tailles, qui encombrent le fjord et rendent la navigation difficile. WEIDICK (1959) considère que ce glacier est l'un des plus productifs du district de Julianehåb, et il cite une mesure de la vitesse maximale de mouvement, effectuée en 1890 : environ 6 m en 24 heures. Alors que la tendance générale de ce glacier au cours des cent dernières années a été de reculer (700 m de 1890 à 1953), quelques petites avances ont été notées, et depuis 1947, il est stationnaire.

Finalement, il faut mentionner un point quelque peu controversé. Des joints espacés, horizontaux à subhorizontaux, sont souvent bien visibles, surtout dans les formations granitiques, où ils font penser à la fracturation primaire que l'on trouve typiquement et couramment dans les intrusions granitiques. Cependant, le fait que ces joints sont généralement parallèles à la topographie, elle-même subhorizontale, pourrait indiquer qu'ils doivent leur naissance à une diminution de pression liée à la fonte et au retrait des glaces (cf. KIESLINGER, 1960), ce qui leur conférerait un âge bien plus récent. Mais d'autre part, l'existence d'anciens joints et fractures horizontaux, soulignée par la présence des sills amphibolitiques et microgranitiques, ne peut être mise en doute. Cette question pourrait être tranchée dans d'autres régions, où la topographie est plus accentuée.

## RÉFÉRENCES

- ALLAART, J. H., 1964. Review of the work on the Precambrian basement (pre-Gardar) between Kobberminebugt and Frederiks dal, South Greenland. Rapp. Grønlands geol. Unders., Nr. 1.
- ANGUS, N. S., 1962. Ocellar hybrids from the Tyrone Igneous Series, Ireland. Geol. Mag., vol. 99, 9–26.
- AYRTON, S. N., 1963. A contribution to the geological investigations in the region of Ivigtut, SW Greenland. Medd. Grønland, Bd. 167, Nr. 3.
- AYRTON, S. N. et BURRI, M., 1963. Granitisation sélective de filons basiques dans la région de Qaqssimiut, SW du Groenland. Ecl. geol. Helv., vol. 56, 809–816.
- BAILEY, E. B. and McCALLIEN, W. J., 1956. Composite minor intrusions and the Slieve Gullion Complex, Ireland. Lpool and Manchr geol. J., vol. 1, 466–501.
- BERTHESSEN, A., 1960. An example of a structural approach to the migmatite problem. Rep. 21st Intern. geol. Congr. Norden, 14, 149–157.
- 1961. On the chronology of the Precambrian of western Greenland. In *Geology of the Arctic*, ed. G. O. RAASCH, vol. 1, 329–338. Toronto.
- BONDESEN, E., 1962. Grænseland kompleksets geologi. Unpublished prize dissertation, University of Copenhagen.
- CHAPMAN, C. A., 1955. Granite replacement in basic dikes, Mount Desert Island, Maine. Illinoian Acad. Sci. Trans., vol. 47, 117–125.
- 1962. Diabase-granite composite dikes with pillow-like structure, Mount Desert Island, Maine. J. Geol., vol. 70, 539–564.
- DEGENHARDT, H., 1957. Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lithosphäre. Geochim. et cosmoch. Acta, vol. 11, 279–309.
- ELLITSGAARD-RASMUSSEN, K., 1951. A West Greenland globule dike. Medd. dansk geol. Foren., Bd. 12, Hft. 1, 83–101.
- ELWELL, R. W. D., SKELHORN, R. R. and DRYSDALL, A. R., 1962. Net-veining in the diorite of N.E. Guernsey, Channel Islands. J. Geol., vol. 70, 215–226.
- GOODSPEED, G. E., 1955. Relict dikes and relict pseudodikes. Amer. J. Sci., vol. 253, 146–161.
- 1956. New data concerning the geology at Cornucopia, Oregon. Congreso Geologica Internacional XX. Mexico City. Sección XI – A., Petrologia et Mineralogia, 75–94.
- HARKER, A., 1952. Metamorphism. Methuen and Co., Ltd. London.
- KIESLINGER, A., 1960. Residual stress and relaxation in rocks. Rep. 21st Intern. geol. Congr. Norden, 18, 270–276.
- MITCHELL, R. L., 1948. The spectrographic analysis of soils, plants and related materials. Commonwealth Bureau of Soil Science, Technical Communication No. 44.
- MOORBATH, S., WEBSTER, R. K. and MORGAN, J. W., 1960. Absolute age determination in south-west Greenland. Medd. Grønland, Bd. 162, Nr. 9, 1–14.

- MOORHOUSE, W. W., 1959. The study of rocks in thin section. Harper and Bros., New York.
- POULSEN, V., 1964. The sandstones of the Precambrian Eriksfjord Formation in South Greenland. Rapp. Grønlands geol. Unders., Nr. 2.
- SEDERHOLM, J. J., 1923. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part I. The Pellinge region. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 58.
- 1926. On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland. Part II. The region around Barösundsfjord of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. géol. Finlande, No. 77.
- UPTON, B. G. J., 1960. The alkaline igneous complex of Kungnåt Fjeld, South Greenland, Medd. Grønland, Bd. 123, Nr. 4.
- WAHLSTRÖM, E. E., 1950. Theoretical igneous petrology. John Wiley and Sons Inc. New York.
- WALTON, B. J., 1965. Sanerutian appinitic rocks and Gardar dykes and diatremes, north of Narssarsuaq, South Greenland. Medd. Grønland, Bd. 179, Nr. 9.
- WATTERSON, J., 1965. Plutonic development of the Ilordleq area, South Greenland. Part I. Medd. Grønland, Bd. 172, Nr. 7.
- WEGMANN, C. E., 1938. Geological investigations in southern Greenland. Medd. Grønland, Bd. 113, Nr. 2.
- WEIDICK, A., 1959. Glacial variations in West Greenland in historical time. Part I. Southwest Greenland. Medd. Grønland, Bd. 158, Nr. 4.
- WEIDMANN, M., 1964. Géologie de la région située entre Tigssaluk fjord et Sermiligârssuk fjord (partie médiane), SW-Groenland. Medd. Grønland, Bd. 169, Nr. 5.

## ANNEXE

### **Provenance des échantillons**

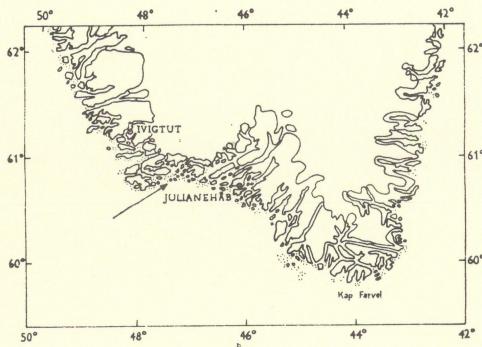
Nos échantillons sont numérotés à partir de 41 400. Voici la liste des lieux de provenance de ceux qui sont cités dans le texte (sans répéter chaque fois 41 . . .) :

Tunugdliatsiaup nunâ: 402, 409, 410, 481, 487.  
Qagssimiut: 422, 460, 461, 462, 463, 467, 468, 469, 471, 484, 485.  
Ilots du détroit de Qagssimiut: 424, 428.  
Île au SE de Qagssimiut: 517, 518, 519.  
Île au NE de Qagssimiut: 419, 420, 421.  
Qârusuarssuk: 437.  
Île au SE de Qârusuarssuk: 454, 457, 458.  
Qeqertasugssuk: 449, 450, 451, 495, 496, 497, 498, 499, 500, 501, 505, 507, 508, 509,  
511, 512.  
Ilots au NW de Qeqertasugssuk: 514.  
Qôrorssuángûp nunâ: 441, 447.  
Kingigtup nunâ: 455.  
Ivnarssuángûp nunâ: 431, 473.  
Île au S de Sydlige Mågeløb: 432.  
Ilot du group Nugdliat: 492.

Færdig fra trykkeriet den 3. maj 1967.

# THE GEOLOGY OF THE REGION OF QAGSSIMIUT, S. GREENLAND.

## MAIN LITHOLOGICAL UNITS



- Microgranite
- Hornblende-biotite granite, porphyritic
- Banded granite, porphyritic
- Various dioritic rocks
- Metagabbro with granitic veins
- Metaquartzite, siliceous gneiss
- Greenschists

Fault



Contour Interval : 50 m