

RÉSULTATS  
DES  
CAMPAGNES SCIENTIFIQUES  
ACCOMPLIES SUR SON YACHT

PAR  
ALBERT I<sup>ER</sup>  
PRINCE SOUVERAIN DE MONACO

PUBLIÉS SOUS SA DIRECTION  
AVEC LE CONCOURS DE  
M. JULES RICHARD  
Docteur ès-sciences, chargé des Travaux zoologiques à bord

---

FASCICULE XLIII  
*Exploration du Nord-Ouest du Spitsberg*  
*entreprise sous les auspices de S. A. S. le Prince de Monaco par la Mission Isachsen*

QUATRIÈME PARTIE  
Par JAKOB SCHETELIG

---

AVEC DEUX PLANCHES



IMPRIMERIE DE MONACO  
1912

EXPLORATION  
DU  
NORD-OUEST DU SPITSBERG

ENTREPRISE

Sous les auspices de S. A. S. LE PRINCE DE MONACO

PAR LA MISSION ISACHSEN

EXPLORATION  
DU  
NORD-OUEST DU SPITSBERG

ENTREPRISE

Sous les auspices de S. A. S. LE PRINCE DE MONACO

PAR LA MISSION ISACHSEN

---

QUATRIÈME PARTIE

LES FORMATIONS PRIMITIVES

PAR

JAKOB SCHETELIG

---

Le poste de géologue de l'expédition faite au Spitsberg en 1906 par la Mission Isachsen sous les auspices de S. A. S. le Prince de Monaco fut occupé par M. l'ingénieur des mines H. H. Horneman, qui rapporta une riche suite d'échantillons de la région des roches primitives levée par l'expédition, et des parties avoisinantes de la région de l'Hecla Hoek.

D'après le plan primitif, c'était M. Horneman lui-même qui devait publier ses observations géologiques accompagnées de plans sommaires ; quant à la description pétrographique des séries d'échantillons, elle fut confiée à l'auteur. Qu'il me soit permis d'adresser mes meilleurs remerciements à M. Isachsen pour l'honneur qu'il m'a ainsi témoigné. M. Horneman a été chargé depuis lors de la direction d'une

mine de cuivre dans l'Etat du Congo, et dut quitter la Norvège avant d'avoir mené son travail à bonne fin. Les observations géologiques faites par M. Horneman dans l'intérieur du *district des roches primitives* seront par suite publiées en grande partie dans le présent travail d'après un manuscrit rédigé par M. Horneman, mais en partie d'après des renseignements verbaux communiqués à l'auteur au cours de conférences qu'il a eues avec M. Horneman avant le départ de ce dernier. Les observations relatives à la formation de l'*Hecla Hoek* et à celle de la *Baie Liefde* seront publiées dans le rapport de M. Hoel.

Outre les matériaux réunis par M. Horneman, on a aussi procédé ici à la description des importantes séries d'échantillons réunies par M. Adolf Hoel, qui faisait partie, comme géologue, de la Mission Isachsen de 1907. Ces matériaux complètent d'une façon excellente ceux collectionnés par M. Horneman.

#### Recherches antérieures faites sur les roches primitives du Spitsberg.

Dans la littérature excessivement abondante se rapportant à la géologie du Spitsberg, les roches primitives ne jouent qu'un rôle relativement secondaire.

Le premier auteur qui se soit occupé de la géologie des roches primitives de la côte nord-ouest du Spitsberg est M. J. Durocher<sup>1</sup> qui prit part à l'expédition de la *RECHERCHE* effectuée sous les ordres de M. Paul Gaimard. Cette expédition visita en 1839 le Spitsberg du Nord-Ouest, et explora les localités situées entre la « Baie des Basques » immédiatement au sud de la Baie Magdalena, et « la Baie de Fairhaven, au nord de l'île d'Amsterdam ».

Les observations faites par Durocher sur les roches primitives du Spitsberg semblent être en somme peu connues. En tout cas on ne les trouve pas citées par les auteurs qui ont publié ultérieurement des travaux sur le même sujet. Par suite, il convient dans la présente occasion de mettre en évidence les excellents travaux de Durocher, et d'en rendre compte avec un certain détail.

Durocher est le premier qui ait constaté qu'il y eût, au Spitsberg du Nord-Ouest, tout un district occupé par des roches primitives.

Il insiste sur le fait que partout, sur les côtes explorées par lui, tant en terre ferme que sur les îles, le sol se compose de roches granitiques accompagnées de gneiss et de schistes cristallins, principalement de micaschistes et de schistes amphiboliques. Il qualifie expressément cette formation de « terrain primitif ».

Parmi les granits, il distingue deux espèces : l'une est un granit où le grain a une grosseur variant entre le grain fin et le grain moyen, avec du feldspath blanc grisâtre, du quartz et du mica noir. En ce qui concerne la relation existant entre ce

<sup>1</sup> Paul Gaimard, *Voyages en Scandinavie, en Laponie, au Spitsberg et aux Færøe sur la Corvette la RECHERCHE, etc.*, Géologie, Minéralogie, Métallurgie et Chimie par M. J. Durocher (Livraison 29, p. 469).

granit et le gneiss, il dit : « Il (le granit) se montre intimement lié au gneiss, et offre même des passages à cette roche d'autant mieux prononcés, qu'il présente une structure schistoïde veinée ou rubanée. » L'autre espèce de granit est à gros grains ; il envoie dans le gneiss avoisinant une masse de filons gros et petits. Ce granit, qui est en partie blanc, en partie rose clair, n'est jamais schistoïde. Il est composé d'orthose, d'oligoclase du type habituel rosé, ou variant du blanc au blanc jaunâtre, de quartz gris et de mica allant du noir au noir verdâtre. « C'est le granit à gros grains qui paraît être le plus moderne ; car il forme des veines qui traversent des masses de granit à petits grains. ».

Voici comment il décrit les relations existant entre le gneiss et le micaschiste : « ... le gneiss offre des lits ou bandes se succédant alternativement, et consistant les uns en grains quartzo-feldspathiques gris-blanc, les autres en feuillets de mica principalement noirs, quelques-uns violacés, verdâtres et jaunâtres. Lorsque les lits micacés se multiplient, et que, par contre, les parties feldspathiques deviennent moins abondantes, alors le gneiss passe au micaschiste. Souvent le mica est concentré par nids ou masses onduleuses ; ... »

Le gneiss et le micaschiste sont souvent traversés par des filons de quartz.

On a aussi observé dans le gneiss et le micaschiste, mais à titre secondaire, des masses amphiboliques en forme de bancs, où l'amphibole noir verdâtre est accompagnée de quartz et de feldspath.

Durocher a trouvé fréquemment du gneiss dans le granit, sous forme de grands lambeaux plats et de fragments de toutes grosseurs. Le gneiss ne forme généralement de bancs continus que sur quelques centaines de mètres.

« La formation gneissique a dû être disloquée au moment où a surgi le granit qui en a enveloppé les lambeaux, et en a empâté des fragments de toute grosseur. »

L'observateur suivant qui avait fait des recherches sur le district des roches primitives, est C. W. Blomstrand, comme membre de l'expédition A. E. Nordenskiöld en 1861<sup>1</sup>. Les observations faites par Blomstrand s'appliquent aussi exclusivement à la région côtière. Il fit pendant l'été de 1861 un voyage le long de la côte nord du Spitsberg, en partant de Treurenburg, en contournant la pointe nord-ouest et en redescendant jusqu'à l'Isfjord. Au cours de cette tournée, il fit des observations sur la répartition des roches primitives le long de la côte, depuis le fond du bras occidental de la Baie Red, et en poussant vers le sud jusqu'au-delà du plus méridional des Sept Glaciers. Il dit expressément « que la formation gneissique prend fin avec le dernier des Sept Glaciers. » Il a traité en grand détail les conditions géologiques se rapportant aux roches primitives, et décrit les roches qui en font partie, d'après leur apparence extérieure et leur contenu minéralogique macroscopiquement visible.

D'après Blomstrand, on trouve du micaschiste et du calcaire cristallin antérieur au granit qui y forme des injections. Il distingue entre le granit gris et le granit

<sup>1</sup> C. W. Blomstrand, *Spetsbergens geognosi*, Stockholm 1862. .Vet.-Ak. Förh., vol. IV, n° 6.

jaune rosé. Ces granits sont tantôt schistoïdes et tantôt pas. Depuis la Baie Kobbe (Baie des Phoques) sur l'île des Danois, il mentionne du gneiss-granit traversé par des filons de granit non schistoïde, ce qui démontre que ces granits appartiennent à des époques différentes.

Les observations de Blomstrand sont en parfait accord avec celles de Durocher. Blomstrand a cependant ajouté un nouvel élément pétrographique à la liste des roches primitives du Spitsberg : le calcaire cristallin, qu'il a observé sur un grand nombre de points. Dans la zone de contact existant entre ce calcaire cristallin et le granit, Blomstrand a trouvé quantité de minéraux typiques de contact comme le pyroxène (augite), l'idocrase (vésuvienne), la wollastonite, le grenat et la scapolite.

Plus tard, le Dr R. von Drasche a, dans un travail publié en 1874<sup>1</sup>, fourni des contributions à la géologie de la région des roches primitives. Il y mentionne le granit, le gneiss-granit, le gneiss, le micaschiste et le calcaire, mais il les considère comme formant un seul et unique représentant des couches neptuniennes métamorphisées. Les filons de granit à gros grains, formant des injections dans le granit et le gneiss-granit, sont désignés par lui sous le nom de « syénite quartzeuse », mais il met en doute leur nature éruptive. Von Drasche a soumis à un examen microscopique une série d'échantillons provenant de blocs erratiques, et il en a fourni la description. Les roches mentionnées par lui comme appartenant au système primitif, et qui ont de l'intérêt au point de vue du présent travail, sont la tonalite, le granit rose, le granit avec inclusions de micaschiste, et la granitite.

A une époque plus récente le Dr Dixie Lee Bryant a, dans un travail publié en 1905<sup>2</sup>, fourni des contributions à la pétrographie du Spitsberg. Dans ce travail il décrit, au point de vue pétrographique, diverses variétés de gneiss et de gneiss-granit de la Baie Magdalena, des granits gris à grains fins de la même localité, et, en outre, une série de granits à gros grains, de granit amphibolique et de diorite (tonalite) de l'île d'Amsterdam à Smeerenburg. C'est là, autant que je le sache, la première description pétrographique détaillée qui ait été publiée au sujet des roches primitives du Spitsberg. Les autres roches décrites dans cet ouvrage proviennent d'autres localités du Spitsberg, et appartiennent à des formations plus récentes. Les matériaux pétrographiques traités par cet auteur ont été collectionnés plus ou moins au hasard par le Dr Seitz, médecin en chef de l'état-major allemand, au cours d'une excursion au Spitsberg.

<sup>1</sup> Dr R. von Drasche, *Petrogr.-geol. Beobachtungen an der Westküste Spitzbergens*, Tschermaks Mitt. 1874, p. 181.

<sup>2</sup> Dixie Lee Bryant, *Beiträge zur Petrographie Spitzbergens*, Inaugural Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde etc. der Universität Erlangen. Erlangen 1905.

Observations géologiques faites sur le territoire des roches primitives  
par M. Horneman en 1906 et par M. Hoel en 1907.

Les parties de la région des roches primitives, où Horneman a procédé à ses recherches en 1906, étaient l'île des Danois, les environs de la Baie Magdalena, et la côte située plus au sud jusqu'aux Sept Glaciers, les localités avoisinant l'extrémité sud de Smeerenburg, les parties montagneuses comprises entre Smeerenburg et la Baie Red, et l'intérieur de la terre ferme du nord-ouest entre la Baie Red et la Baie Cross, avec diverses petites reconnaissances vers les montagnes situées à l'est des Sept Glaciers. Ces recherches se sont étendues vers l'est jusqu'au grand Glacier de Monaco.

En 1907, Hoel a fait des observations sur la région côtière avoisinant les Sept Glaciers, la Baie Hamburger, les Iles Norway et le Cloven Cliff.

Les observations plus anciennes ayant eu lieu dans ce district ne comprennent que la côte et ses environs les plus immédiats. L'intérieur du Spitsberg du Nord-Ouest était complètement inconnu, et la frontière, tracée sur les cartes géologiques comme formant la limite de l'extension de la roche primitive, était par suite fort peu sûre. D'après les observations faites par Horneman dans son voyage en traîneau en 1906, on peut maintenant tracer aussi en toute sûreté, sur une plus grande étendue vers l'intérieur du pays, la limite de la région qui, par tous ceux qui se sont occupés de la géologie du Spitsberg, a été considérée comme rentrant dans le concept de la roche primitive. A partir du point limite fixé par Blomstrand au fond du bras occidental de la Baie Red, cette frontière continue vers le sud-est jusqu'au fond de la Baie Liefde. De là elle se dirige vers le sud, en suivant le grand Glacier de Monaco sur 15 ou 16 km. à partir de la Baie Liefde. La frontière n'a pas été arrêtée d'une façon sûre vers l'ouest entre ce dernier point et le point connu au sud des Sept Glaciers. Il est d'ailleurs difficile de décider où l'on doit placer la frontière entre les micaschistes considérés comme appartenant à la roche primitive, avec les quartzites et calcaires cristallins qui les accompagnent, et les schistes cristallins de la formation de l'Hecla Hoek. Suivant Horneman, les roches des montagnes situées entre les glaciers de la Baie Liefde et le Glacier de Monaco sont les mêmes que celles appartenant à la chaîne située à l'est du glacier de la Baie Möller. Mais autour de la Baie Möller, ce qu'on a, d'après l'opinion courante, c'est la formation de l'Hecla Hoek.

Les micaschistes comptés comme appartenant à la roche primitive, sont cependant d'une autre nature que les micaschistes de l'Hecla Hoek. Si ces deux espèces de micaschistes doivent être considérées comme des sédiments métamorphisés, le degré de métamorphisme est bien plus grand chez ceux attribués à la roche primitive. Les schistes de l'Hecla Hoek ont, au moins en partie, un habitus tout à fait phyllitique.

*Les Sept Glaciers avec leurs environs.* — Ici les roches sont : micaschiste, quartzite, gneiss et granit. Au pied de ces montagnes, il y a du micaschiste avec quartzite, qui vers les sommets sont recouverts par du granit. C'est ce que Hoel a observé à la côte, et Horneman dans l'intérieur. Le granit des sommets est du même type gris, où la grosseur varie entre le grain moyen et le grain fin, que plus au nord, auprès de la Baie Magdalena. A proximité des 5 glaciers les plus méridionaux des Sept Glaciers, on a le long de la côte principalement du micaschiste avec quartzite. La roche est fréquemment « frisée » et finement plissée, parfois avec structure étirée, et souvent avec des veines quartzuses. Hoel a fait une série d'observations sur la stratification des schistes :

« Au sud du Glacier N° 3, dit-il, on trouve à la côte du micaschiste avec stratification inclinée à 50° vers le nord-est ; entre les Glaciers N° 4 et N° 5, on trouve à la côte du micaschiste, et par-dessus du quartzite incliné à 50° est, 10° nord ; au front du Glacier N° 5 du micaschiste incliné à 65° vers le nord-est ; au nord du Glacier N° 5, à 1 km. de la mer, du quartzite incliné à 65° vers le nord-est ; entre le Glacier N° 7 et la Baie Hamburger, le micaschiste affleure avec une direction moyenne du nord au sud et une inclinaison presque à pic. Ce micaschiste est parcouru par des essaims de filons granitiques ; vers les sommets, il n'y a plus que du granit. »

Au voisinage de la Baie Hamburger, la direction des micaschistes à pente raide est, suivant Hoel, du nord-est au sud-ouest. L'inclinaison du micaschiste est donc d'abord généralement vers le nord-est, et devient de plus en plus à pic vers le nord ; en même temps la direction, qui était du nord-ouest au sud-est, devient nord-sud et finit même par être du nord-est au sud-ouest.

Depuis le Glacier N° 5, ou à peu près, et en continuant vers le nord, on voit apparaître, de plus en plus fréquents, des injections et des filons de granit dans le micaschiste<sup>1</sup>, qui finit par être entièrement sillonné de granit ; plus loin encore vers le nord, on trouve toutes les transitions possibles à la prédominance du granit avec fourreaux et fragments de micaschiste. Les roches que Durocher, Blomstrand et von Drasche, et maintenant aussi Horneman qualifient de gneiss et de roches gneissiques sont précisément pour une grande partie du micaschiste sillonné de granit. Voici comment Horneman s'exprime au sujet de la zone de transition entre le granit et le micaschiste sur la côte située au sud de la Baie Magdalena : «...on dirait qu'un magma granitique s'est introduit violemment entre les couches d'un gneiss stratiforme préexistant (c'est-à-dire : micaschiste et partiellement gneiss) et a brisé cette roche en la réduisant en morceaux plus petits. »

Dans la montagne faisant saillie au milieu du Glacier Hamburger, Hoel indique l'existence de micaschiste incliné à pic, dans une direction allant du nord-est au sud-ouest, et accompagné de granit, ayant, au moins en partie, une structure pegmatoïde.

<sup>1</sup> On trouve pourtant aussi, plus au sud, des schistes granitiques proprement dits.

*La Baie Magdalena.* — La roche prédominante est d'après Horneman et Hoël le granit, généralement à grains fins, gris, parfois porphyrique, et comme je l'ai dit, du même type que le granit existant au sommet des Sept Glaciers. On y trouve aussi, quoique à un moindre degré de développement, du micaschiste et du « gneiss ».

*L'Île des Danois.* — Ici la roche principale est un granit plus fortement pressé, à structure parallèle bien marquée, et partiellement à texture porphyroïde. Il est traversé de nombreux filons d'aplite granitique claire, acide, à grains fins, et d'après Blomstrand, également de pegmatite granitique. Horneman y a observé une veine de calcaire dans les schistes granitiques dans le haut de l'île. Elle est constituée par un calcaire impur avec couches alternées de quartzite. Le calcaire affleure dans une fissure dirigée du nord-est au sud-ouest, et parallèle à la direction des lits de calcaire. Cette fissure s'était formée par désagrégation du calcaire.

*Smeerenburg et environs.* — Ici Horneman indique comme roche principale un granit schistoïde, semblable à celui de l'Île des Danois ; les échantillons font voir qu'il est bourré de fourreaux et de débris de micaschiste. On trouve aussi à proximité de Smeerenburg des échantillons d'un granit plus jeune, moins fortement pressé, partiellement à facies porphyrique comme au voisinage de la frontière, et en partie d'un facies accusant une constitution plus basique (granodiorite). D'après l'examen microscopique, il est probable que ces facies granitiques sont connexes du granit rose relativement récent, qui forme dans l'intérieur un district d'une assez grande étendue.

*Entre Smeerenburg et la Baie Red* on retrouve la même alternance de granit et de micaschiste en mélange intime, qu'on avait déjà vue au sud de la Baie Magdalena. Plus près de la Baie Red, c'est le micaschiste qui prédomine. Horneman s'exprime ainsi : « A l'ouest (du fond) de la Baie Red, il y a alternance ininterrompue de granit et de gneiss (c'est-à-dire, de micaschiste sillonné de granit). Des portions de granit schistoïde (gneiss-granit) font continuellement place à des portions contenant du gneiss riche en mica et à des micaschistes purs, qui sont, sur ce point, fortement tordus et plissés. » Blomstrand<sup>1</sup> signale plus au nord, au côté ouest de la Baie Red, un granit jaune rougeâtre alternant avec du micaschiste à grenats ; à l'ouest de la bouche du fjord, à Flat Hoek, le granit gris affleure exclusivement.

Le glacier ayant son écoulement au bras occidental de la Baie Red recouvre la frontière entre la roche primitive et la formation de la Baie Liefde : c'est cette dernière qui affleure dans la presqu'île de la Baie Red et dans les montagnes situées plus à l'est.

Comme partout de la Baie Red à la Baie Liefde, la frontière est recouverte par des glaciers, les observations font défaut pour décider comment les deux formations se comportent l'une vis-à-vis de l'autre.

Depuis le fond de la Baie Liefde, et plus loin vers le sud, dans les montagnes

<sup>1</sup> Blomstrand, l. c. p. 5.

formant le côté occidental du grand Glacier de Monaco, on continue à retrouver du micaschiste sillonné de granit, de telle sorte que les roches ont, somme toute, un aspect gneissique. Mais il se présente aussi dans cette région rocheuse d'autres roches stratifiées. A 1,5 km. environ au nord-est de la haute montagne qui a été baptisée la Tente, s'élève un « nunatak » isolé faisant saillie sur le glacier, et dans lequel Horneman a constaté des couches alternées de micaschiste et de calcaire cristallin gris, avec filons de granit, parallèle à la stratification. Il indique comme inclinaison des strates 40° vers le sud-est, et comme direction celle du nord-est au sud-ouest.

Ici aussi on a donc les mêmes micaschistes brun foncé ressemblant à du gneiss, et accompagnés de calcaires cristallins, que dans les champs avoisinant la Baie Magdalena et les Sept Glaciers, et ici aussi avec des filons granitiques.

Dans les montagnes situées à l'ouest de la Tente figurent les mêmes espèces de roches : les mêmes micaschistes ressemblant à du gneiss, tout traversés de granit et fortement frisés et ployés. Horneman mentionne comme spécialement caractéristiques pour cette région montagneuse les veines quartzeuses, grandes et petites, s'épandant dans toutes les directions, et en outre les filons de pegmatite granitique. On trouve ainsi sur ce point un mélange confus de roches, « un véritable chaos » suivant l'expression d'Horneman.

Dans la partie centrale de la région des roches primitives, dans les sommets qui font saillie sur les glaces intérieures, autour du Plateau Staxrud, et au nord de ce plateau, apparaît un assez important massif de granit, plus jeune et d'une tout autre structure que le granit gris à grains fins existant à la Baie Magdalena, et que le granit schistoïde de l'île des Danois.

C'est une granitite rouge, à grains généralement assez grossiers, mais non schistoïde, avec orthose rose, plagioclase blanc-jaunâtre, quartz gris et rares écailles de biotite brune. Le facies de ce granit vers la frontière ouest est celui d'un porphyre quartzeux. Des filets rose clair d'aplite à grains fins, du même type que le granit apitique de l'île des Danois, rayonnent autour de ce granit et sillonnent les micaschistes et les gneiss situés alentour. Comme je l'ai déjà signalé, il est probable qu'un des types de granit porphyrique à grains grossiers, et une granodiorite plus basique, rencontrée à Smeerenburg, sont des facies de ce même granit.

#### Résumé.

Le district nord-ouest des roches primitives du Spitsberg, dont la délimitation a été fixée dans ses grands traits par les recherches d'Horneman, consiste donc exclusivement en granit et en schistes cristallins<sup>1</sup>.

On peut constater l'existence d'un système de couches stratifiées, métamorphi-

<sup>1</sup> Durocher, l. c. p. 4.

sées dans les micaschistes et calcaires cristallins à teneur de quartzite <sup>1</sup>. Les bancs de schistes amphiboliques avec feldspath et quartz, intercalés dans les micaschistes et observés par Durocher, doivent être compris comme formant des roches basiques intruses et transformées.

A deux époques différentes ont eu lieu des éruptions du granit.

La série des sédiments avait probablement déjà été soumise au métamorphisme régional dès avant l'éruption du granit le plus ancien. Lorsque ce dernier fit son éruption, les roches sédimentaires métamorphiques furent réduites en pièces et en morceaux, qui furent noyés dans le granit, et parcourues par une quantité innombrable de veines et de filons de granits.

Le micaschiste fut pour une grande partie intégralement « tissé » de magma granitique, ce qui donna lieu à son métamorphisme par contact, et le résultat de ce processus fut un micaschiste à grains grossiers.

Les inclusions caractéristiques contenues dans les schistes cristallins, et consistant en wollastonite, pyroxène (augite), scapolite etc., leur communiquent le caractère de calcaire de contact proprement dit.

Le granit rose le plus récent fit son éruption à une époque ultérieure et il forme à l'intérieur dans toute sa généralité un important massif ininterrompu. De ce granit comme centre rayonnent des filons parcourant à la fois les derniers restes des sédiments, et les granits plus anciens.

### Description pétrographique des roches les plus importantes faisant leur apparition dans le domaine de la roche primitive.

#### **Granit.**

Comme je l'ai dit, Durocher <sup>2</sup> a déjà de son temps observé deux espèces de granit d'âge différent : le plus ancien est le granit gris à grains fins, le plus récent est le granit rougeâtre à grains plus gros. Des filons de ce dernier traversent la masse du granit gris à grains fins. L'observation faite par Durocher, relativement à ces deux sortes de granit et à leur ordre chronologique, a été confirmée par les études ultérieures de Blomstrand <sup>3</sup>. Il mentionne le granit jaune rougeâtre comme étant le plus jeune d'âge, attendu que ses filons traversent le granit gris. Durocher et Blomstrand insistent tous les deux sur le fait que le granit gris est fréquemment schistoïde et à structure parallèle comme celle du gneiss-granit.

Horneman a fait la même constatation, et a prouvé que le granit rose, plus récent, atteint son maximum de développement dans l'intérieur, tandis que le granit

<sup>1</sup> Blomstrand, l. c.

<sup>2</sup> l. c.

<sup>3</sup> l. c.

gris prédomine dans la zone côtière, et est simplement traversé par des filons appartenant au granit rose plus récent.

I. **Granitite** du type plus récent, « granit rose ».

1. *Type ordinaire.*

Ce granit qui se présente, d'après Horneman, dans les montagnes entourant le Plateau Staxrud, apparaît dans les échantillons sous la forme d'une granitite ordinaire à grains allant du moyen au grossier. Les échantillons de la roche ordinaire, que nous avons devant nous, sont assez fortement attaqués par les influences atmosphériques. Le morceau le plus frais d'aspect est un échantillon abattu par Hoel sur un bloc isolé près de la Baie Hamburger, et transporté à la côte par le glacier. A l'examen macroscopique, on reconnaît l'existence de deux feldspaths en quantité à peu près égale : de l'orthose reconnaissable à sa couleur rose-chair, et du plagioclase blanc jaunâtre et avec des stries de gémation ; à côté de ces feldspaths, il y a du quartz gris et vitreux en assez grande abondance. Comme minéraux de couleur foncée, assez peu abondants dans le type principal, celui qui domine est une biotite allant du noir au noir verdâtre.

On voit en outre de rares grains de pyrite de fer. Sa structure est à grains réguliers, sans trace de disposition parallèle. Cette roche est très belle.

Sous le microscope, l'orthose se montre en partie assez fortement délitée : il est opaque et coloré en rougeâtre par le pigment habituel contenant de l'oxyde de fer ; cependant un certain nombre d'individus sont assez bien conservés et translucides, et ne laissent voir qu'un commencement de transformation le long des fissures et des cassures. Les individus sont mal délimités. Ce sont le plus souvent de gros grains irréguliers, remplissant les intervalles laissés entre les individus de plagioclase.

Le quartz semble aussi assez généralement d'une cristallisation antérieure, de telle sorte que l'orthose remplit également les intervalles irréguliers entre les grains de quartz. Dans les plus gros individus d'orthose, on trouve comme inclusions des grains de quartz et de petits individus de plagioclase. La frontière entre l'orthose et le quartz est toujours bien marquée ; entre l'orthose et le plagioclase, elle est fortement dentelée, les individus de plagioclase portant, à proximité des bords, un grand nombre de petits parasites implantés sur eux. L'extinction de l'orthose est parfois légèrement ondulatoire.

Le *plagioclase* se montre assez fortement attaqué par les intempéries ; il est le plus souvent transformé en un agrégat à grains fins de produits délités. Il n'y a plus que des restes du feldspath frais ; il est très finement strié de lignes de gémation suivant la loi de l'albite, moins fréquemment d'après la loi du péricline. La limite est, pour la plupart des individus, assez nette vers le quartz et l'orthose, et ils manifestent une structure zonaire. Dans une coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$

l'extinction a été mesurée tant pour le noyau que pour les zones marginales successives.

Coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ .

Noyau <sup>1</sup> .....	extinction $\alpha'$ +	14°.
Zone marginale moyenne..	—	+ 4°.
— — externe....	—	— 2°.

La partie centrale offre la composition d'une *andésine* pauvre en chaux ( $Ab_7 An_3$ ) ; les zones successives vers le dehors deviennent de plus en plus pauvres en chaux, et la zone extrême est composée d'une oligoclase moyenne ( $Ab_4 An_1$ ). Le fait que la teneur en chaux diminue dans le plagioclase du centre à la zone marginale externe a été confirmé par cette constatation que la réfraction diminue depuis le centre vers le dehors, et que la zone tout à fait externe est la moins réfringente (on a appliqué pour cela la méthode de Becke avec la ligne lumineuse). Dans les individus de plagioclase voisins de ceux d'orthose, le bord est garni d'une série de petits individus de plagioclase orientés un peu différemment. Parfois, le plagioclase remplit les intervalles laissés entre les grains de quartz, ce qui montre que le quartz a dû cristalliser antérieurement et en tout cas simultanément avec le plagioclase.

Le quartz est assez homogène, avec les inclusions habituelles en séries et en chapelets. La masse principale du quartz a cristallisé immédiatement après le plagioclase, mais avant l'orthose ou simultanément avec lui, attendu qu'il remplit les intervalles laissés entre les individus de plagioclase, mais, d'autre part, est bien délimité d'avec l'orthose. Les fissures de l'orthose sont remplies de quartz. Sur quelques points de la frontière entre les deux feldspaths, on trouve du quartz vermiculé. Le quartz montre en général une extinction faiblement ondulée ; il est sillonné de fissures et montre des signes de dislocation, sans qu'il y ait pour cela de véritables cataclases.

La *biotite*, qui n'apparaît qu'en petite quantité, se trouve soit en individus de grandes dimensions et assez réguliers, soit en individus déchiquetés, plus ou moins irréguliers. A l'état frais, elle fait preuve, dans des coupes perpendiculaires au clivage, de pléochroïsme, les deux couleurs étant le brun pur et le jaune-paille clair. Elle est en général fortement modifiée, et passe le plus souvent à la chlorite, mais aussi à l'épidote, reconnaissable à son pléochroïsme caractéristique et aux couleurs prononcées d'interférence entre les nicols croisés. L'extinction des grains irréguliers d'épidote entre les lamelles de biotite est parallèle à celle de la biotite. Les individus de biotite enferment entre eux de petits individus à limitation idiomorphe, d'apatite, de magnétite, de zircon et partiellement aussi de sphène.

<sup>1</sup> Se rapporte aux parties extérieures du noyau, les parties intermédiaires du présent individu étant si fortement délitées qu'on ne pouvait pas songer à y mesurer l'extinction. Il est possible que les parties externes du même individu auraient fait preuve d'une teneur en chaux encore plus grande (voir le plagioclase à facies frontière quartzo-porphyrrique).

L'*orthite* se présente avec parcimonie, en petits individus bien délimités. On rencontre les formes suivantes : [100], [001], [101] et [111]. Les cristaux sont tabulaires d'après la forme [100] et manifestent une structure zonaire<sup>1</sup>. L'*orthite* est tout à fait fraîche, assez claire, avec pléochroïsme suivant  $\alpha$  : jaune brun clair, suivant  $\gamma$  : jaune brun plus foncé. Extinction  $c$  :  $\alpha = 36^\circ$ . (Pl. 1, fig. 1).

Un *diopside* pauvre en fer apparaît aussi très parcimonieusement.

Le *sphène* se présente en faible proportion en cristaux bien délimités du type habituel. On mesura certains individus atteignant bien 1<sup>mm</sup>. Le pléochroïsme est très prononcé, au jaune clair allant jusqu'au brun clair.

La *magnétite* figure soit en petits octaèdres, soit en gros grains plus irréguliers, enfermant des petits individus d'apatite et de zircon.

Le *zircon* apparaît également, ou en petits cristaux bien délimités, étirés sous forme prismatique, ou aussi en grains isolés plus gros et de forme irrégulière.

L'*apatite* se rencontre le plus habituellement en tout petits cristaux dans la magnétite ou le mica. On aperçoit ou bien des coupes transversales hexagonales parallèles à la base, ou bien des coupes bacillaires suivant l'axe  $c$ , avec la division habituelle suivant la base. Quelques individus sensiblement plus gros se rencontrent aussi, également bien délimités, avec une coupe parallèle à la base atteignant un diamètre de 0<sup>mm</sup> 3.

Les constituants accessoires sont le plus souvent isolés à part, de concert avec la biotite; on trouve çà et là dans le plagioclase et dans le quartz, des grains d'*orthite*, de *sphène* et d'*apatite*.

La *pyrite de fer*, qu'on a trouvée dans la roche en grains visibles à l'œil nu, ne se rencontrait pas dans la préparation examinée par moi.

Des échantillons de granitite, tout à fait du même type que celui qui vient d'être décrit, ont aussi été rapportés du S<sup>et</sup> Aurivillius et du S<sup>et</sup> Horneman.

M. Horneman a rapporté du côté nord de Smeerenburg, tout proche du Glacier de Smeerenburg, un certain nombre d'échantillons à facies granitique, qui, d'après leur contenu minéralogique et l'allure de leurs minéraux, appartiennent certainement à la granitite la plus récente, et doivent par suite être considérés comme étant des facies basiques de différenciation provenant de la frontière du grand massif de l'intérieur, ou comme des ramifications de ce massif. On a, de cet endroit, les types suivants :

## 2. *Facies porphyrique : porphyrogranit.*

Dans un des échantillons, où la roche s'écarte le moins du type principal, on retrouve le même contenu minéralogique. Il y a là le même orthose rose-chair clair, mais en moindre proportion et en individus disséminés plus volumineux, ce qui

<sup>1</sup> En allemand : « Schalenbau ».

donne à la roche une apparence porphyrique (porphyrogranit). En outre, il y a du plagioclase blanc jaunâtre, et du quartz vitreux gris.

Le *plagioclase*, qui est relativement plus abondant que dans le type principal, est en grande partie fortement transformé; ici aussi il manifeste une texture lamellaire géminée et une structure zonaire. Il a été déterminé d'après l'extinction en coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ .

Noyau.....	extinction $\alpha'$	+ 22°.
Zone marginale moyenne	—	+ 16-18°.
— — externe..	—	+ 8°.

Il est donc prouvé que le plagioclase est ici une andésine relativement riche en chaux (env.  $Ab_3 An_7$ ) avec une étroite zone marginale extérieure d'oligoclase riche en chaux ( $Ab_7 An_3$ ).

Le *quartz* manifeste une extinction ondulée et est très fortement fracassé. On aperçoit parfois des commencements de cataclases.

La *biotite* varie du noir au noir verdâtre, et est de beaucoup plus abondante que dans le type principal. Ce fait, de concert avec la rareté de l'orthose, caractérise la roche comme étant plus basique: plus riche en oxydes de chaux, de magnésie et de fer, et plus pauvre en alcalis et en acide silicique. Lorsqu'on désire comparer ce type avec le type normal de la granitite la plus récente, il faut insister sur ce que l'*orthite*, qui, comme je l'ai dit, se rencontre parcimonieusement et en tout petits cristaux dans le type principal, atteint ici une grosseur de cristaux de 4 à 5<sup>mm</sup>. Cette orthite distincte à l'œil nu, varie du noir brun au noir, avec une peau brune due à l'action des intempéries; la cassure en est conchoïde et vitreuse, ce qui semble prouver que le minéral n'est pas intact. Les cristaux bacillaires sont suivant l'axe b, et ont une base tabulaire sur [100] avec de nombreuses faces dans la zone parallèle à b. Autour de chaque individu d'orthite, on aperçoit la radiation caractéristique dans la masse feldspathique de la roche. Blomstrand<sup>1</sup> indique l'orthite comme étant un constituant excessivement rare du granit le plus récent dans les filons de l'île des Danois.

Magnétite, apatite, sphène et zircon figurent comme dans le type principal.

### 3. *Facies basique: granodiorite.*

Dans le second échantillon provenant de la même localité au voisinage du *Glacier de Smeerenburg*, on constate une différenciation plus avancée, la roche étant plus riche en plagioclase et en minéraux de couleur foncée, tandis qu'il y a recul dans la proportion d'orthose.

C'est une jolie roche, mouchetée de noir et de blanc, avec un certain nombre d'individus plus volumineux du même orthose rose que dans le type principal, tandis que la grande masse du feldspath est constituée par du plagioclase blanc;

<sup>1</sup> l. c.

à côté du feldspath, on trouve du quartz blanc vitreux en riche abondance. Comme minéraux de couleur sombre, c'est une biotite d'un noir pur qui prédomine ; mais on observe aussi la présence d'une certaine quantité d'amphibole de couleur foncée. Ça et là brille un cristal de sphène brun, ainsi que des grains d'orthite brun grisâtre foncé et de pyrite de fer. Sous le microscope, l'orthose apparaît plus intact que dans le type principal, et n'offre qu'une très faible pigmentation rose, et les individus plus gros qu'on aperçoit ça et là sont remplis de tout petits individus des autres espèces minérales, surtout de biotite et de plagioclase, mais aussi d'amphibole et d'orthite, ainsi que de petits grains de magnétite, et d'aiguilles d'apatite.

Par contre pas de grains de quartz : ils ne figurent qu'à l'intérieur des individus de plagioclase. Il y a du reste aussi de l'orthose comme remplissage entre les grains de plagioclase et de quartz, représentant le minéral qui a cristallisé le dernier de tous.

Le *plagioclase* (Pl. I, fig. 3 et 4) se présente en proportion plus grande que l'orthose ; ses individus les plus petits sont bien délimités, les plus gros sont hypidiomorphes. Il est parfaitement intact, et offre généralement des lamelles géminées, conformément à la loi de l'albite et du péricline. Ces lamelles sont souvent des plus minces et s'en vont en pointe. On trouve aussi, mais moins fréquemment, des lamelles de péricline. Parfois les individus sont cassés, et les intervalles entre les fragments remplis d'orthose. Les grains de plagioclase ont la structure zonaire. La Planche I, fig. 3, montre clairement la zone marginale étroite, offrant une extinction des rayons polarisés différente de celle de la grande partie centrale. Le plagioclase<sup>1</sup> fut déterminé en raison de l'extinction dans une coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ .

Noyau .....	extinction $\alpha'$ + 28°.
Zone marginale...	— + 15°.

Le noyau est donc constitué par une *labradorite basique* ( $Ab_2 An_3$ ) et la zone marginale par un produit de transition entre l'*oligoclase* et l'*andésine* ( $Ab_7 An_3$ ).

Ceci s'accorde assez bien avec l'extinction  $\alpha'$  sur section orientée d'après [001] : — 2° à — 6°. Le fait que la teneur en chaux va en diminuant vers le bord, est confirmé par la constatation que la réfraction est moindre dans la zone marginale que dans le noyau (réfringence déterminée par la méthode de Becke avec ligne lumineuse).

Le *quartz* se présente en proportion assez considérable, et forme le remplissage entre le plagioclase et la biotite, mais figure aussi en grains arrondis inclus dans le plagioclase. Il laisse voir une extinction fortement ondulatoire et un commencement de crispation. Le long des fissures du quartz à la limite entre les grains, il y a eu exsudation de magnétite.

La *biotite* existe en quantité très considérable, et c'est elle qui donne à la roche son aspect caractéristique. Elle est plus intacte que dans les types déjà décrits, et ne laisse voir que ça et là les signes d'un commencement de transformation. Pléochroïsme : suivant  $\alpha$  jaune-paille clair, suivant  $\gamma$  et  $\beta$  brun foncé pur.

<sup>1</sup> Cette détermination est due à l'assistance bienveillante de M. le Dr V. M. Goldschmidt, Christiania.

Il y a une quantité assez notable d'*amphibole* ordinaire, de couleur verte, mais elle joue un rôle moins saillant que la biotite. Elle se présente en individus très irréguliers, fortement remplis de grains d'apatite et de magnétite ; cette dernière se trouve aussi à l'état isolé, le long des fissures et des clivages. Elle est certainement d'ordre primaire. Pléochroïsme : suivant  $\alpha$  jaune clair,  $\beta$  jaune vert,  $\gamma$  vert bleuâtre sale. Extinction c :  $\gamma$  environ  $13^\circ$ .

L'*orthite* est assez parcimonieusement distribuée, mais se présente en individus beaucoup plus volumineux que dans la roche ordinaire. La planche 1, fig. 2, montre le bord d'une assez grande section interrompue à peu près suivant [001] et d'une largeur d'environ  $1^{\text{mm}}$ . Ce qui est caractéristique, c'est la structure rayonnée dans la masse environnante de l'orthose. Il y a gémation suivant [100]. Une autre section de grain fort irrégulier a été rencontrée à peu près suivant [010]. Pléochroïsme  $\alpha$  : brun jaunâtre clair,  $\gamma$  : jaune brun plus foncé. Extinction c :  $\alpha = 37^\circ$ .

Parmi les minéraux accessoires, le *sphène* apparaît plus parcimonieusement que dans la roche ordinaire, tandis que la magnétite se présente en plus grande abondance. Il est probable qu'une partie du titane aura cristallisé sous forme d'*ilménite*. L'*apatite* se rencontre à peu près comme dans le type principal ; quant au *zircon*, il y en a singulièrement peu.

Les minéraux accessoires se trouvent accumulés au voisinage ou dans le sein de la biotite et de l'amphibole. On en voit çà et là un grain aussi dans le feldspath ou dans le quartz.

La roche est caractérisée par un plagioclase riche en chaux, qui se trouve en un peu plus grande abondance que l'orthose, et par une proportion considérable de minéraux foncés, de biotite et d'amphibole. Comme elle contient en outre quantité de quartz libre, la roche doit être classée sous la rubrique *granodiorite*, et considérée comme un produit basique de différenciation du granit rose le plus récent.

#### 4. *Porphyre quarizeux* (facies frontière).

Nous en avons un échantillon provenant du *S<sup>et</sup> de 680<sup>m</sup>* à 7 km. environ à l'est du front du Glacier Smeerenburg, et qui, d'après une communication d'Horneman, a été prélevé à proximité de la frontière du grand massif de granitite relativement récente.

C'est une roche rose-chair clair, d'apparence porphyrique, avec des injections de feldspath et de quartz, ainsi que de quelques grands feuilletts de biotite dans une masse fondamentale à grains fins, composée des mêmes minéraux. Les injections feldspathiques peuvent atteindre une dimension de  $1^{\text{cm}}$ , et les grains de quartz ont environ  $5^{\text{mm}}$  de diamètre.

Les plus gros individus feldspathiques sont composés les uns d'orthose, les autres de plagioclase.

Sous le microscope, l'*orthose* paraît parfaitement intact, et contient de petits grains de plagioclase et de quartz.

Les plus gros individus de *plagioclase* sont édifiés par zones, comme dans le type principal (Pl. I, fig. 5) ; on y observe souvent plusieurs zones successives. Le plagioclase a été déterminé d'après l'extinction en section perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ . Les chiffres suivants offrent une moyenne des constatations faites sur deux sections différentes.

Noyau.....	extinction $\alpha'$	+ 23°.
Zone marginale I....	—	+ 14°.
— — II....	—	+ 7°.
— extrême.....	—	— 5-6°.

Le noyau du plagioclase est formé d'*andésine* (Ab<sub>3</sub> An<sub>1</sub>) ; la teneur en chaux va en diminuant dans les différentes zones, jusqu'au bord le plus extérieur, qui consiste en une *oligoclase* pauvre en chaux (Ab<sub>8</sub> An<sub>1</sub>). Cette composition répond bien à celle du plagioclase de la roche principale, si l'on prend en considération que l'extinction dans la partie centrale n'avait pu être déterminée sur la roche principale.

Roche principale :	Porphyre quartzeux, facies frontière :
Noyau..... + 14°	Noyau..... + 23°
Zone marginale moyenne + 4°	Zone marginale I.... + 14°
— extrême..... — 2°	— — II..... + 7°
	— extrême..... — 5-6°

La *biotite* est identique à celle du type principal ; elle est fortement chloritisée.

La *masse fondamentale* apparaît comme une masse à grains fins et réguliers, contenant du feldspath des deux espèces et du quartz, à structure aplitique.

Le plagioclase est ici plus abondante que l'*orthose* dans des injections plus grandes ; en revanche, l'*orthose* apparaît plus abondamment dans la masse fondamentale.

Comme minéraux accessoires, on a trouvé, mais en faible proportion, la magnétite et l'apatite.

##### 5. *Aplite granophyrique.*

Au côté sud du *S<sup>et</sup> Horneman* apparaît un facies à fins grains du granit le plus récent. La roche est rosé clair et consiste pour la plus grande partie en feldspath et en quartz avec très peu de biotite.

Sous le microscope, la structure est aplitique, en partie cependant avec des associations granophyroïdes d'*orthose* et de quartz, ce qui fait qu'il convient probablement de désigner la roche sous le nom d'*aplite granophyrique*, et de la considérer, tout comme le type précédent, comme un facies frontière de la granitite la plus récente (Pl. I, fig. 6).

Elle se distingue de la roche principale par une bien plus grande rareté du plagioclase. On aperçoit çà et là de moindres écailles de biotite fortement chloritisée, ainsi que quelques grains d'une couleur brun foncé, représentant probablement une orthite fortement métamorphisée.

#### 6. *Aplite granitique.*

Une *aplite granitique*, appartenant à la granitite la plus récente, et formant des filons traversant le vieux granit gris, le « gneiss » et le micaschiste, est assez fréquente dans le district de la roche primitive, et nous en avons des échantillons provenant de divers points. Ces roches filoniennes ont une assez grande ressemblance les unes avec les autres. Ce sont des granits aplitiques allant du rouge clair au blanc et du grain fin au grain moyen, avec une faible proportion de minéraux foncés. A côté de la biotite, d'ailleurs peu abondante, on rencontre aussi, mais pas toujours, de la muscovite. En outre, comme constituant assez constant, il y a du grenat, tantôt rose pâle, tantôt rouge brun, et généralement en petits cristaux bien délimités, sous les formes [211] et [110]; on voit parfois des grains plus volumineux, mais de forme irrégulière.

La roche contenue dans les échantillons venant des *M<sup>ts</sup> Losvik* et du *S<sup>et</sup> Karl Pettersen* est exactement identique de part et d'autre. Elle a une peau brunâtre à la surface, provenant probablement de l'oxydation de la pyrite de fer; à l'état intact la roche est faiblement rosée. A l'œil nu on voit, entre les minéraux principaux: feldspath et quartz, des écailles de muscovite (mica à deux axes) de couleur claire, et en quantité nullement négligeable, tandis que les écailles de biotite sont plutôt rares; citons encore des grains isolés de grenat rouge brun et de quartz, des granules de pyrite de fer environnés de taches rubigineuses, et quelques traces de molybdénite.

Sous le microscope on voit qu'il y a deux feldspaths, orthose et plagioclase.

Le plagioclase est de plus vieille date que l'orthose et que le quartz; il est plus rare que l'orthose. A en juger par l'extinction  $\alpha'$  en coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$  (env. — 13°), ce plagioclase est une albite avec An allant de 5 à 10%. Plusieurs des grains laissent voir une zone extrême très étroite, composée d'albite tout à fait pure. L'orthose et le quartz ont cristallisé à peu près simultanément; la structure est aplitique sans traces de structure granophyrique. Comme d'habitude dans ces roches, la *biotite* est en grande partie transformée en chlorite. La *muscovite*, qui se présente en quantité plus grande et en grains plus gros que la biotite, a cristallisé beaucoup plus tard, et forme un remplissage irrégulier entre les grains de quartz et d'orthose.

Les grains assez clairsemés du *grenat* rouge brun sont généralement de la forme [211] et représentent peut-être de la *spessartine*.

On trouve d'ailleurs aussi des traces de *magnétite* et de *pyrite de fer*.

Dans un échantillon provenant du *S<sup>et</sup> de 945<sup>m</sup>*, au sud du *S<sup>et</sup> De Seue*, échantillon qui, d'après Horneman a également été prélevé sur un filon situé dans le « gneiss »

ou le micaschiste, la roche offre des grains plus gros, mais la structure est encore aplitique, tout comme dans les autres roches filoniennes à grains fins. Elle est d'un type leucocratique encore plus accentué. Le feldspath, dont la couleur varie du blanc grisâtre au blanc verdâtre, et le quartz, sont les minéraux prédominants ; à côté d'eux on trouve une certaine proportion de grenat translucide rose violet pâle, en jolis cristaux des types [211] et [110] ; on aperçoit aussi des écailles de muscovite, et de petits grains rubigineux de pyrite de fer. Il y a en outre en grumeaux réguliers des agrégats d'un minéral chloritique non encore déterminé.

Sous le microscope, l'*orthose* se montre assez opaque et sous une pigmentation faiblement verdâtre. Les grains en sont fort irréguliers sans aucune délimitation des cristaux, et enferment des grains arrondis de quartz. Dans les intervalles laissés entre les individus, on découvre du quartz vermiculé. L'*orthose* est sillonné de fissures et en partie plus ou moins concassé.

Le *plagioclase*, qui joue un rôle secondaire par rapport à l'*orthose*, est, comme d'habitude, édifié par zones ; à en juger par l'extinction  $\alpha'$  dans une section perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$  (noyau + 18°, zone marginale + 12 1/2°), le plagioclase est une *andésine* avec An = env. 35 % dans le noyau, et la proportion de chaux diminuant comme toujours vers l'extérieur. Les individus sont assez nettement délimités. Le plagioclase est clairement plus ancien que l'*orthose* et le quartz.

Le *quartz* est fortement concassé avec extinction ondulatoire. Sur plusieurs points, on observe des commencements de cataclases. Les petits grains de quartz enfermés à l'intérieur des feldspaths ont une excellente délimitation cristalline. En fait de *biotite* on n'a remarqué qu'un seul petit grain à facies cristallin renfermé dans l'*orthose* ; il y a un peu plus de *muscovite* formant remplissage entre les autres minéraux ; elle est probablement de nature secondaire. En fait de *magnétite* on trouve quelques petits grains arrondis.

Du *S<sup>et</sup> de 893<sup>m</sup>*, situé au sud-est du *S<sup>et</sup> De Seue*, nous possédons aussi un échantillon d'aplite granitique. La roche est blanche, et ses éléments forment des fourreaux, des parties à grains très fins. Ici encore, la *biotite* se trouve répandue avec une extrême parcimonie ; le grenat rose clair apparaît en tout petits grains.

Sous le microscope, cette roche se montre absolument identique à celle mentionnée plus haut comme provenant des *M<sup>ts</sup> Losvik*.

Nous avons, de la région au nord des *Sept Glaciers*, un échantillon d'aplite granitique formant, d'après Horneman, des filons dans le gneiss-granit. Elle contient, comme les autres aplites, du grenat rouge clair, et s'en distingue uniquement par de minces fourreaux de *biotite* foncée, et par des masses quartzeuses isolées un peu plus considérables. Sous le microscope, on aperçoit des marques évidentes de structure pressée avec des parties concassées de feldspath et de quartz, mais la roche est d'ailleurs identique aux autres aplites.

L'aplite granitique trouvée en filons sur l'*Ile des Danois* ressemble assez aux aplites granitiques décrites ci-dessus, et appartenant au rayon du grand massif de

granitite d'âge relativement récent. La roche des échantillons que nous avons eus sous les yeux varie du rouge clair au blanc gris ; elle est à grains assez fins, et se compose à peu près exclusivement de feldspath et de quartz, avec des grains assez clairsemés de grenat rouge rosé pâle et des écailles de mica foncé. Les minéraux foncés sont peu abondants et disposés par bandes, de telle sorte que la roche contracte une vague apparence de structure parallèle (Pl. II, fig. 1).

Sous le microscope, on voit que l'orthose et le quartz, qui forment la partie absolument prépondérante de la roche, en partie aussi le plagioclase, ont pour une grande part cristallisé simultanément. Tous les grains affectent une délimitation absolument irrégulière avec bords fortement déchiquetés et dentelés, s'engrenant les uns dans les autres. L'orthose, et dans une certaine mesure le plagioclase, enferment des grains arrondis de quartz. Quelques-uns des grains d'orthose manifestent une association absolument granophyroïde avec le quartz. Dans les intervalles entre les grains d'orthose, on voit souvent du quartz vermiculé.

Le *plagioclase*, qui, ainsi que je l'ai dit, ne joue qu'un rôle entièrement secondaire, affecte la structure zonaire. Le noyau est composé d'albite avec  $An = 10\%$ , et la zone marginale de l'albite presque pure. Un certain nombre d'individus, surtout parmi les plus petits, ont une délimitation idiomorphe et ont dû cristalliser en premier lieu.

La *biotite* se présente principalement en écailles minces, et est en grande partie transformée en chlorite.

Le *grenat* est bien délimité sous les formes précédemment mentionnées :  $[211]$  et  $[110]$ .

Le fait que la roche a été exposée à des efforts de compression se manifeste par la dislocation du quartz, par l'extinction ondulatoire de l'orthose, et par la torsion et la flexion des lamelles de mica.

## II. Granitite riche en apatite. P<sup>te</sup> Bluff, Smeerenburg.

M. Horneman a rapporté de la P<sup>te</sup> Bluff plusieurs échantillons d'un type particulier de granit, caractérisé par une proportion exceptionnelle d'apatite. La roche, qui est à grains moyens et d'une couleur blanc grisâtre est remplie de fourreaux et de fragments lenticulaires d'une biotite à larges écailles de couleur brun foncé. Dans les parties de couleur claire, le minéral principal est du feldspath vitreux blanc ; le quartz n'est pas à beaucoup près aussi abondant que dans la granitite la plus récente. En fait de minéraux de couleur foncée, nous constatons uniquement la présence de biotite, variant du brun foncé au brun noirâtre, mais assez parcimonieusement en dehors des fourreaux de biotite. On voit en outre de nombreux grains d'*apatite* gris jaunâtre, dont la grosseur peut atteindre de 1 à 1<sup>mm</sup>5. Cette apatite est bien cristallisée ; un cristal choisi dans le nombre, et ayant une longueur de près de 2<sup>mm</sup>, s'est montré délimité par les formes  $[1010]$ ,  $[1120]$ ,  $[1011]$  et  $[0001]$ , ce qui fut vérifié à l'aide du goniomètre de réflexion.

Sous le microscope, on voit que c'est l'*orthose* qui forme la masse principale de la roche. Il est parfaitement intact. Il y a fréquemment des cristaux géminés suivant la loi de Carlsbad. Les individus, qui ont une délimitation hypidiomorphe, enferment dans leur masse des grains arrondis de quartz, et des individus à délimitation idiomorphe de plagioclase, de biotite et d'apatite. Il y a assez fréquemment du quartz vermiculé entre les individus.

Le *plagioclase* joue ici un rôle plus secondaire que dans la granitite d'origine décidément plus récente. Il a cristallisé antérieurement à l'*orthose*, et se présente en individus à délimitation idiomorphe. La structure zonaire y est visible. Dans une section perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ , l'angle d'extinction  $\alpha'$  était pour le noyau  $+ 14^\circ$  (Ab<sub>7</sub> An<sub>3</sub>) et pour la zone marginale  $+ 8^\circ 1/2$ .

Le *quartz* n'est pas non plus bien abondant. Il se présente soit en grains arrondis dans l'*orthose*, soit comme remplissage entre les individus isolés d'*orthose*.

La *biotite* est parfaitement intacte, et ne manifeste que çà et là un commencement de chloritisation. Pléochroïsme :  $\alpha$  jaune paille clair,  $\beta$  et  $\gamma$  brun rouge foncé. La muscovite se montre assez faiblement représentée de concert avec la biotite.

Un minéral bacillaire, en faisceaux rayonnés, qu'on aperçoit sur quelques points, est probablement de la *sillimanite*.

L'*apatite* se présente, comme il a déjà été dit, avec une grande abondance relative, et en cristaux de belle dimension, bien délimités, mais plus ou moins corrodés, en prismes courts étirés suivant l'axe c. Elle manifeste des clivages parallèles à la base et aux faces du prisme, et est d'ailleurs fortement remplie de fissures. Le *zircon*, qui se trouve en quantité des plus minimes, sert en quelques points de noyau à l'*apatite*. En fait de *magnétite*, il n'y en a que des traces, en qualité d'exsudations secondaires.

Le défaut de l'*orthite*, la pauvreté du plagioclase en chaux, et le rôle secondaire qu'il joue, de concert avec le quartz, de plus la couleur anormale brun rougeâtre de la biotite, tout contribue à prouver que ce facies granitique, riche en apatite, n'appartient pas à la granitite la plus récente.

Les fourreaux rubanés et les parties lenticulaires composées de biotite foncée à grandes écailles, doivent suivant toute probabilité être considérés comme des résidus d'un micaschiste plus ancien, qui a dû être « dévoré » par le granit. Blomstrand<sup>1</sup> mentionne comme provenant des Iles Norway un granit avec orbicules arrondies, plus ou moins volumineuses, bien nettement délimitées, d'une roche micacée à grains fins d'une couleur foncée. Ces orbicules ont une forte tendance à se désagréger sous l'influence des intempéries. Dans le granit à apatite de la P<sup>te</sup> Bluff, on pourrait aussi s'imaginer que les orbicules micacées sont des exsudations basiques du granit ; la formation des fourreaux serait alors un phénomène primaire de différenciation.

<sup>1</sup> l. c.

### III. Granit du type le plus ancien « *Granit gris* ».

Le granit gris, qui, d'après les observations anciennes et modernes, est plus ancien comme âge que le granit rouge, a acquis tout son développement le plus typique dans la région environnant la Baie Magdalena et dans les sommets des Sept Glaciers. D'après les échantillons dont nous disposons, c'est-à-dire, à l'état frais, c'est une belle roche de couleur gris clair, et dont les grains varient du grain moyen au grain fin. Orthose et plagioclase y sont tous deux d'un blanc grisâtre, le quartz y est vitreux et blanc gris; en fait de minéraux foncés, il n'y a que de la biotite, allant du noir brun au noir, en petites écailles réparties régulièrement dans la masse. Le type principal de la granitite la plus récente se distingue nettement de la granitite grise, plus ancienne, non seulement par sa couleur rouge, mais aussi par son grain plus grossier et par le rôle fort secondaire qu'y joue la biotite.

Le granit gris, le plus ancien des deux, est partout d'une nature bien uniforme, à en juger par les échantillons que nous possédons. Les plus typiques sont ceux que M. Horneman a rapportés du *S<sup>st</sup> de 612<sup>m</sup>*, situé entre le glacier suspendu et le Glacier Waggonway à proximité de la Baie Magdalena. La roche est bien conservée, à grains moyens, et ne laisse voir extérieurement nul indice de structure parallèle. Dans un des échantillons, on découvre une petite inclusion basique, composée principalement de mica de couleur foncée.

Sous le microscope, on constate qu'il y a là deux espèces de feldspath, *orthose* et *plagioclase*. La cristallisation de l'orthose a eu lieu relativement tard, et il forme par suite principalement des individus irréguliers. Les plus gros grains d'orthose sont remplis d'individus limités de biotite et de plagioclase, ainsi que de grains arrondis de quartz, partiellement arrondis aussi; l'apatite apparaît rarement dans l'orthose. La gémation suivant la loi de Carlsbad est fréquente. L'orthose est bien frais, mais manifeste parfois une extinction irrégulière. Le *plagioclase*, qui est bien frais aussi, est divisé en lamelles gémées suivant la loi de l'albite et du péricline, et sa structure est zonaire. Un commencement de métastase est visible essentiellement dans le noyau. Le plagioclase est d'une façon générale bien délimité, soit en tables suivant les faces [010], soit en individus quadratiques isométriques. Il est de date plus ancienne que l'orthose et le quartz. L'extinction du rayon polarisé a été déterminée dans une section perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$  dans un grain contenant deux zones marginales bien distinctes, extérieures au noyau:

Noyau....	extinction $\alpha'$	+ 16-18°
Zone I....	—	+ 12°
Zone II...	—	+ 5-6°

Le noyau du plagioclase consiste en *andésine oligoclasoïde*, et la teneur en chaux va en diminuant vers l'extérieur d'une zone à l'autre.

Le plagioclase abonde, mais l'orthose pourtant encore davantage.

Le *quartz*, qui a dû cristalliser tantôt antérieurement à l'orthose, tantôt simultanément avec lui, abonde aussi fortement. Il manifeste en général une extinction ondulatoire et est assez fissuré, mais non concassé. Le quartz vermiculé est fréquent à la limite entre les deux feldspaths.

La *biotite*, qui est le seul minéral de couleur foncée figurant dans cette roche, y est régulièrement répartie en petits grains et en petites écailles. Elle est bien intacte, elle est seulement par places transformée en chlorite. Pléochroïsme  $\alpha$  : jaune clair,  $\gamma$  et  $\beta$  d'une couleur brun rougeâtre prononcée. On rencontre dans la biotite des grains d'épidote sans délimitation précise. Dans la biotite et à son voisinage, on trouve aussi de l'*orthite* assez clairsemée, en tout petits cristaux, jumeaux suivant les faces du trièdre [100], mais aussi, dans une certaine mesure, des grains non délimités. Elle est bien intacte, extinction  $c$  :  $\alpha = 36^\circ$ .

L'*apatite* forme de petits cristaux dans la biotite, mais elle est peu abondante ; le *zircon* se retrouve de même en cristaux excessivement petits. En fait de minéraux métalliques, il n'y avait guère qu'une exsudation irrégulière de pyrite magnétique (pyrrhotine) dans le noyau d'un individu de plagioclase. L'échantillon préparé ne laissait voir ni magnétite ni sphène.

Ce qui caractérise ce granit gris, c'est que la magnétite et les autres minéraux accessoires y jouent un rôle aussi subordonné.

La roche que je viens de décrire peut être considérée comme étant le type principal du granit gris : une roche absolument identique est celle provenant du *S<sup>st</sup> de 535<sup>m</sup>*, faisant saillie sur le glacier à proximité de la Baie Hamburger, dont M. Hoel rapporta un échantillon en 1907. La seule différence est que la roche de la Baie Hamburger présente des traces de structure parallèle. Dans la préparation faite sur cette roche, il n'y a pas non plus grande différence à constater. Les minerais font complètement défaut. La biotite apparaît en individus plus volumineux, et est moins régulièrement répartie ; elle est intacte, mais ses lamelles sont légèrement ployées et tordues. La muscovite apparaît de façon parcimonieuse, soit en lamelles dans la biotite, soit à l'état isolé en petites écailles disséminées çà et là ; il y a aussi des noyaux de biotite environnés d'écailles de muscovite. Il y a d'ailleurs plus d'*orthose* que dans le type principal, attendu que le plagioclase, identique à celui du type principal, y joue un rôle moins marqué. L'orthose manifeste ici une extinction plus fortement ondulée ou plutôt plus irrégulière ; on peut poursuivre un passage graduel de l'orthose homogène au microcline proprement dit, avec sa structure grillagée caractéristique, soit partiellement dans la masse des grains d'orthose, soit en grains isolés formés de microcline. Le quartz vermiculé est ici plus abondant que dans le type principal. L'orthose est parfois rempli de grains de quartz avec orientation parallèle, laissant voir que la cristallisation a été simultanée.

Un type à grains un peu plus fins est représenté par un échantillon provenant du *M<sup>c</sup> Rotges*, Baie Magdalena.

Sous le microscope, la structure grenue se montre plus régulièrement isométrique ; les nombreux individus de plagioclase ne sont pas aussi prépondérants, et

l'orthose se trouve en grains mieux délimités, ici encore avec des degrés de transition vers le microcline.

L'extinction  $\alpha'$  dans le plagioclase en coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$  avait une valeur moyenne de  $+ 13^\circ$  ( $Ab_7 An_3$ ). La *biotite* est plus riche en fer, et représente presque une lépidomélane. Pléochroïsme :  $\alpha$  jaune gris,  $\gamma$  et  $\beta$  brun foncé sale. Elle est en grande partie transformée en chlorite, avec exsudation d'une notable proportion de magnétite. On ne rencontre pas de magnétite à l'état primaire. Le *sphène* est peu abondant, soit en petits cristaux bien nets, soit en grains plus grossiers ramifiés. Les autres minéraux accessoires : orthite, zircon et apatite, se retrouvent à peu près comme dans le type principal.

Dans un échantillon provenant d'une chaîne montagneuse à l'intérieur de l'*Ile des Danois*, la roche est d'aspect tout à fait identique à celle qui précède. Sous le microscope, on observe cette différence que le plagioclase existe en bien plus grande quantité, et même, à en juger par la préparation que nous avons eue sous les yeux, en plus grande abondance que l'orthose, lequel n'apparaît qu'en grains assez gros tout à fait irréguliers, et remplis de petits cristaux de plagioclase et de grains arrondis de quartz. Ici encore on observe dans l'orthose une extinction irrégulière avec des transitions à la structure treillagée du microcline. Le plagioclase, qui existe soit en baguettes, soit en sections quadrangulaires, est, comme d'habitude à structure zonaire. D'après l'extinction  $\alpha'$  dans une section perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ , le noyau est composé d'andésine-oligoclase (env.  $Ab_7 An_3$ ). Les zones extérieures sont plus pauvres en chaux. Le plagioclase est identique à celui du type principal. Ce qui est caractéristique, c'est la pénétration du plagioclase que l'on peut observer dans tel ou tel individu d'orthose, rappelant l'association de l'orthose et du quartz dans la pegmatite (Pl. II, fig. 2). A côté de la biotite, on trouve un peu de muscovite. Il n'y a d'ailleurs aucune différence avec la roche précédente. En raison de l'abondance du plagioclase, cette roche peut être qualifiée de facies riche en chaux du granit gris.

Un autre échantillon du granit gris, à grains moyens comme le type principal, provient d'un nunatak situé au nord du *Mur*, dans les montagnes à l'ouest du Glacier de Monaco. Le granit y apparaît sous forme de masses intruses d'assez peu d'étendue, et cela en plusieurs variétés : 1) comme granit du type ordinaire, 2) comme granit à bronzite (hypersthène), et 3) comme granit à cordiérite. Nous reparlerons plus tard de ces deux derniers.

Dans une préparation faite sur le granit gris du nunatak, et qui à l'œil nu ne se distingue du type principal que par des grains de grenat rougeâtre, l'orthose figure d'une façon tout à fait prépondérante, en individus irréguliers assez volumineux, enfermant dans leur masse de la biotite, du plagioclase et du quartz, le plus souvent en grains bien délimités. Cet orthose est intact. Le *plagioclase* laisse voir une structure zonaire ; il est, pour la plus grande partie, fortement métamorphisé. Dans une coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ , on a réussi à constater dans le

noyau une extinction  $\alpha' + 17^\circ$ . La zone marginale était décomposée et ne se prêtait plus à une détermination optique. Les noyaux de plagioclase ont la même composition que dans le type principal.

Le quartz est fort abondant en gros grains, concassés, avec extinction ondulatoire. La structure pressée n'est d'ailleurs pas bien saillante ; seulement les lamelles de biotite sont un peu tordues et ployées. On voit du quartz vermiculé dans l'orthose, et à la limite entre les deux feldspaths. De la biotite brun rougeâtre en grains assez gros, et assez fortement chloritisée, et associée avec elle une faible proportion de muscovite. On reconnaît en outre qu'il y a quelques rares grains d'un diopside pauvre en fer, caractérisé par son clivage, son degré de réfraction, et sa double réfraction fortement prononcée, optiquement positive. Dans la préparation, on distingue aussi des grains d'un grenat faiblement rougeâtre.

En fait de minéraux accessoires, ceux qui se présentent sont l'apatite et le zircon (en faible proportion) ; de magnétite il n'y a que des traces.

Des hauteurs situées au sud-est du *S<sup>et</sup> De Seue*, nous possédons trois échantillons d'un facies du granit plus pressé que les précédents, et à structure parallèle plus ou moins prononcée. La roche est à grains assez fins, avec des stries de mica de couleur sombre, ainsi que de larges écailles de mica foncé. Sous le microscope elle ne se distingue pas du type principal par sa teneur en minéraux. A côté de la biotite, on y trouve toujours de la muscovite en proportion variable. Du grenat rose clair s'y rencontre aussi comme constituant à peu près constant. Le sphène s'y trouve aussi en proportion minime, et la pyrite de fer assez accidentellement. Des fissures remplies de spath calcaire sont fréquentes. La roche de ces échantillons n'a pas dans tous été soumise à une pression mécanique également énergique. On peut observer tous les degrés de transition depuis les premiers débuts de la structure pressée, avec des individus de biotite tordus et ployés, plus ou moins étirés, et avec commencement de désintégration du quartz et du feldspath, jusqu'à la structure murillée « bétonnée » proprement dite : de gros grains arrondis d'orthose, de plagioclase et de quartz y apparaissent avec leurs intervalles remplis d'un mélange en gruaux fins de feldspath et de quartz, avec petites écailles de biotite et de muscovite, le plus souvent en alignements sub-parallèles.

Une roche tout à fait analogue se retrouve dans un échantillon pris au *S<sup>et</sup> du Café* ; seulement elle est à grains beaucoup plus fins. Sous le microscope, elle laisse voir une structure plus aplitique. La structure pressée est reconnaissable à une forte dislocation des minéraux constituants.

Une autre roche se rapprochant beaucoup du type précédent, à grains fins, du granit gris, a été trouvée dans un échantillon provenant du côté sud de *Smeerenburg*, à 500<sup>m</sup> environ à l'ouest du front du Glacier de *Smeerenburg*, à une altitude de 150<sup>m</sup> environ au-dessus du niveau de la mer. Elle se distingue par sa couleur plus claire, la biotite y jouant un rôle bien plus secondaire, et celle qui s'y trouve étant fortement chloritisée, ce qui lui donne une couleur verdâtre. Même à l'œil nu on constate une

tendance à la structure « bétonnée », les grains de quartz et de feldspath étant arrondis, et leurs intervalles remplis de substance en fourreaux serrés. Sous le microscope, la structure est élégamment « bétonnée ». La biotite est presque intégralement transformée en chlorite, avec exsudations secondaires de magnétite. Des deux feldspaths, c'est l'orthose qui domine ; le plagioclase est généralement décomposé. On aperçoit çà et là un grain d'*orthite*, partiellement transformé en substance isotrope. Une coupe bien réussie, faite au voisinage de [010] (avec extinction  $c : \alpha$  d'environ  $35^\circ$ ) à travers un cristal bien développé avec radiations prononcées dans la substance environnante, a manifesté l'existence des faces [100], [001] et [101].

Dans un filon de la roche ci-dessus, avec direction nord-sud, M. Horneman a prélevé un échantillon, dans lequel la roche est gris foncé et à grains tout à fait fins. La couleur foncée est due à l'abondance de la biotite ; çà et là, on découvre des grains de pyrite de fer ; à part cela, la roche est composée de feldspath et de quartz. Sous le microscope il n'y a de différence avec les granits gris ordinaires que par la finesse de son grain et par la forte proportion de biotite en petites écailles régulièrement distribuées. Cette roche aussi a été soumise à des actions compressives, car elle laisse voir une structure « bétonnée » typique.

#### *Facies hypersthénique du granit gris.*

Le nunatak situé au nord du *Mur* a fourni deux échantillons d'un facies granitique à grains fins, formant masse filonienne intrusive dans le calcaire, et qui dans les préparations montre une telle teneur en hypersthène (bronzite) que l'on peut à bon droit attribuer à cette roche le nom de granit à hypersthène. Sa couleur le distingue du granit gris, en ce que le feldspath y est pigmenté en gris jaune.

Dans la préparation, on voit que la masse principale de la roche est composée d'orthose, de plagioclase et de quartz. Il y a des vellétés de structure porphyrique : en effet on aperçoit des sections cristallines assez grandes et nettement délimitées, de plagioclase à structure zonaire, entouré d'une masse à grains plus fins, où les individus sont moins bien délimités, et consistant en plagioclase, en orthose et en quartz. Les grains les plus gros d'orthose forment arrière-plan derrière les grains plus limités de plagioclase et de quartz, mais sont moins bien délimités. A l'intérieur de la masse fondamentale, les bords des grains sont fortement dentelés.

Le *plagioclase*, qui existe en proportion au moins égale à celle de l'orthose, a été déterminé en raison de l'extinction  $\alpha'$  dans une coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$ . Pour le noyau, extinction suivant un angle de  $+ 21^\circ$ , correspondant à une composition approximative de  $Ab_3 An_2$  (andésine-oligoclase). La zone marginale est un peu plus pauvre en chaux avec extinction suivant un angle  $+ 13^\circ$  ( $Ab_7 An_3$ ). D'une façon générale, le plagioclase n'a subi qu'une faible modification.

Le *quartz* existe en abondance, et montre suivant sa coutume des fissures et de l'extinction ondulatoire. Le quartz vermiculé est signalé avec une certaine abondance.

Les minéraux de couleur foncée n'abondent guère. Ce sont la *biotite* (lépidomélane) et l'*hypersthène* (bronzite).

La *biotite* manifeste un degré prononcé de pléochroïsme :  $\alpha$  jaune paille,  $\beta$  et  $\gamma$  brun noirâtre, à peine translucide. La forte absorption et la couleur foncée indiquent une biotite très riche en fer (lépidomélane).

L'*hypersthène* existe en grains relativement petits formant des amas, avec limitation par des faces cristallines vers le feldspath et le quartz. On y trouve à l'état isolé un pigment jaune brun, surtout le long des fissures et des clivages. Ce pigment consiste probablement en ilménite finement divisée. Les clivages suivant les faces du prisme sont à peu près perpendiculaires l'un à l'autre. Il présente un faible degré de pléochroïsme :  $\gamma$  vert bleuâtre faible,  $\alpha$  jaune rougeâtre faible. L'extinction du rayon polarisé y a lieu parallèlement. Il est optiquement négatif. Ce fait, combiné avec la faiblesse du pléochroïsme, indique que l'on a affaire à une bronzite très riche en fer (Pl. II, fig. 3).

En fait de minéraux accessoires, on rencontre de l'apatite, du zircon et de la magnétite, mais en proportion fort minime.

#### *Facies cordiéristique du granit.*

Nous avons aussi, provenant du nunatak situé au nord du *Mur*, un échantillon d'une roche, recueilli par M. Horneman et désigné par lui comme étant d'une masse filonienne intercalée entre les couches calcaires. Ce qui, au point de vue macroscopique, caractérise cette roche, c'est que le quartz y figure avec une extrême abondance, tandis que le feldspath est moins prépondérant. Dans une véritable matrice de quartz, on voit les grains de feldspath et de petites écailles de muscovite. La roche est d'ailleurs complètement lardée de cristaux bien développés de *cordiériste* métamorphisée, d'une couleur gris verdâtre foncé. Les cristaux peuvent atteindre une longueur de 2<sup>mm</sup> et une largeur de 1<sup>mm</sup>, avec arêtes et angles arrondis. Sous le microscope on voit que la cordiériste est en grande partie pseudomorphisée en *pinite* et est composée d'un agrégat en fines écailles de mica potassique, et d'un minéral chloritique ; çà et là on trouve pourtant de petits restes de cordiériste non transformée ; la réfraction en est à peu près égale à celle du baume du Canada. La double réfraction est peu accentuée, l'extinction du rayon polarisé parallèle et optiquement négative. Il s'est séparé à l'intérieur des cristaux de cordiériste et dans leur voisinage un pigment variant comme couleur du jaune orange au jaune brun : il se peut que ce soit de la limonite, ou peut-être de l'ilménite finement divisée. La cordiériste renferme aussi de petits cristaux de zircon de la dernière petitesse, des écailles de biotite et des grains plus volumineux de quartz.

On trouve dans cette roche une certaine quantité de biotite, tantôt intacte, avec un degré marqué d'absorption (lépidomélane), tantôt transformée en chlorite. Partout la chlorite est tissée de *sagénite* (variété du rutile), et il en est aussi parfois de même

de la biotite intacte. Le rutil apparaît non seulement sous la forme d'aiguilles de sagénite, mais encore en cristaux isolés formant des prismes courts. La sagénite est jaune à la lumière réfléchie et verdâtre à la lumière incidente ; les cristaux de rutil isolés et plus volumineux sont brun jaune. On trouve aussi de la sagénite dans la cordiérite transformée en chlorite.

A côté de la biotite il se présente de la *muscovite* en quantité non négligeable.

Parmi les variétés de feldspath, c'est l'orthose qui domine, tandis que le plagioclase, qui est fortement décomposé, joue un rôle plus restreint.

Le quartz se présente en quantités considérables : il forme, de concert avec la cordiérite, la masse principale de la roche. Il est déchiqueté et à extinction ondulatoire, avec des bords fortement dentelés, empiétant les uns sur les autres.

#### IV. Gneiss-granit et gneiss.

##### *Gneiss-granit amphibolique de Smeerenburg.*

De cette roche nous avons deux échantillons marqués : « Smeerenburg côté méridional, à 1 km. environ du Glacier de Smeerenburg. » Cette roche manifeste une structure bien marquée, et est d'une couleur gris clair avec une faible proportion de minéraux foncés. Ça et là un peu de pyrite de fer.

Sous le microscope on constate que la roche est composée surtout de feldspath et de quartz. Le feldspath est généralement de l'orthose avec du plagioclase à titre secondaire, formant de gros grains arrondis, tout rempli de fissures et construit avec des lamelles géminées. Il ne reste que fort peu de grains de quartz plus volumineux. Les espaces laissés entre les grains de feldspath sont remplis d'un gruaux à grains très fins de quartz concassé, avec des écailles de biotite et des petits flocons d'amphibole enserrant les grains arrondis du feldspath. Il y a structure « bétonnée » typique.

L'*amphibole* se présente aussi en collections assez considérables d'individus irréguliers, ayant été soumis à une désintégration. C'est de l'amphibole verte ordinaire avec une couleur d'absorption parallèle à  $\gamma$  d'un vert bleuâtre. Elle enclot des grains d'apatite, d'orthite, de sphène et de biotite ; quartz et feldspath y jouent un rôle plus secondaire. La *biotite*, qui y abonde moins que l'amphibole, n'apparaît qu'en petites écailles. Elle est partiellement transformée en chlorite.

L'*orthite* est peu abondante, et une partie en est totalement métamorphisée. Le *sphène* se montre en gros grains irréguliers. On voit quelques petits grains seulement de magnétite et de pyrite de fer.

##### *Gneiss-granit amphibolique de l'Ile des Danois.*

Les échantillons de cette roche, que nous avons eus sous les yeux, ont une structure parallèle prononcée, avec bandes alternativement claires et foncées dans les cassures transversales.

La roche est à grains moyens d'une grosseur régulière. Sous le microscope, on n'y constate pas, à beaucoup près, une structure de compression aussi prononcée que dans le gneiss-granit de Smeerenburg. On voit bien un commencement de déformation mécanique du quartz, celui-ci étant fortement fissuré et montrant une extinction décidément ondulatoire ; çà et là aussi un peu de quartz désagrégé. Mais on ne rencontre pas ici la structure « bétonnée ». Dans les feldspaths la compression se manifeste également par les clivages curvilignes de l'orthose et par une flexion des lamelles géminées du plagioclase.

Dans la préparation on constate aussi un certain parallélisme dans l'arrangement des minéraux foncés : biotite et amphibole, les grains d'amphibole et les écailles de biotite pouvant fort bien se trouver réunis par bandes.

On trouve les deux feldspaths (orthose et plagioclase) en proportion à peu près équivalente ; peut-être y a-t-il même un peu plus de plagioclase.

Le *plagioclase* forme généralement des lamelles géminées suivant la loi de l'albite et du péricline, et elle affecte toujours la structure zonaire. En coupe perpendiculaire à la bissectrice  $\alpha$  on a trouvé :

Pour le noyau.....	extinction $\alpha'$ + 19°.
Pour la zone marginale...	— + 16°.

Ce plagioclase est donc une *andésine*.

Le *quartz* existe en abondance.

Parmi les minéraux foncés, c'est l'*amphibole verte ordinaire* qui domine. Elle se présente en gros grains irréguliers disposés sur des rangs parallèles, sans délimitation précise vers le feldspath et le quartz. Elle est fortement dentelée et déchiquetée, et forme des remplissages entre les grains de feldspath et de quartz. Elle renferme dans son sein des grains cristallins de zircon, de sphène et d'apatite, et de rares octaèdres de magnétite ; mais on voit en outre des sections transversales de cristaux de biotite et de plagioclase, et des grains arrondis de quartz. Extinction sur [010]  $c : \gamma = 22^\circ$ .

La *biotite*, qui est partiellement très chloritisée, existe en proportion considérablement inférieure à celle de l'amphibole.

Cette roche représente un facies granitique très riche en chaux, attendu qu'elle contient de telles proportions d'andésine et d'amphibole verte, et l'on peut dire d'elle, qu'elle forme une transition entre le granit calcaire et la granodiorite.

#### *Gneiss du rivage voisin du Glacier N° 3.*

Dans l'échantillon, cette roche apparaît sous la forme d'un gneiss granulitique gris foncé à structure finement schisteuse, avec abondance de muscovite sur les faces de clivage. Dans les cassures transversales, on voit çà et là un gros grain arrondi de feldspath. Sous le microscope la structure se montre en tout point secondaire. Il y a des écailles de biotite et de muscovite en alignements parallèles, et entre celles-ci

un mélange à grains fins et réguliers, d'orthose, de plagioclase et de quartz. Çà et là apparaît un grain un peu plus gros d'orthite, avec traces de délimitation cristalline, mais fortement métamorphisé. En outre, des grains assez rares de sphène, d'apatite, de zircon et de minerai, tantôt de la magnétite, tantôt de la pyrite. Comme minéral secondaire, on rencontre un peu de carbonate de chaux.

*Roches de contact, à l'Ile des Danois.*

J'ai mentionné précédemment, comme provenant de l'Ile des Danois, un calcaire cristallin avec couches alternées de quartzite, affleurant dans une cassure de terrain, flanquée de part et d'autre de gneiss-granit. Le calcaire et le quartzite se distinguent tous les deux par leur riche contenu en minéraux typiques de contact.

Le *calcaire cristallin* est d'un blanc grisâtre et à grains de grosseur moyenne. Entre les grains de spath calcaire on en discerne de tout petits cristallins verts et vitreux de diopside. Sous le microscope, on reconnaît que la roche consiste principalement en *spath calcaire* et en grains irrégulièrement délimités, avec stries d'accouplement suivant  $-\frac{1}{2}R$ . Les grains empiètent légèrement les uns sur les autres, sans que cette structure puisse être qualifiée de diaploxe. Entre les grains de spath calcaire, il y a toujours des grains arrondis de *scapolite*, de *pyroxène-diopside*, d'*orthose* et de *quartz*; on trouve aussi en outre du *sphène* en nombreux et très petits grains (Pl. II, fig. 4).

La *scapolite* laisse voir des clivages à angle droit, suivant les faces du prisme [100], et donne lieu à une extinction parallèle. Elle montre de fortes couleurs d'interférence dans les coupes suivant l'axe c. En section basique et sous la lumière convergente, elle se montre optiquement mono-axée et négative.

Le *pyroxène-diopside* est fortement fissuré. Les clivages forment un angle de près de 90°. Il se distingue de la scapolite par sa réfraction plus puissante et par son extinction oblique ( $c : \gamma = 40^\circ$ ). Il est optiquement positif.

Les minéraux les plus abondants, après le spath calcaire, sont la scapolite et le diopside.

L'*orthose* existe en grains assez nombreux. Il est tout à fait homogène et bien intact; on ne voit presque pas de clivages. En coupes faites dans la zone symétrique, il donne lieu à extinction parallèle aux clivages. Le degré de réfraction est inférieur à celui du baume du Canada; la double réfraction est peu considérable. Le minéral est optiquement négatif.

En fait de *quartz*, il n'y en a guère qu'un grain çà et là.

Du *sphène* en tout petits grains est aisément reconnaissable à sa forte réfraction et à sa double réfraction. Il est pléochroïque.

Le *quartzite* n'est pas homogène, mais contient des stries parallèles à la schistosité, et composées principalement d'un minéral blanc et rayonné, qui a été déterminé microscopiquement comme étant de la *wollastonite*.

Dans les stries de quartzite pur, on aperçoit sous le microscope, se distinguant sur un fond de quartz concassé à gros grains, avec bords empiétant les uns sur les autres et extinction fortement ondulatoire, des amas formés de grains de scapolite et de diopside, de même nature que dans la roche calcaire. Le spath calcaire joue ici un rôle entièrement subordonné, en petits grains arrondis disséminés çà et là. Il y a aussi du sphène en nombreux petits grains.

Dans les stries à wollastonite, on reconnaît au microscope que le quartz est passé tout à fait au dernier rang : il n'y en a plus qu'un grain de côté et d'autre (Pl. II, fig. 3).

La masse principale est constituée par de la wollastonite, bacillaire suivant la direction b, et formant des faisceaux à rayons divergents. Clivages suivant [100] et [001]. Réfraction inférieure à celle du diopside. Le minéral est optiquement négatif. Les axes optiques forment un angle peu considérable.

On trouve ici, comme dans les stries de quartzite pur, des grains de scapolite, de diopside et de sphène. Le sphène abonde surtout à la limite des stries de wollastonite.

Le calcaire cristallin et le quartzite se caractérisent comme de véritables roches de contact, en raison de cette association typique de minéraux de contact, telle que nous venons de la décrire.

Je remercie M. le D<sup>r</sup> V. M. Goldschmidt, agrégé à l'Université de Christiania, pour ses bons conseils et pour l'assistance qu'il m'a prodiguée à l'occasion de la détermination microscopique d'un certain nombre de minéraux offrant des difficultés.

P.-S. — Après que ceci était écrit, j'ai, grâce à l'aimable obligeance de M. H. Backlund, de Saint-Pétersbourg, eu l'occasion d'examiner au microscope une série d'échantillons de granits en lames minces venant du M<sup>t</sup> Chydenius dans le Spitzberg Central.

D'après son apparence, sa composition élémentaire et les propriétés minérales de ses composants, le granit du M<sup>t</sup> Chydenius ressemble extraordinairement au granit rose relativement récent des environs du Plateau Staxrud. Il y a lieu de croire que ces deux granits sont contemporains. D'après M. H. Backlund le granit du M<sup>t</sup> Chydenius est post-silurien, et il est probable que le granit rose (« granitite ») du Plateau Staxrud l'est également <sup>1</sup>.

<sup>1</sup> H. Backlund, *Observations dans le Spitzberg Central*, Missions scientifiques pour la Mesure d'un Arc de Méridien au Spitzberg (1899-1901). Mission Russe, Tome II B, Géologie.

## LÉGENDE DE LA PLANCHE I

---

		Pages
Fig. 1.	GRANIT ROSE, type ordinaire..... Grossissement : 48. Nicols parallèles. Au milieu deux individus d'orthite. Entre les grains de magnétite, de l'épidote. Ailleurs de l'orthose.	12
— 2.	GRANODIORITE, facies basique de « granit rose » (Smeerenburg).. Grossissement : 26. Nicols parallèles. Au milieu un gros individu d'orthite ; hors de là des grains d'amphibole et de magnétite dans la masse rayonnée d'orthose et de quartz.	17
— 3.	GRANODIORITE, facies basique de « granit rose » (Smeerenburg).. Grossissement : 24. Nicols croisés. Plagioclase (labradorite $A_{b_2} A_{n_3}$ ). Raies suivant la loi de l'albite.	16
— 4.	GRANODIORITE, facies basique de « granit rose » (Smeerenburg).. Grossissement : 31. Nicols croisés. On voit un individu fracturé de plagioclase dans l'orthose.	16
— 5.	PORPHYRE QUARTZEUX, facies frontière de « granit rose » (S <sup>et</sup> de 680 <sup>m</sup> ) Grossissement : 23. Nicols croisés. Un échantillon assez gros de plagioclase à structure zonaire dans une masse fondamentale à grains fins de plagioclase, d'orthose et de quartz.	17
— 6.	APLITE GRANOPHYRIQUE (S <sup>et</sup> Horneman)..... Grossissement : 26. Nicols croisés. Association granophyroïde d'orthose et de quartz.	18



1



2



3



4



5



6

## LÉGENDE DE LA PLANCHE II

---

		Pages
Fig. 1.	APLITE GRANITIQUE (Ile des Danois).....	20
	Grossissement : 27. Nicols parallèles. Des grenats et quelques écailles de muscovite se détachent par une forte réfringence sur la masse fondamentale composée d'orthose et de quartz.	
— 2.	GRANIT GRIS (Ile des Danois).....	25
	Grossissement : 79. Nicols croisés. Association d'orthose (noir) et de plagioclase, avec raies conformes à la loi de l'albite.	
— 3.	FACIES HYPERSTHÉNIQUE DE GRANIT GRIS (Le Nunatak).....	27
	Grossissement : 43. Nicols parallèles. Au milieu : de l'hypersthène. La biotite est noire. Le reste consiste en quartz et en feldspath.	
— 4.	CALCAIRE CRISTALLIN (Ile des Danois).....	31
	Grossissement : 27. Nicols parallèles.	
— 5.	WOLLASTONITE dans le QUARTZITE (Ile des Danois).....	32
	Grossissement : 26. Nicols croisés.	
— 6.	MICASCHISTE (Hecla Hoek. Baie Möller).....	7
	Grossissement : 25. Nicols croisés.	



1



2



3



4



5



6

*J. Scheelzig phot.*

*Héliog.-L. Schutzenberger. Paris*