Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Band: 37 (1901)

Heft: 140

Artikel: Étude pétrographiques des roches éruptives du soubassement cristallin des Dents de Morcles - Dents du Midi

Autor: Bonard, Arthur

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-266441

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 22.11.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ÉRUPTIVES

DU

SOUBASSEMENT CRISTALLIN

DES

DENTS DE MORCLES — DENTS DU MIDI

PAR

Arthur BONARD

Introduction.

La première zone alpine cristalline est profondément entaillée, près du débouché de la Vallée du Rhône, dans la région comprise entre Saint-Maurice et Martigny. Les deux flancs de la vallée y constituent la base des deux montagnes bien souvent étudiées en géologie : la Dent de Morcles et la Dent du Midi. Mais les études qu'on a faites jusqu'à présent dans ces massifs ont surtout porté sur les terrains sédimentaires, sur le grand synclinal carbonifère de la Dent de Morcles-Salvan, sur le vaste pli couché qui couronne chacune des deux grandes sommités. Ces travaux scientifiques sont aujourd'hui classiques et le nom de M. Renevier y est désormais attaché comme celui du défricheur infatigable qui a consacré sa vie entière à traiter ce beau et difficile problème. Il en est de même du travail de M. E. Favre, achevé par M. H. Schardt. Les études de la base cristalline qui soutient l'ensemble de ces plis sont presque toutes de dates fort anciennes et remontent aux travaux de Gerlach. Une seule est récente et s'inspire des

idées de la géologie moderne, c'est celle qu'a entreprise M. le professeur Golliez [1] et dont il a déjà publié, sous forme de courtes notices préliminaires, les premiers et importants résultats. Le travail de M. Golliez est essentiellement géologique : la partie pétrographique restait à faire. M. le professeur Golliez, mon maître, voulut bien m'en charger et il me confia tout d'abord l'étude pétrographique des divers types de roches filoniennes recueillies par lui dans cette région. C'est là le sujet des recherches que j'expose ici.

Lorsque j'entrepris le présent travail, M. Golliez avait déjà fait la carte de la zone qui nous intéresse et assemblé, au fur et à mesure des levés, une quantité considérable d'échantillons. Il s'ensuit que mon travail a été avant tout un travail de cabinet. J'ai borné mon étude sur le terrain à aller simplement m'inspirer des travaux que je cite ici. Puis, rentré au laboratoire, j'ai repris les échantillons, j'en ai établi les coupes et, sans autre préoccupation que celle de chercher à définir les types pétrographiques auxquels on a affaire ici, j'ai étudié, échantillon par échantillon, tout le matériel dont je disposais. Je fis cette étude dans le laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de l'Ecole Nationale supérieure des Mines de Paris, sous la haute et bienveillante direction de M. le professeur Termier.

Ainsi, ma préoccupation dominante n'a jamais été celle du gisement de ces diverses variétés de roches éruptives, ni celle de relationner les filons entre eux, d'établir leur zone de continuité. Je ne me suis pas davantage appliqué à rattacher ces roches éruptives à celles des régions voisines de la première zone alpine dont elles sont certainement des congénères ; j'entends dire par là que je n'ai pas cherché la comparaison de mes roches avec celles, par exemple, de la zone des Aiguilles-Rouges ou des régions qui, s'étendant plus loin encore, vont jusqu'au Pelvoux. J'ai voulu

[1] « Bull. Soc. vaud. Sc. nat. », 15 nov. 1893. *Note sur le soubassement cristallin de la Dent de Morcles.*

limiter mon étude à la conception restreinte que j'ai énoncée plus haut : définir et décrire les types des roches filoniennes de la région. Il appartiendra à un autre travail de développer les points de vue qui ne sont pas dans celui-ci. Il comprendra toutes les roches cristallines de la région de la Dent de Morcles et de la Dent du Midi et non seulement les roches filoniennes. Ce travail, entrepris en collaboration par M. le professeur Golliez et moi, ne tardera sans doute pas à voir le jour.

Généralités.

La première zone alpine de Lory est constituée, dans la région de la Dent de Morcles et de la Dent du Midi par un ensemble de schistes cristallins que M. le professeur Golliez a rangés dans deux complexes distincts : un complexe de schistes chlorités (cornes vertes) et un complexe de schistes micacés. Toutes les roches cristallines de la première zone alpine sont abondamment injectées de roches profondes diverses qui se présentent tantôt sous la forme de massifs, tantôt sous celle de filons. Dans la zone dont nous nous occupons, ces injections sont filoniennes.

Les différents échantillons récoltés nous ont révélé, dans ces filons, un certain nombre de types bien distincts que nous pouvons répartir dans les groupes suivants :

1° *Granites* à orthose et microperthite ;

2° *Roches se rattachant aux granites.* Ce sont d'abord des *aplites granitiques.* Puis, ce sont des *microgranites à orthose et à microperthite.* Nous avons jugé convenable de subdiviser ces derniers en deux sous-genres : *a)* celui des microgranites de Saint-Barthélemy-Luisin qui a été déjà souvent décrit sous le nom de porphyre de Saint-Barthélemy ; *b)* celui des microgranites divers, uniformément répandus dans la région, sur les deux rives du Rhône.

3° *Roches de magma syénitique.* Ce sont des *microsyénites à microcline microperthitique et à oligoclase-albite,* enfin

4° *Roches de magma dioritique :* des *diorites à andésine basique.*

Ces quatre groupes formeront les sujets de quatre chapitres :

I. *Roches de magma granitique. — Granits proprement dits.*

II. *Roches de magma granitique. — Aplites granitiques et microgranites.*

III. *Roches de magma syénitique.*

IV. *Roches de magma dioritique.*

Signalons immédiatement que les granites et les diorites sont modifiés par un métamorphisme intense dont nous examinerons l'action de détail au moment voulu.

CHAPITRE PREMIER

Roches de magma granitique. — Granites proprement dits.

Caractères extérieurs.

Extérieurement, ces roches ont, dans leur ensemble, l'aspect habituel des granites avec quelque chose de moins frais au toucher et à la vue. Suivant que leur grain est fin, moyen ou gros, cet aspect rappelle tantôt celui des vrais granites, tantôt celui de phyllades et de gneiss, tantôt celui de pegmatites, à tel point que souvent, à l'œil nu, on les rangerait volontiers dans l'une ou dans l'autre de ces familles.

Quand le grain est fin, la roche est serrée et lourde ; les éléments minéralogiques se distinguent difficilement les uns

des autres, et, dans les cas où ils sont distincts, ils n'accusent aucune orientation commune bien nette. La couleur générale des roches de ce groupe se tient presque uniformément dans des tons verdâtres analogues à ceux des pâtes de certains microgranites de la même région.

Avec un grain moyen, les éléments présentent parfois visiblement une orientation commune, et il arrive que cette orientation est si nettement réalisée qu'elle donne à la roche un caractère plus ou moins apparent de schistosité. Si, alors, la roche contient de la biotite, ce qui est ordinairement le cas, on voit, dans la section transversale, à l'œil nu ou mieux à la loupe, se dessiner de fines lignes rouges-jaunâtres qui courent à travers la roche dans le sens de son étirement qu'elles soulignent de cette façon. Ce sont les traces, sur la section, des dépôts formés par les produits ferreux de la décomposition de la biotite. Dans certains échantillons, c'est la biotite elle-même, restée fraîche, ou la chlorite qui accentuent la schistosité ; les traînées en sont souvent anastomosées entre elles et forment, çà et là, des paquets assez volumineux. Il peut arriver que la roche se débite sans trop de peine en feuillets comparables à ceux des phyllades et dont les plans de séparation sont quelque peu brillants. D'autre part, plusieurs échantillons de grain moyen pourraient être parfaitement confondus avec de vrais gneiss. Ils ne vont pas, toutefois, jusqu'à accuser une tendance à la foliation. Les éléments y sont disposés en rubans parallèles et alternants d'éléments blancs (feldspaths et quartz) et d'éléments colorés (biotite), lesquels ne passent que rarement les uns dans les autres. L'aspect rubanné disparaît cependant par endroits et l'apparente schistosité n'existe plus. La roche, en ces points, ne ressemble plus à un gneiss et prend plutôt l'aspect d'une pegmatite.

Quelques types de grain moyen sont d'aspect aplitique. La teinte peut en être très blanche et la présence d'abon-

dantes mouchetures vertes de chlorite secondaire provenant de la décomposition de la biotite, permet seule de reconnaître le caractère granitique de la roche. Cependant elle n'a d'aspect aplitique que par son grain qui est difficilement visible à l'œil nu et très homogène ; à part cela, la roche est le plus souvent multicolore et comme bigarrée de rouge par le feldspath, de vert par la chlorite, de gris par le quartz.

Le grain peut, enfin, être grossier ou même gros. Dans ce cas, l'aspect de la roche paraît pegmatitique. Les éléments semblent n'avoir pas été orientés par le laminage et leur disposition absolument quelconque est, au contraire, mise en évidence par les positions de la plupart des lamelles de muscovite qui sont maintes fois orientées normalement les unes par rapport aux autres.

Dans chaque type, — à grain fin, à grain moyen, à grain grossier ou gros, — le *quartz* présente à l'œil nu les mêmes caractères que dans les types de granites de grains correspondants et qui n'ont pas subi d'action métamorphique.

Les *feldspaths* des types à gros grain ont parfois jusqu'à trois ou quatre centimètres de longueur et montrent çà et là la macle de Carlsbad. La présence de cristaux de telles dimensions donne alors à la roche le caractère d'un granite porphyroïde.

Les *micas* sont habituellement disposés en traînées ou en paquets ; la biotite est généralement chloritisée. La muscovite apparaît, dans la plupart des cas, en paillettes brillantes, mais souvent aussi, et cela surtout dans les échantillons d'aspect pegmatitique, en larges lames superposées sur des épaisseurs de plusieurs millimètres.

Dans plusieurs de ces mêmes échantillons, on constate la présence de *grenats*. Ils sont abondants, mais répartis d'une façon assez peu uniforme, de sorte qu'en certains points ils s'accumulent en groupes très denses, tandis qu'en

d'autres ils sont plus clairsemés. Les cristaux atteignent 1 mm. à 1 $^1/_2$ mm. et présentent la forme b^1 (110), à l'exclusion, semble-t-il, de toute autre. La couleur en est le rouge caractéristique de l'almandin ordinaire.

Le dynamométamorphisme de ces roches est rendu sensible, à l'œil nu, par d'évidents phénomènes de torsion des feldspaths.

Caractères microscopiques.

Au microscope le grain de la roche, quel que soit le type auquel elle appartient, est assez souvent anisométrique. La grandeur des éléments est, parfois, à tel point variée, qu'en maint endroit la roche paraît comme formée d'une pâte englobant de grands cristaux. Cette apparence de roche à deux temps est d'autant plus accentuée que la roche a subi un laminage plus intense ou, ce qui revient au même, une compression plus forte. Elle est mise en évidence surtout par l'allure que le dynamométamorphisme donne au quartz. Ce minéral est généralement réduit en une sorte de ciment grenu dont les éléments, d'orientations diverses, ont, dans leur ensemble, l'aspect d'une mosaïque. Le grain de cette texture est très variable. Parfois, sa dimension est très comparable à celle des éléments autres que le quartz restés intacts, mais souvent ce quartz divisé, l'est si finement qu'il prend véritablement l'aspect d'une pâte irréductible. Il va sans dire que ce caractère coïncide, dans les échantillons qui le présentent, avec d'autres indices d'un métamorphisme intense. La finesse du grain de quartz divisé est la raison essentielle de l'apparence « à deux temps » de certains échantillons ; cette finesse dépend, d'autre part, du degré d'intensité du métamorphisme, aussi est-il juste de dire, comme nous l'avons fait, que cette apparence est d'autant plus accusée que le métamorphisme a été plus violent, autrement dit

que le caractère granitique de nos roches s'efface de plus en plus avec l'accentuation du laminage. Quand l'action du métamorphisme a été très forte, les feldspaths eux-mêmes en ont été atteints et brisés, mais chaque individu ne s'est réduit, en général, qu'en peu de fragments. Cependant, dans certains cas de laminage particulièrement intense, la coupe montre au microscope un fouillis presque irréductible de fragments infiniment divisés de feldspath et de quartz. Le tout forme alors une espèce de pâte agglomérée, d'un aspect rappelant quelque peu celui d'une coupe de grès à grain très fin. Nous avons ici la *Mörtelstruktur* de Törnebohm. C'est à peine alors si dans quelques cristaux plus grands et qui ont résisté, on peut reconnaître la nature des éléments. Il se produit souvent, dans ces cas de laminage intense, un phénomène particulier : cet agrégat de fragments déjà agglomérés se fend en un ruban sinueux que vient remplir du quartz secondaire (quartz de recristallisation). Il en résulte un véritable filonnet se terminant, d'une part, en coin et aboutissant, d'autre part, à une grande plage de quartz divisé, laquelle est localisée généralement dans une région plutôt feldspathique qui la limite et l'enferme. Le filonnet peut couper des cristaux entiers dont il ressoude, en quelque sorte, les fragments séparés. (Fig. 1.)

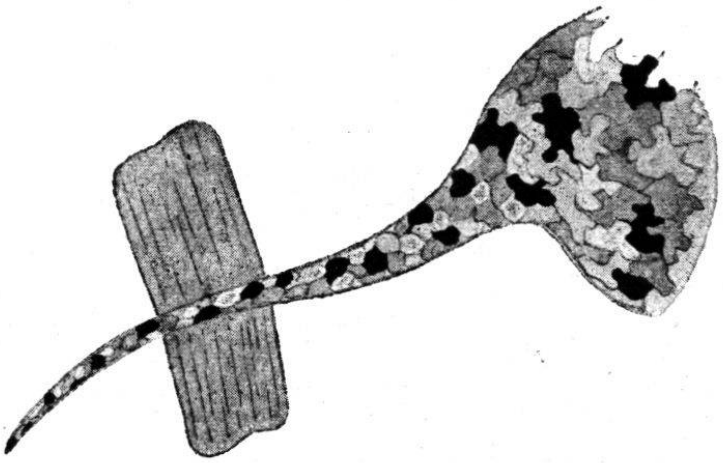

Fig. 1. — Filonnet de quartz recristallisé ressoudant les deux fragments d'une orthose.

Le laminage peut encore se traduire par un aspect spécial qu'il donne à la roche, celui d'un agrégat de grands cristaux de feldspaths dans lequel on aurait injecté une pâte siliceuse mêlée d'impuretés, pâte qui aurait pénétré

dans la masse en prenant l'allure de quelque chose de fluide. Il n'y a plus, ici, de plage de quartz reconnaissable ; seuls, les individus qui se trouvaient à l'état d'inclusions primaires dans les feldspaths ont échappé au broyage.

Il y a encore, comme résultat du laminage, une orientation des éléments dans laquelle non seulement les minéraux lamelleux (micas et chlorites) s'aplatissent dans le plan de laminage, mais encore les feldspaths et les quartz tendent à se coucher dans les mêmes plans. Tout semblerait donc s'être passé comme si le quartz divisé eût joué le rôle d'une pâte fluente dans laquelle les feldspaths, moins brisés, et les quartz les plus grands auraient pu basculer et s'étendre suivant les plans de laminage. En général, cette orientation est bien accusée et la présence de la biotite ou de son produit de décomposition, la chlorite, l'indique fort nettement. Il convient cependant de dire que ce caractère d'orientation peut être plus ou moins atténué.

Ainsi donc, au point de vue de la texture, nos granites se distinguent essentiellement par les effets du laminage, faibles ou intenses, et, parmi ces effets, les deux plus saillants sont, comme nous pouvions nous y attendre, la fine division du quartz ou la réduction des minéraux en « Mörtelstruktur » et l'orientation des éléments sur les plans de laminage.

Etude des éléments constitntifs.

Les éléments constitutifs de ces granits sont :

Eléments essentiels :

Feldspaths alcalins.
Quartz.

Eléments accessoires :

Biotite.
Apatite.

Tourmaline.
Zircon.
Fer oxydulé (magnétite).

Eléments secondaires :

Chlorite.
Muscovite.
Calcite.
Sphène.
Grenat.
Cordiérite.
Rutile.
Fer titané (ilménite).

FELDSPATHS ALCALINS.

Nous trouvons ici l'orthose, la microperthite, la microcline microperthite, l'oligoclase-albite.

Orthose.

L'orthose se présente en larges bandes tantôt sous forme cristalline, tantôt laissant deviner, dans un vague idiomorphisme, les contours cristallins. Les macles suivant la loi de Carlsbad sont abondantes et nettes. Les extinctions sont peu franches mais, au contraire, véritablement roulantes, à la façon de celles du quartz. Les plages sont abondamment sillonnées de cassures dues aux actions mécaniques. Ces cassures sont généralement remplies par du mica blanc qui s'est formé aux dépens même du feldspath. Suivant la forme des cassures, la muscovite est distribuée en fins filaments ou en petits amas irréguliers mais généralement allongés.

Un examen approfondi montre dans la plupart des plages de notre minéral de légères traces d'albitisation ; nous pourrions dire que nous avons affaire à de la microperthite — mais si peu albitisée qu'il nous est permis de la considérer comme de l'orthose pur. Ce dernier se ren-

contre d'ailleurs dans quelques coupes, en plages plus ou moins étendues, en général allotriomorphes et le plus souvent fort altérées. Dans un type à grain moyen cet orthose prédomine; les plages en sont rares mais particulièrement étendues et sans contours géométriques — ou bien, plus abondantes, de dimensions plus petites et assez uniformes et de sections plus ou moins arrondies.

On trouve dans cet orthose d'assez nombreuses inclusions de quartz primaire, en plages arrondies. Le quartz s'y présente aussi à l'état de minéral secondaire d'infiltration, cimentant les lambeaux séparés d'orthose qui ont été brisés par les actions dynamométamorphiques, — ou en inclusions très petites distribuées en lignes incurvées. A côté du quartz, il y a des inclusions de biotite souvent bien idiomorphes ou de muscovite et de chlorite provenant l'une et l'autre d'anciennes biotites décomposées. Ces dernières inclusions sont toujours en fragments échevelés orientés dans toutes les directions. Les inclusions d'apatite et de grenat ne sont point rares.

Dans l'ensemble des échantillons, l'orthose est très muscovitisé.

Microperthite.

Les caractères morphologiques généraux de la microperthite de nos roches sont les mêmes que ceux décrits pour l'orthose. L'aspect microperthitique est plus ou moins accusé, au premier coup d'œil, selon que l'altération (généralement la muscovitisation) est moins ou plus avancée. La macle de Carlsbad n'est point rare. Les contacts de la microperthite avec les plagioclases sont tantôt fort nets, parfaits et sans bavures, tantôt diffus et remplis de muscovite secondaire. Les contours des plages sont souvent très sinueux et dans les sinus se logent soit des prolongements de microperthites contiguës, soit des prolongements de quartz, soit du quartz divisé. Les plages qui ont été brisées ont leurs cassures remplies de muscovite secon-

daire dont les particules se disposent parfois en une texture pseudo-fluidale.

Quant à l'abondance de ce minéral, elle est variable. Dans certaines coupes, il prédomine largement et relègue le quartz bien au second plan. Notons qu'il se rencontre souvent en compagnie de l'orthose.

Beaucoup de sections montrent un double maclage rectangulaire, c'est celui, caractéristique, du microcline. Nous avons alors affaire à du *microcline microperthitique* (Brögger). Il se présente habituellement en grandes plages sans contours géométriques qui, souvent, dominent sur les autres minéraux de la roche et parfois même en sont le seul feldspath. Le caractère microclinien est en général nettement accusé par les particularités caractéristiques de l'extinction. Habituellement, le double système de macles albite-péricline se reconnaît indubitablement mais parfois, il ne se traduit que par un moirage d'extinction, orienté vaguement, suivant deux directions à peu près perpendiculaires. D'ailleurs, le laminage a souvent dérangé les assemblages en tordant les éléments des macles. Les extinctions sont alors simplement moirées et s'effectuent sans ordre sensible.

Dans certaines de nos roches, types composés presque exclusivement de microperthites qui ne comportent à côté d'elles qu'un peu de quartz divisé, les bords de ces microperthites paraissent comme usés par la friction des grains de quartz qui ont parfois pénétré dans le feldspath de façon à en découper les contours en une sorte de dentelle.

Albitisation. Les facules d'albite de la microperthite sont souvent disposées régulièrement en une orientation commune variable, selon les types, par rapport aux éléments cristallographiques. D'autres fois, elles sont réparties en paquets de formes irrégulières, à angles arrondis et reliés les uns aux autres par des anastomoses formées par leur propre matière. (Fig. 2.)

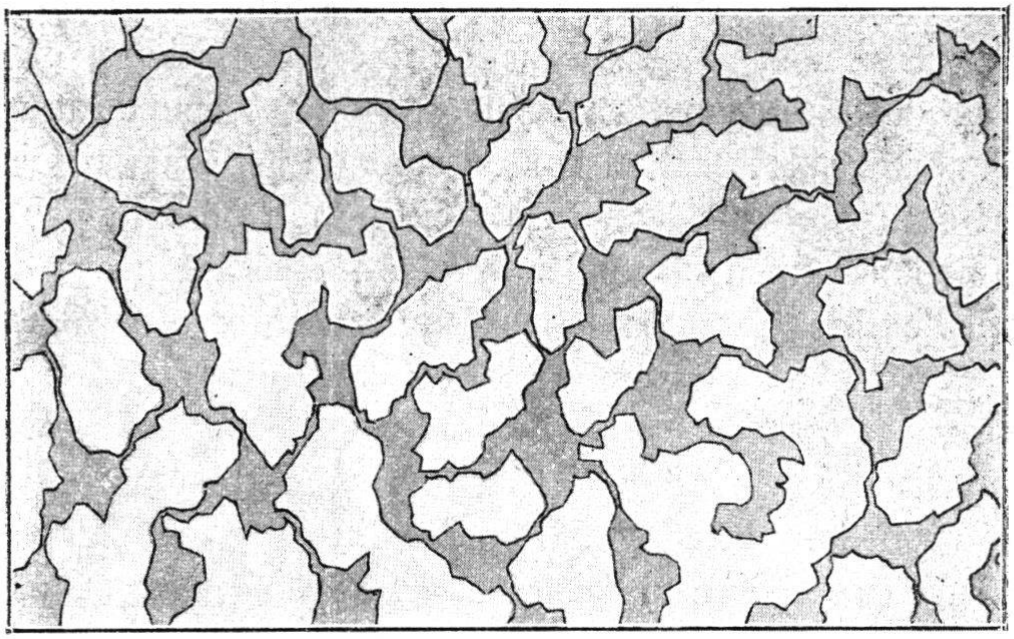

Fig. 2. — Microperthite. Albitisation en facules anastomosées.

Dans d'autres cas, intermédiaires, elles sont orientées, mais grossièrement, dans une direction définie, parfois normale à g^1 (010). Parfois encore, l'albitisation est, pour ainsi dire, sporadique, c'est-à-dire que les facules d'albite, tout en étant très nettes et très limpides, sont, par contre, relativement peu abondantes et notablement éloignées les unes des autres. Il arrive que du microcline microperthitique se forme en inclusion dans la microperthite. Le passage de l'un des modes à l'autre est insensible : les facules d'albite de la microperthite deviennent de moins en moins nettes, les contours de leur dessin se fondent progressivement, l'uniformité de leur orientation s'atténue, elles s'anastomosent de plus en plus à mesure que, partant d'une région reconnue comme microperthitique, elles se rapprochent d'une plage incluse de microcline microperthitique. Les anastomoses, d'abord irrégulières, s'ordonnent de plus en plus et finissent par former avec les facules elles-mêmes, également transformées et ordonnées, une plage d'aspect nettement microclinique. Le mode ainsi obtenu de microcline microperthitique est donc constitué par une alternance d'orthose et d'albite assemblés dans le double système de macles albite-

péricline. Il se présente parfois dans une microperthite plusieurs plages de ce microcline microperthitique, et qui s'éteignent simultanément. On reconnaît cependant que, dans ces cas, les extinctions en sont en général grossièrement zonées et que les zones d'extinction ne sont pas absolument conformes dans toutes les plages incluses : dans l'une, l'extinction commencera par le centre et se portera sur les bords ; dans une autre, au contraire, elle débutera le long des contours pour se porter au centre. En considération de ce phénomène, on peut conclure à une légère oscillation dans la composition chimique de ces plages incluses, en ce sens que l'albitisation des unes, par exemple, croît du centre vers les bords, tandis que celle des autres croît des bords vers le centre. Ces plages incluses sont généralement très fraîches.

La *macle de Carlsbad* est également abondante dans la microperthite et dans le microcline microperthitique; elle donne lieu à de curieuses compénétrations et à d'intéressantes manifestations du laminage. Ce dernier s'y traduit fréquemment par ses effets sur le plan de macle g^1 (010), dont

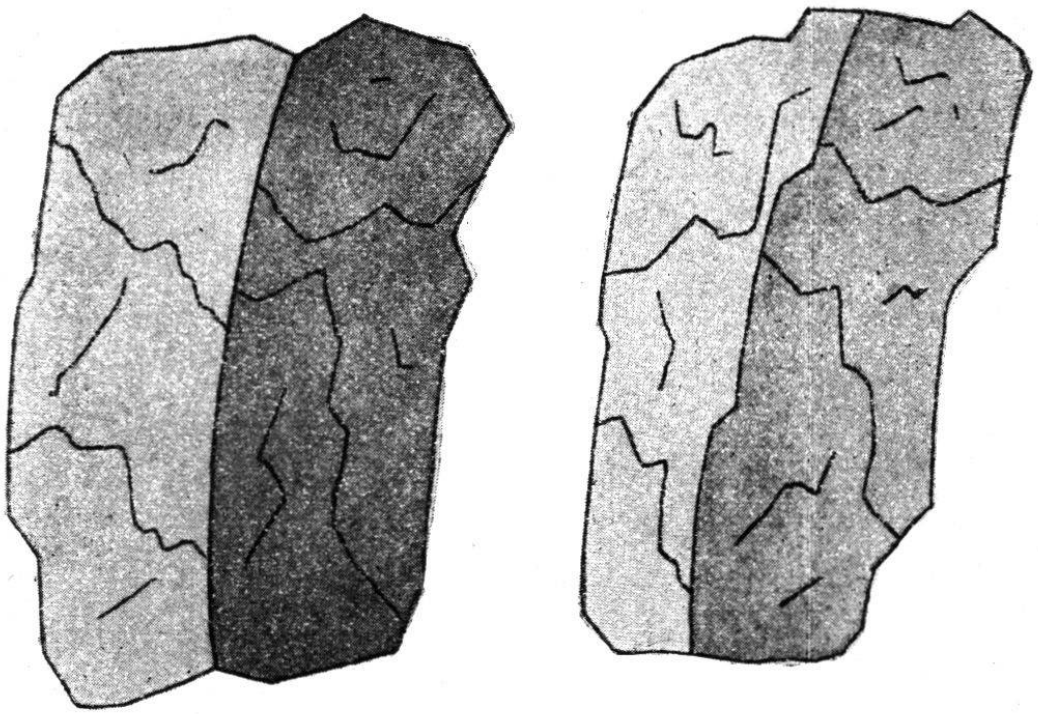

Fig. 3. — Orthoses montrant l'incurvation des plans de macle (Carlsbad) due à la compression.

la trace, au lieu d'être rectiligne ou en baïonnette comme dans les feldspaths qui n'ont pas été dynamométamorphisés, se trouve être composée de lignes courbes juxtaposées. (Fig. 3.)

Quelquefois, les traces, sur le plan de la coupe, des figures de pénétration provoquées par des individus maclés suivant la loi de Carlsbad, sont remarquables, et elles donnent à certaines plages un aspect fort compliqué quand elles se combinent avec les effets du laminage, lequel a non seulement déformé les cristaux, mais encore a provoqué le dépôt de quartz recristallisé en des endroits inattendus.

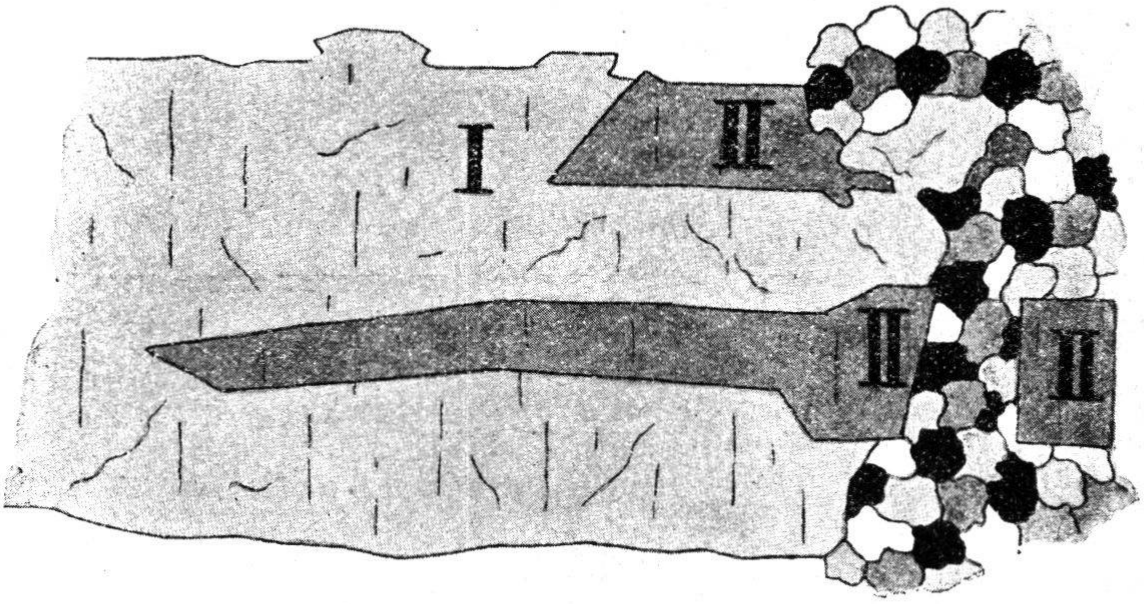

Fig. 4. — I et II. Deux individus d'orthose maclés suivant la loi de Carlsbad A droite, du quartz recristallisé.

C'est ainsi que dans la fig. 4 on voit, dans une section très oblique sur g^1 (010), les traces, fort inégales en surface, des deux individus maclés I et II. De plus, le laminage a brisé l'individu I et du quartz secondaire s'est formé entre sa masse et les fragments enlevés.

Les inclusions de la microperthite et du microcline microperthitique sont les mêmes que celles de l'orthose. Il convient cependant de mentionner spécialement celles de plagioclases. Elles sont nombreuses et orientées, en général, sans uniformité.

Une plage de microperthite peut aussi contenir, en inclusion, de la microperthite d'une orientation différente. Dans l'un de ces cas, l'inclusion est absolument idiomorphe et se présente en un parallélogramme parfait. Cette inclusion a un aspect particulier : l'albite et l'orthose en concrescence sont nettement distincts l'un de l'autre et disposés en un damier oblique formé de quinze rhombes et dix demi-rhombes d'albite et de seize rhombes et de huit demi-rhombes d'orthose. Cette inclusion est très petite et l'on n'en peut percevoir les détails qu'aux plus forts grossissements. (Fig. 5.)

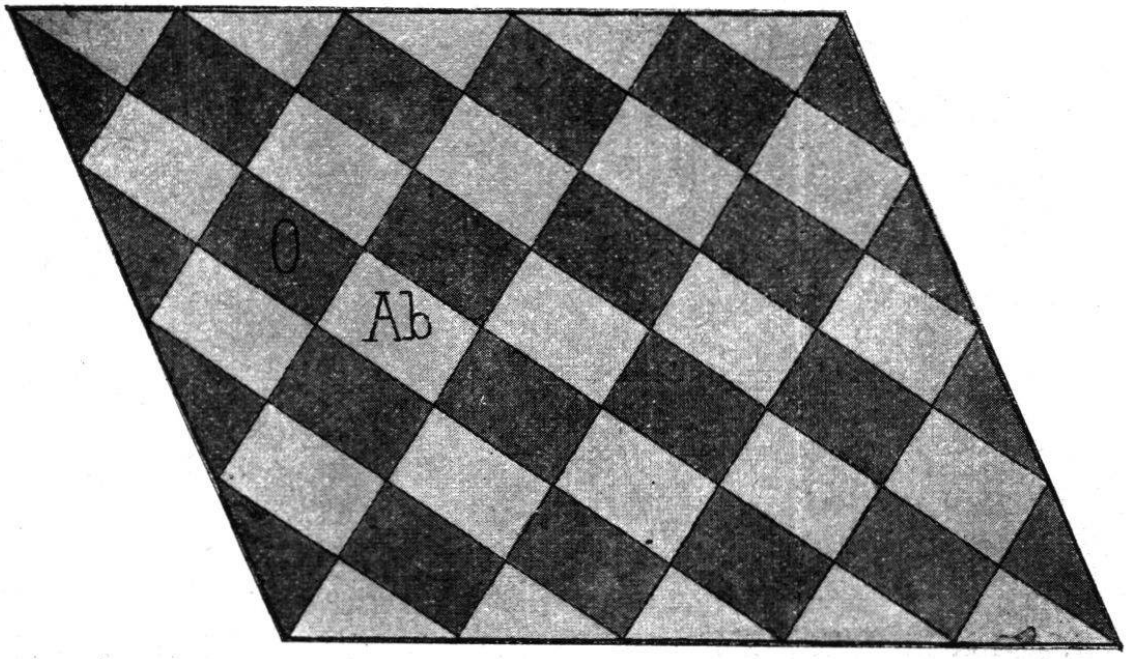

Fig. 5. — Microperthite : O = orthose ; Ab = albite.

La *muscovitisation* a attaqué les microperthites comme les orthoses. Dans les cas où se présente la macle de Carlsbad, la muscovite se dispose volontiers en rubans normaux à la trace du plan de macle, autrement dit, elle s'intercale en couches entre les lamelles du clivage *p* (001).

Oligoclase-albite.

Les plagioclases sont représentés par une oligoclase-albite un peu variable de composition (oscillant entre les

limites définies pour cette espèce : 10 à 20 % an.). Elle se rencontre en général simultanément avec les autres feldspaths et cela en proportions très variables. Dans certains échantillons elle domine. Dans quelques coupes même elle est le seul feldspath : il est évident que ceci est purement accidentel. Les contours des plages et les positions relatives de celles-ci dans les coupes ne présentent rien de particulier : il en est ici comme pour les microperthites. La macle répétée de la péricline se présente assez souvent dans la même plage avec celle, caractéristique et toujours abondamment représentée, de l'albite. La densité des lamelles de la macle de l'albite varie parfois notablement dans une même plage : en tel point les lamelles sont nombreuses et très serrées, en tel autre elles sont larges et peu abondantes. La macle de Carlsbad combinée avec les deux autres modes de macles n'est point rare.

Quelques individus présentent un zonage d'ailleurs très peu accentué et dont il est impossible de déterminer les limites vu que ces plagioclases zonés sont tous très mus-

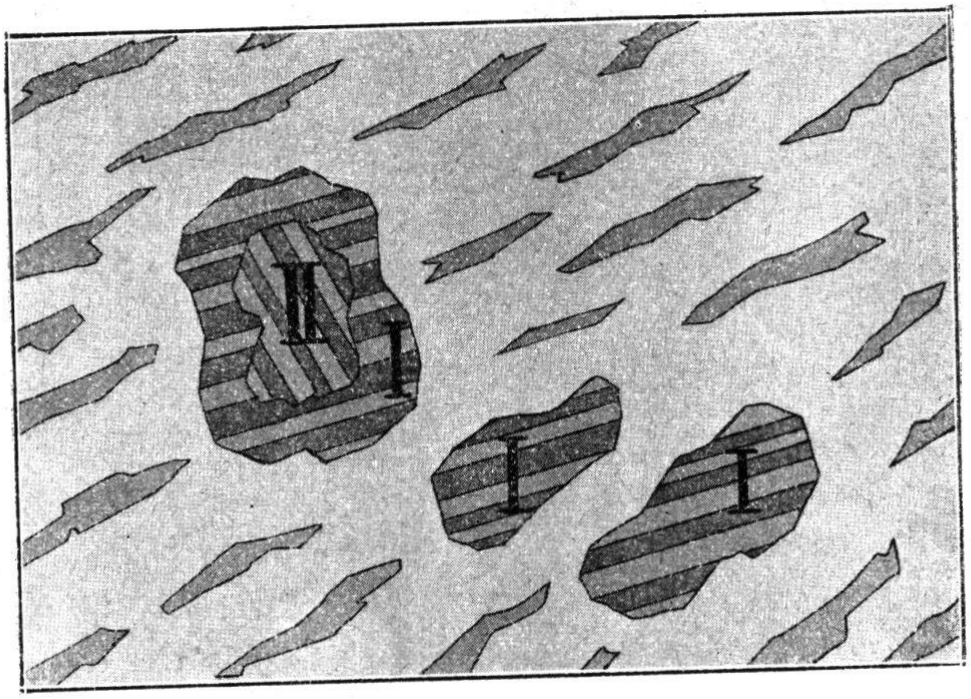

Fig. 6. — I et II, deux individus de microperthite. I moule II et l'ensemble est inclus dans la microperthite.

covitisés. Il est à remarquer que ce zonage coïncide avec un idiomorphisme accusé. Quand la muscovitisation n'est pas trop avancée, elle suit les couches du zonage qu'elle met ainsi en évidence.

Notons quelques particularités de texture. Notre oligoclase-albite est souvent en inclusion dans la microperthite et présente alors des dispositions intéressantes. La figure 6, par exemple, montre une telle inclusion répartie en trois fragments I, parfaitement isolés. Ils appartiennent au même individu comme l'indiquent les extinctions rigoureusement simultanées des lamelles conformes des trois fragments. De plus, l'un des fragments I moule lui-même une plage d'oligoclase-albite II orientée d'une façon différente. Le phénomène occupe une forte étendue de la plage.

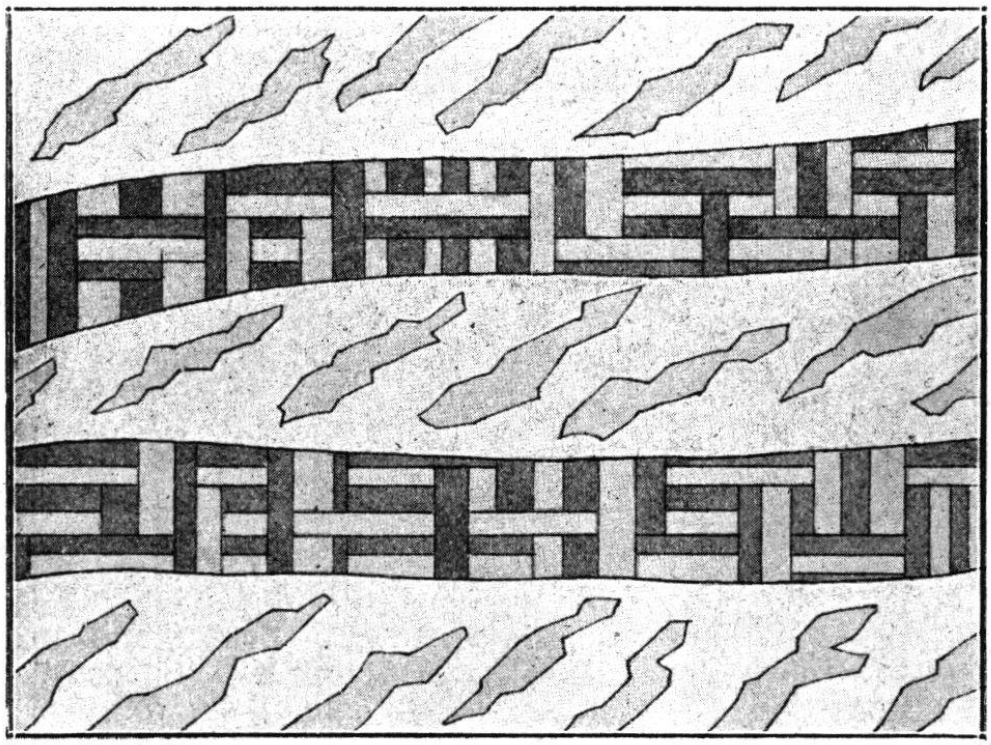

Fig. 7. — Filonnet d'oligoclase-albite traversant la microperthite.

La figure 7 montre une disposition analogue quoique présentant un aspect différent ; l'oligoclase-albite forme ici, dans la masse de la microperthite, des filonnets légèrement incurvés et grossièrement parallèles. Les lamelles du plagioclase sont parfaitement correspondantes dans les

divers filonnets ainsi que permet de le reconnaître la simultanéité des extinctions des systèmes conformes. L'orientation des lamelles de macle est, dans l'ensemble, normale à la direction des filonnets.

Dans la figure 8 nous voyons, pour ainsi dire, une séparation filonienne d'albite pure dans une plage de microperthite qu'elle traverse de part en part. Le phénomène n'est point comparable aux deux précédents où nous avons affaire à de véritables concrescences de deux feldspaths fort différents ; nous ne sommes ici qu'en présence d'une exagération du phénomène de l'albitisation de l'orthose ayant libéré une plage d'albite suffisamment étendue pour qu'il faille la considérer non comme partie intégrante d'une plage de microperthite, mais comme plagioclase et la traiter comme telle.

Le *laminage* a fort nettement mis en évidence dans beaucoup de plages d'oligoclase-albite les clivages p (001). On voit ceux-ci former un système de lignes droites interrompues mais rigoureusement parallèles et normales, ou à peu près, aux traces des plans de macles g^1 (010) dans les cristaux maclés suivant la loi de

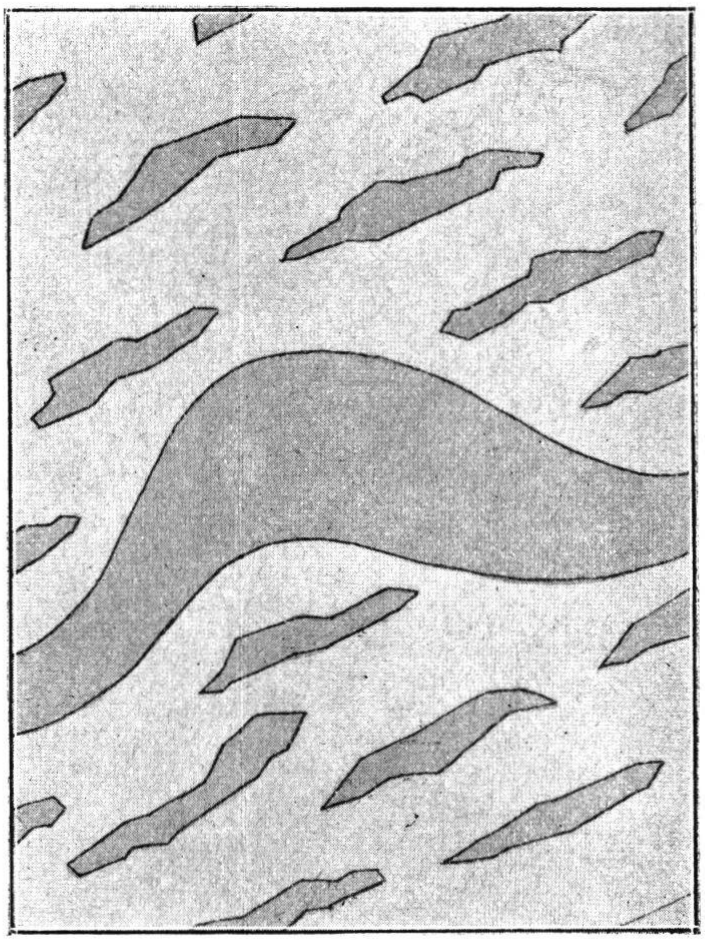

Fig. 8. — Filonnet d'albite traversant la microperthite.

l'albite ou celle de Carlsbad. Dans certaines plages où le laminage s'est compliqué d'une torsion manifeste, ces clivages ont obéi à la torsion et se sont disposés en arcs de courbes concentriques. A côté des clivages p (001), le laminage a souvent développé un système distinct de cassures frustes faisant sur g^1 (010), avec les clivages, un angle variable, toujours compris entre 90° et 120°. Ces cassures sont évidemment des cassures h^1 (100). Çà et là, le clivage, fort rare, g^1 (010) a été également mis en évidence. Sur le tout s'étend un réseau de cassures irrégulières et nombreuses, abondamment anastomosées. Aux forts grossissements, toutes ces lignes de clivage et cassures se montrent remplies de produits de décomposition tantôt ferreux, tantôt muscovitiques. Signalons, en passant, que ce résultat du métamorphisme, si sensible dans les plagioclases, l'est davantage encore dans les microperthites les moins caractérisées, c'est-à-dire les plus voisines de l'orthose mais, par contre, il l'est relativement peu dans les microperthites nettement qualifiées. Il convient de remarquer que les feldspaths atteints par ce phénomène semblent avoir un relief plus considérable que normalement, cela tient évidemment à la mise en évidence des formes pétrographiques par les matières de décomposition incluses dans les cassures et dans les contacts.

Le laminage, soit seul, soit compliqué de torsion, a dans plusieurs cas amené par étirement la rupture des plagioclases. En effet, souvent on remarque non seulement que les lamelles hémitropes s'incurvent plusieurs fois sur une très petite longueur, mais encore que leur largeur diminue sensiblement d'une de leurs extrémités jusqu'à un point déterminé de leur allongement pour devenir très faible, puis reprendre jusqu'à l'autre extrémité. La rupture, alors, suit quelque fois l'amincissement et l'espace entre les fragments se comble soit de quartz, soit de muscovite secondaire. Il est à remarquer que plusieurs de ces

fragments indiquent dans mainte coupe un charriage notable ; ils ont conservé les angles vifs produits par la rupture. Dans bien des cas, il est impossible de rattacher les unes aux autres des plages que l'on reconnaît cependant être des fragments charriés.

Nos plagioclases sont, en général, fortement muscovitisées et la muscovite se dispose habituellement en granulations semées uniformément sur toute la plage. Dans les cas où les deux systèmes d'assemblage de l'albite et de la péricline se trouvent réunis, il arrive parfois que la muscovitisation épigénise presque totalement un certain nombre de lamelles hémitropes du feldspath, prend la forme et conserve la position de ces lamelles. (Fig. 9.)

Parfois aussi, au lieu de se disposer en rectangles, elle forme de fins filaments couchés dans les joints des lamelles de macles.

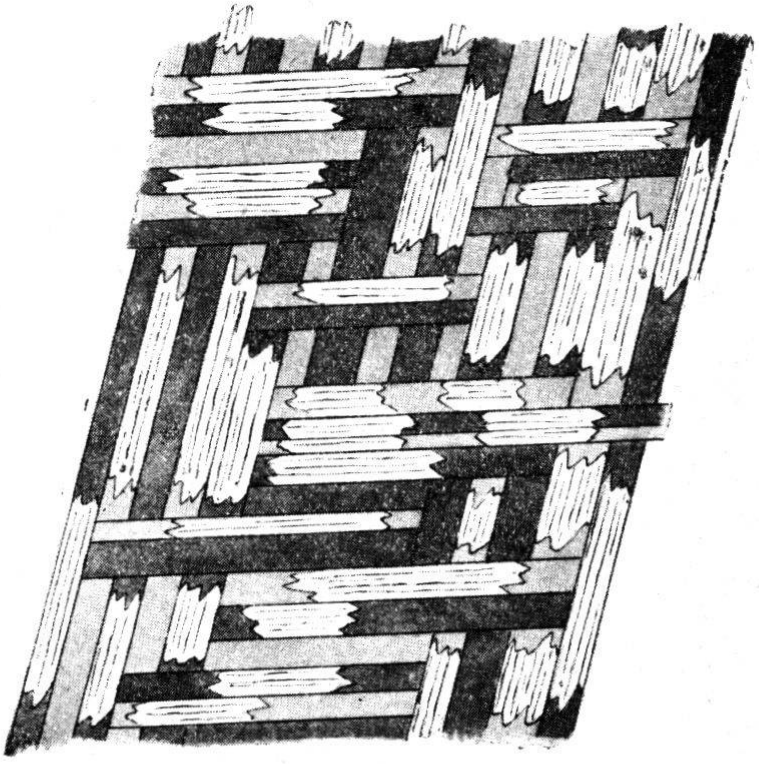

Fig. 9. — Muscovitication de l'oligoclase-albite. Les lamelles de muscovites, reconnaissables à leur clisage, ont gardé la position des lamelles d'oligoclase-albite qu'elles ont épigénisées.

La *calcification* est notablement plus rare que la muscovitisation. Elle se rencontre cependant encore assez fréquemment dans les fentes dues au laminage et certaines plages sont ainsi couvertes d'un réseau général de calcite.

Quant aux *inclusions* primaires, elles sont les mêmes que dans l'orthose et la microperthite.

Quartz

Le quartz se rencontre en grandes plages, en agrégats grenus, en plages peu fragmentées.

Les grandes plages, entières, n'ont pas de contours cristallographiques. Elles sont laminées et tordues et présentent au plus haut degré le phénomène des extinctions roulantes. Leur surface est sillonnée de rangées d'inclusions dont quelques-unes sont à peine visibles aux grossissements les plus forts. Parfois la compression n'a agi que sur des portions limitées d'un quartz et leur a donné une extinction totalement différente de celle du reste de la plage, ou bien elle a brisé ces portions en fragments qui sont restés unis, à angles vifs, et disposés en escaliers.

Mais le caractère essentiel du quartz de ces roches réside dans l'aspect d'agrégats grenus que lui a donné généralement le laminage et dont nous avons déjà dit quelques mots dans les considérations microscopiques générales. Nous ne reviendrons pas sur ce qui a été dit au sujet du rôle du quartz dans la texture de la roche, nous compléterons seulement par quelques détails l'étude de ce minéral en tant qu'élément constitutif.

Les plages de quartz ont été brisées parfois jusqu'à présenter l'aspect d'une agglomération de grains à peine visibles aux grossissements les plus forts. Mais ceci est l'exception. Le plus souvent l'agglomération est réductible et se présente comme un agrégat de grains allotriomorphes et généralement jointifs. Des phénomènes de recristallisation ont eu lieu évidemment après le morcellement des grandes plages.

Dans quelques régions, le quartz en agrégats grenus (ou quartz divisé) affecte une forme multilobée comparable à celle qu'il présente lorsqu'il est produit par la dévitrification de certaines pâtes de rhyolites. Parfois, cette disposition est seulement ébauchée; on voit alors des plages

réduites en un petit nombre de fragments à contours découpés dont les apophyses se compénêtrent intimement. Le quartz sous ces formes est fréquemment en grandes surfaces d'une limpidité telle qu'en lumière blanche il est impossible de distinguer les lignes de sutures.

Les grains du quartz en agrégats sont assez souvent séparés les uns des autres par des intervalles comblés de limonite. Quand le quartz divisé fonctionne comme ciment entre des fragments de microperthite et autres feldspaths, il se dépose en rubans agrégés dont la largeur est variable et le grain peu uniforme. Ces bandes quartzeuses pénètrent aussi en chapelets jusque dans les plus fines fissures des feldspaths. Il n'est point rare de voir un filament de muscovite occuper la partie médiane du ruban.

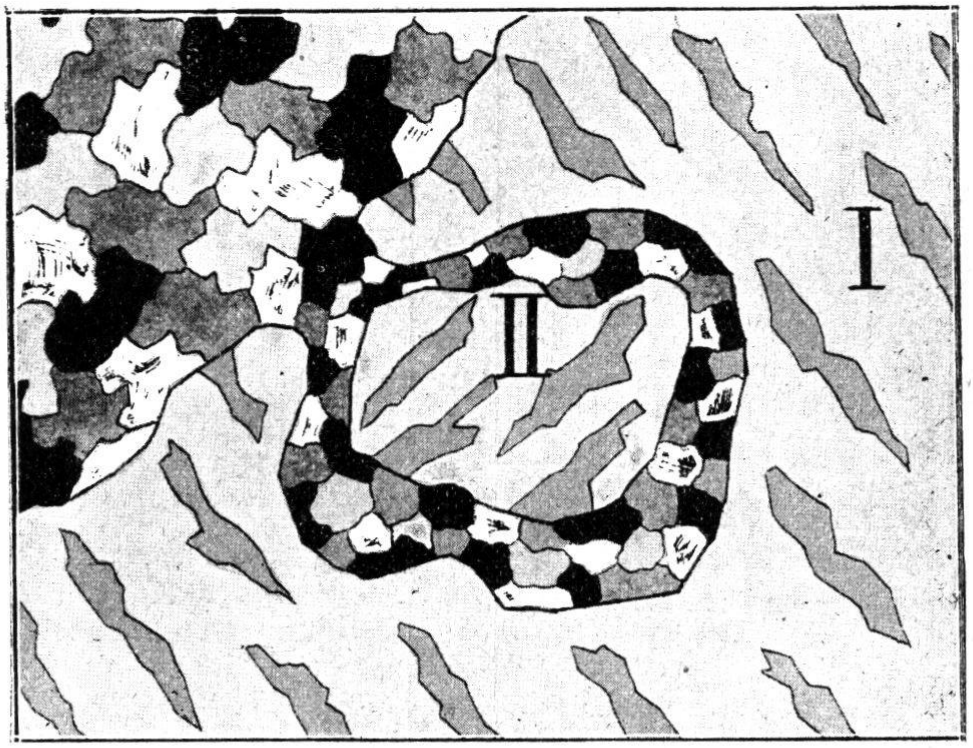

Fig. 10. — La résorption magmatique a détaché de l'individu de microperthite I un fragment II qui a pivoté sur lui-même et pris une orientation particulière. L'espace entre I et II a été comblé par du quartz recristallisé.

Il peut arriver qu'une microperthite étant presque totalement moulée par une autre, d'orientation différente, ce

quartz divisé sépare les deux individus. Il est probable, ici, que la microperthite moulée a été détachée de l'autre suivant une surface de moindre cohésion et que les contacts ont été attaqués. Puis, le fragment rendu mobile ayant pivoté, le quartz interstitiel s'est formé. (Fig. 10.)

Dans quelques échantillons, les grains du quartz divisé sont allongés dans une direction unique.

Entre le quartz finement divisé et les grandes plages entières, il y a une forme intermédiaire, c'est celle où les plages ont été brisées en quelques fragments seulement. Ils sont alors souvent réunis par du quartz grenu très fin et par de la muscovite d'infiltration.

Quant le quartz est à l'état d'inclusion primaire dans un feldspath, ce qui est fréquent, il a des contours arrondis et ne présente habituellement pas le phénomènes des extinctions roulantes. Rarement, il affecte des formes cristallographiques. Le cas se présente cependant, et l'on reconnaît alors la double pyramide hexagonale seule ou combinée avec le prisme hexagonal.

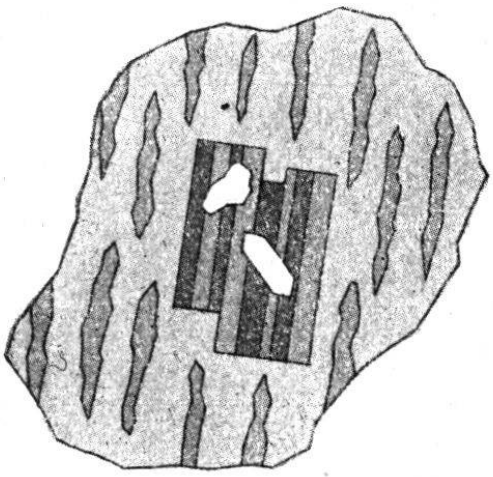

Fig. 11. — Inclusion de quartz dans une oligoclate-albite, celle-ci étant, à son tour, moulée par une microperthite.

Remarquons la présence de quartz inclus dans une plagioclase, alors que celui-ci est lui-même inclus dans une microperthite. La cristallisation du quartz a donc débuté, dans ce cas, avant celle du feldspath le plus basique de la série de nos roches. (Fig. 11.)

On rencontre, çà et là, de la calcite incluse dans les fissures.

Biotite

La biotite fraîche est excessivement rare dans ces granites ; elle est presque toujours en voie de chloritisation ou de muscovitisation.

La biotite n'est idiomorphe que lorsqu'elle se trouve en inclusions primaires dans les feldspaths et dans les quartz ; habituellement, elle est semée dans les coupes en paquets informes et en plages étroites. Le polychroïsme, très intense dans les individus frais, diminue à mesure que l'altération augmente. Toujours il s'exagère autour de petites inclusions de rutile assez abondantes. La biréfringence, normale dans les individus non attaqués, diminue rapidement par la chloritisation.

Dans les types de roches très laminées, la biotite montre des extinctions roulantes beaucoup plus caractéristiques encore que celles du quartz. Elles sont sensibles surtout dans les sections de basse biréfringence.

L'effet du dynamométamorphisme a été de coucher les biotites dans les plans du laminage. Elles s'y sont tassées en paquets dont l'étirement a, par suite, détaché de nombreux filaments. Tantôt ceux-ci s'anastomosent et couvrent la coupe d'un réseau ininterrompu, tantôt ils forment un système régulier de lignes parallèles. Lorsqu'une plage, primitivement normale aux plans du laminage, a pu conserver cette position, elle a souvent été scindée en deux ou trois fragments qui se sont détachés suivant le clivage basal et se sont écartés les uns des autres comme entraînés par un courant. (Fig. 12.)

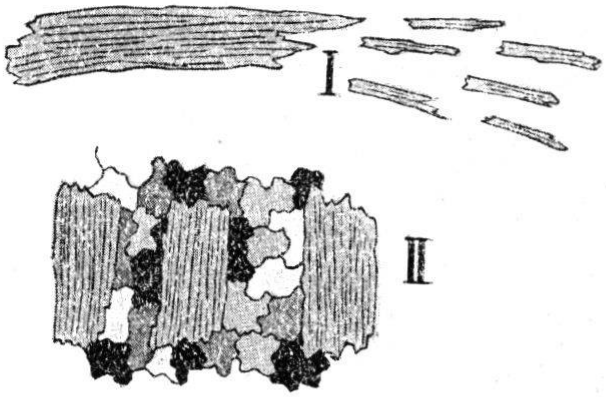

Fig. 12. — Action du laminage métamorphique sur la biotite. L'individu I allongé dans le plan de laminage a été, pour ainsi dire, effiloché ; l'individu II placé normalement au plan de laminage a été divisé en quelques fragments, seulement, entre lesquels s'est formé du quartz de recristallisation.

Les produits de décomposition de la biotite sont nombreux. Les deux plus importants sont la chlorite et la muscovite. Nous les étudierons à leur place. Les autres sont le sphène, le rutile, le fer titané ou ilménite.

Citons comme inclusion primaire dans la biotite, l'apatite.

La répartition de la biotite dans notre série est variable. Dans certains échantillons, elle est très abondante ; dans d'autres, fort rare.

Apatite

L'apatite présente dans nos granits son caractère habituel d'idiomorphisme parfait. On la trouve soit en sections franchement hexagonales et éteintes, soit en hexagones plus ou moins allongés ou en rectangles. Parfois, les sections sont légèrement corrodées, les angles se sont émoussés ; les hexagones et les rectangles prennent des formes de cercles et d'ellipses.

Les plages d'apatite sont de grandeurs très variables. Quand elles étaient quelque peu étendues, elles ont donné prise au laminage, qui les a brisées, ou bien irrégulièrement, ou bien en fragments de sections transversales.

L'apatite peut être indépendante, mais le plus habituellement elle est incluse dans le feldspath et la biotite.

L'apatite est plus ou moins abondante. Il convient cependant de noter que le plus souvent elle ne peut être considérée que comme sporadique.

Tourmaline

A l'exception d'un des échantillons où la tourmaline est vraiment abondante, on peut dire qu'elle est rare dans nos granites. Dans les coupes où elle se trouve en abondance, elle est en fragments nombreux, dont les plus rapprochés les uns des autres sont reliés par de la muscovite très limpide formée à leurs dépens ; la même muscovite s'est déposée entre les fragments de tourmaline et les feldspaths. Le polychroïsme, bien sensible, va du jaune canari au jaune très clair, presque blanc.

Cette tourmaline contient d'abondantes inclusions d'un minéral qui n'a pu être déterminé. Ce sont des aiguilles

très fines, dont la disposition générale rappelle celle des aiguilles de rutile dans la variété de quartz dite « quartz à cheveux de Vénus ». Au premier abord, ces inclusions, qui ne peuvent être observées qu'en lumière blanche et que rien ne trahit en nicols croisés, paraissent être des cassures. Cependant, en considération du fait qu'elles occupent surtout les centres des plages où elles forment des réseaux serrés et que les bords en sont totalement dépourvus, il est difficile de concevoir une cause mécanique ayant pu produire des cassures si particulières, et il faut bien admettre que ces aiguilles sont des inclusions. Quant à leur disparition en nicols croisés, elle peut s'expliquer par leur excessive ténuité : leur teinte de polarisation disparaît dans celle de la tourmaline.

Zircon

Le zircon se rencontre à l'état sporadique, en petits prismes très ramassés. Quand il se trouve inclus dans la biotite, il présente les auréoles polychroïques caractéristiques.

Fer oxydulé ou Magnétite

Le fer oxydulé, sporadique comme le zircon, se rencontre dans tous les échantillons. Il affecte en général les formes géométriques connues, ou bien se présente en grains arrondis.

Chlorite

La chlorite est ici l'un des produits de décomposition de la biotite. On trouve tous les termes de passage entre la biotite entièrement fraîche et la chlorite ne contenant plus trace de la biotite originelle. Les dispositions des plages sont exactement les mêmes que dans la biotite. La couleur est variable suivant l'avancement du processus de chloritisation. Dans la chlorite parfaite, le polychroïsme est sensible ; une coupe présente des plages de ce minéral dont le polychroïsme oscille du vert d'herbe clair au vert-

de-gris. Mais ce renforcement de coloration est anormal, il est dû à des inclusions microlitiques qu'il a été impossible de déterminer. Dans quelques échantillons, la couleur verte est à peine sensible et parfois même le minéral est incolore et absolument limpide (chlorite blanche, chlorite de Mauléon. — Voir aux microgranites).

On peut considérer la biréfringence comme à peu près nulle dans les chlorites vertes qui ne contiennent plus de biotite; pour les chlorites blanches, par contre, la couleur de polarisation chromatique atteint le jaune orangé (coupes de $0^{mm}025$).

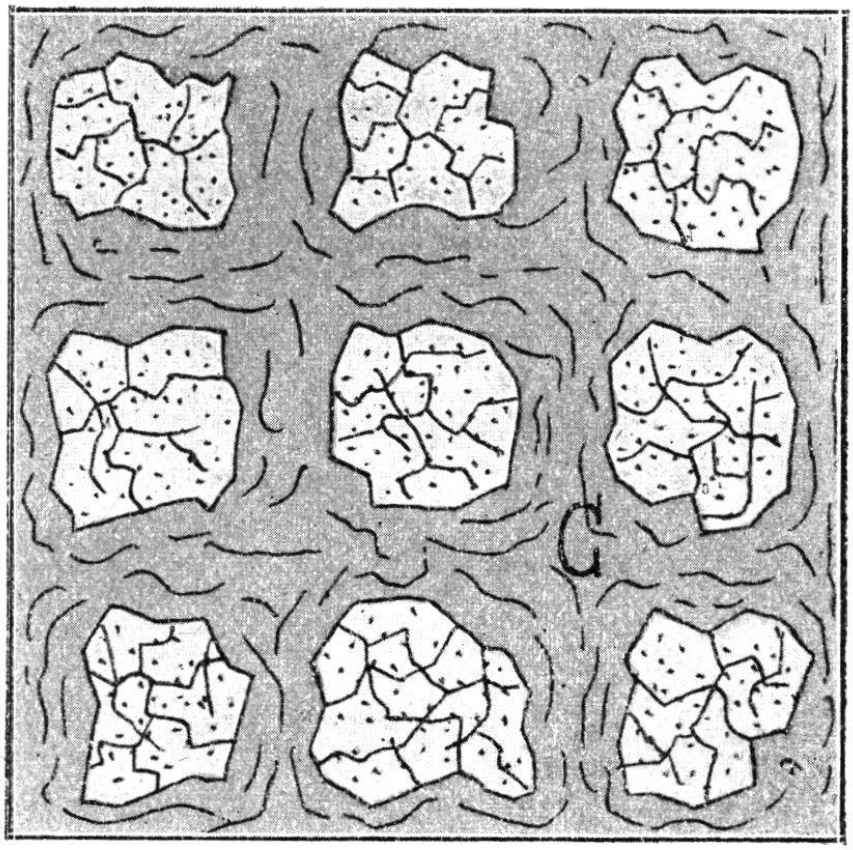

Fig. 13. — Chlorite en grille et grenat. La chlorite cimente les fragments d'un grenat (G) brisé.

Dans l'un de nos types de granites à microcline microperthitique, la chlorite se présente sous un aspect particulier. Elle cimente, pour ainsi dire, les fragments d'un grenat brisé et la figure produite par sa disposition est comparable à une sorte de grille. Une telle grille peut se con-

cevoir comme formée par un certain nombre de bandes irrégulières plus ou moins larges, orientées suivant une direction commune et reliées entre elles par des prolongements latéraux de largeurs également variables. L'ensemble a quelque ressemblance avec un agrégat de cellules organiques arrondies dont la matière chloritique formerait les parois épaisses. (Fig. 13.)

Notons que dans toute la série de nos roches, la chloritisation et la muscovitisation peuvent non seulement se produire ensemble dans une coupe, mais encore s'attaquer toutes deux au même individu et donner sur la même plage, d'une part de la chlorite, d'autre part de la muscovite, séparées par un simple plan de clivage ou assemblées en dents de scie. (Fig. 14.)

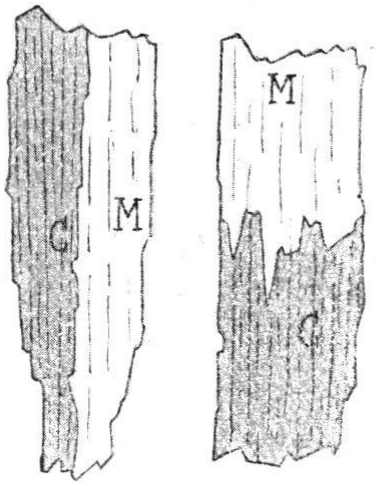

Fig. 14. — Chloritisation (C) muscovitisation (M) simultanées de la biotite.

Il arrive encore que l'on trouve dans une même coupe des plages de biotite absolument fraîches à côté d'individus de chlorites parachevée.

Le fer titané et le sphène naissent dans tous les cas de chloritisation de la biotite.

Sous forme de chlorite d'infiltration, ce minéral occupe volontiers les cassures qui sillonnent les feldspaths.

Muscovite

La muscovite provient soit de la décomposition des feldspaths, soit de la décomposition de la biotite.

Quand elle est d'origine felspathique, la muscovite se trouve tantôt en petites plages très limpides avec les traces de clivages caractéristiques, tantôt en grandes sections arrondies, fréquemment reliées les unes aux autres par des anastomoses de largeur variable, tantôt enfin en forts filaments qui courent à travers le minéral générateur. Les

sections arrondies sont constituées par l'agrégat d'une grande quantité de microlites orientés dans toutes les directions et les anastomoses qui les relient, à travers le feldspath, courent parfois parallèlement aux contours de celui-ci. Ceci se produit dans les plagioclases légèrement zonés dont nous avons parlé. Entraînée par les eaux d'infiltration, la muscovite s'est souvent déposée dans les interstices des minéraux ; elle forme parfois alors des bandes

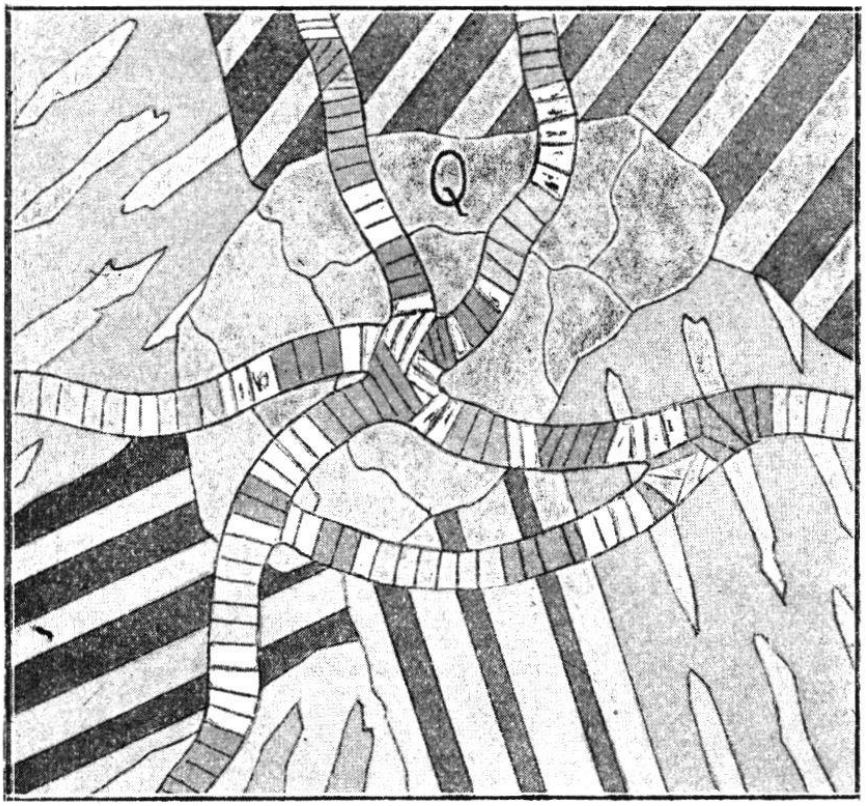

Fig. 15. — Filonnets de muscovite à travers le quartz (Q), la microperthite et l'oligoclase-albite. Les lamelles de muscovite sont, en général, à peu près normales à la direction des filonnets.

assez larges, pouvant rayonner d'un point commun et composées de microlites accusant une orientation grossièrement normale aux bords des bandes. (Fig. 15.)

La muscovite d'origine biotitique est notablement moins abondante. Ses caractères, par contre, sont plus nets : les plages sont homogènes, la teinte de polarisation chromatique est uniforme dans chaque plage et limpide. Cette

muscovite contient en inclusions du sphène en abondance et de nombreuses granulations d'ilménite.

Calcite

La calcite ne se rencontre que dans un nombre très restreint d'échantillons, mais quand on la trouve dans une coupe elle y est, en général, abondante et en plages limpides. Elle provient exclusivement de la décomposition des plagioclases et il arrive, quand ces feldspaths ont un certain idiomorphisme (ce qui arrive çà et là), que la calcite de décomposition en conserve les contours. La circulation des eaux entraîne cette calcite et la dépose en filonnets comme elle le fait de la muscovite.

Sphène

Le sphène est un produit de la décomposition de la biotite. C'est la muscovitisation qui le libère. Il se rencontre dans la muscovite sous forme de petites inclusions allongées parallèlement aux clivages et accompagnées de grains de fer titané également secondaires. Il est souvent mêlé à la chlorite. Le sphène n'est que sporadique et n'a jamais de formes cristallographiques.

Grenat

Le grenat est abondant dans un type très feldspathique et peu micacé. Les cristaux ont une dimension assez uniforme, d'environ 1 mm. à 1 $^1/_2$ mm. Ils sont répandus à profusion et présentent l'aspect de verrues à relief considérable, aux contours tantôt arrondis, tantôt carrés ou vaguement octogones. Tous sont sillonnés de stries irrégulières et la plupart ont, en outre, été brisés en plusieurs fragments. La couleur est vaguement rosée. Le grenat est souvent inclus dans le feldspath ou en contact avec lui. On observe toujours alors la présence d'un ciment de muscovite qui réunit les fragments entre eux et au feldspath.

Les différents morceaux d'un même grenat ont quelquefois dérivé assez loin les uns des autres. Ils ont même chaviré et les contours originels du cristal ne sont plus du tout déterminables.

Cordiérite

La cordiérite est rare. Elle est en partie décomposée et transformée en *pinite*. Elle présente ici la polarisation d'agrégat.

Rutile et Ilménite

Le rutile se présente inclus dans le quartz sous forme de très petits prismes. On le trouve aussi, à côté du sphène, comme produit de décomposition de la biotite. Il est sporadique, de même que les grains de fer titané (ilménite) qui l'accompagnent généralement et dont l'origine est la même.

CHAPITRE II

Roches de magma granitique. — Aplites granitiques et microgranites.

I

APLITES GRANITIQUES

Caractères extérieurs et microscopiques.

Extérieurement, ces roches présentent un aspect de grande homogénéité. Leur couleur est un blanc légèrement bleuâtre, piqué çà et là d'une tache verte très claire, de chlorite accidentelle.

Nos échantillons sont de deux sortes. Les uns, aux taches vertes un peu plus nombreuses que ne le comporte la définition moyenne, accusent un laminage assez intense, un grain très fin et présentent superficiellement une séparation en membranes de friction, de couleur vert clair, à

éclat gras. Les autres, de couleur très claire, sont beaucoup moins laminées et ont un grain moyen.

Au microscope, les premiers se dévoilent comme un assemblage serré d'éléments allotriomorphes, petits, à peu près isométriques. Tous tendent à une orientation de laminage commune, soulignée par des brins de biotite ou de chlorite. Les secondes, par contre, ont une texture nettement granitoïde.

Etude des éléments constitutifs.

Le type le plus laminé de nos aplites est caractérisé par l'assemblage *microperthite-quartz*.

Les *éléments accessoires* sont l'*oligoclase-albite*, la *biotite* et l'*apatite*.

Comme *éléments secondaires*, nous avons la *muscovite* et la *chlorite*.

La microperthite et le quartz se trouvent en quantités à peu près égales. L'oligoclase-albite est rare, de même que la biotite. Celle-ci est tantôt en petits rectangles effrangés, tantôt en petits paquets. Elle est en partie chloritisée, en partie muscovitisée ; le premier de ces deux processus est plus fréquent que le second.

L'apatite est sporadique ; elle est surtout incluse dans les feldspaths.

Un peu de muscovite provenant des feldspaths se dépose souvent en liserés très fins le long des contours de ces derniers.

Le type peu laminé est défini par la combinaison minéralogique *orthose-quartz*. L'*oligoclase* et le *zircon* sont accessoires. La *chlorite* est secondaire, ainsi que la *muscovite* et le *kaolin*.

L'orthose se trouve en grandes plages un peu microperthitisées par endroits et dont les contours sont fréquemment soulignés d'un fin liseré de muscovite.

Le quartz est en sections étendues avec des extinctions, fortement roulantes ou en agrégats grenus (quartz divisé). Dans ce dernier cas, le grain est loin d'avoir le degré de finesse qu'il atteint dans les granites laminés.

L'oligoclase-albite appartient au type décrit dans le chapitre I. Elle est peu abondante et, comme d'ailleurs le microperthite, très kaolinisée.

Le zircon est en grains minuscules et très rares.

Quant à la chlorite secondaire, elle est si clairsemée que, dans de nombreuses coupes, en n'en voit pas trace.

II

MICROGRANITES

MICROGRANITES DE SAINT-BARTHÉLEMY-LUISIN[1]

Caractères extérieurs.

Les microgranites du vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin peuvent se subdiviser tout d'abord, au point de vue de leur aspect extérieur, en quatre groupes nettement déterminés par les couleurs respectives de leurs cristaux du premier temps et de leurs pâtes. Ces quatre groupes sont :

1° Les microgranites à pâte rouge et à feldspaths blancs;

2° Les microgranites à pâte blanche et à feldspaths rouges;

3° Les microgranites à pâte blanche ou grise et à feldspaths blancs;

4° Les microgranites à pâte rouge et à feldspaths rouges.

---

[1] Les échantillons des filons du vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin ont été recueillis par M. Théodore Bieler, alors assistant au laboratoire de minéralogie et de pétrographie de l'Université de Lausanne, actuellement assistant au laboratoire fédéral d'analyses agricoles. Je me fais un plaisir de lui présenter ici mes remerciements.

La pâte des microgranites du premier groupe est d'une couleur lie de vin plus ou moins foncée, ou parfois d'une couleur rouge brique. D'abondance variable, elle domine de beaucoup dans la plupart des types sur les cristaux du premier temps, mais il peut arriver aussi que ceux-ci occupent, dans leur ensemble, un espace notablement plus étendu que la pâte qui les moule. Les feldspaths, parfaitement idiomorphes, sont tantôt blancs — un peu grisâtres — tantôt légèrement colorés de rouge par le pigment ferreux qui provoque la teinte de la pâte elle-même. Leur taille est variable, elle oscille entre quelques millimètres et 1 cm. à 1 $^1/_2$ cm. Les quartz, en grains arrondis, saillent habituellement hors de la surface; ils présentent souvent, quand ils sont bien limpides, une couleur rosée, qui est celle de la pâte vue par transparence. Çà et là, brillent de minces paillettes de biotite; des amas de chlorite sont uniformément répandus dans la masse d'un certain nombre de types.

Dans le groupe des microgranites à pâte blanche et à feldspaths rouges, le blanc de la pâte est parfois légèrement teinté de vert ou de bleu. Les feldspaths, quoiqu'en général moins volumineux que ceux du groupe précédent, ont fréquemment 1 cm. de longueur. Ils sont aplatis suivant g^1 (010) et montrent habituellement le clivage p (001). Le ton de leur couleur est variable. Il y en a qui sont d'un rouge brique très cru. Le quartz présente le même aspect que précédemment. On reconnaît de nombreuses paillettes de muscovite et des taches de chlorite. Dans certains cas, les cristaux du premier temps sont si petits qu'il est difficile, à l'œil nu, de les distinguer de la pâte.

La pâte des microgranites du troisième groupe est grise, plus ou moins foncée. Les cristaux du premier temps (feldspaths, quartz, muscovite) sont, dans ce groupe, fort petits également.

Le quatrième groupe est, au contraire, remarquable par

la taille de ses feldspaths de première consolidation (ils atteignent jusqu'à 3 $^1/_2$ cm.) et par la perfection de leur idiomorphisme. Le quartz y est relativement peu abondant, mais on y trouve de nombreux amas de chlorite.

Caractères microscopiques.

Les microgranites du vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin sont des exemples remarquables de texture porphyrique. Toutes les pâtes de ces roches sont nettement microgranitiques avec des variations plus ou moins accentuées dans l'arrangement des éléments qui les constituent. Le grain de la pâte qui, dans certains types est sensible déjà aux moindres grossissements, n'apparaît, dans d'autres, qu'aux grossissements les plus forts. La pâte est cependant toujours réductible, c'est-dire qu'elle ne prend jamais le caractère felsitique. Non seulement le grain est variable d'un filon à un autre mais il peut encore être fort différencié dans un seul et même filon et l'on remarque alors que la taille du grain diminue, dans une section transversale du filon, du milieu vers les épontes. Ajoutons que dans quelques cas on observe une tendance assez accusée à la texture granophyrique (micropegmatitique).

Quand le grain de la pâte est gros, il est en même temps assez peu uniforme. Toujours on y reconnaît des feldspaths plus ou moins idiomorphes et de la muscovite cimentés par du quartz allotriomorphe. La taille de ces divers éléments permet de les reconnaître facilement. Ces pâtes à gros grain sont très transparentes en coupes minces.

Souvent le quartz de la pâte, au lieu de se présenter en grains allotriomorphes, prend une disposition particulière. Il se dissémine en plages multilobées et les différents lobes (parfois détachés de l'individu auquel ils correspondent) s'éteignent simultanément. Le cas se présente surtout dans les abords des grands cristaux de quartz résorbés et ceux-

ci peuvent alors acquérir des formes tellement déchiquetées qu'il n'est pas toujours facile de reconnaître où se termine le cristal et où commence la pâte. Nous ne pouvons dire ici, au sens strict du mot, que nous avons affaire à une texture granophyrique, mais plutôt à un enchevêtrement de cristaux très ramifiés de quartz, de microlites, de feldspaths et de fines lamelles de micas, le tout formant un ensemble que l'on peut qualifier de feutrage à texture granophyrique.

Les pâtes à grain moyen présentent les mêmes particularités de texture que celles à gros grain.

Les pâtes à grain fin caractérisent essentiellement, comme nous l'avons vu, les bords des filons. Elles ne montrent que fort rarement des traces de tendance granophyrique, et ces traces sont presque insensibles. Cependant, sur les bords du filon du Luisin, le quartz se dispose en plages rondes très particulières. Elles sont finement multilobées, semblables à des éponges, et reliées les unes aux autres par des anastomoses qui accusent vaguement une orientation commune coïncidant avec l'allongement général des grands cristaux de la roche. Mais cette disposition du quartz, pas plus que celle dont nous avons parlé plus haut, ne peut être appelée granophyrique.

Quelques-unes de ces pâtes fines ont un grain si ténu qu'il est impossible d'en déterminer les éléments, quoique les forts grossissements permettent, sans exception, de les isoler. Les microlites de muscovite, seuls, sont reconnaissables dans tous les cas.

Eléments des pâtes. Les éléments des pâtes de ces microgranites sont les feldspaths alcalins (orthose, microperthite, oligoclase-albite), le quartz et la muscovite, éléments qui forment aussi la portion essentielle des cristaux du premier temps. Le feldspath et le quartz se présentent en quantités variables; tantôt le feldspath domine sur le quartz, tantôt le quartz sur le feldspath.

Les feldspaths, ordinairement bien idiomorphes, sont souvent en microlites aplatis suivant g^1 (010). Parfois, aussi, ils sont en grains informes : c'est le cas dans le type de roche cité où le quartz est disposé en éponges anastomosées. L'orthose et la microperthite paraissent être plus fréquents que l'oligoclase-albite. Les trois feldspaths sont d'ailleurs tantôt réunis dans un même type, tantôt assemblés par deux à l'exclusion du troisième.

Nous avons déjà signalé, en parlant de l'aspect général des pâtes, les deux formes sous lesquelles se présente le quartz : grains allotriomorphes formant ciment entre les feldspaths et la muscovite et plages de tendance granophyrique. Ajoutons que ce minéral se rencontre aussi à l'état recristallisé dans les fissures irrégulières qui courent à travers les roches. Il convient aussi de noter que les extinctions des grains sont assez souvent roulantes, alors même que les grands cristaux ne présentent pas ce phénomène.

La muscovite est répandue en abondance dans tous les types. Elle se montre habituellement en plages très petites, rectangulaires, et, quand les pâtes sont fines, orientées les unes par rapport aux autres suivant deux directions à peu près perpendiculaires. Dans les pâtes à gros grain, elle se dispose plus volontiers en bouquets, en palmes, en éventails ornés des plus vives teintes de polarisation chromatique. Ces figures s'éteignent ordinairement par secteurs assez ouverts, mais il arrive aussi qu'elles sont formées de microlites rayonnant régulièrement autour d'un centre, et elles ont alors l'aspect de véritables fragments de sphérolites à croix noire. On rencontre encore la muscovite en agrégats serrés, en amas, en « nids » de microlites. Parfois aussi, on voit les microlites échoués le long de certaines auréoles qui entourent le quartz (nous parlerons de ces auréoles bientôt) et formant ainsi autour de ces derniers comme une deuxième couronne. (Fig. 16.)

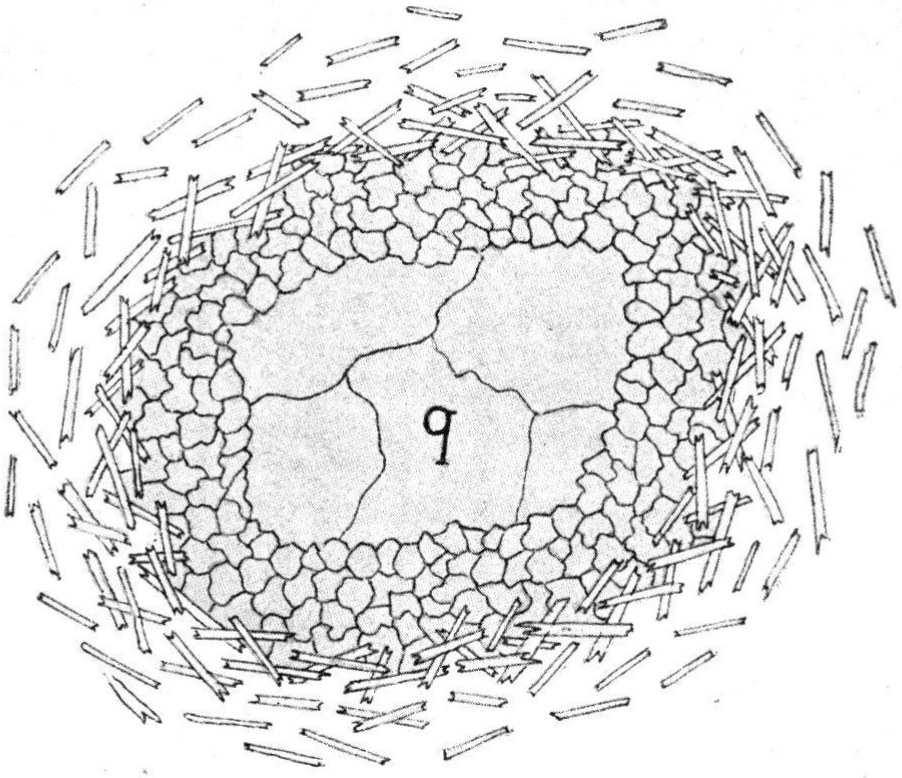

Fig. 16. — Quartz (q) avec auréole de grains de quartz d'extinction conforme et couronne de microlithes de muscovite.

La muscovite se trouve encore en grains informes, fort petits et sans orientation commune. Ces grains ont des teintes de polarisation qui ne dépassent pas le jaune du premier ordre.

Nous pouvons certainement assigner deux origines à la muscovite de la pâte de ces roches : elle provient soit de la décomposition des feldspaths, soit de celle d'une biotite antérieure. Dans le premier cas, elle forme les « nids » dont nous avons parlé ; dans le second, les plages à contours parfaitement cristallographiques, rectangulaires, les palmes et les éventails.

Cristaux du premier temps.

Les cristaux du premier temps sont formés des éléments suivants :

Eléments essentiels :

Feldspaths alcalins.
Quartz.

Eléments accessoires :

Biotite.
Apatite.

Eléments secondaires :

Muscovite.
Chlorite.
Sphène.
Fer titané.
Calcite.

Feldspaths alcalins

Les feldspaths alcalins sont l'orthose, la microperthite et l'oligoclase-albite.

Orthose.

L'orthose absolument pur est rare. Presque toujours il a des traces d'albitisation, mais si faibles que nous ne pouvons appeler ce minéral de la microperthite. L'orthose se trouve en belles plages, le plus souvent parfaitement idiomorphes et montrant presque constamment la macle de Carlsbad. On reconnaît aisément les faces *p* (001), g^1 (010), a^1 (101) et une face d'hémiclinopyramide indéterminable. Presque toujours, les plages sont coupées de cassures nombreuses disposées parfois en systèmes grossièrement parallèles à cette hémiclinopyramide. (Fig. 17.)

Fig. 17. — Orthose idiomorphe avec double système de cassures.

Ces cassures tiennent du minéral lui-même. Il en est d'autres qui appartiennent à la roche et peuvent traverser plusieurs grands cristaux.

La fig. 18 montre deux plages d'orthose maclé suivant la loi de Carlsbad et traversées par une de ces cassures dans laquelle il s'est formé du quartz recristallisé.

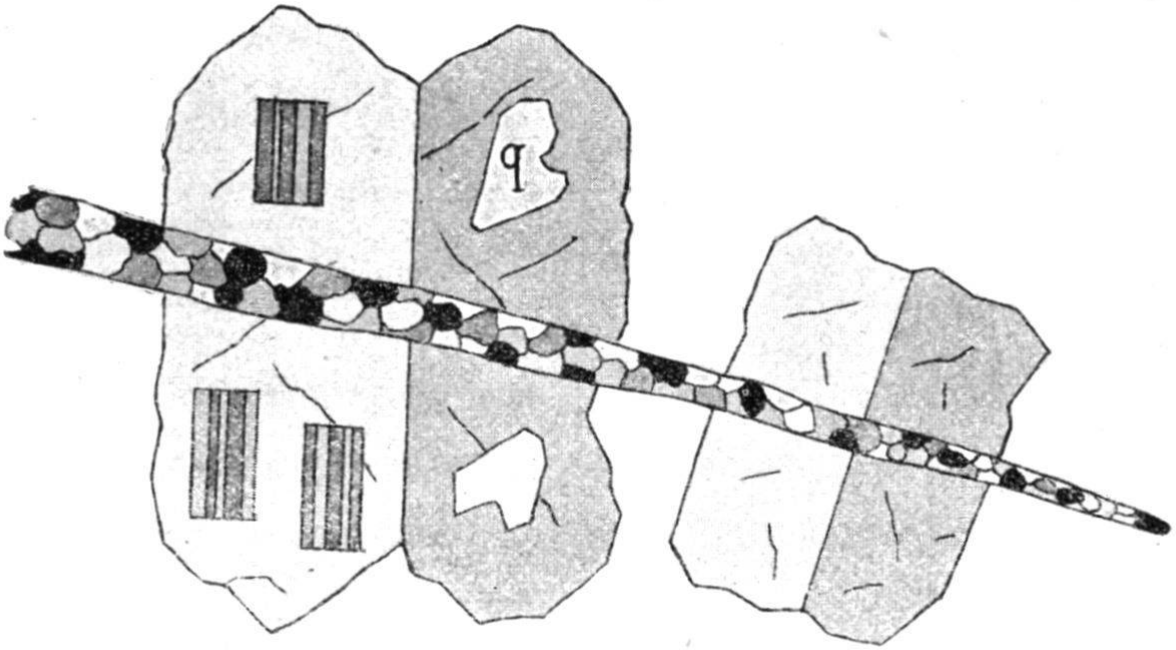

Fig. 18. — Orthoses traversés par du quartz recristallisé. Quartz primaire (q) inclus dans l'orthose.

L'orthose s'accole fréquemment à l'oligoclase-albite. (Fig. 19.)

Il contient de nombreuses inclusions de plagioclases, de quartz primaire et d'éléments ferreux. Notons au sujet des inclusions de quartz un phénomène qui est peut-être l'inverse de celui de la « résorbtion magmatique » (Rosenbusch) : un grand cristal d'orthose s'est nourri aux dépens de l'orthose microlitique de la pâte ; il a en même temps en-

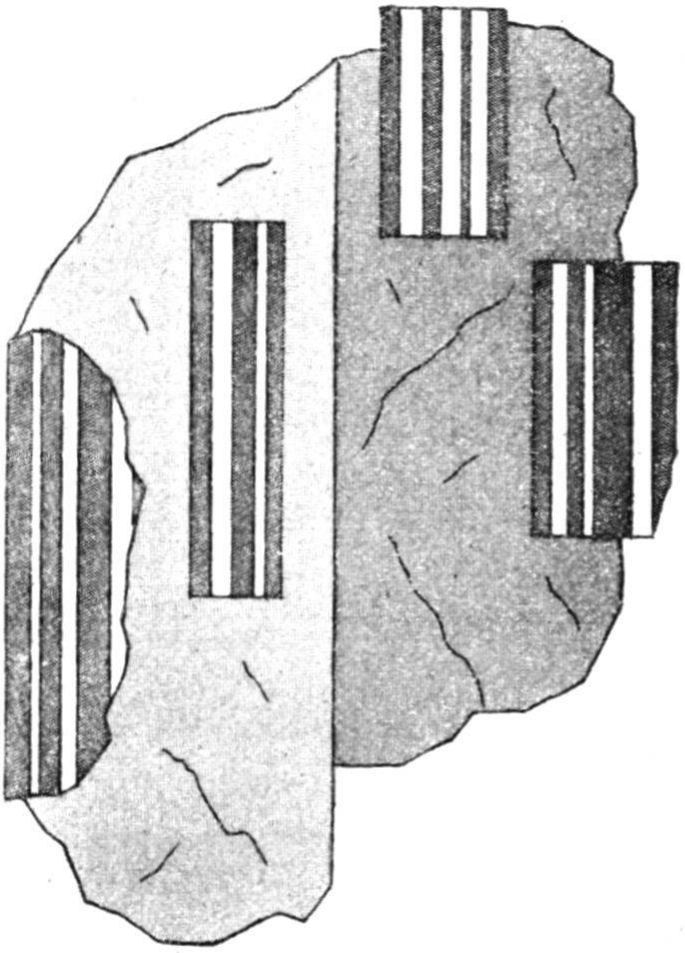

Fig. 19. — Concrescence d'orthose et d'oligoclase-albite.

globé les petits grains de quartz, en sorte que ses contours sont soulignés par une large bordure de minuscules inclusions quartzeuses. (Fig. 20.) Cela ne constitue cependant pas un ensemble pegmatitique, car les extinctions des quartz englobés ne sont pas simultanées.

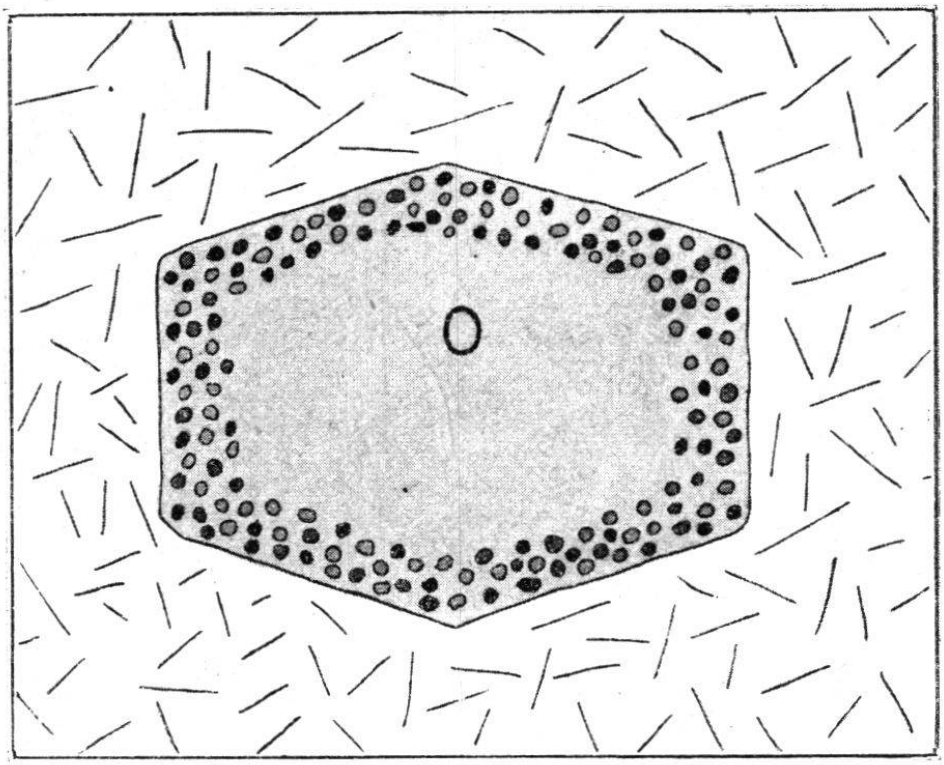

Fig. 20. — Orthose idiomorphe (O) avec bordure de grains de quartz en inclusion poecilitique.

Les inclusions de plagioclases coupent souvent le plan de la macle de Carlsbad.

Il est quelques rares cas où l'orthose a été légèrement résorbé par le magma.

La muscovitisation et la kaolinisation ont simultanément attaqué les plages, qui sont en général fort peu limpides.

Dans les types à pâte fine (bords des filons) l'orthose est rare.

Microperthite.

La microperthite se rencontre en plages à contours généralement quelconques avec, çà et là, la trace d'une face nette. On la trouve dans un très petit nombre de types et

toujours en minime quantité. Les facules d'albite sont disposées les plus souvent irrégulièrement, mais parfois elles se répartissent suivant des systèmes courbes vaguement concentriques. Il y a de nombreuses inclusions de quartz primaire et de plagioclases idiomorphes. Les plagioclases sont aussi moulés, c'est le cas représenté dans la fig. 21 où nous voyons une oligoclase-albite (contenant elle-même une grande inclusion de quartz) complètement entourée par la microperthite. Remarquons que cette dernière présente des sinus profonds et ramifiés dans lesquels a pénétré du quartz dont les fragments, s'éteignant simultanément, donnent à l'endroit un aspect nettement pegmatitique.

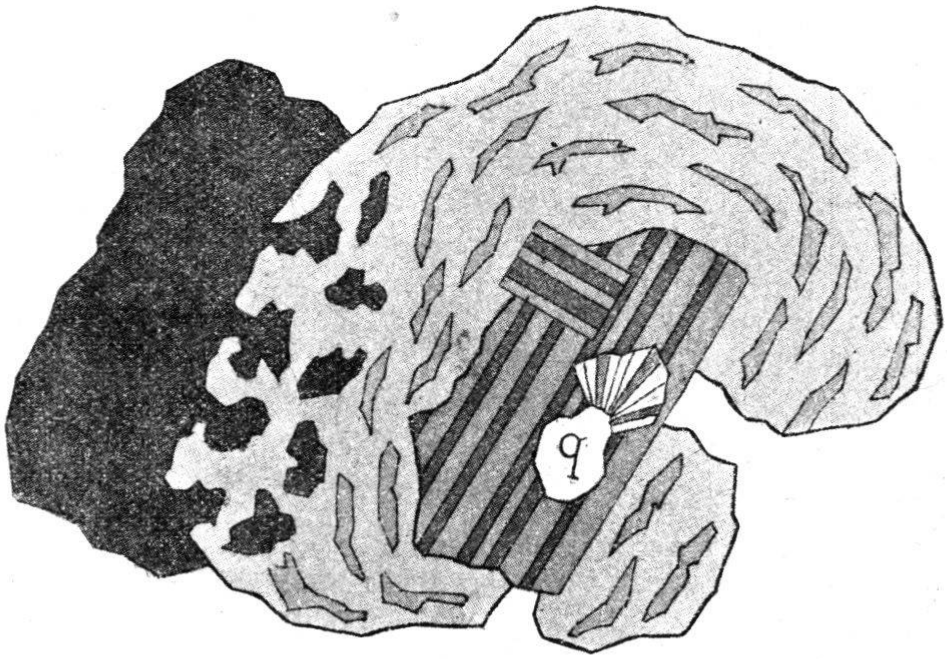

Fig. 21. — A gauche concrescence pegmatique de microperthite et de quartz. Au centre inclusion d'oligoclase-albite dans la microperthite. Dans l'oligoclase-albite, inclusion d'un quartz primaire (q) et d'un éventail de muscovite secondaire accolé à ce quartz.

La muscovitisation a fortement attaqué la microperthite. Elle a accumulé ses paillettes en nids et en a comblé les cassures du feldspath.

Oligoclase-albite.

L'oligoclase-albite est le feldspath le plus abondant de ces roches.

Généralement bien idiomorphe, l'oligoclase-albite présente les formes correspondantes de celles que nous avons vues dans l'orthose. Les lamelles hémitropes (macle répétée de l'albite) en sont habituellement très fines et, parfois, n'occupent pas toute l'étendue d'une plage. Le maclage suivant la loi de l'albite est fréquemment combiné avec celui suivant la loi de la péricline. Il n'est point rare que l'assemblage de Carlsbad vienne encore compliquer ce dessin d'une plage, en se combinant aux deux systèmes précédents. (Fig. 22.)

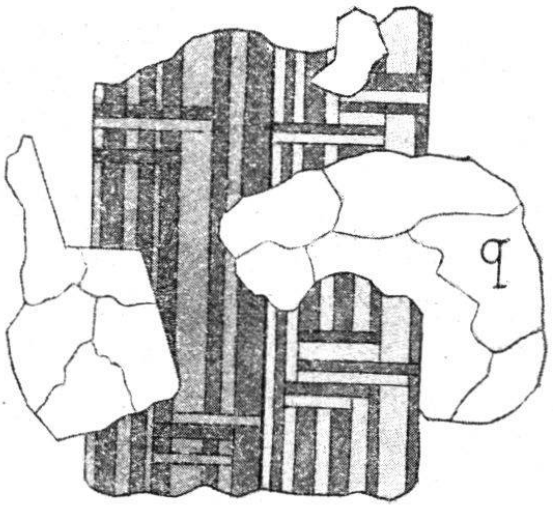

Fig. 22. — Concrescence d'un quartz (q) avec une oligoclase-albite.

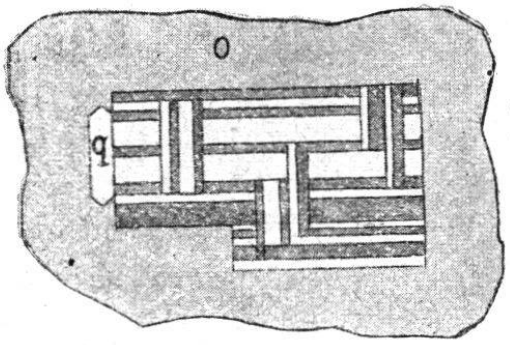

Fig. 23. — Oligoclase-albite et quartz bipyramidé (q) moulés par l'orthose (o).

L'oligoclase-albite s'associe fréquemment avec l'orthose et le quartz. La fig. 23 montre un orthose moulant à la fois une oligoclase-albite et un quartz bipyramidé.

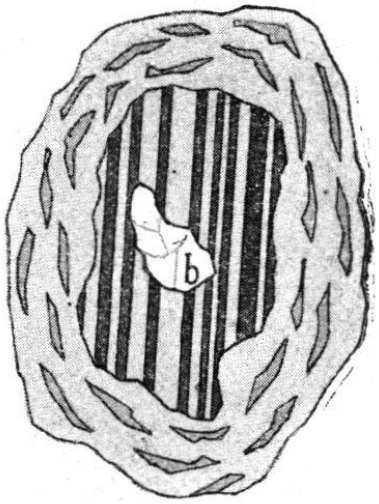

Fig. 24. — Microperthite moulant une oligoclase-albite. Les facules d'albite s'allongent parallèlement aux contours de l'oligoclase - albite ; (q), quartz.

D'autre part, nous avons vu que l'oligoclase est souvent en inclusion dans la microperthite ou moulée par elle. (F. 24.)

Çà et là, la résorption a arrondi les plages ou bien les a fragmentées. La fig. 25 montre un cas de fragmentation en deux morceaux dont l'un a dévié latéralement par rapport à l'autre. La pâte les sépare, mais on reconnaît que leurs lamelles hémitropes sont concordantes.

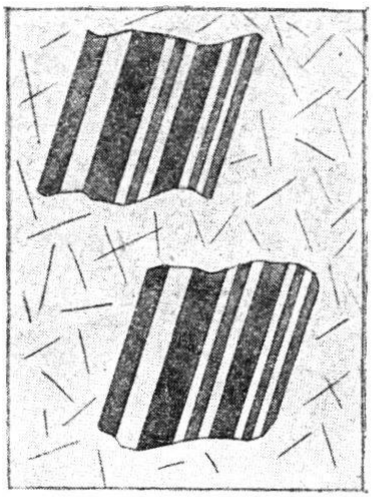

Fig. 25. — Fragments charriés d'une oligoclase-albite.

La muscovitisation des plages est variable. Tantôt ces dernières sont totalement détruites par elle, tantôt à peine attaquées. La kaolinisation est fréquente. Elle débute toujours par le milieu et parfois en plusieurs centres de décomposition distincts. (Fig. 26.)

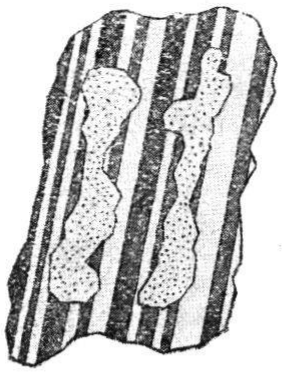

Fig. 26. — Kaolinisation de l'oligoclase-albite.

Dans les microgranites à pâtes fines (bords de filons), l'idiomorphisme des oligoclases-albites est habituellement moins parfait. On y reconnaît cependant les faces dominantes. La combinaison du système de macle de l'albite avec celui de la péricline y est plus caractéristique car, tandis que dans les types précédents, le premier dominait toujours sur le second, ici, les deux ont une importance égale.

Remarquons que nous avons de fréquents agrégats de plages d'oligoclase-albite. Notons aussi des inclusions de quartz primaire, de muscovite idiomorphe et d'oligoclase-albite orientée différemment que la plage englobante.

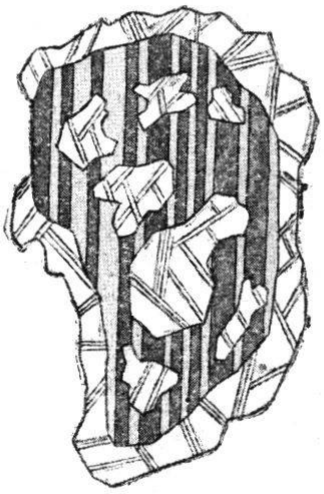

Fig. 27. — Calcification de l'oligoclase-albite.

La muscovitisation et la kaolinisation

sont moins répandues que dans les types à pâte grossièrement grenue mais, par contre, nous rencontrons quelques cas de calcification assez avancée. Le calcite forme alors de larges taches dans la plage et en souligne aussi les contours. (Fig. 27.)

Quartz

Le quartz se rencontre en grandes plages très limpides, généralement isolées, c'est-à-dire sans contact entre elles ou avec d'autres minéraux et qui présentent fréquemment des formes nettement cristallographiques, bipyramidées et montrent, par conséquent, de nombreuses sections hexagonales. Çà et là, cependant, on trouve cet élément en agrégats de trois ou quatre petits individus arrondis. De nombreuses cassures sillonnent les plages ; le plus souvent elles sont disposées irrégulièrement, mais elles peuvent aussi présenter un semblant d'orientation. Quelquefois, elles sont courtes, incurvées uniformément et disposées suivant un parallélisme grossier, formant ainsi un système défini, coupé lui-même, souvent, par une série de quelques cassures plus importantes, ramifiées et remplies de matières opaques, ferrugineuses ou de muscovite d'infiltration.

On rencontre le quartz inclus dans les feldspaths ou en concrescence avec eux. Lui-même contient en inclusions, outre d'innombrables grains opaques qu'il est impossible de déterminer, de nombreuses plages idiomorphes d'orthose, de microperthite, d'oligoclase-albite, de biotite primaire, de muscovite secondaire et de lamelles informes de muscovite d'infiltration.

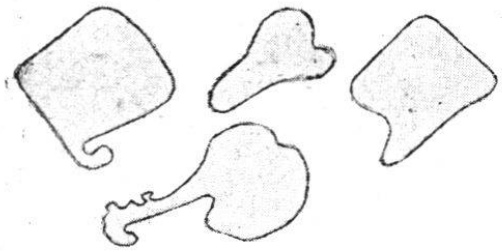

Fig. 28. — Action de la résorption magmatique sur le quartz.

Les extinctions sont tantôt brusques, tantôt légèrement roulantes. L'uniaxie paraît être rigoureuse.

La « résorption magmatique » a arrondi un grand nom-

bre de plages et les a souvent creusées de sinus profonds qui font penser aux quartz des rhyolites. (Fig. 28.)

Quand cette action de résorption n'a pas été trop capricieuse et que les plages ont été simplement arrondies, on constate qu'elles ont presque toujours poussé des prolongements très fins qui semblent former autour d'elles comme une dentelle à franges courtes. De plus, elles sont entourées d'une zone ou d'une *auréole* de grains de quartz nettement séparés les uns des autres et s'éteignant en concordance parfaite avec la plage elle-même. Il semble que ce phénomène soit dû à une dissolution par fragments concentriques de la plage dans le magma. L'auréole d'extinction concordante n'a pas la même importance pour tous les individus, tantôt elle est étroite, tantôt elle est plus large que la plage intacte ; il arrive même que le quartz primitif a entièrement disparu et que l'auréole reste seule en une masse étendue et vaguement dendritiforme. Quelquefois, deux ou trois individus accolés ont chacun son auréole qui s'éteint avec lui, indépendamment de l'extinction des autres individus et de leurs auréoles. Remarquons ici que lorsque ces accolements ont lieu suivant des plans cristallographiques, ceux-ci n'offrent aucune prise à la résorption et que, par conséquent, les individus se protègent mutuellement. (Fig. 29.)

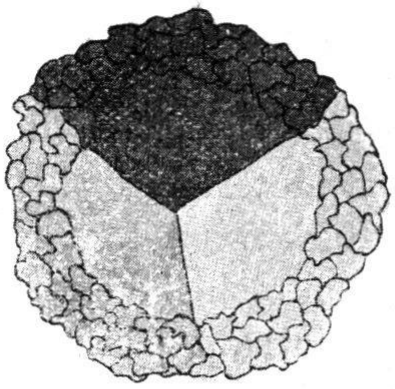

Fig. 29. — Accolement de trois individus de quartz, différemment orientés, ayant chacun son auréole d'extinction conforme.

La résorption a fragmenté de grands individus tantôt complètement, en séparant les parties les unes des autres et en introduisant entre elles des morceaux d'autres individus (fig. 30, III et III ont l'extinction conforme), tantôt incomplètement, en ce sens que les fragments restent réunis par un ou plusieurs filaments, souvent très fins, de quartz. (Fig. 31.)

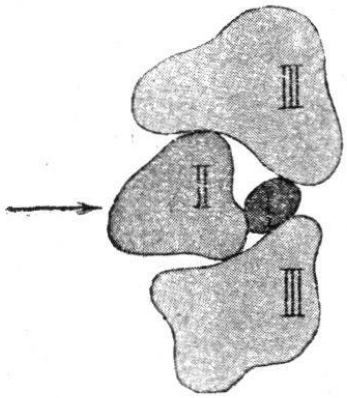

Fig. 30. — Action de la résorption magmatique sur le quartz. L'individu III a été coupé en deux fragments entre lesquels se sont introduits deux individus I et II.

Les auréoles d'extinction conforme sont fréquemment bordées — comme nous l'avons vu en traitant les pâtes de nos microgranites — de microlites échoués de muscovite appartenant à la pâte. Il semblerait ici que le grand cristal de quartz, au lieu de se résorber dans la pâte, se soit, au contraire, nourri aux dépens du quartz de celleci, en repoussant progressivement la muscovite. (Fig. 16.) Quand les auréoles de plusieurs quartz voisins se touchent, la bordure de muscovite est générale, mais toujours moins nette que pour les quartz isolés.

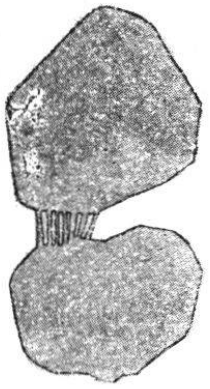

Fig. 31. — La résorption magmatique n'a pas encore complètement coupé un individu de quartz.

Le quartz est souvent inclus dans des feldspaths.

Le quartz du premier temps des microgranites à pâtes fines (bords des filons) a généralement des dimensions restreintes. Les plus grandes ne dépassent pas 2 $^1/_2$ mm. Les formes y sont moins nettement cristallographiques et les auréoles d'extinction conforme moins accusées. Les plages sont passablement fragmentées par résorption et les extinctions un peu roulantes. On remarque dans ces quartz des inclusions idiomorphes assez larges de muscovite, ainsi que des inclusions d'apatites et de feldspaths.

Biotite

La biotite pure, comme l'orthose pur, est rare. On la trouve telle seulement quand elle est incluse dans un quartz protecteur. Sa forme est alors parfaitement cristallographique et elle accuse un beau polychroïsme.

Très généralement, elle est décomposée soit en chlorite (avec séparation de sphène et de fer titané), qui conserve souvent l'idiomorphisme primitif, soit en muscovite. Le premier mode domine dans les types à pâte grossièrement grenue, le second est la règle dans les types à pâte fine (bords de filons). Le passage d'un mode à l'autre est, d'ailleurs, insensible.

Apatite

L'apatite est toujours sporadique. Les cristaux en sont habituellement bien développés, mais à angles parfois arrondis. Ceci n'arrive cependant que lorsque le minéral baigne complètement dans la pâte. Quand il est inclus dans la biotite, ce qui est fréquent, ses formes restent parfaitement cristallographiques — hexagonales, rectangulaires.

Muscovite

Les grands cristaux de muscovite sont peu nombreux. Ils se forment toujours aux dépens d'une biotite antérieure dont ils conservent habituellement l'idiomorphisme. Ils ont de brillantes teintes de polarisation chromatique et de beaux clivages.

Dans les microgranites dont la pâte a un gros grain, la muscovite peut exister concurremment avec la biotite ; dans ceux à pâte fine, elle se trouve seule et possède tous les caractères d'une remarquable pureté. Sa forme est alors celle de bâtonnets parfois dirigés suivant une orientation commune qui dénonce un certain laminage. Souvent, quand une orientation commune n'est pas nettement reconnaissable, on peut cependant conclure à une uniformité de disposition caractéristique. Il convient, pour cela, de remarquer que les bâtonnets sont tous très étroits ; d'autre part, en considérant les échantillons correspondants des coupes que l'on étudie, on constate que le mi-

néral est en tables aussi larges que longues, parfois exactement hexagonales. La coupe a donc été faite normalement à toutes ces plages à la fois; conséquemment, celles-ci sont orientées non pas dans une direction unique, ni dans des plans parallèles, mais suivant des surfaces cylindriques ondoyantes. Plusieurs de ces sections se présentent dailleurs, sous le microscope, tordues en S d'une façon caractéristique, ce qui provoque une extinction roulante marchant dans le sens de la longueur du bâtonnet, d'une extrémité à l'autre. (Fig. 32.)

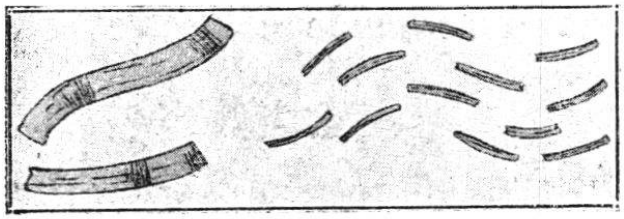

Fig. 32. — Disposition fluidale prise par les microlithes de muscovite.

Chlorite

La chlorite, produit de décomposition de la biotite, est verte ou blanche.

La *chlorite verte* présente son caractère ordinaire de très basse biréfringence, sans cependant la pousser jusqu'à l'isotropie. Ses formes sont celles de la biotite qui lui a donné naissance; son polychroïsme est notable et s'accentue en auréoles autour des inclusions de sphène et de fer titané dont presque toutes les plages sont chargées. Comme nous l'avons vu, la transformation de la biotite en chlorite est le fait normal du milieu de nos filons.

La *chlorite blanche* (chlorite de Mauléon) se trouve dans les bords du filon du Luisin. Elle présente un relief fortement accusé et une basse biréfringence. On la trouve, dans la pâte, en grains isolés, en agrégats ramassés, en traînées de grains jointifs. Dans ce dernier cas, elle ressemble, en nicols croisés, à du quartz recristallisé. On la rencontre fréquemment avec de la muscovite et du fer titané.

Sphène

Le sphène est un produit accessoire de la décomposition de la biotite. On le rencontre en grains informes dont la pureté et la haute biréfringence sont voilées presque complètement par de nombreuses inclusions ferreuses opaques.

Fer titané

Le fer titané est un autre produit accessoire de la chloritisation de la biotite. Il a souvent des formes nettement géométriques, surtout quand il n'est pas inclus dans le sphène.

Calcite

On rencontre çà et là, dans les oligoclases-albites, un peu de calcite en décomposition. Elle est répandue dans les plages en un fin saupoudrage. Parfois on la trouve en paquets agrégés, jamais en plages nettes montrant les clivages.

MICROGRANITES DIVERS

Caractères extérieurs.

Ces microgranites disséminés sur les flancs des montagnes, des deux côtés du Rhône entre Martigny et Saint-Maurice (abstraction faite du Vallon de Saint-Barthélemy et du Luisin), ne peuvent se subdiviser, au point de vue de l'aspect extérieur, en groupes aussi caractéristiques que les microgranites que nous venons d'étudier.

On peut cependant y distinguer les types suivants :

1. Un type à pâte grise et à feldspaths gris. Ces derniers, assez peu nombreux, atteignent une dimension de 4 à 5 millimètres et montrent fréquemment le clivage *p*

(001). Les quartz, en yeux, semblent être plus abondants. Ils ont les mêmes dimensions que les feldspaths. Des taches de chlorite sont uniformément dispersées sur les surfaces de cassure.

2. Un type à pâte rouge et à feldspaths blancs, comparable au premier type des microgranites de Saint-Barthélemy. Les feldspaths paraissent être bien idiomorphes et montrent souvent l'assemblage de Carlsbad. Les quartz sont assez transparents pour que l'on puisse voir au travers la couleur rouge de la pâte.

3. Un type à pâte gris-verdâtre et à feldspaths rouges. La pâte est très peu abondante et se distingue difficilement. Au premier coup d'œil, l'ensemble de la roche paraît être rouge.

4. Un type à pâte verte et à feldspaths roses ou rouges. Le quartz y est relativement peu abondant ; la chlorite y forme de larges taches vert-foncé. On reconnaît parfois, dans ce type, des traces de laminage mises en évidence par l'orientation d'abondantes lamelles de micas noirs.

Caractères microscopiques.

Au microscope, on reconnaît une texture porphyrique aussi parfaite que celle des microgranites de Saint-Barthélemy. De plus, selon l'aspect de la pâte, elle est microgranitique ou granophyrique (micropegmatitique), à l'exclusion d'autres modes.

Les *pâtes microgranitiques* ont un grain variable. Elles sont, en général, peu abondantes, relativement à la quantité des cristaux de première consolidation. Le quartz et l'orthose y dominent. La muscovite se rencontre soit en grains, comme les deux minéraux précédents, soit en éventails, soit en plages allongées d'orientation quelconque. En certains points, on observe une tendance bien accusée à la texture poecilitique : des grains anguleux de

quartz sont pris, en abondance, dans de grandes plages de microperthite et s'éteignent en non-concordance. (Fig. 33.)

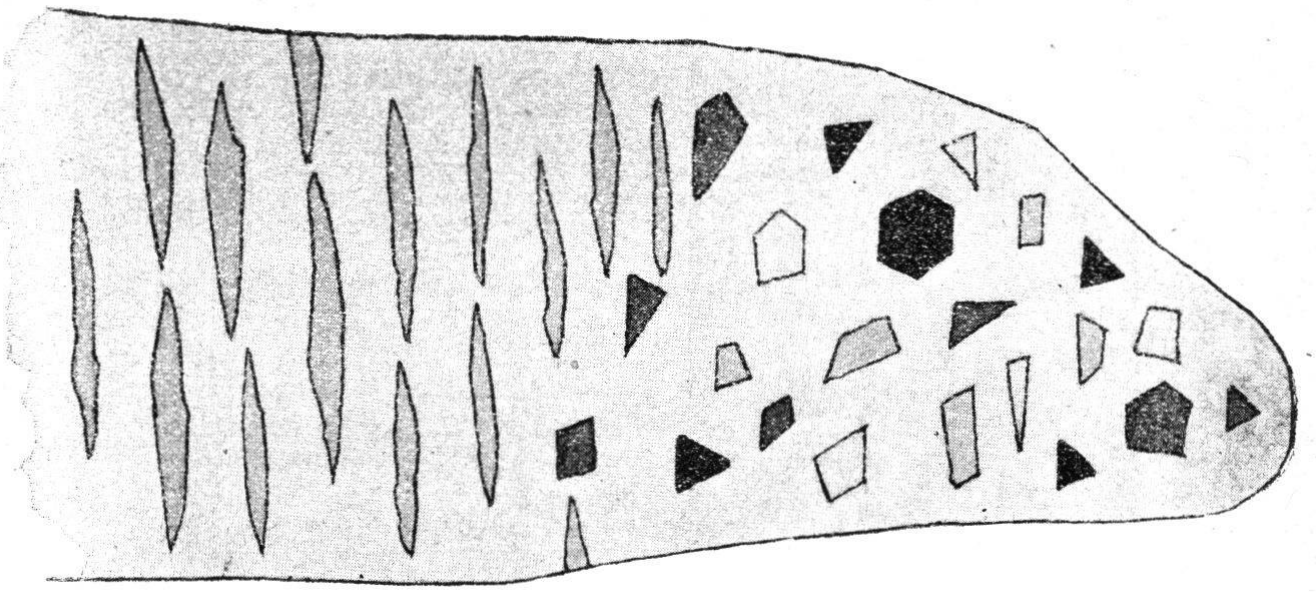

Fig. 33. — Quartz en inclusions poecilitiques dans la microperthite.

Dans les *pâtes granophyriques*, c'est-à-dire micropegmatitiques, le quartz et l'orthose ne sont cependant pas en concrescence caractéristique comme dans le granit hébraïque. Le quartz est en plages très ramifiées, se réunissant les unes aux autres par des anastomoses et s'éteignant plusieurs simultanément. L'orthose, en plages d'extinctions conformes, se dispose entre ces ramifications et anastomoses du quartz. L'ensemble d'une région granophyrique a un aspect buissonneux. Parfois, les buissons sont bien arrondis et semblent être formés de fibres rayonnantes comme dans les sphérolites à croix noire, mais un examen attentif montre que ces pseudo-sphérolites sont simplement formés de secteurs qui rayonnent grossièrement. Les uns sont de l'orthose, les autres du quartz. Le plus souvent, une plage plus ou moins étendue de quartz hyalin occupe le centre de ces figures.

D'ailleurs, la plupart des quartz et des feldspaths sont entourés de cette formation comme d'une dentelle.

La microperthite peut se substituer à l'orthose dans ce mode de texture.

Notons que des bandes purement microgranitiques coupent parfois les pâtes granophyriques.

La muscovite se rencontre, dans ces dernières, en microlites orientés dans toutes les directions, ou bien en palmes et en nids.

Cristaux du premier temps.

Les cristaux du premier temps sont formés des éléments suivants :

Eléments essentiels :

Feldspaths alcalins.
Quartz.

Eléments accessoires :

Biotite.
Apatite.
Zircon.

Eléments secondaires :

Muscovite.
Chlorite.
Sphène.
Fer titané.

Feldspaths alcalins

Les feldspaths alcalins sont l'orthose, la microperthite, l'oligoclase-albite.

Orthose.

L'orthose de ces microgranites est très légèrement albitisé. Il se rencontre en grandes plages isolées ou agrégées par deux ou trois et ne présente jamais de contours suffisamment cristallographiques pour qu'on en puisse déterminer les formes principales. La macle de Carlsbad est fréquente. Les plages sont coupées de fentes longues et peu nombreuses, habituellement remplies de muscovite

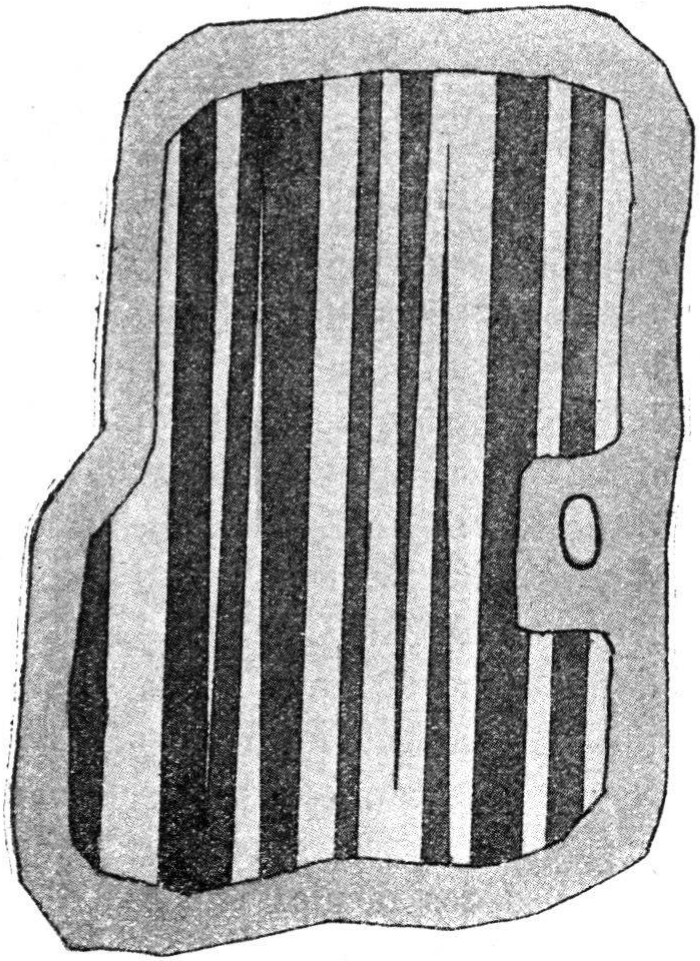

Fig. 34. — Liseré d'orthose (O) bordant une oligoclase-albite.

secondaire. Nous trouvons des inclusions de quartz primaire, de plagioclases idiomorphes, de biotite en voie de chloritisation, de fer titané, de muscovite secondaire provenant de la propre décomposition de l'orthose. La muscovitisation et la kaolinisation sont presque générales.

Un certain nombre de types ne contiennent de l'orthose que sous forme de liseré autour des plagioclases.(F. 34.)

Microperthite.

La microperthite se trouve en plages abondantes, généralement grandes, nettement cristallographiques. Les formes les plus représentées sont : *p* (001), *m* (110), *t* (110), g^1 (010). La macle de Carlsbad est fréquente.

Les facules d'albite, toujours nombreuses, s'ordonnent de diverses façons. Elles sont tantôt en plages informes, tantôt en courtes veinules irrégulièrement orientées, tantôt en figures fusiformes dirigées bien uniformément. Les facules sont déjà maclées suivant la loi de l'albite et, si, dans certaines d'entre elles, le maclage n'est point visible, c'est que celles-là sont trop petites et formées chacune d'un fragment seulement de lamelle hémitrope. Dans une

section on observe ceci : à l'une des extrémités d'une plage les facules sont orientées dans une direction unique mais quelconque (c'est-à-dire ne pouvant se définir par aucune direction cristallographique) ; si l'on examine cette plage en allant de cette extrémité vers celle qui lui est opposée, on voit l'orientation des facules se brouiller, se perdre, puis apparaissent des facules rectangulaires, c'est-à-dire idiomorphes, orientées suivant la trace du plan de la macle de l'albite. Ces facules augmentent de nombre, s'accumulent et finissent par se rejoindre et donner une grande plage d'albite pure en lamelles limitrophes. (F. 35.) Il y a conformité d'extinction entre les lamelles de cette plage différenciée et celles des facules isolées, répandues dans la plage de microperthite.

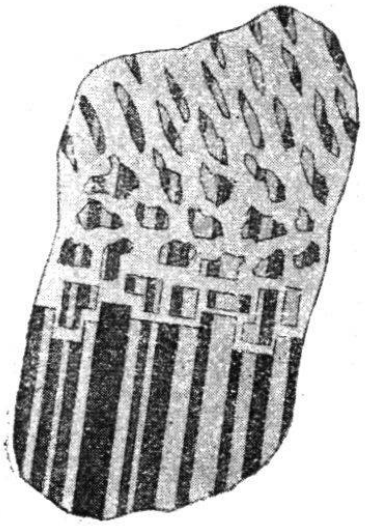

Fig. 35. — Facules d'albite d'une microperthite passant à une plage d'albite pure. En haut, microperthite, en bas, albite.

Lorsque la microperthite est maclée suivant l'assemblage de Carlsbad, on remarque, dans les coupes que les facules sont allongées normalement à la trace du plan de macle g^1 (010) ; elles sont donc disposées, dans l'espace suivant des plans normaux à g^1 (010). Leurs lamelles hémitropes sont d'ailleurs orientées parallèlement à g^1 (010).

La microperthite forme avec l'oligoclase-albite des concrescences qui sont souvent intéressantes. L'accolement se fait parfois suivant g^1 (010) et il n'est pas rare que plusieurs individus des deux espèces se groupent à côté l'un de l'autre. La figure 36 montre deux microperthites maclées suivant la loi de Carlsbad (avec des facules allongées normalement à la trace de g^1 (010) et flanquées de deux oligoclases-albite, aux extinctions conformes, dont l'un est aussi maclé suivant la loi de Carlsbad. Un troisième plagioclase, avec le maclage de la péricline, est inclus

dans la microperthite ; il chevauche sur le plan de macle g^1 (010) de Carlsbad.

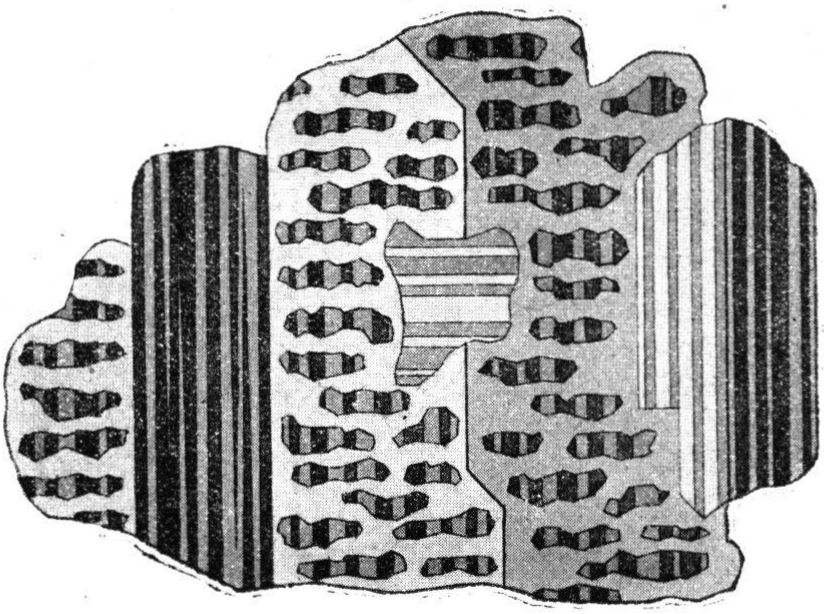

Fig. 36. — Concrescence de microperthites et d'oligoclase-albite, avec maclages complexes (Carlsbad, albite, péricline)

Nous trouvons aussi la microperthite en concrescence pegmatitique avec le quartz. La figure 37 montre un cas de ce genre. Deux individus de quartz, morcelés en fragments parfaitement distincts sont inclus dans une microperthite. Les deux individus n'ont pas une extinction commune, mais les fragments de l'un s'éteignent simultanément et les fragments de l'autre aussi. Ce mode de concrescence est rare dans nos roches.

Les inclusions des microperthites sont fréquentes et variées. Celles de plagioclases disposent presque toujours leurs plans g^1 (010) parallèlement aux plans g^1 (010) de la microperthite englobante. Le quartz inclus a habituellement des formes non cristallographiques, tandis que l'apatite se présente en inclusions hexagonales bien idiomorphes. Signalons encore comme inclusions la chlorite verte, la chlorite blanche, la muscovite, le fer titané, le sphène, la limonite, tous produits principaux ou accessoires d'une biotite dont il ne reste habituellement plus trace.

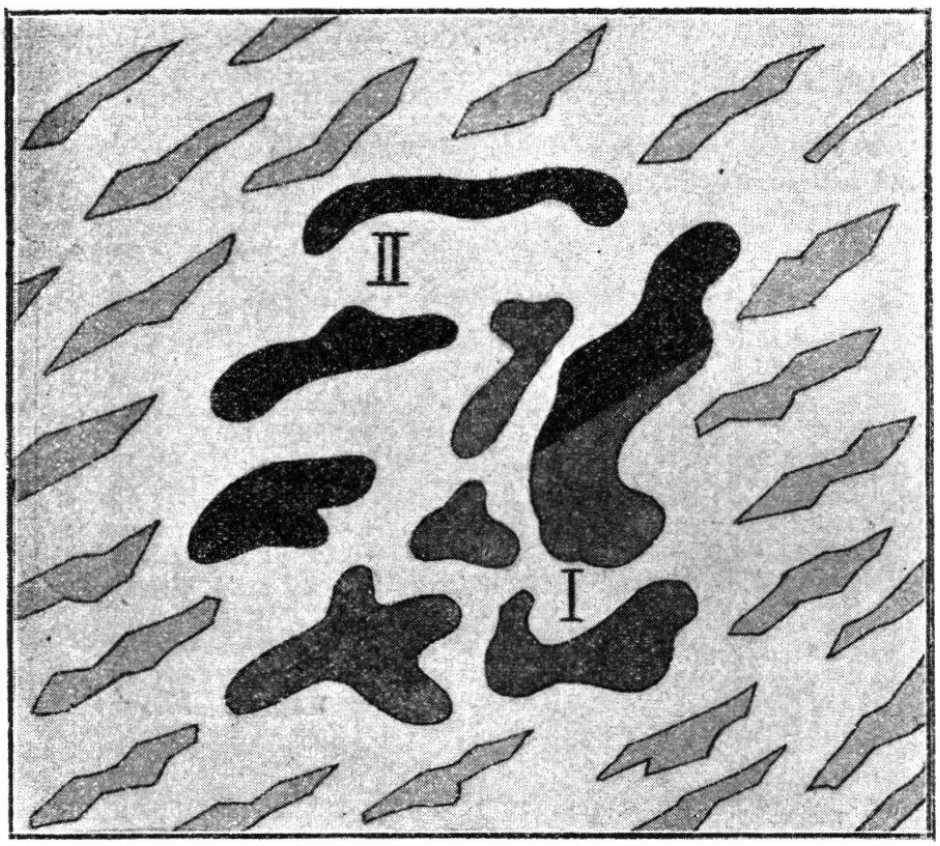

Fig. 37. — Concrescence pegmatitique de deux individus de quartz I et II avec la microperhtite.

La résorption a peu influé sur cette microperthite, mais la kaolinisation l'a parfois attaquée assez sérieusement.

Oligoclase-albite.

L'oligoclase-albite est en grands cristaux à contours quelconques, isolés ou bien agglomérés en groupes de plusieurs individus qui se compénètrent intimement. On trouve aussi ce minéral en individus parfaitement idiomorphes, aplatis suivant g^1 (010), avec les faces dominantes p (001) et g^1 (010).

Les lamelles hémitropes (loi de l'albite) sont plus ou moins fines suivant les régions d'une même plage. Les combinaisons de macles (albite, péricline, Carlsbad) sont les mêmes que dans les oligoclases-albites des microgranites de Saint-Barthélemy.

Nous avons vu que l'oligoclase-albite est fréquemment

en concrescence avec la microperthite. La fig. 38 en montre un nouvel exemple. Ce sont deux oligoclases-albites, maclées toutes deux suivant la loi de Carlsbad et accolées suivant le plan g^1 (010), en concrescence irrégulière avec une microperthite.

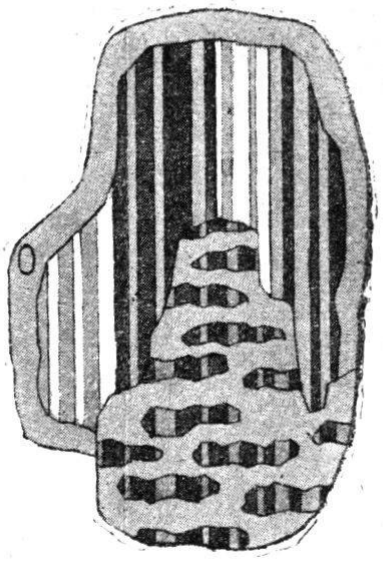

Fig. 38. — Concrescence d'oligoclase-albite et de microperthite avec maclages complexes)Carlsbad, albite). Un liseré d'orthose (O) borde l'oligoclase-albite.

L'orthose moule souvent l'oligoclase-albite ou se dispose autour d'elle en une couverture, laquelle se traduit dans la section par un liseré plus ou moins large. Ce liseré entoure toutes les plages de notre feldspath dans les sections où elles sont peu abondantes. Parfois, elles s'épanchent dans l'intérieur de la plage en semi-inclusions à contours assez géométriques. (Fig. 34.) L'orthose de ce liseré est souvent assez difficile à distinguer de l'oligoclase-albite ; cependant, le phénomène de Becke permet la distinction dans la plupart des cas. En somme, la présence de ce liseré constitue un véritable zonage du feldspath. Faut-il maintenant en considérer l'élément constitutif, l'orthose, comme provenant d'un processus secondaire, métasomatique, ou bien dû à une variation subite dans l'acte de cristallisation de l'oligoclase-albite ?

Comme inclusions primaires de l'oligoclase-albite, citons le quartz, l'apatite, la biotite. Le sphène et le fer titané sont des inclusions secondaires.

La muscovitisation a fortement attaqué la plupart des plages. Maintes fois elle a fait disparaître les traces des lamelles hémitropes. La muscovite s'est plus d'une fois disposée suivant les plans de macle de l'albite et de la péricline.

La kaolinisation accompagne souvent la muscovitisation.

Quartz

Le quartz de ces microgranites se présente soit en plages parfaitement cristallographiques, soit en plages arrondies. Dans le premier cas, il est nettement bipyramidé ; les sections sont en hexagones réguliers ou en hexagones allongés. Dans le second cas, nous avons affaire à des plages à contours bizarres, semblables à celles que nous avons vues dans les microgranites de Saint-Barthélemy. Les dimensions sont variables. Certains cristaux ont 3 mm. de diamètre, d'autres sont presque aussi petits que ceux de la pâte. Presque toutes les plages sont sillonnées de cassures nombreuses dans lesquelles on voit des produits amenés par la circulation des eaux : muscovite, chlorite, produits ferreux.

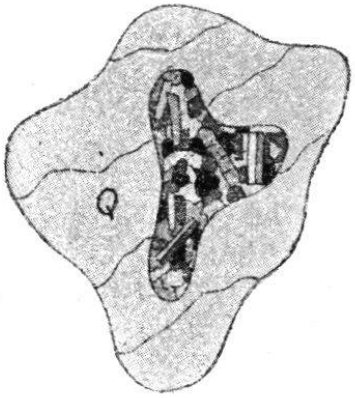

Fig. 39. — Pâte incluse dans un individu de quartz (Q) par suite de l'action de la résorption magmatique par ce dernier.

Les extinctions sont subites ; on reconnaît cependant dans quelques sections hexagonales une légère biaxie.

La résorption a fortement attaqué ces quartz et a parfois creusé dans leur masse des sinus profonds dans lesquels a afflué la pâte. (Fig. 39.)

Les quartz, en s'accolant suivant des plans rigoureusement cristallographiques, ont protégé ces plans contre la résorption. Il en est résulté la formation, sur un certain nombre de grands quartz arrondis, d'une ou de plusieurs extumescences d'autres quartz et dont chacune s'éteint indépendamment des autres. (Fig. 40.)

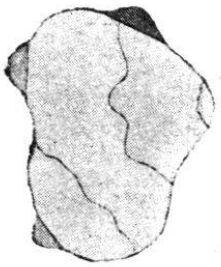

Fig. 40. — Action de la résorption magmatique sur plusieurs quartz accolés.

Nous avons déjà signalé, dans les mi-

crogranites de Saint-Barthélemy, l'effrangement des quartz par la résorption et la formation d'une auréole d'extinction conforme. La même disposition se retrouve ici. Elle est, de plus, soulignée, dans les types à pâte granophyrique, par l'accolement, en dentelles, des secteurs rayonnants de la pâte tout le long de l'auréole.

Le quartz en inclusions dans les feldspaths a des contours absolument nets.

Les inclusions du quartz sont l'orthose, l'oligoclase-albite, la biotite, tous trois en général rigoureusement idiomorphes. On y trouve également la muscovite secondaire.

Biotite

La biotite est en plages idiomorphes ou en plages quelconques. Elle peut être parfaitement fraîche et douée d'un beau polychroïsme et d'une haute biréfringence, ou totalement décomposée. L'abondance de ce minéral varie beaucoup suivant les types.

La décomposition de la biotite a donné essentiellement de la chlorite, rarement de la muscovite. La chlorite secondaire est verte ou blanche. Quand l'altération produit de la chlorite blanche, on observe que celle-ci est habituellement disposée au centre de la plage attaquée et bordée d'une rangée de muscovite parfaitement fraîche. Généralement aussi elle est accompagnée de sphène et de fer titané. (Fig. 41.)

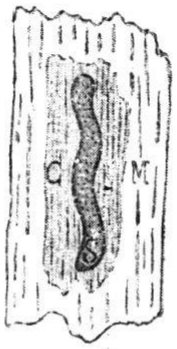

Fig. 41. — Biotite décomposée en muscovite (M), chlorite blanche (C) et sphène (S).

Le sphène, le fer titané, l'apatite, sont les inclusions les plus habituelles de cette biotite.

Apatite

La quantité d'apatite varie suivant les échantillons. Toujours elle est en baguettes tronçonnées transversalement

Fig. 42. — Apatite (A) et biotite (B).

ou en hexagones plus ou moins allongés. Elle est répandue uniformément dans la pâte et les cristaux du premier temps, mais elle se trouve de préférence en inclusions dans la biotite. Il arrive aussi que les baguettes sont collées à ce minéral suivant leur allongement. (Fig. 42.)

Zircon

On trouve, dans une ou deux sections, quelques grains informes de zircon. Ces grains ont des couleurs de polarisation très vives.

Muscovite

La muscovite provient, comme précédemment, soit de la décomposition des feldspaths, soit de celle de la biotite. Dans le premier cas, elle se dispose volontiers parallèlement aux plans des macles de l'albite et de la péricline. Parfois la muscovitisation des feldspaths est si intense que nous avons affaire à une véritable épigénie de ces derniers par la muscovite. Lorsque la muscovite est le produit de décomposition de la biotite, elle se forme toujours simultanément avec la chlorite et avec les deux éléments qui, dans nos roches, se libèrent toujours avec ce dernier minéral : le fer titané et le sphène.

Chlorite, Sphène, Fer Titané, Rutile

Nous avons vu que la chloritisation accompagne presque toujours la muscovitisation.

La chlorite, suivant les formes des plages de biotite dont elle dérive, a des contours divers. Elle est en rectangles, en plages allongées, en paquets informes. La biréfringence est habituellement nulle, par contre elle possède presque toujours un polychroïsme très sensible qui s'ac-

centue autour des grains de fer titané inclus. Les inclusions de la chlorite sont les mêmes que celles de la biotite.

Le sphène est abondant. En général, quand la chloritisation d'une plage de biotite n'est pas complète, on voit le sphène, sous forme de bâtonnets ramassés, orienté suivant les clivages de mica. Quand, au contraire, la décomposition est totale, le sphène se dépose en paquets assez volumineux, peu limpides et donnant des couleurs de polarisation dans les tons verts, chatoyants, comparables à ceux des élytres de certains coléoptères. Parfois, le sphène est inclus dans le feldspath, toujours à l'état secondaire.

Le fer titané se trouve sous la même forme que dans les granits déjà étudiés ou dans les microgranites de Saint-Barthélemy, c'est-à-dire en grains plus ou moins nombreux mais toujours sporadiques et habituellement disposés le long des contours des micas qui leur ont donné naissance, ou bien le long de leur clivage, en chapelets.

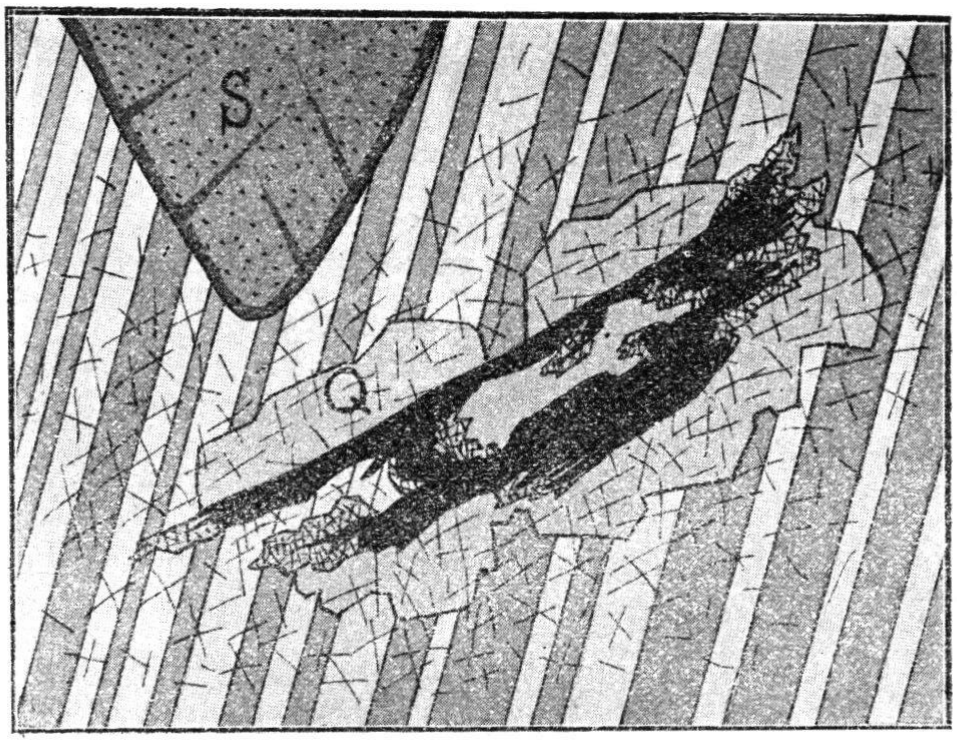

Fig. 43. — Aiguilles de rutile dans plagioclase et quartz (Q). La masse opaque est un agrégat de sphène et d'aiguilles de rutile. S = sphène.

Le rutile se rencontre en aiguilles excessivement fines et très courtes, paraissant noires en lumière blanche comme en nicols croisés. Signalons ici le phénomène suivant : dans un feldspath, une biotite incluse a donné par décomposition une masse noire, opaque, allongée. Cette masse est un mélange de sphène et de rutile, ce dernier minéral étant formé de l'agrégat d'une quantité d'aiguilles. Un grand nombre de celles-ci se détachent dans tous les sens et pénètrent dans la masse environnante. Comme cet amas opaque est pris, en partie, dans une inclusion de quartz que le feldspath contient et que les aiguilles de rutile pénètrent aussi dans le quartz, nous avons affaire ici, à la variété de quartz « cheveux de Vénus ». (Fig. 43.)

Les mêmes inclusions se trouvent aussi dans les feldspaths sans être rattachés à une masse agrégée opaque ; elles sont isolées, limpides, et permettent de reconnaître la haute biréfringence de la matière qui les compose.

CHAPITRE III

Roches de magma syénitique.

Caractères extérieurs

Nous avons déjà dit, dans les généralités, que ces roches sont des *microsyénites à microcline microperthitique et à oligoclase-albite*.

Extérieurement, elles se présentent sous une belle couleur blanche mouchetée d'abondantes ponctuations de chlorite verte. La pâte est fine. Les feldspaths du premier temps, relativement peu abondants, sont petits et, au premier abord, se distinguent assez difficilement de la pâte. Ils sont bien idiomorphes et montrent fréquemment le clivage *p* (001).

Caractères microscopiques.

La pâte de ces microsyénites est microgrenue. Elle est constituée d'un agrégat allotriomorphe de grains d'orthose tachetés de kaolinisation et dont beaucoup montrent la trace de la macle de Carlsbad. Cette pâte est très fine et bien homogène comme grain.

Cristaux du premier temps.

Les éléments du premier temps de la roche sont les suivants :

Eléments essentiels :

Feldspaths alcalins.

Eléments accessoires :

Quartz.
Apatite.

Eléments secondaires :

Chlorite.
Sphène.
Fer titané.

Nous dirons rapidement quelques mots de chacune de ces espèces.

Feldspaths alcalins

Les feldspaths sont le microcline microperthitique et l'oligoclase-albite.

Le microcline microperthitique est en grands cristaux tantôt isolés, tantôt réunis en agrégats panidiomorphes de trois ou quatre individus. Quelques plages en sont arrondies et la plupart sillonnées de fractures. Parfois elle

est associée à l'oligoclase-albite par accolement suivant une surface quelconque. La microcline microperthitique contient, comme inclusions, du quartz en plages arrondies, de l'oligoclase-albite et de la chlorite souvent disposée en fibres rayonnantes.

L'oligoclase-albite de cette roche est la même que celle des granites et des microgranites que nous avons étudiés. Cet élément, comme le précédent, se présente en individus isolés ou en agrégats peu fournis. Les formes en sont habituellement géométriques mais à coins arrondis. Çà et là, on rencontre la combinaison du maclage de l'albite avec celui de la péricline et quelques plages rares dénotent la trace d'un vague zonage.

Quartz, Apatite

Le quartz est sporadique. On en trouve quelques grains arrondis, très petits, soit dans la pâte, soit inclus dans les feldspaths.

L'apatite, très rare, est en inclusions géométriques dans la chlorite.

Chlorite, Sphène, Fer titané

La chlorite, produit de décomposition d'une biotite disparue, se présente en plages allongées et en plages arrondies. Le polychroïsme (vert clair à jaune clair) en est très sensible; les extinctions sont moirées et la teinte de polarisation chromatique est le gris lavande. Les plages allongées accusent la forme du mica préexistant; les plages arrondies apparaissent, en lumière blanche, comme des agrégats de fragments orientés dans toutes les directions et dont les polychroïsmes ne sont pas simultanés. En nicols croisés, ces agrégats semblent être, au premier abord, des portions de pâte que l'on aurait teintées de gris-bleu. Chaque fragment montre l'extinction roulante, si

bien que l'ensemble des fragments formant un agrégat, simule parfois grossièrement l'apparence d'un sphérolite à croix noire.

Toutes les plages de cette chlorite sont piquées de grains de fer titané et contiennent, inclus, un peu de sphène.

CHAPITRE IV

Roches de magma dioritique.

Caractères extérieurs.

Extérieurement, les diorites qui constituent ce groupe (diorites à andésine basique, mica et quartz) n'ont rien de caractéristique et il est impossible, à l'œil nu, de les distinguer d'un granit à grain moyen. On peut cependant déjà reconnaître qu'elles sont notablement quartzeuses.

Etude des éléments constitutifs.

Le microscope montre un grain moyen, une texture granitoïde très nette et l'absence de « quartz divisé » proprement dit. Quant aux caractères du laminage, ils sont les mêmes que ceux du granit.

Les éléments de cette roche sont les suivants :

Eléments essentiels :

Andésine basique.
Biotite.
Quartz.

Eléments accessoires :

Apatite.
Allanite.
Zircon.

Eléments secondaires :

Chlorite.
Muscovite.
Ilménite.

Andésine basique

Le feldspath de nos diorites est exclusivement un plagioclase à 45-50 % an. correspondant à une *andésine basique*.

Ce minéral est moins abondant que le quartz. Les plages en sont en général plus petites et n'accusent pas de contours cristallographiques. La macle répétée suivant la loi de l'albite est la règle, mais il n'est point rare de la rencontrer en combinaison avec celle de la péricline.

Beaucoup de plages sont fraîches, mais d'autres sont très altérées par la muscovitisation. La muscovite occupe des plages entières ou bien se localise dans les interstices des lamelles maclées, c'est-à-dire dans les plans de macles où elle se dispose en filaments excessivement fins.

Biotite, Chlorite, Muscovite, Ilménite.

La biotite est uniformément répandue dans les coupes en plages très ramifiées ; il semble que chaque plage ait été écartelée. Plusieurs, encore fraîches, montrent un fort polychroïsme ; mais la généralité en est plus ou moins chloritisée, voire même totalement. La chloritisation a séparé des produits ferreux en abondance, soit sous forme de grains de fer titané à contours parfois nets, soit sous forme de sécrétions oxydées rouges-jaunâtres qui se sont infiltrées partout.

Remarquons qu'ici la biotite ne passe pas à la muscovite. Tout ce que nous avons de ce dernier minéral provient de la décomposition des feldspaths.

Quelques sections de biotite montrent par leurs clivages des mouvements de torsion très accentués ; il arrive que

ces clivages sont incurvés plusieurs fois sur eux-mêmes. (Fig. 44.)

La biotite est parfois incluse dans le quartz en petits rectangles idiomorphes parfaitement limpides qui sont évidemment ici de première consolidation. D'autre part, le quartz renferme aussi, en inclusion, de l'apatite.

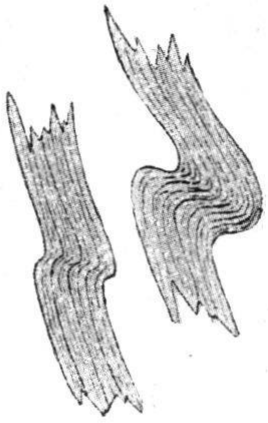

Fig. 44. — Biotites tordues.

Quartz.

Le quartz est l'élément le plus abondant. Il se présente en plages plus ou moins étendues, en général très découpées, et dans lesquelles les feldspaths et les micas pénètrent en ramifications nombreuses. Le caractère des extinctions roulantes est particulièrement accusé, ce qui dénote l'action d'une compression puissante. Signalons ici l'influence des inclusions sur le roulement de ces extinctions. Quelques baguettes de biotite sont incluses dans les plages de quartz et l'extinction du quartz aux abords immédiats de ces inclusions ne coïncide pas avec l'extinction moyenne de la plage. La discordance est même très sensible.

La même discordance s'observe pour des secteurs qui ne sont pas aux abords immédiats des inclusions de biotite, mais qui, tout en restant reliés à eux, s'en écartent notablement dans la direction des clivages. Les inclusions ont donc orienté le roulement.

Comme tous les quartz, celui-ci est entièrement piqué d'inclusions excessivement petites. Ici elles apparaissent, au premier coup d'œil, comme une poussière serrée, répandue sur toute la plage du minéral, mais on reconnaît bientôt qu'elles sont disposées en files serrées et on remarque que le roulement de l'extinction s'effectue, en général, en une vague qui se maintient normale à ces files.

Quelques petites plages de quartz sont en inclusions

primaires dans les plagioclases; elles se présentent assez souvent sous la forme bipyramidée.

Apatite, Zircon, Allanite.

De belles apatites, pas très idiomorphes, sont répandues en assez grand nombre et un peu partout. Plusieurs sont craquelées. Quelques sections hexagonales montrent deux systèmes de fentes, assez régulièrement à angle droit l'un sur l'autre et comblés de matières ferreuses rouges-jaunâtres.

Nous rencontrons aussi dans notre roche plusieurs grains de zircon, de bonne taille, avec de belles teintes, fort limpides, de polarisation chromatique. Ils sont brisés comme l'apatite.

Citons enfin quelques allanites sporadiques.