



HAL
open science

La croissance des cristaux de quartz dans le filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc

Bernard Poty

► **To cite this version:**

Bernard Poty. La croissance des cristaux de quartz dans le filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. Minéralogie. Université de Nancy, 1967. Français. NNT : 1967NAFS0052 . tel-00643862

HAL Id: tel-00643862

<https://theses.hal.science/tel-00643862>

Submitted on 23 Nov 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Poty (B)
A
HOMMAGE DE L'AUTEUR

B.
POTY

LA CROISSANCE DES CRISTAUX DE QUARTZ DANS LES FILONS SUR L'EXEMPLE DU FILON DE LA GARDETTE (BOURG D'OISANS) ET DES FILONS DU MASSIF DU MONT-BLANC

THÈSE

présentée à la
FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY
pour l'obtention du grade de
DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

par

Bernard POTY
Ingénieur Géologue E.N.S.G.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

17 MAI 1971

La croissance des cristaux de quartz
dans les filons
sur l'exemple du filon de La Gardette
(Bourg d'Oisans)
et des filons du massif du Mont-Blanc

Soutenue publiquement le 15 décembre 1967, devant la Commission d'Examen

JURY :

- | | |
|-----------------|--------------|
| MM. M. ROUBAULT | Président |
| A. BERNARD | } Examineurs |
| R. KERN | |
| G. DEICHA | } Invités |
| H. de La ROCHE | |

01 SEP. 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY

ANNEE SCOLAIRE 1967-1968

Doyen :

M. AUBRY

Assesseur :

M. GAY

Doyens honoraires :

MM. CORNUBERT - DELSARTE - ROUBAULT

Professeurs honoraires :

MM. RAYBAUD - LAFFITTE - LERAY - JULY - LAPORTE - EICHORN - GODEMENT -
DUBREUIL - L. SCHWARTZ - DIEUDONNE - DE MALLEMANN - LONGCHAMBON - LETORT - DODE -
GAUTHIER - GOUDET - OLMER - CORNUBERT - CHAPPELLE - GUERIN - WAHL.

Maitres de conférences honoraires :

MM. LIENHART - PIERRET

Professeurs

MM. DELSARTE	Analyse supérieure	MM. MANGENOT	Botanique
ROUBAULT	Géologie	GAYET	Physiologie
CAPELLE	Mécanique rationnelle	HADNI	Physique
VEILLET	Biologie animale	*BASTICK	Chimie
BARRIOL	Chimie théorique	DUCHAUFOR	Pédologie
BIZETTE	Physique	GARNIER	Agronomie
GUILLIEN	Electronique	NEEL	Chimie organique industrielle
GIBERT	Chimie physique	BERNARD	Géologie appliquée
LEGRAS	Mécanique rationnelle	*CHAMPIER	Physique
BOLFA	Minéralogie	*GAY	Chimie biologique
NICLAUSE	Chimie	STEPHAN	Zoologie
FAIVRE	Physique appliquée	*CONDE	Zoologie
AUBRY	Chimie minérale	*WERNER	Botanique
COPPENS	Radiogéologie	EYMAR	Calcul différentiel et intégral
DUVAL	Chimie	LEVISALLES	Chimie organique
FRUHLING	Physique	Mme HERVE	Méthodes mathématiques de la physique
HILLY	Géologie	MM. FELDEN	Physique
LE GOFF	Génie Chimique	GOSSE	Mécanique physique
SUHNER	Physique expérimentale	DAVOINE	Physique (E. N. S. M. I. M.)
CHAPON	Chimie biologique	HORN	Physique 1er cycle
HEROLD	Chimie minérale industrielle	Mme *LUMER	Mathématiques
SCHWARTZ	Exploitation minière	N...	Chimie biologique
*MALAPRADE	Chimie	N...	Mécanique appliquée

Maitres de Conférences

Mme BASTICK	Chimie P.C. Epinal	MM. PROTAS	Minéralogie
MM. GUDEFIN	Physique	JOZEFOWICZ	Physico-chimie
ROCCI	Géologie	JURAIN	Géologie C.B.G.
VUILLAUME	Psychophysiologie	RIVAIL	Chimie appliquée (C.U.C.E.S.)
FRENTZ	Biologie animale	VILLERMAUX	Génie chimique
MARI	Chimie (I.S.I.N.)	METCHE	Biochimie appliquée (Brasserie)
AUROUZE	Géologie	PAIR	Mathématiques appliquées
DEVIOT	Physique du solide	BAUMANN	Physique 1er cycle
FLECHON	Physique P.C.	DURAND	Physique
Mlle. HUET	Mathématiques C.B.G.	HUSSON	Physique (I.S.I.N.)
MM. VIGNES	Métallurgie	N...	Mécanique des fluides (I.S.I.N.)
BALESSENT	Thermodynamique chimie appliquée (E.N.S.I.C.)	N...	Mécanique (I.S.I.N.)
BLAZY	Minéralogie appliquée (E.N.S.G.)	N...	Probabilités et statistiques
JANOT	Physique P.C. Epinal	N...	Mathématiques
JACQUIN	Pédologie et chimie agricoles	N...	Mathématiques P.C.
MAINARD	Physique M.P.	N...	Mathématiques C.B.G.
CACHAN	Entomologie appliquée (E.N.S.A.)	N...	Physiologie animale
MARTIN	Chimie P.C.	N...	Mathématiques M.P.
PAULMIER	Mécanique expérimentale	N...	Exploitation minière (E.N.S.M.I.M.)

* Professeur titulaire à titre personnel

La croissance des cristaux de quartz dans les filons
sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans)
et des filons du massif du Mont-Blanc

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail (1) il m'est agréable d'évoquer les conditions dans lesquelles il a été réalisé et de citer les nombreux concours qui m'ont été prodigués.

C'est à A. Bernard que je dois l'idée d'une recherche sur la formation des filons de quartz. A. Bernard terminait alors sa thèse et était convaincu qu'il fallait travailler et repenser les problèmes les plus simples. L'étude des filons de quartz était bien un sujet propre à séduire, par son apparente simplicité, l'étudiant que j'étais alors.

Après plusieurs tentatives sur des filons métallifères je me suis intéressé en 1962 aux filons à cristaux des Alpes, celui de La Gardette et ceux du Mont-Blanc. Si l'étude de la région de Bourg d'Oisans n'offre pas de difficultés particulières, il n'en est pas de même de celle du massif du Mont-Blanc. Là je crois que, sans l'appui qui me fut donné au départ par J. Knobel, j'aurais été rebuté par les nombreuses barrières qu'oppose ce massif. Avec M. Comte j'ai exploré certaines régions à Talèfre, Leschaux, Les Périades. Mais c'est finalement dans le bassin d'Argentière que j'ai le plus travaillé grâce à R. Fournier, guide de haute montagne à Argentière. Celui-ci passionné de cristaux, et qui connaît pratiquement toutes les cavités exploitées depuis de nombreuses années dans ce bassin, s'est en effet très vite intéressé à ma recherche et a collaboré étroitement avec moi. Soutenu donc par les meilleurs spécialistes en cristaux de la vallée de Chamonix, j'ai travaillé dans des conditions particulièrement favorables, et je sais bien que sans cet appui, la plus grande part des observations relatées ici n'aurait pu être réalisée.

Le style de ce travail, je le dois à ma formation nancéienne et aux divers contacts que j'ai pris par la suite.

Au début de 1963, grâce à l'appui de mon directeur de recherche, M. Roubault, j'ai fait un séjour de 3 mois en U.R.S.S. A Moscou chez N.P. Ermakov, l'un des tous premiers spécialistes mondiaux de l'étude des inclusions fluides, je me suis initié à ces techniques particulières qu'il serait long, délicat et en tous cas inutile de réinventer. I.N. Maslova m'a fait faire quelques dosages de sels en solution, dans des fractions de millimètre cube, par la méthode ultra-microchimique qu'elle est une des rares personnes à pratiquer dans le monde. E.E. Kostileva m'a initié aux techniques d'étude du quartz laiteux, par décrépito-métrie surtout. A Léninegrad, D.P. Grigoriev m'a montré, durant les longues heures passées au musée de l'École des Mines, tout ce qu'on pouvait tirer de l'observation patiente des cristaux. C'est lui qui m'a convaincu, en fin de compte, que deux quartz ce n'est pas deux fois un quartz, mais deux individus qui ont chacun leur histoire propre, même s'ils ont poussé dans la même cavité.

Peu après ce séjour en U.R.S.S. qui fut donc très important, j'ai suivi les cours de cristallo-genèse professés à Nancy par R. Kern. La démarche même de mon travail qui consiste à observer les cristaux et leurs milieux de croissance, pour déceler les conditions de cette croissance, est inverse de celle qui est suivie par le cristallographe et le physico-chimiste. De nombreux raisonnements, utilisés en croissance cristalline, ne peuvent l'être dans des études comme

(1) Ce mémoire a été présenté devant la Faculté des Sciences de Nancy le 15 décembre 1967 pour l'obtention du grade de Docteur ès-Sciences, mention Sciences Naturelles.

celle-ci, par manque d'information. Mais on devinera sans peine que toute la partie interprétative qui, dans ce mémoire, traite de la croissance des cristaux de quartz est issue directement du cours et des discussions que j'ai eues avec R. Kern. Ce fut en fin de compte une chance rare que d'avoir pu profiter pour l'étude des cristaux de savoirs dans deux domaines aussi différents mais complémentaires que sont ceux de D.P. Grigoriev et de R. Kern.

Ceux qui étudient les fentes alpines aiment discuter des nombreux problèmes que posent ces minéralisations. G. Deicha, promoteur de l'étude des inclusions fluides en France, m'a fait profiter de ses connaissances dans ce domaine, connaissances qu'il a appliquées d'ailleurs en grande partie aux Alpes, et au massif du Mont-Blanc bien avant moi. H.A. Stalder m'a montré sur le terrain, en compagnie de A. Wagner, des cavités à cristaux dans les Grisons et au Tessin. Ces deux excursions et les discussions qu'elles ont suscitées furent très utiles, car elles m'ont aidé à replacer ma propre recherche dans un cadre alpin plus général.

Enfin J. Debelmas, R. Michel et leurs collègues de l'Institut de géologie de Grenoble, ont bien voulu discuter certains des aspects géologiques sur lesquels ma recherche débouche.

Ce travail fut réalisé au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques que dirige M. Roubault, Membre de l'Institut ; là j'ai conscience d'avoir été pendant quelques années le chercheur solitaire qui, au milieu de spécialistes de géochimie profonde, s'intéressait surtout à ses cristaux, ses inclusions fluides et sa haute montagne. Le dialogue entre scientifiques de spécialités aussi différentes n'est pas toujours simple. Cependant une bonne partie des idées qui sont exposées dans ce travail a vu le jour pendant ou après les nombreuses discussions que j'ai eues avec mes collègues et amis Nancéiens, qu'ils soient du Centre C.N.R.S. ou de l'Ecole de Géologie.

H. de La Roche, sous-directeur du C.R.P.G. m'a fait profiter de son expérience de géochimiste et m'a facilité la tâche en mettant à ma disposition de nombreux moyens. K. Govindaraju a bien voulu s'intéresser aux impuretés contenues dans mes cristaux, tandis que P. Leymarie, avec ses associés du laboratoire de rayons X, mettait largement à ma disposition son temps et sa compétence pour la détermination des minéraux et pour la mesure précise des paramètres du réseau du quartz. Les discussions pétrographiques que j'ai eues avec A. Weisbrod et J. Touret enfin, ont été particulièrement utiles.

Je dois à beaucoup pour ce travail, et il m'est difficile de citer tous les concours qui me furent prêtés. Grâce à P. Bristiel j'ai pu prendre connaissance de plusieurs publications en allemand. J'ai constaté tout au long de ma recherche que le talent de J. Schwartzkopff conditionnait dans une large mesure la qualité de mes observations. Les centaines de lames de quartz qu'il m'a préparées, polies optiquement, ont été à la base d'une grande partie de mes observations. R. Bauer s'est chargé des photographies, aidé de L. Jachimowicz, G. Dreux des dessins. Mme Schwartz a pris en charge la dactylographie.

Si je remonte un peu plus en arrière, à la formation que j'ai reçue à l'Ecole de Géologie, c'est vers mes professeurs MM. Roubault, Avias, Bofa, Delattre, Millot, Bernard, Clin, et Perriaux que mes regards se tournent.

A Monsieur Roubault je dois la part la plus importante de ma formation sur les plans scientifique et humain. Son dynamisme, ses larges vues, et son non conformisme sur le plan scientifique sont des attitudes très riches dont j'ai essayé de m'inspirer, et il est le père de toute une génération d'ingénieurs géologues Nancéiens dont je fais partie.

Plus loin encore c'est à mes parents que je dois le plus. Je sais qu'ils auraient été heureux de lire ce travail sur les cristaux de quartz, mon père en particulier qui a formé très tôt mon goût pour la nature au cours de fréquentes excursions ornithologiques. Enfin la vie professionnelle n'est qu'une part de la vie et à mes proches je suis heureux de dire que leur besoin de vérité et leur affection ont été les plus solides soutiens dans ce travail.

B.P., décembre 1967.

RÉSUMÉS

Le but de ce travail est de trouver des relations entre les caractères acquis par les cristaux de quartz : morphologie externe, morphologie interne, teneur en impuretés, dimension de la maille élémentaire, d'une part, et les conditions de leur croissance d'autre part.

Les deux types de filons choisis pour cette étude sont le filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et les cavités à cristaux du massif du Mont-Blanc. Ils sont habituellement classés parmi les filons "de type alpin". Pourtant leurs cristaux sont très différents, ceux de La Gardette possèdent une structure lamellaire (Weil, 1930 ; Bambauer, Brunner et Laves, 1961) alors que ceux du Mont-Blanc possèdent une structure macromosaïque (Weil, 1930 ; Laemmlein, 1937).

La démarche scientifique suivie présente trois aspects différents :

- étude des cristaux, qui fait l'objet du chapitre premier : observation de la morphologie externe et de la morphologie interne, détermination de la teneur en impuretés et des dimensions de la maille élémentaire.

- caractérisation des milieux fluides de croissance par l'étude des inclusions fluides (chap. II). La méthode employée consiste en l'observation des transformations de phases, sous le microscope, au cours du chauffage et de la réfrigération.

- caractérisation de l'environnement géologique des filons (chap. III). Dans le cas de La Gardette cela entraîne l'étude du socle cristallin et de sa couverture sédimentaire puisque le filon est post-triasique. Pour les cavités à cristaux du Mont-Blanc on se limite à l'étude du granite et de ses modifications au contact des cavités.

Les résultats de cette recherche se situent sur les trois plans de la croissance du quartz, de la géochimie des fluides profonds et de la géologie des régions où se trouvent ces filons.

a - Croissance du quartz.

Les cristaux de quartz lamellaire sont des cristaux impurs qui croissent avec des vitesses alternativement élevées et faibles, et ensevelissent des quantités d'impuretés différentes en fonction de ces vitesses. Les cristaux de quartz à structure macromosaïque sont des cristaux très purs.

La différence de faciès des deux types de cristaux (allongés ou trapus) s'explique par la différence des contenus en impuretés. Lorsque le cristal ensevelit beaucoup d'impuretés on observe un freinage préférentiel de l'avancement des faces du prisme ce qui entraîne l'allongement des cristaux. L'origine de cet ensevelissement d'une grande quantité d'impuretés à La Gardette n'a pu être déterminée de façon sûre. Deux paramètres en effet conjuguent leurs effets : la température et la nature du milieu fluide de croissance. A La Gardette la température devait être plus basse qu'au Mont-Blanc, et la phase fluide n'était pas en équilibre avec des minéraux silicatés mais avec des sédiments carbonatés.

b - Géochimie des fluides profonds.

L'apport de ce travail découle en partie de la découverte de fluides tardifs riches en CO₂ : au cours de la rétro-morphose du granite du Mont-Blanc. Cela oblige à considérer que les tempé-

ratures de cette rétro-morphose sont beaucoup plus élevées que ne l'indiquent les températures d'homogénéisation des inclusions fluides aqueuses du quartz enfumé, et sont proches des températures actuellement admises pour le faciès schistes verts. Les températures d'homogénéisation ne nous donnent donc que la densité du fluide et de telles inclusions sont alors plus utiles comme manomètres que comme thermomètres géologiques.

c - Géologie de l'Oisans et du massif du Mont-Blanc.

Pour la région de Bourg d'Oisans nous pouvons dire que la densité des fluides inclus dans les minéraux du Trias et du Lias est telle qu'on doit envisager un recouvrement épais de la région entre la fin du Lias et la période actuelle, recouvrement qui a disparu maintenant. Ceci s'accorde avec l'existence d'une schistosité dans le Lias du synclinal d'Ornon et avec la découverte par Martini et Vuagnat (1965) d'un faciès à zéolite à l'ouest des massifs cristallins externes. Le filon de La Gardette apparaît alors comme un filon formé en profondeur avec du matériel (fluides, silice, sulfures) issu essentiellement des sédiments qui le recouvrent.

Dans le massif du Mont-Blanc, outre la mise en évidence des hautes pressions, on montre que le CO₂ a joué un rôle perturbateur durant la rétro-morphose. Par l'acidité qu'il provoque il règle l'équilibre entre certains minéraux et en particulier entre orthose et muscovite. Ceci conduit à un schéma de rétro-morphose en système ouvert au cours duquel la température a dû jouer un rôle moindre que la composition de la phase fluide.

The growth of quartz crystals in quartz veins on the example of "La Gardette" vein (Bourg d'Oisans) and the clefts in Mont-Blanc massif.

The aim of this work is to find out relationships among quartz crystal features on the one hand, external and internal morphology, impurity, size of the unit cell and, on the other hand, their conditions of growth.

Two types of deposits have been chosen for this study : the "La Gardette" quartz vein (Bourg d'Oisans) and the crystal clefts of the Mont-Blanc massif. Both are usually classified as "alpine type" veins. Their crystals however are very different : in "La Gardette", the structure is lamellar (WEIL, 1930 ; BAMBAUER, BRUNNER and LAVES, 1961), while it is macromosaic (WEIL, 1930 ; LAEMMLEIN, 1937) in the Mont-Blanc massif.

The problem has been approached on three different paths :

- In the first chapter, description of the crystals : observation of the external and internal morphology, determination of the impurity content and unit cell size.
- Characterization of the growth fluid media by the study of fluid inclusions (Chap. II). The method was to observe, under the microscope the phase transformations during heating and freezing.
- Investigation of the geological environment of quartz veins. In the case of "La Gardette", the crystalline basement and its sedimentary cover have been investigated, as the age of the vein is post-triassic. For the Mont-Blanc clefts, the study is limited to the granite and its modifications at the contact of the clefts.

The results of this research deal with the three following subjects : quartz crystal growth, deep-seated fluid geochemistry and regional geology of these quartz deposits.

a) Quartz crystal growth :

The lamellar quartz crystals are impure crystals which have grown alternatively at an high and low rate and have buried various quantities of impurities in relation with these rates. Quartz with a macromosaic structure are very pure crystals.

The facies difference between both crystal types (long or thick) is explained by the difference in the impurity content. When the crystal buries many impurities, a preferential decrease of the growth rate of the prism face is observed, which leads to elongated crystals. At "La Gardette", the reason of this burial of many impurities has not been established with certainty : two param-

ters indeed join together their effects : temperature and nature of the fluid medium of growth. At "La Gardette", temperature was probably lower than in Mont-Blanc massif and the fluid phase was not in equilibrium with silicate minerals, but with carbonate bearing sediments.

b) Geochemistry of deep-seated fluids.

The contribution of this work comes partly from the discovery of late fluids rich in CO₂ during the retromorphosis of the Mont-Blanc granite. It may be inferred from this fact that the temperature during retromorphosis was much higher than actually indicated by the homogenization of aqueous fluid inclusions in smoky quartz and reaches the temperatures usually believed to be within the range of the greenschist facies. In this case homogenization temperature indicates only the density of the fluid and is therefore more useful as a geological barometer than as a thermometer.

c) Geology of the Oisans area and Mont-Blanc massif.

In the Bourg d'Oisans area, the density of fluids included in triassic and liassic minerals is so high that we must admit the presence, between Upper Lias and the present time, of a thick sedimentary cover which has now disappeared. This conclusion is in agreement with the existence of a schistosity in liassic rocks of the Ornon syncline and with the discovery by MARTINI and VUAGNAT (1965) of a zeolite facies west of the external crystalline massives. The "La Gardette" quartz vein was consequently formed in the depth from a material (fluids, silica, sulfides) deriving essentially from the above lying sediments.

In the Mont-Blanc massif, it is shown that, in addition to the evidence of high pressures, CO₂ has played a disturbing role during the retromorphosis. It induces an acidity which determines the equilibrium between some minerals, particularly between orthoclase and muscovite. These considerations lead to an open system retromorphic model in which temperature is less important than the composition of the fluid phase.

Das Wachstum der Quarzkristalle in den Gängen, an dem Beispiel des Ganges von La Gardette (Bourg d'Oisans) und der Gänge des Mont-Blanc Massivs.

Der Zweck der Arbeit ist Beziehungen festzustellen zwischen den Charakteristika des kristallinen Quarzes wie : äussere Morphologie, innere Morphologie, Gehalt an Verunreinigungen, Grösse der Elementarzellen auf der einen Seite und den Wachstumsbedingungen der Kristalle andererseits.

Es wurden zwei Gangtypen für diese Untersuchung gewählt. Einer ist der Gang der Gardette bei Bourg d'Oisans, der andere die Kristallkeller des Mont-Blanc Massivs. Diese sind für gewöhnlich definiert als Gänge des alpinen Typs. Jedoch bestehen Unterschiede zwischen Beiden. Die Kristalle der Gardette haben eine lamellare Struktur (WEIL, 1930 ; BAMBAUER, BRUNNER und LAVES, 1961) während jene des Mont-Blanc eine Makromosaikstruktur besitzen. (WEIL, 1930 ; LAEMMLEIN, 1937).

Die wissenschaftliche Untersuchung die im folgenden geschildert wird, bietet drei verschiedene Aspekte denen einzelne Kapitel gewidmet sind.

- 1) Untersuchung der Kristalle selbst z. B. : morphologische Untersuchungen, Bestimmung der Verunreinigungen und Messungen der Grösse der Elementarzellen.
- 2) Es wird versucht die Zusammensetzung der fluiden Substanzen zu geben in denen die Kristalle gewachsen sind durch Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen. Die Methode die hier angewandt wurde besteht in der Beobachtung von Phasenübergängen, wobei das Mikroskop benutzt wird, um das Verhalten der Kristalle beim Erwärmen und bei der Abkühlung zu untersuchen.
- 3) Charakterisierung der geologischen Umgebung der Gänge (Kapitel III). In diesem Falle war es nötig für die Gardette eine Untersuchung über den kristallinen Sockel und seine Sedimentdecke zu machen, da der Gang selbst jünger als Trias ist. Für die sog. Kristallkeller des Mont-Blanc konnte man sich auf die Untersuchung des Granits und seiner Umwandlungen am Kontakt zu den Kavitäten beschränken.

Die Resultate dieser Untersuchung sind interessant unter drei verschiedenen Gesichtspunkten. 1 - das Wachstum des Quarzes, 2 - die Geochemie der Fluiden tiefer Regionen und, 3 - die regionale Geologie der Gangzonen.

a) Das Wachstum des Quarzes.

Die lamellaren Quarzkristalle sind unreine Kristalle die mit verschiedener Geschwindigkeit wachsen, die höher oder niedriger sein kann. Dabei werden sehr verschiedene Mengen von Verunreinigungen eingeschlossen in Abhängigkeit von der Grösse der Wachstumsgeschwindigkeit. Die Quarzkristalle mit Makromosaikstruktur dagegen sind sehr rein.

Die Faziesunterschiede der zwei Kristalltypen (gestreckt oder gedrunen) erklärt sich durch die unterschiedlichen Mengen an Verunreinigungen. Wenn der Kristall viele Verunreinigungen einschliesst, beobachtet man eine bevorzugte Verlangsamung des Wachstums der Prismenflächen, was automatisch eine Streckung des Kristalls hervorruft. Der Ursprung dieser Einschlüsse einer grossen Zahl von Unreinheiten in der Gardette konnte nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Zwei Parameter überlagern ohne Zweifel ihre Wirkung: die Temperatur und die Natur der fluiden Phase in der die Kristalle wachsen. An der Gardette war die Temperatur sicher niedriger als am Mont-Blanc, und die fluide Phase war nicht im Gleichgewicht mit den Silikatmineralien sondern mit den karbonathaltigen Sedimenten.

b) Geochemie der Flüssigkeiten tiefer Zonen.

Ein wichtiger Absatz dieser Arbeit besteht in der Entdeckung der relativ späten fluiden Phasen die reich an CO_2 sind. Sie ist im Laufe der Retromorphose des Mont-Blanc Granits entstanden. Daraus ergibt sich aber die Schlussfolgerung, dass die Temperaturen dieser Retromorphose sehr viel höher sind als die Temperaturen die durch die Homogenisierung der flüssigen, wässrigen Einschlüsse des Rauchquarzes angegeben werden. Sie sind vielmehr nahe den Temperaturen die man heute für die Fazies der Grünschiefer annimmt. Die gemessenen Homogenisierungstemperaturen geben uns also nur Angaben über die Dichte der Flüssigkeit, daher sind solche Einschlüsse wertvoller als Manometer denn als geologische Thermometer.

c) Geologie der Gegend von l'Oisans und des Mont-Blanc Massivs.

Für die Gegend von Bourg d'Oisans können wir sagen dass die Dichte der fluiden Einschlüsse in den Mineralien der Trias und des Lias so hoch ist, dass man eine erhebliche Sedimentdecke annehmen muss für die ganze Gegend zwischen Ende des Lias und der heutigen Zeit, eine Überschiebung die inzwischen verschwunden ist. Das passt gut mit der Tatsache zusammen, dass eine leichte Schieferung im Lias der Synklinale von Ornon besteht und gleichzeitig mit der Entdeckung von Martini und Vuagnat (1965), dass eine Zeolithfazies westlich des externen kristallinen Massivs besteht. Für den Gang der Gardette ergibt sich daher dass dieser Gang sich in grösserer Tiefe gebildet hat, aus Materialien (Fluiden, Kieselsäure, Sulfiden) die im wesentlichen aus den Sedimenten stammen, die ihn bedecken.

Im Mont-Blanc Massiv konnte einmal der Nachweis hoher Drucke geführt werden und überdies konnte man zeigen, dass die Kohlensäure eine erheblich störende Rolle während der Retromorphose gespielt hat. Ihre Azidität regelt das Gleichgewicht zwischen gewissen Mineralien, vor allem zwischen Orthoklas und Muskovit. Daraus ergibt sich ein Schema der Retromorphose in einem offenen System während dessen die Temperatur eine weniger bedeutende Rolle gespielt hat als die Zusammensetzung der fluiden Phase.

Б. ПОТИ

РОСТ ЖИЛЬНЫХ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА НА ПРИМЕРЕ КВАРЦЕВОЙ ЖИЛЫ
ЛА ГАРДЭТ (БУР Д'УАЗАН) И ЖИЛ В МАССИВЕ МОНБЛАН

Цель настоящей работы - установить зависимость между приобретёнными свойствами кристаллов кварца: внешней и внутренней морфологией, содержанием примесей, размером элементарной ячейки и условиями их роста.

Выбранные для изучения два типа жил представлены жилой Ла Гардет (в Бур д'Уазан и кристаллами в пустотах горных пород массива Монблан. Обычно они относятся к кварцевым жилам альпийского типа. Однако, кристаллы их сильно отличаются от кристаллов Ла Гардет обладающих листоватой структурой (ВАЙЛЬ, 1930; БАМБАУЭР, БРЮННЕР и ЛАВЕС, 1961) тогда как у кристаллов Монблана структура макромозаическая (ВАЙЛЬ, 1930; ЛЕМЛЕЙН, 1937).

Научный подход к решению этой проблемы ведётся с трёх сторон:

- в первой главе изучаются кристаллы с точки зрения их внешней и внутренней морфологии, определяется содержание примесей и размер их элементарной ячейки;

- во второй главе, изучая жидкие включения, определяются те флюиды в среде которых происходил рост кристаллов. Применяемый метод заключается в наблюдении под микроскопом изменений фаз при нагреве и охлаждении.

- в третьей главе изучаются геологические условия образования жил. Исследование жилы Ла Гардет влечёт за собой изучение кристаллического фундамента с его осадочным чехлом, так как момент образования этой жилы относится к после-триасовому периоду. Что касается пустот с кристаллами в массиве Монблан, то для познания их ограничиваются изучением гранита с его модификациями вблизи контакта с пустотами.

Результаты этих изысканий приводят к решению трёх проблем: роста кристаллов, геохимии глубинных флюидов и геологии тех областей, в которых эти жилы находятся.

a) РОСТ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА

Пластинчатые кристаллы кварца содержат примеси; они растут с переменной скоростью, большой или малой, захватывая механически различные посторонние вещества, причём количество последних зависит от скорости роста кристалла.

Кварцевые кристаллы макро-мозаичной структуры - наиболее чистые.

Разность в облике кристаллов этих двух типов (вытянутые или укороченные) объясняется разностью в содержании примесей. Когда кристалл захватывает много посторонних веществ, наблюдается преференциальное торможение роста граней призмы влекущее за собой удлинение кристаллов. Первопричина захвата большого количества примесей в Ла Гардет была определена достоверно. В действительности, два параметра оказывают совместно влияние: температура и природа флюида в котором происходит рост кристалла. В Ла Гардет температура должна была быть ниже чем в Монблане и флюидная фаза была в состоянии равновесия не с силикатными минералами, а с отложениями карбонатными.

б) ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ

Значение настоящей работы объясняется частично открытием поздних флюидов, богатых CO_2 , во время диафтореза гранита Монблана. Это приводит к выводу, что температуры при диафторезе были намного выше температур, которые нам даёт гомогенизация жидких водных включений в дымчатом кварце и что они близки к температурам допускаемым в настоящее время для фаций зеленокаменных сланцев. Температуры гомогенизации дают нам лишь плотность флюида и включения оказываются более полезными как манометры, чем как геологические термометры.

в) ГЕОЛОГИЯ УАЗАНА И МАССИВА МОНБЛАН

В районе Бур д'Уазан плотность флюидов, заключённых в минералах триаса и лейяса такова, что становится необходимым допустить существование в этом районе покрова, между концом лейяса и современным периодом, который в настоящий момент уже больше не существует.

Это согласуется с существованием сланцеватости в лейясовой синклинали д'Орлон и с открытием в 1965 г. МАРТИНИ и ВУАГНАТ зоолитовой фации на западе внешних кристаллических массивов. В таком случае жила Ла Гардет представляется сформировавшейся на глубине из материала (флюидов, кремнезёма, сернистых соединений) происходящего главным образом из покрывающих её осадков. В массиве Монблан, помимо очевидного существования высоких давлений, доказывается противодействующая роль CO_2 , которую он играл в течении диафтореза. Той кислотностью, которую он создавал, он регулировал равновесие между некоторыми минералами и в частности между ортоклазом и мусковитом. Это приводит нас к схеме диафтореза в открытой системе, в которой температура должна была играть меньшую роль чем состав флюидной фазы.

INTRODUCTION

Le quartz est un minéral important des roches et la gangue de nombreuses substances utiles en gisement filonien ou non. Mais cette présence quasi constante, la grande régularité de ses propriétés physiques et de sa composition chimique font qu'il est délaissé dans la plupart des études pétrographiques et métallogéniques au bénéfice de minéraux à champ de stabilité plus limité ou de composition variable.

Il a donné lieu pourtant à de nombreuses études ces dernières années, et cela est dû en grande partie à deux causes. D'abord la production de plus en plus importante du quartz synthétique a entraîné des études cristallographiques d'un grand intérêt dans plusieurs pays (U.S.A. et U.R.S.S. en particulier). Ensuite les systèmes formés par les fluides de croissance et spécialement par le mélange le plus banal dans les processus profonds $H_2O - NaCl - CO_2$, sont de mieux en mieux connus grâce à l'expérimentation, si bien qu'on peut chiffrer beaucoup plus facilement que par le passé les phénomènes observés. Or le quartz possède la qualité relativement rare d'être bon conservateur des inclusions fluides qu'il produit. En étudiant les fluides inclus dans le quartz on peut donc obtenir de précieux renseignements sur la croissance de ce minéral mais aussi sur les conditions de température, pression et composition de la phase fluide, qui régnaient dans son environnement au moment de sa croissance.

L'ambition de ce travail est de trouver des relations entre les caractères acquis par le cristal : morphologie externe, morphologie interne, composition chimique, dimensions de la maille élémentaire d'une part, et les conditions de sa croissance d'autre part. C'est un domaine assez peu défriché comme on peut le constater à la lecture d'un livre qui, comme celui de Frondel (1962) fait le point des connaissances acquises sur le quartz. Ensuite on espère que la mise en évidence des caractères acquis par les cristaux au cours de leur croissance, comme l'étude des fluides reliques, apporteront des faits nouveaux pour la synthèse géologique des régions dans lesquelles ils ont poussé.

Choix des filons

Les filons qui ont été choisis pour cette étude sont deux types de filons à cristaux qui ont alimenté les musées de minéralogie du monde entier : le filon de La Gardette près de Bourg d'Oisans et les cavités à cristaux du massif du Mont-Blanc.

Ces deux types de filons généralement considérés tous deux par les minéralogistes comme de "type alpin" présentent pourtant des caractères très différents aussi bien par leur situation géologique que par l'habitus des cristaux qu'ils contiennent.

Le filon de La Gardette (filon de quartz, brannerite, sulfures et or), se trouve sur la bordure occidentale des Grandes Rousses qui, comme le Mont-Blanc, sont un des massifs cristallins du domaine externe des Alpes (fig. 1). Il est encaissé dans les gneiss non loin de leur contact avec le granite du Pelvoux, mais tout près également de la pénélaine anté-triasique qu'il traverse d'ailleurs pour se perdre en quelques mètres dans la dolomie de base du Trias. Ce filon est donc sûrement post-triasique ; De Launay (1913) pensait qu'il s'était formé au Tertiaire. Mais une détermination chimique du rapport U/Pb de deux échantillons de brannerite (Geffroy, 1963) a donné un âge de l'ordre de 50 à 60 millions d'années, ce qui correspondrait à la fin du Crétacé. Un tel âge n'est pas sans poser des problèmes. Mais la difficulté principale pour reconstituer l'histoire

tectonique de l'Oisans, résulte du fait suivant : les événements les plus marquants ont dû se produire entre la fin du Crétacé et le Pliocène alors que la série stratigraphique s'arrête au Crétacé inférieur.

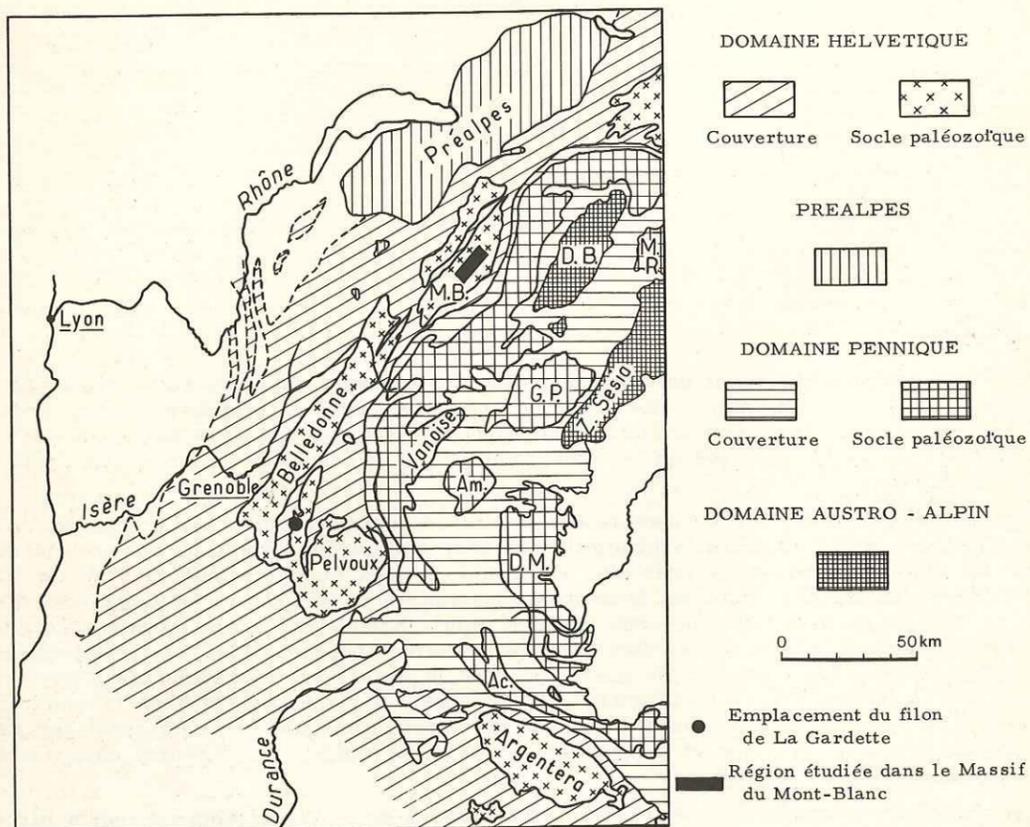


Figure 1 - Schéma tectonique des Alpes franco-italiennes, d'après Debelmas et Lemoine (1964), et localisation des filons étudiés.

Quels sont les rapports de ce filon avec une éventuelle phase hydrothermale ascendante dans le cristallin de la zone externe ? Quels sont ses rapports avec le métamorphisme alpin ? Voici deux questions auxquelles l'étude du gisement de La Gardette pourrait prétendre apporter quelques éclaircissements, sinon y répondre.

Les cavités à cristaux du Mont-Blanc ne posent pas des problèmes identiques à ceux du filon de La Gardette. Bien que peu connues, elles appartiennent, on le sait, aux mêmes types que celles que l'on rencontre dans le massif de l'Aar (Niggli, Königsberger et Parker, 1940), dont le massif du Mont-Blanc est d'ailleurs l'homologue sur le plan tectonique.

Jusqu'à présent aucune description systématique des paragenèses de ces cavités n'a été faite, aussi ce travail comble, dans une certaine mesure, une lacune. Les cavités au Mont-Blanc, comme dans les Alpes Suisses, semblent en relation nette avec le métamorphisme alpin (Deicha, 1949) et leur étude est donc intimement liée à celle de ce métamorphisme. Classiquement (Parker, 1961), on considère que ces cavités se forment par le processus de sécrétion latérale, c'est-à-dire par un transport de matière de la roche encaissante vers la cavité. Si ce schéma est admis dans l'ensemble, les études de détail montrent que les mécanismes ne sont pas simples et un des buts de ce travail est de chercher à les comprendre.

Si les cavités à cristaux du Mont-Blanc sont indiscutablement alpines *sensu lato* une détermination précise de leur âge n'a pas encore été faite. Sur le plan géologique elle offre autant de difficultés que celle du filon de La Gardette.

L'habitus des cristaux de ces deux types de gisements est très différent. La comparaison systématique de leurs caractères a été entreprise par Weil (1930) qui a montré que les cristaux de La Gardette étaient formés d'un empilement mimétique de lamelles de symétrie inférieure à la symétrie hexagonale, alors que les cristaux de l'Aar et du St Gothard avaient une structure macromosaïque. Cette étude comparative a été reprise récemment par les cristallographes de Zurich, Bambauer, Brunner et Laves (1961). Ces auteurs débouchent sur la notion de lacune d'oxygène dans le réseau du quartz, avec des possibilités d'ordre et de désordre, un peu à la manière de ce qui se passe dans les feldspaths. Certaines des conclusions de Bambauer, Brunner et Laves seront discutées ici, mais pas toutes car notre objet est différent : ce travail se situe résolument sur le plan de la croissance des cristaux.

Les cristaux du massif de l'Aar ont une structure macromosaïque très comparable à celle des cristaux du Mont-Blanc et leurs conditions de gisement sont analogues (Stalder, 1964). Les cristaux lamellaires ont été également observés en Suisse dans le Maderanertal (Windgällen-Hütte) et dans les Grisons (Vättis), selon Weibel (1966). Stalder (1964) les a décrits à Tamins Calanda, également dans les Grisons. Il est curieux de constater que le mode de gisement de ces quartz lamellaires de Suisse est le même qu'à La Gardette : dans le socle au contact des sédiments carbonatés ou dans les dolomies. Nous voyons donc que la croissance des cristaux de La Gardette et du Mont-Blanc dépasse de loin en intérêt la genèse des cristaux dans ces deux gisements puisque les mêmes phénomènes se retrouvent du Pelvoux à la bordure orientale du massif de l'Aar.

Démarche scientifique

La démarche scientifique suivie ici présente trois aspects différents. Il s'agit d'abord d'analyser avec le maximum de précision les caractères distinctifs de ces deux types de cristaux : développement des faces, accessoires de croissance, macles, teneurs en impuretés, variation des paramètres du réseau. Cela constitue l'objet du premier chapitre. Le problème est traité dans l'esprit des travaux de Laemmlein et Grigoriev et les résultats ont été interprétés autant que possible à la lumière des recherches modernes sur la croissance cristalline et en particulier de celles exposées au colloque du C.N.R.S. "Adsorption et croissance cristalline" animé par R. Kern à Pont-à-Mousson, en 1965.

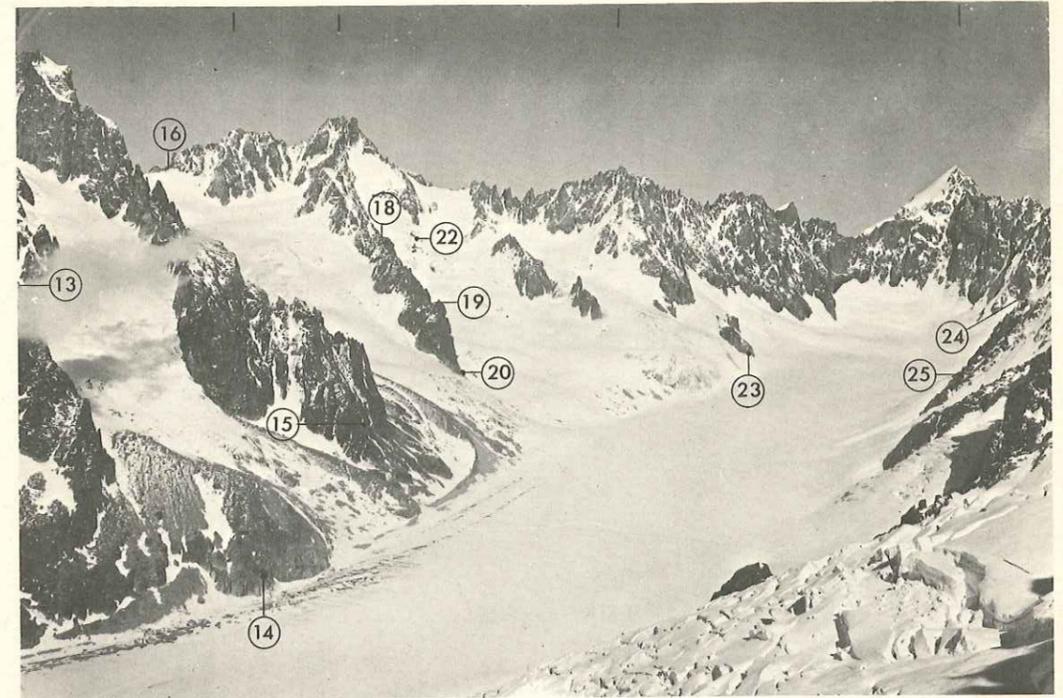
Il s'agit ensuite d'essayer de cerner les caractéristiques des milieux fluides de croissance par l'étude des inclusions fluides. La méthode employée consiste en l'examen des transformations de phases sous le microscope en fonction des variations de température. Au chauffage c'est l'homogénéisation des phases fluides, méthode classique depuis de nombreuses années qui permet la détermination de la densité et de la teneur en CO₂. A la réfrigération c'est la cryométrie, méthode employée de façon systématique, mais depuis peu, par Roedder, qui permet une détermination indirecte de la teneur en sels dissous.

Il faut souligner combien il est important d'étudier simultanément la structure sectorielle et zonaire des cristaux (chapitre I) et les inclusions fluides (chapitre II). En effet le problème fondamental de tout travail sur les inclusions fluides reste celui de la distinction des inclusions significatives de celles qui ne le sont pas. Cette distinction suppose le maximum de connaissances sur la genèse des cristaux.

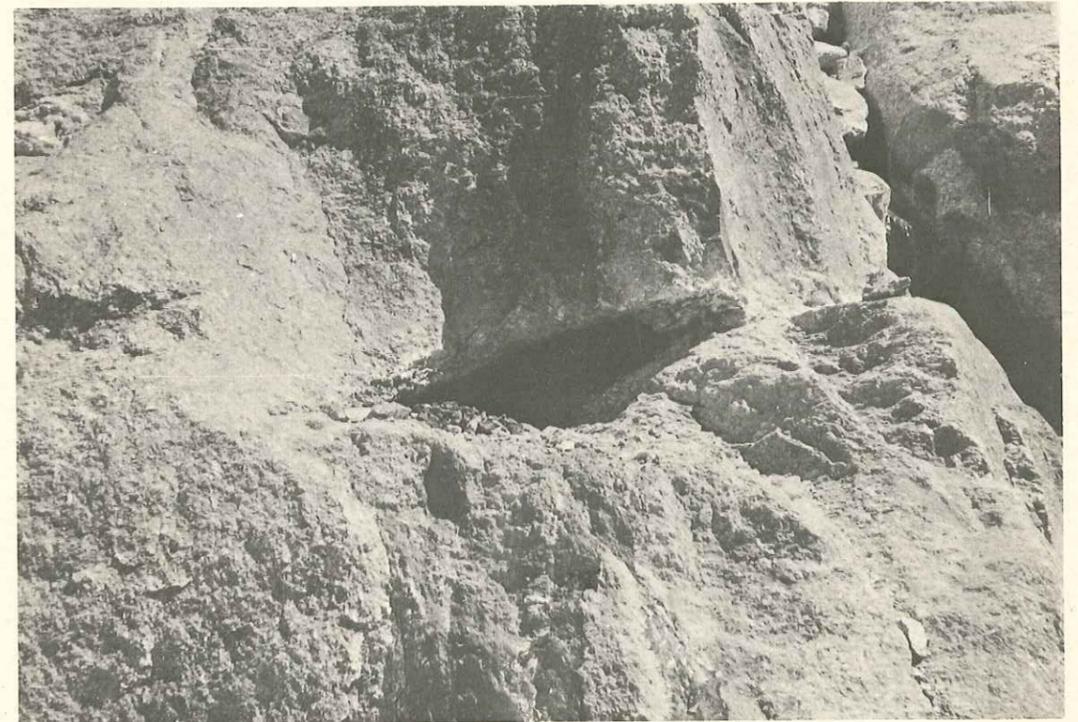
Il s'agit enfin de décrire l'environnement géologique des filons. C'est l'objet du chapitre III. Et cela implique, dans le cas de La Gardette, que l'on examine les transformations minéralogiques à la fois dans le cristallin et dans la couverture puisque le filon est post-triasique.

En ce qui concerne le Mont-Blanc la description des associations minérales est limitée au domaine du granite. On a volontairement passé sous silence la minéralogie des cavités de la couverture cristallophyllienne du massif bien qu'elle soit plus riche que celle des cavités du granite. Notre propos est en effet d'atteindre les mécanismes de la croissance. Or dans un fond géochimiquement constant comme le granite du Mont-Blanc (Vitel, 1963) les différences de paragenèses ne peuvent guère résulter que de variations dans les conditions de température, pression ou composition de la phase fluide. On élimine ainsi le paramètre "composition chimique de la roche saine".

Ce travail se situe donc à la limite de trois domaines qui sont assez éloignés les uns des autres. Son intérêt ne réside pas tellement dans l'approfondissement de l'un ou de l'autre de ces domaines, mais plutôt dans leur enrichissement mutuel. Par cette triple démarche on essaye de parvenir à une explication cohérente, synthétique, des phénomènes qui ont conduit à la croissance des cristaux de quartz dans ces deux types de filons.



1



2

PLANCHE I

Figure 1 - Bassin du glacier d'Argentière vu de l'Aiguille des Grands Montets.
 Les sommets sont de gauche à droite : Aiguille d'Argentière (3900 m), Aiguille de la Neuve (3753 m),
 Aiguille du Tour Noir (3837 m), Pointe Kurz (3680 m), Mont Dolent (3823 m).
 Les numéros indiquent l'emplacement de quelques cavités observées dans ce bassin (cf. Annexe I).

Figure 2 - Cavité n° 1 au lieu dit "Séracs de Talèfre" (largeur de la cavité : 1 mètre ; profondeur : environ
 2 mètres).
 Cette cavité est close sauf à droite où elle se poursuit par une cassure qui contient du quartz laiteux.

B. POTY. — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans)
 et des filons du Massif du Mont-Blanc.

Chapitre Premier

DESCRIPTION DES CRISTAUX

I. - PRÉAMBULE

Dans ce préambule sont brièvement rappelées des notions utiles à la compréhension des faits décrits dans le chapitre. Ces notions concernent les caractères cristallographiques du quartz de basse température, la construction sectorielle des cristaux et les critères de la croissance simultanée de deux cristaux en espace libre.

A - CARACTÈRES CRISTALLOGRAPHIQUES DU QUARTZ DE BASSE TEMPÉRATURE

Le quartz de basse température ou quartz α fait partie de la classe 32. Son réseau, tel que le montrent les rayons X, est hexagonal et il appartient aux groupes spatiaux $H_{3,2}$ pour le quartz droit et $H_{3,2}$ pour le quartz gauche. Il est caractérisé par un axe d'ordre 3 et trois axes d'ordre 2 polaires, perpendiculaires à l'axe d'ordre 3 et faisant entre eux un angle de 120° .

Systèmes d'axes

Le système d'axes de Bravais (1851), le plus fréquemment rencontré dans la littérature, est constitué par ces quatre axes de symétrie (fig. 2). Les faces sont symbolisées par quatre indices $(h k i l)$ où $\bar{i} = h + k$.

Ce système d'axes est en fait peu utilisable dans la pratique car il ne tient pas compte de l'énantiomorphisme du quartz, c'est-à-dire du fait qu'un cristal peut être gauche ou droit. De l'énantiomorphisme découlent d'importantes propriétés, le pouvoir rotatoire, et surtout la piézoélectricité qui confère au quartz une grande partie de son intérêt économique.

Deux systèmes d'axes sont fréquemment utilisés dans la pratique :

- Une adaptation du système d'axes de Bravais (Laemmlein, Grigoriev, etc...). Dans ce système d'axes (fig. 3), on affecte du signe positif l'extrémité de l'axe binaire où apparaissent les charges positives lorsqu'on comprime le cristal parallèlement à cet axe. L'autre extrémité est l'extrémité négative, c'est elle qui porte les faces plagiédres. Par extension les arêtes du prisme sont appelées positives ou négatives selon qu'elles sont recoupées par l'une ou l'autre extrémité de l'axe binaire. Lorsqu'on refroidit le cristal, des charges positives apparaissent sur les arêtes positives et des charges négatives sur les arêtes négatives. Ce phénomène n'est pas dû à une pyroélectricité vraie. Dans la pratique on a fréquemment besoin de distinguer les deux arêtes.

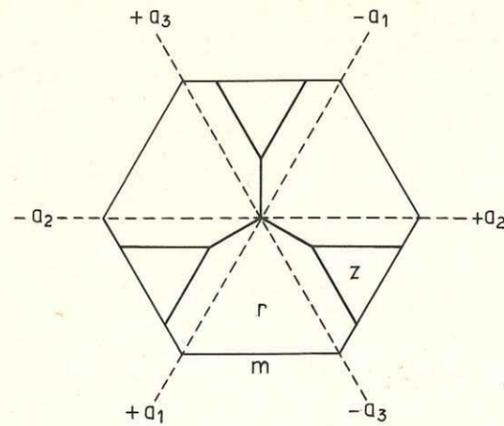


Figure 2 - Système d'axes de Bravais (1851, in Frondel, 1962).

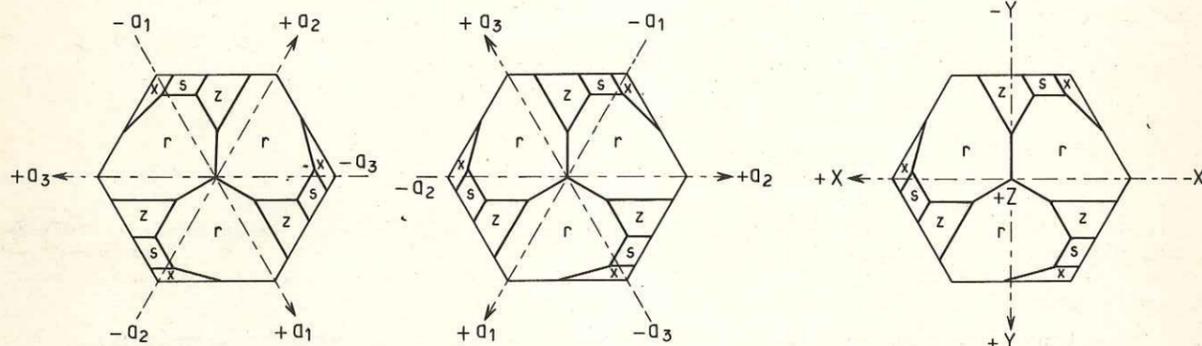


Figure 3 - Système d'axes utilisé dans l'industrie des lames piézoélectriques (école russe).

Figure 4 - Système d'axes orthogonaux utilisé dans l'industrie des lames piézoélectriques (Frondel, 1962).

- Un système d'axes orthogonaux employé dans l'industrie des lames piézoélectriques (Frondel, 1962) (fig. 4) :

- z est l'axe ternaire ;
- x est un axe binaire mais la direction est inversée par rapport au système d'axes précédent : l'extrémité positive est celle qui porte les faces plagiédres ;
- y est perpendiculaire à x et z et son extrémité positive est dirigée du côté du rhomboèdre positif.

Dans ce chapitre, on utilise le premier système d'axes pour la majorité des cas (fig. 3).

Formes essentielles.

Le quartz montre 5 faces fondamentales :

- le rhomboèdre positif r ($10\bar{1}1$) et le rhomboèdre négatif z ($01\bar{1}1$). Comme le réseau est hexagonal on devrait parler plus exactement d'hémi-isosceloèdres mais l'usage s'est instauré d'appeler ces faces des rhomboèdres ;

- le prisme m (1010). Sur le cristal théorique, cette face possède la symétrie hexagonale. Mais très fréquemment, le prisme des cristaux réels montre une symétrie ternaire, et il faut distinguer les faces suivant qu'elles sont situées sous le rhomboèdre positif (m_r) ou bien sous le rhomboèdre négatif (m_z). Cette symétrie ternaire des faces du prisme des cristaux réels a été remarquée depuis longtemps, comme l'attestent les schémas de cristaux du Dauphiné publiés par Rose en 1846 ;

- les faces plagiédres qui permettent le classement des cristaux en individus gauches et droits.

- Le trapézoèdre X ($51\bar{6}1$). Dans la réalité, on observe souvent non un trapézoèdre mais plusieurs facettes qui sont en zone. Comme pour les rhomboèdres il existe des formes positives (fréquentes) et négatives (rares) du trapézoèdre.
- La dipyramide trigonale S ($11\bar{2}1$).

Ces faces sont les formes fondamentales étudiées dans ce chapitre. Il faut leur ajouter les rhomboèdres aigus qui apparaissent surtout dans la zone de $m_z - z$ et dont les indices sont variables.

Macles.

Le quartz de basse température montre essentiellement trois types de macles :

- la macle du Dauphiné. Les individus sont de même signe et sont reliés géométriquement par une rotation de 180° autour de l'axe c ;
- la macle du Brésil. Les 2 individus sont de signes différents et sont reliés géométriquement par une réflexion sur le plan ($11\bar{2}0$) ;
- la macle à axes inclinés. Les axes c des deux individus forment un angle de $84^\circ 33'$ et le plan de composition est ($11\bar{2}2$). Deux faces du prisme sont coplanaires.

B - CONSTRUCTION SECTORIELLE DES CRISTAUX

Dans un cristal, on peut distinguer deux modes indépendants, mais simultanés de distribution des impuretés au cours de la croissance. Le premier est lié aux variations brusques ou progressives des conditions ambiantes. Il traduit la chronologie des événements par une construction zonaire du cristal.

Le deuxième est lié aux propriétés de surface particulières des faces. Il conduit à une structure sectorielle du cristal. Les propriétés de cette construction sectorielle des cristaux ont été étudiées par de nombreux auteurs. On se reporte ici à la mise au point de Laemlein (1948), dont voici les résultats qui nous intéressent le plus directement :

1) Les positions successives d'une face (hkl) au cours de son avancement forment la pyramide ou le secteur de croissance de cette face. Souvent, les pyramides de croissance sont faciles à déceler car elles ont des couleurs ou des indices de réfraction différents : c'est le cas fréquemment pour la topaze et pour l'améthyste. Les cristaux incolores comme le quartz peuvent être colorés artificiellement en utilisant un rayonnement dur. Ces propriétés sont liées à une adsorption et un enovelissement de matières étrangères, qui varient suivant les faces.

2) La limite entre deux pyramides de croissance est rarement plane mais plus souvent constituée par des gradins. Ceci est lié à la formation par couches successives, et aux fluctuations des vitesses d'étalement et d'empilement des couches. On rejoint ici les phénomènes de structure zonaire du cristal.

3) La forme des pyramides est liée à la vitesse d'avancement des faces. Dans la pratique la règle suivante est d'une grande utilité : la limite entre deux secteurs de croissance se déplace en direction de la face dont la vitesse relative d'avancement s'accroît (fig. 5). Au cours de cette étude, on déduira fréquemment de l'allure de la limite entre les secteurs de croissance les variations des vitesses relatives d'avancement des faces.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf.grenoble.fr

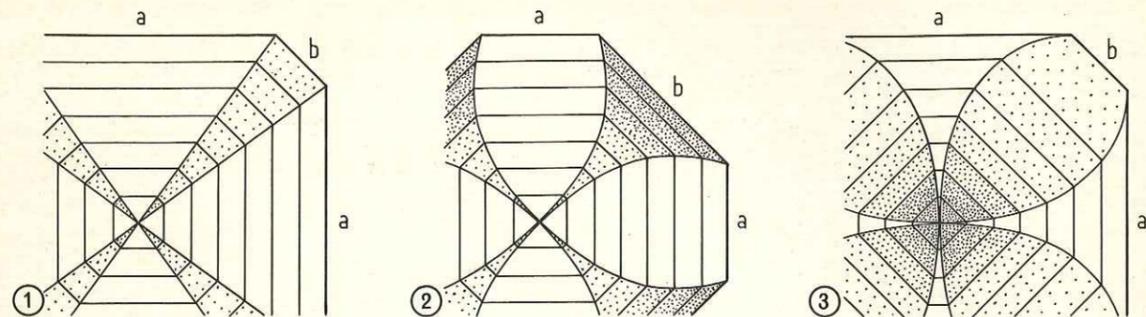


Figure 5 - Forme des secteurs de croissance en fonction des vitesses relatives d'avancement des faces (in Laemmlein, 1948).

1. $V_a = V_b$

2. $V_a > V_b$

3. $V_a < V_b$

C - CRITÈRES DE CROISSANCE SIMULTANÉE DE DEUX CRISTAUX EN ESPACE LIBRE

Un cristal qui croît en espace libre est limité par ses faces naturelles. Lorsque deux cristaux croissent côte à côte dans une cavité, ils doivent nécessairement se partager l'espace qui leur est offert. Chaque individu est gêné dans sa croissance par son voisin, et la limite entre les deux cristaux n'est plus une face mais une surface compliquée constituée de *facettes dites "d'induction mutuelle" ou de "croissance simultanée"*. Ces facettes ont été étudiées par Chafranovski et Grigoriev (1947).

Ce critère de croissance simultanée paraît être en réalité le seul vraiment certain grâce auquel on puisse affirmer que la croissance de 2 individus s'est faite au même moment. Et c'est celui qui a toujours été recherché pour affirmer un tel fait. Les associations quartz-quartz, quartz-fluorine, quartz-ankérite, quartz-calcite sont celles qui montrent les plus belles figures de crois-

PLANCHE II

Figure 1 - Figures de croissance simultanée entre le quartz et la fluorine. Octaèdres de fluorine (dissous) sur le rhomboèdre du quartz. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 1 (x 75).

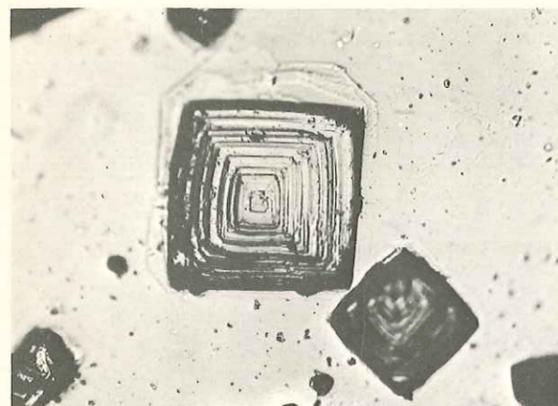
Figure 2 - Figures de croissance simultanée entre le quartz et la dolomite ferrifère. Rhomboèdres de dolomite sur le rhomboèdre du quartz. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 22 (x 40).

Figure 3 - Figures de croissance simultanée entre le quartz et l'hématite. On distingue dans le quartz les bandes claires (croissance rapide) et les bandes sombres (croissance lente) et les différentes formes prises par l'hématite à leur niveau. Améthyste du massif du Mont-Blanc. Cavité n° 18 (x 100).

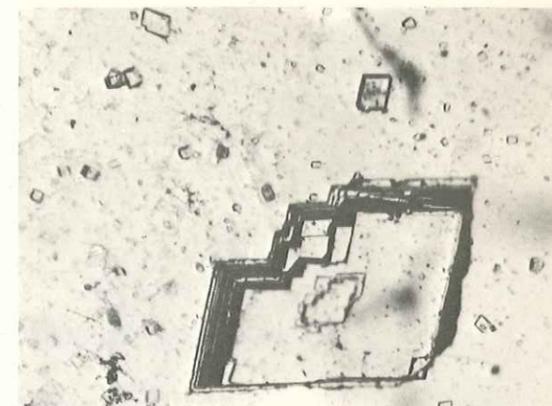
Figure 4 - Forme et dimensions des cristaux en fonction de leur distance au Trias. Filon de La Gardette (x 0, 25).

Figure 5 - Pointements pyramidaux réguliers et aplatis sur le rhomboèdre positif. Cristal droit. La Gardette. Contraste de phase positif (x 55).

Figure 6 - Pointement tardif sur le rhomboèdre positif. Cristal gauche. La Gardette. Contraste de phase positif (x 170).



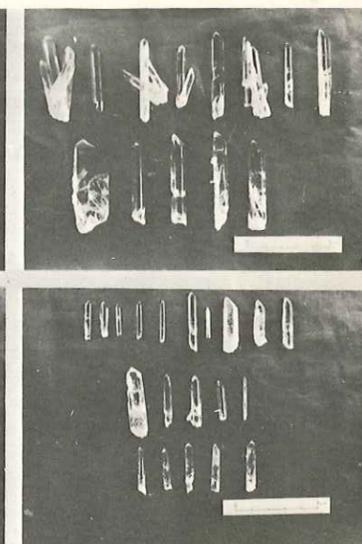
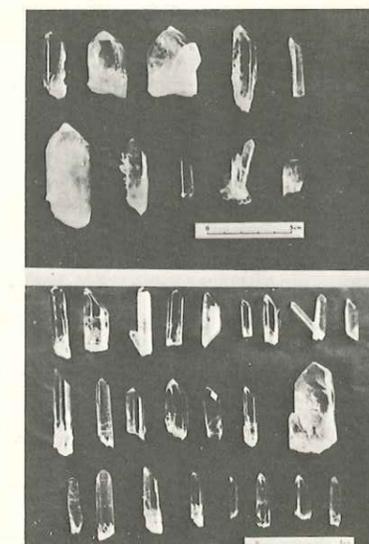
1



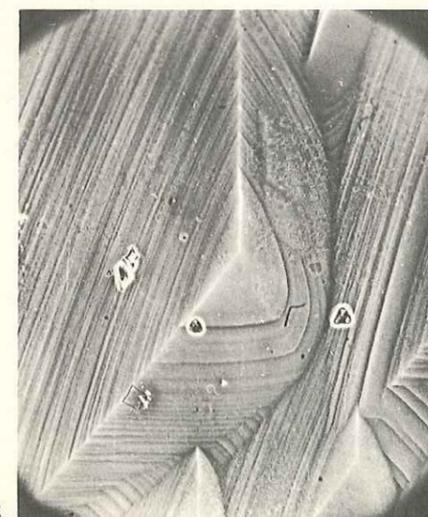
2



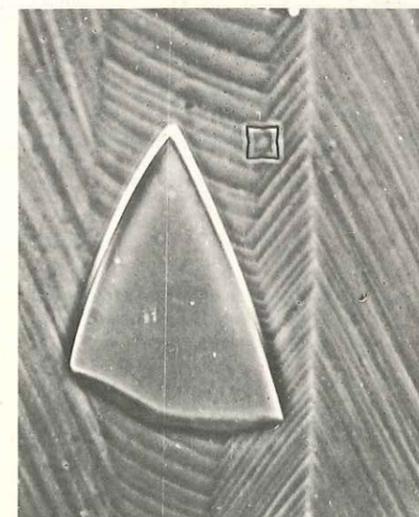
3



4



5



6

B. POTY. — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

sance simultanée parmi toutes celles qui ont été observées. Il est en effet relativement facile de séparer les individus qui adhèrent peu l'un à l'autre, et excepté le cas de l'association quartz-quartz, l'un des deux individus est fréquemment dissous. Mais dans le cas des associations quartz-orthose adulaire et quartz-albite, de telles faces de croissance simultanée ne peuvent être mises en évidence que sur des lames polies, et de façon généralement moins nette. Les figures 1, 2 et 3, pl. II, montrent les facettes de croissance simultanée des couples quartz-fluorine, quartz-ankérite, et quartz-hématite, sur des cristaux du massif du Mont-Blanc.

II. - MORPHOLOGIE DES CRISTAUX DE LA GARDETTE

A - ORIGINE DU MATÉRIEL ÉTUDIÉ

La quasi totalité du matériel décrit a été prélevée au cours de recherches de terrain, durant les années 1962 à 1964, dans la région de Bourg d'Oisans. Le filon de La Gardette recèle toujours de grandes richesses. Mais il est très visité, et les conditions d'échantillonnage y deviennent difficiles. S'il est possible d'y observer encore de beaux ensembles de cristaux, ceux-ci sont le plus souvent hors d'atteinte, et il est exclu que l'on puisse obtenir sans nouvelle exploitation, des échantillons comme ceux qui sont exposés dans de nombreux musées de France et de l'étranger.

Le matériel étudié qui se chiffre entre deux et trois mille cristaux est d'intérêt inégal. L'échantillonnage est en effet bien représentatif pour la partie est du gisement, mais pour la partie ouest il ne rend pas compte de la variété dans la taille des individus. Les gros cristaux caractéristiques du domaine proche du Trias sont rares actuellement et surtout difficilement détachables des parois sans détériorations. Une représentation schématique des anciennes exploitations de La Gardette est donnée par la figure 7.

B - MORPHOLOGIE EXTERNE

Les cristaux de La Gardette sont totalement incolores après élimination des oxydes de fer qui les recouvrent en surface. L'observation de cristaux enfumés est tout à fait exceptionnelle. Elle a été signalée par Thury (1806) et récemment quelques cristaux enfumés ont été récoltés près du Trias (R. Fournier, 1967).

1 - TAILLE ET RAPPORT a/c

La forme en prismes allongés, plus allongés que la moyenne, des cristaux de quartz est caractéristique. Le rapport des longueurs parallèlement aux axes a et c se situe pour la majorité des cristaux entre 0,4 et 0,2, mais il peut descendre jusqu'à moins de 0,1 dans la partie orientale du gisement.

Les cristaux ont des tailles très variées - de quelques mm à quelques cm - mais la majorité d'entre eux se situent dans un éventail plus resserré pour une cavité donnée. Selon la position de cette cavité dans le gisement, la taille des cristaux varie, ainsi que celle des plus gros cristaux de la cavité. Les très gros cristaux, ceux qui dépassent 20 cm de longueur ; ne se rencontrent

guère qu'au contact des roches sédimentaires (partie occidentale du gisement). A l'autre extrémité, les plus gros cristaux rencontrés sont d'une taille très inférieure et on y rencontre quantité de cristaux aciculaires qui n'existent qu'en cet endroit.

Cette évolution du faciès est le témoin d'une évolution des conditions de croissance qui, pour n'être pas d'une régularité absolue de cavité en cavité, n'en est pas moins nette à l'échelle du gisement. Cette évolution du faciès a été chiffrée. Mais s'il est facile de déterminer l'épaisseur d'un cristal, la mesure de sa longueur est aléatoire car il est exceptionnel qu'un cristal casse, lorsqu'on le détache de la paroi, à l'endroit où il a commencé à croître. Les graphiques de la figure 6 résultent de la mesure de 1000 cristaux prélevés dans quatre cavités espacées sur toute la longueur du gisement (une à chaque extrémité, deux dans des positions intermédiaires : Puits inondé et Puits Brides). Ils doivent être interprétés compte tenu des réserves qui viennent d'être faites.

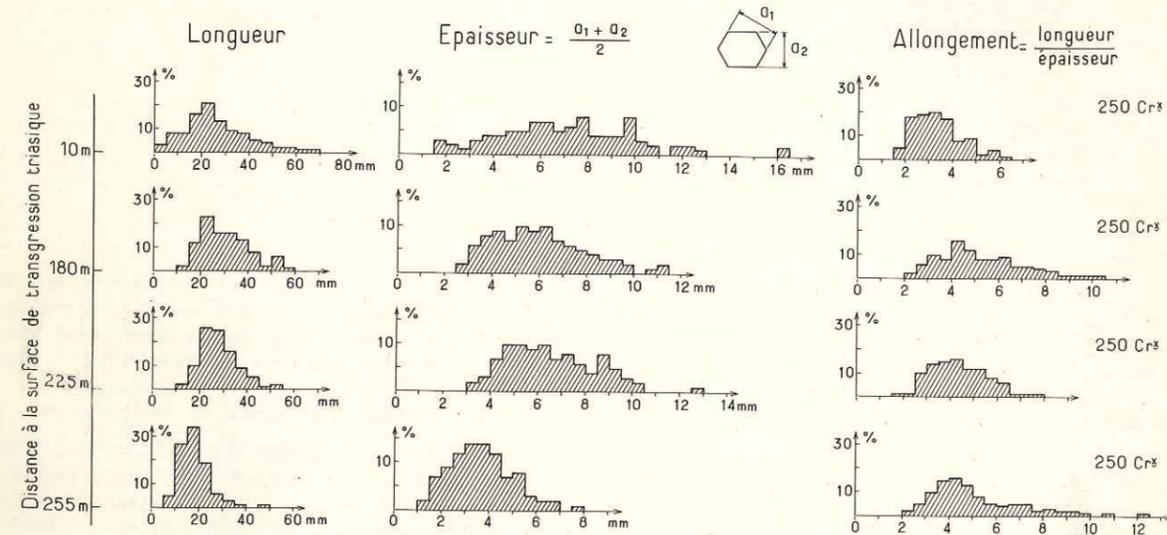


Figure 6 - Dimensions des cristaux en fonction de leur distance au Trias.

Ces graphiques montrent que :

- Les cristaux sont d'autant plus gros (longueur, épaisseur), qu'ils se trouvent plus près des roches sédimentaires, c'est-à-dire de l'extrémité ouest du gisement (fig. 7). D'une façon générale, la masse de quartz formée est d'autant plus importante qu'elle se situe plus près de la surface de transgression triasique. Notons à nouveau que la longueur des cristaux prélevés dans la cavité proche des roches sédimentaires est sous-évaluée.

- L'allongement des cristaux, ou rapport c/a déduit des mesures de longueur et d'épaisseur, varie de façon importante. Il ne dépasse pas 7 près des roches sédimentaires alors qu'il peut être supérieur à 10 à l'endroit qui en est le plus éloigné. Malgré l'imperfection de ces chiffres due aux difficultés d'échantillonnage, la tendance est manifeste : près des roches sédimentaires le quartz a cristallisé en gros cristaux ; lorsqu'on s'éloigne de la surface de transgression triasique les cristaux sont de plus en plus petits et allongés.

La figure 4, pl. II, montre l'évolution des formes dans les quatre cavités. Les gros cristaux typiques des cavités proches du Trias mais qui sont le plus souvent très fracturés et laiteux ne sont pas figurés.

2 - DISTORSION DU FACIÈS

La distorsion du faciès est un des caractères principaux des cristaux du Dauphiné en général, et plus particulièrement des cristaux de La Gardette. Ce phénomène a été étudié en détail par Laemmlin (1941), sur des cristaux de l'Oural sub-polaire et du Pamir. Il a examiné également des cristaux du Dauphiné (et sûrement de La Gardette), du Brésil, de Madagascar, etc... et a

montré que la distorsion de faciès des cristaux de quartz était liée à leur orientation durant la croissance, c'est-à-dire aux forces de gravité puisque dans les cavités closes les solutions sont presque immobiles.

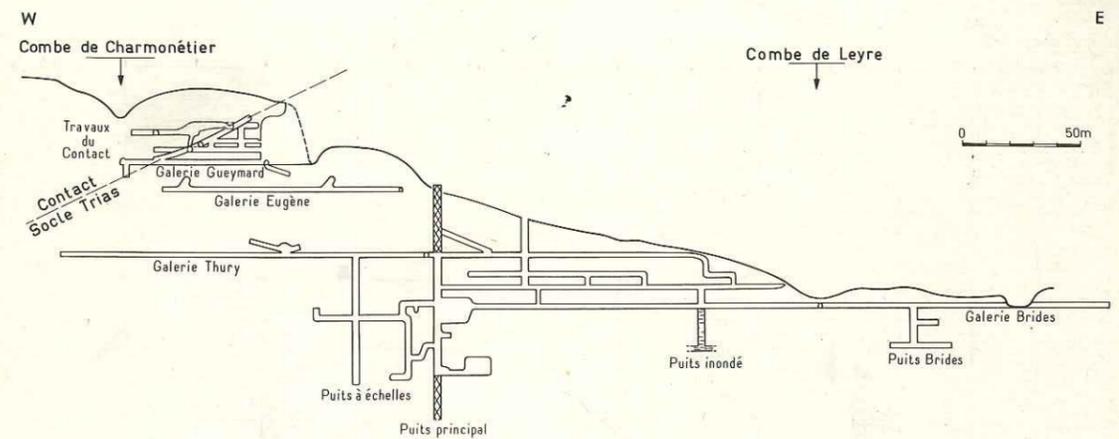


Figure 7 - Plan schématique des exploitations de La Gardette.

Laemmlin a décrit les caractères qui différencient les faces tournées vers le haut des faces tournées vers le bas. Ces caractères sont les suivants :

Faces regardant vers le haut :	Faces regardant vers le bas :
- encombrées de dépôts de minéraux divers	- sans dépôt de minéraux
- surfaces rugueuses et ternes	- surfaces lisses et brillantes
- dimensions faibles	- grandes dimensions
- avancement rapide	- avancement lent
- présence de macles par pénétration	- quasi absence de macles par pénétration
- accessoires de croissance nombreux, petits et élevés	- accessoires de croissance peu nombreux, réguliers et peu élevés
- faces plagiédres peu développées ou inexistantes	- faces plagiédres de grande surface développées seulement en fin de croissance.

Il distingue ensuite quatre grands types de distorsion de la pyramide (fig. 8).

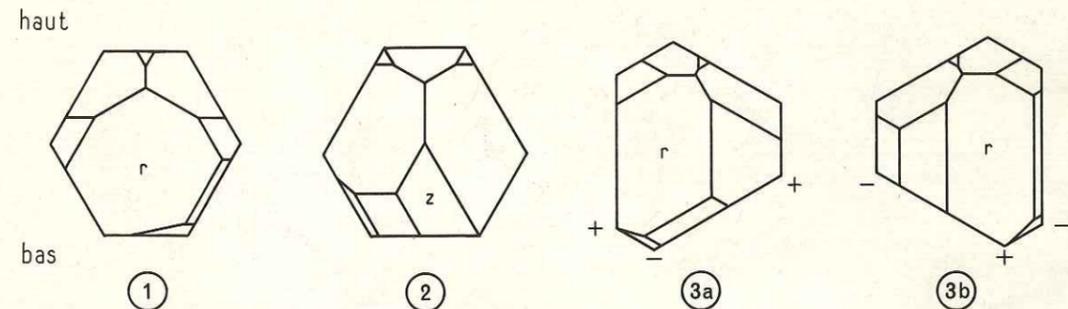


Figure 8 - Les trois types de distorsion de la pyramide (in Laemmlin, 1941).

1er type - Le rhomboèdre positif regarde vers le bas. Sa surface est grande et il est encadré de deux petits rhomboèdres négatifs. Le trapézoèdre est bien développé et la dipyramide trigonale étroite, allongée parallèlement aux stries.

2ème type - Le rhomboèdre négatif regarde vers le bas. Il est bien développé mais les rhomboèdres positifs qui l'encadrent sont également de grande surface. La dipyramide trigonale atteint une dimension respectable mais le trapézoèdre est petit.

3ème type - Une arête regarde vers le bas. On observe alors deux sous-types selon que cette arête est l'arête positive ou l'arête négative. Comme on le devine les faces plagiédres seront beaucoup mieux développées lorsque l'arête négative regarde vers le bas.

Dans l'ensemble on observe bien à La Gardette les trois types de distorsion du faciès, avec les caractères décrits par Laemmlein. Mais ces derniers ne s'observent qu'à une échelle statistique et il n'est pas exceptionnel que l'un d'eux manque ou même qu'il soit inversé.

Ainsi le rapport des épaisseurs des couches homologues du prisme côté haut et côté bas (fig. 9) montre que l'avancement des faces tournées vers le haut n'est pas toujours plus rapide que celui des faces tournées vers le bas. Dans 25 cristaux sur un total de 100 (fig. 10) on observe le contraire, ce qui montre que des conditions très locales - contact ou proximité d'un individu voisin, position dans la cavité - peuvent entraîner d'importantes anomalies dans la croissance.

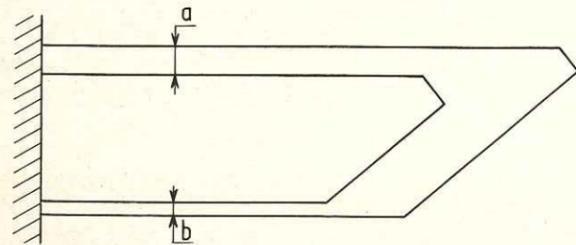


Figure 9 - Couches homologues du prisme côté haut et côté bas.

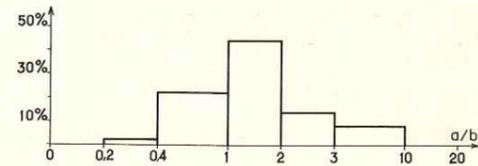


Figure 10 - Histogramme des valeurs de a/b pour 100 cristaux.

Pour les faces plagiédres, on observe, tout comme Lazko (1957) l'a remarqué dans les gisements de cristaux de l'Aldan, qu'elles sont très sensibles aux modifications du chimisme du milieu de croissance et ce fait sera discuté. Mais, cette influence mise à part, dans une cavité où les conditions sont propices à la formation des faces plagiédres, ces faces sont beaucoup mieux développées sur le côté des cristaux qui regarde vers le bas.

La distorsion du faciès est un phénomène important, mais encore obscur. Son origine sera discutée en fin de chapitre (cf. p. 64).

PLANCHE III

Figure 1 - Pointement associé à un défaut sur le rhomboèdre positif. Cristal droit. La Gardette. Contraste de phase positif (x 100).

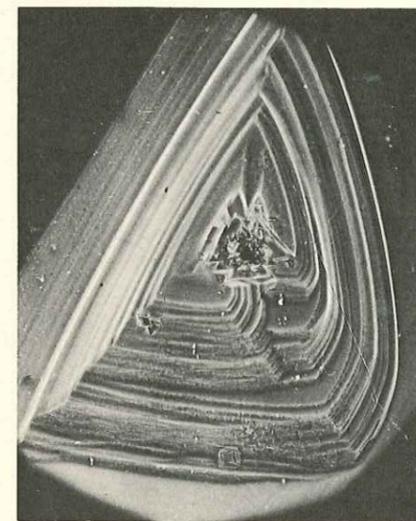
Figure 2 - Monticules coniques sur le rhomboèdre positif. La Gardette. Contraste de phase positif (x 70).

Figure 3 - Remplacement d'une face du prisme par un rhomboèdre aigu. La Gardette. (x 1,3).

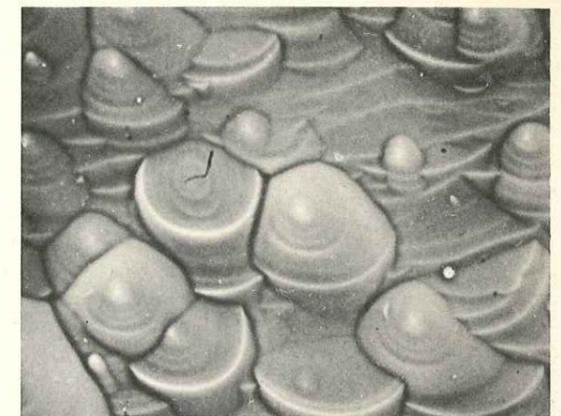
Figure 4 - Macle du Dauphiné sur le prisme montrant les deux types de stries. m_z est situé en bas à gauche, m_r en haut à droite. La Gardette (x 7,5).

Figure 5 - Bandes de croissance du rhomboèdre positif. La Gardette (x 7).

Figure 6 - Bandes de croissance de trois cristaux prélevés dans la même cavité. La Gardette. Puits inondé (x 2,5).



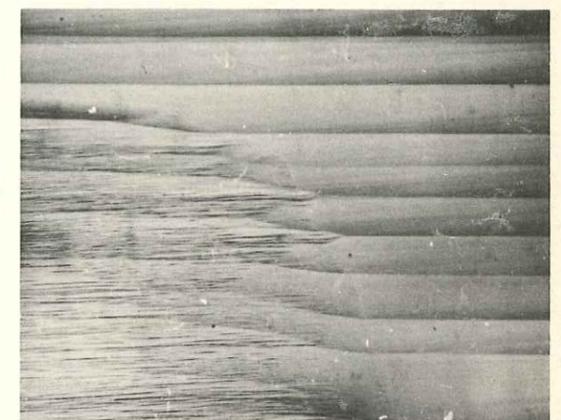
1



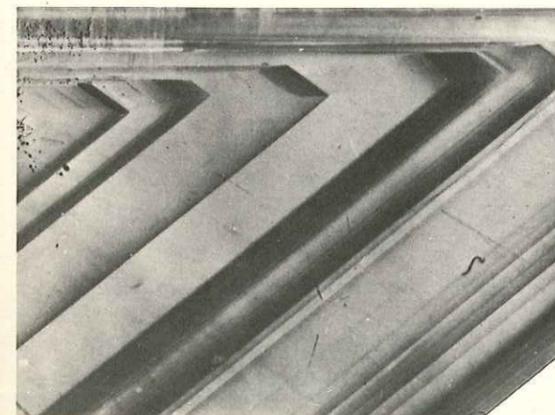
2



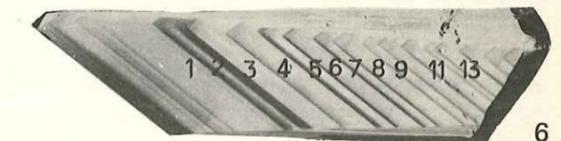
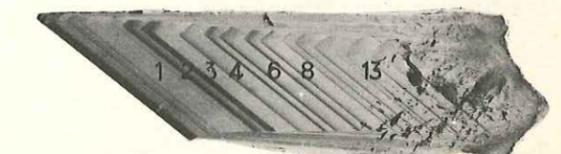
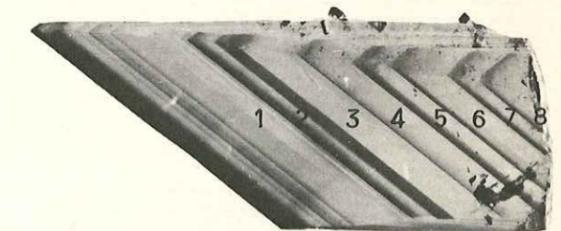
3



4



5



6

B. POTY. — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

a - Les rhomboèdres

Les rhomboèdres sont les seules faces planes de ces cristaux. Ils sont brillants et bien développés. Comme toujours le rhomboèdre positif est d'une surface supérieure à celle du rhomboèdre négatif sur les cristaux à habitus symétrique. Lorsqu'il y a distorsion, une ou plusieurs faces se développent au détriment des autres qui peuvent ainsi disparaître.

α - Le rhomboèdre positif

Le rhomboèdre positif donne les faces les plus intéressantes à observer à cause de leurs dimensions. A l'oeil nu ou aux faibles grossissements, ces faces montrent trois types d'irrégularités :

- *Pointements pyramidaux.*

On les observe sur les cristaux de certaines cavités seulement (puits inondé, puits Brides) : celles où les faces plagiédres sont nombreuses et bien développées. Tous les cristaux de ces cavités portent alors des pointements pyramidaux.

. *Pointements aplatis et réguliers.*

Ils ont la forme de triangles sphériques isocèles, orientés sur la face (fig. 5, pl. II). Le sommet le plus aigu du pointement (en haut sur la figure) est dirigé vers le sommet du cristal. La base, parallèle au prisme, est limitée par deux sommets dont l'un, celui qui regarde vers les faces plagiédres est tronqué, arrondi. Il y a là un moyen très simple de reconnaître le signe du cristal. Mais en fait, la troncature de ce sommet n'est visible que lorsque les faces plagiédres existent (ils sont vraisemblablement les effets d'une même cause) et, en dehors de l'intéressante possibilité de reconnaître ainsi les macles du Brésil sur les rhomboèdres, cet indice est d'un intérêt restreint. Kalb (1933), Frondel (1962), conseillent l'utilisation de la dissymétrie du sommet aigu de ces pointements pour déterminer le signe du cristal. Ce critère me paraît moins sûr que l'arrondissement du sommet car il n'est pas toujours évident.

Les pointements sont formés par un empilement de couches dont l'épaisseur n'a pas été déterminée. Les marches sont souvent très nettes. Au centre on ne remarque pas de défaut particulier qui trahirait une dislocation.

Comme Akizuki (1961) le montre sur l'exemple de cristaux du Japon de genèses diverses, les lisières des pointements pyramidaux sont parallèles aux faces adjacentes à la face sur laquelle on observe le pointement. Ceci explique pourquoi la troncature d'un sommet de la base ne se voit que sur les cristaux montrant des faces plagiédres.

Ces pointements pyramidaux semblent correspondre à ceux du type I de Kalb (1927). Les schémas de Kalb ne figurent pas pourtant la troncature d'un des trois sommets qui paraît être un phénomène assez généralisé (Akizuki, 1961 ; Joshi et Vagh, 1966 : fig. 5 et 8). Le nombre des pointements sur une face est très variable, une moyenne serait aux environs d'une quinzaine au cm². Ils se chevauchent très souvent. La largeur de la base est de l'ordre du millimètre.

. *Pointements à lisières abruptes.*

Ces pointements ont la caractéristique d'être très plats et limités par des lisières abruptes. Ils sont posés sur les précédents, en très petit nombre, et sont par conséquent tardifs (fig. 6, pl. II). Ils paraissent se rapprocher du type II de Kalb (1927).

. *Pointements pyramidaux de grande taille associés à un défaut.*

Ces pointements ont une morphologie comparable à celle des premiers décrits, mais ils sont d'une taille très supérieure (fig. 1, pl. III). En leur centre, on observe toujours un gros défaut dont la nature n'a pas été déterminée. Ce défaut peut être un puits, une protubérance. Très fréquemment le simple contact d'un individu voisin provoque la formation de tels pointements.

- *Monticules coniques.*

Des monticules sont bien visibles sur les cristaux de certaines cavités où les faces plagiédres sont absentes.

Ils ont une apparence sphérique ou hémisphérique (fig. 2, pl. III) et sont formés de couches assez peu nettes par rapport à celles des pointements pyramidaux. On distingue toujours bien leur centre au niveau duquel on n'a jamais observé de spirale, témoin d'une dislocation. Leur dissymétrie n'a pas été reliée au signe des cristaux. Posés parfois en grand nombre sur une face plane, ils se chevauchent les uns les autres. Ils peuvent également encombrer les gradins d'un grand pointement pyramidal qui occupe toute la face et sont parfois en rang serré au bord du gradin.

- Gradins parallèles au prisme

Les gradins parallèles au prisme sont fréquents sur les cristaux de quelques cavités. Ils sont très rectilignes et on peut les assimiler à de vraies faces du prisme qui apparaissent en plein milieu du rhomboèdre. La loi d'apparition de ces gradins n'a pas été trouvée.

En conclusion, si on excepte les pointements pyramidaux de grande taille qui sont associés à un défaut et les gradins parallèles au prisme dont on n'a pu expliquer l'origine, on constate la présence de deux formes essentielles d'accessoires de croissance sur le rhomboèdre positif : les monticules coniques et les pointements pyramidaux aplatis.

Dans le premier cas, la croissance est anarchique avec une densité élevée de germes ; dans le deuxième cas, elle est beaucoup plus régulière, géométrique, la densité des germes est plus faible et les lisières sont très nettes.

β - Le rhomboèdre négatif

Le rhomboèdre négatif est toujours de petite taille, donc facile à distinguer du rhomboèdre positif, mais l'observation des accessoires de croissance y est assez malaisée. On distingue essentiellement deux types d'accessoires :

- des pointements pyramidaux dont l'arête verticale, oblique, permet en principe de déterminer le signe du cristal (Kalb, 1927) ;

- des monticules coniques différents de ceux qu'on observe sur le rhomboèdre positif : leur base est en effet ovale et étirée parallèlement à l'allongement du cristal (fig. 3, pl. V).

γ - Les rhomboèdres aigus

Les rhomboèdres aigus sont des facettes dont l'inclinaison sur l'axe ternaire est intermédiaire entre celle du rhomboèdre et celle du prisme. On les rencontre essentiellement sous le rhomboèdre négatif et jamais sous le rhomboèdre positif dont la séparation avec le prisme se fait par une arête nette. On ne les observe que sur les cristaux qui montrent des faces plagiédres et des pointements pyramidaux réguliers et aplatis. Ces rhomboèdres aigus ne sont pas des faces planes et brillantes, mais des faces très finement striées et de petite dimension : ils sont donc des compositions entre les faces z et m_z , compositions suffisamment régulières pour donner l'illusion d'une face.

b - Le prisme

Les cristaux de La Gardette comme les cristaux du Mont-Blanc, ont un faciès prismatique presque parfait. Les arêtes du prisme sont parallèles entre elles, et les épaisseurs du cristal mesurées à la base et près du sommet sont très voisines puisque les écarts dans la plupart des cas sont inférieurs à 10 %. Cette différence ne dépasse 20 % que d'une façon accidentelle : le faciès "obélisque" est donc absent de ce gisement.

Les faces ont une aire comparable, qu'elles soient situées sous le rhomboèdre positif (m_r) ou sous le rhomboèdre négatif (m_z). m_r montre parfois une tendance à être d'une dimension légèrement inférieure à m_z mais la différence est toujours faible. En bref, le prisme des cristaux de La Gardette, par son développement, montre une symétrie légèrement ternaire (fig. 3, pl. IV). Il faut tenir compte toutefois des distorsions du faciès provoquées par un voisin trop proche ou un nourrissage préférentiel : dans certains cas, on peut observer la disparition quasi complète d'une face.

Les *stries* perpendiculaires à l'allongement du cristal, et qui sont caractéristiques, sont différentes selon qu'on a affaire à m_r ou m_z . Sur m_r , elles sont espacées, souvent irrégulières ; sur m_z elles sont très serrées et plus régulières. On peut alors orienter par le seul examen morphologique un cristal dont le sommet a été brisé. La différence est très frappante lorsqu'une macule suivant la loi du Dauphiné met en contact sur la même face les prismes m_r et m_z (fig. 4, pl. III). Mais ces stries ne se forment pas de la même façon dans tous les milieux de croissance : on constate en effet que leurs deux faciès tendent à se rapprocher lorsque le milieu favorise la formation des pointements pyramidaux aplatis.

En conclusion, nous dirons que les faces du prisme à La Gardette ne sont pas des faces planes. Ceci est très frappant, aussi bien à l'échelle du cristal qu'à l'échelle des accessoires de croissance.

c - Les faces plagiédres

Les faces plagiédres - la dipyramide trigonale S et le trapézoèdre X - sont fréquentes, quoi-

que de développement limité surtout pour le trapézoèdre. Elles montrent souvent des caractères bien connus dans de nombreux gisements, à savoir :

- des stries parallèles à l'arête r - s sur la dipyramide ;
- des figures de corrosion sur le trapézoèdre.

Leur apparition est conditionnée par au moins deux facteurs :

α - L'orientation du cristal dans sa cavité.

Les cristaux peu inclinés sur l'horizontale, qui présentent un "côté haut" avec des faces saupoudrées et un côté "bas" avec des faces lisses, montrent des faces plagiédres de belles dimensions exclusivement sur le côté qui regarde vers le bas. Sur le côté qui regarde vers le haut, ces faces sont soit de petite taille, soit absentes. Ceci a été observé pour la première fois, semble-t-il, par Laemmlein (1941) sur les cristaux de l'Oural sub-polaire et se trouve entièrement confirmé pour les cristaux de La Gardette.

Seulement, l'orientation du cristal n'est pas le seul facteur qui détermine la présence ou l'absence des faces plagiédres, et c'est ce que souligne Lazko (1957, p. 157) lorsqu'il déclare que les cristaux de l'Aldan ne confirment pas les observations de Laemmlein. Aussi, nous dirons seulement ceci : lorsque les conditions sont propices à la formation des faces plagiédres, ces faces se développent mieux sur le côté du cristal qui regarde vers le bas.

β - Les caractéristiques du milieu de croissance.

La fréquence et la dimension des faces plagiédres est très variable suivant les gisements comme on peut aisément l'observer sur des cristaux de Madagascar, des Alpes, etc..., et d'après les descriptions comme celles de Lacroix (1900) et de Lazko (1957) par exemple. D'après ce que l'on sait de l'influence des phénomènes d'adsorption sur le faciès des cristaux (Hartman, 1965) on peut penser que, à conditions de T et P identiques, de légères variations dans le chimisme des solutions peuvent provoquer d'importants changements de faciès.

Nombre de cristaux examinés	Nombre de faces observées		Nature des accessoires de croissance sur le rhomboèdre positif
	S	X	
100	14	9	monticules coniques
30	48	3	pointements pyramidaux
80	165	76	pointements pyramidaux

Tableau 1 - Nombre des faces plagiédres observées sur des cristaux prélevés dans trois cavités différentes du gisement de La Gardette. Les cristaux ont été examinés au grossissement 20 x.

A La Gardette, ainsi qu'en témoigne le tableau 1, on observe deux faits. D'une part la dipyramide trigonale s est plus abondante que le trapézoèdre x et sa surface est généralement grande, d'autre part la fréquence de ces deux faces plagiédres varie suivant les cavités.

Dans les cavités où les cristaux montrent des monticules coniques sur le rhomboèdre positif les faces plagiédres sont de petite taille, voire même absentes. Dans les cavités où le rhomboèdre positif montre des pointements pyramidaux les faces plagiédres sont visibles sur la quasi totalité des cristaux.

4 - CONCLUSIONS SUR LA MORPHOLOGIE EXTERNE

De ces observations sur la morphologie externe des cristaux de La Gardette nous pouvons déjà tirer quelques conclusions génétiques.

Les monticules coniques sur le rhomboèdre positif correspondent en effet à une croissance anarchique avec une densité élevée de germes, alors que les pointements pyramidaux correspondent à une croissance plus régulière avec une densité de germes plus faible.

Cet aspect des faces est bien connu en croissance des cristaux, et on peut admettre que le premier cas correspond à une vitesse de croissance plus élevée que le second, à un déséquilibre du cristal dans son milieu plus grand. Et nous comprenons pourquoi dans une cavité les cristaux montrent tous, soit des monticules coniques soit des pointements pyramidaux, mais jamais un mélange des deux types d'accessoires de croissance. Nous aboutissons alors aux conclusions suivantes :

- lorsque les cristaux croissent lentement, on constate que :
 1. les rhomboèdres fondamentaux montrent des pointements pyramidaux très réguliers ;
 2. des rhomboèdres aigus apparaissent sous le rhomboèdre négatif ;
 3. les faces plagiédres sont bien développées ;
 4. les stries sur le prisme répondent à la symétrie hexagonale.
- lorsque les cristaux croissent plus rapidement :
 1. les rhomboèdres fondamentaux se couvrent de monticules coniques ;
 2. les rhomboèdres aigus disparaissent ;
 3. les faces plagiédres avancent plus vite et leur surface se réduit fortement ;
 4. les stries du prisme acquièrent une symétrie ternaire.

C - MORPHOLOGIE INTERNE

La structure lamellaire du quartz de La Gardette a été observée il y a fort longtemps. Mais le premier travail important auquel on se réfère est celui de Weil (1930). Weil approfondissant des observations antérieures a décrit l'empilement, parallèlement aux faces, de lamelles d'indices légèrement différents et qui montrent une faible biréfringence sur les lames perpendiculaires à c.

1 - COLORATION PRISE PAR LES CRISTAUX AU COURS DE L'IRRADIATION X

La coloration des cristaux de quartz au cours de l'irradiation X est un phénomène bien connu (Frondel, 1945). Mais pour le quartz de La Gardette il revêt une importance particulière : les lamelles se colorent différemment les unes des autres et cela accuse fortement leur individualisation, facilite donc les observations. Ici, l'étude est entreprise en se plaçant du point de vue de la croissance. Les contrastes entre les lamelles sont-ils liés à des contrastes dans les conditions de croissance de l'individu, de quelle façon ? Quelle est leur signification ?

130 cristaux particulièrement limpides ont été taillés en sections épaisses (2 mm) parallèlement au plan de symétrie approximative du cristal, plan qui contient l'axe ternaire. En plus de ces lames, une trentaine d'autres ont été taillées perpendiculairement à l'allongement du prisme. Toutes ces sections ont été polies optiquement (oxyde de cerium) puis irradiées (Machlett, W, 38 KV, 20 ma, 2 h, distance à l'anticathode : 5 cm).

L'observation de ces sections a un faible grossissement (20 à 100 x) montre que :

- Les lamelles colorées sont parallèles aux faces du cristal et en continuité rigoureuse les unes avec les autres. Il est ainsi possible de délimiter le domaine d'un certain nombre de cristaux de quartz emboîtés à l'intérieur de celui qu'on examine. En d'autres termes, la structure du cristal est zonaire et les zones sont liées à des phénomènes de croissance.
- Les lamelles sont empilées en secteurs qui sont des régions où le cristal a poussé par l'avancement d'une face déterminée. Ces secteurs de croissance des faces prennent une coloration caractéristique (tabl. 2).

Secteur de croissance	Couleur après irradiation
Rhomboèdre positif r	Alternance de lamelles jaunes et de lamelles brunes
Rhomboèdre négatif z	Alternance de lamelles jaunes et brunes en général plus foncées (mais parfois aussi plus claires)
Prisme sous le rhomboèdre positif m_r	Alternance de lamelles brun-violacé et de lamelles incolores
Prisme sous le rhomboèdre négatif m_z	Alternance de lamelles jaunes et brun-violacé, parfois de lamelles brunes et incolores

Tableau 2 - Colorations prises par les secteurs de croissance des différentes faces au cours de l'irradiation aux rayons X.

Les lamelles sont particulièrement larges et nettes dans le secteur de croissance du rhomboèdre positif r qui regarde vers le bas. Le secteur de croissance de cette face sera donc décrit d'abord et en détail.

2 - BANDES DE CROISSANCE DU RHOMBOÈDRE POSITIF REGARDANT VERS LE BAS

On les voit bien sur les sections perpendiculaires à cette face du rhomboèdre et qui contiennent l'axe ternaire : on constate une alternance de lamelles jaunes et de lamelles brunes. Quand on examine l'évolution de la couleur dans le sens d'avancement de la face on remarque que très souvent les lamelles jaunes passent progressivement aux lamelles brunes, mais que l'inverse ne se produit jamais : les lamelles brunes passent toujours brutalement aux lamelles jaunes (fig. 5, pl. III). Ceci incite à ne pas dissocier l'ensemble formé par une lamelle jaune et la lamelle brune qui lui succède dans le sens d'avancement de la face : on appelle cet ensemble une bande de croissance. Les bandes possèdent dans un même cristal des épaisseurs et des intensités de coloration variées. Elles sont donc très facilement reconnaissables et on peut les numéroter (fig. 6, pl. III). Les numéros partent de la fin de la croissance des cristaux et remontent en direction du germe. Le nombre des bandes diffère sur chaque cristal. Dans une même cavité, les cristaux ne sont en effet pas tous nés au même instant et les déformations de leur base, qui oblitèrent cette structure en bandes, ne sont pas identiques sur tous les individus. Mais on constate que dans une même cavité la succession des bandes est la même pour tous les cristaux. Il en résulte que lorsqu'on examine sur deux cristaux prélevés dans la même cavité des bandes portant le même numéro, on compare des phénomènes qui se sont produits rigoureusement au même moment.

Lorsqu'on suit la limite entre deux bandes en direction des faces du cristal qui, dans le gisement, regardaient vers le haut, on constate que cette limite est jalonnée par un dépôt de petits cristaux de quartz ou autres minéraux non déterminés, dont la taille varie entre 1 et 30 microns (fig. 1 pl. IV). Ce dépôt de débris minéraux, rigoureusement réglé par la direction de la verticale (Poty, 1966), trouve son origine très vraisemblablement dans les broyages successifs engendrés par les mouvements répétés de la fracture dans laquelle le filon s'est formé. On observe parfois de faibles dépôts de cristaux au milieu d'une bande de croissance mais ceci n'est pas général. De toute façon, les dépôts à l'intérieur des bandes sont faibles, et la plus grande masse des débris a sédimenté à la limite entre les bandes. Il faut en déduire qu'une bande de croissance est la partie du cristal qui a poussé entre deux mouvements importants de la fracture.

La signification de la division des bandes de croissance en lamelles nous est donnée par l'évolution de la morphologie interne des cristaux dans le gisement. On sait que la taille des individus est réglée par leur distance à la surface de transgression triasique : le quartz existe en gros cristaux trapus près des roches sédimentaires, mais plus on s'éloigne du contact Trias-socle, plus les cristaux deviennent petits et allongés. Or, si les individus montrent un nombre de bandes comparable d'un bout à l'autre du gisement, la constitution des bandes varie. Dans le premier cas, elles sont formées par une lamelle jaune épaisse et une fine lamelle brune (fig. 6, pl. III), dans le deuxième cas, le rapport des épaisseurs est inverse (fig. 2, pl. IV). On doit donc admettre que les lamelles jaunes témoignent d'une croissance du quartz plus rapide que les lamelles brunes.

3 - BANDES DE CROISSANCE DES AUTRES FACES

a - Rhomboèdre négatif z

Elles sont très comparables à celles du rhomboèdre positif r. L'intensité de la coloration y est en général plus forte mais on peut aussi observer l'inverse (cf. fig. 6, pl. III cristal supérieur, en fin de croissance).

b - Prisme

On a vu que l'aspect de morphologie externe des cristaux permettait de différencier deux faces du prisme m_r et m_z . Ceci est confirmé par la morphologie interne :

- Prisme sous le rhomboèdre positif.

Les bandes y sont toujours constituées de la même façon. Elles ont d'abord une couleur brun-violacé, puis en fin de croissance deviennent incolores. Cette alternance donne au secteur de cette face une teinte générale brun-violacé clair. Le secteur est de largeur faible et il est épais (fig. 3 pl. IV).

- Prisme sous le rhomboèdre négatif.

Les bandes sont le plus généralement constituées d'une lamelle jaune suivie par une lamelle brune. Dans ce cas, la coloration du secteur diffère assez peu de celle des secteurs des rhomboèdres. Parfois aussi, les lamelles ressemblent à celles de m_r . Est-ce dû à des macles du Dauphiné? Le secteur de croissance de cette face est généralement peu épais et large.

Le simple examen de la coloration des bandes de croissance est très instructif. On sait en effet (Bambauer, 1961) qu'il existe des relations bien définies entre l'aptitude à la coloration et le contenu en impuretés. On peut donc présumer d'une part que les contenus en impuretés des secteurs de croissance du prisme seront différents pour m_r et m_z , d'autre part que m_z aura un contenu en impuretés qui se rapprochera de celui des rhomboèdres.

c - Faces plagiédres

Sur des sections taillées perpendiculairement aux faces plagiédres, on peut examiner le comportement de ces faces au cours de la croissance du cristal. On remarque alors nettement les faces plagiédres S et X sous forme de lamelles incolores à la fin de la croissance des bandes (lamelles brunes du rhomboèdre). Elles sont visibles sur de nombreuses bandes (fig. 4, pl. IV), ce qui montre que les faces plagiédres apparaissent plusieurs fois au cours de la croissance des cristaux. Il n'est pas exclu d'ailleurs que ces faces apparaissent dès les régions proches du germe car, à ce niveau, il est difficile de deviner leur position et de tailler des sections adéquates. Laemlein (1941) a observé sur les cristaux de l'Oural sub-polaire, que les faces plagiédres apparaissent seulement à la fin de la croissance. Vraisemblablement les cristaux étudiés par Laemlein n'étaient pas lamellaires, sinon il aurait remarqué la répétition des secteurs de croissance de ces faces.

PLANCHE IV

Figure 1 - Dépôt de cristaux à la base des bandes sur les faces qui regardent vers le haut. L.P., nicols légèrement décroisés. La Gardette ($\times 15$).

Figure 2 - Cristal prélevé dans la partie orientale du gisement montrant des lamelles brunes épaisses. La Gardette ($\times 3$).

Figure 3 - Section d'un cristal perpendiculaire à l'axe ternaire et montrant en lumière polarisée la localisation préférentielle des macles du Brésil sur les faces tournées vers le haut (en haut sur la photographie). La Gardette ($\times 7$).

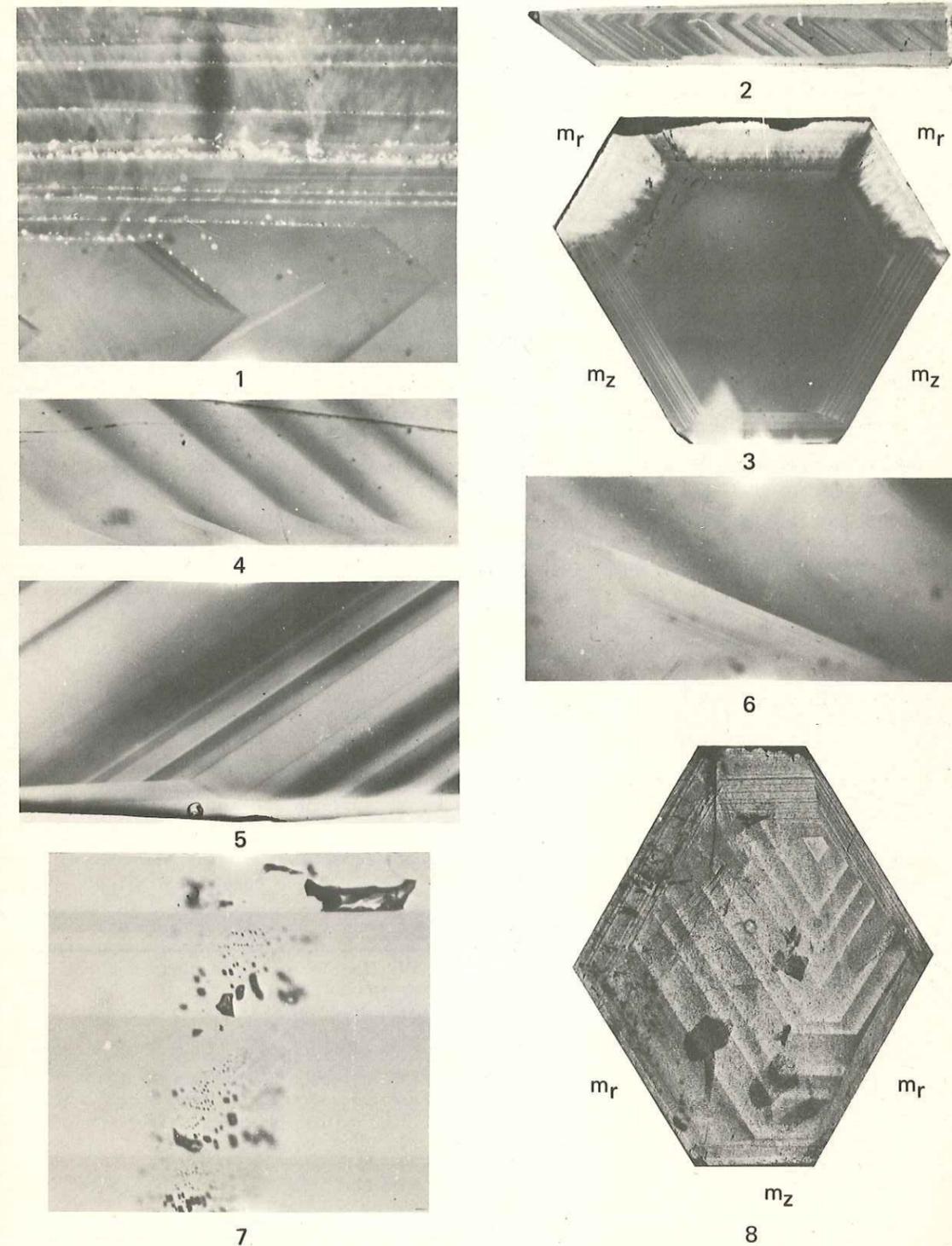
Figure 4 - Dipyramides trigonales formées à la fin de la croissance des bandes. (cf. texte, p. 32). La Gardette ($\times 9$).

Figure 5 - Secteur de croissance du trapézoèdre montrant son avancement rapide au niveau d'une lamelle jaune du rhomboèdre. (cf. texte, p. 33). La Gardette ($\times 20$).

Figure 6 - Secteur de croissance d'une dipyramide trigonale montrant son avancement rapide au niveau d'une lamelle jaune du rhomboèdre. La Gardette ($\times 30$).

Figure 7 - Cicatrisation rythmique de fracture recoupant les différentes lamelles dans le secteur de croissance du rhomboèdre. La Gardette ($\times 90$).

Figure 8 - Corrosion d'une section perpendiculaire à l'axe ternaire montrant les différentes bandes de croissance. La Gardette ($\times 7$).



B. POTY. - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

Que deviennent les faces plagiédres au début de la croissance des bandes ? Les différences de coloration sont alors plus faibles, l'observation difficile. Seuls quelques cas sont démonstratifs. Sur la figure 5, pl. IV, on voit le secteur de croissance d'un trapézoèdre. Au niveau d'une lamelle jaune du rhomboèdre, ce trapézoèdre a enseveli des impuretés qui ont formé des centres colorés. Au niveau des lamelles brunes et incolores qui suivent, sur le rhomboèdre, on voit que le trapézoèdre n'a plus formé de centres colorés. Sa vitesse d'avancement par rapport à celle du rhomboèdre peut être déterminée en comparant les épaisseurs de quartz formées en des temps identiques. Ici, on constate que le trapézoèdre a poussé 6 fois plus vite dans le premier cas que dans le second. C'est ce qui produit les deux coudes à la limite des secteurs de croissance du trapézoèdre et du rhomboèdre.

Sur la figure 6, pl. IV, on voit la trace d'une dipyramide trigonale S. Elle est incolore au niveau d'une lamelle brune du rhomboèdre. Au niveau de la lamelle jaune qui suit, on voit nettement que cette face est devenue de plus en plus petite puis a disparu tout en ensevelissant des impuretés qui forment des centres colorés.

Nous pouvons résumer ces observations de la manière suivante :

- Les faces plagiédres S et X se développent en fin de croissance des bandes. A ce moment, elles n'ensevelissent pas d'impuretés capables de former des centres colorés et leur vitesse d'avancement, par rapport à celle du rhomboèdre, est faible.
- Au début de la croissance d'une bande, leur vitesse d'avancement est beaucoup plus grande, et elles tendent à disparaître. A ce moment, elles ensevelissent des impuretés dans des sites du réseau et des centres colorés se forment.
- Ce phénomène d'apparition et de disparition des faces plagiédres se produit pour de nombreuses bandes de croissance, c'est-à-dire pour une grande partie de l'histoire des cristaux.

Il est intéressant de rapprocher ces observations des conclusions de Hartman (1959) sur la formation du trapézoèdre. A la suite d'une recherche sur les chaînes de liaisons intenses du quartz, Hartman prévoit que si l'apparition de la face X est liée à une adsorption d'impuretés, ces impuretés ne doivent pas se loger dans des sites du réseau.

4 - CICATRISATION DES FRACTURES

Les cristaux contiennent tous, en plus ou moins grande quantité, des fractures qui se sont cicatrisées soit au cours de la formation du filon, soit par la suite, produisant des inclusions fluides secondaires (Laemmlein, 1929). Lorsque fracturations et cicatrisations ont été très nombreuses, le cristal est transformé en quartz laiteux. Ceci est le cas pour la base de presque tous les cristaux. On ne reconnaît alors plus rien dans l'histoire de l'individu qui devient totalement obliérée. Mais l'observation des cristaux qui ne montrent que quelques fractures dans une région limpide est par contre très instructive.

On constate en effet que, le plus souvent, la cicatrisation n'a pas été homogène mais rythmique. La surface gauche que constitue la fracture est découpée en lanières par les bandes de croissance du cristal, que celles-ci appartiennent aux secteurs de croissance des rhomboèdres ou aux secteurs de croissance du prisme : on observe toujours de grosses inclusions au début de la croissance des bandes, et des inclusions plus fines voire même une absence totale d'inclusions à la fin de leur croissance (fig. 7, pl. IV). Ce phénomène se rencontre trop fréquemment pour qu'il ne soit pas lié à une nature différente des parois des fractures. Il paraît donc logique d'admettre que le réseau est plus régulier à la fin de la croissance des bandes qu'au début, c'est-à-dire que la densité des dislocations décroît du début à la fin de la formation d'une bande, et remonte brusquement avec la formation de la bande suivante. En d'autres termes, la vitesse de croissance du cristal a été décroissante du début à la fin de la formation d'une bande. Le seul examen de la répartition des colorations dans les cristaux nous avait déjà conduits à cette conclusion. Il est intéressant de voir ce résultat confirmé ici d'une autre manière.

5 - COMPORTEMENT DES CRISTAUX A LA CORROSION

Le solvant utilisé est celui préconisé par Tsinzerling et Mironova (1962) : 10 parties de HF à 40 %, 1 partie de solution saturée d'acide borique. Toutes les lames ont été irradiées avant la corrosion pour faciliter le repérage des effets de l'attaque par rapport aux bandes de croissance.

a - Lames polies perpendiculaires à l'axe ternaire

La corrosion des lames polies perpendiculaires à l'axe ternaire met en évidence au bout de quelques heures une structure zonaire due à des variations dans la densité des points d'attaque. Sur le secteur de croissance du rhomboèdre positif qui regarde vers le bas, on voit nettement que cette structure correspond à celle des bandes de croissance et qu'au cours de la croissance d'une bande, la densité forte au départ, diminue régulièrement jusqu'à la fin (fig. 8, pl. IV). Le rapport des densités pour une même bande est de l'ordre de 3 à 5, et, à un stade donné de la croissance, la densité des points d'attaque est comparable sur les trois faces des rhomboèdres qui regardent vers le bas. Sur les secteurs des faces du prisme, on distingue également des alternances de lamelles à densités de points d'attaque différentes, mais les observations sont plus difficiles car les lamelles sont très étroites et la situation y est de toute façon plus complexe. (cf. c, Puits de corrosion...).

Que signifie cette variation dans la densité des points d'attaque ? On admet que, sur des casures fraîches, les points d'attaque correspondent à des dislocations (Tsinzerling et Mironova, 1962 ; Patel et Vagh, 1966). Mais ici, nous avons affaire à des surfaces polies et le désordre provoqué par le polissage peut être différent sur des lamelles de quartz dont les contenus en impuretés diffèrent (les lamelles jaunes et les lamelles brunes). Notons donc seulement que les régions où la densité des dislocations présumées serait la plus forte, correspondent bien aux lamelles dont on a montré, par deux méthodes différentes, qu'elles correspondaient aux avancements les plus rapides des faces.

b - Lames polies perpendiculaires à un axe binaire

Les lames polies perpendiculaires à un axe binaire sont corrodées très rapidement. Une demi-heure suffit pour mettre en évidence les figures de corrosion peu profondes et d'une densité très régulière sur toute la surface du cristal. On sait qu'elles sont différentes selon que l'axe sortant de la face est, ou non, celui qui porte les faces plagiédres. Ceci permet une observation simple des macles du Dauphiné ou du Brésil. Compte-tenu de la régularité et de la faible profondeur de ces figures, il ne semble pas qu'on doive les relier à des dislocations.

Lorsque l'attaque est prolongée durant plusieurs heures, quelques puits se forment à la base des bandes de croissance du rhomboèdre qui regarde vers le bas. Ces puits sont plus profonds sur le côté où pointe + a que sur le côté opposé. On devait s'attendre à un tel fait car parallèlement à cet axe, le quartz pousse plus rapidement dans la direction + a que dans la direction - a. Après une attaque d'une journée, ces puits se rejoignent pour une lame de 2 mm d'épaisseur. Ils sont peu nombreux et il paraît logique de les interpréter comme des dissolutions préférentielles le long de dislocations parallèles à l'axe binaire, et situées à la base des bandes de croissance du rhomboèdre.

c - Puits de corrosion s'enfonçant dans le cristal à partir des faces du prisme

Ces puits de corrosion qui s'enfoncent dans le cristal à partir des faces du prisme se forment très rapidement et en 1 h 30 ils sont déjà bien développés. On ne les observe que dans les secteurs de croissance des faces qui regardent vers le haut, c'est-à-dire dans les secteurs de croissance des faces qui reçoivent des débris à la suite du broyage des cristaux, ou des épontes du filon, à chaque mouvement de la faille. On les voit s'arrêter net à la base d'une bande de croissance où ils se terminent par une cavité (fig. 1, pl. V).

Sur des cristaux qui ont reçu une attaque moins prolongée, les puits se dirigent mais sans l'atteindre, vers un petit cristal de quartz posé à la base d'une bande. Il ne fait donc pas de doute que les cavités terminant les puits de la figure 1, pl. V ne sont que les témoins de débris de quartz, maintenant dissous, qui tombèrent sur la face du rhomboèdre. Ces puits sont vraisemblablement dus à des dissolutions préférentielles le long des perturbations provoquées par le dépôt de corps étrangers sur une face. Ces perturbations se transmettent à l'aplomb de l'impureté au fur et à mesure de l'empilement des couches. Il est intéressant de remarquer qu'elles ne s'amortissent pas au cours de la croissance du cristal : une perturbation provoquée par la chute d'un débris au début de la croissance se transmettra jusqu'aux faces du cristal.

Une observation plus fine dans le secteur du prisme conduit d'ailleurs à une intéressante constatation : les tubes (fig. 2, pl. V) au début de la formation des bandes sont obliques sur le prisme, et deviennent normaux à cette face lorsqu'ils traversent les lamelles incolores, c'est-à-dire à la fin de la formation des bandes. Ceci signifie que les faces du prisme n'avancent que

lorsque la vitesse de croissance est faible. Lorsqu'elle est plus élevée, la face est limitée par des facettes du rhomboèdre et ce sont ces facettes qui avancent de la base du cristal vers son sommet. Le résultat est confirmé par la structure fine des lamelles brunes : elles sont souvent striées parallèlement au rhomboèdre.

Ces puits ont été décrits par Weil (1930) sur des cristaux de La Gardette, qui les a observés également sur des cristaux de quartz d'autres gisements. Nielsen et Foster (1960) les redécrivent sur des cristaux de quartz naturels et synthétiques. Aucun de ces auteurs ne distingue le côté "haut" et le côté "bas" du cristal et en conséquence n'a relié le phénomène au saupoudrage.

Weil a bien vu que les tubes s'arrêtaient brutalement sur des lamelles parallèles au prisme et qu'ils ne transperçaient jamais le noyau du cristal. Il a vu également que la densité des macles du Brésil et la densité des cheveux variaient parallèlement. Nielsen et Foster ont remarqué que les cheveux n'apparaissent que sur trois faces adjacentes du prisme et qu'ils manquent sur les faces opposées. Tous ces faits, nous les comprenons fort bien en reliant la formation des cheveux aux perturbations engendrées par les particules qui ont sédimenté sur les faces tournées vers le haut. Quant à la nature de l'hétérogénéité qui favorise la dissolution du cristal le long des tubes, Nielsen et Foster proposent trois possibilités : une dislocation, une répartition hétérogène des impuretés ou bien les deux à la fois. Mais, l'une comme l'autre, restent à démontrer.

L'observation des cristaux de La Gardette permet seulement d'affirmer que les traînées de colorations différentes, bien visibles dans les secteurs de croissance du prisme, et presque perpendiculaires aux faces, ne paraissent pas liées géométriquement aux tubes de corrosion. Et si les tubes ont réellement leur origine dans une répartition hétérogène des impuretés, ce ne sont pas des impuretés qui participent à la formation des centres colorés, c'est-à-dire, Al et Li. Lang (1967), au moyen d'une méthode topographique aux rayons X, montre, sur un cristal de quartz naturel (fig. 2, p. 835), des figures analogues à celles qu'on observe après corrosion sur les cristaux de La Gardette et apporte ainsi un fait qui vient à l'appui de l'interprétation proposée ici :

Les tubes se formeraient par dissolution préférentielle du quartz le long de perturbations qui se transmettent de couche à couche à partir du corps étranger qui les provoque.

6 - MACLES

a - Macles du Dauphiné

Les macles du Dauphiné sont assez fréquentes mais elles présentent des caractères particuliers. On les reconnaît par la position des faces plagiédres, par les accessoires de croissance et par corrosion.

La seule observation des faces plagiédres met en évidence un petit nombre de macles du Dauphiné. Beaucoup plus efficace est l'examen des accessoires de croissance ; on sait que dans certaines cavités ces accessoires sont très fréquents et particulièrement bien différenciés.

- sur le rhomboèdre positif, les monticules coniques ont une base circulaire alors que sur le rhomboèdre négatif ils ont une base elliptique (fig. 3, pl. V) ;

- sur le prisme les stries sont espacées ou serrées selon que cette face est m_1 ou m_2 (fig. 4, pl. III).

Or, dans les cavités où les accessoires de croissance sont très nombreux, les faces des cristaux sont recouvertes de macles du Dauphiné. Sur le rhomboèdre, les couches de r sont plus élevées que les couches de z et montrent une tendance nette à l'étalement sur toute la face. Sur le prisme, ce sont les couches de m_2 qui sont les plus hautes, mais elles ne donnent pas l'impression d'étalement comme sur le rhomboèdre.

Dans les cavités où les accessoires de croissance sont peu nombreux et réguliers, on n'observe plus de macles du Dauphiné. Elles sont certes moins faciles à mettre en évidence, mais il semble bien qu'elles aient disparu. La corrosion des sections polies perpendiculaires à l'axe ternaire montre en effet que les macles du Dauphiné sont peu nombreuses dans la masse du cristal et d'un nombre sans rapport avec celui qu'on trouve à la surface des cristaux de certaines cavités.

Pour expliquer ce fait, il faut admettre qu'à chaque retour à l'équilibre, les faces tendent à se réordonner suivant la symétrie primitive du cristal. Aussi curieux que cela puisse paraître les macles du Dauphiné, dans les cristaux de La Gardette, seraient transitoires : formées lors des déséquilibres les plus forts, elles disparaîtraient par la suite.

Ceci est confirmé par l'habitus des cristaux : on n'observerait pas une symétrie de la pyramide aussi nettement ternaire si les macles du Dauphiné étaient nombreuses. Dans les cristaux du Mont-Blanc où ces macles peuvent être très abondantes, il est souvent impossible de distinguer les deux rhomboédres tellement ils s'interpénètrent.

b - Macles du Brésil

Les macles du Brésil (fig. 3, pl. IV ; fig. 4, pl. V) sont rarement mises en évidence à l'aide des faces plagiédres, mais se remarquent assez facilement par l'examen des accessoires de croissance du prisme. Elles provoquent en effet des stries très obliques sur l'arête prisme-rhomboèdre. Sur les rhomboédres, elles n'ont jamais été observées mais cela n'est pas une preuve absolue de leur inexistence car, d'une part les accessoires de croissance ne permettent pas toujours de distinguer le signe du cristal, d'autre part les observations ont toujours été effectuées sur les faces brillantes, c'est-à-dire, celles qui contiennent le moins de macles.

Ces macles s'observent assez facilement sur des sections perpendiculaires à l'axe c, et en lumière polarisée. Elles ont la forme de pyramides. Ce sont les satellites décrits par Gaudefroy (1933) qui a démontré leur formation au cours de la croissance : elles sont les secteurs de croissance d'individus qui se sont formés sur une face. On les rencontre essentiellement sur les faces qui regardent vers le haut et surtout sur les cristaux qui ont été saupoudrés au cours de leur croissance. Ceci laisse supposer que le saupoudrage, soit en provoquant un désordre des couches, soit en apportant de nouveaux germes, favorise la formation de ces macles. Mais la formation de germes bidimensionnels en position aberrante (Kern, 1961) doit également se produire, car on observe quelques macles sur le côté des cristaux qui regarde vers le bas, là où il ne saurait être question de saupoudrage.

La corrosion des lames de quartz perpendiculaires à un axe binaire montre, encore plus nettement que les lames précédentes, la grande régularité géométrique des macles du Brésil.

c - Macle à axes inclinés (dite de La Gardette ou encore du Japon)

Décrite par Weiss (1832) sur des cristaux de La Gardette, elle n'est pas abondante dans ce gisement. Le nombre des individus récoltés n'a pas, vraisemblablement, dépassé quelques centaines. Plusieurs dizaines ont été observées dans divers musées. Les individus maclés sont toujours associés à des cristaux d'assez forte taille ce qui laisse supposer que ces macles étaient plus fréquentes dans la moitié du gisement proche du Trias que dans l'autre moitié. Elles se seraient donc formées là où les cristaux ont poussé le plus rapidement et sont les plus impurs.

7 - CONCLUSIONS SUR LA MORPHOLOGIE INTERNE

La morphologie interne des cristaux de La Gardette nous apprend que la croissance de ce quartz lamellaire a été un processus discontinu. La fracture dans laquelle le filon s'est formé a rejoué un grand nombre de fois, modifiant les conditions d'équilibre des cristaux dans leur solution. Aussitôt après un rejeu, les cristaux sont en déséquilibre et une bande de quartz se forme, puis l'équilibre est rétabli progressivement et persiste durant une période vraisemblablement très longue en comparaison de la durée du déséquilibre.

Chaque bande de quartz peut être schématiquement divisée en deux :

- la première, qui se forme lorsque le déséquilibre est le plus élevé, se caractérise par :
 - . une croissance relativement rapide qui est à l'origine d'un réseau assez désordonné ;
 - . une densité de centres colorés faibles ;
 - . la disparition des faces du prisme en tant que faces planes. Ces faces sont formées d'une multitude de gradins parallèles aux rhomboédres et ce sont ces gradins qui avancent. En d'autres termes, les couches qui s'étalent ont une grande hauteur ;
 - . la disparition des faces plagiédres.
- la seconde, qui se forme dans des conditions proches de l'équilibre, se caractérise par :
 - . une croissance très lente et un réseau relativement ordonné ;
 - . une densité de centres colorés forte ;
 - . la réapparition du prisme en tant que face plane : les couches s'étalent facilement ;
 - . la réapparition des faces plagiédres.

Les différences de densité des centres colorés nous indiquent que les teneurs en impuretés seront variables en fonction de la vitesse d'avancement des faces et en fonction de leurs différents secteurs de croissance.

Les macles du Dauphiné, enfin, sont peu abondantes, mais les macles du Brésil sont très nombreuses. Formées essentiellement sur le côté du cristal qui regarde vers le haut, et d'autant plus abondantes que le sont les dépôts, on peut supposer qu'elles résultent pour une certaine part, de la sédimentation de débris, de germes nés au sein de la solution, ou encore du désordre engendré dans les couches par cette sédimentation.

8 - INCLUSIONS SOLIDES

Les inclusions solides à la base des bandes tournées vers le haut sont d'autant plus abondantes que les cristaux sont issus de cavités de plus grande taille, c'est-à-dire qu'ils ont eu une plus grande hauteur libre au-dessus d'eux durant la croissance. Les cristaux qui poussent dans de petites cavités sont souvent sans dépôts.

Presque toutes ces inclusions sont à classer dans la catégorie des "poudres" (Lazko, 1958), mais elles ne sont pas toutes protogénétiques c'est-à-dire formées avant la croissance du quartz, comme nous allons le voir.

a - Le quartz est de tous les minéraux inclus le plus abondant. La taille varie de 20 à 200 microns mais elle débord largement ces limites. Il se trouve à tous les niveaux de profondeur dans le cristal hôte et dans presque toutes les cavités du gisement. Son origine est vraisemblablement double :

- ce sont, *pro parte*, des esquilles issues des rejeux de la fracture et qui sédimentent sur les cristaux en début de formation des bandes ;
- ce sont probablement aussi des germes tridimensionnels qui ont pris naissance dans la solution et ont sédimenté. Cette deuxième possibilité paraît vraisemblable car dans certaines bandes la taille des cristaux est relativement homogène. Ils sont d'autant plus grands que leur axe est proche de la normale à la face, c'est-à-dire qu'ils ont pu lutter de vitesse avec l'étalement des couches du cristal hôte. Un simple saupoudrage d'esquilles aurait-il présenté une granulométrie aussi régulière ?

b - On observe fréquemment un minéral qui forme des cristaux tabulaires (prisme monoclinique) de 30 à 80 microns de longueur en moyenne, verdâtres, à forte réfringence, et anisotropes. Il n'a pas été déterminé. Sa petite taille n'a pas permis la mise en évidence des stries de croissance simultanée avec le quartz mais il paraît réellement protogénique. On le retrouve presque partout dans le gisement.

c - Associées fréquemment à ces cristaux verdâtres, on trouve des aiguilles de quelques microns de longueur. Elles sont abondantes et se retrouvent également dans presque toutes les cavités.

d - Plus rarement des *phylrites* en paillettes hexagonales de 15 à 20 microns de diamètre sont posées à plat sur une face, ou verticales. Dans ce dernier cas, elles semblent avoir poussé sur le cristal hôte, parfois associées en vermicules. Ces *phylrites* ne sont sûrement pas des *chlorites*, absentes du gisement, mais plutôt des *micas blancs*, *illites* ou *muscovites*.

e - On observe encore des *touffes de filaments*, analogues à des cheveux, de plusieurs centaines de microns de longueur. Ces touffes rayonnent à partir de la base des bandes. Il est possible que ce minéral soit du rutilé ou de la tourmaline selon l'un des faciès décrit par Stalder (1967) dans des quartz au sein des *spilites* de l'Aar.

f - Rarement enfin on observe des petits cristaux incolores, arrondis, très réfringents.

Ces minéraux, qu'ils soient protogénétiques comme les prismes monocliniques verdâtres ou syngénétiques comme tous les autres, sont à classer (les touffes de filaments exceptées), dans la catégorie des "poudres". Ce sont ces poudres que Grigoriev considère à la fois comme des "paléoseismogrammes" et des "fils à plomb minéralogiques". De leur répartition dans les cristaux, on a trouvé des arguments pour dater la formation du gisement (Poty, 1966 et cf. p. 100).

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

A — ORIGINE DU MATÉRIEL ÉTUDIÉ

Les cristaux décrits dans la troisième partie de ce chapitre proviennent de trois sources :

- Cavités découvertes durant des courses dans le massif. C'est le cas le plus instructif parce qu'on peut en principe examiner la façon dont étaient disposés les cristaux à l'intérieur de la géode. En fait, même lorsqu'on est le premier à examiner une cavité, les conditions d'observation sont le plus souvent difficiles : le coeur est rempli de chlorite ou de terre, les cristaux sont fréquemment détachés de la paroi, les lèvres de la fissure sont souvent peu écartées. Si on ajoute à ceci les impératifs inhérents aux courses dans le massif du Mont-Blanc, on voit que les facteurs qui gênent l'observation "in situ" ne manquent pas. Le nombre des cavités qui m'ont permis de bonnes observations des conditions de croissance du quartz est très petit : 4 belles cavités contenant plusieurs centaines de cristaux. Avec ceci, toutefois, j'ai pu observer un nombre important de petites cavités contenant chacune quelques cristaux.

- Cavités déjà exploitées par les cristalliers, mais dans lesquelles ou à côté desquelles on trouve des spécimens intéressants qui sont restés sur place soit parce que les cristaux sont sans valeur commerciale, soit parce que les cavités dégagent de nouveaux cristaux à la suite des infiltrations d'eau et du gel.

PLANCHE V

Figure 1 - Puits de corrosion s'arrêtant à la base d'une bande de croissance d'une face tournée vers le haut. La Gardette (x 150).

Figure 2 - Puits de corrosion dans le secteur du prisme. Ils sont obliques au début de la croissance des bandes, verticaux à la fin. La Gardette (x 25).

Figure 3 - Macle du Dauphiné sur le rhomboèdre. Rhomboèdre positif à gauche, négatif à droite. Contraste de phase positif. La Gardette (x 100).

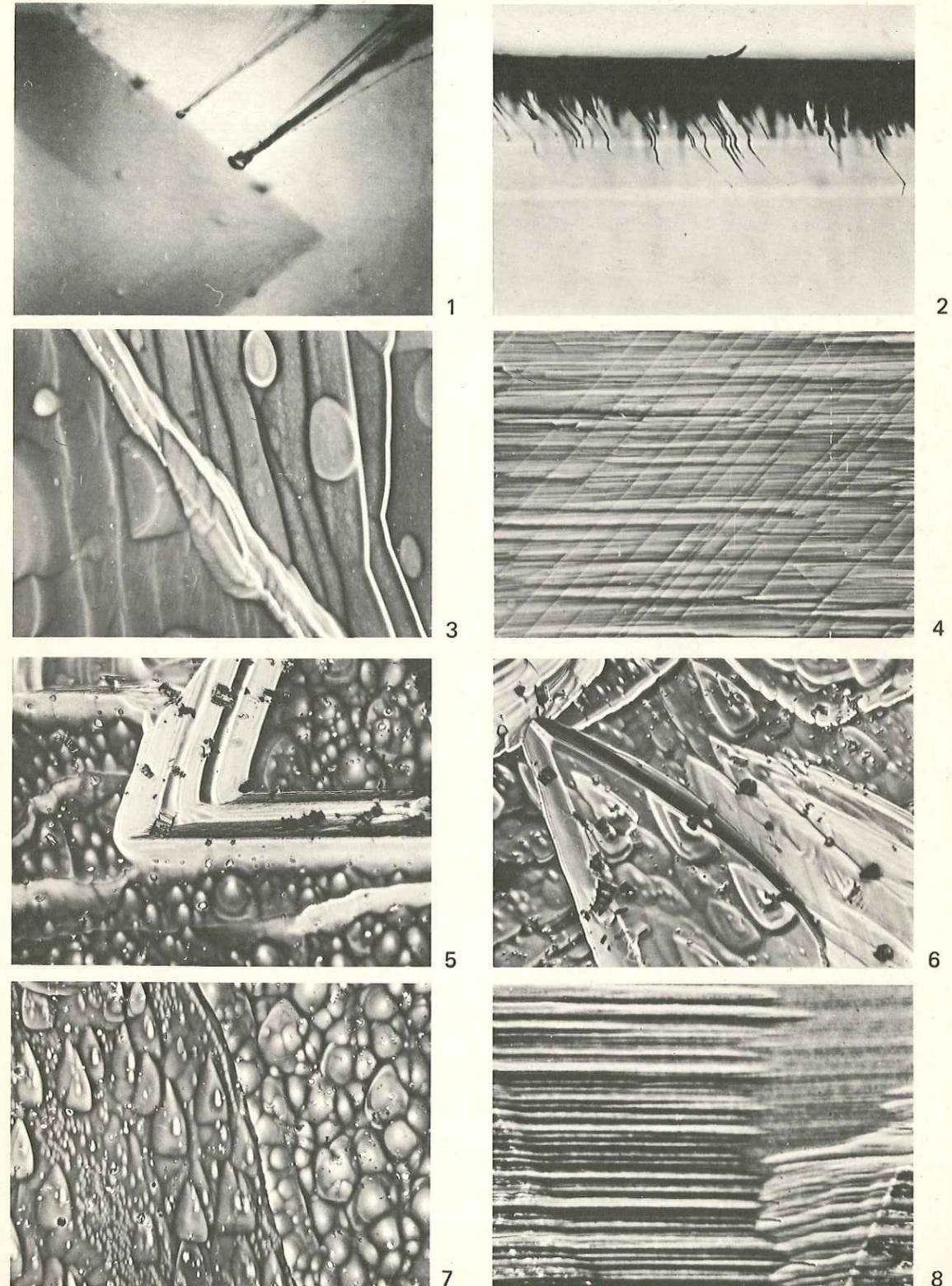
Figure 4 - Macle du Brésil sur le prisme. Contraste de phase positif. La Gardette (x 100).

Figure 5 - Monticules coniques sur le rhomboèdre positif. Cristal gauche. Contraste de phase positif. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 16 (x 100).

Figure 6 - Pointements pyramidaux sur le rhomboèdre négatif. Cristal gauche. Contraste de phase positif. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 16 (x 115).

Figure 7 - Macle du Dauphiné sur le rhomboèdre. Cristal gauche. Rhomboèdre négatif à gauche, rhomboèdre positif à droite. Contraste de phase positif. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 16 (x 100).

Figure 8 - Vitesses différentes d'étalement des couches en direction de l'arête positive (à droite) et de l'arête négative (à gauche). Prisme. Cristal gauche. Macle du Dauphiné. Contraste de phase positif. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 4 (x 160).



B. POTY. — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

La plus grande partie des cristaux décrits ici, ont été récoltés de cette façon. Il convient de préciser que généralement, la taille des individus est plus faible que celle de l'ensemble avant exploitation de la cavité et, autre inconvénient, on ne découvre pas les cristaux dans la position où ils ont poussé.

La liste et la localisation des cavités les plus importantes est donnée dans un tableau (annexe n° I). Fréquemment dans le texte on désignera les cavités par leur numéro.

- Collections particulières dans la vallée de Chamonix. Dans ces collections, on trouve de très beaux spécimens et, généralement, leur origine peut être connue.

Le nombre des cristaux examinés se chiffre à plusieurs milliers. Dans la description qui suit, on s'attache à dégager les caractères du tout venant, c'est-à-dire des cristaux banaux, laissant de côté les curiosités que l'on a tendance à conserver dans les collections et qui peuvent présenter ainsi une certaine déviation par rapport à l'ensemble des cristaux.

B - MORPHOLOGIE EXTERNE

1 - TAILLE DES CRISTAUX ET RAPPORT a/c

La taille des cristaux, mesurée parallèlement à l'axe c, est comprise le plus souvent entre 3 et 7 cm, mais dans beaucoup de cavités on en trouve qui ont jusqu'à 15 cm de longueur, et la taille maximum actuellement observée dans le massif du Mont-Blanc est de l'ordre de 20 à 25 cm.

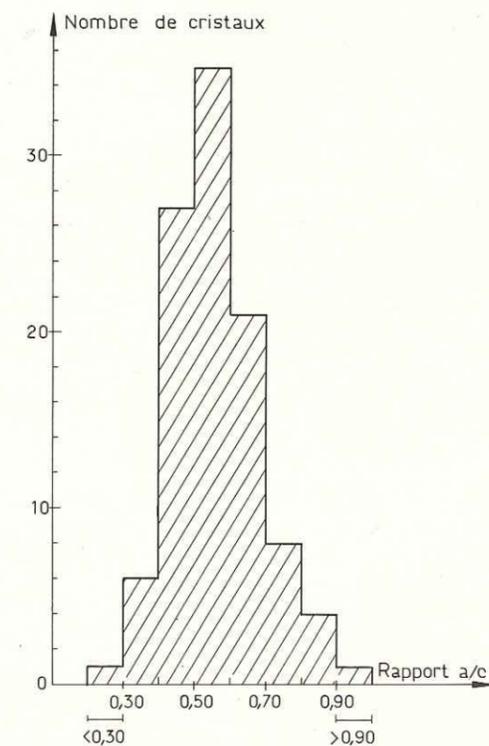


Figure 11 - Distribution des valeurs de a/c pour 105 cristaux du massif du Mont-Blanc.

Au moment de leur formation dans de très grands filons comme ceux de l'Arête Charlet Straton (n° 13, Annexe n° I), ils ont atteint des tailles supérieures à 50 cm. Mais au cours des mouvements tectoniques postérieurs à leur croissance, ces grands cristaux ont été fracturés et cicatrisés, si bien qu'actuellement on n'en trouve plus que les reliques sous forme de filons de quartz laiteux. Plusieurs autres grands filons de quartz laiteux ont vraisemblablement la même origine (filon situé derrière le refuge de Leschaux par exemple), mais ce mécanisme de formation n'est démontré que dans l'Arête Charlet Straton. Dans l'ensemble, les cristaux du massif du Mont-Blanc sont plus petits que les cristaux des massifs centraux des Alpes Suisses.

On observe également dans les cavités des cristaux dont la taille est inférieure à 3 cm. Ceci n'est pas habituel. Dans les cavités qui possèdent une section suffisante, de l'ordre du m² et au-delà, les cristaux du mur sont plus gros que les cristaux du toit qui sont par ailleurs plus allongés. La géode de l'Arête Charlet Straton (n° 13) montre ce phénomène très nettement. Cette observation est classique pour les cristalliers.

Le rapport a/c varie légèrement pour des cristaux d'une même cavité (les cristaux du toit ont un rapport a/c légèrement inférieur à ceux du mur), mais il varie surtout pour des cristaux prélevés dans des cavités différentes. Ainsi, dans les cavités du Domino (n° 24) ou des seracs de Talèfre (n° 1 et 2), le rapport a/c se situe dans la majorité des cas entre 0,5 et 0,8. Il n'est jamais inférieur à 0,45 et dépasse souvent 0,9. Les solutions dans lesquelles poussaient ces cristaux étaient donc propices à la croissance d'individus trapus. Dans la grande cavité de l'Arête Charlet Straton (n° 13), les cristaux sont plus allongés : a/c varie de 0,4 à 0,7 avec une prédominance entre 0,4 et 0,5, les solutions étaient donc propices à la croissance de cristaux plus allongés.

Il n'y a pas de lien entre le rapport a/c des cristaux d'une cavité et la position de la cavité dans le massif. Des cavités proches l'une de l'autre peuvent posséder des cristaux d'allongement assez différent. Malgré toutes ces réserves, l'allongement des cristaux du massif du Mont-Blanc est globalement caractéristique d'un certain type de croissance comme le montre l'histogramme (fig. 11) construit à partir des mensurations de 105 cristaux prélevés dans 6 cavités différentes (n° 1-8-10-13-16-22). Ces cristaux montrent un rapport a/c compris entre 0,40 et 0,70 et la fréquence maximum se situe aux environs de 0,50 - 0,55.

2 - DIVERGENCES ENTRE LE FACIÈS DU CRISTAL THÉORIQUE ET LE FACIÈS DES CRISTAUX DU MASSIF : ASPECT MACROMOSAÏQUE ET DISTORSION DE FACIÈS

Les cristaux du massif du Mont-Blanc, comme ceux de certaines régions des Alpes suisses (Aar, etc...) ont une *structure macromosaïque*. Ils ne donnent pas l'impression d'être formés par un individu unique mais ont l'aspect d'un groupement de plusieurs sous-individus à axes presque parallèles. La différence d'orientation peut atteindre plusieurs degrés. Les sous-individus sont séparés par des surfaces irrégulières qui recoupent les faces suivant des "sutures" (Friedlaender, 1951). Ces sutures sont sur les faces des rhomboèdres très capricieuses, en zig-zag, et sur les faces du prisme grossièrement parallèles entre elles et avec les arêtes du prisme. Ceci montre que l'orientation des surfaces qui séparent les individus accolés est essentiellement déterminée par l'avancement des faces du rhomboèdre, c'est-à-dire par l'avancement des faces qui progressent le plus rapidement. Parfois les sous-individus sont associés entre eux suivant la loi du Dauphiné, mais ceci n'est pas un cas général comme l'a noté Friedlaender. Les sutures sont un caractère intéressant des cristaux car elles dénotent un style de croissance très particulier du quartz, ainsi qu'on le verra pour les cristaux tordus. Dans certaines cavités comme à La Neuve (n° 16), elles sont très bien marquées, dans d'autres cavités, comme à Charlet Straton (n° 13), elles sont très atténuées. Elles peuvent enfin être totalement absentes : glacier du Tour Noir (n° 22), Améthystes (n° 18).

La *distorsion du faciès* conduisant au développement préférentiel de certaines faces du rhomboèdre au détriment d'autres faces est un phénomène général mais peu accentué. On n'observe pas des distorsions aussi frappantes que dans les cristaux du Dauphiné et cela est à relier surtout à l'orientation des cristaux au cours de leur croissance (Laemmlein, 1941). Dans le massif du Mont-Blanc, les cavités sont toujours proches de l'horizontale et les cristaux dans leur grande majorité sont peu inclinés sur la verticale. L'observation de Laemmlein se confirme donc pleinement sur un plan global.

3 - MODE D'ATTACHE DES CRISTAUX A LEUR SUPPORT

Les cristaux peuvent être attachés au granite par une extrémité de l'axe c, c'est-à-dire au niveau des rhomboèdres, ou bien au niveau du prisme, ou enfin être détachés de la paroi. Dans une cavité, l'un des trois types prédomine généralement.

a - Lorsque les cristaux sont attachés par une extrémité de l'axe c, la cavité se présente comme hérissée de pointes séparées les unes des autres. Ce cas le plus fréquent correspond aux cavités où les cristaux sont allongés. Cavité type : Charlet Straton (n° 13).

b - Lorsque les cristaux sont attachés au granite par le prisme ils sont bipyramidés primaires. Ce cas, moins fréquent, est celui des cavités où l'on rencontre des cristaux trapus associés parfois à de nombreux cristaux tordus. Cavités types : Domino (n° 24), Seracs de Talèfre (n° 1).

Quelles sont les raisons de ces différences ? On sait (Laemmlein, 1939), et on le vérifie dans le massif du Mont-Blanc, que les cristaux se livrent à partir de grains de quartz du granite qui font office de germes. Il y a donc croissance des cristaux sans germination. Il résulte de ceci que l'orientation des cristaux dans la cavité est imposée par celle des grains du granite qui les ont initiés.

De quelle façon alors la forme des cristaux peut-elle être liée, au moins partiellement, à leur mode d'attache ? Entre le nombre des grains de quartz du granite qui affleurent au bord de la cavité et le nombre des cristaux de quartz dans la cavité, le rapport est de plusieurs centaines à un. Au cours de leur croissance, les cristaux se livrent une véritable lutte pour l'espace : ceux qui poussent le plus rapidement recouvrent leurs voisins, dont ils arrêtent la croissance. Le succès dans cette lutte est lié à une cohérence entre l'orientation primitive du grain de quartz du granite et le rapport des vitesses d'avancement des rhomboèdres et du prisme.

Une vitesse d'avancement du prisme proche de celle des rhomboèdres, ou supérieure (cas des cristaux tordus), entraîne la formation de cristaux trapus et favorise la croissance des cristaux dont l'axe c est peu incliné sur la fracture. Ceci entraîne la formation des cristaux bipyramidés primaires. Une vitesse d'avancement des rhomboèdres plus grande que celle du prisme entraîne la formation de cristaux allongés et favorise la croissance des cristaux dont l'axe fait un angle élevé avec la fracture. On observe alors des cristaux attachés par une extrémité de l'axe c.

Cette lutte pour l'espace, que se livrent les cristaux, a reçu le nom de sélection géométrique (Laemmlein, 1939). Laemmlein a étudié la sélection géométrique en fonction de la seule orientation des grains dans la roche encaissante. On voit ici que le mode d'attache des cristaux est également influencé par leur forme, donc en définitive par les caractéristiques du milieu de croissance.

c - Les cristaux détachés des parois forment, lorsque la base a été régénérée, les cristaux bipyramidés secondaires.

Ce cas n'est pas rare. Après la croissance, des mouvements tectoniques ont déformé la cavité et cassé la base des cristaux. Si cette fracturation a eu lieu à un moment où les solutions étaient sursaturées par rapport au quartz, les cristaux ont continué à croître et une deuxième pyramide s'est formée. Cette pyramide est souvent plus importante que la première, et on la reconnaît bien dans les sections parallèles à l'axe c (fig. 6, pl. VI). Lorsque la fracturation s'est faite au moment où le quartz poussait peu ou ne poussait plus (équilibre du cristal dans sa solution, vitesse de croissance très faible ou encore absence de solution), la surface de la cassure reste bien visible, elle est peu ou pas régénérée : ce cas est le plus fréquent.

Les cavités où l'on rencontre des cristaux bipyramidés parfaits sont rares dans le massif du Mont-Blanc. Citons celle du glacier du Tour Noir (n° 22). Dans la plupart des cas, les cristaux détachés de la paroi montrent de toutes petites pyramides ou pas de régénération du tout. Ceci signifie que les mouvements tectoniques qui ont fracturé les cristaux se sont produits essentiellement après la croissance du quartz.

Remarque - Très souvent, les cristaux n'adhèrent pas directement au granite mais par l'intermédiaire d'une bande de quartz laiteux. Cela ne change rien à ce qui a été dit précédemment, car cette bande de quartz laiteux est liée aux fracturations et cicatrifications répétées qui se sont produites pendant et surtout après la croissance des cristaux (Laemmlein, 1929).

a - Les rhomboèdres

Par le simple examen morphologique à l'oeil nu, la distinction entre le rhomboèdre positif et le rhomboèdre négatif n'est pas toujours facile. Elle est en effet liée à la présence des faces plagièdres et à la plus ou moins grande abondance des macles du Dauphiné.

Dans les cavités, où les macles sont rares (n° 1-24), les cristaux montrent trois grands rhomboèdres positifs et trois petits rhomboèdres négatifs. Le rapport des surfaces varie alors entre 5 et 10, mais peut aller jusqu'à 50. Dans ces cavités, le trapézoèdre est toujours bien développé.

Dans d'autres cavités (n° 13-21-22), la distinction entre les deux rhomboèdres est difficile, voire impossible. Ceci est dû à l'absence des faces plagièdres d'une part, et à l'abondance des macles du Dauphiné d'autre part. Il en résulte que le cristal est un mélange intime de deux individus et que les faces de la pyramide sont à la fois positives et négatives. Dans ce cas, les différences de grandeur des faces ne sont dues qu'aux distorsions du faciès.

Accessoires de croissance

Sur le *rhomboèdre positif* lorsque la face est brillante, on remarque à l'oeil nu trois types d'accessoires de croissance :

- des sutures, abondantes dans la plupart des cas, qui sont en continuité avec les sutures du prisme. Ces sutures ont tendance à disparaître avec les paragenèses tardives (génération de quartz postérieure à la chlorite).
- des pyramides évasées dont la grandeur varie de quelques dixièmes de mm à quelques millimètres. Ces pyramides sont limitées abruptement du côté du prisme. Elles semblent comparables aux surfaces vicinales du type II décrites par Kalb (1933).
- des gradins parallèles au prisme qui sont en fait de petites facettes du prisme (ou des rhomboèdres aigus) donnant à la face un aspect d'escalier tourmenté qui descend du sommet du cristal vers le prisme. Ceci signifie que la surface du rhomboèdre n'est pas totalement stable et se décompose en plusieurs facettes du prisme.

Lorsque les cristaux sont recouverts par la ripidolite, cas fréquent, il n'y a plus de face plane du rhomboèdre, mais décomposition en une multitude de facettes parallèles aux faces adjacentes (rhomboèdre, prisme). Il est possible que cette décomposition d'une face en ses faces adjacentes ne soit pas liée à un changement de faciès du cristal mais soit imposée par la présence de chlorite qui entrave la croissance du quartz.

PLANCHE VI

Figure 1 - Germe sur le prisme. Cristal droit.

L'arête négative est située à droite. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 16 (x 160).

Figure 2 - Cristal macromosaïque.

En haut, dans le secteur de croissance du prisme on remarque une couche d'inclusions fluides primaires (cf. Pl. VIII, fig. 5). Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 3 (x 1,1).

Figure 3 - Cristal lamellaire.

Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 13 (x 1).

Figure 4 - Cristal macromosaïque qui est devenu lamellaire en fin de croissance.

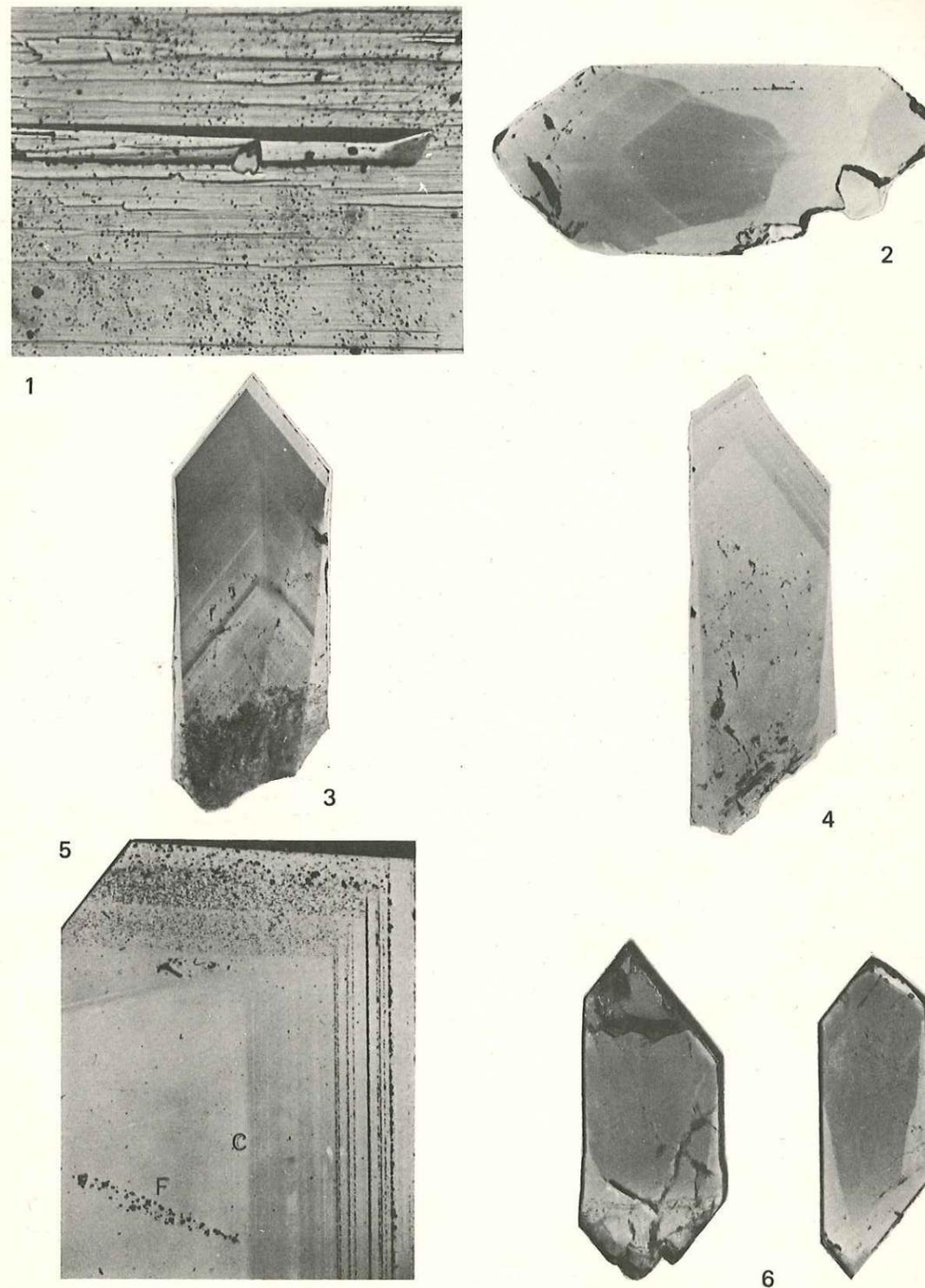
Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 4 (x 1,1).

Figure 5 - Région sommitale du cristal de la figure précédente.

La fracture F se termine brutalement sur la couche C et a pu se cicatriser durant la croissance de cette couche (x 4,6).

Figure 6 - Cristaux bipyramidés.

Les pyramides de régénération après fracturation se remarquent bien à la base des cristaux. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 22 (x 1,3).



B. POTY. - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

Sur le *rhomboèdre négatif*, les pyramides évasées et les gradins parallèles au prisme sont comparables à ceux du rhomboèdre positif mais les sutures sont généralement moins abondantes, parfois totalement absentes.

En fait, la différence d'aspect des deux rhomboèdres n'est très nette qu'au microscope à contraste de phase. Là, on voit que les monticules coniques (Fronde, 1962) irréguliers, nombreux, empiétant les uns sur les autres, n'existent que sur le rhomboèdre positif. Leur diamètre varie de 2 à 100 microns avec une moyenne de 50 microns (fig. 5, pl. V). Par contre, les pointements pyramidaux allongés en direction du sommet du cristal dont la largeur à la base est de 50 microns en moyenne et la hauteur parallèlement à la face d'une centaine de microns sont caractéristiques du rhomboèdre négatif. Ils sont recouverts parfois d'autres pointements de même forme et beaucoup plus petits (10 microns de longueur). Ces pointements ont une symétrie imposée par le signe du cristal. Sur les cristaux gauches, la pointe située du côté du sommet du cristal est dirigée à droite, sur les cristaux droits elle est dirigée à gauche, comme l'avait signalé Kalb (1933). Toutefois la dissymétrie n'est pas accusée au point de lever l'ambiguïté dans tous les cas (fig. 6, pl. V).

Cette différence essentielle entre les deux types de germes sur r et z montre que si le processus premier de leur formation est une germination tridimensionnelle sur une surface passive (Bienfait, Boistelle et Kern, 1965), la croissance, elle, est déjà très influencée par la structure de la face qui n'est plus totalement passive : la structure du rhomboèdre positif est en effet légèrement différente de celle du rhomboèdre négatif (Hartman, 1959).

Le critère de la distinction entre les deux rhomboèdres par les monticules et les pointements pyramidaux est intéressant car il permet l'observation des macles du Dauphiné à la surface du cristal d'une façon aussi fine que la corrosion (fig. 7, pl. V). Kalb (1933) a montré de cette façon de beaux exemples de macles du Dauphiné.

b - Le prisme

Le prisme est en général bien développé. Sa surface est celle de plusieurs rhomboèdres. L'observation grossière montre six faces de taille comparable ce qui signifie que la symétrie est hexagonale. Mais fréquemment, il y a une croissance préférentielle du cristal parallèlement à un axe d'ordre 2 et 2 faces parallèles de l'individu sont plus développées que les autres.

A l'oeil nu, on remarque :

- des sutures abondantes sur m_r . Il y en a jusqu'à 5 ou 10, parfois plus sur une face. Elles sont parallèles aux arêtes qui séparent les faces du prisme. Sur m_z , elles sont moins nombreuses, parfois totalement absentes.

- des stries. Ces stries souvent décrites sur les cristaux de quartz, attribuées aux rhomboèdres et aux rhomboèdres aigus, n'existent pas en fait sur les cristaux de toutes les cavités. Ainsi, à La Neuve (n° 16), elles sont très nettes, au glacier du Tour Noir (n° 22), elles sont très atténuées, aux Améthystes (n° 18) elles sont absentes ou microscopiques. Ces stries peuvent être identiques sur m_r et m_z , mais elles sont souvent plus fines sur m_z . Dans le cas où elles sont bien marquées et différentes sur ces deux faces du prisme (c'est-à-dire lorsqu'il y a sectorialisation), on distingue bien les macles du Dauphiné : m_z est plus élevé que m_r et les raccords entre ces deux faces se font par des germes plus allongés du côté de l'arête positive qu'en direction de l'arête négative : ceci est la conséquence de la polarité de la face (fig. 8, pl. V). Nous verrons que leur présence est liée au mode de croissance du prisme et à l'ensevelissement des impuretés.

- des germes bidimensionnels fréquemment décrits (Kalb, 1933 ; Seager, 1953 ; Sunagawa, 1966) souvent visibles à l'oeil nu, parfois seulement au microscope. Le signe des cristaux est bien repérable d'après ces germes : ils se terminent de manière abrupte du côté de la face plagièdre, sont en pente douce et effilés du côté opposé comme si les couches ne pouvaient pas s'étaler en direction de l'arête qui porte les faces plagièdres. Ces germes sont fréquemment d'une taille plus grande sur m_r que sur m_z (fig. 1, pl. VI).

c - Les faces plagièdres.

Plus que les autres faces, les faces plagièdres par leur développement portent la marque des conditions qui régnaient dans une cavité au moment de la croissance des cristaux.

La *dipyramide trigonale S* est très petite, discernable parfois exclusivement à la loupe bino-culaire. Les cas où cette face est d'une taille importante, comparable à celle du rhomboèdre négatif, sont exceptionnels. Parfois, on observe plusieurs petites facettes associées à cette dipyramide sur les cristaux d'une cavité (brèche des Améthystes (n° 19)).

Le *trapézoèdre X* est remarquable sur les cristaux du Mont-Blanc. Sa taille peut être énorme, de l'ordre de grandeur des rhomboèdres, comme réduite à néant. Il est donc un indicateur très sensible des conditions de croissance. Souvent corrodé, alors que le reste du cristal ne l'est pas, on note à un stade avancé de corrosion la formation de plusieurs trapézoèdres successifs, en zone, de plus en plus inclinés sur le prisme.

L'examen d'un grand nombre de cristaux de paragenèses différentes comme les analyses spectrographiques, porte à croire que si une impureté favorise l'apparition du trapézoèdre en freinant son avancement, cette impureté n'est adsorbée que de façon temporaire et reste à découvrir. La seule hypothèse solide qui puisse être avancée pour la formation du trapézoèdre est un équilibre quasi parfait du cristal avec sa solution. Ainsi les cristaux incrustés de ripidolite montrent toujours un grand trapézoèdre : ceci est à relier aux conditions de croissance de la ripidolite : ce minéral ne se forme que lorsque le quartz arrête sa croissance (cf. p. 54).

Le trapézoèdre peut être :

- bien développé (Domino (n° 24) - Seracs de Talèfre (n° 1))
- peu développé (face nord des Courtes (n° 25))
- totalement absent (glacier du Tour Noir (n° 22) - Charlet Straton (n° 13) - Améthystes (n° 18)).

Lorsqu'enfin, le quartz a repris sa croissance sur un recouvrement épais de ripidolite, le trapézoèdre se décompose en une multitude de facettes adjacentes (prisme, rhomboèdre). Ceci peut être dû à une instabilité de la face dans les nouvelles conditions de croissance ou encore à une croissance entravée.

5 - CONCLUSIONS SUR LA MORPHOLOGIE EXTERNE

Les cristaux du Mont-Blanc montrent un aspect extérieur tout à fait particulier que l'on peut résumer en 5 points :

- 1 - Les dimensions élevées, qui peuvent dépasser 50 cm en longueur. Le diamètre est de l'ordre de la moitié de la longueur, ce qui contraste fortement avec les cristaux de La Gardette plus petits et très allongés.
- 2 - La structure est macromosaïque, c'est-à-dire qu'un cristal est formé de plusieurs sub-individus dont les limites sur les faces apparaissent sous forme de sutures. Cette structure macromosaïque tend à s'effacer avec les paragenèses tardives.
- 3 - Les deux rhomboèdres ne sont pas toujours discernables sur un individu car les cristaux sont fréquemment maclés suivant la loi du Dauphiné.
- 4 - La distorsion du faciès est toujours faible.
- 5 - Les faces plagiédres sont d'un développement très inégal : S est toujours petit, souvent absent même ; X montre un développement en apparence capricieux : il peut être de dimensions énormes ou bien manquer totalement.

C - MORPHOLOGIE INTERNE

Les cristaux du Mont-Blanc sont enfumés naturellement mais à des degrés très variables ; aussi pour mettre en évidence de façon plus nette la morphologie interne, toutes les sections ont été irradiées (W, 38 KV, 20 ma, 4 à 8 h, distance à l'anticathode : 5 cm). Une centaine de lames ont été examinées. Quatre types différents de croissance sont décrits.

1 - DESCRIPTION DE CRISTAUX TYPE

a - Cristal macromosaïque - Rognons de Pierre Joseph (cavité n° 3)

Sur ce cristal (fig. 2, pl. VI), on distingue 3 régions : deux colorées et une incolore. La structure est essentiellement sectorielle avec quelques zones de teintes claires. Les secteurs des rhomboèdres sont fortement colorés, ceux du prisme le sont très faiblement. On voit nettement que :

- Le secteur du prisme est épais. Ceci signifie que la vitesse d'avancement du prisme relativement à celle du rhomboèdre n'est pas négligeable. Cette figure est typique d'un cristal trapu ($a/c = 0,48$).
- La couche d'inclusions fluides parallèle au prisme au coeur du cristal se poursuit par une bande de quartz incolore dans le secteur des rhomboèdres. Ceci est un cas typique de formation d'inclusions fluides primaires : une perturbation de la cavité a entraîné la formation simultanée d'inclusions fluides sur une face du prisme et celle du quartz à faible densité de centres colorés sur les faces des rhomboèdres. On voit bien ici que ces inclusions fluides rendent compte de ce qui se passait lors de la perturbation et non pas durant la croissance normale du quartz pendant laquelle il ne se forme pas d'inclusions fluides.

Ce cristal est un bon exemple de croissance dans un milieu dont les caractéristiques ont peu varié, croissance qui conduit à la formation d'un cristal trapu sans bandes ni lamelles comme à La Gardette. Au cours de son histoire, quatre perturbations ont laissé des traces dans le cristal et deux d'entre elles ont provoqué la formation d'inclusions fluides primaires.

b - Cristal "lamellaire" - Arête Charlet Straton (cavité n° 13)

Dans ce cristal (fig. 3, pl. VI) la répartition de la couleur est à la fois zonaire et sectorielle.

La structure sectorielle comme dans le cas précédent est bien apparente. Les secteurs d'avancement du prisme sont faiblement colorés. Ils sont très aplatis et cela signifie que le prisme a peu avancé au cours de la croissance du cristal qui est essentiellement formé par l'avancement des rhomboèdres. La limite entre les secteurs des faces est rectiligne durant l'essentiel de la croissance. Ceci nous indique que les vitesses relatives d'avancement des faces n'ont pas varié, sauf à la fin de la croissance où un léger coude témoigne d'un avancement du prisme un peu plus rapide qu'auparavant.

Les secteurs de croissance des rhomboèdres sont bien colorés, celui du rhomboèdre positif est un peu plus clair que celui du rhomboèdre négatif et on distingue nettement la trace du sommet du cristal qui n'est pas rectiligne. Les vitesses relatives d'avancement des rhomboèdres ont donc varié : le rhomboèdre négatif a avancé plus vite en fin de croissance comme le montrent aussi bien la trace du sommet que les épaisseurs des bandes terminales.

La structure zonaire montre que la production des centres colorés potentiels a varié un grand nombre de fois au cours de la croissance, donc que les caractéristiques du milieu ont été fluctuantes. Cette structure à tendance lamellaire marquée correspond à des cristaux qui ont peu de sutures et sont allongés. Ici, le cristal a été cassé assez loin du germe. La partie visible montre un rapport a/c de 0,40 mais le cristal complet avait un rapport a/c bien inférieur.

c - Cristal macromosaïque durant la plus grande partie de sa croissance puis lamellaire à la fin de la croissance - Rognons de Pierre Joseph (cavité n° 4)

Ce cristal est le résultat d'une croissance en deux étapes comme le montre la figure 4, pl. VI. Au cours de la première étape qui est la plus importante, le quartz formé est faiblement coloré et de façon homogène. Ceci témoigne de conditions de croissance stables, calmes.

Au cours de la deuxième étape, étape terminale, le quartz est lamellaire, coloré plus intensément et irrégulièrement. Durant la croissance du quartz, deux minéraux se sont déposés sur les faces du rhomboèdre. L'un en cristaux aciculaires est peut-être de l'épidote, l'autre est de la ripidolite. La croissance de ce quartz lamellaire témoigne de conditions ambiantes fluctuantes.

En fait, il semble bien que des mouvements tectoniques intenses se soient produits à la fin de la croissance du quartz macromosaïque. Cette première génération de quartz contient en effet de nombreuses fractures cicatrisées alors que la deuxième génération n'en contient pas. Sur la figure 5, pl. VI, on voit même une fracture F s'arrêter brutalement sur la couche c. Il est logique de considérer que cette fracture a été cicatrisée durant la croissance de la couche c. Les inclu-

sions de cette fracture donnent donc des renseignements sur les fluides qui se trouvaient dans la cavité au moment de la formation de la couche c.

Un autre fait mérite également mention : sur ce cristal, on voit à la fin de la croissance du quartz macromosaïque un petit rhomboèdre négatif (z) qui disparaît dans la partie lamellaire du cristal. Or, ce quartz est assez particulier dans sa cavité : la plupart des cristaux se sont arrêtés de croître dès l'apparition du quartz lamellaire, et de la chlorite, ce qui implique que les cristaux ont été en équilibre dans la solution qui les baignait, mis à part quelques uns comme celui-ci. Mais il est logique de postuler que le déséquilibre de ce cristal dans sa solution, déséquilibre qui a entraîné la croissance du quartz lamellaire, était très faible.

Nous voyons donc que le rhomboèdre négatif a avancé plus vite et a disparu lorsque le déséquilibre du cristal dans la solution est devenu plus faible.

d - Cristal bipyramidé secondaire - Glacier du Tour Noir (cavité n° 22)

Les cristaux (figure 6, pl. VI) sont formés de deux générations. La première génération, la plus importante, a donné un quartz macromosaïque normal. La structure sectorielle montre que le prisme a d'abord avancé assez rapidement puis sa vitesse s'est ralentie.

Ensuite est survenue une fracturation qui a brisé la quasi totalité des cristaux de la cavité et fut donc intense. Sur la base fracturée, une deuxième pyramide de quartz a poussé. Ce quartz est incolore (est-ce dû à une croissance plus rapide ?) sauf à l'extrême fin où il est coloré comme sur la première pyramide, et légèrement lamellaire. A ce moment, le prisme n'avance plus et il y a croissance simultanée de quartz et d'ankérite.

2 - MACLES

a - Macles du Dauphiné

Les macles du Dauphiné sont très fréquentes et repérables de diverses façons : faces plagiédres, accessoires de croissance, corrosion à l'acide fluorhydrique.

Suivant le schéma classique, les faces plagiédres des cristaux maclés sont à 60° les unes des autres. Lorsqu'on examine de nombreux cristaux porteurs de faces plagiédres, on observe un certain nombre de macles du Dauphiné, mais cette façon de les reconnaître ne rend absolument pas compte de leur fréquence ni de leur complexité.

Lorsque les faces sont brillantes, les accessoires de croissance donnent une image fidèle des macles à la surface du cristal. Elles sont alors visibles à l'oeil nu aussi bien sur le rhomboèdre que sur le prisme. Mais l'observation au microscope à contraste de phase après métallisation à l'argent donne des images beaucoup plus nettes.

PLANCHE VII

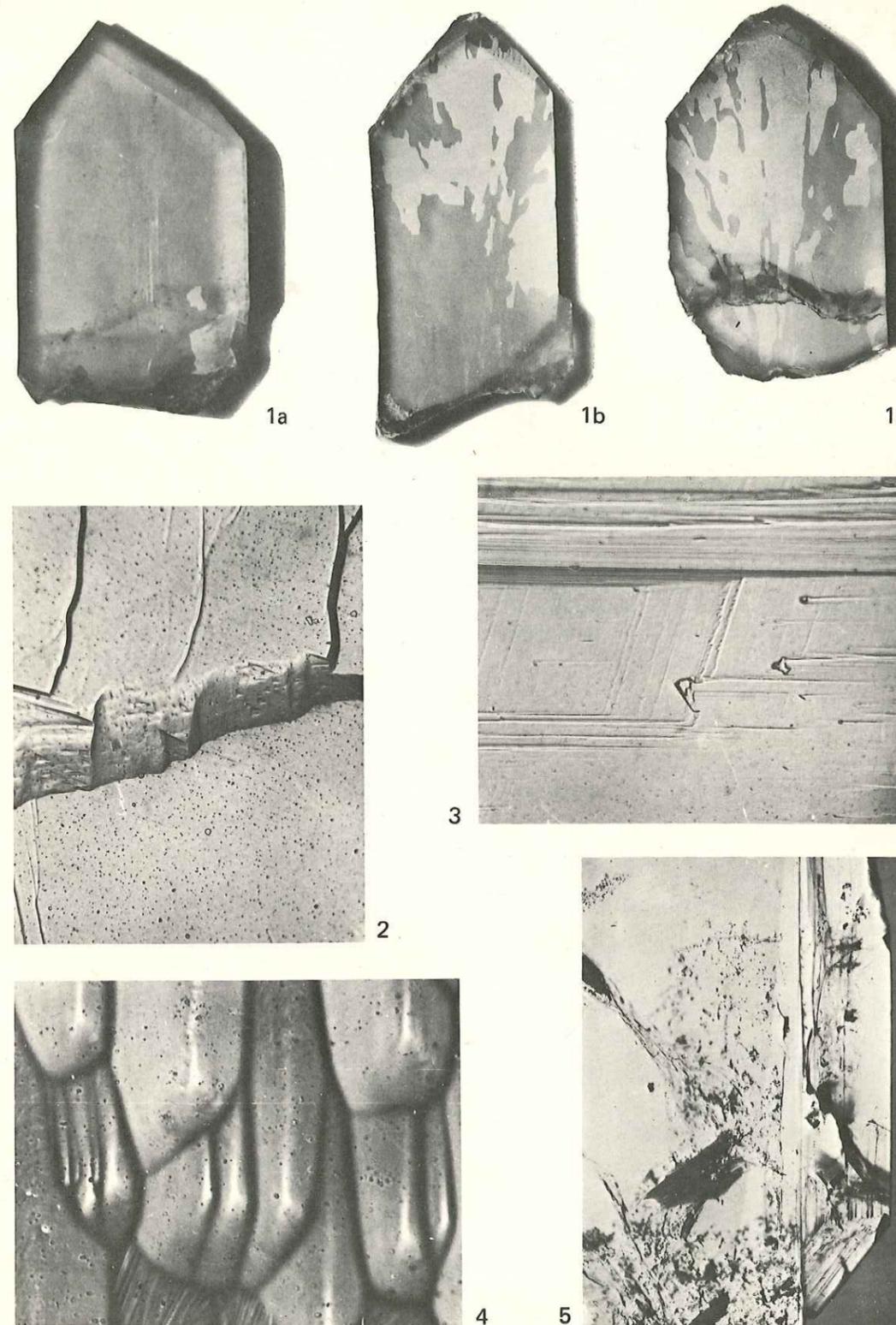
Figure 1 - Attaque fluorhydrique de sections YZ de cristaux du massif du Mont-Blanc.
a - macles mécaniques du Dauphiné dans la base fracturée du cristal. Cavité n° 24 (x 1,9).
b - macles de croissance du Dauphiné. Cavité n° 26 (x 1).
c - macles de croissance du Dauphiné. Cavité n° 16 (x 1).

Figure 2 - Cristal tordu fermé. Rhomboèdre positif. Lisière parallèle au trapézoèdre.
Contraste de phase positif. Cf. texte p. 50. Massif du Mont-Blanc (x 130).

Figure 3 - Cristal tordu fermé. Prisme.
Les couches avancent en direction de l'arête négative à droite. Gênées dans leur avancement elles laissent des "ombres" en aval des obstacles. Contraste de phase positif. Cf. texte p. 51. Massif du Mont-Blanc (x 130).

Figure 4 - Accessoire de croissance sur le rhomboèdre. Cristal de quartz améthyste.
Contraste de phase positif. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 18 (x 350).

Figure 5 - Section YZ d'un cristal de quartz améthyste.
Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 18 (x 6).



B. POTY. - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

- Sur le rhomboèdre la mise en évidence est facile car les monticules coniques sont caractéristiques du seul rhomboèdre positif (fig. 7, pl. V).

- Sur le prisme, les macles ne sont visibles que lorsque les couches s'étalent de la base en direction du sommet, c'est-à-dire sur les cristaux lamellaires qui ne montrent généralement pas de germes bidimensionnels.

La *corroston* naturelle est fréquente mais ne s'observe dans la grande majorité des cas que sur les seuls rhomboèdres. Le rhomboèdre négatif est plus corrodé que le rhomboèdre positif et les macles du Dauphiné sont de ce fait bien visibles. La corrosion artificielle sur des sections perpendiculaires à un axe binaire est une excellente méthode pour les mettre en évidence. La vitesse de dissolution est en effet différente suivant le signe de l'axe qui sort de la section. Celle où pointe l'axe + a est corrodée plus rapidement que son homologue de signe opposé ; il en résulte que la macle du Dauphiné, opération de symétrie équivalant au renversement du sens de l'axe, est très rapidement mise en évidence de cette façon.

L'examen des sections polies, irradiées et corrodées, présente un autre intérêt : on peut confronter la structure zonaire et sectorielle, c'est-à-dire l'avancement des faces et la répartition des macles. Cela permet de distinguer les macles formées au cours de la croissance des macles mécaniques. Ainsi les macles rares qui ne se rencontrent qu'aux endroits du cristal qui ont subi des contraintes (zones fracturées) peuvent être considérées comme des macles mécaniques (fig. 1 a, pl. VII). Celles qui, nombreuses, débutent à des endroits limpides du cristal et se poursuivent en s'agrandissant au cours de la croissance, allongées dans le sens d'avancement des faces, peuvent au contraire être considérées comme des macles formées au cours de la croissance (fig. 1 b et c pl. VII). L'examen de ces sections indique que le plan de composition original peut être indifféremment les rhomboèdres ou le prisme, mais que les rhomboèdres sont plus fréquents.

b - Macles du Brésil

Par l'examen des faces plagiédres, on trouve très peu de macles du Brésil. Sur les milliers de cristaux examinés il n'en a pas été observé plus d'une dizaine. Ceci signifie indubitablement que les macles du Brésil sont rares au Mont-Blanc. Ces macles peuvent être repérées également par les accessoires de croissance sur le prisme et sur les rhomboèdres. Mais c'est l'examen optique en lumière polarisée monochromatique qui donne les meilleurs résultats. Elles ont été observées dans le quartz à tendance lamellaire de l'Arête Charlet Straton (cavité n° 13).

c - Macle à axes inclinés

La macle à axes inclinés n'a jamais été observée. Elle n'a d'ailleurs jamais été décrite, à notre connaissance, dans les gisements du type du Mont-Blanc.

3 - CONCLUSIONS SUR LA MORPHOLOGIE INTERNE

- 1) Le quartz du Mont-Blanc est un quartz essentiellement homogène. Ceci signifie que les conditions ambiantes ont assez peu varié durant la croissance des cristaux, pas suffisamment en tous cas pour produire des zones de caractéristiques différentes.
- 2) Les cristaux qui ont une structure zonaire sont associés à des fractures de grandes dimensions qui peuvent dépasser la centaine de mètres.
- 3) Certains cristaux sont homogènes durant la première partie de leur croissance, lamellaires à la fin. Ceci témoigne d'un changement dans les conditions de croissance, changement qui est repéré géologiquement (apparition de fractures verticales) et qui n'est pas général.
- 4) La structure lamellaire s'accompagne toujours d'une atténuation voire d'une disparition des sutures.
- 5) Une corrélation apparaît entre l'absence des faces plagiédres et l'abondance des macles du Dauphiné. Ceci signifie que dans certaines cavités les conditions ambiantes ont été semblables durant toute la croissance des cristaux.
- 6) Les inclusions fluides primaires apparaissent spontanément dans certaines zones de croissance plus claires dont, par analogie avec les cristaux de La Gardette, on peut supposer qu'elles témoignent d'une croissance plus rapide.

D - LES CROISSANCES PARTICULIÈRES

Sous cette dénomination de croissances particulières, sont groupés deux faciès fort différents du quartz, les cristaux tordus et les sceptres améthystes, qui méritent une place à part car l'un et l'autre, bien que de manière différente, jettent une lumière sur la croissance du quartz en général.

1 - LES CRISTAUX TORDUS

Les cristaux tordus (appelés par les cristallographes : peignes en France, gwendel ou quindel en Suisse) sont des cristaux enfumés ou incolores, allongés préférentiellement le long d'un axe binaire et montrant une rotation autour de cet axe.

Comme leur genèse est loin d'être élucidée à l'heure actuelle, un bref état de la question sera donné avant l'exposé des observations effectuées sur les cristaux du Mont-Blanc.

a - Historique des recherches sur les cristaux tordus

Weiss (1836) décrit des cristaux de quartz du Gothard allongés suivant un des axes a et dont l'axe c tourne autour de cet axe a. Le sens de la rotation est lié à celui du plan de polarisation de la lumière et Weiss en déduit que la torsion est issue d'une propriété du cristal.

Tschermak, dans son important travail de 1894, classe les cristaux tordus en trois groupes et cette classification garde encore toute son utilité. Ces trois groupes sont :

- *Cristaux tordus fermés* composés d'un seul individu à faces courbes et régulières. Les sutures sont absentes et à la place des sommets des pyramides on observe une arête-courbe continue. Ces cristaux sont relativement rares.

- *Cristaux tordus ouverts* formés de subindividus normaux, à faces planes, ayant un axe a commun et dont les axes c sont décalés les uns par rapport aux autres d'un certain angle et toujours dans le même sens. Les sommets des subindividus sont totalement séparés. Ces structures sont habituelles.

- *Cristaux tordus semi-fermés* qui sont intermédiaires entre les deux types précédents. Ces structures sont les plus fréquentes.

Tschermak considère comme Weiss que la torsion est due à une propriété du cristal. Il l'assimile à la formation d'une macle multiple : la macle vicinale.

Billows (1909) - d'après Friedlaender, 1951 - fait des mesures goniométriques précises sur les facettes mosaïques. Il n'a jamais constaté d'associations en zone ni de parallélisme entre des facettes voisines et note que l'angle formé par deux facettes est fonction de leur largeur. Pour lui, la loi d'association des subindividus n'est pas une loi de macle et c'est la conclusion à laquelle aboutit également Rosicky (1933).

Un examen des cristaux tordus aux rayons X a été réalisé par Nowacki (1933) qui indique que les clichés de poudre, de cristal tournant, et de Laue sont identiques à ceux obtenus avec des cristaux normaux. Toutefois, la diffraction en retour sur des cristaux totalement fermés montre des anomalies intéressantes : les taches sont déformées, s'ordonnent le long d'hyperboles, et certaines sont plus intenses. Les travaux de Nowacki suggèrent donc que le réseau n'est pas tout à fait celui d'un quartz normal.

Mais le travail le plus instructif sur les cristaux tordus, nous le devons à Laemmlein (1937) qui a disposé d'un matériel important : 55 cristaux provenant essentiellement du gisement de Souriz (Oural sub-polaire) et 26 cristaux des Alpes suisses (échantillons de musées). Conduite dans une optique de croissance cristalline, cette étude jette beaucoup de clarté sur la genèse des quartz tordus. Laemmlein critique et ordonne les observations de ses prédécesseurs tout en apportant une forte contribution personnelle. Comme les conclusions auxquelles aboutit ce travail sont fondamentales, nous allons les résumer :

a - L'examen de la morphologie interne (traînées de Töpler et frange blanche) montre que les cristaux tordus dérivent tous de cristaux tordus fermés. Ce sont des cristaux fermés sur lesquels ont poussé des subindividus de moins en moins tordus avec une vitesse de croissance qui s'élève dans la direction de l'axe c à la suite vraisemblablement de modifications du milieu am-

biant. Les gros sub-individus sont mal reliés entre eux, d'où l'aspect macromosaïque, confirmé par l'attaque fluorhydrique du cristal qui se produit de préférence à la limite entre les subindividus.

b - Tout le problème de la formation des cristaux tordus se reporte donc sur celui de la formation des cristaux fermés : ceux dont la croissance s'est arrêtée avant qu'ils n'acquière la structure ouverte. Malheureusement, il semble bien que les cristaux fermés aient été rares, sinon absents à Souriz et Laemmlein conclut seulement que la structure n'est plus macromosaïque mais micromosaïque (les traînées de Töpler sont très fines). Le diagramme de Laue enfin lui paraît normal.

c - Les cristaux tordus sont allongés suivant l'axe a (1) et le bout libre du cristal correspond toujours à l'extrémité positive de cet axe. Ceci ne doit pas nous surprendre car l'axe a est polaire et la vitesse de croissance est plus élevée dans la direction positive de cet axe que dans la direction négative. Dans les conditions de croissance des cristaux tordus, elle est aussi supérieure à la vitesse dans la direction de l'axe c. Cela entraîne une impossibilité de croître pour de nombreux cristaux orientés différemment, par le simple jeu de la sélection géométrique. Les cristaux tordus se forment donc dans des milieux de croissance qui accusent la polarité de l'axe a.

d - La mensuration de 81 cristaux tordus montre que statistiquement le pas de l'hélice est lié à l'épaisseur du cristal : $h = (35 \pm 5) q$ (où h est le pas de l'hélice et q l'épaisseur du cristal). Mais le milieu de croissance exerce également une certaine influence : il existe un pas moyen pour chaque cavité d'une part, et d'autre part le pas augmente fréquemment à la fin de la croissance.

Tel est l'apport essentiel de Laemmlein à cette question des cristaux tordus. Il est très important.

Depuis ce travail, il n'y a pas eu, à notre connaissance, de recherche particulière sur ce problème. Les cristaux tordus ne font plus que l'objet de mises au point dans des ouvrages synthétiques sur les minéraux des fentes alpines ou sur le quartz.

Friedlaender (1951) s'intéresse surtout à la division en subindividus et à la nature du lien entre les subindividus : pourquoi ce lien est-il tel que l'individu a l'apparence d'un cristal tordu ? La conclusion de Friedlaender est que la genèse des quartz tordus est encore loin d'être élucidée et que la forme de la cavité, sa taille, comme la nature des solutions jouent sûrement un rôle, mais que les observations précises manquent à ce sujet.

C'est à une conclusion similaire que Frondel (1962) nous convie. Il rappelle que la structure des subindividus n'est pas tordue et que la torsion est une propriété exclusive de l'agrégat. Ceci implique que ses études aient porté exclusivement sur des cristaux ouverts. Frondel attire également l'attention sur la polarité de l'axe a.

b - Les cristaux tordus dans le massif du Mont-Blanc

Nous ne rechercherons pas pourquoi les subindividus sont décalés suivant une loi hélicoïdale. Il est clair en effet depuis le travail de Laemmlein, que la division du cristal en plusieurs subindividus séparés par des sutures est un phénomène facultatif et postérieur. Lorsque les cristaux acquièrent leur aspect tordu, ils ne sont pas formés de subindividus décalés les uns par rapport aux autres, du moins semble-t-il, pas au sens de Friedlaender : ils ont au contraire des faces très unies, sans sutures. Lorsque les subindividus apparaissent, la croissance tend déjà à se rapprocher de celle d'un cristal de quartz normal.

Les cristaux fermés retiendront donc seuls notre attention. Mais ces cristaux sont peu fréquents. Parmi la cinquantaine de spécimens examinés et qui proviennent du massif du Mont-Blanc, quatre individus seulement sont à peu près fermés. Un individu quasi parfait a été découvert récemment (R. Fournier, 1966) et sera décrit. Nous allons rechercher comment les couches sont initiées et comment elles s'étalent.

α - Description d'un cristal fermé presque parfait.

Origine : massif des Améthystes - Face Nord - altitude : 3000 m, cristal droit (fig. 12),
Dimensions : parallèlement à "c" = 21 mm,
parallèlement à "a" = 39 mm,
Épaisseur : 10 mm,
Rotation 12° pour 36 mm,
Pas de l'hélice : 108 mm.

(1) Le cristal décrit par Frondel (1936 et 1962, p. 73-74) allongé suivant l'axe c est d'un type inconnu au Mont-Blanc tout comme dans les massifs centraux des Alpes suisses.

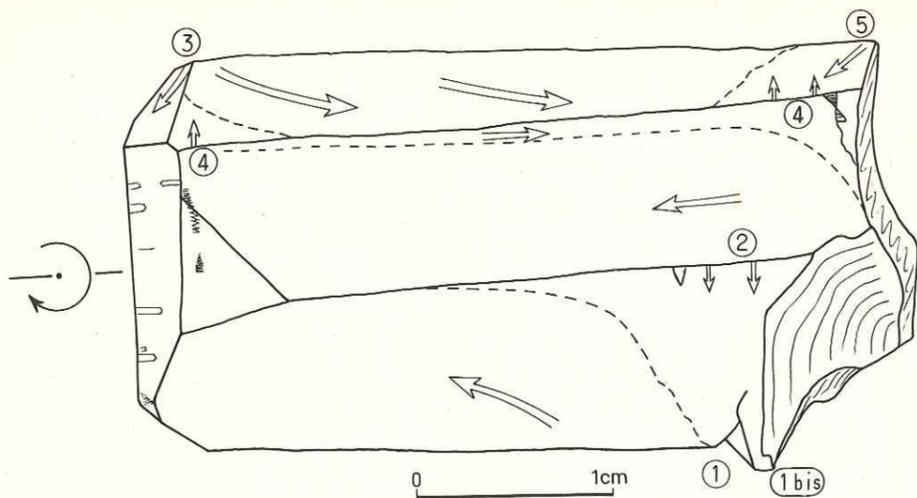


Figure 12 - Cristal tordu fermé. Pointe supérieure des Améthystes (face nord). Cristal droit.

Ce cristal se caractérise par la continuité et la régularité presque parfaite des arêtes qui séparent les grands rhomboédres (positifs et négatifs). Le schéma montre le cristal dans une orientation vraisemblablement proche de celle qu'il avait dans sa cavité. En effet, les faces du rhomboédre qui sont situées au-dessus sur le schéma montrent seules des figures de croissance simultanée avec la fluorine. On peut penser que des germes de fluorine se sont formés dans la solution, puis ont sédimenté sur les faces tournées vers le haut.



Figure 13 - Bout libre du cristal tordu de la figure 12.

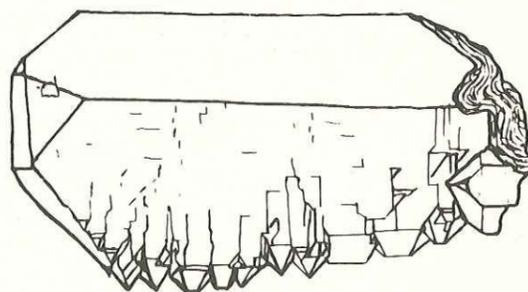


Figure 14 - Cristal tordu semi fermé. Rognons de Pierre Joseph. Cavité n° 5 (x 1,5).

- Les faces latérales de grande dimension.

Ces faces se caractérisent par un mode d'initiation et d'étalement des couches absolument unique parmi les cristaux de quartz examinés : il n'y a pas de germination bidimensionnelle sur la face (pointements pyramidaux ou monticules coniques), mais seulement initiation des couches à partir de sommets, secondairement à partir d'arêtes, et les couches montrent une difficulté à s'étaler, ce qui se traduit par la présence de gradins élevés.

Sur le rhomboédre positif les couches sont initiées essentiellement par le sommet (1) situé près de la base du cristal et descendent en marches d'escaliers en direction du trapézoèdre positif. Les lisières parallèles à ce trapézoèdre sont de véritables faces (fig. 2, pl. VII). Leur hauteur peut dépasser 100 microns. Cette face n'est pas plane mais fortement gauche.

Sur le rhomboédre négatif dont la surface est 2 fois plus petite que celle du rhomboédre positif les couches sont initiées essentiellement par le sommet (3) situé au bout libre du cristal et descendent en marches d'escalier en direction de la base. Comme le rhomboédre positif, cette face n'est pas plane mais fortement gauche.

Il existe également deux domaines accessoires où les couches sont initiées par l'arête (4) et le sommet (5) (avec quelques pointements pyramidaux liés peut-être à des déformations du cristal près de la base).

Sur le prisme, les couches sont initiées à la base du cristal et s'étalent en direction du bout libre (fig. 3, pl. VII), sauf au voisinage de l'arête (4) où elles se dirigent en sens inverse. Cette face est également gauche.

- Les faces terminales de petite surface.

Elles se caractérisent par la présence de germes bidimensionnels comme sur les cristaux normaux de quartz. Il existe pourtant sur le rhomboédre, en plus des germes bidimensionnels, une initiation des couches à partir du sommet (3). Le passage des rhomboédres au prisme n'est pas identique pour les 2 rhomboédres : il est brutal pour le rhomboédre positif où l'arête est nette et rectiligne, mais il est progressif pour le rhomboédre négatif : à la place d'une arête, on observe une succession de rhomboédres aigus.

- Les faces plagiédres.

Les deux trapézoédres positifs associés aux grandes faces du prisme sont bien développés ainsi que certains autres plus petits. Les trapézoédres négatifs existent également. Ils sont de petite dimension mais leur présence est sûrement significative car ces faces n'ont été observées que sur des cristaux tordus.

- Conclusions sur la morphologie externe de ce cristal - Généralisation.

Ce cristal est un cristal tordu, quasi parfait. Les autres cristaux examinés ont tous montré des traces d'ouverture, légères, mais suffisantes pour que l'étalement des couches en soit affecté. Un échantillon du musée de l'École des Mines de Paris (n° 10174) montre une disposition analogue des couches mais les faces sont moins brillantes et l'ouverture déjà bien amorcée. Le cristal (fig. 14) qui vient des Rognons de Pierre-Joseph (cavité n° 5) est encore plus ouvert. L'initiation et l'étalement des couches, tels qu'ils ont été décrits sur le cristal parfait, ne sont visibles que sur une seule face : le rhomboédre négatif opposé aux subindividus. Les sutures sont déjà très nombreuses.

En d'autres termes, la croissance d'un cristal tordu fermé est liée à une initiation des couches exclusivement à partir des sommets, les faces du bout libre exceptées. L'ouverture d'un cristal tordu fermé est liée à sa capacité de former des pointements pyramidaux sur les faces latérales, à sa capacité d'initier des couches à partir des arêtes rhomboédre-prisme et à sa capacité de transformer des faces courbes en faces planes.

β - Hypothèses sur le mécanisme de croissance des cristaux tordus tel qu'on peut le déduire de la morphologie.

- Formation des faces latérales gauches.

Un cristal dont les faces sont formées de couches initiées à partir d'un sommet et qui s'étaient avec difficulté, sera obligatoirement dissymétrique. Mais si la vitesse d'initiation des couches et leur vitesse d'étalement demeurent constantes, les faces resteront planes. Pour obtenir des faces gauches, il faut :

- soit que les vitesses d'initiation et d'étalement varient l'une par rapport à l'autre (Seager, 1953) ;
- soit que les couches s'empilent sans être parallèles.

Sans minimiser le rôle du premier mécanisme qui peut accroître le gauchissement des faces, il faut admettre que la deuxième possibilité est fortement suggérée par l'observation des faces latérales au microscope à contraste de phase. La disposition des anneaux montre que les couches font un certain angle les uns avec les autres et sont en zone. Tout se passe comme si sur un escalier formé de couches totalement passivées, les nouvelles couches s'étaient en descendant l'escalier, l'accrochage d'une couche sur l'autre n'étant plus qu'approximatif.

- Rotation du cristal à son extrémité libre.

Nous avons vu comment les faces latérales du cristal pouvaient devenir gauches et dissymétriques. Mais ces faces sont de grande superficie et n'avancent guère. Il faut comprendre maintenant ce qui se passe à la partie libre du cristal, c'est-à-dire là où le cristal pousse.

Au bout libre du cristal, l'arête tourne à droite pour un cristal droit, à gauche pour un cristal gauche. Pour expliquer cette rotation, il est nécessaire de rappeler une particularité importante de l'étalement des couches sur le prisme des cristaux de quartz. Laemmlein (1937) a montré sur des cristaux de Soura iz que les couches du prisme s'étaient deux à trois fois plus vite en direction de l'arête positive qu'en direction de l'arête négative. Ce phénomène a été également observé sur les cristaux du Mont-Blanc (fig. 8, pl. V). A partir de cette observation nous pouvons expliquer la rotation de l'arête terminale qui est une arête positive. Nous sommes en effet en présence de trois faces qui sont dans l'ordre de taille croissant : le rhomboèdre négatif, le rhomboèdre positif, le prisme.

Le rhomboèdre négatif est la face la plus petite, celle qui pousse le plus vite. C'est donc la face qui commande. On sait qu'elle n'est pas séparée du prisme par une arête mais par une série de rhomboèdres aigus. Il est donc vraisemblable que cette face initie des couches sur le prisme qui pousse moins vite qu'elle. Une fois les couches initiées, nous savons qu'elles s'étaleront plus vite en direction de l'arête positive terminale qu'en direction de l'arête négative et cela entraîne obligatoirement une rotation de la limite entre les deux faces du prisme, à droite pour un cristal droit, à gauche pour un cristal gauche.

Il reste à expliquer pourquoi cette limite devient arête, c'est-à-dire pourquoi là encore les couches ne s'empilent pas les unes parallèlement aux autres, ce qu'avait noté Nowacki (1936) sur des diagrammes de Laue des faces terminales de cristaux fermés.

γ - Durée de formation des cristaux tordus - Mode de gisement.

Les cristaux tordus fermés sont toujours petits. Ils sont d'autant plus ouverts qu'ils sont plus gros c'est-à-dire qu'ils ont poussé plus longtemps. On en déduit que la formation des cristaux tordus est un phénomène précoce et de courte durée dans la croissance des cristaux d'une géode. Si la croissance n'est pas rapidement arrêtée, ils se mettent à pousser comme des cristaux normaux et deviennent ouverts : les faces courbes sont remplacées par des faces planes qui font un certain angle les unes avec les autres.

Les cavités contiennent toujours soit de nombreux cristaux tordus, mélangés à des cristaux normaux, soit aucun cristal tordu. Les cristaux normaux qui accompagnent les cristaux tordus sont toujours trapus, ne sont pas maclés, ou très peu maclés, et portent des trapézoèdres de grandes dimensions. Toutes ces caractéristiques se retrouvent sur les cristaux tordus.

Les cavités à cristaux tordus sont toujours de petite dimension. Elles peuvent être allongées mais sont toujours de petite section : quelques dizaines de centimètres de diamètre le plus souvent. Les gisements sont fréquemment dans des granites : Mont-Blanc, Aar, Gothard. Mais un des gisements les plus célèbres, celui de Soura Iz est encaissé dans des schistes à chlorite (Laemmlein, 1945). Certaines régions enfin, pourtant riches en cristaux comme le Maderanertal, en sont totalement dépourvues (Weibel, 1966).

2 - LES CRISTAUX DE QUARTZ AMETHYSTE

Les cristaux de quartz améthyste sont rares dans le massif du Mont-Blanc. Une seule cavité a été observée dans la Pointe supérieure des Améthystes (n° 18). Ces cristaux forment un chapeau au-dessus d'un cristal de quartz enfumé normal (fig. 15e) à la manière des cristaux de quartz améthyste de nombreux gisements dans le monde : Aar, Tessin, Oural moyen, Madagascar, Brésil, etc... L'ensemble des deux individus forme ce que l'on a coutume d'appeler un sceptre.

a - Morphologie externe

Les rhomboèdres r et z sont également développés (sauf quand il y a distorsion de faciès) et sont difficiles à distinguer.

Les couches sur ces rhomboèdres peuvent être initiées à partir de pointements pyramidaux ou non, de morphologie assez particulière (fig. 4, pl. VII), mais pour l'essentiel cette initiation se fait à partir des arêtes et des sommets.

L'étalement des couches est difficile. Visiblement ces couches s'empilent bien mais s'étalent mal, ce qui conduit à des faces non planes et confère aux cristaux un aspect squelettique.

Le prisme est assez développé et plan. Mais il est finement strié et moins brillant que les rhomboèdres. Les faces plagiédres sont toujours absentes. Ceci est d'ailleurs une caractéristique des cristaux de quartz améthyste (Frondel, 1962).

b - Morphologie interne

Le cristal améthyste forme un chapeau sur un cristal enfumé normal et la croissance semble être initiée uniquement à partir du sommet du quartz enfumé. En dehors de cette région sommitale il n'y a pas continuité entre les deux individus. Dès le début de sa croissance, et jusqu'à la fin, le quartz améthyste est très lamellaire et les lamelles sont très fines. Il peut y en avoir jusqu'à 10 par mm, (fig. 5, pl. VII). Elles sont alternativement claires et foncées. Les lamelles foncées sont légèrement violacées dans les secteurs des rhomboèdres et plutôt fumées dans les secteurs du prisme. Les figures de croissance simultanée avec l'hématite (fig. 3, pl. II) montrent que la croissance du quartz a été la plus rapide au moment de la formation des lamelles claires. Le prisme avance très vite par rapport au rhomboèdre, pour les quelques cristaux examinés le rapport a/c varie de 0,8 à 1.

E - INCLUSIONS SOLIDES ET CROISSANCES SIMULTANÉES

Dans les cavités les cristaux de quartz sont associés à d'autres minéraux en un certain nombre de paragenèses qui sont figurées sur la figure 15 et seront étudiées en détail au chapitre III. Ici nous donnons seulement la liste des minéraux et les caractères généraux de leur croissance par rapport au quartz.

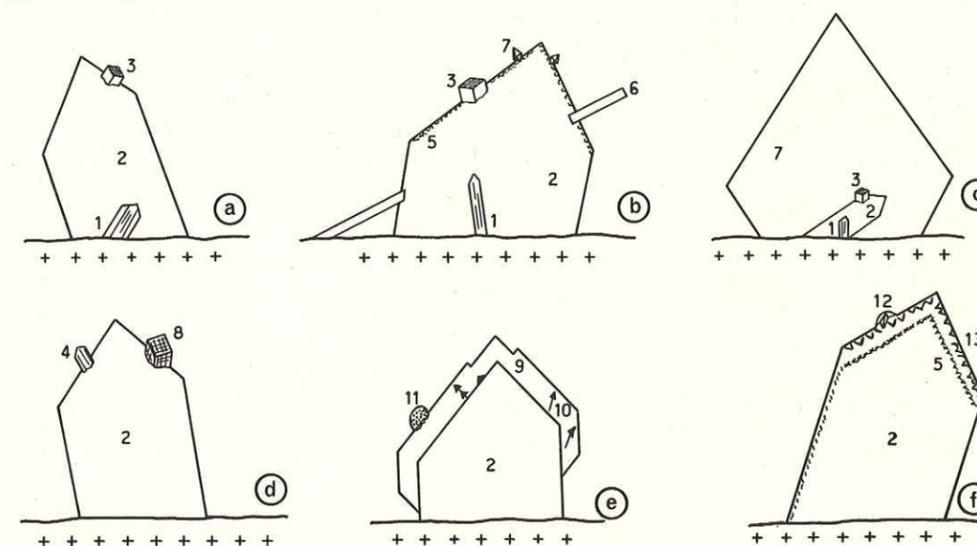


Figure 15 - Succession des cristallisations dans les six associations des cavités du granite du Mont-Blanc (cf. texte p. 108 et suivantes).

1. Epidote - 2. Quartz enfumé - 3. Orthose adulaire - 4. Albite - 5. Ripidolite - 6. Calcite - 7. Fluorine - 8. Ankérite - 9. Quartz améthyste - 10. Hématite - 11. Ripidolite altérée - 12. Lamelles de carbonate de fer - 13. Génération tardive de quartz et muscovite.

a - cavité n° 13 b - cavité n° 1 c - cavité n° 12
d - cavité n° 22 e - cavité n° 18 f - cavité n° 25

L'épidote est presque toujours précoce. La plus grande partie se forme entre le moment où la cavité s'ouvre et le moment où le quartz commence à croître. A ce moment, il l'englobe et l'orientation mutuelle des deux cristaux est quelconque. Ceci est visible dans de nombreuses cavités mais les plus beaux exemples sont ceux de l'Arête Charlet Straton. L'épidote peut continuer à croître simultanément avec le quartz, dans quelques cas :

- au début de la croissance du quartz : on obtient alors des figures de croissance simultanée entre les bâtonnets d'épidote et le quartz ;
- à chaque "accident" qui provoque une croissance plus rapide du quartz. Durant la croissance normale du quartz enfumé elle est généralement absente.

L'orthose adulaire forme des cristaux automorphes typiques, abondants dans la plupart des cavités du massif. On l'observe soit en épitaxie sur la microperthite du granite, soit sur le quartz avec lequel elle forme des figures de croissance simultanée. On ne la rencontre jamais à la base des cristaux de quartz. A la différence de l'épidote, l'orthose adulaire est assez tardive et pousse lorsqu'une grande quantité de quartz a déjà cristallisé.

L'albite qui n'est pas du péricline mais une albite vraie, est beaucoup moins abondante que l'orthose adulaire. On l'observe en épitaxie sur les plagioclases et parfois sur le quartz où elle pousse à la fin de la croissance de ce minéral.

La calcite forme des rhomboédres ou des lames qui laissent une marque dans le quartz, témoignant par là d'une croissance simultanée avec lui. La quantité de calcite actuellement visible semble très faible par rapport à celle qui a existé au moment de la formation des cavités. La plus grande partie a donc été dissoute et on n'en observe plus que les empreintes.

La fluorine ne s'observe qu'à la fin de la croissance du quartz. Les figures de croissance simultanée avec ce minéral sont très caractéristiques et fréquentes (fig. 1, pl. II). Elles montrent que la fluorine a été relativement abondante dans les géodes mais qu'une grande partie a actuellement disparu, vraisemblablement pour les mêmes raisons que la calcite. On trouve aussi de petits octaèdres de fluorine inclus dans le quartz à la fin de la croissance. La fluorine recouvre l'adulaire sans figures de croissance simultanée et lui est donc postérieure.

La chlorite est le minéral le plus abondant dans les cavités après le quartz. C'est une ripidolite (Lacroix 1900-1909) qui a cristallisé en vermicules contournés d'une centaine de microns de long et d'une quarantaine de microns de diamètre. Elle se forme toujours à l'extrême fin de la croissance du quartz et, lorsqu'elle est incluse et forme un fantôme dans le quartz, cela est dû habituellement à une deuxième génération de quartz qui a poussé dans des conditions différentes. La chlorite et le quartz enfumé s'excluent donc.

La dolomite ferrifère n'est pas très fréquente. Elle cristallise en rhomboédres simultanément avec le quartz (fig. 2, pl. II) sur lequel elle laisse des empreintes très nettes. Elle peut être aussi incluse mais est toujours tardive.

La muscovite est peu fréquente. Elle est associée à la génération tardive de quartz dans laquelle elle est incluse, ce qui signifie qu'il lui faut pour croître des conditions particulières, différentes de celles qui produisent le quartz enfumé. Cette question est longuement discutée dans ce travail (p. 119).

A l'hématite ont été rapportées les flèches incluses dans les améthystes, par analogie aux descriptions faites par Laemmlein (1951) de cristaux améthystes d'Uruguay. La morphologie de ces flèches est typique d'une croissance simultanée entre le quartz et l'hématite : l'hématite prend ses formes propres dans les lamelles brunes (croissance lente) et ne peut les conserver dans les lamelles claires (croissance plus rapide) du quartz (cf. fig. 3, pl. II).

IV - RECHERCHE DES IMPURETES DANS LES CRISTAUX DE QUARTZ

Une revue des nombreux travaux sur le contenu en impuretés des cristaux de quartz a été faite par Frondel (1962). Outre les recherches anciennes, plus ou moins fructueuses, destinées à élucider les causes de la coloration des cristaux de quartz, un grand effort a été réalisé ces dernières années pour :

- connaître l'influence des impuretés sur la croissance du quartz synthétique (Brown et Thomas, 1960) ;
- connaître la position des impuretés dans le cristal (Cohen, 1960 ; Kamentsev, 1965) ;
- relier les teneurs en impuretés aux variations des paramètres du réseau (Cohen et Sumner, 1958 ; Frank-Kamenetski, 1964 ; Kamentsev, 1965) ;

Ici on a recherché quels pouvaient être les contenus en impuretés de cristaux de quartz aussi différents que ceux de La Gardette et ceux du Mont-Blanc, comment ce contenu variait en

fonction des secteurs de croissance des faces et en fonction des zones, c'est-à-dire, des modifications du milieu de croissance dans les deux gisements. Les échantillons ont été prélevés par sciage des plaques polies et irradiées qui ont été utilisées pour les observations de la morphologie interne. On peut ainsi aisément séparer des secteurs ou des zones de croissance des cristaux et vérifier leur pureté au microscope ou à la loupe binoculaire. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire de spectrographie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Nancy) sous la direction de K. Govindaraju. Al, Li, Na, Mg, Fe, Ti, ont été recherchés suivant une méthode analytique qui est décrite en annexe n° II.

Au total 159 échantillons ont été analysés en six séries. Les quatre premières séries qui totalisent 89 échantillons (La Gardette, 46 ; Mont-Blanc, 43) sont d'une valeur semi-quantitative car l'erreur varie de ± 30 à ± 60 %. Ces résultats ne sont pas reportés dans les tableaux de teneurs. Mais tous les faits avancés ici ont d'abord été mis en évidence par les analyses semi-quantitatives, ce qui confère aux analyses quantitatives des deux dernières séries une représentativité qu'elles n'auraient pas, vu le petit nombre des échantillons analysés par cette dernière méthode. Les deux dernières séries (La Gardette, 35 échantillons ; Mont-Blanc, 35 échantillons) ont donné lieu à des recherches de reproductibilité particulières.

Tous les résultats sont donnés en atomes d'élément pour 10^6 Si, selon la coutume instaurée pour les analyses d'impuretés dans les cristaux de quartz.

A - CONTENU EN IMPURETES DES CRISTAUX DE LA GARDETTE

La construction des cristaux de La Gardette étant fortement zonaire et sectorielle, ces cristaux constituent un matériel de choix pour rechercher comment les impuretés sont ensevelies : en fonction de la nature de la face et en fonction des variations des conditions ambiantes.

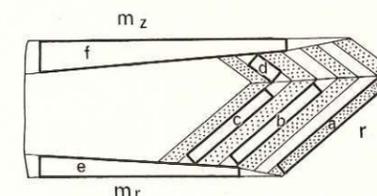


Figure 16 - Echantillonnage sur les cristaux de La Gardette.

Dans les secteurs de croissance des rhomboédres ont été isolées (fig. 16) :

- des lamelles brunes (a) et jaunes (b) du rhomboèdre positif afin de déterminer l'influence de la vitesse de croissance sur la teneur en impuretés ;
- des lamelles jaunes des deux rhomboédres (c et d) qui ont poussé rigoureusement au même moment afin de mesurer l'influence du caractère propre à la face sur l'ensevelissement des impuretés.

Dans le secteur de croissance du prisme, des secteurs complets de m_r et m_z ont été isolés (e et f). Il n'a malheureusement pas été possible de séparer les différentes lamelles dans les secteurs du prisme. 35 échantillons appartenant à 16 cristaux différents ont été analysés.

1 - ENSEVELISSEMENT DES IMPURETES EN FONCTION DES FACES

a - Les rhomboédres positifs et négatifs

Des lamelles jaunes de r et de z dont la croissance s'est faite au même moment ont été prélevées sur un cristal. Le contenu en impuretés des deux couples de lamelles permet de comparer le pouvoir d'ensevelissement des impuretés par les deux rhomboédres au cours de leur avancement.

Le tableau 3 donne les moyennes de deux analyses pour chaque face. On voit que les quantités d'impuretés sont comparables ; le rhomboèdre négatif ensevelit peut-être des quantités légèrement plus fortes de Al et Li et en outre, d'après les analyses semi-quantitatives, un peu moins de Ti. Bambauer (1961), sur 10 cristaux non lamellaires des Alpes suisses, a trouvé que les teneurs en impuretés des secteurs de croissance des deux rhomboèdres étaient très proches l'une de l'autre, mais que les secteurs de croissance du rhomboèdre positif captaient un peu plus d'impuretés. Cette faible divergence est vraisemblablement à mettre au compte des différences dans les milieux de croissance : les cristaux pour lesquels Bambauer a comparé les teneurs en impuretés des secteurs des deux rhomboèdres proviennent d'environnements relativement profonds et silicatés, alors que ceux de La Gardette proviennent d'environnements moins profonds et carbonatés.

	Al	Li	Na	Mg	Echantillons
r	1740	510	3,8	3,5	155 - 157
z	1920	560	1,2	2,1	154 - 156

Tableau 3 - Teneur en impuretés (At/10⁶Si) des lamelles jaunes de r et z formées au même moment.

b - Le prisme

Nous avons vu (cf. p. 30) qu'une particularité essentielle des cristaux lamellaires de La Gardette résidait dans une coloration différente des secteurs du prisme sous chaque rhomboèdre, et que ceci devait être lié à des contenus différents en impuretés. Une symétrie ternaire du contenu en impuretés des secteurs du prisme a d'ailleurs été mise en évidence par Bambauer, Brunner et Laves (1961) sur des cristaux lamellaires de Madagascar. 5 échantillons de m_r et m_z ont été analysés quantitativement (tableau 4). Ces résultats concordent avec ceux de 18 analyses semi-quantitatives.

	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	Li/100 Al	Echantillons
m _r	163	93	1,8	3,2	7,3	8,3	57	121-152 191-201-211
m _z	921	250	2,1	1,7	7,5	4,5	27	123-131-151 163-192

Tableau 4 - Teneur en impuretés (At/10⁶Si) des secteurs de croissance du prisme.

Nous constatons que m_z contient par rapport à m_r :

- 5 à 6 fois plus de Al ;
- 2 à 3 fois plus de Li mais avec un rapport Li/Al 2 fois moindre ;
- 2 fois moins de Ti.

c - Discussion : Influence de la cristallographie sur l'ensevelissement des impuretés

La figure 17 schématise un cristal de La Gardette en cours de croissance. Ce cristal est composé :

- couches du rhomboèdre r (1) avec leurs lisières (3) ;
- couches du rhomboèdre z (2) avec leurs lisières (3) ;
- couches du prisme m_r et m_z (3) avec leurs lisières (1) et (2).

Les rhomboèdres r et z ont une structure différente (Hartman, 1959). Le potentiel d'adsorption des couches sur les deux rhomboèdres est donc différent. Les lisières de ces couches par contre, qui ont une configuration de prisme, ont un potentiel d'adsorption identique puisque le prisme possède la symétrie hexagonale. Les couches sur le prisme présentent le tableau inverse : elles-mêmes ont un potentiel d'adsorption identique alors que leurs lisières montrent un potentiel d'adsorption différent suivant qu'il s'agit de m_r ou de m_z.

Puisque la symétrie de l'ensevelissement des impuretés est hexagonale dans les secteurs des rhomboèdres, et ternaire dans les secteurs du prisme, nous admettons avec Kern (1965) que les impuretés sont ensevelies essentiellement par les lisières et non par les couches. Ce résultat ne

doit d'ailleurs pas nous surprendre car nous avons vu (cf. p. 28) que les accessoires de croissance sur le prisme étaient constitués par des stries parallèles à l'arête prisme-rhomboèdre et non par des germes bidimensionnels. L'essentiel de la croissance des faces du prisme se fait par une initiation des couches à la base du cristal et un étalement en direction du sommet. Les couches sont

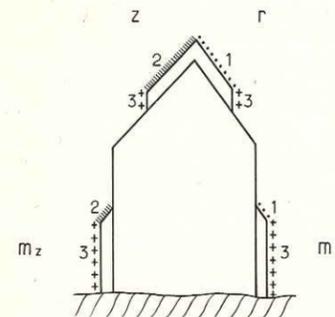


Figure 17 - Adsorption sélective sur les couches et les lisières d'un cristal de quartz.

Pour plus de clarté l'adsorption n'a pas été figurée sur tout le cristal.

Cette figure montre que la symétrie de l'adsorption des impuretés par les lisières est ternaire sur les faces du prisme et qu'elle est hexagonale sur les faces des rhomboèdres.

donc toujours bordées par des lisières identiques qui ont la configuration du rhomboèdre adjacent à la face. L'avancement des faces du prisme par germination bidimensionnelle à un endroit quelconque de la face aurait conduit à un tableau différent. Par formation sur les germes de lisières appartenant à chacun des deux rhomboèdres, la symétrie hexagonale du contenu en impuretés aurait été préservée.

2 - ENSEVELISSEMENT DES IMPURETES EN FONCTION DE LA VITESSE DE CROISSANCE

a - A l'échelle de l'individu

On l'étudie à travers l'avancement du rhomboèdre positif, face qui, grâce à la distorsion de faciès, produit les plus grands secteurs de croissance. Six lamelles jaunes et six lamelles brunes ont été analysées. En outre des analyses semi-quantitatives ont été faites sur 20 lamelles.

	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	Li/100 Al	Echantillons
- Lamelle jaune de r (début de la croissance des bandes)	1770	570	2,8	4,8	8,9	7,5	32	124-125 126-153 161-162
- Lamelle brune de r (fin de la croissance des bandes)	590	160	0,9	0,8	3,8	6,4	41	122-132 158-164 193-212

Tableau 5 - Teneur en impuretés (At/10⁶Si) des lamelles jaunes et brunes du rhomboèdre positif.

Nous constatons (tableau 5) que les teneurs en Al et Li sont beaucoup plus fortes, 3 fois plus environ, en début de croissance des bandes (croissance rapide), qu'en fin de croissance. Na, Mg, et Fe sont également ensevelis plus abondamment dans les lamelles jaunes. Le contenu en impuretés du quartz de La Gardette dépend donc étroitement de la vitesse de croissance.

Le rapport Al/Li doit lui aussi, être pris en considération bien que les différences soient faibles (elles avaient échappé lors des analyses semi-quantitatives). Pour 100 Al on observe une moyenne de 32 Li dans les lamelles jaunes et une moyenne de 41 Li dans les lamelles brunes. Cette différence paraît significative. Ceci laisse supposer que Al et Li sont plus liés dans les lamelles brunes que dans les lamelles jaunes. Or on sait que le couple Al-Li peut remplacer un Si et que ce défaut peut constituer un centre coloré potentiel (O'Brien, 1955; Bambauer, 1961). Nous devons donc conclure que les Al et les Li des lamelles jaunes n'entrent que pour un faible pourcentage dans les défauts Al-Li producteurs de centres colorés.

b - A l'échelle du gisement

La morphologie externe comme la morphologie interne nous ont montré que les cristaux poussaient d'autant plus lentement qu'ils étaient éloignés du Trias. Nous devons donc nous attendre à ce que les contenus en impuretés ne soient pas les mêmes pour des cristaux prélevés en des points différents du gisement. Les teneurs devraient décroître au fur et à mesure que l'on s'éloigne du Trias.

Distance au Trias	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	Echantillons
10 mètres	1550	470	1,8	0,7	5,3	5,6	237-238-239
180 mètres	920	310	1	2,6	5,5	4,2	234-235-236
255 mètres	430	180	1,2	1,6	6,9	5,2	231-232-233

Tableau 6 - Teneur en impuretés (At/10⁶Si) pour 9 cristaux en fonction de leur distance au Trias.

Les résultats ne sont pas rigoureusement identiques pour les trois cristaux dans chaque cavité. Ceci n'est pas étonnant, car les vitesses de croissance des cristaux varient d'un point à l'autre d'une même cavité. Mais la moyenne des échantillons groupés par cavité est éloquente (tableau 6). Elle montre que les cristaux contiennent d'autant plus de Al et de Li qu'ils ont poussé près du Trias. Ceci confirme à l'échelle du gisement ce qui a été observé à l'échelle de l'individu : les cristaux sont d'autant plus impurs qu'ils poussent plus vite.

Là encore cette évolution est confirmée par les analyses semi-quantitatives.

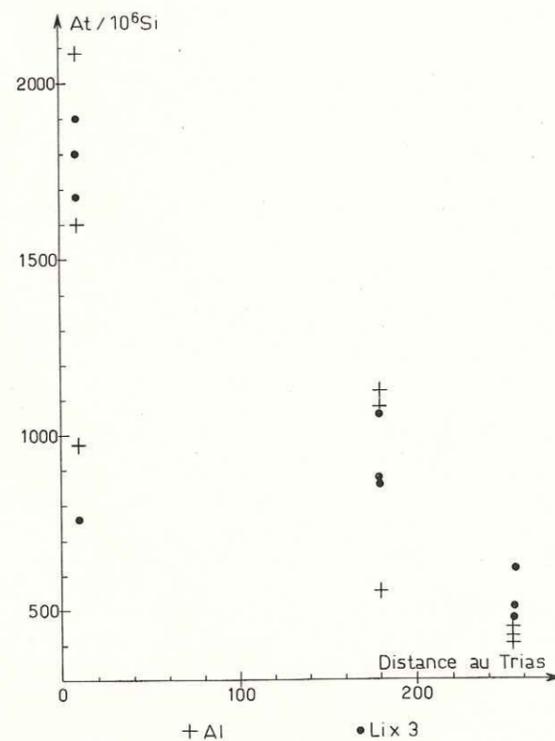


Figure 18 - Teneur en Al et Li des cristaux en fonction de leur distance au Trias.

B - CONTENU EN IMPURETES DES CRISTAUX DU MASSIF DU MONT-BLANC

Les 35 échantillons de quartz du massif du Mont-Blanc qui ont été analysés proviennent de 12 cristaux choisis pour leur représentativité à l'égard des paragenèses dans le massif (cf. fig. 15). La coloration est faible, mais la structure sectorielle est suffisamment nette pour qu'on puisse séparer les secteurs de croissance du prisme et des rhomboédres. Mais dans la majorité des cas les deux rhomboédres n'ont pas pu être distingués à cause de l'abondance des macles du Dauphiné.

Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti
13,7	14,9	7,5	2,8	4,6	3,7

Tableau 7 - Moyenne des teneurs en impuretés (At/10⁶Si) de 35 échantillons de quartz du massif du Mont-Blanc.

Le tableau 7 nous montre que les teneurs sont très voisines de celles de la matrice de quartz "spectrographiquement pur" qui a été utilisée pour fabriquer les étalons. Elles sont extrêmement faibles et ont été déterminées par addition (cf. Annexe II). Si nous comparons ces résultats à ceux trouvés par Bambauer (1961) sur 18 échantillons de quartz issus des granites de l'Aar :

Al = 41 atomes/10⁶Si ; Li = 23 atomes/10⁶Si ; Na = 2,7 atomes/10⁶Si ;

nous pourrions penser que les teneurs en Al et Li sont plus faibles dans les quartz du Mont-Blanc. En fait, il faut plutôt admettre que nous atteignons là les limites de ce que peut nous apporter la spectrographie et il est préférable de ne pas spéculer sur des différences qui ne recouvrent pas forcément des phénomènes réels.

1 - IMPURETES ET COLORATION

a - Impuretés dans les cristaux de quartz enfumé

Dans chaque cristal on observe une différence de coloration nette entre les secteurs des rhomboédres et les secteurs du prisme, mais on n'a pas observé de différences dans les contenus en impuretés. Ceci est logiquement imputable au manque de précision des analyses à ces très basses teneurs.

La coloration globale des cristaux n'est pas identique en tous les points du massif. Comme dans les massifs centraux des Alpes suisses, on observe au Mont-Blanc une augmentation de la densité de la couleur avec l'altitude. Au-dessous de 2400 mètres les cristaux sont incolores et méritent l'appellation de "cristaux de roches". Au-dessus de cette altitude la couleur enfumée est d'autant plus foncée qu'on s'élève et dès 3800-4000 mètres on trouve de véritables morions. Cette règle souffre certes des exceptions et il ne faut lui donner qu'une valeur approximative. La tendance est néanmoins très nette : plus on monte dans le massif, plus les cristaux sont colorés.

Ces variations de teinte nous ne pouvons pas les lier à des variations dans le contenu en impuretés, du moins pas d'après nos analyses. Il faut plutôt en rechercher les causes dans des variations de la dose d'irradiation naturelle reçue par les cristaux. La nature de cette irradiation reste à déterminer.

Ech ⁿ	Secteur	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	Couleur
221	rh + prisme	80	20	6	11	3,6	3,8	Violet
222	m ₁	7	13	6	1,8	4,8	2,6	Violet clair légèrement enfumé
223	m ₂	20	18	9	3,1	17	4,5	Violet pâle avec flèches d'hématite probable

Tableau 8 - Teneur en impuretés (At/10⁶Si) d'échantillons d'améthyste.

b - Impuretés dans les cristaux améthystes

Trois échantillons pris dans deux cristaux différents ont été analysés (tableau 8).

Ces analyses nous montrent que l'échantillon qui contient les flèches représentées fig. 3, pl. II, a une teneur en fer plus élevée. Ce minéral contient donc du fer. Son faciès analogue à celui du minéral décrit par Laemmlein (1951) dans des améthystes d'Uruguay laisse présager qu'il s'agit d'hématite. Les deux autres analyses montrent que la teneur en fer est très faible, du même ordre que celle des cristaux enfumés. Comme il est admis (FrondeI, 1962) que le fer est responsable de la couleur violette, il faut croire que ce fer ne doit pas avoir la même position dans le réseau des cristaux enfumés et dans le réseau des cristaux améthystes.

2 - IMPURETES ET FREQUENCE DES MACLES

Si nous classons les cristaux analysés en deux groupes :

- les cristaux peu ou pas maclés qui montrent un grand trapézoèdre,
- les cristaux très maclés sur lesquels le trapézoèdre est inexistant

nous obtenons les résultats suivants (tableau 9).

	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	n	Echantillons
Cristaux non maclés	8,3	11,4	5,3	2,8	3,3	4,1	11	241 à 252
Cristaux maclés	12,1	18	8,3	2,4	3,7	3,5	17	171 à 186 257 à 261

Tableau 9 - Moyenne des contenus en impuretés (At/10⁶Si) pour les cristaux non maclés et les cristaux maclés. n = nombre d'échantillons.

Même si la méthode analytique employée sous estime le contenu en impuretés, nous pouvons comparer les résultats entre eux et constater que les cristaux maclés contiennent plus d'impuretés, environ 50 % de plus, que les cristaux non maclés. Ce résultat est cohérent à un double point de vue. Lorsque les impuretés sont isomorphes et ont un produit de solubilité plus grand que celui du composé en croissance - ce qui est certainement le cas - le cristal les capte d'autant plus facilement que son déséquilibre dans la solution est grand (Zhmurova, Khaimov-Malkov, Bagdasarov et Akunelok, 1965). En considérant, comme première approximation, que les cristaux enfumés se sont formés dans des conditions de T et P identiques, nous pouvons en déduire que les cristaux non maclés ont dû se former dans un état plus proche de l'équilibre que les cristaux maclés. Nous savons d'autre part (Kern, 1961) que les macles se forment d'autant plus facilement que le déséquilibre est fort et que les impuretés par adsorption sur les couches abaissent l'énergie de formation des germes. Nous pouvons donc penser que les deux phénomènes, augmentation du déséquilibre et augmentation de l'adsorption, se sont conjugués pour la formation des macles dans les cristaux du Mont-Blanc.

C - ENSEVELISSEMENT DES IMPURETES ET VARIATION DES PARAMETRES DU RESEAU

Des déterminations précises des paramètres du réseau ont été effectuées au Laboratoire de rayons X du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques sous la direction de P. Leymarie.

Les diffractogrammes en retour ont été effectués sur nos échantillons et sur l'étalon de quartz Kozhim de l'Oural sub polaire (1) (Afanassieva, Kamentsev et Frank Kamenetski, 1959).

Les paramètres de ce quartz relativement pur sont à 18° C :

$$a = 4,91265 \pm 7,10 \cdot 10^{-5} \text{Å} \quad ; \quad c = 5,40441 \pm 5,10 \cdot 10^{-5} \text{Å}$$

(1) Cet étalon nous a été obligeamment communiqué par V.A. Frank Kamenetski.

Trois diffractogrammes ont été effectués pour chaque échantillon à 25° ± 1° C et les raies :

{420}	θ CuK α ₁	=	73°29
{324}	θ CuK α ₁	=	76°74
{216}	θ CuK α ₁	=	78°52

ont été choisies pour la cohérence de leurs résultats.

da a été calculé à partir des couples {420} - {324}
{420} - {216}

dc a été calculé à partir des couples {420} - {216}
{324} - {216}

La reproductibilité des mesures est de 1.10⁻⁴Å. La précision est nettement moins bonne car tous les couples de raies ne donnent pas des résultats identiques. Ainsi les résultats publiés dans Poty (1967), et qui ont été obtenus avec d'autres couples de raies, montrent des variations dans le même sens mais les valeurs absolues ne sont pas les mêmes. Ceci, d'une façon générale, rend très délicates les comparaisons entre résultats pris à des sources différentes.

1 - CRISTAUX DE LA GARDETTE

Les lamelles jaunes du rhomboèdre positif, dont le contenu en impuretés est élevé, ont un réseau très dilaté (tableau 10). Ce résultat est inattendu. Il signifie que les impuretés sont pour une large part dans le réseau, Al remplaçant Si (Frank Kamenetski, 1964 ; Kamentsev, 1965). Comme la densité des centres colorés y est faible, le déficit de valence provoqué par cette substitution est vraisemblablement compensé par l'hydrogène et non par le lithium : on sait en effet que le défaut Al-Li est un centre coloré potentiel mais que le défaut Al-H n'en est pas un (Bambauer, 1961). Une bonne partie des impuretés doit donc se trouver en bourrage dans les canaux : ce sont les impuretés interstitielles des auteurs américains (FrondeI, 1962), qui provoquent la forte expansion du paramètre a.

Echantillon	Secteur	10 ⁻⁴ Å		At/10 ⁶ Si	
		da	dc	Al	Li
94	r - lamelle jaune	+ 8,2	+ 3,3	1020	480
6	r - lamelle jaune	+ 8,5	+ 3,5	910	350
4	r - lamelle brune	+ 4,9	+ 0,5	425	250
92	r - secteur brun	+ 4,1	+ 1,5	580	220
93	r - secteur brun	+ 4,6	+ 2,2	480	230
20	m _r	+ 3,0	- 0,7	90	
19	m _z	+ 3,3	+ 0,5	350	
16	m _z	+ 2,8	+ 1,0	640	

Tableau 10 - Variations des paramètres du réseau d'échantillons de La Gardette par rapport à l'étalon russe Kozhim. Les analyses spectrographiques sont semi-quantitatives (erreur ± 50 %).

Puisque le passage d'une bande de croissance à l'autre est brutal on doit s'attendre à une variation brusque des paramètres du réseau. Cette variation est probablement à l'origine du clivage rhomboédrique que montrent les lames de cristaux de La Gardette à la limite entre deux bandes de croissance. C'est ce qu'on appelle l'hétérométrie (Shternberg, 1962).

2 - CRISTAUX DU MONT-BLANC

Les différences avec l'étalon Kozhim sont très faibles :

da oscille autour de + 1,8 . 10⁻⁴Å ; dc oscille autour de + 0,5 . 10⁻⁴Å.

V - CONCLUSION. - LE QUARTZ LAMELLAIRE ET LE QUARTZ MACROMOSAIQUE : DEUX MODES DE CROISSANCE DU QUARTZ

Les descriptions précédentes nous amènent à conclure que le quartz de La Gardette est un quartz lamellaire, c'est-à-dire un quartz à structure essentiellement zonaire, et le quartz du Mont-Blanc est un quartz macromosaïque, c'est-à-dire un quartz où la division en zones est rare et où la structure sectorielle apparaît seule. Résumons les caractères de ces deux types de quartz dans le tableau 11.

Quartz de La Gardette	Quartz du Mont-Blanc
- Structure fortement zonaire. Les lamelles de croissance ont des contenus en impuretés différents	- Structure essentiellement sectorielle.
- Contenu en impuretés élevé	- Contenu en impuretés très faible
- Dimensions généralement faibles	- Souvent grandes dimensions
- Allongement (= c/a) élevé	- Allongement (= c/a) faible
- Distorsion de faciès forte	- Distorsion de faciès faible
- Absence de sutures	- Présence de sutures
- Facès plagiédres de faibles dimensions	- Trapézoèdre bien développé ou inexistant Dipyramide trigonale généralement absente.
- Macles du Dauphiné peu importantes	- Macles du Dauphiné parfois absentes mais le plus souvent abondantes
Macles du Brésil abondantes	Macles du Brésil très rares
Macles à axes inclinés existantes	Macles à axes inclinés inconnues

Tableau 11 - Caractères comparés des cristaux à structure lamellaire (La Gardette) et des cristaux à structure macromosaïque (Mont-Blanc).

Nous ne sommes pas en mesure d'expliquer dès maintenant toutes ces différences ; aussi, nous allons seulement en examiner quelques unes.

A - LA STRUCTURE ESSENTIELLEMENT ZONAIRE OU ESSENTIELLEMENT SECTORIELLE DES CRISTAUX

La structure sectorielle apparaît seule quand les conditions de croissance n'ont pas varié de façon brusque. La structure zonaire apparaît lorsque les conditions ambiantes ont varié fortement durant la croissance du cristal.

Il semble que la *taille de la cavité* soit un facteur qui décide indirectement du type de structure.

Les cristaux à structure seulement sectorielle se trouvent toujours dans de petites cavités non fracturées. L'exemple le plus typique est celui des cristaux tordus que l'on rencontre seulement dans les petites cavités closes, non reliées à d'autres cavités par des fractures. Là le système est relativement fermé et les variations des conditions de croissance doivent être assez lentes.

Les cristaux à structure essentiellement zonaire se rencontrent surtout dans de grandes cavités ou des cavités reliées entre elles par des fractures. Le gisement de La Gardette est un gisement typique à cet égard : une fracture longue de plus de 300 mètres relie entre elles des cavités qui sont déjà relativement grandes. Chaque rejeu de la fracture, en agrandissant les cavités (cf. fig. 28), provoque une baisse brutale de la pression et le cristal n'est plus à l'équilibre dans sa solution : il se met à croître.

Ceci est une première condition. Mais pour obtenir des lamelles à contenus en impuretés différents et suffisamment élevés pour que la symétrie du cristal soit abaissée (Bambauer, Brunner et Laves, 1961), il faut que l'ensevelissement des impuretés soit important.

L'ensevelissement des impuretés dans un cristal en croissance est régi par plusieurs facteurs dont le dépassement β des conditions d'équilibre du cristal dans sa solution et la stabilité de la couche adsorbée.

Lorsqu'il s'agit d'impuretés isomorphes, ce qui est le cas des impuretés qui nous préoccupent, la teneur dans le cristal croît lorsque la vitesse d'avancement de la face croît (Bliznakov, 1965). C'est ce qui a été mis en évidence pour les cristaux de La Gardette : les lamelles jaunes de r sont plus impures que les lamelles brunes. Postulons que la teneur en impuretés dans la solution est constante, ce qui est une approximation convenable puisque seul le quartz pousse, c'est le coefficient k de répartition des impuretés entre le cristal et la solution qui varie. Il est inférieur à 1 et décroît lorsque le degré de dépassement β décroît (Zhmurova, Khaimov-Malkov, Bagdasarov et Akunelok, 1965). Tout ceci permet de comprendre correctement ce qui se passe au cours de la croissance des cristaux de La Gardette où les variations dans les teneurs ne dépassent pas un ordre de 10.

Dans le cas des cristaux du Mont-Blanc, le degré de dépassement β des conditions d'équilibre influe lui aussi sur le coefficient de répartition k car les cristaux non maclés sont plus purs que les cristaux maclés. Mais la différence n'est pas grande et les cristaux lamellaires du massif (Charlet Straton, Améthystes) sont encore très purs. On ne peut donc pas penser que le degré de dépassement soit le facteur qui entraîne des différences aussi importantes dans les teneurs en impuretés des cristaux de ces deux types de gisements. D'ailleurs, l'état de surface des cristaux du Mont-Blanc (pointements pyramidaux et monticules coniques) ne laisse pas présumer que les cristaux aient été à l'équilibre dans leur solution.

Il faut alors examiner la stabilité de la couche adsorbée. Mais nous ne pourrions répondre sur ce point qu'après étude des milieux de croissance et de l'environnement géologique.

B - TAILLE ET ALLONGEMENT DES CRISTAUX

Des deux gisements étudiés, nous retirons l'indication que :

- à un faible contenu en impuretés correspondent de gros cristaux trapus ;
- à un fort contenu en impuretés correspondent des cristaux petits et allongés.

Ceci est connu pour d'autres gisements. A titre d'exemple, voici (tabl. 12) les teneurs en impuretés de cristaux comparables à ceux qui sont étudiés ici (Bambauer, 1961).

	At/10 ⁶ Si		
	Al	Li	H
- Quartz enfumé Göschenalp (Massif de l'Aar) 245/3	55	37	7
- Quartz lamellaires			
37 Vättis (Grisons)	300	125	130
203/a Calanda (Grisons)	340	105	160
227 Windgällen-Hütte (limite nord du Maderanertal)	550	235	230

Tableau 12 - Contenu en impuretés de cristaux à structure macromosaïque et de cristaux à structure lamellaire (in Bambauer, 1961).

Bambauer, Brunner et Laves (1962) considèrent que le faciès du quartz ne peut pas toujours être relié avec rigueur au contenu en impuretés mais que toutefois :

- le quartz à habitus pennique, allongé, montre généralement une teneur en impuretés supérieure à la moyenne ;
- les quartz lamellaires à teneur en impuretés élevée sont en moyenne plus petits que les quartz ordinaires à teneur basse.

Gansser (1963) montre que pour des cristaux de Muzo (Andes de Colombie), la longueur est proportionnelle à la teneur en hydrogène.

Nous pouvons donc considérer que le phénomène revêt un caractère de généralité. L'ensevelissement des impuretés Al, Li, H : freine la croissance et élève le rapport des vitesses de croissance selon c et a .

Le mécanisme par lequel les cristaux lamellaires s'allongent est un freinage préférentiel de la croissance du prisme. Nous savons en effet que le prisme n'avance qu'à la fin de la croissance des bandes (cf. p. 34) et que durant la période où le cristal croît le plus vite le prisme n'avance que par des couches initiées à la base du cristal, c'est-à-dire par croissance du rhomboèdre.

En d'autres termes pour les cristaux de La Gardette, il existe des moments où la croissance du prisme est complètement inhibée. Pour les cristaux du Mont-Blanc le tableau est totalement différent : le prisme forme des germes bidimensionnels (fig. 1, pl. VI) et avance vite.

C - LA DISTORSION DU FACIES

La distorsion du faciès des minéraux naturels et du quartz en particulier est interprétée de façon différente par les auteurs russes et les auteurs américains. Newhouse en 1941 réalise des expériences de croissance cristalline dans des solutions mobiles et constate que la croissance est plus rapide du côté au courant que du côté sous le courant. Extrapolant ce résultat aux cristaux naturels, il déclare que les distorsions du faciès nous indiquent le sens d'écoulement des solutions minéralisantes. Bien que cette idée ait été critiquée par Bandy (1942) qui voit dans la distorsion l'indication des côtés du cristal qui regardent vers le haut ou vers le bas, elle a été reprise par plusieurs auteurs dont Engel. Engel (1948) étudie les filons de cristaux de quartz de l'Arkansas. Il observe un millier de cristaux en place, voit que les grandes faces sont tournées vers le bas et conclut curieusement que ce sont ces faces qui avancent le plus vite. Il mesure également l'épaisseur de couches de croissance homologues du prisme, et trouve que ce sont celles qui regardent vers le bas qui sont les plus épaisses. Engel en conclut que les solutions viennent du bas. C'est dans une tout autre direction que s'engage l'école russe à la suite de Laemmlein (1941). Les observations de Laemmlein ont été exposées (cf. p. 24). Elles expliquent pourquoi les cristaux de La Gardette ont des distorsions du faciès plus importantes que ceux du Mont-Blanc, et nous n'y reviendrons pas sinon pour en rappeler la conclusion : l'origine de la distorsion ne doit pas être recherchée dans le mouvement des solutions minéralisantes mais dans les très faibles courants de convection qui prennent naissance dans les cavités closes lorsque des cristaux croissent. C'est l'hypothèse reprise par Grigoriev (1947). Effectivement on peut reproduire des distorsions de faciès en milieu immobile. Mokievski (1953) montre que des cristaux d'epsomite qui sont verticaux dans le cristalliseur croissent avec un habitus normal alors que ceux qui sont horizontaux acquièrent une distorsion du faciès. Mais cette distorsion est inverse de celle qu'on observe dans la nature : le côté qui pousse le plus vite regarde vers le bas.

Le problème de l'origine de cette distorsion du faciès n'est donc pas résolu, et nous proposerons une nouvelle hypothèse. La mensuration des couches homologues du prisme (côté haut et côté bas) sur 100 cristaux de La Gardette, montre contrairement aux observations de Engel que la vitesse d'avancement des faces tournées vers le haut est généralement plus grande (fig. 9 et 10). Il paraît donc logique de rattacher cette croissance plus rapide aux perturbations engendrées sur les faces par la sédimentation de particules étrangères visibles ou non visibles qui est très importante dans ce gisement.

D - LES MACLES

Il existe une grande différence dans l'aptitude des cristaux de ces deux gisements à former des macles. Les cristaux purs du Mont-Blanc contiennent de nombreuses macles du Dauphiné, les cristaux très impurs de La Gardette contiennent plutôt des macles du Brésil et des macles à axes inclinés.

La macle du Dauphiné est une transformation peu importante et on peut la fabriquer comme la faire disparaître artificiellement. Tsinzerling (1964) indique que la fabrication des macles selon la loi du Dauphiné est d'autant plus aisée que le cristal est plus pur. Les impuretés, Al en particulier, gênent le léger déplacement des tétraèdres qui est nécessaire à la transformation. Par leur

pureté les cristaux du Mont-Blanc seraient donc le type même des cristaux où les macles du Dauphiné peuvent se former facilement.

La macle du Brésil nécessite une transformation beaucoup plus importante puisque les hélices de tétraèdres des cristaux maclés ne s'enroulent pas dans le même sens. En fait cette macle est constituée de deux cristaux différents accolés et cela explique pourquoi on n'a jamais pu obtenir mécaniquement des macles du Brésil (Frondele, 1962). Les macles du Brésil comme les macles à axes inclinés ne peuvent être en réalité que des macles de croissance (Tsinzerling, Ourousovskaja et Govorkov, 1961). Selon Kern (1961) deux phénomènes peuvent activer la germination des macles de croissance, le degré de dépassement de l'équilibre β et l'adsorption d'impuretés. Nous voyons ici que l'adsorption des impuretés doit jouer un très grand rôle.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

Chapitre II

LES MILIEUX FLUIDES DE CROISSANCE

I - GENERALITES SUR LES INCLUSIONS FLUIDES

Au début de ce chapitre, il n'est pas dans notre intention de faire un exposé exhaustif sur l'origine, les méthodes d'étude et la signification des inclusions fluides dans les cristaux. Notre propos est seulement de rappeler quelques notions indispensables à la compréhension du chapitre et qui seront utiles au lecteur non familier des inclusions fluides. Pour une approche plus profonde le lecteur est renvoyé aux nombreux articles ou traités parus dans ce domaine, et en particulier aux travaux suivants : Sorby (1858), Ingerson (1947), Ermakov (1950 et 1965), Deicha (1955), Laemmlein (1956), Smith (1963) et Ypma (1963).

A - LES DIFFERENTS TYPES D'INCLUSIONS FLUIDES

Les cavités contenant des fluides dans les cristaux ont essentiellement deux origines : elles se forment soit au cours de l'avancement des faces, arêtes ou sommets du cristal, soit lors de la cicatrisation des fractures durant la croissance ou après la croissance du cristal. A ces trois modes de formation correspondent ce qu'on appelle conventionnellement les inclusions primaires, les inclusions d'apparence secondaire et les inclusions secondaires.

Les inclusions primaires ont généralement pour origine une gêne locale dans l'étalement et l'empilement des couches. Des corps étrangers déposés sur une face en cours de croissance perturbent l'avancement de cette face et derrière eux on constate fréquemment la présence de cavités remplies de fluides. Ce cas de formation d'inclusions fluides primaires, fréquemment décrit dans la littérature, est probablement un des plus courants. Une gêne dans l'étalement des couches peut également être provoquée par l'adsorption de bulles de gaz sur une face. Klia et Laemmlein (1961) ont reproduit ce phénomène expérimentalement et observé un cas où il a dû exister dans des cristaux de quartz de Volhynie (Ukraine). Un tel cas de formation d'inclusions fluides primaires doit être fréquent lorsque des fluides, à la fois riches en CO₂ et dans le domaine sous critique, se trouvent dans une zone affectée par la tectonique cassante. La composition des fluides inclus est alors variable, y compris pour des cavités formées au même moment.

La cicatrisation incomplète des fractures est de loin le processus le plus fréquent de formation des inclusions fluides. Lorsque la cicatrisation se produit à un moment repérable de l'histoire du cristal ces inclusions sont aussi précieuses que les inclusions primaires. On les appelle inclusions d'"apparence secondaire" (Ermakov, 1950) puisqu'en réalité elles n'ont des inclusions secondaires que l'apparence.

Les inclusions secondaires sont celles qui se sont formées à un moment non repérable. Elles témoignent d'événements dans l'histoire du cristal qui sont postérieurs ou non à sa croissance. Ces événements bien qu'on ne connaisse pas leur âge exact ne sont pas toujours dénués d'intérêt.

B - LES INCLUSIONS FLUIDES EN TANT QU'ÉCHANTILLONS DU MILIEU DE CROISSANCE

Ces cavités contiennent des reliques du milieu qui a baigné le cristal lors de sa croissance. Sous réserve que leurs parois aient été étanches - postulat général de l'étude des inclusions fluides sur lequel nous reviendrons en conclusion de ce travail - un certain nombre de propriétés du fluide initial seront conservées : sa densité, et sa composition chimique qu'on pourra analyser.

La densité d'un fluide est un renseignement précieux car il permet de relier de façon linéaire la température et la pression à l'intérieur de l'inclusion. A la condition qu'aucun échange de matière ne se soit produit avec l'extérieur, la température et la pression de formation de l'inclusion seront donc figurées par un point de la courbe d'égale densité du fluide inclus courbe appelée isochore.

C - METHODE D'ETUDE

Les méthodes d'étude des inclusions fluides sont actuellement très variées et vont des plus rudimentaires comme la décrépito-métrie aux méthodes les plus sensibles comme l'analyse des gaz par spectrométrie de masse et les plus précises comme l'analyse des sels dissous par ultra-microchimie. Ici, nous ne parlerons que de la méthode utilisée au cours de ce travail : l'observation des transformations de phases sous le microscope au cours du chauffage et de la réfrigération. Pour présenter cette méthode nous distinguerons deux cas : celui des inclusions riches en eau et celui des inclusions riches en CO₂.

1 - INCLUSIONS FLUIDES RICHES EN EAU

Lorsqu'on refroidit fortement l'inclusion la solution aqueuse gèle (fig. 20). Si on la réchauffe lentement la température à laquelle le dernier cristal de glace fond, ou température de fusion T_f, est généralement inférieure à 0°C. L'abaissement du point de fusion est une fonction de la teneur en sels dissous.

NaCl est le principal responsable de cet abaissement de la température de fusion. Si on se reporte au diagramme H₂O-NaCl (fig. 21) on peut alors déterminer une teneur en équivalent NaCl qu'on écrit dans ce travail (NaCl). La présence de KCl influence peu la valeur de la température de fusion, par contre celle de CaCl₂ peut la modifier de manière importante (Roedder, 1962-1963). Le comportement au chauffage des inclusions aqueuses est fonction de leur degré de remplissage (fig. 19 a). La bulle de vapeur disparaîtra par homogénéisation en phase liquide ou le liquide disparaîtra par homogénéisation en phase gazeuse selon que la densité du fluide homogène sera supérieure ou inférieure à la densité critique. Lorsqu'on poursuit le chauffage cette densité est conservée et le point figurant les conditions P et T du fluide inclus se déplace sur la courbe d'égale densité ou isochore. Les isochores de l'eau pure ont été déterminés expérimentalement par Kennedy (1950), ceux des solutions aqueuses de NaCl par Klevtsov et Laemmlein (1959).

Une inclusion dont le contenu a été homogénéisé en phase liquide fera apparaître au cours du refroidissement une phase gazeuse. Ce phénomène est identique, par l'aspect, à une ébullition passagère mais comme il se produit par baisse de T et P on l'appelle rétro-ébullition.

2 - INCLUSIONS FLUIDES RICHES EN CO₂ (fig. 19 b)

Le CO₂ étant soluble dans l'eau en faible proportion à température ordinaire, les inclusions riches en CO₂ contiendront à une température supérieure à 31° une phase riche en CO₂ (fluide supercritique) et une phase riche en eau avec un peu de CO₂ dissous. La solubilité du CO₂ dans l'eau et de l'eau dans le CO₂ à la température ambiante a été déterminée par Wiebe et Gaddy (1940-1941).

Au cours du refroidissement au-dessous de 31° C, si la densité du CO₂ n'est ni trop faible ni trop forte, une deuxième phase riche en CO₂ apparaîtra. L'inclusion contiendra donc trois phases fluides. Cette nouvelle phase sera gazeuse si la densité est supérieure à la densité critique, elle sera liquide si la densité est inférieure à la densité critique. Comme pour l'eau la température à laquelle apparaîtra, ou disparaîtra, cette deuxième phase riche en CO₂ est une fonction de la densité. Elle permet donc de la déterminer en se reportant aux courbes PVT du CO₂ établies par Kennedy (1954).

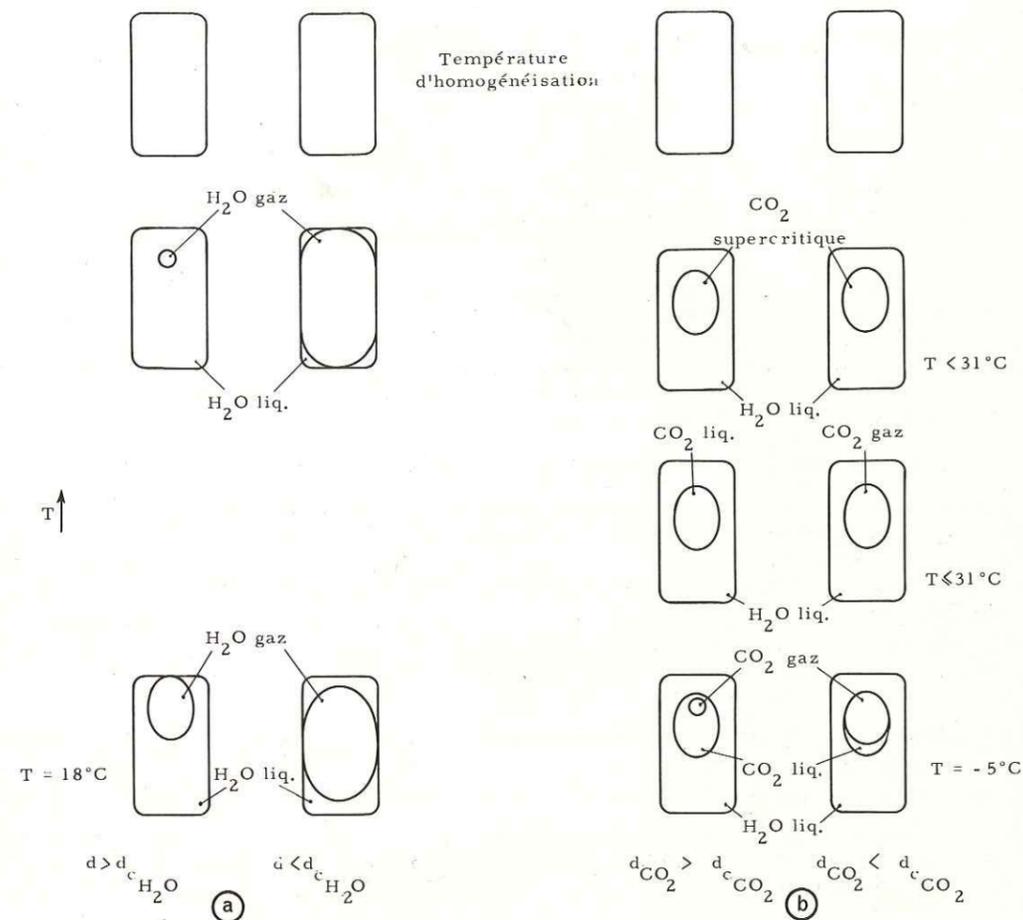


Figure 19 - Schéma des transformations de phases dans une inclusion fluide au chauffage. d_c = densité critique. a : inclusions riches en eau ; b : inclusions riches en CO₂.

La miscibilité de CO₂ et H₂O à haute température a fait l'objet des recherches de Khitarov et Malinin (1958) et de Takenouchi et Kennedy (1964). Ces auteurs nous ont donné la forme et la position de la surface qui sépare le domaine à deux phases du domaine à une phase (fig. 26).

En résumé, lorsqu'on élève la température d'une inclusion qui contient 3 phases fluides, dont deux phases riches en CO₂, on observe successivement deux homogénéisations. La première est l'homogénéisation des phases riches en CO₂. Elle peut se réaliser en phase gazeuse ou en phase liquide. La seconde est l'homogénéisation des phases riches en CO₂ et riches en H₂O. Elle peut également se réaliser en phase gazeuse ou en phase liquide. Cette faible miscibilité de CO₂ et H₂O à température ordinaire est pour nous d'une grande importance. Elle donne en effet la possibilité d'un véritable dosage du CO₂ contenu dans l'inclusion sous réserve qu'une troisième phase fluide puisse apparaître à la réfrigération. Le calcul se fait, en tenant compte du CO₂ dissous dans l'eau, et cela ne dépasse guère 1,8 moles % à température ordinaire, de la densité de la phase riche en CO₂, et du rapport volumique des phases riches en CO₂ et riches en H₂O. Le traité le plus complet à ce jour du système CO₂ - H₂O tel qu'il nous intéresse pour l'étude des inclusions fluides se trouve dans le travail de Ypma (1963).

A la réfrigération ces inclusions ne forment, le plus souvent, que de l'hydrate de CO_2 : $\text{CO}_2 \cdot 5 \frac{3}{4} \text{H}_2\text{O}$ corps transparent et faiblement réfringent qui fond à une température supérieure à 0°C (Roedder, 1963). Il n'est donc pas possible, dans ce cas, d'apprécier la teneur en équivalent NaCl de la phase aqueuse.

II - LES FLUIDES ASSOCIES AU GISEMENT DE LA GARDETTE

A - DESCRIPTION ET ESSAIS THERMIQUES

1 - LES FLUIDES INCLUS DANS LES CRISTAUX DE QUARTZ DU FILON

Les cristaux de La Gardette contiennent des inclusions primaires, des inclusions secondaires et des inclusions d'apparence secondaire. Les inclusions primaires sont surtout fréquentes dans les régions où l'avancement des faces a été perturbé par des dépôts, c'est-à-dire à l'aval de ces dépôts. Les inclusions d'apparence secondaire sont celles qui proviennent de la cicatrisation de fractures. Les plus intéressantes d'entre elles se sont formées au cours de rejeux de la diaclase dans laquelle se trouve le filon. L'étude de ces fractures conjointement à celle des bandes de croissance permet de suivre l'évolution de la phase fluide au cours de la formation des cristaux. Ainsi les fractures T_1 et T_2 (fig. 22) nous donnent des renseignements sur les bandes de croissance 3 et 7.

Le travail qui suit a été effectué sur les seules inclusions d'apparence secondaire qui sont abondantes, et dont le repérage chronologique est facile dans ces cristaux lamellaires.

a - Description des inclusions d'apparence secondaire

Ces inclusions ont des formes et des tailles très variables. Les plus grandes d'entre elles dépassent plusieurs centaines de microns et n'ont jamais de formes cristallographiques, tandis que les plus petites, au-dessous d'une vingtaine de microns, prennent fréquemment la forme de cristaux négatifs (fig. 1 et 2, pl. VIII).

On peut classer ces inclusions en deux groupes :

- inclusions à deux phases fluides ;
- inclusions à deux phases fluides et une phase solide.

Les premières sont de loin les plus importantes. On les observe dans tout le gisement et dans presque toute l'histoire des cristaux. Elles ne montrent que deux phases fluides : une phase liquide et une phase gazeuse.

Les secondes s'observent dans tout le gisement mais seulement à la fin de la croissance des cristaux. Elles contiennent une phase solide, constituée d'aiguilles assemblées à la manière d'un oursin, et dont la taille varie en proportion directe de celle de la cavité (fig. 3a, pl. VIII). Ceci indique que cette phase solide a cristallisé au cours du refroidissement après fermeture de l'inclusion.

b - Comportement au chauffage

Seules les phases fluides ont été homogénéisées. La phase solide n'a jamais pu être dissoute dans les conditions d'expérience. Toutes les inclusions d'une même fracture s'homogénéisent à la même température en phase liquide. Ceci est vrai également pour toutes les fractures des différentes zones de croissance, qu'elles appartiennent au premier ou au deuxième groupe, et pour tout le gisement. Cette température remarquablement constante de 206 à 208°C a été mesurée sur plusieurs dizaines de fractures.

c - Comportement à la réfrigération

On n'a jamais pu mettre en évidence de troisième phase fluide au cours des essais de réfrigération, même à des températures de -5°C . Le CO_2 existe pourtant et, en teneur non négligeable, puisque lors des essais à basse température, après fusion des derniers cristaux de glace, on

observe toujours une masse importante et bien visible d'hydrate de CO_2 (fig. 3 d, pl. VIII). Cet hydrate fond entre $+1^\circ$ et $+3^\circ \text{C}$. Le CO_2 est donc bien présent, et si une troisième phase fluide n'apparaît pas ceci signifie seulement que tout le CO_2 de l'inclusion est contenu dans la phase gazeuse, d'une part, et à l'état dissous dans la phase aqueuse d'autre part.

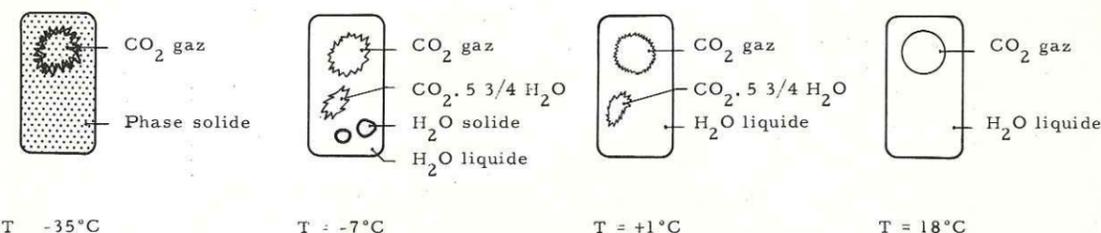


Figure 20 - Comportement à la réfrigération d'une inclusion riche en eau mais contenant du CO_2 (type La Gardette).

Nous pouvons estimer, en appliquant la méthode décrite p. 69, que cette teneur en CO_2 est de l'ordre de 2 moles %.

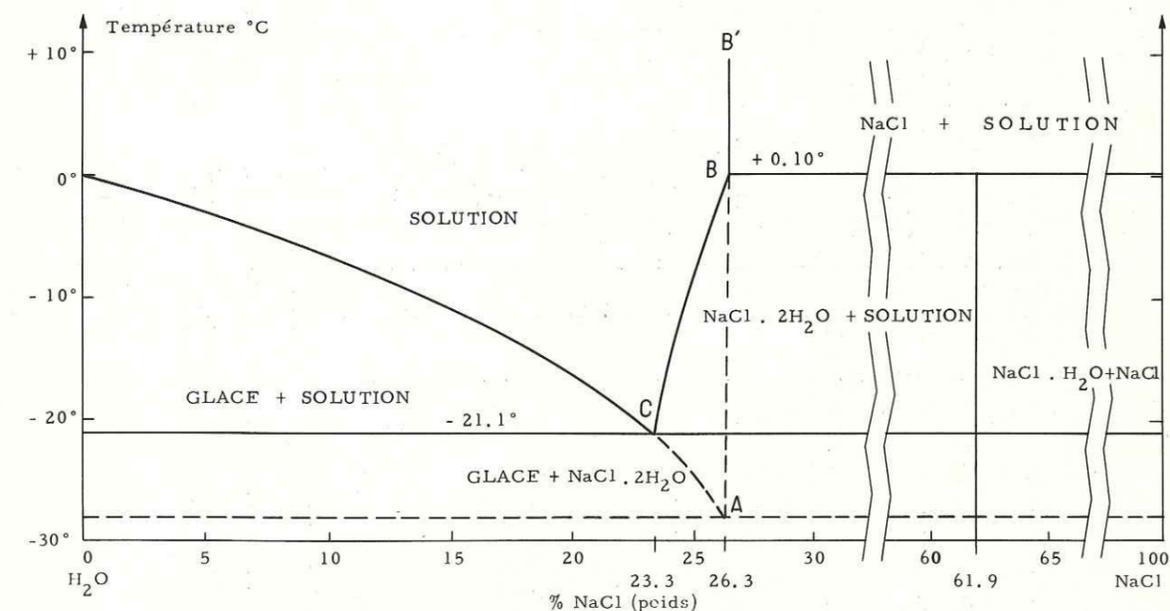


Figure 21 - Le système H_2O - NaCl (Int. Crit. Tables IV, p. 235, 1928, in Roedder 1962, p. 1059).

La température de fusion est elle aussi remarquablement constante : de $-7,5$ à -8°C , ce qui donne (cf. fig. 21) une teneur en équivalent NaCl de 11 à 11,5 % pour les inclusions du premier et du deuxième groupe.

d - Les filonnets de quartz, calcite et galène du Trias

Les calcaires dolomitiques à patine rousse de la base du Trias contiennent, dans le prolongement du filon, des filonnets de quartz, calcite et galène. Les inclusions de ces cristaux de quartz s'homogénéisent à la même température que celles des cristaux du filon principal.

2 - LES FLUIDES INCLUS DANS LES CRISTAUX DE LA SERIE SEDIMENTAIRE DE BOURG D'OISANS

Dans cette série sédimentaire divers cristaux : quartz, calcite, blende ont été examinés. Ils appartiennent soit à des nodules diagénétiques (dans les calcaires dolomitiques roux), soit aux rem-

Niveau	Situation géographique	Coordonnées	Minéral	Nature des inclusions	Nombre de phases fluides à - 5° C	T _h	T _f	% (NaCl)	Hydrate CO ₂
Aalénien	Grand Renaud (crête Nord)	889,9 - 307,6	quartz	secondaires	2	171 à 177° C	- 2° C	3,6 %	+
Lias inférieur ou moyen	Croix du Carrelet	890,7 - 309,2	quartz	secondaires	2	174 à 176° C	- 2 à - 2,2° C	3,6 à 4 %	
Lias inférieur au-dessus des spillites	Roche du Pontet	890,55 - 311,04	quartz	secondaires mal cicatrisées (tardives)	2	152 à 169° C	- 0,5 à - 1° C	1 à 1,5 %	+
Spillite vacuolaire	Combe de Charmonétier	891,0 - 310,5	quartz des vacuoles à quartz chlorite	secondaires fines : 5 à 10 µ plus grosses à quartz nombreuses	2	180 à 185° C			
Calcaire dolomitique clair (au-dessus du niveau minéralisé) à nodules de quartz et dolomite	Combe blanche	893,16 - 312,46	quartz	secondaires 2 à 20 µ	2	185 à 196° C			
Niveau minéralisé, sommet du calcaire dolomitique à patine rousse	Combe de Charmonétier	891,0 - 310,5	blende	secondaires	2	172 à 175° C	≤ 3,5° C	> 6 %	
Calcaire dolomitique à patine rousse. Nodules de quartz et calcite	Combe de Charmonétier	891,0 - 310,5	quartz calcite (?)	secondaires "	2	191 à 194° C	- 6° C	9 %	

Tableau 13 - Caractéristiques des inclusions fluides des cristaux de la série sédimentaire (Trias et Lias) de Bourg d'Oisans.

plissages des vacuoles dans les spillites, soit à des fissures transverses sur la schistosité dans le Lias, fissures qui sont liées à la formation de cette schistosité. Dans ces cristaux non automorphes il n'a pas été trouvé d'inclusions fluides primaires et les inclusions étudiées appartiennent toutes à des fractures cicatrisées (fig. 4, pl. VIII). Mais la cicatrisation d'une fracture dans un cristal implique que ce cristal ait une aptitude à la croissance. Ainsi les blendes mielleuses du niveau minéralisé des calcaires dolomitiques roux montrent des fractures remarquablement bien cicatrisées : les inclusions fluides, à forme de cristaux négatifs sont séparées par de grandes portions de cristal limpide. Ceci implique une excellente faculté de recristallisation et permet de penser que, dans certains cas au moins, les inclusions ne sont secondaires qu'en apparence.

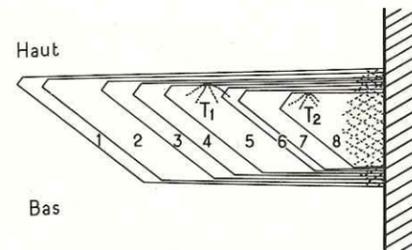


Figure 22 - Inclusions d'apparence secondaire dans les cristaux de La Gardette. Les fractures T₁ et T₂ rendent compte des conditions au moment de la croissance des bandes 3 et 7.

Pour les autres, quel que soit leur degré de postériorité relativement à la croissance du cristal, on devra intégrer les renseignements qu'elles donnent à l'histoire géologique de la région.

Les résultats sont consignés dans le tableau 13.

a - Le Trias

Les nodules diagenétiques des calcaires dolomitiques à patine rousse, ceux des calcaires dolomitiques clairs, tout comme les vacuoles à quartz et chlorite des spillites, contiennent des fluides qui s'homogénéisent en phase liquide entre 180° et 200° C. La blende du niveau minéralisé donne des températures légèrement plus faibles qui font supposer une recristallisation à une époque voisine, mais non tout à fait synchrone. Les teneurs en sels enfin sont moyennes, entre 7 et 9 % d'équivalent NaCl, ce qui achève de conférer à ces inclusions une certaine homogénéité.

b - Le Lias

Les fissures de calcite et quartz qui sont transverses sur la schistosité, et dont la formation paraît contemporaine de celle de la schistosité, montrent au Grand Renaud et à la Croix du Carrelet (Aalénien et Lias moyen ou inférieur) des températures de l'ordre de 175° C et des teneurs en sels plus faibles que dans le Trias 3,6 à 4 % de (NaCl).

B - DISCUSSION

1 - LES FLUIDES DANS LE SÉDIMENTAIRE

Les températures d'homogénéisation trouvées dans ces cristaux qui se sont développés soit au cours de la diagenèse, soit au cours de la naissance de la schistosité, sont assez surprenantes, plus élevées que celles auxquelles on pouvait s'attendre. On ne peut, pour les expliquer, que faire appel à une élévation générale de la température de la série, elle-même due à une épaisse couverture. Ceci implique que la température soit liée à la profondeur par un gradient géothermique.

Examinons le cas des fissures de calcite et quartz de l'Aalénien qui sont transverses sur la schistosité. Nous savons que la température et la pression de formation se trouvent sur l'isochore correspondant aux inclusions (fig. 23). Il se trouve également sur la courbe T = f (P) qui correspond au gradient géothermique de la région au moment de la formation de la schistosité, donc à l'intersection des deux courbes.

Ce gradient, malheureusement, nous ne le connaissons pas. Mais il ne peut pas être quelconque. On s'accorde généralement pour considérer que les gradients géothermiques élevés, qui conduisent à la formation de séries de faciès métamorphique à basse pression, nécessitent un ap-

port de chaleur exceptionnel. Ainsi l'orogène hercynien a vu naître des gradients particulièrement élevés, allant jusqu'à plus de $150^{\circ}/\text{km}$. Mais depuis l'époque hercynienne rien de tel n'a été observé en Europe, et au cours de l'orogène alpin les gradients géothermiques ont été particulièrement faibles : 10 à $17^{\circ}/\text{km}$ pour les séries profondes à lawsonite-glaucophane, 17 à 25° C pour la phase finale du métamorphisme alpin (Zwart, 1967).

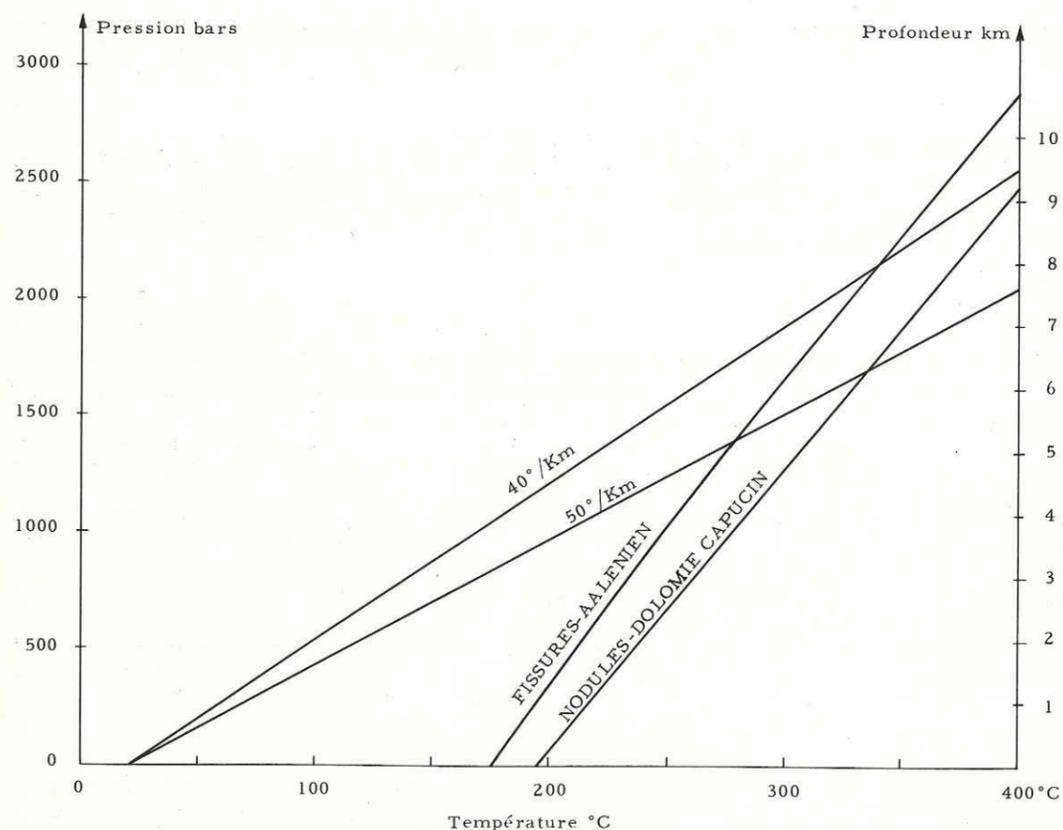


Figure 23 - Isochores de fluides du sédimentaire à Bourg d'Oisans. Deux gradients géothermiques sont figurés.

Dans les ceintures orogéniques actuelles on trouve des gradients variables certes, mais dont la moyenne se situe aux environs de $50^{\circ}/\text{km}$ (Smith, 1963). Compte tenu du fait qu'aucun métamorphisme à basse pression n'a été décrit dans la zone externe des Alpes depuis l'orogène hercynien nous considérerons que la valeur de $50^{\circ}/\text{km}$ est une limite supérieure pour le gradient géothermique possible depuis le Trias. C'est le gradient qui sera utilisé ici.

La figure 23 montre que ceci correspond pour les fissures de l'Aalénien à un recouvrement supérieur à 5000 mètres ($P \approx 1,4$ kilobars) et une température de l'ordre de 280° C. Ces chiffres nous paraissent être des chiffres minimum car un gradient de $50^{\circ}/\text{km}$ est un gradient élevé pour les Alpes après l'orogène hercynien. Nous ne les considérerons donc que comme des ordres de grandeur mais à ce titre ils sont déjà très instructifs.

La schistosité dans le synclinal de Bourg d'Oisans est très nette dans tout le Lias : elle est grossièrement parallèle à l'axe du plissement N 10 à 30° E, et le plus souvent proche de la verticale. Or cette schistosité de fracture, d'après les recherches de Fourmarier (Fourmarier, 1925 ; Baer, 1956) ne peut se produire que sous une charge d'au moins 5000 mètres. Nous constatons donc une convergence entre les conclusions déduites de l'étude des inclusions fluides, et celles qui sont déduites de l'étude de la schistosité.

Ces surcharges ont-elles existé dans la région de Bourg d'Oisans ? Bornuat (1962) dans son étude de la couverture sédimentaire de la bordure SW du massif des Grandes Rousses en a discuté les possibilités. La couverture post liasique, érodée après la surrection des massifs cristallins, lui paraît n'avoir jamais eu une telle épaisseur. La série connue au Grand Renaud s'arrête en effet peu après le Valanginien (Reboul, 1962) et l'épaisseur des sédiments après l'Aalénien ne dépasse pas 175 mètres. Le Crétacé supérieur comme le Tertiaire sont en outre inconnus dans la zone dauphinoise et n'ont guère pu atteindre les épaisseurs nécessaires. Les nappes des zones internes pourraient être par contre, selon Bornuat, un des éléments de la charge. Mais, s'appuyant sur les travaux de Barbier (1948) leur écoulement jusque dans la région de Bourg d'Oisans lui paraît très improbable, et il conclut à une compression latérale des formations sédimentaires entre Grandes Rousses et Belledonne.

Cette explication ne résoud pas le problème de la formation des fissures. Ou bien ces fissures se sont formées avec une forte surcharge et un apport de chaleur faible ce qui correspond à un gradient moyen celui que nous avons utilisé : $50^{\circ}/\text{km}$, ou bien ces fissures se sont formées à plus basse pression mais cela nécessite un gradient élevé et nous avons vu que cette hypothèse était, dans l'état actuel de nos connaissances, à rejeter.

En conclusion, nous dirons que la série actuellement visible à Bourg d'Oisans a été recouverte par au moins 5000 mètres de sédiments. Si ces sédiments n'ont pas été autochtones, il faut envisager sérieusement l'hypothèse d'une avancée des nappes au-dessus de cette région.

Le problème des fissures à quartz et calcite du Lias, comme celui de la schistosité inclut celui de toute la série sédimentaire. Car une fois admise la possibilité d'un recouvrement des termes supérieurs de la série on explique aisément les caractéristiques des inclusions fluides des cristaux du Trias : le recouvrement était légèrement supérieur à celui du Lias, ainsi que les températures.

2 - LES FLUIDES DANS LE FILON

L'étude thermométrique des inclusions dans le filon nous a montré que la densité des fluides était la même dans les cristaux du filon encaissé dans les gneiss et dans les filonnets encaissés dans le Trias. Cette densité est également très proche de celle des nodules de calcite et quartz des calcaires dolomitiques à patine rousse.

La teneur en CO_2 , de l'ordre de 2 moles % est suffisante pour permettre l'équilibre avec la dolomite dans le filon si on se réfère aux travaux de Stalder (1964). Elle est évidemment suffisante dans les nodules du Trias puisque la dolomite est abondante, bien que la petitesse des inclusions n'ait pas permis son appréciation. La teneur en équivalent NaCl est légèrement supérieure mais pas de beaucoup : les nodules des calcaires dolomitiques à patine rousse contiennent des fluides à 9 % (NaCl) et ceux du filon à 11,5 %. La différence n'est donc pas très grande.

Si nous ajoutons à ceci la grande constance de ces caractéristiques au cours de la genèse du gisement nous sommes obligés de constater que les fluides qui ont formé le filon n'étaient pas tellement différents de ceux qui ont imbibé le Trias au cours de son enfouissement. Il n'est donc pas indispensable pour la formation de ce filon d'invoquer une source de chaleur supplémentaire par apport hydrothermal ascendant.

3 - TEMPERATURE ET PRESSION DE FORMATION

Si nous comparons ces données avec celles d'autres gisements, ceux du Mississippi par exemple, nous remarquons que les fluides ont à la fois une densité et une teneur en sels plus faibles. Les températures d'homogénéisation des inclusions des blendes et des calcites des gisements du Tri States s'étalent entre 85° et 135° (Newhouse, 1933 ; Bailey et Cameron, 1951) et les teneurs en sels sont beaucoup plus élevées : elles peuvent dépasser 20 % (Newhouse, 1932 ; Roedder, 1963 ; Hall et Friedmann, 1963). Les recristallisations du Trias de Bourg d'Oisans semblent donc s'être faites dans des conditions de température et de pression assez différentes de celles des gisements du type Mississippi.

La limite inférieure de T et P, imposée par les inclusions fluides et le gradient de 50°/km se situe vers 330° et 1700 bars, c'est-à-dire un peu plus de 6000 mètres de recouvrement.

4 - ETAT DES FLUIDES

La température critique d'une solution aqueuse à 11,5 % de NaCl est voisine de 490° C (Sourirajan et Kennedy, 1962) (fig. 24). Comme la teneur en CO₂ des solutions est faible, elle ne doit pas abaisser fortement cette température critique et on peut être quasi certain que le filon de La Gardette s'est formé dans le domaine sous critique et dans un milieu liquide.

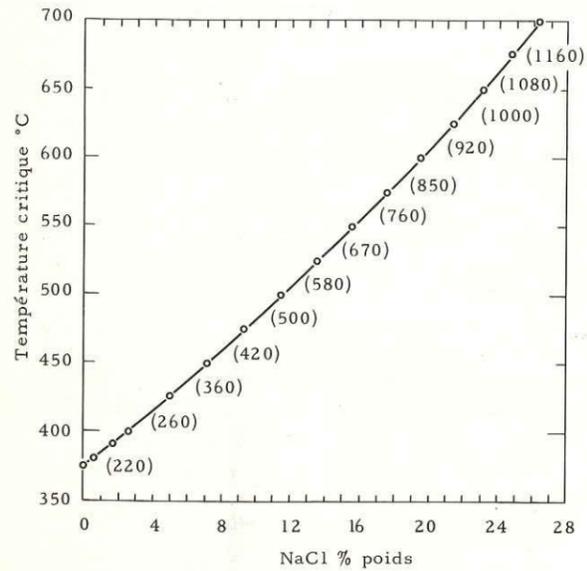


Figure 24 - Températures critiques de solutions aqueuses en fonction de leur teneur en NaCl (Sourirajan et Kennedy, 1962). Les chiffres entre parenthèses indiquent la valeur de la pression critique en bars.

PLANCHE VIII

Figure 1 - Inclusions à deux phases fluides.
Filon de La Gardette. Galerie Gueymard (× 700).

Figure 2 - Fracture cicatrisée.
Au-dessous d'une certaine taille, les inclusions sont fréquemment limitées par des faces cristallines, d'où leur nom de "cristaux négatifs". Massif du Mont-Blanc (× 1200).

Figure 3 - Inclusion à deux phases fluides et une phase solide (Oursin).
Filon de La Gardette. Puits principal (× 200).
a. - A 18° C.
b. - A - 35° C : les phases fluides ont été solidifiées.
c. - A - 10° C : on observe dans une phase aqueuse des cristaux arrondis de glace (très réfringents) et des cristaux d'hydrate de CO₂ (peu réfringents).
d. - A - 5° C : la glace est fondue ; l'hydrate de CO₂ subsiste et sa fusion alimente la formation de bulles de CO₂ gaz.

Figure 4 - Inclusion à deux phases fluides.
Quartz d'une fissure transverse sur la schistosité. Calcschistes du Lias. Roche du Pontet, Bourg d'Oisans (× 750).

Figure 5 - Inclusion fluide primaire contenant des cristaux d'épidote.
Cette inclusion appartient au fantôme de croissance figuré Pl. VI, fig. 2. Massif du Mont-Blanc. Cavité n° 3 (× 500).



1



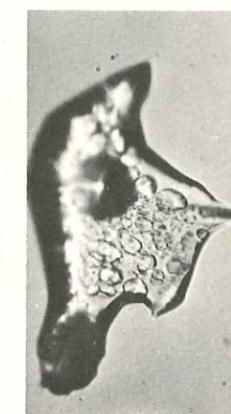
2



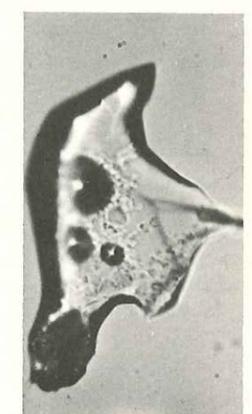
3a



3b



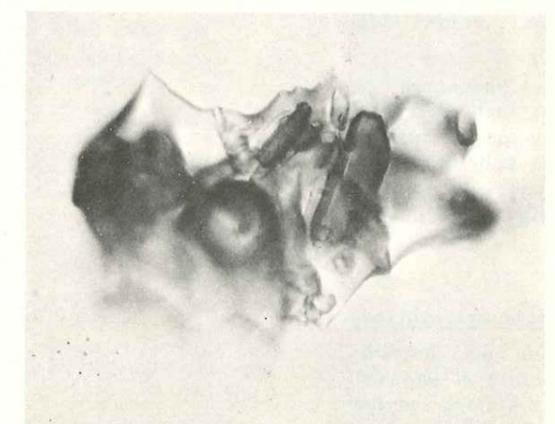
3c



3d



4



5

cas de la cavité n° 12 où la calcite était absente et la fluorine très abondante on note toutefois un abaissement général des températures d'homogénéisation.

c - Les fluides inclus dans les cristaux de quartz lorsque l'ankérite est stable

L'ankérite n'a été trouvée que dans la cavité n° 22. Elle est tardive, et croît au moment où dans les autres cavités poussent ripidolite + calcite + fluorine, qu'elle remplace. Il n'a pas été trouvé d'inclusions primaires associées à cette ankérite mais des inclusions contenues dans des fractures cicatrisées tardives qui semblent bien en relation avec la période de formation de l'ankérite. Dans ces inclusions l'hydrate de CO₂ est nettement visible lors des essais à basse température, si bien que la teneur en CO₂ est plus élevée que dans les inclusions associées à la ripidolite et à la calcite. On peut estimer cette teneur à 2-3 moles % compte-tenu du fait qu'on n'a pas mis en évidence de troisième phase fluide. Enfin les températures d'homogénéisation de ces fractures, dans un éventail large mais plus élevé que les précédentes (225-310° C) témoignent elles aussi de la présence du CO₂. On retrouve donc ici, sous une autre forme, le fait mis en évidence par Stalder (1964) dans le massif de l'Aar : la pression partielle en CO₂ est plus forte que dans les fluides en équilibre avec la calcite. Ces derniers contiennent le plus souvent des teneurs très faibles en CO₂.

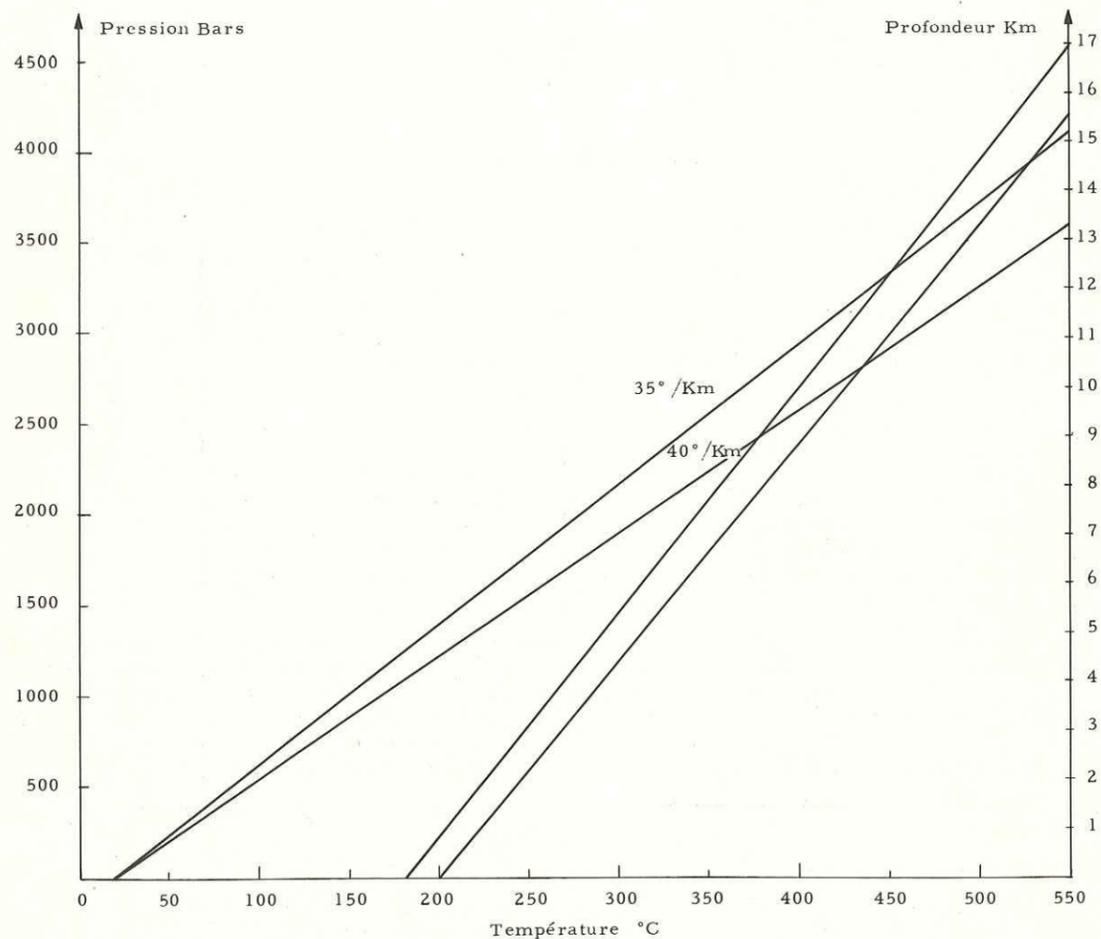


Figure 25 - Isochores de fluides des cristaux de quartz enfumé du massif du Mont-Blanc. Deux gradients géothermiques sont représentés.

2 - DISCUSSION : TEMPERATURE ET PRESSION LORS DE LA CROISSANCE DES CRISTAUX DE QUARTZ ENFUME

a - Quartz enfumé contemporain de l'épidote

Ces inclusions n'ont jamais montré de CO₂ liquide lors des essais de réfrigération et les températures d'homogénéisation sont basses. Ceci signifie que la teneur en CO₂ est faible, inférieure en tout cas à 2 moles %. Nous considérerons ces fluides comme des solutions aqueuses de sels. La teneur en équivalent NaCl est assez constante : de 7 à 9 % et nous pouvons construire les isochores en utilisant les données expérimentales de Klevtsov et Laemmlein (1959) (fig. 25).

La pression monte très vite avec la température. Pour les cristaux des Seracs de Talèfre, phase à épidote, nous constatons que la pression atteint environ 3,3 kilobars à 450° C. La température d'homogénéisation est une limite inférieure de température. Mais elle est très basse, ce qui indique une densité élevée donc la possibilité de températures élevées à de fortes pressions.

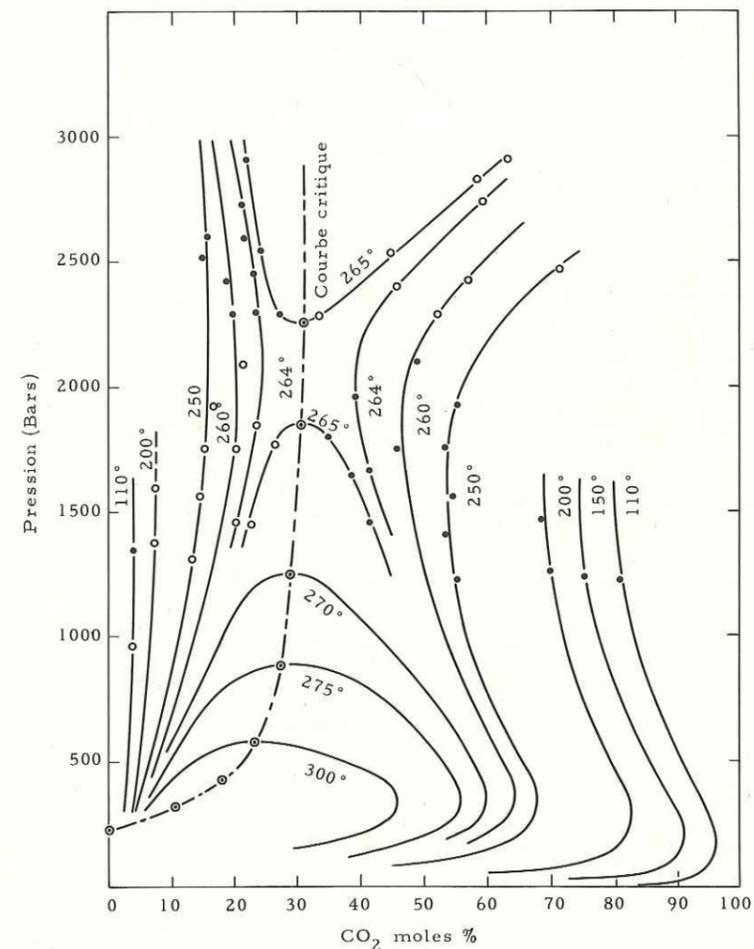


Figure 26 - Diagramme Température - Pression - Composition du système CO₂-H₂O, de 0 à 3000 bars (Takenouchi et Kennedy, 1964).

Les isothermes déterminent une surface qui sépare le domaine à 2 phases (en-dessous) du domaine à une phase (en-dessus). Dans le domaine à une phase, CO₂ et H₂O sont miscibles en toutes proportions. Dans le domaine à deux phases, les isothermes donnent les compositions du liquide et du gaz en équilibre pour une pression donnée.

Nous connaissons après la génération de quartz enfumé deux autres générations de quartz : le quartz améthyste et le quartz à muscovite.

Les inclusions fluides associées à ces générations de quartz s'homogénéisent à des températures plus élevées. D'après le diagramme de phase TPX du système $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Takenouchi et Kennedy, 1964) (fig. 26) on peut estimer que la température d'homogénéisation des inclusions des quartz améthystes serait d'environ 290-300° C. D'après les mesures microthermométriques les inclusions du quartz à muscovite qui n'éclatent pas s'homogénéisent entre 312 et 347° C.

Pour interpréter ces données nous allons postuler que la génération tardive de quartz à muscovite ne s'est pas formée à une température supérieure à celle du quartz enfumé, et ce postulat sera discuté au chapitre III. Dans cette hypothèse la différence des températures d'homogénéisation ne serait due qu'à la présence d'une quantité non négligeable de CO_2 dans les fluides. Nous savons en effet (fig. 26) que lorsque la densité n'est pas trop élevée les fluides CO_2 et H_2O ne sont miscibles qu'à relativement haute température, ce qui est le cas des fluides de la génération tardive de quartz à muscovite.

Cette succession de fluides pauvres en CO_2 et à grande densité (quartz enfumé), et de fluides riches en CO_2 et de densité plus faible, nous apporte la preuve - par la seule étude des inclusions fluides - que de hautes pressions ont régné dans le massif du Mont-Blanc au cours de la formation des cristaux de quartz enfumé. Ceci n'avait pas été soupçonné (Deicha, 1949) parce que les cavités à fluides riches en CO_2 sont très rares dans le massif du Mont-Blanc : 2 cavités seulement parmi les quelques dizaines de cavités qui ont été examinées.

Nous en tirerons les conclusions nécessaires sur le plan géologique. Mais, sur un plan méthodologique nous devons constater que, dans un cas comme celui-ci où les pressions furent très élevées, la température d'homogénéisation des inclusions est un indicateur de la densité du fluide, mais ne peut nous donner aucun renseignement direct sur la température de formation.

b - Fluides en équilibre avec la chlorite

La ripidolite a pris naissance dans des fluides très voisins de ceux à partir desquels s'est formée l'épidote. La seule différence notable est une baisse de densité (température d'homogénéisation supérieure de 10 à 20° en moyenne).

La densité d'un fluide peut baisser au cours de deux transformations :

- une baisse de pression à température constante,
- une augmentation de température à pression constante.

PLANCHE IX

Figure 1 - Inclusions à trois phases fluides : CO_2 gaz, CO_2 liquide et H_2O liquide (cf. fig. 19). Température - 2° C. Quartz améthyste. Massif du Mont-Blanc, cavité n° 18 (x 600).

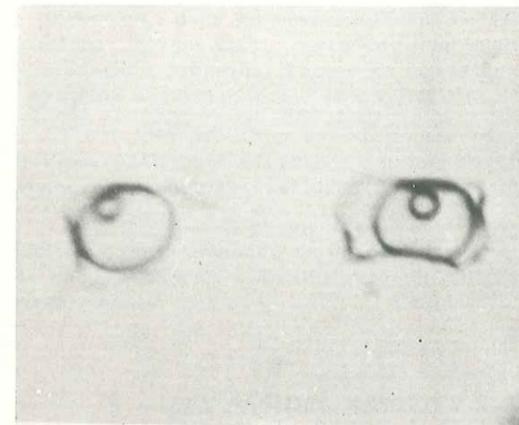
Figure 2 - Les mêmes inclusions que sur la figure 1, mais à la température de + 1° C. La phase CO_2 gaz a disparu.

Figure 3 - Fracture cicatrisée avec inclusions à deux phases : CO_2 liquide et H_2O liquide. Température 18° C (la phase CO_2 gaz apparaît à 15,5° C).
Noter la constance du rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ dans toutes les inclusions.
Quartz améthyste. Massif du Mont-Blanc, cavité n° 18 (x 400).

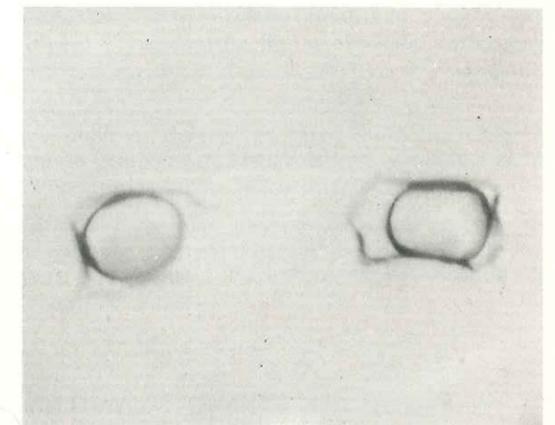
Figure 4 - Inclusion à trois phases fluides : CO_2 gaz, CO_2 liquide, H_2O liquide. La phase aqueuse est ici très réduite. Température + 18° C.
Quartz améthyste. Massif du Mont-Blanc, cavité n° 18 (x 800).

Figure 5 - Inclusion à trois phases fluides : CO_2 gaz, CO_2 liquide, H_2O liquide. Température + 20° C.
Quartz à muscovite. Massif du Mont-Blanc, cavité n° 25 (x 270).

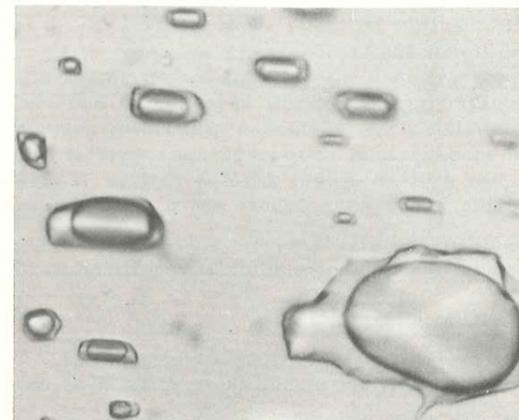
Figure 6 - Même inclusion que sur la figure 5, mais à la température de 31° C (la phase CO_2 liquide disparaît à 29° 5).



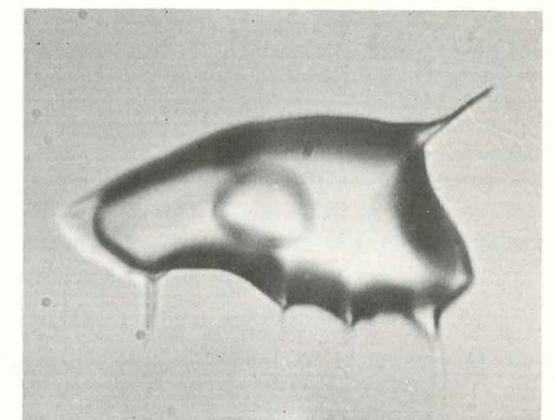
1



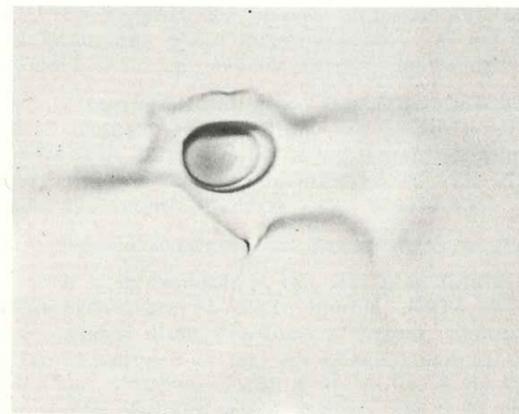
2



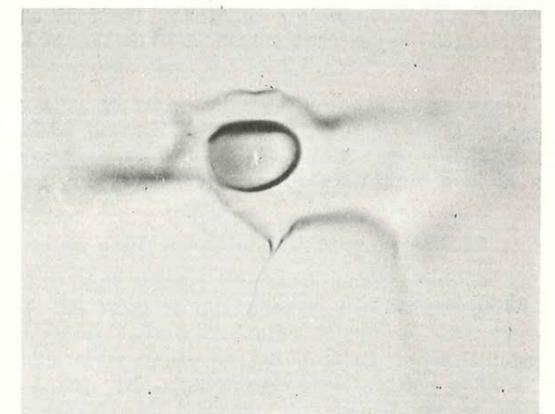
3



4



5



6

B. POTY. — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

Ces deux transformations sont évidemment des schémas. Dans le granite du Mont-Blanc les pressions et les températures sont liées et ont tendance à baisser simultanément en fonction du temps puisque le massif se soulève. Mais si l'évolution des températures ne peut être que lente, les pressions, dans un environnement de tectonique cassante, peuvent être soumises à de brusques variations. Il faut donc considérer que le facteur qui règle l'apparition de la chlorite coïncide avec une baisse de pression, baisse de pression qui doit être liée, au moins en partie, à l'ouverture du système clos que forme la cavité.

Cette interprétation est supportée par le fait que dans le massif du Mont-Blanc la chlorite n'est pas également répartie. Comme l'avait déjà signalé Bellière (1958) elle est associée de préférence aux zones de fractures verticales donc à des phénomènes de tectonique brutale.

Dans l'état actuel des données, il est difficile de tirer de plus amples conclusions sur les conditions de croissance de la chlorite. Ceci est évidemment regrettable car l'apparition de la chlorite dans le massif coïncide avec un phénomène majeur pour nous : l'arrêt de la croissance du quartz enfumé.

B - LES FLUIDES ASSOCIES A LA GENERATION DE QUARTZ AMETHYSTE

1 - DESCRIPTION DES INCLUSIONS

Les mesures microthermométriques ont été effectuées sur 15 cristaux qui proviennent tous de la même cavité (n° 18). Ils sont traversés de nombreuses fractures partiellement cicatrisées. Il n'a pas été observé d'inclusions primaires, mises à part quelques inclusions de très petite taille (quelques microns), associées aux cristaux d'hématite et sur lesquelles les modifications de phase n'ont pu être observées. Par contre, dans les fractures cicatrisées les inclusions sont très nombreuses, et leur intérêt réside dans le fait qu'elles sont d'un type tout à fait particulier aux Améthystes, qui n'a été trouvé dans aucun autre cristal du massif.

Nous classerons ces fractures en plusieurs groupes selon la teneur en CO₂ et la régularité de composition des fluides inclus dans chaque fracture.

a - Fractures contenant des inclusions riches en CO₂

Les fractures contenant des inclusions riches en CO₂ sont à classer en trois sous groupes selon la densité de la phase riche en CO₂ et la régularité de la composition.

α - la densité du CO₂ peut être très élevée ($d = 0,9 \text{ g/cm}^3$) comme en témoigne l'homogénéisation en phase liquide à basse température (- 2° à + 1° C) des deux phases riches en CO₂ (fig. 1 et 2, pl. IX).

Le rapport des phases riche en CO₂ et riche en H₂O est constant, voisin de 1, pour toutes les inclusions d'une même fracture, ce qui implique l'homogénéité du fluide lors de sa capture par le cristal, avec une teneur en CO₂ de l'ordre de 25 à 30 moles %.

L'homogénéisation de ces deux phases riche en CO₂ et riche en H₂O n'a jamais pu être réalisée. Toutes les inclusions ont éclaté lors du chauffage entre 130 et 200° C alors que le rapport des phases était encore sensiblement le même. La forte teneur en CO₂ a également empêché toute détermination de la concentration en sels dissous : au refroidissement il ne se forme pas de glace mais seulement l'hydrate CO₂. 5 3/4 H₂O.

Ces inclusions n'ont pas de formes géométriques et sont de taille moyenne, entre 20 et 100 μ .

β - la densité du CO₂ est plus faible : de 0,75 à 0,80 g/cm³ (les deux phases riches en CO₂ s'homogénéisent en phase liquide, entre 18 et 22° C). Le rapport des phases carbonique et aqueuse est variable d'une fracture à l'autre, comme au sein d'une même fracture, il est le plus souvent compris entre 5 et 20. La phase riche en eau est donc très petite ce qui conduit à des compositions qui s'étalent de 50 à 90 moles % de CO₂ (fig. 4, pl. IX). L'homogénéisation des phases fluides a été réalisée entre 270 et 145° C et cette température est d'autant plus basse que la teneur en CO₂ est plus élevée.

Ces inclusions peuvent être de grande taille (jusqu'à 300 μ). Elles sont généralement très anastomosées avec quelques portions géométriques.

γ - la densité du CO_2 est très variable : de 0,10 à 0,70 g/cm³ et le rapport entre les phases carbonique et aqueuse est également très variable pour des inclusions d'une même fracture. Ces inclusions sont généralement de forte taille, et appartiennent à des fractures mal cicatrisées.

b - Fractures contenant des inclusions riches en eau

Les inclusions riches en eau ont une forme et des dimensions comparables à celles des deux types précédents β et γ , ce qui laisse présumer une formation contemporaine. Elles ne montrent jamais une troisième phase fluide lors du refroidissement. Il en résulte que leur teneur en CO_2 est vraisemblablement inférieure ou égale à 2 moles %, à moins que la pression à l'intérieur des inclusions ne soit très élevée. L'homogénéisation des deux phases fluides se produit généralement entre 210° C et 150° C mais nombreuses sont les inclusions qui sont homogènes à la température ordinaire, voire même à - 35° quand la solution aqueuse gèle.

Dans l'ensemble donc la densité du fluide est élevée, mais le degré de remplissage variable. La teneur en sels dissous est assez constante et de l'ordre de 8,5 % d'équivalent NaCl.

2 - DISCUSSION

Il faut distinguer :

- les fractures bien cicatrisées, à petites inclusions (jusqu'à 100 μ) qui contiennent des fluides de composition constante : 25 à 30 moles % CO_2 . Puisqu'elles sont bien cicatrisées ces fractures sont précoces et peuvent avoir été formées à un moment assez proche de celui de la croissance des cristaux améthystes. En bref elles peuvent n'être secondaires que d'apparence.

- les fractures mal cicatrisées, à inclusions plus grosses (jusqu'à 300 μ), anastomosées, qui contiennent des fluides de composition variable soit très riches en H_2O soit très riches en CO_2 . Puisqu'elles sont mal cicatrisées nous admettons que ces fractures sont postérieures aux précédentes.

a - Les fractures précoces à fluides riches en CO_2 et homogènes lors de la capture

L'homogénéisation de ces inclusions n'a pas pu être réalisée : au chauffage toutes ont décrépité alors que le rapport des phases n'avait pas sensiblement changé. Compte tenu des techniques employées il semble que ces décrépitations correspondent à des pressions internes de 500 à 700 bars. Ceci laisse supposer que ces inclusions doivent s'homogénéiser dans un domaine élevé de pressions donc à des températures modérées entre 265 et 290° C (Takenouchi et Kennedy, 1964).

En réalité ces fluides, comme ceux des cristaux enfumés, doivent contenir des sels dissous que la technique employée n'a pu mettre en évidence. Or, la présence de sels dissous élargit le domaine à deux phases dans le système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ si bien que l'on doit estimer la température d'homogénéisation plus proche de 290-300° C que de 265-290° C.

Cette température est une température minimum et, comme pour les inclusions aqueuses des cristaux enfumés, la température réelle de la capture se situe quelque part sur l'isochore correspondant aux caractéristiques de ce fluide ; mais compte tenu de la forte densité de la phase riche en CO_2 nous admettons que la pression fut élevée.

b - Les fractures tardives à fluides hétérogènes riches ou pauvres en CO_2

La coexistence de fractures contenant des inclusions de même faciès donc vraisemblablement de même âge, soit très riches en CO_2 (50 à 95 moles %) soit très pauvres (quelques moles %) s'explique par la structure du diagramme PTX du système $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Khitrov et Malinin, 1958 ; Takenouchi et Kennedy, 1964).

Sur ce diagramme (fig. 26) nous voyons qu'un fluide homogène contenant entre 25 et 40 moles % CO_2 ne peut pas exister au-dessous de 265° C, quelle que soit la pression. Au-dessous de cette température il se dissociera en 2 phases : une phase gazeuse riche en CO_2 , une phase liquide riche en eau. Chaque baisse de la température et de la pression entraîne un équilibre nouveau entre les phases liquide et gazeuse, équilibre qui conduit à un enrichissement en eau de la phase aqueuse, par retro-ébullition (cf. p. 68), et par voie de conséquence, à un enrichissement en CO_2 de la phase gazeuse. Puisqu'à chaque nouveau couple de T et P correspond un nouvel équilibre, une nouvelle composition des phases liquide et gazeuse, les températures d'homogénéisation des inclusions seront les températures réelles de formation.

Toutefois, le fait que les fractures très tardives (mal cicatrisées) contiennent des inclusions à rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ variable indique que la démixion s'est poursuivie durant la cicatrisation, après

isolement du fluide dans le cristal. Ceci caractérise une cicatrisation de fracture en régime de température décroissante (Laemmlein et Klia, 1952) et les températures d'homogénéisation indiquées par ces inclusions à rapport $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ variable ne nous indiquent plus la température de formation de l'inclusion.

Les cristaux de quartz améthyste de la cavité n° 18 nous montrent donc un fluide qui passe à la température probable de 290-300° C de l'état hypercritique à l'état sous-critique avec séparation en 2 phases. Cette démixion paraît avoir eu un retentissement sur la façon dont s'est effectuée la croissance des cristaux améthystes : au moment où la dissociation va se produire, le mélange homogène contient une certaine quantité de silice en solution. Lorsque la séparation s'opère, compte tenu de la différence de densité probable entre le liquide et le gaz, on peut considérer que l'essentiel de la silice restera dans le liquide et que la phase gazeuse sera pauvre en SiO_2 . Ceci expliquerait la croissance très capricieuse des cristaux améthystes dans une cavité contenant à la fois un liquide et un gaz.

Le milieu de croissance des cristaux améthystes.

Les cristaux améthystes se sont-ils donc formés dans ce fluide riche en CO_2 ? Bien que ces inclusions soient situées dans des fractures il y a de fortes présomptions pour qu'elles soient syn-génétiques. Mise à part une baisse probable de T et P cette forte teneur en CO_2 est en effet la différence majeure que l'on observe par rapport aux fluides des cristaux enfumés, et la présence de CO_2 liquide dans des cristaux de quartz améthyste n'est pas un fait nouveau. Laemmlein (1956) cite une observation de CO_2 liquide dans des améthystes de l'Oural faite par Karpinski en 1880. Il en a observé dans des améthystes du Caucase (Laemmlein, 1935) et nous en avons nous-même retrouvé dans des améthystes d'Uruguay.

C - LES FLUIDES ASSOCIES A LA GENERATION DE QUARTZ CONTEMPORAINE DE LA MUSCOVITE

1 - DESCRIPTION

Dans la cavité n° 25 (face Nord des Courtes), au-dessus d'un quartz enfumé normal contenant des inclusions fluides typiques de ce type de quartz et terminé par une couche de ripidolite, nous observons une génération finale de quartz de quelques mm d'épaisseur qui contient des lamelles de muscovite en grands cristaux (fig. 15, page 53). Cette génération de quartz à muscovite qui est peu fréquente dans le massif (Rognons de Pierre Joseph, Base de la Pointe Kurz, etc...), contient les inclusions fluides suivantes :

- des inclusions primaires associées à la muscovite qui a perturbé la croissance du quartz,
- des inclusions secondaires dont on ne peut prouver en toute rigueur qu'elles sont contemporaines de cette génération tardive à quartz muscovite. Toutefois leur présence n'a été observée que dans cette génération de quartz à muscovite, et si elles peuvent lui être postérieures cela ne peut être que légèrement car le quartz ne pousse plus et ne devrait donc plus se cicatiser après cette génération de quartz et muscovite. Leur taille dépasse fréquemment 100 μ .

Les inclusions primaires n'ont pas montré trois phases fluides. Leur teneur en CO_2 devrait donc être faible. Mais la décrépitation de ces inclusions très tôt, dès 160°, bien avant l'homogénéisation des deux phases fluides, laisse présager une teneur non négligeable en gaz sous pression.

Les inclusions contenues dans les fractures doivent comme celles des améthystes se ranger en deux groupes :

- celles qui montrent 3 phases lors du refroidissement au-dessous de 31° C. Les 2 phases carboniques s'homogénéisent en phase gazeuse entre 28 et 29,5° C (fig. 5 et 6, pl. IX). Toutes ces inclusions éclatent très tôt au chauffage (entre 200° et 230° C) bien avant l'homogénéisation.

- celles qui ne montrent jamais 3 phases fluides et sont essentiellement aqueuses. Elles s'homogénéisent en phase liquide pour le plus grand nombre, mais pas toutes, entre 312 et 347° C ($\pm 5^\circ$).

2 - DISCUSSION

Cette catégorie d'inclusions, dont la teneur en CO_2 varie de 2 à 3,5 moles %, appartient au 3ème groupe de fluides riches en CO_2 qui ont été décelés dans le massif du Mont-Blanc. La teneur ici est intermédiaire entre celle des fluides à ankérite et celle des fluides à améthystes.

D - INCLUSIONS D'APPARENCE SECONDAIRE DANS LES CRISTAUX ENFUMES

Les cristaux enfumés montrent tous des fractures cicatrisées, et beaucoup des inclusions secondaires qu'elles renferment sont syngénétiques comme en témoignent leurs températures d'homogénéisation identiques à celles des inclusions primaires.

Mais sur ces dernières elles présentent un avantage : provenant exclusivement de la cicatrisation des fractures, les dépôts solides qu'elles contiennent ne peuvent s'être formés qu'au cours du refroidissement après fermeture de l'inclusion. Ceci est facile à vérifier : le rapport volume de la phase solide/volume total de l'inclusion est constant. Le dépôt de solides lors du refroidissement d'une inclusion primaire est, par contre, assez difficile à déceler puisqu'au départ l'inclusion primaire contient fréquemment des dépôts solides, ceux là même qui provoquent sa formation.

Ces dépôts solides sont soit des petits rhomboèdres à forte biréfringence (calcite ou dolomite), dont Deicha (1955) a figuré un bel exemple, soit des aiguilles, des baguettes, également biréfringentes. A la fin de la croissance on voit parfois des filaments qui sont probablement du rutile.

La dissolution de ces cristaux n'a jamais pu être obtenue : les inclusions ont toujours éclaté avant, ce qui témoigne après les arguments déjà exposés, des hautes pressions qui ont existé dans le massif au moment de la formation des cristaux de quartz.

E - INCLUSIONS CONTENUES DANS LE BERYL BLEU DES GRANDS CHARMOZ

Ce béryl associé à l'épidote et au quartz contient des fractures cicatrisées dont les fluides ont la même densité que ceux des cristaux de quartz enfumés. On a là une confirmation de l'âge de ce béryl déduit de la paragenèse.

IV - CHIMIE DES SOLUTIONS - IMPLICATIONS GEOLOGIQUES

Nous sommes en possession d'une série de faits qui ont été interprétés pour eux-mêmes et nous allons maintenant prendre une vue d'ensemble sur les caractéristiques des fluides en nous appuyant sur le cas du Mont-Blanc qui est mieux connu.

A - CHIMIE DES SOLUTIONS

1 - CES SOLUTIONS SONT FORTEMENT SOUSSATUREES EN NaCl ET EN CO₂

La concentration à saturation en NaCl des solutions aqueuses a été déterminée par Keevil (1942). Keevil montre que sous la pression de vapeur saturante la solubilité croît avec la température : elle est à 350° de 42 % en poids et à 450° C de 52 %. Les teneurs mises en évidence dans les inclusions des cristaux de quartz enfumé sont donc très inférieures à la teneur à saturation.

Il en est de même pour le CO₂. La solubilité du CO₂ dans les solutions aqueuses de NaCl a été étudiée par Takenouchi et Kennedy (1965). A 300° C, 1000 bars une solution à 6 % de NaCl est saturée par 22 % en poids de CO₂, c'est-à-dire, environ 10 moles %. Si cette solubilité n'augmente que légèrement avec la pression elle croît très vite lorsque la température s'élève.

Les solutions dans lesquelles ont poussé les cristaux de quartz enfumé étaient donc très fortement soussaturées en NaCl et en CO₂. Certes, ces solutions contiennent d'autres composés que NaCl et CO₂, et la somme de tous ces composés doit abaisser la solubilité de NaCl et de CO₂. Ainsi dans les

conditions de T et P envisagées le quartz est relativement soluble. Selon Khitarov (1954) à 350° et 3000 bars les solutions en contiennent 1,8 g/l et dans les solutions aqueuses de NaHCO₃ et NaCl les teneurs sont encore plus élevées. Mais ceci n'explique pas pourquoi les teneurs en NaCl et CO₂ sont aussi faibles.

Le sodium est un élément majeur du granite et se trouve contenu essentiellement dans les feldspaths dont de nombreuses expériences ont établi la facilité avec laquelle ils s'hydrolysent. Le chlore, par contre, est un élément mineur et d'après les données de Huang et Johns (1967) un chiffre plausible pour la teneur en chlore d'un granite monzonitique comme le granite du Mont-Blanc est de l'ordre de 200 ppm. Ce chlore, selon Ellis et Mahon (1967) est lessivé très rapidement (en quelques jours) et quasiment totalement en présence d'eau. Nous voyons donc que, très vite dans un système fermé, la concentration en NaCl des fluides sera limitée par la quantité de chlore disponible.

D'après Khitarov et Rengarten (1956) la teneur en CO₂ libre des granites est également faible. Ces auteurs ont montré que pour quelques granites d'U.R.S.S. (Primorié, Kazakstan, Caucase), elle oscillait entre 0,02 et 0,09 % en poids. C'est dans la biotite que la teneur est la plus forte mais, compte tenu de la composition minéralogique du granite, ce sont les feldspaths qui en contiennent le stock le plus important et doivent en libérer la plus grande masse. Un mètre cube de granite peut libérer de 5 à 25 g de CO₂. Ceci est faible. On conçoit donc que dans un système fermé la teneur en CO₂ des solutions puisse également être faible.

2 - TENEUR EN Na⁺ ET EN K⁺

La teneur en équivalent NaCl a été déterminée par cryométrie. On sait (Roedder, 1962, 1963) que cette méthode indirecte donne des valeurs assez proches des valeurs réelles. L'élément le plus perturbateur est généralement Ca⁺⁺ car les solutions aqueuses de CaCl₂ abaissent également le point de fusion. Mais dans ce cas la première fusion de l'inclusion qui marque l'apparition du liquide (et non la disparition de la glace) se fait à température beaucoup plus basse que pour des solutions de NaCl. Comme il n'a pas été remarqué de températures de première fusion particulièrement basses on considérera que la teneur en CaCl₂ est assez faible.

Les températures de fusion correspondent à des teneurs de 7 à 9 % d'équivalent NaCl. Si nous admettons que NaCl est responsable seul de l'abaissement du point de fusion, cela donne une teneur de 2,8 à 3,5 % (poids) en Na⁺.

La teneur en K⁺ n'a pas été déterminée expérimentalement, mais elle n'est pas une variable indépendante : dans des solutions au contact des feldspaths potassique et sodique, à haute température elle est liée à la teneur en Na. Les travaux de Wyart et Sabatier (1956), Orville (1963) ont montré que les feldspaths échangent leurs alcalins avec ceux des solutions de chlorures à leur contact et que ces réactions atteignent très rapidement l'équilibre au-dessus de 400° C. D'après Orville une solution de chlorures à concentration 2 N, ce qui est un peu plus élevé que notre concentration, atteint l'équilibre à 2000 bars pour les valeurs suivantes :

$$\begin{aligned} K/K + Na(m\%) &= 18,5 \pm 0,5 \text{ à } 500^\circ\text{C} \\ &< 16,0 \quad \text{à } 400^\circ\text{C} \end{aligned}$$

En prenant la valeur de 16,0 qui correspond à une température située entre 400 et 450° C, nous obtenons pour 3 % Na⁺ une valeur proche de 1 % de K⁺.

Ces évaluations de Na⁺ par cryométrie, tout comme celles de Roedder (1963), donnent des résultats assez proches des analyses effectuées par Königsberger et Müller (1966 a et b) sur les fluides inclus dans des cristaux du massif de l'Aar, cristaux très comparables aux nôtres (cf. tabl. 15).

	H ₂ O	CO ₂	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	CO ₃ ⁻
Quartz du Bächistock (Aar)	83,4	9,5	2,0	0,7	0,2	0,3	1,6	0,5	1,8
Quartz du granite central de l'Aar	85	5	2,5	1,5		0,3	1,5	0,7	3,5

Tableau 15 - Analyses chimiques du contenu des fluides inclus dans des cristaux de quartz (in Königsberger et Müller, 1966 a et b).

Ces analyses indiquent une teneur en Na⁺ légèrement inférieure à celle que nous trouvons, mais surtout, elles montrent que le rapport K⁺/Na⁺ est un rapport plausible pour des solutions en équilibre avec les deux feldspaths. Nous pouvons donc postuler que, lors de la croissance des cristaux enfumés au Mont-Blanc, les solutions étaient en équilibre avec les deux feldspaths.

3 - TENEUR EN H⁺

La teneur en H⁺ des solutions est fonction d'un certain nombre de facteurs dont trois paraissent importants *a priori* :

- la dissociation de l'eau,
- la présence de NaCl,
- la dissociation du mélange H₂O - CO₂.

α - La dissociation de l'eau.

La dissociation de l'eau à haute température est encore peu connue. Des expériences de Franck non publiées (Roedder, 1965) indiquent qu'elle croît avec la température et la densité.

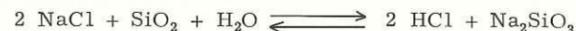
Smith (1963) étudie le problème à partir des données thermodynamiques et calcule la valeur de la constante du produit d'ionisation en fonction de la température le long du gradient de 50°/km.

Il trouve pour l'eau pure

à 400°	≈	2000 bars	pH = 4,73
à 500°	≈	2600 bars	pH = 4,46

β - La présence de NaCl.

La présence de NaCl et d'autres chlorures comme CaCl₂ est importante. D'une part NaCl élève légèrement la constante du produit d'ionisation de l'eau, mais surtout il y a réaction entre NaCl et la silice dissoute :



Cette réaction a été étudiée par Khitarov (1953). Avec des solutions 0,12 N de NaCl et du quartz on obtient à 400° et 200 atm. un pH = 3,7. Avec une granodiorite le pH reste constant jusqu'à 380° puis baisse brutalement à 3,2 pour 460° et 550 atm. Khitarov conclut que ceci doit se produire avec toute roche contenant du quartz et des feldspaths. Il semble donc qu'on ait là une source d'acidité non négligeable mais qui n'est pas encore précise car les pH ont été mesurés, comme dans la plupart des expériences, à froid.

γ - La dissociation du mélange CO₂ - H₂O.

Là encore les résultats expérimentaux manquent et on se reportera à l'étude thermodynamique de Smith (1963). Smith donne une expression de la première constante d'ionisation en fonction de la température et de la densité. Il en conclut que pour un fluide à :

10 %	CO ₂	(4,1 moles %)	on doit obtenir un pH de 2,78 à 400° C
			2,76 à 500° C
20 %	CO ₂	(8,2 moles %)	on doit obtenir un pH de 2,63 à 400° C
			2,61 à 500° C

Bien que ces calculs n'aient pas encore reçu, à notre connaissance, de confirmation expérimentale, nous voyons la possibilité d'une influence de la teneur en CO₂ sur le pH à haute température. Une baisse du rapport CO₂/H₂O, une baisse de température, doivent entraîner l'une et l'autre une élévation du pH. Nous verrons (cf. ch. III p. 119) que certaines associations minérales dans le granite du Mont-Blanc s'interprètent difficilement si on n'admet pas une élévation de la teneur en H⁺ des fluides, élévation elle-même liée à une augmentation de la teneur en CO₂.

4 - TENEUR EN SiO₂ DES SOLUTIONS ET ORIGINE DE LA SURSATURATION

Puisque le quartz pousse dans les cavités, les fluides des cavités sont sursaturés en silice vis-à-vis du quartz. Nous devons donc rechercher les causes de cette sursaturation.

Le comportement des minéraux du granite en présence d'eau a été étudié par Khitarov (1957) qui montre que le quartz est de loin le moins stable de tous les minéraux du granite. Dès 300° il libère plus de silice que l'oligoclase et la muscovite, et c'est lui qui donne l'essentiel de la silice en solution. C'est donc la solubilité du quartz qu'il faut examiner.

La solubilité du quartz a fait l'objet de nombreux travaux : Kennedy (1944, 1950) Morey et Hesselgesser (1951), Khitarov (1956). Récemment Weill et Fyfe (1964) ont étudié le domaine qui nous concerne plus particulièrement 400 - 550° C et 1000 - 4000 bars. Cette étude nous apprend qu'à 400° et 1000 bars l'équilibre est atteint en 15 heures c'est-à-dire extrêmement rapidement dans les conditions qui nous intéressent. Elle nous montre également que au-dessus de 2000 bars, la pression n'influe quasiment pas sur la solubilité pour l'isotherme 400° C, mais qu'elle modifie de façon extrêmement nette la solubilité pour les isothermes supérieures : 450°, 500° et au-delà (fig. 27). Ceci était déjà ébauché dans les travaux de Morey et Hesselgesser (1951) et de Khitarov (1956).

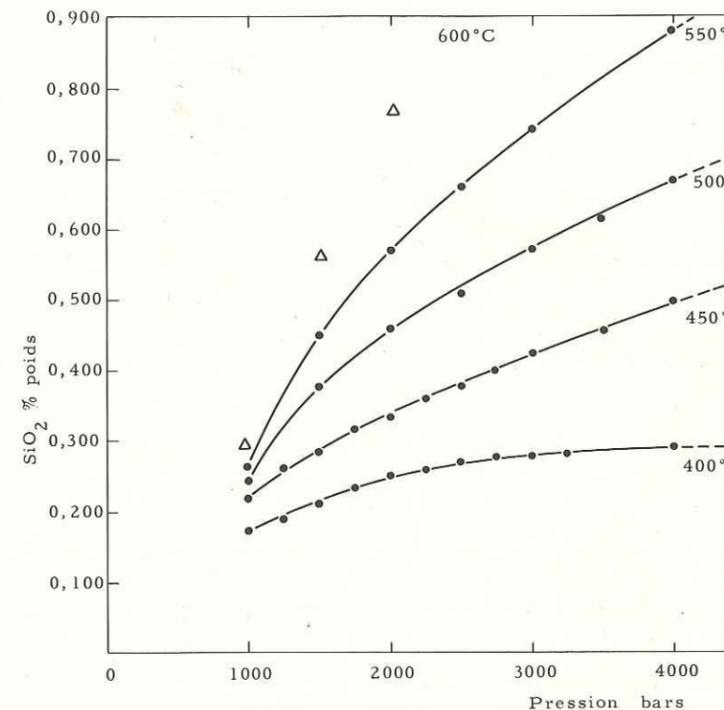


Figure 27 - Isothermes de solubilité du quartz entre 1000 et 4000 bars, d'après Weill et Fyfe, 1964 (triangles d'après Morey et Hesselgesser, 1961).

Enfin Weill et Fyfe discutent du problème de l'espèce en solution et concluent que les résultats entraînent certaines incohérences sur le plan thermodynamique si on postule la seule formation du monomère Si(OH)₄. A la suite de nouvelles expériences Sommerfeld (1967) indique qu'à 400° et 1 kilobar, la solubilité du quartz s'explique par une réaction unique donnant une espèce qui contient de 15 à 25 molécules d'eau, tandis qu'à 500° C, 1 kilobar, il faut envisager deux ou plusieurs réactions dont la plus importante entraîne la formation d'un complexe à dix ou plus de dix molécules d'eau.

Quoiqu'il en soit de ces réactions, le résultat pour nous est clair : dans un domaine de pressions élevées (au-dessus de 2000 bars) la solubilité du quartz dépend fortement de la pression au-dessus de l'isotherme 400, et n'en dépend guère au-dessous. On conçoit alors que dans un granite soumis à contraintes comme le granite du Mont-Blanc lors de la surrection, le quartz se dissolvent aux contacts entre grains, là où les pressions sont mécaniques donc fortes, et que dans la cavité où les pressions sont plus faibles - sous réserve que le système ne soit pas totalement fermé - le fluide soit sursaturé vis à vis du quartz et que les cristaux poussent. Ce mécanisme explique non seulement la croissance des cristaux dans les cavités sans aucune réaction minéralogique mais il explique également pourquoi dans le granite du Mont-Blanc, les recristallisations du quartz sont aussi généralisées et intenses, et engendrent ce faciès de quartz granulé si caractéristique.

Nous sommes en fait en possession d'un mécanisme qui forme non pas des cavités à cristaux, mais des filons de quartz. Pour qu'il se forme des cavités à cristaux il faut que peu de temps

après l'ouverture des cavités probablement quelques semaines à quelques mois après, la vitesse de croissance s'annule. La cause serait-elle une baisse de température qui, nous transportant sur un isotherme presque parallèle à l'axe des pressions, conduirait à une solubilité du quartz identique dans la roche et dans la cavité ?

Cette hypothèse n'est pas à rejeter, mais il existe également d'autres mécanismes capables de bloquer la croissance. En particulier, une augmentation de la teneur en certains éléments comme Al (Brown et Thomas, 1960) peut très rapidement arrêter la croissance du quartz. Aussi nous laisserons actuellement cette question sans réponse.

B - MOBILITE DIFFERENTIELLE DE CO₂ et H₂O. IMPLICATIONS GEOLOGIQUES

L'étude des inclusions des cristaux du massif du Mont-Blanc a débuté par les travaux de Deicha (1949). Les recherches de cet auteur qui ont porté tant sur le sédimentaire (Deicha, 1948 a et b, 1949 a) que sur le granite (Deicha, 1949 b) lui ont fait souligner (Deicha, 1955) la grande monotonie de caractère des fluides qui ont présidé aux recristallisations alpines.

Effectivement nous avons vu que les cristaux de quartz enfumé ont poussé dans des solutions aqueuses de NaCl très pauvres en CO₂ et d'une grande continuité de caractères. Seules 3 paragenèses tardives, peu fréquentes dans le massif, montrent des teneurs notables voire même très fortes en CO₂. Ces paragenèses sont groupées dans la partie centrale du massif, sur l'axe des grandes cassures verticales qui ont rejoué pendant très longtemps, bien après la formation des cristaux enfumés.

Nous constatons donc que si l'eau a été introduite dans tous les cas et se comporte comme un constituant idéalement mobile (Korzhinski, 1957) il n'en est pas de même du CO₂ qui ne pénètre dans le granite que lorsque les grandes fractures verticales lui fraient un chemin. Les propriétés des fluides riches en eau ou riches en CO₂ étant peu comparables sur le plan de l'acidité, sur le plan de l'état physique, etc... si cette mobilité différente se révélait générale, on aurait là un facteur important et nouveau à prendre en considération pour de nombreux problèmes géochimiques. D'autres cas de mobilité faible du CO₂ sont connus. Dans les Grisons, Stalder (1964) nous décrit un quartz lamellaire dans la dolomie triasique qui renferme des inclusions à CO₂ liquide, alors qu'à quelques centaines de mètres des quartz d'âge vraisemblablement identique, mais situés dans des spilites, ne contiennent pas de CO₂ liquide (Stalder, 1967). Tout se passe comme si le CO₂, en équilibre local avec les dolomies, ne diffusait pas jusqu'aux spilites.

Dans le cas du granite du Mont-Blanc il est possible que l'apparition préférentielle de l'eau soit due à un simple effet de filtration du type de ceux mis en évidence par Zharikov (1963). Zharikov a montré que lorsqu'on fait filtrer une solution aqueuse de sels dans un milieu poreux, la vitesse de filtration est la plus grande pour l'eau. Les anions viennent ensuite, puis en dernière position les cations.

Quelle est l'origine de ce CO₂ ? Deicha (1950) après la découverte des fluides riches en CO₂ dans la zone de fractures qui sépare les massifs de l'Aar et du Saint-Gothard lui a donné une origine profonde. Stalder (1964), pour les cristaux de l'Aar (Grimsel), hésite entre une origine profonde et une origine dans les séries carbonatées qui se métamorphosent. Bien que cette dernière hypothèse paraisse la plus simple, il est difficile d'opter pour l'une ou l'autre avec les données que nous possédons actuellement.

Une autre implication de l'apparition du CO₂ est son influence sur l'état des fluides. Lors de la croissance des cristaux enfumés les fluides sont à la limite du phénomène critique (fig. 24), et sont encore vraisemblablement des solutions aqueuses de sels. *Quand le CO₂ apparaît, dans la génération de quartz améthyste, nous sommes transportés dans le domaine hypercritique* (fig. 26). Lorsque la température baisse il se produit alors une séparation en 2 phases, une phase liquide et une phase gazeuse, et cette séparation peut avoir une grande importance sur la croissance des cristaux puisqu'il y a partage brutal des composés dissous entre les deux phases, donc des possibilités de saturations fortes et rapides. C'est un phénomène sur lequel Deicha (1960) a attiré l'attention.

Chapitre III

LES ENVIRONNEMENTS GEOLOGIQUES

I - LE FILON DE LA GARDETTE ET SON ENVIRONNEMENT

A - LE FILON DE LA GARDETTE

1 - SITUATION

Le filon de La Gardette est situé à 2 km au Sud de Bourg d'Oisans. S'étendant sur une longueur d'environ 500 mètres, son entrée principale a pour coordonnées 891,1 - 310,5 et pour altitude 1250 m (1). Il est encaissé dans le socle cristallin. A cet endroit le socle est constitué par le granite du Pelvoux (granite du Rochail) que surmonte une mince pellicule de gneiss de la série satinée (Bordet P. et Cl., 1963). Le filon est, pour l'essentiel, encaissé dans les gneiss.

2 - HISTORIQUE DE L'EXPLOITATION DE LA GARDETTE

D'après Thury (1806) les premiers travaux sur le filon de La Gardette datent du début du 18^{ème} siècle. Ils furent exécutés par des gens du pays en quête d'or et de cristaux, ou en 1733 sur ordre du roi, mais aucun n'eut de grande extension. En 1779, la découverte par Garden d'or natif, découverte confirmée par Schreiber, alors directeur des mines des Chalanches, fait considérer le filon comme une mine d'or intéressante. Cette mine qui avait été concédée en 1776 au Comte de Provence (frère de Louis XVI) entre en exploitation en juin 1781. Les travaux, dirigés par Schreiber, sont fort actifs : 112 mètres de galeries, plus de 60 mètres de puits. Mais ils sont arrêtés en octobre 1788 le profit n'ayant atteint que le 1/4 des dépenses.

Selon Graff (1840), une nouvelle société s'est constituée en 1838 (Compagnie May) pour l'exploitation du filon. Sur cette exploitation, nous avons des comptes rendus de Gueymard en 1840 après une excursion des membres de la Société Géologique de France, puis en 1844 (*in Pellenc et al.*, 1844). C'est à cette époque que furent exécutés les travaux au contact socle-Trias dans la partie ouest du gisement et les travaux à l'extrémité Est. Ils furent arrêtés fin 1840, toujours après un fort déficit.

(1) Cf. carte topographique I.G.N. 1/20 000e, Vizille, n° 7-8.

La "Société Civile d'étude des Mines d'or de La Gardette" reprend les travaux d'août 1895 à fin 1896. Il semble qu'à cette époque le tout venant ait atteint les teneurs de 50 g/T pour Au et de 100 g/T pour Ag.

Les derniers travaux miniers sont ceux de la "Compagnie nouvelle des Mines de La Gardette". Commencés en 1898 ils ont probablement dépassé 1900.

Après cette période le gisement de La Gardette n'attire plus l'attention des sociétés minières. Il n'est l'objet que de travaux sporadiques et de faible envergure, exécutés essentiellement par des chercheurs de cristaux qui, de nos jours encore, font d'intéressantes récoltes.

3 - MORPHOLOGIE DU FILON

Les gneiss dans la région de La Gardette sont très réguliers. La foliation pend faiblement vers le Nord et les diaclases se répartissent en deux directions à $110^\circ \pm 5$ et de $32^\circ \pm 5$ en moyenne. Les premières sont généralement sèches, tandis que les secondes montrent souvent des dépôts carbonatés colorés. Le filon emprunte une seule diaclase à $105^\circ - 110^\circ$, dont le pendage est très élevé : 70 à 80° Sud. Tout se passe comme si le compartiment Nord s'était déplacé vers l'Ouest, parallèlement à cette direction. Parfois le mouvement s'est fait le long des diaclases à 32° , sur une courte distance : quelques dizaines de centimètres, et à chacun des décrochements une cavité s'est créée : c'est dans ces cavités qu'on trouve les cristaux limpides. Le mouvement a été faible : dans la galerie Brides les décrochements sont assez constants. Leur moyenne est de 1,80 m. Ceci n'empêche pas que certaines cavités puissent être longues lorsque les diaclases transverses ne sont pas à 30° mais plus proches de la direction du filon. Ces cavités s'étendent à la verticale sur une hauteur qu'il est difficile de préciser, mais atteignent fréquemment plusieurs mètres.

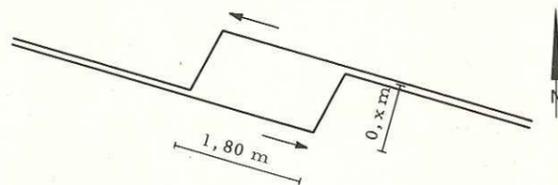


Figure 28 - Schéma de la formation des cavités dans le filon.

Le filon de La Gardette doit donc sa régularité à la superposition de deux phénomènes :

- le mouvement est parallèle ou presque parallèle à une direction de diaclase ;
- les diaclases dans la région du gisement sont très régulières. Lorsque cette régularité devient moins parfaite, comme à l'Est, le gneiss a été broyé lors des mouvements, l'espace entre les parois colmaté, et le filon n'a pu se former.

Nous avons vu (cf. ch. I p. 31) que les cristaux montraient les traces des nombreux rejeux de la fracture. Dans le quartz rubané écrasé de la diaclase à $105-110^\circ$ on trouve aussi des empilements de feuillets laiteux séparés par des surfaces striées. Graff (1840) a compté 38 rubans de ce quartz laiteux sur un échantillon de 9 cm d'épaisseur. Ceci est un cas favorable. Généralement on observe un nombre beaucoup plus réduit de bandes de quartz écrasé.

Les stries qui témoignent de la direction et du sens du déplacement sont horizontales dans tout le gisement.

4 - ZONALITE DES MINERAUX DANS LE FILON

Il existe une zonalité dans la croissance du quartz à l'échelle du gisement. Les cristaux sont d'autant plus gros et trapus, ils ont donc poussé d'autant plus rapidement, qu'ils sont proches de la couverture sédimentaire.

Une zonalité comparable s'observe pour les autres minéraux. Si on néglige les cristaux petits et isolés pour ne s'intéresser qu'à ceux qui cristallisent en quantité notable on constate que la répartition peut être schématisée ainsi :

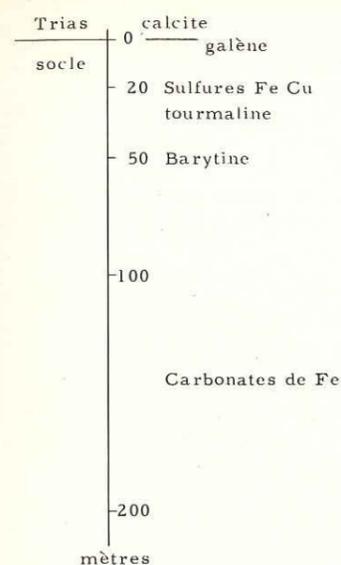


Figure 29 - Zonalité des minéraux dans le filon.

Les *silicates* quartz et muscovite se retrouvent partout. La *tourmaline* est surtout localisée, à 15-30 m du Trias mais se rencontre au-delà.

Les *sulfures* n'existent en quantité notable que près du Trias. Au contact même, on trouve la galène (Gueymard, 1840) puis quand on s'en éloigne on trouve successivement pyrite, chalcopryrite (vers 15 à 20 m) et plus loin (vers 50 m) la barytine.

Les *carbonates de fer* sont beaucoup plus éloignés : entre 100 et 200 m du Trias. La calcite par contre, mais elle peut être tardive, s'observe essentiellement dans la partie du filon qui recoupe la dolomie de base du Trias.

Cette zonalité n'a pas existé pour l'or.

5 - DESCRIPTION DES MINERAUX

a - La gangue

Le quartz du filon est constitué de cristaux automorphes brisés, conservant tout ou partie de leurs faces, et de cristaux sans forme particulière. Il est généralement de grande dimension, plusieurs mm, à bords plans, à extinction peu ou pas ondulante. On n'observe jamais de granules autour des gros grains. Traversant cet agrégat grossier on voit fréquemment des passées de petits cristaux de quartz de quelques dizaines de microns, alignées et parallèles à la direction du filon. Les petits cristaux sont parfois automorphes. Leur extinction est également franche.

Associées à ces passées de quartz fin on trouve muscovite et tourmaline.

La *muscovite* qui donne les reflets argentés aux surfaces striées du filon est une muscovite fine de taille inférieure ou égale à 100μ . Souvent elle baille aux extrémités et laisse la place à une phyllite de taille plus fine, moins réfringente et moins biréfringente qui est peut-être de la kaolinite, mais ce minéral n'a jamais pu être décelé aux rayons X.

La *tourmaline* est abondante dans la galerie Gueymard en petits cristaux de 1 mm au maximum, pléochroïque vert bouteille à vert très pâle. Elle est antérieure à la muscovite qui la recoupe dans les fissures. D'après le diffractogramme de rayons X elle serait très ferrière.

Les *carbonates de fer* sont fréquents surtout vers le milieu du gisement. Ils ont cristallisé sous la forme de rhomboédres. Très pléochroïques ils sont parsemés de dépôts brun rouge opaques le long des clivages. Bien que le diffractogramme de rayons X ne montre que les réseaux de la calcite et de la goéthite, ce minéral a pu cristalliser sous forme de dolomite ferrière ou de sidérose, et avoir été destabilisé par la suite.

A côté de ces rhomboédres, observés dans le quartz laiteux, on trouve sur le quartz des géodes et postérieures à lui, des lamelles hémisphériques épaisses de couleur brune. Ces lamelles ne montrent aux rayons X que les raies de la goéthite, comme leur homologue de la cavité 23 au Mont-Blanc, mais on peut penser qu'elles étaient auparavant de la dolomite ferrière ou de la sidérose.

La *calcite* est présente sous forme de rhomboédres empilés sur les cristaux de quartz dans la partie du filon qui recoupe le Trias.

b - Les minéraux métallifères hypogènes

La *pyrite* est le sulfure le plus abondant. Elle se présente sous la forme du dodécaèdre pentagonal ou du cube, de taille millimétrique. Rarement intacte, elle est le plus généralement oxydée en goéthite à partir des bords et des fissures. Les mineurs la considéraient comme aurifère, comme tous les autres sulfures d'ailleurs.

La *chalcopryrite* est moins abondante que la pyrite. La forme habituelle est le sphénoèdre dont certains échantillons de musée (Muséum Paris, Grenoble) dépassent 5 cm d'arête. Ils sont fréquemment embrochés par des aiguilles de quartz qui montrent clairement que la chalcopryrite a poussé après ou à la fin de la croissance du quartz avec un très léger chevauchement. Elle s'altère en covellite, malachite et goéthite.

La galène forme d'assez gros cristaux, automorphes, qui ont jusqu'à 3 cm. Elle est surtout abondante dans la partie du filon qui recoupe le Trias, où elle est contemporaine de la calcite. Le long des clivages elle s'altère en covellite.

Le cuivre gris est beaucoup moins abondant. Il se trouve surtout en inclusion dans la chalcopryrite ou entre la chalcopryrite et la galène. Il est parfois maclé et s'altère en covellite fréquente et chalcopryrite (rare et peu caractéristique).

La barytine se présente en lamelles crêtées rayonnantes. Elle pousse parfois à la fin de la croissance du quartz, mais le plus souvent après. Comme pour la chalcopryrite il existe de beaux échantillons de barytine traversée par des cristaux de quartz (qui lui sont antérieurs). Elle est généralement postérieure à la chalcopryrite, mais l'inverse a été également observé (Muséum de Grenoble).

A ces minéraux abondants, il faut en ajouter deux, beaucoup plus rares, mais caractéristiques du gisement :

La brannerite semble avoir été assez abondante, en cristaux allongés (jusqu'à 10-12 mm), aplatis, cannelés. La couleur noir nuancé de brun est brillante sur la cassure d'aspect conchoïdal. Le quartz autour de la brannerite montre toujours les empreintes des formes imposées par les cannelures, mais il n'a jamais été observé, par contre, de formes imposées à la brannerite par le quartz. Ceci devrait nous amener à conclure l'antériorité de la brannerite sur le quartz. Mais le nombre des échantillons examinés (20) est trop petit et les échantillons trop cataclasés, pour que la conclusion soit définitive. Ce minéral a été décrit par Geffroy (1963).

L'aekinite est nettement plus rare. Elle forme des aiguilles de 2 à 3 mm de longueur, noirâtre mat, cannelées parallèlement à l'allongement. Elle s'altère en produits verdâtres, ce qui permet avec ses formes moins nettes et son éclat plus terne de la distinguer de la brannerite.

Remarque - La blende a été signalée à La Gardette (Thury, 1806 ; Gueymard in Pellenc et al., 1844). Elle est sûrement rare si elle est présente, car je n'en ai qu'une observation microscopique, au reste douteuse.

c - Les minéraux métallifères supergènes

C'est l'or qui a motivé les diverses exploitations du gisement. Il est présent dans les sulfures d'après les mineurs et de fait on en voit de très fines inclusions associées à la galène. Sous forme d'octaèdres, dendrites et lamelles, il existe dans de nombreuses collections. Il est alors supergène. Au cours de cette étude il n'a jamais été observé en effet d'échantillon, contenant de l'or natif visible à l'œil nu, qui ne contienne soit une pyrite fortement oxydée soit de la malachite. Il se trouve fréquemment dans des cassures du quartz, de la brannerite et de la galène. (fig. 1, pl. X).

Les régions les plus réputées des mineurs pour l'or étaient les régions à quartz écrasé gris bleuâtre. Peut-être la structure clastique de ces zones a-t-elle permis par la suite une altération plus rapide des sulfures ?

La concentration supergène de l'or explique pourquoi les beaux échantillons se trouvaient aux affleurements et pourquoi les exploitations n'eurent pas le succès escompté en profondeur. Pour l'or on ne constate pas de zonalité à partir de la surface de transgression triasique, mais plutôt une zonalité à partir de la surface d'érosion actuelle.

Enfin la malachite est assez abondante ; l'azurite nettement moins fréquente et les goethites omniprésentes. Covellite et chalcocite s'observent en association avec chalcopryrite, cuivre gris et galène. Cérusite, anglésite et pyromorphite ont été signalées (Geffroy, 1963).

Remarque - Outre les échantillons prélevés dans le gisement, les collections suivantes ont été consultées pour les minéraux rares (or, brannerite, aekinite) : Muséum Paris, Muséum Grenoble, collection personnelle J. Geffroy,

d - Succession chronologique des cristallisations

D'après les échantillons examinés, on peut schématiser la succession chronologique des cristallisations dans le filon de La Gardette par la figure 30.

e - Altération aux épontes

Les filonnets dans la dolomie capucin ne montrent aucune altération aux épontes. Dans les gneiss l'altération est très faible. Elle se traduit par un blanchiment de l'éponte sur un à quelques

centimètres. Au microscope on remarque que la chlorite est détruite. A la place on trouve un mica blanc et du rutile extrêmement abondant, fréquemment maclé. Les feldspaths sont très altérés, le quartz n'a pas recristallisé, il ne contient pas de rutile. Les sulfures se sont regroupés.

La muscovite enfin s'altère en phyllites moins réfringentes.

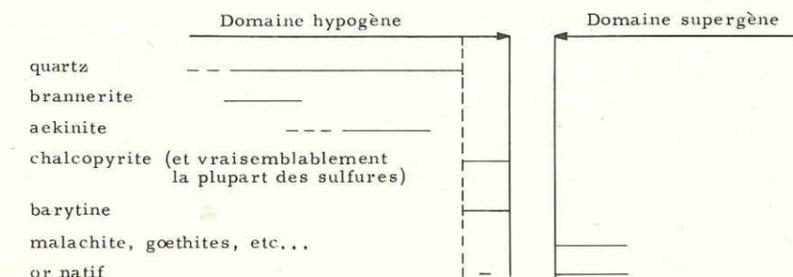


Figure 30 - Succession des cristallisations dans le filon de La Gardette.

B - ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE DU FILON

1 - LE SOCLE DANS LA REGION DE LA GARDETTE

Il a été étudié récemment par Buffière (1964) auquel on fera de larges emprunts. Par rapport à cet auteur, les observations ne diffèrent que sur le seul point de la rétro-morphose, légèrement d'ailleurs.

Au Sud de la vallée de l'Oisans, le socle est constitué par le granite du Rochail avec, sur la bordure Nord, son faciès coloré rose et vert (le granite du Clapier), qui a été défini par Giraud (1952). Ce granite est recouvert par une série cristallophyllienne qui appartient à la série satinée (Bordet P. et Cl., 1963) dans laquelle Buffière décrit des migmatites : embréchites finement litées, épibolites, amphibolites migmatitiques. On décrira ici toutes ces roches sous le terme uniforme de gneiss, qu'on examinera surtout d'ailleurs sous l'angle de la rétro-morphose.

La route de Bourg d'Oisans à Villard ND offre une très belle coupe. Elle passe alternativement du granite aux gneiss, étant située non loin du contact sur une bonne longueur.

a - Les gneiss

Ce sont des gneiss à biotite ou chloriteux, à grain fin, peu feldspathiques dans l'ensemble, mais la feldspathisation augmente lorsqu'on se rapproche du granite.

Les gneiss au contact avec le granite intrusif sont presque toujours plissotés, et le contact faillé. Ceci contraste avec leur disposition habituelle car la foliation pend le plus généralement à une moyenne de 30° au NNE. Le contact est donc presque toujours affecté par des mouvements tardifs. Parmi les nouvelles orientations de la foliation, celle à N 160-170° E avec un pendage de 40° environ vers l'E semble bien représentée.

Description pétrographique des gneiss.

La structure est granolépido-blastique fine avec alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits micacés.

Le quartz se présente soit en amandes allongées (quartz discordant), soit en plages globuleuses, mais dans les deux cas la structure est imbriquée (Buffière, 1957-8) si bien qu'il ne paraît pas avoir recristallisé au cours de la rétro-morphose. L'absence d'aiguilles de rutile dans le quartz est générale.

L'orthose peu abondante est séricitisée et piquetée d'inclusions fluides. Elle n'est donc plus stable.

Les *plagioclases* sont beaucoup plus séricitisés que l'orthose mais ne contiennent pas ou très peu de zoïsite. Dans les zones très fracturées on trouve des petits plagioclases limpides.

Les *micas* sont constitués par des biotites (150 μ) très transformées. Les biotites totalement saines sont rares, et nombreuses sont les lames minces qui montrent l'absence totale de biotite. La transformation s'opère de la manière suivante :

- formation de chlorite verte, très pâle, dont les teintes de polarisation sont dans les tons jaune vert sombre, rarement dans les tons bleu, avec des granules de produits titanés. A ce stade on n'observe pas de rutile.

- muscovitisation de cette chlorite. La biréfringence augmente notablement. Le rutile apparaît en aiguilles de 5 à 6 μ .

- altération de la muscovite ; cette transformation n'est pas générale mais fréquente. Les biotites ou les muscovites s'effilochent et laissent la place à un amas de petites phyllites de quelques microns dont les teintes de polarisation sont très faibles, nettement plus faibles que celles de la séricite.

La muscovite en grands cristaux existe également, mais elle est antérieure à cette rétro-morphose puisqu'elle est profondément corrodée et altérée à ce stade.

L'*épidote* est dans certains cas abondante, mais le plus généralement elle est absente.

La *calcite* est abondante, quasi omniprésente. Elle remplace les plagioclases mais existe aussi en filonnets.

Les *zircons* très roulés sont nombreux.

La caractéristique de ces gneiss est donc d'être très rétro-morphosés. Mais, comme le signale Buffière, les gneiss à gros grains, rubannés ou ocellés, sont ceux où la rétro-morphose est la moins accentuée et ceux qui sont proches du granite, repris dans une tectonique tardive, sont plus rétro-morphosés que les autres. Les feldspaths sont très altérés.

Les associations minéralogiques sont typiques du sub faciès à albite, muscovite, chlorite du faciès schistes verts. Mais les minéraux reliques de faciès plus profonds et antérieurs : sub faciès à quartz, albite, *épidote*, biotite, voire même faciès amphibolite sont fréquents.

b - Le granite

Celui qui affleure dans la région de La Gardette est le granite du Clapier défini par Giraud (1952). Ce granite forme la bordure du granite du Rochail, lui-même partie intégrante du granite du Pelvoux.

α - Description pétrographique du granite du Clapier.

Le granite du Clapier est une roche teintée en rose et vert, très caractéristique, alors que le granite du Rochail est de faciès plutôt gris. Comme lui, il n'est pas orienté.

Le *quartz* en gros cristaux imbriqués ne montre pas de faciès granulé. Il est à extinction ondulante et contient de très nombreuses inclusions fluides.

Le *microcline* micropertithe est abondant, bien maclé, parsemé de veinules d'albite elle-même souvent maclée. Il est poecilitique. La poussière dont il est parsemé a été observée par Vathaire (1961) qui distingue des cavités à remplissage de fluides et des particules solides de 2 à 3 microns et de couleur orangé à rouge. Il est probable que toutes ces particules soient en fait, comme l'a observé Korzhinski (1940) dans de nombreux feldspaths, des inclusions fluides qui traduisent la destabilisation du minéral. La couleur brun rouge serait due à un effet de dispersion de la lumière.

Le *plagioclase* généralement automorphe, rongé par le microcline avec des myrmékites au contact, est altéré. Il ne contient pas de zoïsite (ou très peu) et la séricite peut être abondante. Il paraît souvent régénéré.

La *biotite*, jaune vert est très transformée en chlorite. Cette *chlorite* est d'un vert soutenu et polarise en jaune vert sombre beaucoup plus fréquemment qu'en bleu sombre.

La muscovite est absente, les *épidotes* (allanite, *épidote*) peu fréquentes. Epars dans cette trame on trouve apatite, sphène qui se transforme en quartz et calcite et n'est donc plus stable, anatase probable. Le rutile est absent et ceci doit être lié à la stabilité de la chlorite.

Buffière a montré que la transition entre le granite du Rochail et le granite du Clapier était progressive, que l'on passait d'un faciès à l'autre en une dizaine à une centaine de mètres. La

transition diffuse évoque bien moins pour lui la zone limite de deux formations étrangères qu'une simple mais notable variation de faciès à la bordure du granite. Par rapport au granite du Rochail la structure est plus élastique, la chloritisation des biotites plus avancée et la calcite éparse plus abondante.

β - Le granite gris au contact des gneiss.

Sur quelques dizaines de mètres le granite n'a plus sa teinte rose et vert. Il est uniformément gris. Sa texture est la même que celle du granite du Clapier.

Le *quartz* présente le faciès imbriqué et n'a donc pas recristallisé, mais il contient une grande quantité d'inclusions fluides qui ont la forme de cristaux négatifs et une taille variant entre 3 et 7 μ . Toutes ces inclusions contiennent une bulle très mobile qui forme environ 20 % du volume total de l'inclusion.

Le *feldspath potassique* est totalement destabilisé, beaucoup plus que celui du granite du Clapier. Il n'est pas séricitisé, mais piqué d'inclusions fluides et solides.

Les *plagioclases* de grande taille sont très séricitisés, mais ne contiennent pas d'*épidote*, pas de zoïsite non plus.

La biotite est totalement absente. On trouve à la place une *chlorite* peu colorée, dont les teintes de polarisation sont surtout en jaune vert sombre, mais qui passe à une chlorite polarisant en bleu sombre. Le rutile est quasiment absent ; par contre, les granules de clinozoïsite sont abondants.

L'*apatite* est particulièrement fréquente, en gros cristaux automorphes. La calcite est constante, éparse. Elle corrode de préférence le feldspath potassique. La pyrite n'est pas rare.

Ce granite est recoupé par de nombreuses fissures. Certaines contiennent de la muscovite, d'autres sont de véritables fentes alpines avec quartz automorphe, albite automorphe maclée, calcite maclée. A une autre échelle, Vathaire (1961) avait d'ailleurs signalé la fréquence des fentes alpines dans ce granite.

Ce granite gris est donc une modification alpine du granite du Clapier : il est rétro-morphosé, plus rétro-morphosé encore que le granite du Clapier. La biotite n'existe plus, la chloritisation est totale. Les feldspaths, y compris le feldspath potassique, sont très destabilisés. Le quartz contient de nombreuses inclusions fluides mais ne semble pas avoir changé de forme. Sa recristallisation est donc minime. Il est intéressant enfin de noter l'absence de rutile conjointement à la stabilité de la chlorite.

Au contact gneiss-granite on trouve fréquemment des filons d'aplite à bords francs. Cette apatite est, elle aussi, très rétro-morphosée : le feldspath potassique est destabilisé (piqueté d'inclusions fluides) et les biotites très chloritisées.

c - Conclusion

Nous venons de voir que ce socle cristallin est très rétro-morphosé, mais cette rétro-morphose n'est pas égale dans toutes les roches.

On peut affirmer que le granite du Rochail est moins rétro-morphosé que le granite du Clapier, lequel est moins rétro-morphosé que sa bordure au contact des gneiss, non loin des roches sédimentaires.

Les gneiss sont également plus rétro-morphosés au contact du granite et le sont d'autant moins que leur structure est restée plus compacte. Dans l'ensemble ils le sont toutefois plus que les granites puisqu'ils ont dépassé le domaine de stabilité de la chlorite. Nous reviendrons sur ce phénomène au cours de l'examen d'ensemble du métamorphisme alpin dans la région de Bourg d'Oisans.

2 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Les formations sédimentaires dans le synclinal d'Allemont ont été décrites par de nombreux auteurs dont : Termier (1894-1895) : Les Grandes Rousses ; Gignoux et Moret (1952) : Géologie Dauphinoise ; Lameyre (1958) : Partie Nord du massif des Grandes Rousses ; Bornuat (1962) : Couverture sédimentaire des Grandes Rousses.

Enfin Reboul (1962) et Tane (1962) ont étudié l'un la série sédimentaire au Sud de Bourg d'Oisans, l'autre les spilites de Villard ND.

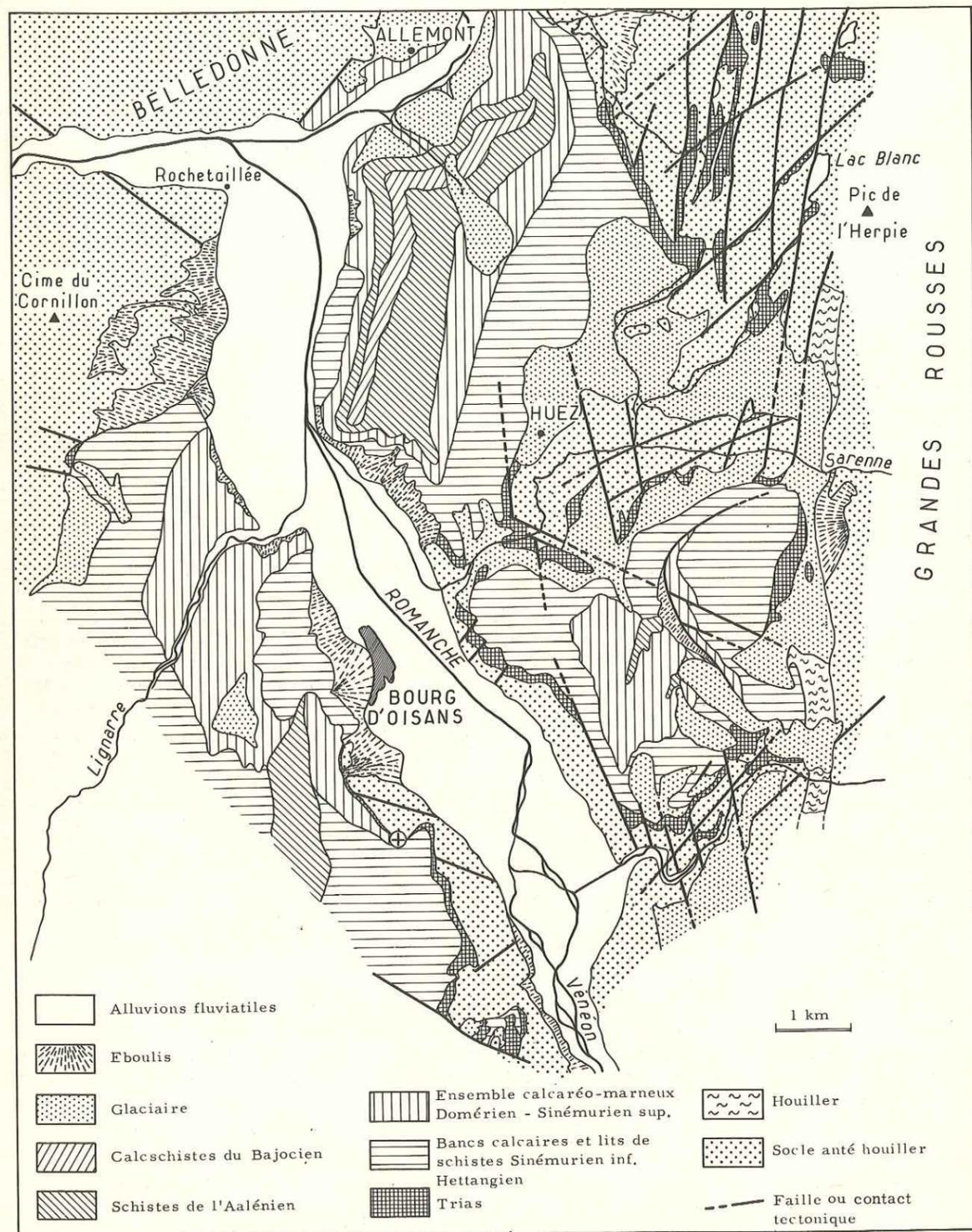


Figure 31 - Schéma tectonique du "synclinal d'Allemont" (in Bornuat, 1962).
 ⊕ : Emplacement du filon de La Gardette.

La série sédimentaire au Sud de Bourg d'Oisans comprend le Trias, le Jurassique et une partie du Crétacé inférieur (fig. 31). Nous allons décrire ici le Trias dans la région de La Gardette en insistant sur les transformations minéralogiques et les minéralisations.

a - Le Trias au niveau de la mine de La Gardette
 (Coupe effectuée dans les travaux du contact et la Combe de Charmonétier)

Le socle sous les roches de base du Trias est fortement altéré. Sur une épaisseur de 15 cm on trouve un gneiss à feldspaths quasi éliminés, biotite totalement transformée en micas incolores et produits bruns opaques. La muscovite s'effiloche aux extrémités et se transforme en un minéral à biréfringence faible : seule celle qui est blindée dans le quartz est conservée. Les carbonates sont épars, altérés.

α - Roches détritiques de base.

Sur ces gneiss altérés, on trouve 50 cm de roches détritiques :

- Dolomie recristallisée siliceuse (30 cm).

Cette dolomie est formée de cristaux relativement gros (100 microns) jointifs, parfois maclés. Ces cristaux sont en voie d'altération, conjointement à une silicification : le quartz limpide apparaît dans les zones altérées et corrode les carbonates. Des phyllites fines (séricites ?) sont également abondantes dans les zones altérées.

- Arkose rubannée (20 cm).

Les feldspaths (orthose perthitique, plagioclase séricitisé, albite authigène) sont abondants. Le quartz forme l'essentiel des grains détritiques, il est assez bien granoclassé (150 à 200 microns). Le ciment carbonaté est très corrodé par le quartz, l'albite et les phyllites.

En bref, dans ces roches détritiques de base, la silicification est nette et paraît contemporaine de l'altération des carbonates.

Les observations de Bornuat (1962) sont comparables. La zone altérée sous les conglomérats et l'arkose peut atteindre 3 à 4 mètres d'épaisseur et elle passe insensiblement aux roches détritiques qui ont une épaisseur comprise entre 0 et 2 mètres. Lorsqu'elles manquent totalement, la transgression débute par les calcaires dolomitiques à patine rousse. Enfin dans les coupes étudiées plus au Nord les dolomies siliceuses sont situées au-dessus de l'arkose.

Bornuat signale la présence de chlorite dans l'arkose. A Combe Blanche, on observe en effet dans la "gratte" schisteuse de grands cristaux (350 microns), sûrement authigènes, de chlorite.

β - Calcaires dolomitiques à patine rousse.

Dans la Combe de Charmonétier ce niveau est formé par trois faciès :

- Dolomie bréchique (70 cm)

Les éléments de dolomie fine (5 microns) légèrement arrondis. Ils contiennent des cubes de pyrite entourée de pressure shadows. Le ciment est formé de :

- dolomie recristallisée et silicifiée (50 microns),
- quartz authigène contenant des baguettes de rutile,
- phyllites.

- Dolomie fine à patine rousse (5 m).

Cette dolomie est assez fine (10 à 25 microns), recristallisée par places (50 à 80 microns). Elle contient des nodules de dolomite en gros cristaux à la périphérie (500 microns) avec quartz au coeur. Ce quartz tardif corrode la dolomite.

Cette dolomite est assez fracturée. Les fractures ne franchissent pas les diastèmes et sont donc diagénétiques. Elles contiennent pyrite et calcite. La galène en petits cristaux est éparse dans tout le banc.

- Niveau fortement minéralisé (30 cm).

C'est un niveau à éléments de dolomie fine (5 microns), séparés par des fissures et des cavités à gros cristaux de dolomite, quartz et sulfures. Les sulfures sont essentiellement pyrite et blende mielleuse, avec galène nettement moins abondante. Dans la Combe de Charmonétier on ne trouve ni chalcopryrite ni cuivre gris. Mais le cuivre gris associé à la galène est abondant à Combe

Blanche, comme au Nord de la Combe du Pontet. Dans la Combe du Pontet la blende contient de fines inclusions de chalcopryrite.

Ce niveau à sulfures est très caractéristique et constant dans toute la région.

γ - Calcaires dolomitiques clairs et argilites.

Au-dessus du calcaire dolomitique à patine rousse les auteurs placent des cargneules. Ils signalent pourtant que les cargneules ne pourraient constituer un niveau repère puisque le phénomène de cargneulisation ne se produit pas toujours et, quand il se produit, sa position varie.

Dans la Combe de Charmonétier la série est la suivante :

- Calcaire dolomitique fin à cristaux de pyrite et blende (4 m).

La dolomie en éléments arrondis est très fine (5 microns) avec fissures et cavités remplies de dolomite recristallisée (250 microns). Au cœur de ces recristallisations le quartz, tardif, corode la dolomite.

- Calcaires dolomitiques en gros bancs, puis argilites à pyrite (4 m).

Les calcaires sont très recristallisés. Les cristaux ont fréquemment une taille de l'ordre de 500 microns et les reliques de dolomie fine sont en voie de recristallisation. La pyrite est abondante, en dodécaèdres. Elle est d'autant plus abondante que la dolomie est plus siliceuse.

Les argilites sont constituées d'éléments très fins : quartz, albite, séricite, pyrite en petits cubes entourés de pressure shadows. Le rutile en fines aiguilles est particulièrement abondant.

Ces argilites se terminent par un chert.

Ce niveau, situé au-dessus des calcaires dolomitiques à patine rousse, varie selon les coupes. A Combe Blanche on observe des calcaires dolomitiques clairs, dans la Combe du Pontet : un calcaire dolomitique à nodules de calcite, puis un calcaire bréchique, puis les argilites.

b - Caractères des sédiments triasiques et de leur évolution au cours de l'enfouissement

Les sédiments triasiques : arkoses, calcaires dolomitiques, argilites, présentent des caractères syngénétiques, dia- et épigénétiques que nous allons résumer.

- Les dolomies fines, syngénétiques, sont toutes en voie de recristallisation. Parfois cette recristallisation est très avancée et il ne reste plus que quelques reliques de dolomite fine dans une roche à grands cristaux qui peut prendre un aspect bréchique.

- Tout ce Trias est minéralisé de façon diffuse en pyrite, blende et galène. Dans les dolomies fines les cristaux de sulfures sont petits, dans les dolomies recristallisées ils sont plus gros. Un niveau au sommet des calcaires dolomitiques à patine rousse est particulièrement minéralisé. Il se retrouve dans tous les affleurements de l'Oisans, au moins à l'Est de l'axe du synclinal où il a été recherché. Ce niveau contient pyrite, blende, galène et cuivre gris.

- Ces dolomies sont silicifiées. La silicification est tardive, en tous cas postérieure à la recristallisation des carbonates. Elle s'accompagne d'une concentration sur place des sulfures.

Au moment de cette quartzification les sédiments conservent encore un style de déformation plastique. En effet les petits filonnets de quartz calcite et galène qui, dans les travaux du contact à La Gardette poursuivent le filon principal dans la dolomie à patine rousse, montrent des déformations qui se situent à la limite entre la déformation souple et la cassure. Or nous savons que ces filonnets, qui contiennent des cristaux de quartz identiques à ceux du filon et épigénisent des carbonates, datent à la fois de la formation du gisement de La Gardette et de la silicification des dolomies.

- Les indices de déformation sont abondants dans ce Trias, tant durant la sédimentation qu'au cours de l'enfouissement :

- les nombreuses brèches monogéniques, les plis de matériel non induré, les cassures du socle remplies de dolomite témoignent de déformations durant la sédimentation triasique ;
- les figures de pression autour des cristaux de pyrite, bien que moins nettes que celles figurées par Lameyre (1958) dans le Nord des Grandes Rousses, les extinctions ondulantes du quartz, les macles des carbonates : tous ces faits témoignent de déformations contemporaines de l'enfouissement ou de phases tectoniques postérieures.

Les déformations paraissent plus nettes au sommet du Trias qu'à la base.

- Certains minéraux témoignent d'une élévation des conditions de température et pression. Il s'agit de :

- albite authigène,
- rutile qui envahit certains niveaux (argilites) et se trouve épars dans les autres,
- tourmaline signalée dès 1894 par Termier,
- chlorite en gros cristaux authigènes dans l'arkose de base (Combe Blanche).

c - Paléogéographie au Trias et minéralisations

Les coupes sont actuellement trop discontinues pour qu'on puisse préciser s'il y avait un ou plusieurs hauts fonds, et quel était dans le détail l'aspect de l'Oisans au Trias.

La région de La Garde n'a été recouverte complètement que par la transgression des dolomies capucin, et la série, de quelques mètres de puissance, présente une ou plusieurs lacunes (Bornuat, 1962).

Entre Ornon et le col du même nom (Combe de l'Ise, le Guillard) Reboul (1962) a également mis en évidence des séries très réduites.

En dehors de ces régions de haut fond le Trias montre une puissance qui varie entre 20 et 40 mètres, spilites comprises, dont l'épaisseur est également variable (de 7 à 20 mètres).

Quelle que soit la configuration de ce ou de ces hauts fonds vindéliens, il n'est pas douteux que les minéralisations diffuses du Trias soient des concentrations sédimentaires syngénétiques du type de celles décrites dans la bordure cévenole par Bernard (1961).

Cette origine sédimentaire des sulfures avait déjà été formulée par Vathaire (1965).

d - Les formations effusives fini-triasiques : les spilites

Les spilites sont généralement considérées comme des formations finitriasiques bien que le plus souvent leur âge exact ne puisse être défini en raison des fréquentes lacunes de sédimentation à leur niveau. Les spilites de Villard ND ont été étudiées par Tane (1962) qui a mis en évidence à côté d'épanchements sous-marins, la possibilité de coulées à l'air libre. Tane a examiné ces roches au microscope et aux rayons X. La paragenèse est constituée par : orthose adulaire, albite BT, quartz, calcite et pennine.

Le rapport orthose/albite varie de zéro à l'infini mais, lorsque les deux minéraux coexistent, il lui semble que l'orthose soit postérieure à l'albite, et il relie la réaction de formation de ce minéral à un échange d'alcalins entre l'albite et les solutions de chlorures comme ceux mis en évidence par les expériences de Wyart et Sabatier (1956). La formation des spilites du Pelvoux devrait donc être recherchée en profondeur selon l'hypothèse de Vuagnat et non pas dans un épanchement lagunaire comme le pensait Termier. Mais cette étude est préliminaire.

La paragenèse des spilites : quartz, orthose adulaire, albite, chlorite et calcite a pu être stable dans les conditions d'enfouissement auxquelles a été soumis le Trias, à condition que la pression partielle en CO₂ n'ait pas été trop forte. On sait en effet qu'il existe de grandes chlorites authigènes dans la gratte.

3 - LE METAMORPHISME ALPIN DANS LA REGION DE BOURG D'OISANS

L'existence de roches métamorphiques postérieures à l'orogène hercynien (Houiller) a été signalée par Favre en 1841 (*in* Termier, 1894). Termier a étendu les observations à d'autres niveaux que le Houiller, et a constaté que le Trias également, contenait des séricites et de la tourmaline développées *in situ*. C'était avancer l'idée d'un métamorphisme post-triasique, donc vraisemblablement alpin, mais on sait que Termier devait abandonner cette idée peu après. Perrin et Roubault (1941, 1944, 1945, 1946) à partir d'une série d'observations pétrographiques dans le Trias à Mollières d'Ugines, Feug, Lac de la Girotte et Tré la tête ont reposé ce problème. L'interprétation des faits décrits par Perrin et Roubault fut contestée mais la vivacité des débats reflète bien la complexité du problème, telle qu'elle apparaissait à l'époque. Gignoux (1946) semble traduire l'opinion du moment : les faits décrits par Perrin et Roubault sont réels : ils sont d'ailleurs connus dans d'autres niveaux et d'autres régions ; mais l'accord s'est réalisé pour les attribuer à la diagenèse.

Les travaux qui ont décrit les modalités et démontrent l'existence d'un métamorphisme alpin dans la zone externe au niveau de Belledonne et Grandes Rousses sont maintenant nombreux. Ce

sont ceux de : Giraud (1952) pour les Grandes Rousses, Lameyre (1958) pour la partie Nord de ce massif, Dondey (1960) pour Belledonne méridionale, Bornuat (1962) pour la région qui nous intéresse.

Giraud (1952) a attribué à un métamorphisme d'âge alpin la rétro-morphose généralisée de la série cristallophyllienne des Grandes Rousses, métamorphisme qui caractérise selon lui l'avant-fosse dauphinoise et dont les effets sont une chloritisation générale des biotites dans tout le cristallin, y compris le granite intrusif tardif de Pont Sainte-Guillerme, et l'oblitération de la discontinuité Houiller-socle.

Nos observations ont confirmé cette manière de voir et montré que, selon l'expression de Lameyre, ce métamorphisme alpin confère une certaine unité à l'ensemble socle-couverture.

Dans le socle, la chloritisation est plus nette lorsqu'on se rapproche de la couverture, et on assiste même à une déstabilisation de la chlorite qui donne muscovite et rutile.

Dans les arkoses triasiques le développement des séricites aux dépens des carbonates est général. Mais on note également la formation de chlorite authigène.

Dans les dolomies on observe une recristallisation, une silicification et l'abondance du rutile dans les termes argileux.

Les spilites montrent certes une paragenèse de faciès schistes verts mais le problème est plus complexe et nous le laisserons de côté.

Le Lias schisteux montre dans les diffractogrammes une phyllitisation avancée et, ses fentes à calcite sont partiellement quartzifiées. Or Sharp (1965) nous indique que ce phénomène doit se produire, compte tenu de l'évolution de la solubilité de la calcite et du quartz, lorsque la température s'élève.

Enfin un autre indice de l'intensité de ce métamorphisme alpin est constitué par les fentes qui ont fait la réputation minéralogique de l'Oisans. Les échantillons de musées témoignent de l'existence d'un faciès à zéolites très net en Oisans (avec prehnites et stilbites) dont l'étude reste à faire.

Quelle a été la température du Trias durant ce métamorphisme ? Il est très difficile de le dire car on ne connaît pas l'épaisseur du recouvrement qui l'a provoqué. La figure 23 nous indique que pour un gradient de 50°/Km elle est déjà de 330° C avec plus de 6000 mètres de recouvrement. Ceci est sûrement une température minimum, car un gradient de 50°/Km est, nous l'avons vu, un gradient fort pour cette région après l'orogène hercynien. Mais cette température est inférieure à celle qui régnait dans le massif du Mont-Blanc au moment de l'ouverture des fentes : le quartz était peu mobile et n'a pas recristallisé. Cette différence des faciès du quartz dans le granite du Rochail et dans le granite du Mont-Blanc est très nette ; on n'observe pas de quartz granulé dans le granite à Bourg d'Oisans. Un autre indice d'une température plus faible est l'absence de biotitisation alpine dans le granite du Pelvoux.

En conclusion le métamorphisme alpin dans la région de Bourg d'Oisans a été moins intense que dans le massif du Mont-Blanc.

4 - AGE DU FILON DE LA GARDETTE

Dans l'état actuel de nos connaissances sur l'histoire tectonique de la région de Bourg d'Oisans, état assez précaire, il est difficile d'émettre une opinion sur l'âge de ce filon. Aussi nous nous limiterons à poser le problème tel qu'il nous apparaît maintenant.

Ce filon est post-triasique. Nous avons vu en effet qu'il recoupe la dolomie de base du Trias et que l'étude des inclusions fluides ne met pas en évidence plusieurs stades de minéralisation.

Ce filon s'est formé à un moment où le Trias et le Lias étaient enfouis sous une épaisse couverture. L'épaisseur de cette couverture, nous ne la connaissons pas. Mais une limite supérieure raisonnable du gradient géothermique à cette époque (50°/Km) impose qu'elle ait dépassé 5 à 6000 mètres.

Ce filon s'est formé après le mouvement de bascule du claveau qui le contient, ou à la fin de ce mouvement. Il a en effet été observé (Poty, 1966) que le saupoudrage des faces des cristaux de quartz par les particules qui ont sédimenté durant leur formation est réglé par une direction très proche de la verticale. Cette direction ne peut absolument pas être perpendiculaire aux couches triasiques qui sont inclinées à 30° sur l'horizontale.

Enfin l'âge "absolu" donné par l'analyse chimique de la brannerite (50 à 60 millions d'années) n'est pas dénué d'intérêt. Toutefois son interprétation serait plus aisée si l'on connaissait les rapports des différents isotopes du plomb, et tant que cette détermination n'aura pas été effectuée la crédibilité de cet âge ne pourra être totale.

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
II - LE MASSIF GRANITIQUE DU MONT-BLANC

RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX

Le granite du Mont-Blanc a été l'objet de nombreuses recherches. Les travaux de Michel Lévy (1890), Duparc et Mrazec (1898) nous donnent les premières descriptions pétrographiques qui sont déjà passablement approfondies. Puis Corbin et Oulianoff à partir de 1924 consacrent leur activité surtout au lever de la carte et aux études tectoniques. Ces auteurs mettent en évidence la superposition de deux tectoniques dans le massif du Mont-Blanc - Aiguilles Rouges : une tectonique ancienne orientée à peu près Nord Sud et une tectonique alpine orientée NE-SW, c'est-à-dire parallèle à la vallée de Chamonix qui est d'âge alpin.

Deicha (1949) étudie les fluides et Bellière (1949, 1951, 1956) les équilibres minéraux alpins dans le granite. Récemment Purtscheller (1963) a exécuté une étude de pétrographie structurale, basée surtout sur la répartition des axes du quartz.

Enfin le percement du tunnel routier a été l'occasion d'un renouveau d'études. En France, Vitel (1963) a donné une description pétrographique du granite dans le tunnel, et en Italie, Baggio et Malaroda (1961, 1964, 1967) nous apportent une contribution fort importante. Ces travaux seront discutés ici.

Toutes ces études distinguent une paragenèse ancienne, hercynienne ou antérieure (Oulianoff), et une paragenèse nouvelle alpine. Pour certains minéraux l'accord se fait pour les classer dans l'une ou l'autre paragenèse, mais pour d'autres l'accord n'est pas réalisé. Dans ce chapitre on s'attache exclusivement à l'étude de certaines transformations alpines du granite, en comparant les associations minérales dans le granite sain à celles qui se trouvent dans le granite au contact des cavités et dans les cavités.

A - LE GRANITE DU MONT-BLANC, EN DEHORS DE LA ZONE D'INFLUENCE DES CAVITÉS

Dans le cadre de ce travail il a été étudié essentiellement dans les bassins d'Argentière (de l'Aiguille Adam Reilly au Mont Dolent) et de la Mer de Glace-Leschaux (de l'Angle au-delà du refuge de Leschaux). (1)

C'est un granite calco-alcalin plus ou moins écrasé dont les recherches récentes s'attachent à montrer la grande variété d'aspects : granite porphyroïde à foliation nette, gneiss oeilé voire même structure migmatitique selon Baggio et Malaroda (1961).

La foliation acquise au cours de l'écrasement le plus intense est parallèle à la vallée de Chamonix qui est d'âge alpin.

Les minéraux du granite primitif ont subi de profondes transformations durant cet écrasement, mais l'intensité des transformations n'est pas identique en tous les points du massif. Il y a lieu en effet de faire une distinction nette entre la zone axiale (région qui part du Tour Noir, passe par les Courtes, Talèfre et se poursuit par la dépression du glacier du Géant) et la zone externe (Aiguilles de Chamonix et leurs prolongements parallèlement à la direction de la vallée). (cf. fig. 32). Le granite des Aiguilles de Chamonix est un granite compact, très pauvre en cavités à cristaux. Le granite de la zone axiale est au contraire très fracturé et donne cet aspect d'empilement d'assiettes à de nombreux sommets (Pointes des Améthystes, Pointe Kurz, les Courtes, etc...). Elle a été reconnue comme zone de dislocations par Oulianoff (1960) ; c'est la zone du massif la plus riche en cavités à cristaux.

(1) Carte topographique I.G.N. 1/20 000e, Chamonix n° 5-6 et Mont-Blanc n° 1-2.

Carte géologique du massif du Mont-Blanc par P. Corbin et N. Oulianoff : feuilles 1/20 000e : Argentière, Mont Dolent, Talèfre, Le Tacul et Col du Géant.

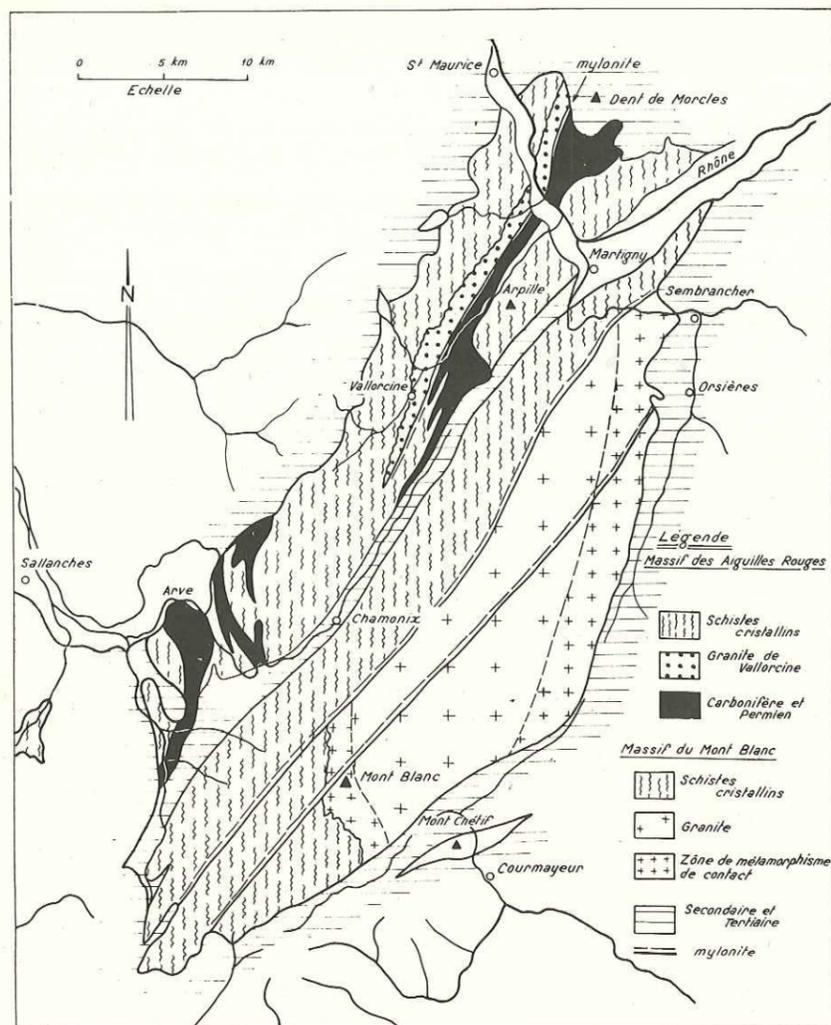


Figure 32 - Schéma tectonique du massif du Mont-Blanc - Aiguilles Rouges (in Guide géologique de la Suisse, 1966).

1 - DESCRIPTION DES MINÉRAUX DU GRANITE

Selon de Pol et Potenza (1964) la composition modale de 4 échantillons de ce granite prélevés dans le tunnel est la suivante :

quartz : 22 à 31 %,	biotite et chlorite : 4 à 6,2 %,
microperthite : 24 à 31 %,	muscovite : 0 à 3,6 %
plagioclase : 31 à 48 %,	minéraux accessoires : 0,6 à 2 %.

a - Minéraux cardinaux et essentiels

Le quartz est classiquement décrit sous deux faciès :

- quartz Q_1 en grandes plages à extinction ondulante; fréquemment granulé sur les bords,
- quartz Q_2 granulé, caractéristique de ce granite, isométrique, à extinction peu ou pas ondulante.

Tous les auteurs considèrent le quartz Q_1 primaire et le quartz Q_2 comme le résultat d'une recristallisation durant la rétro-morphose.

Que le quartz granulé Q_2 soit contemporain de la rétro-morphose ceci est indubitable. Il se forme depuis la cristallisation de la biotite jeune, granulée elle aussi, jusqu'à la période la plus tardive de la formation des cavités (Rognons du Tour Noir). C'est lui qu'on trouve dans toutes les mylonites d'orientation alpine. Il est donc alpin.

Mais la question de l'âge des grandes plages de quartz ondulante est plus délicate : les auteurs considèrent ce quartz comme ancien en se basant sur sa morphologie, en grands cristaux typiques d'un granite normal. Ceci ne paraît pourtant pas un critère suffisant, car à la même époque se forment dans le massif du quartz granulé dans les fissures verticales, et de grands cristaux de quartz dans les cavités horizontales. L'influence des tensions au cours de la cristallisation paraît donc jouer un rôle très important sur le faciès du quartz.

Le feldspath potassique se présente en cristaux de taille assez grande pouvant dépasser fréquemment 2 cm de longueur. Il a été profondément déformé. Les contours sont déchiquetés et l'allure générale plutôt arrondie, rappelant celle des minéraux détritiques, traduit les épreuves subies lors de l'écrasement du granite.

Il montre presque toujours la macle de Carlsbad mais le plan de macle est généralement déformé, décroché selon des marches d'escalier. Il a de plus acquis un triclinisme secondaire qui selon de Pol et Potenza (1964) varie de 0,88 à 1,00 (raies 131 et 131). Mais dans le granite sain, l'orthose totalement transformée en un seul individu de microcline ne s'observe pas fréquemment. On voit plus généralement des plages quadrillées, non contiguës, au contact entre le feldspath et un autre minéral dur. Ceci montre l'importance bien connue (Harker, 1932 ; Chayes, 1954) des contraintes sur la microclinisation.

Ces feldspaths contiennent toujours une importante phase sodique individualisée. Cette phase a 4 manières d'être :

- 1 - Perthites en fuseaux minces (film perthites). Cette manière d'être est peu habituelle. On la rencontre surtout au contact de minéraux mous (biotites).
- 2 - Fuseaux se transformant en veinules et s'anastomosant. Ce cas est plus fréquent.
- 3 - Veinules mises en place visiblement dans des fissures. Ceci est fréquent au contact d'un autre minéral dur : orthose, plagioclase. Cette albite n'est pas maclée.
- 4 - Veinules d'albite maclée. Cas plutôt rare qui traduit déjà une évolution tardive sur laquelle nous reviendrons.

Ces filonnets d'albite contiennent le plus souvent des petits cristaux de zoïsite. Ceci semble indiquer que lors de l'extinction il ne se serait pas formé des filonnets d'albite mais des filonnets d'un plagioclase, devenu instable par la suite, et se décomposant en albite et zoïsite.

La composition chimique de ce feldspath est donnée par cinq analyses de fractions très pures issues de granites sains (cf. tabl. 16).

Origine	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	PF	Total
Argentière - Domino (963,74 - 113,38)	67,00	17,50	0,24	2,98	11,75	0,40	98,87
Base de Blaitière (954,25 - 110,65)	67,20	18,20	0,24	3,33	10,86	0,32	100,16
Mer de Glace - Les Moulins (958,08 - 111,05)	64,60	18,40	0,29	2,59	12,45	0,36	98,70
Mer de Glace - Les Egralets (958,28 - 110,87)	66,80	18,60	0,24	3,48	10,84	0,55	100,52
Jardin d'Argentière (961,65 - 115,95)	67,20	17,40	0,24	3,58	9,86	0,37	98,65

Tableau 16 - Composition chimique du feldspath potassique du granite normal. Analyses : Laboratoire de Spectrographie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.)

La moyenne de ces 5 analyses correspond à la composition suivante : $Or_{69}Ab_{30}An_1$, ce qui correspond aux valeurs trouvées par de Pol et Potenza (1964) sur 10 microperthites : le pourcentage en albite varie suivant ces auteurs de 26 à 37.

Dans le diagramme de Smith et Mac Kenzie (1955) ce feldspath se situe, compte tenu de l'angle des axes optiques $2V_{Np} = 74$ à 90 , entre les microclines intermédiaires et les microclines microperthites.

La composition chimique de ce feldspath ne varie pas selon le degré d'évolution rétro-morphique du granite, ce qui semble indiquer sa stabilité durant ce processus. En fait dans des cas peu fréquents sa destabilisation peut être prouvée, selon un mécanisme qui sera indiqué plus loin (cf. p. 119).

Le plagioclase, de taille presque aussi grande que le microcline perthite, est très fortement altéré, saussuritisé et séricitisé.

Sa teneur en anorthite déterminée sur des sections perpendiculaires à p et g_1 , se situe dans les basses teneurs, souvent An_0 , mais peut monter jusqu'à An_{32} . Fréquemment on trouve des différences dans des individus de la même lame mince. Ce plagioclase ancien est entouré d'une couronne d'albite limpide mais ses formes primitives sont généralement décelables grâce à la répartition des zoïsites.

L'intérêt du plagioclase réside essentiellement, de notre point de vue, dans le fait que son altération varie suivant le degré d'évolution rétro-morphique du granite. Dans un granite où la rétro-morphose est peu avancée (Aiguilles de Chamonix, Aiguille d'Argentière) le plagioclase est très saussuritisé. On observe non seulement le développement des zoïsites mais aussi des épidotes, la séricite par contre est d'une abondance faible à modérée. Dans des granites plus écrasés et plus altérés comme ceux situés dans l'axe du massif et qu'on rencontre en amont du refuge d'Argentière ou aux Egralets la séricite l'emporte de beaucoup sur la zoïsite et l'épidote est absente. Ceci se traduit bien dans les analyses chimiques (cf. tabl. 17).

Origine	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	PF	Total
Arête Charlet Straton (961,33 - 116,76)	59,40	20,50	2,53	0,06	0,24	4,86	7,36	2,01	1,75	99,10
Base de Blaitière (954,25 - 110,65)	64,40	21,40	0,79	0,02	0,14	2,82	8,61	1,43	0,92	100,58
Mer de Glace - Les Moulins (958,08 - 111,05)	63,60	21,00	0,84	0,02	0,34	1,68	8,60	1,77	1,17	99,02
Mer de Glace - Les Egralets (958,28 - 110,87)	66,20	20,20	0,78	0,02	0,58	1,12	7,76	2,30	1,75	100,81
Jardin d'Argentière (961,65 - 115,95)	69,60	18,05	0,89	0,02	0,54	0,69	7,61	2,17	1,11	100,73

Tableau 17 - Composition chimique du plagioclase du granite normal. La séquence de haut en bas est dans le sens d'une rétro-morphose croissante. Analyses : Laboratoire de Spectrographie du C.R.P.G.

La pureté des échantillons analysés a été vérifiée à l'examen microscopique : la teneur en microperthite est négligeable par contre la teneur en quartz ne l'est pas dans tous les échantillons et des corrections ont été réalisées. Ces analyses montrent que le plagioclase est d'autant plus pauvre en chaux et riche en silice que la rétro-morphose est plus avancée. A la base de l'Aiguille de Blaitière il correspond à la formule $Ab_{76,7} An_{14,0} Or_{8,3}$ ce qui équivaut à une oligoclase. Le pourcentage en orthose virtuelle est trop élevé mais ceci s'explique par le contenu en séricite. Au jardin d'Argentière la composition correspond à la formule $Ab_{77,8} An_{3,8} Or_{14,6}$ et cela traduit bien ce qu'on observe au microscope : la zoïsite est très peu abondante et la séricite a envahi tout le minéral. En fait ce plagioclase est un mélange d'albite et de séricite.

Le plagioclase a beaucoup souffert de l'écrasement. Il a été tordu puis cassé. Mais on peut affirmer que la déformation plastique s'est opérée dans des conditions de T et P plus élevées que celles qui régnaient au moment de la formation des cavités car à ce moment le plagioclase casse et ne se tord pas.

La biotite de couleur uniformément verte, pléochroïque, Ng vert olive-brunâtre Np vert très pâle, existe sous 2 faciès :

- biotite ancienne, plissée corrodée par d'autres minéraux (quartz, feldspaths) de grande taille (jusqu'à 1500μ et au-delà) parsemée de granules de sphène, anatase (Friedel, 1912), ou de rutile et sphène maclés l'un et l'autre sagénite (C. Niggli, 1965).

- biotite jeune en petits cristaux 50 à 200μ , bien formés, sans granules de sphène, anatase ni sagénite. Cette biotite est associée très fréquemment au quartz granulé ce qui permet de lui attribuer un âge indubitablement alpin (Baggio et Malaroda, 1961).

C'est Bellière (1951) qui semble avoir découvert l'existence d'une génération de biotite durant l'orogénèse alpine. Depuis, les travaux de Baggio *et al.* (1961, 1967) ont établi ce fait d'une façon qui paraît définitive. L'absence de granules de composés du titane dans la biotite jeune est générale.

Les deux individus montrent une couleur uniformément verdâtre mais ils ne semblent pas identiques sur le plan chimique. Quatre échantillons ont été analysés. Ils sont relativement purs. L'échantillon des Egralets contient surtout de la biotite jeune et les trois autres surtout de la biotite ancienne.

	Composition				Formules				
	1	2	3	4	1	2	3	4	
SiO ₂	35,70	36,55	36,10	36,70	Si	5,64	5,81	5,49	5,62
Al ₂ O ₃	15,97	16,56	16,76	15,34	Al	2,36	2,19	2,51	2,38
Fe ₂ O ₃	2,13	4,21	5,08	5,07	Al	0,61	0,91	0,49	0,38
FeO	21,54	18,37	16,68	13,60	Ti	0,40	0,30	0,27	0,38
MnO	0,48	0,44	0,41	0,35	Fe ³⁺	0,25	0,50	0,58	0,58
MgO	3,79	5,51	6,22	8,39	Fe ²⁺	2,83	2,43	2,12	1,74
CaO	3,72	2,80	3,02	4,66	Mg	0,90	1,31	1,42	1,93
Na ₂ O	0,22	0,46	0,48	0,30	Mn	0,07	0,06	0,05	0,04
K ₂ O	7,36	7,48	6,80	7,12	Ca	0,63	0,48	0,49	0,76
TiO ₂	3,46	2,52	2,41	3,31	Na	0,07	0,14	0,14	0,09
P ₂ O ₅	0,79	0,48	0,57	0,68	K	1,49	1,52	1,32	1,39
H ₂ O ⁺	3	3,5	4	3	OH	1,57	1,85	2,02	1,52
F	0,64	0,69	0,52	0,54	F	0,31	0,35	0,25	0,25
1 - Base de Blaitière					954,25 - 110,65				
2 - Mer de Glace - Les Moulins					958,08 - 111,05				
3 - Les Egralets					958,28 - 110,87				
4 - Jardin d'Argentière					961,65 - 115,95				

Tableau 18 - Composition chimique de la biotite du granite sain. Ces échantillons sont des mélanges de biotites ancienne et jeune sauf l'échantillon n°4 qui contient surtout de la biotite jeune. Analyses : S. Manzon, 1966, Laboratoire de Chimie du C.R.P.G.

Les formules (cf. tabl. 18) montrent que ces biotites sont ferrifères et assez pauvres en Mg. Elles se situent plus près des annites que des sidérophyllites sauf pour la biotite jeune (n°4) qui se situe juste au milieu.

L'ordre des échantillons est celui d'un écrasement et d'une rétro-morphose croissante. Nous voyons que

- MgO et Fe₂O₃ augmentent
- FeO et (FeO + Fe₂O₃) diminuent.

Le fer s'oxyde et se lessive.

La teneur en F est modérée : $0,5$ à $0,7 \%$.

La teneur en CaO est surestimée à cause de la présence du sphène et de l'apatite, mais il n'en a pas été tenu compte pour le calcul de la formule.

Le stilpnomélane a déjà été décrit dans le massif du Mont-Blanc mais non dans le granite.

Au Nord du massif à la mine de Chemin (574,2 - 104,1) Hebling (1902), (in E. Niggli et C. Niggli, 1965), l'a décrit dans des fentes associées à épidote et calcite. Ces fentes horizontales, se trouvent dans des fuseaux verticaux dus à la superposition des tectoniques ancienne et alpine qui sont obliques l'une sur l'autre, Oulianoff (1960). L'analogie de forme et d'orientation de ces fentes

tout comme la paragenèse à épidote calcite nous les fait considérer comme contemporaines de celles qu'on rencontre dans le coeur du massif.

Plus au Sud, à la Cabane d'Orny (571,5 - 094,7) le stilpnomélane a été trouvé dans un microgranite par Von Raumer (in E. Niggli et C. Niggli, 1965).

Au cours de cette étude il a été observé dans 2 échantillons. L'un provient de la base du Domino (963,74 - 113,38) l'autre d'un gendarme situé au S.W. du Tour Noir (964,25 - 116,15). Il se présente sous forme de petites lamelles développées à partir de la biotite, postérieures à ce minéral (fig. 5, pl. X). Les lamelles brunes pléochroïques, sectionnées perpendiculairement à l'allongement ont le faciès typique du stilpnomélane de la mine de Chemin (1).

Les épidotes sont au nombre de 3 : zoisite, épidote monoclinique et allanite.

La zoisite est en général abondante dans les plagioclases anciens, associée à la séricite. On ne l'observe jamais dans les plagioclases jeunes pas plus que la séricite et elle est d'autant moins abondante que la rétro-morphose progresse à l'inverse de la séricite. Dans les granites les plus évolués elle est absente.

L'épidote monoclinique en grains de taille moyenne (50 à 250 μ) est très abondante. Elle n'est jamais automorphe mais très fracturée. C'est une pistachite ($2 V_{Nd} = 70$ à 80°) très comparable à celle qu'on trouve dans les cavités (p. 108). Il est difficile de préciser le moment où l'épidote apparaît. Outre sa présence diffuse dans le granite on la voit dans des filonnets plissotés, transverses sur la foliation, ce qui indique qu'elle a rempli des fractures durant les premières phases de détente du massif, phases qui ont été suivies de nouvelles compressions. Elle est ensuite le premier minéral à apparaître lorsque les fentes horizontales s'ouvrent, et pousse ainsi avant le quartz. Il faut donc admettre qu'une grande partie de l'épidote, sinon sa totalité, se forme au cours de la rétro-morphose alpine. Son abondance est variable : elle a tendance à disparaître dans les granites les plus écrasés et les plus rétro-morphosés comme celui des Egralets.

L'allanite brun rouge pléochroïque est fréquente. On l'observe dans presque toutes les lames minces où elle est généralement automorphe et entourée d'une bordure d'épidote. Elle est souvent fracturée mais à un moindre degré que l'épidote. Ceci peut être dû à sa plus grande résistance car elle n'est pas postérieure à ce minéral et n'a pas, par exemple, été observée dans les fentes comme l'épidote.

La chlorite n'est jamais très abondante dans le granite normal mais éparse. On l'observe soit en association avec la biotite, qu'elle remplace, soit seule. Ses teintes de polarisation sont dans les bleu sombre.

Elle est très souvent altérée en un mica incolore avec exsudation du fer. Ce phénomène, comme le problème général de l'apparition de la chlorite dans le granite, sera étudié à propos des cavités.

La muscovite est omniprésente dans le granite sain et se présente sous 2 faciès :

- dans les plagioclases : c'est la séricite. Les cristaux ont jusqu'à 100 μ de long. Ils sont associés à la zoisite et à l'épidote monoclinique.
- palmée autour des plagioclases, dans le quartz granulé, et associée parfois à la biotite granulée. Sa taille va alors jusqu'à 350 μ .

Elle est donc contemporaine du quartz granulé c'est-à-dire essentiellement alpine et on n'a pas de preuve qu'elle ait existé auparavant. Enfin son abondance croît lorsque la rétro-morphose avance : au stade le plus évolué les plagioclases ne contiennent que de la séricite et plus du tout de zoisite et d'épidote.

Le feldspath potassique ne contient jamais de séricites.

La calcite est fréquente mais peu abondante dans le granite sain. Elle est contemporaine de la partie finale de la rétro-morphose et sera étudiée avec la formation des cavités. Comme Bellière (1951) l'a noté il semble bien qu'elle soit plus abondante dans les parties hautes du massif ce qui ferait supposer une origine, au moins partielle, du Ca dans la couverture.

(1) La faible quantité de minéral disponible n'a pas permis une vérification aux rayons X.

b - Minéraux accessoires

Le zircon s'observe en beaux cristaux automorphes allongés et zonés, de teinte violette. Ils contiennent de nombreuses inclusions solides dans leur coeur (baguettes d'apatite probable) voire même des inclusions fluides.

Le sphène est abondant et se présente sous trois faciès :

- cristaux automorphes,
- grains (leucoxène) surtout dans la biotite,
- en réseau (sagénite) dans la biotite (faciès décrit par C. Niggli, 1965).

Le rutile est beaucoup moins abondant que le sphène. Il existe dans les biotites (en réseau : sagénite) et parfois, mais peu fréquemment, dans le quartz.

L'apatite est fréquente en cristaux automorphes. Son abondance croît lorsque la rétro-morphose avance.

Notons enfin la chalcopryrite qui se trouve dans les concentrés lourds du granite normal et la magnétite. L'actinote a été observée aux Egralets dans le granite et dans les enclaves.

2 - CONCLUSIONS SUR LE GRANITE SAIN

Si on limite les observations à la période postérieure à la croissance de la biotite alpine on constate que, lorsque la rétro-morphose avance, la composition chimique des minéraux évolue de la façon suivante.

Le feldspath potassique est remarquablement stable. Au microscope il paraît contenir plus d'albite lorsque la rétro-morphose avance, mais les analyses chimiques montrent qu'il s'agit essentiellement d'une demixion. C'est seulement dans les granites très évolués qu'il se déstabilise suivant un processus que nous examinerons p. 119.

Le plagioclase tend vers une albite ; son contenu en zoisite et épidote décroît jusqu'à s'annuler. Parallèlement le contenu en séricite s'accroît fortement. Les analyses chimiques montrent que le pourcentage d'albite est le même, mais la teneur en anorthite décroît et le pourcentage en orthose virtuelle (séricite en fait) s'élève. Ce phénomène paraît essentiellement réglé par le degré d'écrasement de la roche.

La biotite voit sa teneur en MgO augmenter, son fer s'oxyder et se lessiver légèrement.

Certaines divergences apparaissent avec les observations de Bellière (1949, 1951). Le coeur du massif ne paraît pas d'un niveau de métamorphisme plus profond que la périphérie. Ainsi la zone axiale broyée est celle qui contient les faciès les plus évolués. Le quartz enfin n'est absolument pas stable, les transformations qu'il a subies ne sont pas de simples fracturations mais d'incessantes recristallisations.

Ces observations peuvent se résumer de la manière suivante :

<u>Granite compact normal</u>	<u>Granite écrasé, rétro-morphosé</u>
microperthite limpide	microperthite destabilisée
plagioclase saussuritisé	plagioclase séricitisé
épidote abondante	peu ou pas d'épidote
muscovite peu abondante	muscovite relativement abondante

Ces deux pôles constituent les états extrêmes entre lesquels se situent la majorité des granites du Mont-Blanc.

B - LES ASSOCIATIONS MINÉRALES DANS LES CAVITÉS ET DANS LE GRANITE ALTÉRÉ AU CONTACT

Autour des cavités le granite est fréquemment altéré. L'épaisseur de cette altération est variable. Elle peut être de l'ordre de grandeur de la cavité, beaucoup plus grande ou inexistante.

Nous allons examiner le granite altéré associé aux cavités des différentes paragenèses, dans le but de chercher des relations entre le contenu de la cavité et les transformations minéralogiques dans le granite à son contact.

Dans une cavité les cristaux poussent par avancement normal des faces. Ceci entraîne qu'une couche située au-dessus d'une autre lui est postérieure.

L'application de ce principe permet de découvrir l'ordre d'apparition des minéraux dans la cavité.

1 - DESCRIPTION DES ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX DANS LES CAVITÉS ET DANS LE GRANITE ALTÉRÉ QUI LEUR EST ASSOCIÉ

Les associations minérales des cavités étudiées appartiennent toutes à l'un des six types fondamentaux suivants (cf. fig. 15) :

- 1ère association : épidote + quartz enfumé + orthose adulaire.
- 2ème association : épidote + quartz enfumé + orthose adulaire + ripidolite + calcite + (fluorine).
- 3ème association : (épidote + quartz enfumé + orthose adulaire) + fluorine.
- 4ème association : quartz enfumé + albite + ankérite.
- 5ème association : quartz enfumé + quartz améthyste.
- 6ème association : quartz enfumé + albite + muscovite.

Ces associations sont des schémas. Une cavité contenant l'association n° 1 (épidote + quartz enfumé + orthose adulaire) pourra contenir de petites quantités de ripidolite et de fluorine. L'association est donc déterminée non seulement par la présence ou l'absence de certains minéraux, mais aussi par les rapports volumiques entre minéraux.

a - Première association : épidote + quartz enfumé + orthose adulaire

α - Les cristaux dans la cavité (cavité décrite : arête Charlet Straton n° 13).

L'épidote pousse à partir des épontes du filon en grands cristaux automorphes qui peuvent atteindre 30 cm. Comme ils sont limités par leurs faces leur croissance s'est faite avant celle du quartz. La composition chimique de cette épidote montre que c'est une épidote assez peu ferrifère.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	PF	Total
38,95	26,71	5,39	2,92	0,26	néant	23,25	0,08	néant	0,20	0,06	0,51	0,49	2,64	100,46

Tableau 19 - Composition chimique de l'épidote des filons de l'Arête Charlet Straton. Analyse : M.F. Vernet et F. Reithler, 1966, Laboratoire de Chimie du C.R.P.G.

Le quartz forme les grands filons laiteux qui traversent horizontalement l'arête. Dans cette masse laiteuse on distingue encore de grands individus qui ont poussé côte à côte en se gênant mutuellement. Ces cristaux atteignent couramment la taille de 60 cm et certains devaient même dépasser 80 cm. On a dit (cf. ch. I, p. 39) que des tailles aussi élevées étaient exceptionnelles dans le massif du Mont-Blanc.

A ces deux minéraux, épidote et quartz, qui forment de très loin la masse cristallisée dans les filons et les cavités, il faut ajouter la présence en quantités secondaires de :

- orthose adulaire automorphe, surtout en nourrissage du feldspath potassique du granite, mais aussi en cristaux isolés sur le quartz.
- albite, moins abondante que l'orthose adulaire, en petits cristaux automorphes qui nourrissent le plagioclase.
- ripidolite très peu abondante, dans les cristaux de quartz à la fin de leur croissance, et surtout, en petits filonnets postérieurs à la formation des filons de quartz qu'ils recoupent.
- fluorine rose, en octaèdres, également peu abondante.

Cette paragenèse est schématisée sur la figure 15 a.

β - Le granite au contact.

Le granite au contact des filons et des cavités montrant cette association se caractérise par son absence d'altération. Il existe bien du granite altéré dans la région des filons, mais non à leur

contact immédiat, et il semble que pour cette association la silice à partir de laquelle le quartz cristallise ait pu venir du granite sain. Le quartz se présente sous les deux faciès : granulé et en grandes plages à extinction onduleuse.

Le microcline microperthite est albitisé en veinules et en taches, et corrodé par le quartz. Il est partiellement quadrillé.

Les plagioclases sont saussuritisés et légèrement séricitisés, mais la zoïsite paraît moins abondante que dans les granites sains peu rétrotransformés. La biotite est aussi abondante, la chlorite beaucoup moins, et altérée : elle est transformée en mica blanc et oxydes bruns. Puisque dans le filon la chlorite est postérieure au quartz, avec le même faciès que celle du granite nous constatons que le granite montre une succession de minéraux qui ne se sont pas formés en même temps, un télescopage en quelque sorte, phénomène sur lequel nous reviendrons.

Enfin épidote, allanite et sphène sont présents en gros cristaux.

En conclusion rien ne distingue ce granite d'un granite banal peu rétrotransformé si ce n'est la légère diminution de la quantité de zoïsite.

b - Deuxième association : épidote + quartz enfumé + orthose adulaire + ripidolite + calcite (avec de petites quantités de fluorine)

C'est l'association rencontrée dans la majorité des cavités du massif.

α - Les cristaux dans la cavité (cavité décrite : Seracs de Talèfre n° 1).

L'épidote forme de beaux cristaux automorphes de plusieurs mm de longueur, qui ont été souvent dissous par la suite. Ils sont toujours implantés sur le granite et dans des orientations quelconques par rapport au quartz qui les englobe. Ne montrant pas ou peu de figures de croissance simultanée avec le quartz on constate que comme dans l'association précédente l'épidote pousse essentiellement avant que le quartz ne se mette à pousser, c'est-à-dire dès que les fissures s'ouvrent.

Le quartz forme l'essentiel de la minéralisation dans la cavité. Les cristaux montrent parfois des fantômes d'accroissement constitués de petites baguettes d'épidote qui ont poussé avec le quartz à un moment où la densité des centres colorés est plus faible. Par analogie avec les cristaux de La Gardette nous admettons que cela correspond à une croissance plus rapide, donc à un changement passager des conditions de croissance.

L'orthose adulaire est abondante. Elle est légèrement incrustée dans le quartz, ce qui signifie qu'elle s'est formée aux derniers stades de sa croissance, et existe encore plus abondamment en nourrissage du microcline microperthite de l'éponte.

La calcite a cristallisé sous forme de rhomboèdres de plusieurs centimètres d'arête, ou de lamelles. Fréquemment dissoute (l'essentiel de la calcite formée dans les cavités ne semble pas nous être parvenue), elle laisse des traces de croissance simultanée avec le quartz qui ne sont pas très profondes démontrant ainsi sa croissance à la fin de la croissance du quartz.

La ripidolite forme des paillettes hexagonales de 40 μ de diamètre, en moyenne, empilées en vermicules de 100 μ de long. Elle remplit généralement toute la cavité.

Sur le quartz elle est le plus souvent très peu incrustée. Ceci signifie que le quartz s'est arrêté de croître dès que la ripidolite s'est formée. Au Mont-Blanc on n'observe que très rarement la ripidolite à l'intérieur des cristaux enfumés (le cas de l'association 6 exceptée, mais il s'agit alors d'une deuxième génération de quartz qui n'a pas la même origine que la première).

n° de cavité	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	PF	Total
1	24,59	19,90	3,21	31,07	0,95	9,05	0,10	0,06	0,06	0,08	0,05	0,14	9,83	11,02	100,14
23	25,10	19,51	6,05	25,14	1,04	10,18	0,34	0,04	0,08	0,15	0,10	0,20	11,32	12,32	100,05

Tableau 20 - Analyses chimiques de ripidolites.

1 - Analyse M.C. Grégoire, 1967 - 23 - Analyse M.F. Vernet et F. Reithler, 1966 (Laboratoire de Chimie du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy).

Nous constatons que ces chlorites sont particulièrement riches en Fe et qu'elles sont légèrement oxydées. Cette oxydation n'est pas supergène (cf. 6ème association). La teneur en MgO enfin est assez faible pour une ripidolite (Orcel, Caillère, Sandréa, 1961 ; Deer, Howie, Zussman, 1963).

La fluorine est fréquente mais en petites quantités. Les formes sont essentiellement l'octaèdre, parfois l'hexatétraèdre, jamais le cube. Elle est rose. Elle montre de fines figures de croissance simultanée avec le quartz (fig. 1, pl. II). Elle a donc commencé à croître au moment où le quartz arrêtait sa croissance. Mais très fréquemment les petits cristaux de fluorine ont été dissous et ne nous parviennent pas. Seules les figures de croissance simultanée avec le quartz, très caractéristiques, témoignent de son absence passée. Cette paragenèse est schématisée sur la figure 15 b.

β - Le granite altéré au contact.

Le quartz granulé se dissout progressivement puis disparaît. La microperthite n'est pas affectée. Elle paraît un peu plus microclinisée mais reste limpide. Les plagioclases sont par contre devenus méconnaissables. La zoïsite et les épidotes ont disparu, la séricite s'est beaucoup développée. La biotite a intégralement disparu de même que les épidotes et la chlorite. A leur place on trouve des oxydes de fer et des baguettes de rutile. La muscovite prend un développement intense conjointement avec l'albite, surtout dans les cavités formées par la dissolution du quartz. Avec ces modifications le granite devient caverneux, il prend l'aspect typique par lequel les chercheurs de cristaux devinent la présence de cavités cachées. Sa densité baisse fortement. Elle peut descendre au-dessous de 2 ce qui implique un départ de matière important allant fréquemment jusqu'à 500 g/dm³, c'est-à-dire équivalent à 20 % du poids de la roche.

- Evolution chimique du granite.

Nous la suivons dans une cavité de la pointe Kurz par comparaison de 3 échantillons de granite, le premier de granite sain, et les deux autres de granite altéré au contact de la cavité. Le troisième échantillon est plus altéré et plus proche de la cavité que le deuxième.

n° de cavité	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total	densité apparente
1	74,20	13,05	2,38	0,05	0,79	0,94	3,47	4,41	0,19	0,79	100,27	2,64
2	71,60	15,70	0,94	0,01	0,19	0,44	4,31	4,80	0,22	0,83	99,04	2,32
3	65,50	18,55	1,92	0,05	0,24	0,29	5,27	6,11	0,25	1,31	99,49	2,15

Tableau 21 - Evolution de la composition chimique (% en poids) au cours de l'altération.

- 1 - granite sain.
- 2 - se situe entre 1 et 3.
- 3 - granite caverneux au contact de la cavité.

Analyses effectuées au Laboratoire de Spectrographie du C.R.P.G.

n° de cavité	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total
1	1959	345	63	1,3	20,9	24,8	91,6	116	5	20,9	2647
2	1661	364	21,8	0,23	2,76	10,21	99,9	111,4	5,1	19,25	2296
3	1408	399	41,3	1,1	5,2	6,2	113	131	5,4	28,2	2138
$\Delta(1-3)$	-551	+54	-21,7	-0,2	-15,7	-18,6	+21,4	+15	+0,4	-7,3	-509

Tableau 22 - Evolution de la composition chimique (g/dm³) au cours de l'altération.

L'examen du tableau 22 montre que les modifications du granite au contact des cavités sont importantes. Si nous raisonnons en grammes d'oxydes par dm³ de granite, ce qui est logique puisque la texture de la roche est conservée durant l'altération, nous constatons que :

- SiO₂ décroît fortement. La perte atteint 20 % du poids total de la roche et ceci correspond en grande partie à la dissolution du quartz.
- CaO décroît également fortement. C'est une conséquence de la disparition de la zoïsite, des épidotes, du sphène, de l'albitisation complète du plagioclase.
- Al₂O₃, Na₂O, K₂O augmentent légèrement. La cause de cette augmentation réside vraisemblablement dans les néoformations d'albite, d'orthose adulaire et de muscovite dans les vides laissés par la dissolution du quartz.

- la forte diminution de Fe₂O₃ et MgO est une conséquence de la destruction de la biotite.

La comparaison de ces analyses nous conduit donc aux mêmes conclusions que l'examen pétrographique. La matière introduite dans la cavité sous forme de quartz, calcite, fluorine et chlorite correspond à la perte d'une quantité comparable de matière par le granite encaissant où quartz, biotite, et épidotes se dissolvent.

Le report sur diagrammes des valeurs correspondant à 17 granites sains et à 10 granites altérés (cf. Annexe V) est aussi très éloquent.

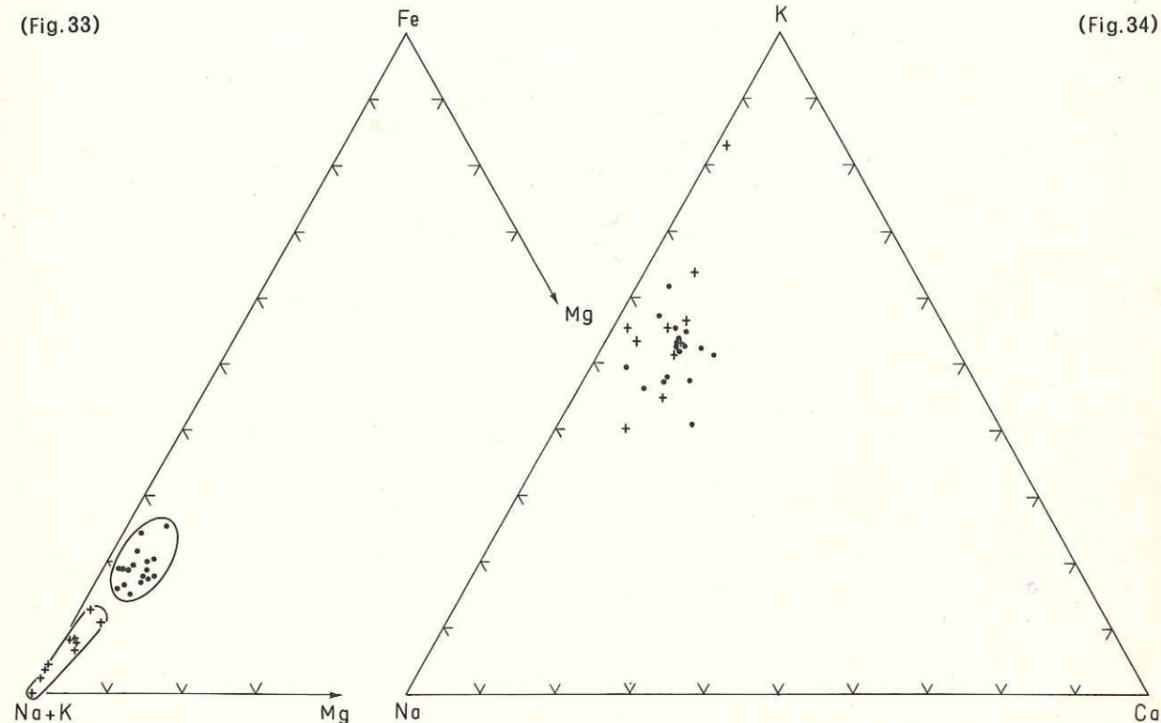


Figure 33 - Diagramme (Na + K)-Fe-Mg correspondant aux analyses de 17 granites sains (.) et 10 granites altérés (+) au contact des cavités.

Figure 34 - Diagramme Na-K-Ca correspondant aux analyses de 17 granites sains (.) et 10 granites altérés (+) au contact des cavités.

Le diagramme triangulaire (K + Na) - Fe - Mg (fig. 33) montre que les domaines correspondant aux granites sains et ceux correspondant aux granites altérés ne se superposent pas. Ils dénotent une tendance à l'accroissement du pourcentage en Na + K au cours de l'altération mais nous savons que le phénomène essentiel est en fait un lessivage de Fe + Mg.

Le diagramme Na - K - Ca (fig. 34) ne montre pas nettement de regroupement en domaines séparés des granites altérés et des granites sains, pour la majorité des cavités. Cela résulte du fait que Ca seul est lessivé de façon à la fois erratique et insuffisante pour séparer en deux domaines les deux familles de granites.

Le diagramme de H. de La Roche (1963) sépare bien le domaine des granites sains de celui des granites altérés. Il indique que les granites altérés sont appauvris en quartz et en minéraux colorés comme l'observation pétrographique nous l'avait montré.

Si nous comparons ces résultats à ceux mis en évidence par Stalder (1964) sur la granodiorite du Grimsel nous constatons que ce sont les mêmes éléments qui quittent la roche : Si, Fe, Mg et Ca. Les départs ne sont pas identiques en valeur absolue, mais cela est normal puisqu'il s'agit au Grimsel d'une granodiorite et au Mont-Blanc d'un granite calco-alcalin.

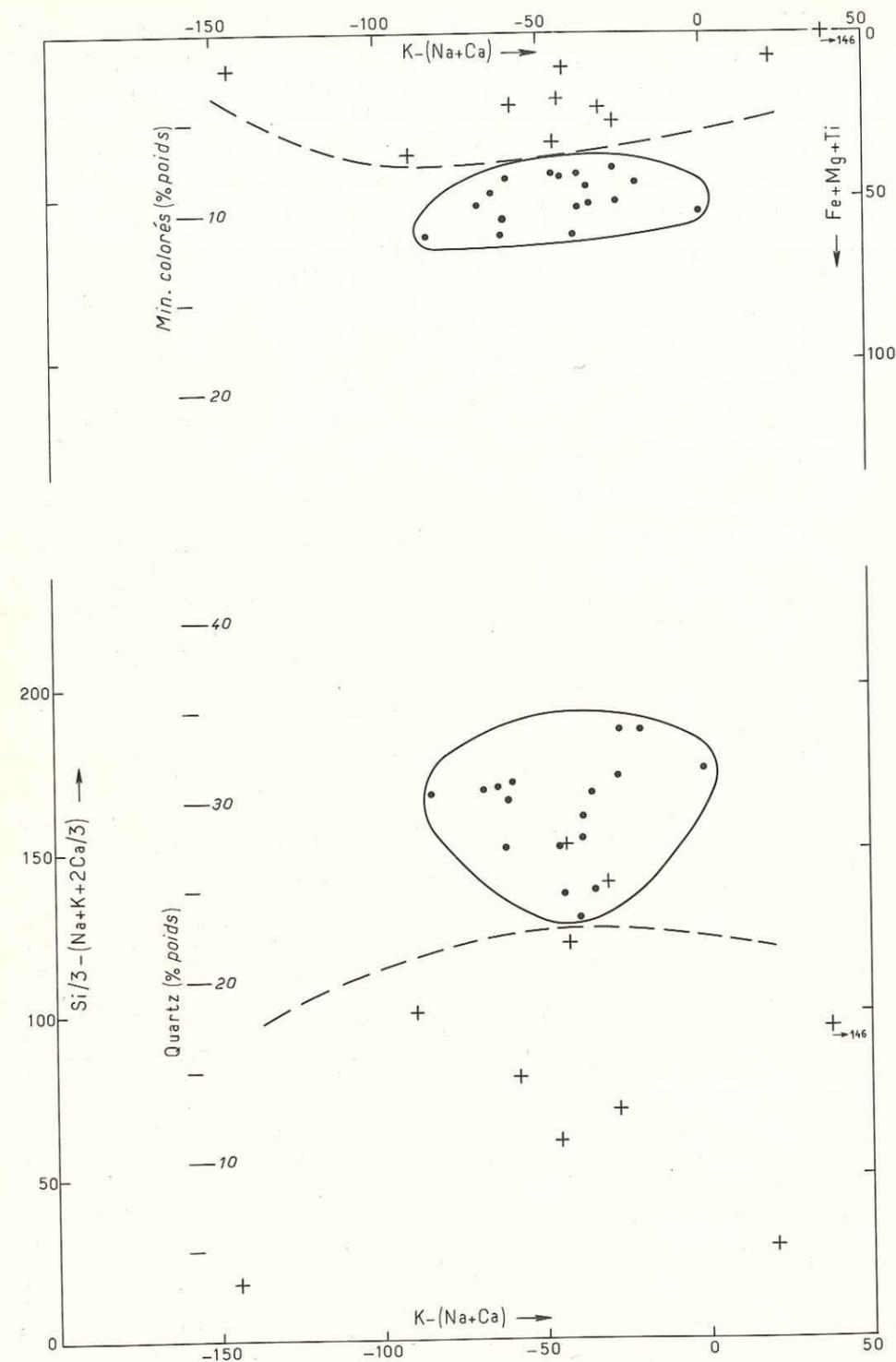


Figure 35 - Répartition des points figuratifs correspondant aux analyses chimiques de 17 granites sains (.) et 10 granites altérés (+) dans le diagramme de H. de La Roche (1963).

En conclusion de cet examen chimique nous pouvons dire que la matière introduite dans la cavité sous forme de quartz, calcite, fluorine et chlorite - les autres minéraux sont présents en quantité mineure et le bilan serait illusoire - correspond assez bien à celle qui a été soustraite au granite à son contact.

c - Troisième association : (épidote + quartz enfumé + orthose adulaire) + fluorine

α - Les cristaux dans la cavité (cavité décrite : glacier du Chardonnet, n° 12).

L'intérêt de cette cavité réside surtout dans le fait qu'à un développement subordonné d'épidote, quartz enfumé, orthose adulaire et ripidolite correspond une grande quantité de fluorine.

L'épidote comme toujours croît la première. Presque tous les cristaux de quartz en contiennent ou en ont contenu car elle est souvent dissoute et remplacée par du quartz et des cavités contenant des fluides. Le quartz vient ensuite. Il se présente en cristaux petits et allongés, et la masse totale de quartz cristallisée dans cette cavité est très faible. L'orthose adulaire est relativement abondante, et se présente soit en nourrissage du microcline microperthite, soit en cristaux automorphes qui ont poussé un peu avant la fin de la croissance du quartz, et restent incrustés dedans.

On trouve également de faibles quantités d'albite et de chlorite.

La fluorine est essentiellement postérieure à l'orthose adulaire, elle la recouvre et le plus souvent sans figures de croissance simultanée ; mais on peut aussi trouver de l'adulaire dans la fluorine, ce qui montre que la fluorine commence à croître un peu avant que l'adulaire ne termine sa croissance.

Les formes sont comme précédemment l'octaèdre, en taille relativement grande, jusqu'à 45 mm d'arête. Le cœur des cristaux est peu coloré, parfois légèrement bleuté, tandis que l'écorce est d'un rose soutenu, sur une épaisseur de l'ordre du centimètre.

Cette paragenèse est schématisée sur la figure 15 c.

β - Le granite altéré au contact.

Le volume du granite altéré au contact de la cavité est très important : plusieurs m³. Il devient poreux et la biotite est détruite. Les reliques de biotite encore visibles sont deferritisées, et c'est dans cette destruction de la biotite qu'il faut rechercher l'origine du fluor puisqu'on sait que les biotites vertes du granite sain en contiennent de l'ordre de 0,5 à 0,7 %.

Le granite altéré de densité 2,55 a la composition suivante (tabl. 23).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total	densité
% poids	72,00	14,60	0,52	0,01	traces	1,19	4,43	5,72	0,29	0,41	99,17	2,55
g/dm ³	1836	372	13	0,25		30	113	146	7,4	10	2529	

Tableau 23 - Composition chimique du granite altéré au contact d'une cavité à fluorine. Analyse effectuée au Laboratoire de Spectrographie du C.R.P.G.

Cette analyse montre que le granite altéré de l'association 3 est différent de celui de l'association 2. La silice est très peu lessivée, le fer et le magnésium beaucoup plus, la teneur en Ca et en K a augmenté et l'eau a diminué.

Tout ceci correspond bien à ce qu'on observe en lame mince : les zoïsites et épidotes sont aussi abondantes que dans un granite normal, l'adulaire nourrit les microperthites et la biotite est en grande partie détruite.

d - Quatrième association : quartz enfumé + albite + ankérite

α - Les cristaux dans la cavité (cavité décrite : glacier du Tour Noir, n° 22).

Cette association n'a été rencontrée que dans une seule région : les rognons rocheux du glacier du Tour Noir entre les cotes 3200 et 3300 m. Dans un granite fortement broyé sillonné de cassures verticales on trouve de nombreuses fentes à quartz et ankérite, avec quelques belles cavités dont celle qui est décrite ici.

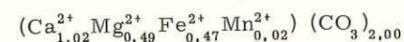
L'épidote est absente. Le quartz comme toujours pousse seul durant les 4/5e de sa croissance puis apparaît l'albite qui est très abondante, soit posée sur le quartz et poussant avec lui (figures de croissance simultanée très nettes) soit en nourrissage des plagioclases du granite. Ce n'est pas un péricline mais une albite vraie, comme dans le massif de l'Aar d'ailleurs (Stalder, 1964 ; Weibel, 1966). L'adulaire est absente.

L'ankérite se forme vers la fin de la croissance du quartz, à un stade identique à celui qu'aurait pris la chlorite. Elle produit de belles figures de croissance simultanée avec le quartz, qui sont très caractéristiques. La forme est celle du rhomboèdre.

Des cristaux d'ankérite blanc jaunâtre, assez peu altérés ont donné la composition chimique suivante :

CaO	: 26,52	MnO	: 0,48
FeO	: 12,50	CO ₂	: 40,37
Fe ₂ O ₃	: 3,63	Résidu	: 7,15
MgO	: 9,08	Total	: 99,73

ce qui en déduisant le résidu, et en mettant tout le fer à l'état ferreux donne la formule suivante :



Le rapport Mg/Fe est voisin de 1 et la teneur en Mn faible. La formule très équilibrée Ca/Fe + Mg ≈ 1 serait caractéristique d'une cristallisation à partir d'une solution (Ypma, 1963).

Nous constatons que cette paragenèse ne contient ni calcite primaire ni ripidolite et que l'ankérite se forme au moment où dans la plupart des cavités la calcite et la ripidolite poussent. Ensuite l'orthose adulaire est absente et l'albite abondante.

Ces faits ne sont pas nouveaux. Niggli, Koenigsberger et Parker (1940) signalent dans le Göschenalp et le Grimsel une paragenèse à carbonates (4 b) sans chlorite ni fluorine. Stalder (1964) réétudie cette question plus en détail et dans sa paragenèse 4 c, les minéraux importants sont : quartz, muscovite, ankérite, blende ; l'épidote et l'orthose adulaire manquent. Cette paragenèse dont nous expliquerons l'origine est schématisée sur la figure 15 d.

Postérieurement à ces minéraux (sans figures de croissance simultanée avec le quartz) on trouve calcite et aragonite en baguettes rayonnantes. Il est difficile de préciser les conditions de formation de ces deux minéraux, mais il semble exclu que l'aragonite soit supergène car elle contient de très fines inclusions fluides allongées de quelques microns qui contiennent une bulle.

β - Le granite altéré au contact.

Le granite dans le voisinage des cavités est plus transformé que tous ceux qui ont été examinés jusqu'à présent. La biotite, est totalement transformée en mica blanc et oxydes opaques, les zoisites et l'épidote ont disparu.

Le microcline micropertithe pour la première fois est altéré. Il n'est plus limpide : sa masse est piquetée de cavités, dont beaucoup contiennent des fluides, de taille inférieure à 5 μ. Ces cavités forment un pourcentage non négligeable du volume du cristal. Nul doute, ce feldspath n'est plus stable.

Les cassures qui le traversent sont remplies de muscovite.

Les plagioclases sont très albitisés et les cassures ressoudées. La séricite y est bien développée mais la saussurite est absente. Les jeunes albites (An₀) sont nombreuses et de grande taille (ordre du mm). Ceci est inhabituel.

La muscovite est très abondante surtout dans les cassures, avec des carbonates. A l'emplacement des anciennes biotites elle est associée à des oxydes opaques.

Le phénomène essentiel et nouveau de cette altération est la destabilisation du feldspath potassique et le développement intense, simultané, de l'albite et de la muscovite. Nous verrons p. 119 les causes de cette destabilisation du microcline micropertithe, et nous verrons que cette destabilisation est la cause directe de l'absence de l'orthose adulaire comme celle de la présence de l'albite et de la muscovite au sein de la cavité.

e - Cinquième association : quartz enfumé - quartz améthyste

α - Les cristaux dans la cavité (cavité décrite : pointe supérieure des Améthystes, n° 18).

Le quartz enfumé est un quartz identique à celui qu'on trouve dans les cavités précédentes. L'épidote n'a pas été trouvée à la base des cristaux. Il est donc possible qu'elle soit absente de la paragenèse mais le nombre des cristaux examinés est réduit (quelques dizaines). En association avec ce quartz enfumé on ne trouve pas d'orthose adulaire, mais un peu d'albite.

Le quartz améthyste croît postérieurement au quartz enfumé. Il contient de nombreux fils brun rouge qui s'épanouissent en lamelles hexagonales dans les lamelles sombres (croissance lente) et n'ont plus leur forme propre dans les lamelles claires (croissance rapide) (cf. fig. 3, pl. II). Ce minéral n'a pu être déterminé aux rayons X mais sa forme, comme sa forte teneur en Fe (décelée par spectrographie) fait penser à l'hématite.

Dans la cavité on trouve une quantité de boules brunâtres dont le diamètre varie de quelques mm à quelques centimètres. Ces boules existaient lors de la formation du quartz améthyste comme en témoigne le fait qu'elles l'incrustent. Elles sont formées d'une ripidolite totalement muscovitisée, mais dont la morphologie est encore très nette au microscope. Le fer et le magnésium ont donné de l'ankérite décelable en petites quantités aux rayons X. Mais actuellement l'essentiel de ces boules est constitué de goethite, calcite et muscovite.

On peut donc, pour cette cavité, donner la succession chronologique suivante :

1 - croissance du quartz enfumé normal avec à la fin, comme d'habitude, croissance de ripidolite et de calcite,

2 - croissance de quartz améthyste et destabilisation simultanée de la ripidolite et de la calcite dont les produits participent à la formation de l'hématite (dans le quartz améthyste) et d'ankérite, dans la cavité. Mais on n'a, en fait, pas de preuve que l'ankérite et l'hématite se soient formées exactement au même moment.

3 - décomposition (probablement supergène) de l'ankérite en goethite et calcite.

Cette paragenèse est schématisée sur la figure 15 e.

β - Le granite altéré au contact.

La cavité contenant cette paragenèse est assez différente de toutes celles qui ont été étudiées jusqu'ici. Elle n'a pas cette forme d'ovale aplati, et cet environnement tectonique calme de la plupart des cavités du massif. Elle est au contraire associée à un réseau de cassures verticales le long desquelles le granite altéré, violacé, est bien visible.

Le granite altéré contient :

- un quartz assez peu différent de celui des autres granites altérés,
- un microcline micropertithe destabilisé, piqueté de cavités très fines dont certaines contiennent des fluides,
- un plagioclase très séricitisé, mais sans zoisite, et de nombreuses albites jeunes, limpides,
- on note l'absence quasi complète de la biotite et l'absence complète des épidotes.

A la place de la biotite on trouve des muscovites et les oxydes de fer qui confèrent à ce granite sa couleur violacée si caractéristique. La muscovite s'altère à son tour en une phyllite faiblement biréfringente, analogue à celle de la cavité n° 25 (6ème association). Enfin, les carbonates parsemés d'oxydes de fer sont vraisemblablement, comme dans la cavité, des ankérites décomposées en calcite et oxydes opaques. Le zircon est conservé.

Les améthystes dans le massif du Mont-Blanc sont rares. Elles semblent avoir été observées surtout dans les deux pointes des Améthystes qui forment un massif parmi les plus fracturés du Mont-Blanc. Ce massif est situé dans la zone axiale qui a été fortement tectonisée (Oulianoff, 1960).

f - Sixième association : quartz enfumé - (ripidolite) - albite - muscovite - (ankérite) goethite

α - Les cristaux dans la cavité (cavité décrite : Face Nord des Courtes, n° 25).

Comme dans la cavité précédente le quartz enfumé est identique à celui trouvé partout ailleurs. L'épidote n'a pas été décelée à la base des cristaux, mais la ripidolite termine comme toujours la croissance par un recouvrement des faces du cristal qui regardent vers le haut.

En fait on ne distingue plus que les fantômes des vermicules de ripidolite. Le minéral a été dissous et recouvert par une autre génération de quartz, nettement moins importante, qui contient de grands cristaux de muscovite.

Les cristaux de quartz sont recouverts par :

- des lamelles brunâtres hémisphériques, non planes, qui aux rayons X ne montrent que des raies de goéthite, mais dont la morphologie suggère qu'elles ont pu être auparavant de l'ankérite ou de la sidérose.
- un manteau de muscovite en sphérolites.

Le tout baigne dans ce qui était la poudre de ripidolite et n'est plus maintenant qu'un mélange de muscovite en agrégats rayonnants de 0,5 mm et de goéthite. Plus aucune raie de ripidolite n'est décelable dans les diffractogrammes de cette substance, ce qui montre que le minéral a été complètement destabilisé.

Dans certaines parties de cet agrégat on remarque des lamelles d'un minéral mal cristallisé qui, enrichi, donne une raie à 3,05 Å qui est la raie la plus intense de la pyrophyllite et ne semble pas pouvoir être confondue avec la raie (025) de la muscovite (2,98 Å). On ne peut, certes, fonder la détermination d'un minéral sur la présence d'une seule raie, mais la kaolinite a été recherchée en vain dans de nombreux granites altérés, et la présence de pyrophyllite ne paraît pas illogique.

On doit donc, pour cette cavité, envisager la succession chronologique suivante :

1 - croissance du quartz enfumé. Cette croissance se termine par la formation de ripidolite qui, comme toujours dans l'association 2, remplit la totalité de la cavité.

2 - destabilisation de la ripidolite dont les produits de décomposition participent à la formation de :

- muscovite
- minéral riche en fer qui est actuellement un oxyde mais a pu cristalliser sous forme de carbonate.

3 - croissance d'une faible quantité de quartz de deuxième génération simultanément à la muscovite.

Cette paragenèse est schématisée sur la figure 15 f.

Un échantillon de muscovite de cette cavité a été analysé (tableau 24). Le produit séparé présentait un aspect pur à la loupe binoculaire, aussi le fer et le magnésium paraissent réellement appartenir au minéral.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	CO ₂	H ₂ O	PF	Total
46.69	28.54	5.79	0.82	0.29	1.50	0.10	0.24	9.40	0.12	0.21	3.67	5.82	99.35

Tableau 24 - Composition chimique de la muscovite issue de la destabilisation de la chlorite. Analyse : M.C. Grégoire, 1967, Laboratoire de Chimie du C.R.P.G.

β - Le granite altéré au contact.

Le granite autour de cette cavité est rubéfié puis blanchi au contact.

Le quartz se présente surtout en gros cristaux qui corrodent les plagioclases. L'orthose est destabilisée : une part non négligeable de son volume est constituée par des enclaves remplies ou non de fluides.

Les plagioclases ne sont plus du tout saussuritisés. Ils sont attaqués par le quartz et entourés fréquemment par une couronne de mica blanc qui semble donc se développer à partir d'eux. Les albites automorphes non séricitisées sont très pures (An % ≈ 0).

La biotite a disparu, comme les épidotes. On rencontre des restes de chlorite en reliques plus ou moins blindées mais le plus souvent elle est muscovitisée avec dépôt d'oxydes opaques. La muscovite est présente en masse et elle s'altère. Zircon et sphène ont disparu. L'apatite est conservée.

Cette cavité comme les deux précédentes est située dans la zone axiale du massif.

g - Minéraux particuliers

Cette succession de paragenèses serait incomplète si on ne signalait pas le béryl, l'hématite et les zéolites.

- *Béryl*. Du béryl bleu a été découvert par Soret en 1820 (*in* Lacroix 1900-1909) dans des éboulis au pied des Grands Charmoz. Les échantillons examinés (Ecole des Mines, Paris) montrent l'abondance de l'épidote verte. Il semble, d'après l'examen microscopique, que ces deux minéraux soient contemporains si bien que le béryl appartiendrait à l'association 1. La densité des fluides inclus dans ce béryl (cf. p. 84) est compatible avec cette hypothèse.

- *Hématite*. L'hématite se trouve fréquemment en recouvrement du quartz et le plus souvent sans figures de croissance simultanée avec lui.

Il n'a pas été possible de déterminer la composition des fluides dans lesquels a poussé l'hématite. Nous pouvons seulement affirmer que le milieu était très oxydant donc probablement assez riche en CO₂.

- *Zéolites*. Lacroix (1900-1909) a fait le point des découvertes de zéolites dans le massif du Mont-Blanc. Voici ce que rappelle cet auteur :

Au Glacier du Miage, l'association stilbite, scolécite, heulandite a été trouvée par Soret en 1821. L'association sphène, quartz, fluorine, mésotype, laumontite a été signalée par Favre, qui note encore, mais sans localisation, l'association fluorine, stilbite, scolécite et laumontite. La brewsterite a été enfin signalée par Dufrenoy au Col du Bonhomme, mais cette origine n'est pas certaine.

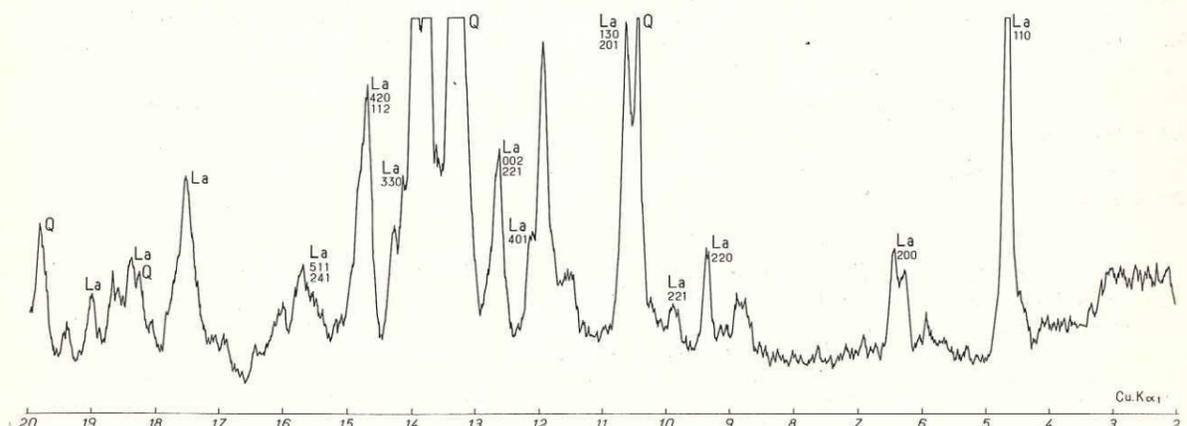


Figure 36 - Diffractogramme de la laumontite. Cavité n° 27. L'échelle en degrés donne les valeurs de 2θ.

Dans le Tunnel du Mont-Blanc, côté italien au point 5708, Baggio et Malaroda (1964) ont retrouvé la stilbite. Au cours de cette étude la laumontite a été observée à la Grande Fourche (cavité n° 27). Cette laumontite se présente en enduits blanchâtres micro à crypto-cristallins mais dont le diagramme de rayons X est très caractéristique (fig. 36). Cette laumontite est largement postérieure à la croissance du quartz, et la cavité qui la contient est particulièrement affectée par les mouvements tardifs du massif. (1).

2 - DISCUSSION SUR LA GENESE DES MINERAUX DANS LES CAVITES ET L'ALTERATION DU GRANITE AU CONTACT

Nous venons de voir que dans le granite du Mont-Blanc les cavités ne contenaient pas une paragenèse minérale mais au moins six. Puisque la composition du granite est assez constante (Vitel, 1963, et fig. 35) il faut bien admettre que le rôle de paramètres tels que la température, la pres-

(1) La laumontite a été également déterminée sur un échantillon de la partie italienne du tunnel (PK indéterminé) obligeamment communiqué par M. N. Oulianoff.

sion et la composition de la phase fluide est déterminant dans le choix de la paragenèse. Nous savons que les fluides se groupent en deux catégories : ceux à teneur faible en CO₂ (moins de 2 moles %) pour les associations 1, 2 et 3 et ceux à teneur élevée en CO₂ (de 2 à 30 moles %) pour les associations 4, 5 et 6. Nous allons étudier l'action de ces divers fluides.

a - Associations 1, 2 et 3 formées dans des fluides à teneur faible en CO₂

La croissance des cristaux de quartz enfumé s'est effectuée dans des fluides à pression partielle en CO₂ faible.

α - Première association

Les cavités s'ouvrent, l'épidote pousse, puis le quartz. L'un et l'autre semblent s'exclure.

Le granite au contact de la cavité est un granite normal. Il faut donc envisager, pour la croissance des minéraux dans la cavité, des transferts de matière sans que certains minéraux quittent leur domaine de stabilité. Le granite reste dans le sub-faciès à quartz-albite-épidote-biotite.

La cause de la croissance du quartz dans la fente ouverte, nous avons vu qu'elle pouvait résider dans la grande dépendance de la solubilité du quartz vis-à-vis de la pression (cf. p. 86). Il faut donc suivant Fonteilles (1962) concevoir la cavité comme un système au moins partiellement ouvert. L'eau qui la remplit peut dans une certaine mesure s'échapper. Sa pression est égale à la tension principale minimum de la roche, et une sursaturation en silice sera provoquée par la différence de pression qui existe entre grains de quartz du granite et phase fluide.

Cette explication a le mérite de nous éclairer sur un phénomène intrigant. Il est en effet fréquent dans le massif du Mont-Blanc de rencontrer des cavités avec leur auréole de granite altéré et qui non seulement ne contiennent pas de cristaux mais semblent bien n'en avoir jamais contenu. Ces cavités se sont peut-être formées dans une région où la pression des fluides était assez élevée et la silice aurait migré là où la pression était plus basse.

Cette première association nous apprend le mécanisme fondamental de la croissance du quartz dans les cavités.

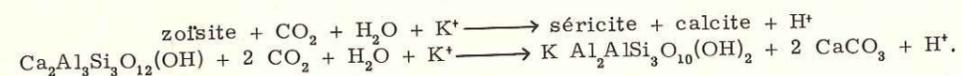
β - Deuxième association

La deuxième association nous montre les phénomènes nouveaux suivants :

- disparition des épidotes : zoïsites et épidote ne sont plus stables ;
- disparition de la biotite ;
- développement intense de la muscovite et des séricites.

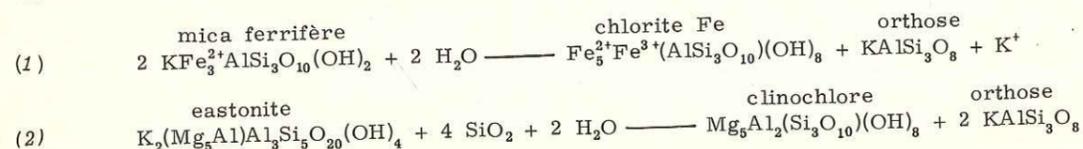
Examinons-les, l'un après l'autre :

- les plagioclases contiennent de plus en plus de séricite à mesure que la zoïsite s'estompe. On n'observe pas au microscope la zoïsite passer directement à la séricite et probablement il y a mise en solution du minéral au préalable mais le résultat global semble bien être le suivant :



La calcite formée ne reste pas forcément dans le plagioclase, mais on sait qu'elle n'est pas rare dans le granite.

- la disparition de la biotite est sans doute à mettre en relation avec la formation d'orthose adulaire et de chlorite. C'est Chayes (1955) qui le premier a attiré l'attention sur la formation d'orthose comme sous-produit de la chloritisation de la biotite. Les cavités du Mont-Blanc appartiennent à une confirmation des observations et interprétations de Chayes. Les quantités d'orthose adulaire et de chlorite observées dans les cavités ne paraissent pas indépendantes et Stalder (1964) a observé le remplacement métasomatique de la biotite par l'adulaire au Grimsel. Les réactions pour notre biotite riche en Fe mais qui contient néanmoins une proportion importante de Mg doivent être du type :



la réaction (2) est d'importance plus faible que la réaction (1) et nous constatons que la chloritisation de la biotite nécessite de l'eau et un peu de silice, deux matériaux disponibles. La chlorite se forme surtout dans la cavité ou dans le granite à son contact. La réaction est alors totale et on n'observe plus de biotite verte. Lorsqu'on s'éloigne de la cavité, dans le granite sain on trouve des biotites partiellement chloritisées ou des chlorites côte à côte avec des biotites vertes. Les réactions deviennent incomplètes et erratiques.

- le développement intense de la séricite dans les plagioclases, et de la muscovite est un phénomène difficile à expliquer dans cette association : il y a en effet contradiction entre le contenu en minéraux dans la cavité et dans le granite : la cavité ne contient pas de muscovite. Il est probable que cette muscovite et cette séricite sont pro parte postérieures à la formation des minéraux dans la fissure. L'association 6 nous démontre que ce fut le cas au moins dans quelques cavités du massif.

L'étude des cristaux nous apporte un autre renseignement : tous les minéraux, orthose, albite et à un degré encore plus net, chlorite et fluorine poussent à la fin ou après la croissance du quartz. Ceci signifie soit que l'activité de la silice dans la solution empêche la croissance des autres minéraux, soit que l'élévation de la concentration en d'autres composés bloque la croissance du quartz.

γ - Troisième association.

Elle est celle qui produit peu de quartz et beaucoup de fluorine. C'est dans la destabilisation de la biotite qu'il faut rechercher la source du fluor et nous avons une nouvelle preuve du fait que la destruction de la biotite ne participe pas à la formation du quartz. Schwartz (1958) avait déjà fait cette remarque lors d'une étude systématique des altérations hydrothermales de la biotite. Si tout le fluor libéré par l'altération de 1 m³ de granite est récupéré pour la croissance de la fluorine, il doit s'en former, compte tenu de la teneur en fluor des biotites du massif, une masse d'au moins 2,5 kg. Ce rapport est plausible pour la cavité n° 12.

b - Associations 4, 5 et 6 formées dans des fluides à teneur plus forte en CO₂

Pour l'association 4 il n'a pas été possible d'évaluer le pourcentage molaire en CO₂. Il ne se forme en effet pas de CO₂ liquide à la réfrigération mais seulement l'hydrate CO₂. 5 3/4 H₂O. Ceci n'est pas anormal.

Stalder (1964) a montré que dans les cavités où la dolomite se forme à la place de la calcite, l'apparition du CO₂ liquide était fréquente mais non obligatoire. Les fluides qui correspondent à la formation de la dolomite au Grimsel sont donc à la limite de la sursaturation de la phase aqueuse en CO₂ à la température ordinaire. Cela correspond à des teneurs de 2 à 3 moles %. Nous postulons que ce sont les teneurs avec lesquelles la dolomite était stable au Mont-Blanc.

Les associations 5 et 6 sont en fait la superposition à l'association 2 d'un phénomène nouveau : l'arrivée d'un fluide riche en CO₂ (25 à 30 moles % pour l'association 5, 2 à 3,5 moles % pour l'association 6). Tout se ramène donc à l'étude du rôle du CO₂ dans les solutions.

- Influence de la pression partielle en CO₂ sur l'équilibre orthose-muscovite.

Dans tous les cas, dès que le pourcentage molaire en CO₂ dépasse 2, l'orthose adulaire manque, la muscovite croît dans la cavité, tandis que le microcline microperthite du granite est destabilisé.

Un tel mode de destabilisation, d'altération, a été décrit par Korzhinski (1940). Cet auteur a montré que l'aspect trouble des feldspaths potassiques n'était pas dû à une pseudomatière péritique (kaolin, séricite, etc...) mais à des inclusions fluides, dont la taille est de l'ordre du micron, qui apparaissent lorsque le feldspath n'est plus en équilibre avec son milieu.

Korzhinski en conclut que les solutions pénètrent au coeur de l'orthose puisque toute la masse est attaquée uniformément et ceci prouve selon lui la structure mosaïque du feldspath. Cette observation a été confirmée par l'expérience. Wyart, Curien et Sabatier (1961) ont montré en utilisant des solutions enrichies en oxygène 18 que lors des échanges d'alcalins entre un feldspath et une solution de chlorures, on mettait en évidence non seulement la mobilité des alcalins, mais également celle de l'oxygène. L'eau pénètre donc dans le réseau du feldspath et ceci explique pourquoi on assiste à une dissolution partielle de la totalité de l'individu et non pas à une corrosion à partir de la bordure.

Quelle peut être l'influence du CO₂ sur l'équilibre orthose-muscovite ? Nous avons vu (ch. II p. 86), que l'action du CO₂ sur les solutions à haute température se traduisait essentiellement par une augmentation de la teneur en H⁺. Nous devons donc nous reporter aux travaux expérimentaux de Hemley (1959). Hemley a montré que les équilibres orthose-muscovite-kaolinite étaient gouvernés principalement par la température et le rapport K⁺/H⁺ des solutions (fig. 37).

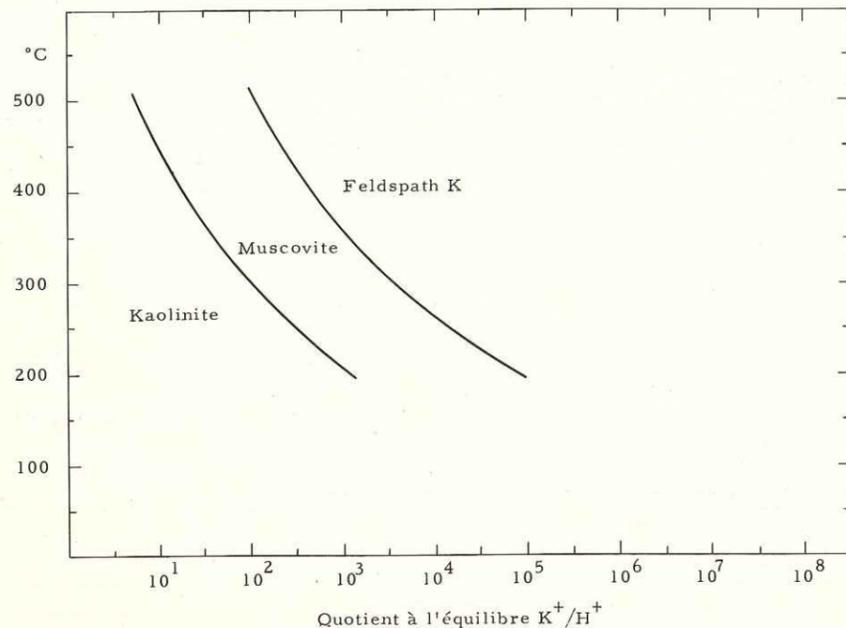
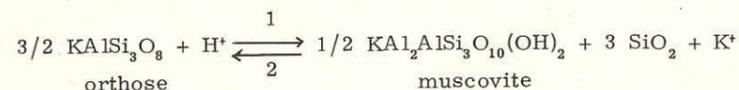
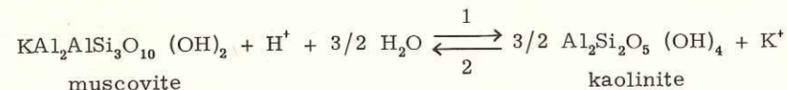


Figure 37 - Domaines d'équilibre de : feldspath-K, muscovite et kaolinite en fonction du rapport K⁺/H⁺ et de la température (Hemley, 1959).

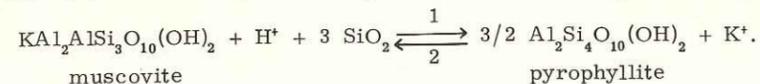
Lorsque K⁺/H⁺ diminue, ou lorsque la température diminue, la réaction suivante se fait dans le sens 1 :



Une évolution des conditions dans le même sens, mais plus accentuée, conduit à l'équilibre suivant :



et au-dessus de 350° C (à 1000 bars) ce n'est pas la kaolinite qui apparaît mais la pyrophyllite :



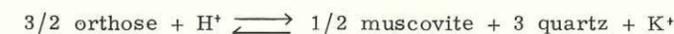
Dans les cas des associations 5 et 6 la température est probablement plus faible que celle qui régnait au moment de la croissance du quartz enfumé. Mais dans le cas de l'association 4 il est probable qu'elle était la même que pour l'association 2. La destabilisation du feldspath potassique est donc liée non pas à une baisse de température mais essentiellement à la variation du rapport K⁺/H⁺.

K⁺ nous l'avons vu, est relativement constant et compris entre 0,9 et 1,1 % en poids. On pourrait calculer H⁺ : cette teneur dépend en effet de la dissociation de l'eau, de la dissociation de HCl et de la dissociation de H₂CO₃. De ces trois dissociations, c'est la dernière qui est la plus

forte à haute température, mais un calcul de sa valeur serait sans doute illusoire car il repose sur l'extrapolation de la valeur de constantes de dissociation qui ont été établies à 25°. Smith (1963) a fait une telle extrapolation et estime qu'à 400° C un fluide à 10 % poids de CO₂ devrait avoir un pH de 2,78. Mais il ajoute qu'aucune précision ne peut être garantie, aussi nous nous limiterons à la constatation de l'accord qualitatif entre l'augmentation de la teneur en H⁺ et le passage du domaine de l'orthose au domaine de la muscovite dans le diagramme de Hemley.

La kaolinite devrait apparaître pour un rapport K⁺/H⁺ très faible au-dessous de 350° C. Elle a été systématiquement recherchée mais n'a pas été mise en évidence aux rayons X, bien que l'aspect microscopique de la muscovite soit fréquemment un aspect de minéral altéré. Nous avons vu que dans la cavité n° 25 un minéral mal cristallisé montrait la raie la plus intense de la pyrophyllite. Si cette détermination pouvait ultérieurement être confirmée on aurait un accord intéressant entre la température minimum donnée par Hemley pour la stabilité de la pyrophyllite et la température minimum donnée par l'homogénéisation des inclusions fluides (T_h = 310-350° C) du quartz contemporain.

En conclusion, la réaction étudiée par Hemley,



nous explique de façon satisfaisante pourquoi :

- le microcline micropertthite est destabilisé dans le granite,
- l'orthose adulaire manque, la muscovite et l'albite (issue de la micropertthite) sont abondantes dans les cavités où les fluides étaient riches en CO₂.

- Influence de la pression partielle en CO₂ sur la stabilité de chlorite, calcite, ankérite et hématite.

La ripidolite et la calcite ne sont stables que lorsque la teneur en CO₂ des solutions est inférieure à 2 moles %. Nous n'en sommes pas surpris. Millot (1964) nous signale en effet que dans des conditions de température et de pression peu élevées la chlorite est stable plutôt en environnement basique et a tendance à disparaître en milieu acide. Ceci est donc également valable aux températures élevées.

Pour la calcite Omelianenko et Alekhin (1966) montrent, d'après des considérations thermodynamiques comme d'après des résultats d'analyses d'inclusions fluides, que le domaine de stabilité de la calcite s'étend un peu du côté des pH acides mais ne dépasse en aucun cas pH = 4.

Lorsque la teneur en CO₂ dépasse 2 moles % c'est la dolomite ferrifère qui est stable. Jusqu'à quelle teneur en CO₂ s'étend cette stabilité pour notre domaine de température et pression ? Il est difficile de le préciser mais il semble bien que lorsque la teneur en CO₂ est très forte (25 à 30 moles %) on ne trouve plus, comme dans les améthystes, que de l'hématite.

Cette influence du CO₂ sur les paragenèses dans les cavités avait été observée dès 1906 par Königsberger et Müller, qui écrivent (p. 341) : "la teneur en CO₂ libre varie de 0 à 10 % et semble régler l'apparition des différents minéraux".

c - Rôle des fluides dans les équilibres minéraux au cours de la rétro-morphose

Dans les cavités comme dans le granite altéré à leur contact les transformations sont complètes. Mais plus on s'éloigne de la cavité, plus on observe une superposition de minéraux qui appartiennent à des domaines de stabilité différents. Ainsi on peut trouver côte à côte dans le granite :

- biotite, chlorite, muscovite + oxydes opaques,
- oligoclase et albite,
- orthose et muscovite.

Si les transformations étaient complètes dans le granite comme dans les cavités, on n'observerait qu'un seul de ces minéraux. Mais si les réactions n'ont pas été totales ceci ne signifie pas qu'elles n'ont pas atteint l'équilibre.

En effet dans la cavité, l'arrivée du CO₂ est la conséquence d'une ouverture du système sur l'extérieur, avec possibilité d'une évacuation de K⁺. La phase fluide est d'un volume important comparativement à celui des minéraux en croissance et la valeur de son rapport K⁺/H⁺ déterminera l'équilibre entre les minéraux. Ainsi la biotite disparaîtra au profit de la chlorite, la chlorite disparaîtra et la muscovite se mettra à croître, et il n'est pas certain que ces réactions modifient beaucoup le rapport K⁺/H⁺ du fluide.

Dans le granite loin de la cavité, la quantité des fluides est nécessairement faible, et limitée aux petites fissures, au contact entre les grains. Le CO_2 circulera mal, K^+ sera mal évacué. Ce ne sera plus la phase fluide qui fixera l'équilibre entre les minéraux mais la réaction entre les minéraux qui fixera la valeur de K^+/H^+ des fluides pour une température donnée. Nous obtiendrons des équilibres chimiques locaux.

d - Température et pression lors de la formation des cristaux de quartz enfumé du Mont-Blanc

Quelles sont les associations minérales stables durant la rétro-morphose du granite du Mont-Blanc ? Pour répondre à cette question il faut au préalable résoudre le problème posé par la muscovite. La muscovite est éparse dans le granite sous forme de séricite dans le feldspath plagioclase et sous forme de cristaux plus gros dans la roche mais on ne sait pas à quel moment elle apparaît. Dans les cavités on constate, par contre, qu'elle est rare et toujours tardive, postérieure à la chlorite. Elle apparaît lorsque la chlorite n'est plus stable.

Puisque nous connaissons la succession chronologique des croissances de façon rigoureuse dans les cavités, et puisque dans le granite la succession des croissances reste très conjecturale, nous postulerons que chlorite et muscovite ne sont pas stables simultanément aussi bien dans le granite que dans les cavités.

Lorsque la rétro-morphose avance la succession des paragenèses est alors la suivante :

- 1 - quartz-albite-orthose-épidote-biotite,
- 2 - quartz-albite-orthose adulaire-chlorite-calcite,
- 3 - quartz-albite-muscovite-dolomite, ou quartz-albite-muscovite-hématite.

Compte-tenu de ce que nous savons sur la composition des fluides, donc de l'évolution du rapport K^+/H^+ , nous pouvons imaginer 3 types de chemins suivis par le granite durant la rétro-morphose (fig. 38) :

① pour la majorité des cavités (association n° 2), nous ne pouvons pas dire actuellement si le passage de 1 à 2 est réglé par une variation de T ou une variation du rapport K^+/H^+ . D'où les 3 chemins possibles en tireté :

- à T constante,
- à K^+/H^+ constant,
- avec variation de T et K^+/H^+ .

② Au Tour Noir (association n° 4) nous savons que la teneur en CO_2 a augmenté (K^+/H^+ a baissé), alors que nous n'avons aucune raison de penser que T ait baissé. D'où une transformation à température constante.

③ Aux Améthystes et aux Courtes la teneur en CO_2 a fortement augmenté. Mais comme la muscovite est tardive T a probablement baissé et nous devons imaginer un chemin oblique sur T et K^+/H^+ .

PLANCHE X

Figure 1 - Brannerite et or.

La Gardette. Echantillon J. Geffroy T 30 (x 60).

Figure 2 - Quartz granulé et plagioclase.

Granite du Mont-Blanc. Mer de Glace. Les Egralets (x 40).

Figure 3 - Biotite ancienne partiellement chloritisée et corrodée par la micropertithe limpide.

En bas, à gauche, un plagioclase saussuritisé. Base de l'aiguille de Blaitière (x 5).

Figure 4 - Biotite alpine dans quartz granulé.

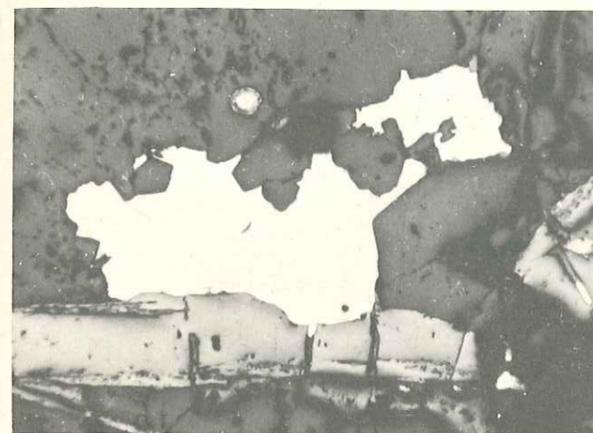
Mer de Glace. Les Moulins (x 10).

Figure 5 - Stilpnomélane.

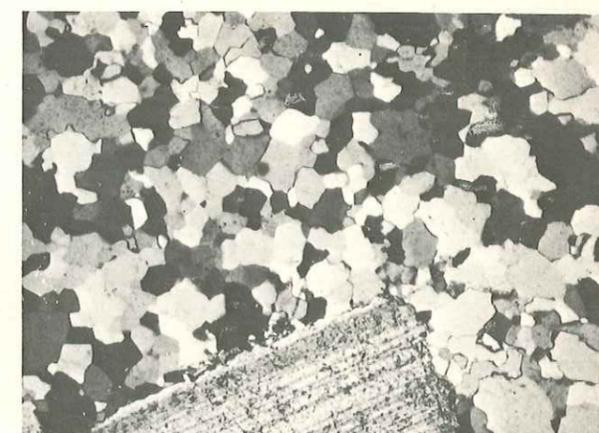
Glacier d'Argentière. Domino (x 70).

Figure 6 - Micropertithe déstabilisée, "pseudo-pélimitisée".

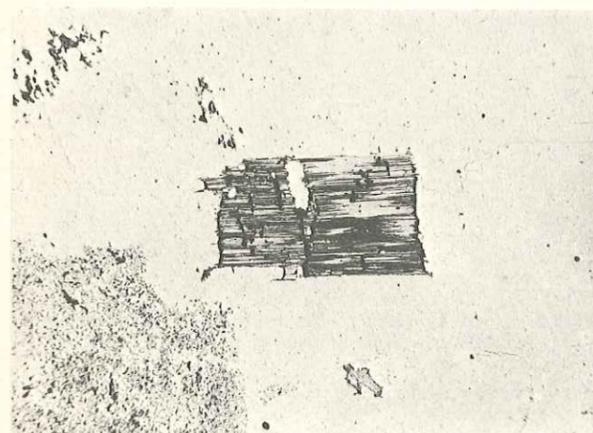
On remarque un plagioclase séricitisé en haut à gauche et un autre limpide à droite. Rognons du Tour Noir (x 10).



1



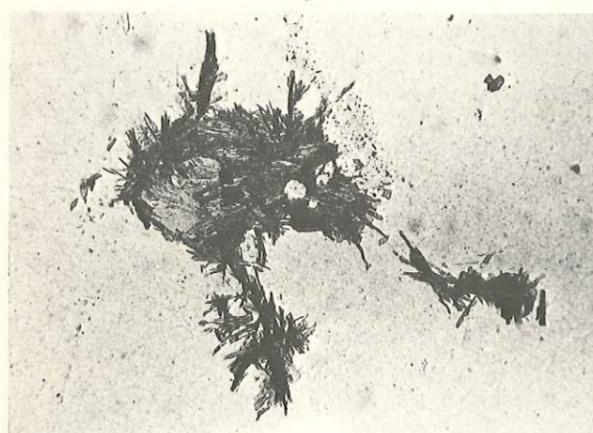
2



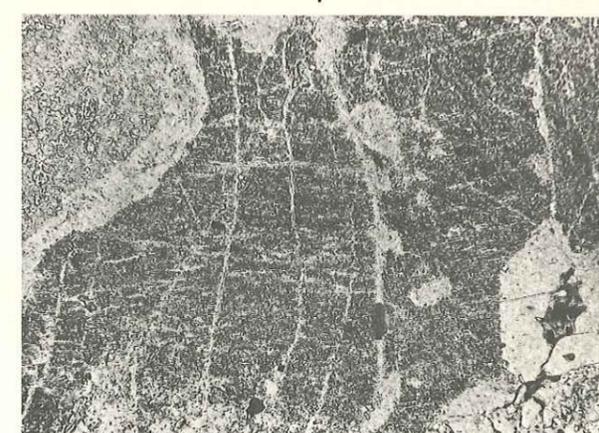
3



4



5



6

B. POTY. - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du Massif du Mont-Blanc.

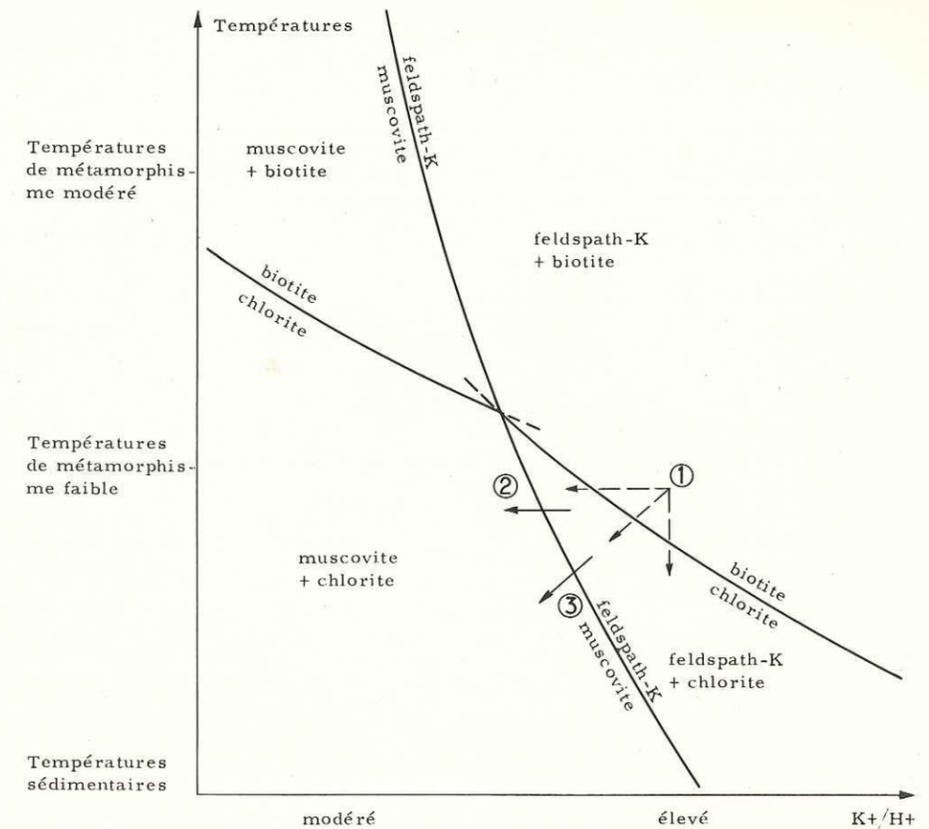


Figure 38 - Champ relatif de stabilité des couples de minéraux dans le système biotite-orthose-muscovite-chlorite - K^+ - H_2O à P donnée et excès de silice (selon Mac Namara, 1966).

Les chemins ①②③ représentent des chemins vraisemblables durant la rétro-morphose du granite du Mont-Blanc.

Les cristaux de quartz enfumés se sont formés au moment où la biotite et l'épidote disparaissent, c'est-à-dire au moment où le sub faciès à quartz-albite-épidote-biotite n'est plus stable.

La limite de stabilité de ce sub faciès se situe selon Winkler (1965) vers 450-470° C. En fait le passage de la zone à biotite à la zone à chlorite dépend aussi du rapport K^+/H^+ , et le domaine de stabilité en fonction de ce rapport K^+/H^+ n'est pas encore connu quantitativement. L'apport en CO_2 au moment de la croissance du quartz enfumé semble avoir été toutefois assez faible et il est possible que cette température de 450-470° C ne soit pas très éloignée de celle de la croissance des cristaux enfumés.

Une température élevée est aussi suggérée par le fait suivant : les inclusions fluides analysées par Königsberger et Müller (1966) montrent que l'équilibre était réalisé entre les solutions de chlorures et les feldspaths du granite. Or cet équilibre, Wyart et Sabatier (1966) nous apprennent qu'il est difficilement atteint au-dessous de 400° C.

Pour une température située entre 400 et 450° C la pression donnée par l'isochore (fig. 25) sera comprise entre 2,5 et 3,3 Kilobars ce qui correspond à un recouvrement de l'ordre de 9 à 12 km.

e - Age des cavités dans le massif du Mont-Blanc

Récemment, Baggio, Ferrara et Malaroda (1967) ont mesuré l'âge de la roche totale du granite du Mont-Blanc et celui des biotites par la méthode Rb/Sr. La roche totale donne deux isochrones à 313 MA et 263 MA ce qui confirme l'âge hercynien de la porphyroblastèse du granite du Mont-

Blanc. Les biotites affichent des âges situés entre 18 et 36 millions d'années selon la proportion de biotite ancienne qui est mélangée à la biotite alpine. On peut donc considérer que la biotite alpine indique un âge proche de 18 à 20 MA, ce qui correspond à la limite entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen. Que signifie cet âge ?

D'après Jäger (1965), il semble bien que l'âge donné par les biotites soit celui auquel les échanges dans le système formé par la biotite et son milieu ambiant se bloquent. L'âge n'indiquerait pas l'époque de croissance de la biotite mais le moment où ce minéral suffisamment refroidi ne pourrait plus éliminer son Sr radiogénique. Il est alors possible que les cavités du Mont-Blanc se soient formées à cette époque, puisque nous savons que lors de la formation de la plupart d'entre elles la biotite quitte son domaine de stabilité.

Ceci mériterait confirmation par des mesures sur les minéraux des cavités : orthose adulaire et muscovite. L'enjeu est important, car lorsque les cavités se forment les températures et les pressions décroissent, le massif est en pleine surrection. Si cette surrection était aussi précoce que le Miocène moyen cela signifierait qu'entre le moment où le massif se soulève et celui où les premiers galets de granite sont visibles, c'est-à-dire au Pliocène (Debelmas, 1963), un laps de temps assez important se serait écoulé.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Les résultats de cette recherche sur la croissance des cristaux de quartz dans les filons de La Gardette et du Mont-Blanc, se situent sur les trois plans de la croissance du quartz, de la nature des fluides géochimiques profonds et de la géologie des régions où se trouvent ces filons.

A - LA CROISSANCE DU QUARTZ

1) Les cristaux de quartz lamellaires sont des cristaux impurs qui croissent avec des vitesses alternativement élevées et faibles, et ensevelissent des quantités d'impuretés différentes en fonction de ces vitesses. Les cristaux de quartz à structure macromosaïque sont des cristaux très purs.

La différence de faciès des deux types de cristaux (allongés ou trapus) s'explique par la différence des contenus en impuretés. Lorsque le cristal ensevelit beaucoup d'impuretés, les faces du rhomboèdre peuvent encore avancer par germination bidimensionnelle des couches, alors que les faces du prisme ne le peuvent que difficilement ou plus du tout. Ce freinage préférentiel de l'avancement des faces du prisme est la cause de l'allongement des cristaux impurs.

L'origine exacte de l'ensevelissement d'une grande quantité d'impuretés à La Gardette et d'une faible quantité au Mont-Blanc est difficile à déterminer. Deux phénomènes semblent en effet se conjuguer :

- d'une part une température plus faible à La Gardette, peut-être entre 330 et 400° C, alors qu'au Mont-Blanc elle devait plutôt se situer vers 400-450° C.
- d'autre part la présence de sédiments carbonatés, dont les eaux connées sont à l'origine de la croissance des cristaux de La Gardette.

De quelle manière agit ce milieu carbonaté ? Ce n'est pas par l'intermédiaire du CO₂, car nous avons vu au Mont-Blanc que les variations de la teneur en CO₂ dans les fluides ne modifiaient pas le degré de pureté des cristaux. Ce doit être plutôt la nature et la quantité des ions dissous.

Cette action simultanée de deux facteurs : température et nature des solutions, se retrouve pour les gisements de quartz lamellaire de Windgallen Hütte (Maderanertal), de Vättis et Calanda (Grisons). Situés près ou dans des sédiments calcaréodolomitiques, ils sont aussi dans la zone du métamorphisme alpin le plus faible.

L'influence de la température est probablement prépondérante, car elle modifie considérablement le phénomène d'adsorption ; mais on ne peut pas prouver en toute rigueur que le chimisme des solutions joue un rôle moindre.

Nous conclurons donc avec Laemmlein (1941), mais en ajoutant ici une ébauche d'explication, que les cristaux de quartz allongés dont le prisme présente un habitus trigonal sont de plus basse température que les cristaux trapus.

2) L'aptitude à former des macles est beaucoup plus grande à La Gardette qu'au Mont-Blanc, et ces macles y sont plus compliquées. Les phénomènes d'adsorption doivent jouer un très grand

rôle, mais on peut aussi penser que le dépassement des conditions d'équilibre puisse atteindre de plus grandes valeurs à basse température.

Lorsque la température est élevée, la vitesse de croissance du quartz est suffisante pour faire disparaître rapidement, par croissance des cristaux préexistants, toute sursaturation momentanée. A température plus basse un apport de silice brutale (par exemple par transformation de la montmorillonite en illite) ne pourra pas être éliminé aussi rapidement. La vitesse de croissance du quartz est en effet plus faible, et l'adsorption plus intense freine encore la croissance, ce qui entraîne une forte élévation de la sursaturation.

Le degré de dépassement des conditions d'équilibre et l'adsorption concourent donc au même résultat lorsque la température baisse : la probabilité des germinations bi- et tri-dimensionnelles augmente. Des filons du Mont-Blanc où les cristaux croissent à partir des grains de quartz du granite et ne sont capables de former que des macles simples, on passe au filon de La Gardette où des macles plus compliquées sont abondantes et où une timide germination tri-dimensionnelle se produit au sein de la solution.

A température plus basse encore d'autres phénomènes, dont Millot (1960) nous rend compte, se produisent, qui vont dans le sens d'une capacité de germination encore plus forte. Les filonnets ou amas de calcédoine ne se forment pas par croissance de grains de quartz préexistants, mais par germination spontanée.

3) Le CO_2 , tout comme les hydrocarbures selon Laemmlein, diminue la polarité de l'axe a et gêne l'étalement des couches. Les faces plagiédres disparaissent et le cristal devient squelettique (améthystes). Il est possible que les cristaux tordus, où la polarité de l'axe a est extrême, se soient formés dans un milieu particulièrement pauvre en CO_2 .

B - LES FLUIDES GÉOCHIMIQUES PROFONDS

1) Dans ce domaine l'apport essentiel de ce travail concerne la découverte de fluides tardifs riches en CO_2 , au cours de la rétro-morphose du granite du Mont-Blanc. Ceci implique que l'eau soit beaucoup plus mobile que le CO_2 puisqu'on la retrouve dans tous les cas, alors que le CO_2 n'apparaît que dans la zone axiale fracturée.

On en déduit que, durant une part non négligeable de la rétro-morphose du granite, les fluides ont été fortement sous-saturés en CO_2 .

2) Si le CO_2 nous laisse généralement des indices de sa présence par la formation de carbonates, lorsque sa concentration devient trop forte, l'acidité du milieu se situe en dehors du domaine de stabilité des carbonates.

Le seul indice de la présence passée du CO_2 sera alors celui fourni par les inclusions fluides.

3) Une série de faits : la présence de phases solides qu'on ne peut dissoudre avant décrépiation, la présence de fluides riches en CO_2 et tardifs, l'équilibre entre les solutions de chlorures et les feldspaths selon Königsberger et Müller (1906), l'apparition tardive de la laumontite, impliquent que les cristaux de quartz enfumés se soient formés à une température supérieure à 350-400° C.

La température d'homogénéisation des inclusions des quartz enfumés ne nous donne donc aucun renseignement sur la température de formation de ces quartz. Mais elle nous permet de déterminer la densité du fluide, renseignement précieux qui relie de façon linéaire la température et la pression à l'intérieur de l'inclusion.

Ces inclusions sont donc plus utiles comme manomètres que comme thermomètres.

4) Si nous revenons au postulat fondamental de l'étude des inclusions fluides - l'étanchéité des parois après la capture du fluide - deux arguments en faveur de sa validité peuvent être avancés. On note d'une part un bon accord entre les différentes compositions de la phase fluide et les différentes paragenèses minérales qui leur sont associées ; ceci prouve que la composition chimique de la phase fluide est assez bien conservée. D'autre part la densité des inclusions primaires associées à la ripidolite est généralement plus faible que celle des inclusions qui sont associées à l'épidote ; ceci est un argument en faveur d'une conservation de la densité.

C - LA GÉOLOGIE DE L'OISANS ET DU MASSIF DU MONT-BLANC

1) Pour la région de Bourg d'Oisans nous pouvons dire que la densité des fluides inclus dans les minéraux du Trias et du Lias est telle qu'on doit envisager un recouvrement épais de la région, entre la fin du Lias et la période actuelle, recouvrement qui a disparu maintenant. Ceci s'accorde avec l'existence d'une schistosité dans le lias du synclinal d'Ornon et avec la découverte par Martini et Vuagnat (1965) d'un faciès à zéolite à l'ouest des massifs cristallins externes. Le filon de La Gardette apparaît alors comme un filon formé en profondeur avec du matériel (fluides, silice, sulfures) issu essentiellement des sédiments qui le recouvrent.

La rétro-morphose du socle est beaucoup plus forte au contact du sédimentaire qu'ailleurs. Ceci doit être attribué aux fluides dont on retrouve la trace dans les inclusions des quartz des granites. Ces inclusions sont d'autant plus abondantes qu'on se rapproche du sédimentaire.

2) Dans le massif du Mont-Blanc le CO_2 a joué un rôle perturbateur durant la rétro-morphose. Par l'acidité qu'il provoque il règle l'équilibre entre certains minéraux et en particulier entre orthose et muscovite. Compte-tenu de ce qui a été observé au Grimsel (Stalder, 1964) nous pouvons dire que lorsque la teneur en CO_2 s'élève la succession des paragenèses est la suivante :

orthose biotite zoïsite épidote	orthose ripidolite calcite	muscovite ankérite	muscovite hématite (?)
0, x mole %	2 moles %	y moles % (4 < y < 25)	

Ceci conduit à un schéma de rétro-morphose en système ouvert au cours duquel la température a pu, dans certains cas au moins, rester constante.

ANNEXES

ANNEXE I

LISTE ET LOCALISATION DES CAVITÉS LES PLUS IMPORTANTES
OBSERVÉES DANS LE MASSIF DU MONT-BLANC

BASSIN	LOCALISATION DE LA CAVITE	N° DE LA CAVITE	COORDONNEES	ALTITUDE	
Mer de glace	Bassin de Talèfre	Seracs de Talèfre	1 et 2	959,0 - 111,0	2440 m
		Rognons de Pierre-Joseph	3 à 7*, 8	960,6 - 111,3	2850 m
	Bassin de Leschaux et des Périades	Refuge de Leschaux	9	960,2 - 110,0	2435 m
		Glacier de Pierre-Joseph	10	960,8 - 109,8	2700 m
Les Périades - Pointe Nini		11	958,8 - 107,9	3420 m	
Bassin d'Argentière (et affluents)	Glacier du Chardonnet	12	960,9 - 116,7	2800 m	
	Arête Charlet-Straton	13	961,3 - 116,8	3150 m	
	Glacier du Milieu	14	961,0 - 116,1	2700 m	
	Oreilles de lapin	15	961,7 - 116,1	2900 m	
	Aiguille de la Neuve	16	964,3 - 117,0	3600 m	
		17*	964,0 - 116,6	3500 m	
	Pointe Supérieure des Améthystes	18	963,7 - 116,1	3350 m	
	Brèche des Améthystes	19	963,1 - 116,0	3065 m	
	Pointe Inférieure des Améthystes (base)	20	962,5 - 115,7	2830 m	
	Glacier du Tour Noir	22	963,7 - 116,0	3300 m	
	Base de la Pointe Kurz	23	963,5 - 114,7	2950 m	
	Domino	24*	963,8 - 113,3	3280 m	
	Face Nord des Courtes	25	962,2 - 114,3	3000 m	
	Bassin du Tour	Col Supérieur du Tour	26*	961,7 - 120,6	3250 m
	Bassin de Saleina	La Grande Fourche	27	963,1 - 119,5	3250 m

Tableau 25 - Les cavités les plus importantes observées dans le massif du Mont-Blanc (Cartes topographiques I.G.N. 1/20 000e : Chamonix, n° 5-6, et Mont-Blanc, n° 1-2).

* - Cavités non visitées et dont le contenu seul a été étudié.

ANNEXE II

DOSAGE SPECTROGRAPHIQUE DE Al, Li, Na, Mg, Fe, Ti
DANS DES CRISTAUX DE QUARTZ NATUREL
par K. GOVINDARAJU

Une méthode de dosage de Al, Li, Na, Mg, Fe, Ti dans des cristaux de quartz naturel a été mise au point en tenant compte des impératifs suivants :

- sensibilité de l'ordre de 1 ppm pour les 6 éléments,
- teneurs très variables suivant les échantillons, pouvant aller de moins de 1 ppm à plus de 1000 ppm,
- dosage des 6 éléments sur chaque spectre,
- recherche d'une bonne reproductibilité des analyses, y compris pour les faibles teneurs.

Ces exigences ont pu être respectées par l'utilisation d'un spectrographe Bausch et Lomb à deux réseaux équipé d'un secteur tournant à 6 échelons. Les conditions opératoires sont résumées ci-après.

1 - PREPARATION DES ETALONS SYNTHETIQUES

Une série d'étalons synthétiques a été préparée en utilisant comme base de la silice spectrographiquement pure Johnson Matthey. Un étalon contenant 1 % des 6 éléments à doser a d'abord été préparé puis cet étalon a été dilué successivement pour obtenir les étalons 3160 - 1000 - 316 - 100 - 31,6 - 10 - 3,6 et 1 ppm. En fait pour les faibles teneurs les étalons n'ont pas la valeur indiquée car il faut ajouter à cette valeur le contenu en impuretés de la silice Johnson Matthey (cf. § 4).

2 - PLAN D'EXPERIENCE

Les échantillons de La Gardette et du Mont-Blanc ont été analysés en deux séries séparées.

Dans chaque série, une plaque contenait les spectres de :

- 3 échantillons de quartz pris deux fois,
- 1 échantillon de La Gardette utilisé comme contrôle afin de tester la reproductibilité des analyses,
- 1 étalon synthétique de 31,6 ou de 100 ppm pour apprécier la dérive des courbes de travail.

Les étalons de 1 à 3160 ppm ont été pris en quatre plaques et à chaque série.

Les plaques contenant les échantillons (12 pour chaque série) ont été développées simultanément, il en a été de même pour les plaques étalons.

3 - ELEMENTS DONT LES TENEURS SONT SUPERIEURES à 30 ppm

Les courbes de travail construites à partir des étalons synthétiques ont été utilisées seulement pour les teneurs supérieures ou égales à 30 ppm. L'échantillon de quartz de contrôle (La Gardette) a donné pour les 12 plaques de la série des échantillons de La Gardette :

- Al une moyenne de 335 ppm avec un écart type relatif de 5,6 %
- Li une moyenne de 29 ppm avec un écart type relatif de 7 %.

4 - ELEMENTS DONT LES TENEURS SONT INFERIEURES à 30 ppm

Les courbes de travail sont des droites approximatives jusqu'à 30 ppm environ. Au-dessous de cette teneur elles se courbent et tendent à devenir parallèles à l'axe des teneurs. Ceci est dû au contenu non négligeable en impuretés de la silice Johnson Matthey.

A ceci il faut ajouter le renforcement d'intensité des raies aux très basses teneurs. Ainsi pour Al la raie à 3 ppm a une intensité plus forte que la raie à 10 ppm. Ce phénomène rend les déterminations délicates au-dessous de 15 ppm.

Le contenu en impuretés de l'échantillon de silice Johnson Matthey utilisé, estimé par une méthode d'addition est de :

Al	5 ppm	Mg	1,5 ppm
Li	2 ppm	Fe	7 ppm
Na	6 ppm	Ti	3 ppm

Les teneurs des échantillons à analyser ont été également déterminées par une méthode d'addition, c'est-à-dire que les courbes de travail ont été tracées avec une pente de 45° et avec un seul point. Ainsi le rapport d'intensité de Al/In de l'étalon synthétique 1 ppm est porté en ordonnée contre la concentration réelle, c'est-à-dire 1 + 5 = 6 ppm en abscisse.

Cette méthode d'estimation permet d'apprécier des teneurs très faibles ce qui est nécessaire dans le cas des cristaux de quartz du Mont-Blanc qui se sont révélés d'une pureté plus grande que celle de la silice spectrographiquement pure Johnson Matthey. Evidemment les erreurs peuvent être énormes et atteindre 300 %.

5 - CONDITIONS OPERATOIRES

Préparation des échantillons	: Mélange d'une partie de l'échantillon avec une partie de graphite.
Electrode	: Electrode en graphite.
- Echantillon (anode)	: Electrode en graphite, cône tronqué, longueur 10 x 6,15 mm, cratère 2,5 x 3,5 mm.
- Contre électrode (cathode)	: Electrode en carbone (carbone Lorraine 208) diamètre 7 mm, cône tronqué au bout.
- Entrode	: 3 mm.
Excitation	: Source universelle, arc continu de 11 amp.
Temps de pose	: 30 secondes.
Spectrographe Bausch & Lomb	: Réseau B, 5000 à 7000 Å.
Fente	: 10 microns.
Secteur tournant	: 6 échelons avec un rapport de 2,51.
Emulsion photographique	: 1 N Kodak.
Traitement photographique	: 12 plaques sont traitées ensemble avec les accessoires nécessaires.
Raies d'étalon interne	: In 3309 Å pour doser Al, Fe, Mg et Na. In 3256 Å pour doser Li et Ti.
Raies utilisées	: Al 3082 Å - 2ème ordre. Fe 3020 Å - 2ème ordre. Li 6707 Å - 1er ordre. Mg 2802 Å - 2ème ordre. Na 5889 Å - 1er ordre. Ti 3234 Å - 2ème ordre.
Calibration	: Autocalibration à l'aide du secteur tournant à 6 échelons.

ANNEXE III

ANALYSES SPECTROGRAPHIQUES QUANTITATIVES DES IMPURETÉS CONTENUES DANS LES CRISTAUX DE QUARTZ DE LA GARDETTE ET DU MASSIF DU MONT-BLANC

N° de l'échantillon	N° du cristal	Secteur	ppm						At / 10 ⁶ Si					
			Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti
121	G 18	m _r bas	105	10	1	3,1	13	6	235	9	2,6	8	14	7
122		r terminal	260	12	0,4	0,4	10	<2	580	140	1,2	0,9	8	<2,5
123		m _z haut	540	22	0,6			<2	1200	190	1,5			<2,5
124		r précoce	890	56	1,3	3,2	6	5	1990	490	3,5	8	7	7
125		r	780	55	1	1	8	8	1740	480	2,7	2,6	8	10
126		r	930	100	10	4,2	9	11	2090	870	2,7	10	10	14
131	G 25	m _z haut	430	33	2	0,9	<1	3,7	960	290	5	2,2	<1	4,7
132		r terminal	325	15	0,4	0,2	<1	4	720	170	1,3	0,5	<1	4,9
151	G 92	m _z haut	465	39	0,4	0,4	<1	3,4	1040	340	0,9	0,9	<1	4,3
152		m _r bas	115	17	0,4	0,2	<1	<2	265	150	1,1	0,6	<1	<2,5
153		r précoce	890	69	1	1,6	<1	4,4	2000	600	2,6	4	<1	6
154		z } synchrones, en	870	63	0,4	1,4		<2	1950	550	0,9	3,4		<2,5
		r } début de crois-												
155		sance	810	55	2,4	2,2	5	<2	1820	480	6	6	6	<2,5
156		z } synchrones.	840	65	0,6	0,4		<2	1880	560	1,5	0,9		<2,5
157		r } croissance	740	62	0,5	0,6	<1	4,1	1660	540	1,4	1,5	<1	5
158	r tardive	275	14	0,3	1	6	3,1	620	160	1	2,3	6	3,9	
161	G 107	r	455	63	0,4	0,7	<1	3,2	1020	550	0,9	1,8	<1	4,1
162		r	790	51	0,8	0,9	9	3,7	1780	445	2,2	2,3	10	4,7
163		m _z haut	425	30	0,7	1,1	7	<2	960	955	1,7	2,7	8	<2,5
164		r terminal	280	13	0,5	0,3	4,2	9	630	145	1,5	0,8	4,5	12
191	G 56	m _r bas	27	6	0,4	0,4	6	5	60	50	1	1,1	7	7
192		m _z haut	200	20	0,4	0,5	<1	<2	445	170	1	1,2	<1	<2,5
193		r terminal	240	15	0,1	0,1	3,1	4,1	535	170	0,3	0,3	3,4	5
201	G 143	m _r bas	30	7	0,1	0,3	3,8	<2	65	65	0,3	0,6	4,1	<2,5
211	G 115	m _r bas	85	13	1,5	2,6	3,8	9	195	110	3,9	6	4,1	11
212		r terminal	205	16	0,1	0,1	1,1	<2	465	180	0,2	0,1	1,2	<2,5
231		partie sommitale	185	24	0,2	0,3	4,1	<2	410	210	0,5	0,7	4,4	<2,5
232		" "	200	19	0,5	1,1	9	6	450	170	1,3	2,7	10	7
233		" "	190	19	0,7	0,6	6	2,8	430	160	1,9	1,5	6	3,5
234		" "	500	33	0,5	2,5	7	3,9	1120	285	1,4	6	7	4,9
235		" "	480	41	0,4	0,3	5	<2	1070	355	1	0,7	6	<2,5
236		" "	245	33	0,3	0,4	3,5	2,8	560	285	0,7	0,9	3,7	3,5
237		" "	690	69	0,3	0,2	3,6	7	1550	600	0,6	0,6	3,9	8
238		" "	435	29	0,9	0,4	7	4,5	980	250	2,3	0,9	8	6
239		" "	930	65	1	0,3	4,2	2,5	2090	560	2,6	0,7	4,5	3,2

Tableau 26 - Analyses spectrographiques quantitatives des impuretés contenues dans les cristaux de quartz de La Gardette.

Analyste : Richard Hermann, Laboratoire de Spectrographie du C.R.P.G.

N° de l'échantillon	N° du cristal	Secteur	ppm						At / 10 ⁶ Si					
			Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti	Al	Li	Na	Mg	Fe	Ti
171	62-350-8 Aiguille de la Neuve	r + z + m	6	1,8	2,6	1	3,5	3	13	16	7	2,5	3,8	3,7
172		r + z + m	7	2	2,5	1,7	5	3	15	17	7	4,1	5	3,8
173		r + z	4,4	1,9	2,6	1,2	2,9	2,7	10	17	7	2,9	3,1	3,3
174		r + z	3,6	1,5	1,4	0,4	1,7	2	8	13	3,6	1	1,8	2,5
175		r + z	6	1,5	3,7	1,6	3,3	2,1	14	13	10	3,9	3,6	2,6
176		r + z	6	1,8	2,5	0,7	3	2,6	13	16	7	1,7	3,2	3,3
181	62-350-16 Aiguille de la Neuve	r + z	4,7	1,4	2,8	0,6	3,5	2,5	11	12	7	1,5	3,7	3,1
182		r + z	3,6	1,5	1,9	0,6	3,3	2,3	8	13	5	1,4	3,6	2,9
183		r + z	4,7	1,7	7	1,9	2,9	2,1	11	15	18	4,8	3,1	2,6
184		r + z	7	1,8	2,4	0,8	3,8	3	15	16	6	2	4,1	3,8
185		r + z + m	4,9	2,4	2,8	1,1	3,8	3,5	11	21	7	2,8	4,1	4,4
186		r + z + m	4,4	2,4	2,6	0,4	3,4	3	10	21	7	1	3,7	3,7
221	66-210-9	r + z + m	40	2,4	2,4	4,3	3,4	3	79	21	6	11	3,6	3,8
222	"	m _r	3,3	1,5	2,5	0,7	4,5	2,1	7	13	6	1,8	4,8	2,5
223	66-210-8 Améthystes	m _z	9	2	3,5	1,2	15	3,6	20	18	9	3,1	17	4,5
241	66-34	z	4,9	1,6	3,4	1	4,2	3,3	11	14	9	2,5	4,5	4,2
242	Domino cristal tordu	m _z	2,8	1	4,4	0,6	2,5	2,5	6	9	12	1,6	2,7	3,1
243		m _r	4	1,1	78	2,3	3,4	2,4	9	9	200	6	4,3	3
244	66-241	z et m _z	4,6	1,5	0,6	0,8	5	9	10	13	1,6	2	5,6	11
245	cristal tordu	r - sombre	3,1	1,2	1,5	0,7	2,2	2,5	7	11	3,8	1,6	2,4	3,1
246		m _r	3,2	1,3	2,5	1,5	3,4	2,3	7	12	6,6	3,6	3,7	3
247	64-227-5	r + z	3,6	1,1	2,4	0,6	3	3,4	8	10	6,3	1,4	3,2	4,2
248	Aiguille Pierre Joseph cristal tordu	z	6	1,3	2,5	1,1	2,8	5,6	14	12	7	2,9	3	7
249		r	3,6	1,2	2,8	2,5	2,4	2,1	8	10	7	6	2,6	2,6
251	66-122-1	r	3,1	1,2	1,5	1,6	2,4	2,4	7	10	4	4	2,6	3
252	Domino	z	2,9	1,7	2	0,9	2,6	1,6	7	15	5	2,5	2,8	2
253	66-20	m + r + z	3,7	1,5	3	0,9	3,5	2,9	8	13	8	2,2	3,8	3,7
254	Face Nord des Courtes	r + z	5	1,6	2	1,4	3,1	4	12	14	5	3,5	3,3	5
255	Col sup. ^r	r + z	3,6	1,5	4,8	0,6	2,4	1,7	8	13	13	1,5	2,6	2,1
256	du Tour	r + z	4,4	1,6	1,9	0,4	2,7	2	10	14	5	1	2,9	2,5
257	66-203-5	r + z	4,8	2	6,5	0,8	3,6	3	11	17	17	2	3,9	3,8
258	Glacier du Tour Noir	r + z	4,2	2,7	3	0,8	3	2,7	9	23	8	2	3,2	3,4
259	65-30-13	r + z terminal	7	1,9	3	1,7	5,3	3,6	16	17	8	4,3	5,7	4,5
260	Arête Charlet	r + z au milieu du cristal	9	2,6	1,7	0,7	3	2	20	23	4,4	1,6	3,2	2
261	Straton	r + z	5	2,5	1,8	0,9	3	2,3	12	22	4,8	2,2	3,2	2,9

Tableau 27 - Analyses spectrographiques quantitatives des impuretés contenues dans les cristaux de quartz du massif du Mont-Blanc.

Analyste : Richard Hermann, Laboratoire de Spectrographie du C.R.P.G.

ANNEXE IV

INCLUSIONS FLUIDES : TECHNIQUE UTILISÉE POUR L'OBSERVATION AU MICROSCOPE DES CHANGEMENTS DE PHASE EN FONCTION DE LA TEMPÉRATURE

1 - PRÉPARATION DE L'ÉCHANTILLON

Les échantillons sur lesquels les mesures thermométriques au microscope ont été effectuées sont ceux qui ont servi à l'étude de la morphologie interne. Les lames épaisses (2 mm), polies optiquement sur les deux faces et irradiées aux rayons X à saturation, permettent une bonne observation de la structure zonaire et sectorielle du cristal, donc une bonne séparation des différents types d'inclusions primaires, secondaires et d'apparence secondaire.

Lorsque le choix s'est porté sur une inclusion ou un groupe d'inclusions la lame est sciée. On lui donne une dimension assez grande pour assurer une bonne conductibilité calorifique.

Cette technique est celle utilisée au laboratoire de N.P. Ermakov.

Outre les avantages d'ordre diagnostique, qui sont essentiels, cette technique est celle qui permet de retarder le plus, sous la pression atmosphérique, la décrépitation des inclusions qui contiennent des gaz sous pression. Avec cette technique il est en effet possible de conserver des inclusions fluides dont la pression interne dépasse 1000 bars si l'environnement est bien cicatrisé.

Son inconvénient majeur, par contre, est de ne pouvoir utiliser la surplatine à écrasement de Deicha qui permet la détection simple des gaz sous pression. Cet inconvénient a été pallié, pour le CO₂, par l'observation aux basses températures. On constate en effet que l'hydrate CO₂.5 3/4 H₂O se forme et se détecte très facilement en lumière transmise, même pour de faibles teneurs en CO₂.

2 - EMPLOI DE LA PLATINE CHAUFFANTE ET REFRIGÉRANTE

La platine utilisée pour la plupart des mesures est du modèle Leitz 350. L'échantillon est placé à sec dans une chambre qui permet d'approcher le condenseur très près de l'inclusion. La lecture est faite sur des thermomètres à mercure gradués en 1/2 degrés de - 26° à + 362°C.

Les observations enfin ont été effectuées surtout aux grossissements 250 × et 320 × (grossissement maximum utilisé 750 ×).

a - Utilisation en platine chauffante

α - Etalonnage.

Il existe un gradient de température dans la chambre. Mais le thermomètre peut prendre différentes positions dans son logement et il existe une position où la température lue coïncide avec celle de l'échantillon. Les repères de température utilisés sont constitués par un jeu de 12 corps fusibles MERCK. Leur emploi est fréquent pour contrôler les mesures.

Pour le travail courant il est relativement aisé d'obtenir la précision de ± 2°C à 200°C. Il est possible d'obtenir la précision de ± 1°C par l'emploi d'étalons de température dans tous les essais. Mais les mesures sont alors beaucoup plus longues.

β - Vitesse de chauffage.

Le chauffage n'a pas été réalisé à vitesse constante. On a seulement cherché à obtenir l'équilibre thermique au moment de l'homogénéisation des phases : à un chauffage rapide durant la première partie de l'essai succède un chauffage très lent au moment où la bulle de gaz ou le cerne de liquide disparaissent. C'est la méthode qui a donné les résultats les plus reproductibles.

Dans la pratique on effectue deux mesures sur chaque inclusion : la première rapide, la seconde précise.

b - Utilisation en platine réfrigérante

Le système de réfrigération originel est basé sur le principe de la détente du CO₂. Avec les bouteilles de CO₂ du commerce on peut obtenir aisément des températures de -25°C. Mais la consommation de CO₂ est alors très importante et, de toute façon, la plupart des inclusions étudiées sont encore liquides à cette température.

Pour l'obtention des basses températures l'azote liquide a été choisi après divers essais. Un récipient amovible (fig. 39) permet de maintenir l'azote liquide au-dessus de la platine le temps nécessaire à la congélation des inclusions. Généralement ce temps est bref, de l'ordre de la minute, car la plupart des inclusions étudiées sont congelées aux environs de -40°C.

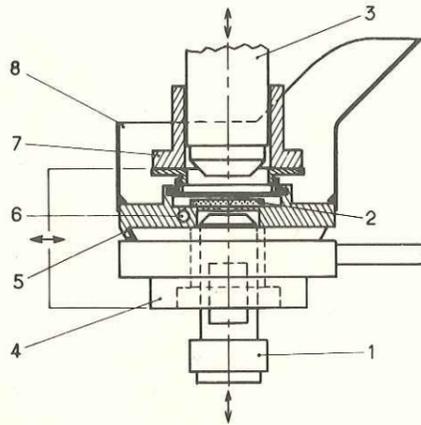


Figure 39 - Montage utilisé pour la réfrigération.
1. Condenseur - 2. Echantillon - 3. Objectif -
4. Corps de la platine chauffante et réfrigérante -
5. Surplatine - 6. Logement pour le thermomètre -
7. Manchon isolant l'ensemble optique afin d'éviter les condensations - 8. Récipient amovible destiné à recevoir l'azote liquide.

Puis par le débit de CO₂ on maîtrise la remontée de la température. Comme le signale Roedder (1962) l'obtention de l'équilibre, c'est-à-dire de la croissance et de la dissolution à volonté du dernier cristal de glace est une nécessité absolue. Un équilibre approximatif peut entraîner des erreurs dépassant le degré.

L'éclairage mérite une attention spéciale, car un éclairage du champ selon les méthodes habituelles entraîne des erreurs importantes. Il est nécessaire d'éliminer les rayons infra rouges (le filtre utilisé ici est un filtre en usage dans les aciéries, de 8 mm d'épaisseur) et de diaphragmer la lumière à la limite de visibilité des phénomènes étudiés.

α - Etalonnage.

L'étalonnage a été réalisé grâce à des liquides inclus dans des tubes capillaires scellés : eau distillée et n - Dodecane (T_f = -9,6°C) selon la technique décrite par Roedder (1962). La précision des mesures est faible. S'il est relativement facile d'obtenir l'équilibre eau distillée - glace à 0, 0°, vers -10°C la précision n'est que de l'ordre de ± 0,5°C.

β - Elimination de la buée.

La buée est éliminée par isolation complète du système optique de l'air ambiant (fig. 39). De cette façon, il est possible de travailler des heures à basse température sans que le champ perde de sa netteté.

ANNEXE V

ANALYSES CHIMIQUES DE GRANITES DU MASSIF DU MONT-BLANC

n°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	PF	Total	Densité
1	74,20	13,05	2,38	0,05	0,79	0,94	3,47	4,41	0,19	0,79	100,27	2,64
2	72,20	13,45	2,28	0,04	0,49	1,48	3,81	4,21	0,30	0,81	99,07	2,66
3	71,50	13,80	2,57	0,04	0,84	1,13	4,01	4,16	0,31	0,94	99,30	2,67
4	69,30	15,25	2,62	0,04	0,99	1,13	4,05	5,24	0,36	0,98	99,96	2,66
5	71,30	13,70	3,22	0,04	0,34	1,14	3,72	4,81	0,28	0,63	99,18	2,64
6	72,20	13,50	2,43	0,04	0,34	1,19	4,02	4,97	0,33	0,59	99,61	2,64
7	70,40	14,10	3,07	0,08	0,74	1,78	3,96	3,52	0,35	0,80	98,80	2,68
8	74,80	12,70	1,84	0,03	0,79	0,54	3,63	4,97	0,25	0,53	100,08	2,62
9	71,60	14,10	2,08	0,03	0,94	0,84	4,21	3,86	0,27	0,78	98,71	2,64
10	72,40	13,80	2,33	0,04	0,49	0,99	3,72	4,82	0,42	0,54	99,55	2,65
11	72,80	14,10	2,68	0,04	0,49	1,14	4,12	4,17	0,25	0,55	100,34	2,66
12	70,00	15,70	2,30	0,04	1,13	0,49	4,42	4,22	0,33	1,71	100,34	
13	71,90	13,90	2,17	0,03	0,88	0,44	3,30	5,33	0,43	1,21	99,59	
14	71,30	14,00	2,03	0,05	0,59	1,48	3,67	5,01	0,17	0,67	98,97	
15	73,60	13,40	1,94	0,04	0,49	0,89	3,68	5,02	0,33	0,50	99,89	
16	70,30	15,25	2,42	0,05	0,39	1,86	3,76	5,20	0,27	1,00	100,50	
17	73,80	13,60	2,13	0,04	0,84	1,01	3,41	4,75	0,25	0,92	100,75	
18	71,60	15,70	0,94	0,01	0,19	0,44	4,31	4,80	0,22	0,83	99,04	2,32
19	65,50	18,55	1,92	0,05	0,24	0,29	5,27	6,11	0,25	1,31	99,49	2,15
20	68,00	16,90	1,07	0,02	0,19	1,43	4,85	5,80	0,27	0,72	99,25	1,68
21	67,50	16,80	0,94	0,02	0,39	1,28	4,55	6,68	0,43	0,90	99,49	
22	68,70	17,70	1,38	0,04	0,59	1,48	5,06	4,71	0,35	0,75	100,76	
23	71,00	14,45	0,93	0,03	0,29	0,85	4,04	5,37	0,30	1,34	98,60	
24	70,70	15,50	traces	traces	traces	0,24	2,23	10,44	traces	0,49	99,60	2,60
25	66,60	17,60	0,34	0,01	traces	1,09	4,47	8,65	0,19	0,55	99,50	2,03
26	72,00	14,60	0,52	0,01	traces	1,19	4,43	5,72	0,29	0,41	99,17	
27	66,20	18,30	0,54	0,02	traces	1,34	7,06	5,02	0,32	0,46	99,26	

Tableau 28 - Analyses chimiques de granites du massif du Mont-Blanc.
NOS 1 à 17 : Granites sains - NOS 18 à 27 : Granites altérés au contact des cavités -
Analyses effectuées au Laboratoire de Spectrographie du C.R.P.G.
- Cartes topographiques I.G.N. 1/20 000^e : Chamonix, n° 5-6, et Mont-Blanc, n° 1-2.

Localisation des échantillons

Coordonnées

1 - Pointe Kurz - Base	963,5 - 114,7
2 - Pointe inférieure des Améthystes - Base du gendarme	962,52 - 115,64
3 - Pointe inférieure des Améthystes - Base du gendarme	962,56 - 115,70
4 - Jardin d'Argentière	961,65 - 115,95
5 - Aiguille d'Argentière - Base de l'arête SW	960,82 - 116,54
6 - Chardonnet - Base de l'arête SW	960,35 - 117,33
7 - Refuge de Leschaux	960,2 - 110,0
8 - Glacier de Leschaux - Pierre à Béranger	959,60 - 110,65
9 - Mer de Glace - Les Egralats	958,28 - 110,87
10 - Mer de Glace - Les Moulins	958,08 - 111,06
11 - Mer de Glace - Nord de Trélaporte	956,35 - 111,90
12 - Refuge d'Argentière - granite broyé	961,85 - 115,86
13 - Aiguille d'Argentière - Base de l'arête SW - granite très écrasé	961,75 - 116,00
14 - Glacier des Pélerins	953,78 - 109,28
15 - Aiguille de Blaitière - Base	954,25 - 110,65
16 - Glacier d'Argentière - Arête Charlet Straton	961,3 - 116,8
17 - Glacier d'Argentière - Domino	963,74 - 113,38

18 - Pointe Kurz - Base	963,5 - 114,7
19 - Pointe Kurz - Base	963,5 - 114,7
20 - Glacier de Pierre Joseph	960,8 - 109,8
21 - Glacier d'Argentière - Oreilles de lapin	961,7 - 116,1
22 - Pointe inférieure des Améthystes - Base du gendarme	962,5 - 115,7
23 - Glacier du Tour Noir - Rognons - granite très écrasé	963,7 - 116,0
24 - Courtes - Face Nord	962,2 - 114,3
25 - Glacier d'Argentière - Arête Charlet Straton	961,3 - 116,8
26 - Glacier du Chardonnet - cavité n° 12	960,9 - 116,7
27 - Glacier d'Argentière - Domino	963,74 - 113,38

BIBLIOGRAPHIE*

- AFANASSIEVA N.A., FRANK-KAMENETSKI, V.A. et KAMENTSEV, I.E. (1959) - Variation des paramètres de la maille élémentaire du quartz de genèses diverses. *Kristal.*, 4, pp. 382-385.
- AKIZUKI M. (1961) - Growth hillocks developed on pyramids of quartz crystals. *J. jap. Ass. Mineralogists Petrologists econ. Geologists*, 46, pp. 11-16. Trad. C.N.R.S.
- BAER A. (1956) - La schistosité et sa répartition. *Geol. Rdsch., Dtsch.* 45, pp. 234-247.
- BAGGIO P. et MALARODA R. (1961) - Il traforo del Monte Bianco ; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana). *Atti Accad. nazion. Lincei, R.C., Cl. Sci. fis. mat. nat., Ital.*, 30, pp. 908-919.
- BAGGIO P. et MALARODA R. (1962) - Il traforo del Monte Bianco ; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700 (parte italiana) - *Atti Accad. nazion. Lincei, R.C., Cl. Sci. fis. mat. nat., Ital.*, 33, pp. 149-152.
- BAGGIO P. et MALARODA R. (1963) - I tipi litologici incontrati nelle parte italiana del traforo del Monte Bianco tra le progressive 2500 e 3700. *Atti. Accad. nazion. Lincei, R.C., Cl. Sci. fis. mat. nat., Ital.*, p. 293.
- BAGGIO P. et MALARODA R. (1964) - Il Traforo del Monte Bianco ; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 3700 alla progressiva 4900 (parte italiana). *Atti Accad. nazion. Lincei. R.C., Cl. Sci. fis. mat. nat., Ital.*, 36, pp. 858-864.
- BAGGIO P., FERRARA, G. and MALARODA R. (1967) - Results of some Rb/Sr Age Determinations of the Rocks of the Mont-Blanc Tunnel. *Boll. Soc. Geol. ital.*, 86, pp. 193-212.
- BAILEY S.W. and CAMERON E.N. (1951) - Temperatures of mineral formation in bottom-run lead-zinc deposits of the upper Mississippi Valley, as indicated by liquid inclusions. *Econ. Geol., U.S.A.*, 48, pp. 626-651.
- BAMBAUER H.U. (1961) - Spurenelementgehalte und γ -Farbzentren in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. *Schweiz mineral. petrogr. Mitt.*, 41, ss. 335-369.
- BAMBAUER H.U. BRUNNER G.O. und LAVES F. (1961) - Beobachtungen über Lamellenbau an Bergkristallen. *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 116, ss. 173-181.
- BAMBAUER H.U., BRUNNER G.O. und LAVES F. (1962) - Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 42, ss. 221-236.
- BANDY M.C. (1942) - Direction of flow of mineralizing solutions. *Econ. Geol., U.S.A.*, pp. 330-333.
- BARANOV G.P. et GOURIEVA E.I. (1964) - Sur l'importance de la transformation α - β du quartz naturel et les méthodes de son étude. *Trudy mineral. Nutz., S.S.S.R.*, 15, pp. 3-38 et Paris, *B.R.G.M., Trad. S.I.G.*, 4737.

* - Les articles d'origine russe dont la référence est libellée en français ont été consultés dans le texte original. Dans le cas contraire il s'agit, sauf pour quelques articles anciens, d'une traduction.

- BELLIERE J. (1951) - Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 74, pp. B 143 - B 154.
- BELLIERE J. (1956) - Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, pp. 691-698.
- BELLIERE J. (1957) - Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes, cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Mém. Soc. Géol. Belg.*, 81, pp. 1-198.
- BEHR A., BLANCHET M.L. et MALAPRADE L. (1960) - Méthode rapide de dosage des principaux éléments d'une roche silicatée naturelle. *Chimie analytique, Fr.*, 10, pp. 501-507, et 11, pp. 557-561.
- BERNARD A. (1961) - Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. *Sci. de la Terre, Fr.*, 7, pp. 123-403.
- BIENFAIT M., BOISTELLE R. et KERN R. (1965) - Formes de croissance des halogénures alcalins dans un solvant polaire. *Colloque C.N.R.S., Fr.*, n° 152, pp. 515-534.
- BLIZNAKOV G. (1965) - Sur le mécanisme de l'action des additifs adsorbants dans la croissance cristalline. *Colloque C.N.R.S. Fr.*, n° 152, pp. 291-301.
- BORDET P. (1963) - Déformations anciennes, récentes et actuelles dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, pp. 173-198.
- BORDET P. et Cl. (1963) - Belledonne, Grandes Rousses, Mont-Blanc, Aiguilles Rouges ; quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Livre P. Fallot, 2, pp. 309-316.
- BORNUAT M. (1962) - Etude de la couverture sédimentaire de la bordure Sud-Ouest du massif des Grandes Rousses au Nord de Bourg d'Oisans (Isère). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 38, pp. 147-203.
- BROWN C.S. and THOMAS L.A. (1960) - The effect of impurities on the growth of synthetic quartz. *J. Phys. Chem. Solids, G.B.*, 13, pp. 337-343.
- BUFFIERE J.M. (1964) - Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Roichail (Secteur Nord-Ouest du massif du Pelvoux, Isère). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 40, pp. 45-79.
- CHAFRANOVSKI I.I. et GRIGORIEV D.P. (1948) - Recherches sur les surfaces de contact entre individus cristallins sur l'exemple du quartz. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 59, pp. 131-134.
- CHAYES F. (1954) - Association of perthitic microcline with stressed quartz. *Amer. J. Sci.*, 252, p. 59.
- CHAYES F. (1955) - Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. *J. Geol., U.S.A.*, 63, pp. 75-82.
- CHERVET J., GEFFROY J. et WEBER R. (1954) - La brannerite du gisement aurifère de La Gardette (Isère) - Sa signification géologique. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 77, pp. LIV-LV.
- CLAVEL M. (1964) - Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont (massif de Belledonne, Isère). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 40, pp. 207-249.
- COHEN A.J. (1960) - Substitutional and interstitial aluminium impurity in quartz structure and color center interrelationships. *J. Phys. Chem. Solids, G.B.*, Pergamon Press, 13, pp. 321-325.
- COHEN A.J. and SUMNER G.G. (1958) - Relationships among impurity contents, color centers and lattice constants in quartz. *Amer. Mineralogist*, 43, pp. 58-68.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1924) - Relations entre les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 178, pp. 1015 et 1296.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1925) - Deux systèmes de filons dans le massif du Mont-Blanc. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 202-203.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1925) - Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 25, p. 153.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1926) - Les contacts éruptifs et mécaniques de la protogine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 26, pp. 153-162.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1926) - Sur les éléments des deux tectoniques hercynienne et alpine, observables dans la protogine du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 182, pp. 935-936.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1926) - Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat. Lausanne*, pp. 101-114.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1927) - De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix (massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 27, pp. 267-273.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1929) - Zones mylonitiques à orientation hercynienne dans le massif du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 188, p. 642.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1930) - Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Aiguille Verte. *Bull. Soc. géol. Fr.*, pp. 141-147.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1932 à 1935) - Cartes géologiques, feuilles Argentière - Mont-Dolent - Talèfre.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1933) - Sur l'inclinaison des lames de granite dans le massif du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 196, p. 1136.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1934) - Signification tectonique des filons de quartz dans les massifs granitiques. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 8, pp. 102-104.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. (1934) - Quelques observations nouvelles sur le granite du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, pp. 767-770.
- DEBELMAS J. (1963) - Plissement paroxysmal et surrection des Alpes Franco-italiennes. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 39, pp. 125-171.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *Inform. Sci., Fr.*
- DEBELMAS J. et USELLE J.P. (1966) - La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, pp. 337-343.
- DEER W.A., HOWIE R.A. and ZUSSMANN J. (1963) - Rock forming minerals. Longmans, London 5 vol.
- DEICHA G. (1948 a) - Feldspathisation alpine en bordure SW du massif du Mont-Blanc. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 327-329.
- DEICHA G. (1948 b) - Quelques observations sur les voies de minéralisation post-triasiques en bordure SW du massif du Mont-Blanc. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 230-232.
- DEICHA G. (1949 a) - Sur les modalités du métamorphisme alpin au coeur du massif du Mont-Blanc. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 88-90.
- DEICHA G. (1949 b) - Séricitisation dans le sédimentaire du synclinal de Chamonix. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 247-249.
- DEICHA G. (1949 c) - Thermométrie comparée de quelques minéraux alpins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 72, pp. 355-358.
- DEICHA G. (1950) - La montée des fluides géochimiques d'origine profonde entre les massifs de l'Aar et du Saint-Gothard. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, pp. 285-287.
- DEICHA G. (1954) - Lacunes de cristallisation et fantômes d'accroissement dans les minéraux. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 77, pp. 441-446.
- DEICHA G. (1955) - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides - Signification dans la genèse des gîtes minéraux et des roches. Masson Ed., Paris, 126 p.
- DEICHA G. (1960) - Distillations et condensations fractionnées de fluides géochimiques d'origine profonde. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, pp. 64-70.
- DEVERIN L. (1936) - Symptômes de métamorphisme précoce dans les roches sédimentaires : formation de silicates authigènes. *Bull. Soc. vaudoise Sci. Nat.*, 59, pp. 41-44.
- DODD D.M. and FRASER D.B. (1967) - Infrared studies of the variation of H-bonded OH in synthetic α -quartz. *Amer. Mineralogist*, 52, pp. 149-160.

- DONDEY D. (1960) - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 36, pp. 285-368.
- DUPARC L. et MRAZEC L. (1898) - Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc. *Mém. Soc. Phys. et Hist. Genève*, 33, 227 p.
- ELLIS A.J. and MAHON W.A. (1967) - Natural hydrothermal system and experimental hot water/rock interactions (Part II). *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, 31, pp. 519-538.
- ENGEL A.E.J. (1948) - The direction of flow of mineralizing solutions. *Econ. Geol., U.S.A.*, 8, pp. 655-660.
- ERMAKOV N.P. (1949) - Genèse des minéraux et milieu de minéralisation. *Miner. Sbornik L'Vov*, 3, 82 p.
- ERMAKOV N.P. (1950) - Recherches sur les solutions minéralisantes. Univ. Charkov, 460 p., et Pergamon Press, 1965.
- ERMAKOV N.P. et al. (1965) - Thermométrie minéralogique et barométrie. Edit. Nauka, Moscou, 328 p.
- FONTEILLES M. (1962) - Contribution à l'étude des skarns de Kamioka, préfecture de Gifu, Japon. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, 14, pp. 152-227.
- FOURMARIER P. (1925) - Observations préliminaires sur la schistosité dans les Alpes. *Bull. Cl. Sci.*, pp. 685-690.
- FRANK-KAMENETSKI V.A. (1964) - Nature des impuretés structurales et des inclusions dans les minéraux. Ed. Un. Leningrad, 238 p.
- FRANK-KAMENETSKI V.A. et KAMENTSEV I.E. (1966) - Structure de mélange dans le quartz et signification minéralogique. *C.R. 5^e Congr. I.M.A., Cambridge*, pp. 131-139.
- FRIEDEL G. (1912) - Sur l'abondance de l'anatase dans les granites et schistes cristallins chloritisés. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, 35, pp. 212-214.
- FRIEDLAENDER C. (1951) - Untersuchung über die Eignung alpiner Quarze für piezoelektrische Zwecke. *Bei. Geol. Schweiz, géotech. Ser.*, 98 s.
- FRONDEL C. (1936) - Twisted crystals of pyrite and smoky quartz. *Amer. Mus. Novit.*, 829, pp. 1-6.
- FRONDEL C. (1945) - Effect of radiation on the elasticity of quartz. *Amer. Mineralogist*, 30, pp. 432-446.
- FRONDEL C. (1962) - The system of mineralogy, III, Silica minerals. J. Wiley and Sons, New York, 334 p.
- GAUDEFROY M.C. (1933) - Sur les groupements de cristaux de quartz à axes parallèles. *Bull. Soc. fr. Minéral.*, pp. 5-63.
- GANSSER A. (1963) - Quartzkristalle aus den Kolumbianischen Anden (Südamerika). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, n° 1, 44, ss. 91-103.
- GEFFROY J. (1963) - La Brannerite du filon aurifère de La Gardette (Isère) et sa signification métallogénique. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 86, pp. 129-132.
- GIGNOUX M. (1946) - Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone alpine externe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 16, pp. 631-637.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - Géologie Dauphinoise. Masson Ed., Paris, 391 p.
- GOGUEL J. (1963) - Interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, pp. 20-30.
- GRAFF M. (1840) - Aperçus sur quelques phénomènes des filons d'or de La Gardette près du Bourg d'Oisans, Isère, et observations générales sur la classification des filons. *Ann. Sci. Soc. r. Agric. Lyon, Fr.*, 3, pp. 183-198.
- GIRAUD P. (1952) - Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, pp. 379-402.

- GRIGORIEV D.P. (1944) - New observations on the result of gravitational shifting of crystals in veins of alpine type in the near polar urals. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 44, pp. 198-200.
- GRIGORIEV D.P. (1948) - Sur la distinction entre les inclusions liquides primaires et secondaires dans les minéraux. *Miner. Sbornik L'Vov*, 2, pp. 75-81.
- GRIGORIEV D.P. (1959) - Sur la vitesse de cristallisation des minéraux. *Zap. vsesojuzn. mineral. Obshchest.*, 2, 88, pp. 495-511.
- GRIGORIEV D.P. (1960) - The origin of quartz as a fissure mineral of the alpine type with special reference to occurrences in the U.S.S.R. *Inst. "Lucas Mallada" Cours. Conf.*, pp. 63-70.
- GRIGORIEV D.P. (1961) - Ontogénie des minéraux. Ed. Univ. L'Vov, 284 p. et Trad. "Ontogeny of minerals", Jérusalem, 1965.
- GUEYMARD E. (1840) - "Réunion extraordinaire à Grenoble". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, pp. 420-424.
- HALL W.E. and FRIEDMAN I. (1963) - Composition of fluid inclusions, Cave in Rock fluorite district, Illinois, and upper Mississippi Valley zinc-lead district. *Econ. Geol., U.S.A.*, 58, pp. 886-911.
- HARKER A. (1939) - Metamorphism, a study of the transformation of rock masses. Methuen Ed., London, 362 p.
- HARTMAN P. (1959) - La morphologie structurale du quartz. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 82, pp. 335-340.
- HARTMAN P. (1965) - Le côté cristallographique de l'absorption vu par le changement de faciès. *Colloq. C.N.R.S., Fr.*, n° 152, pp. 477-513.
- HEMLEY J.J. (1959) - Some mineralogical equilibria in the system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Amer. J. Sci.*, 257, pp. 241-270.
- HEMLEY J.J. et HOSTETLER P.B. (1963) - Faciès et types d'altération hydrothermale. *Econ. Geol., U.S.A.*, 58, pp. 808-811.
- HEMLEY J.J. and JONES W.R. (1964) - Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol., U.S.A.*, 59, pp. 538-569.
- HUANG W.H. and JOHNS W.D. (1967) - The chlorine and fluorine contents of geochemical standards. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, 31, pp. 597-602.
- INGERSON E. (1947) - Liquid inclusions in geologic thermometry. *Amer. Mineralogist*, 32, pp. 375-388.
- INGERSON E. (1965) - The concept of a separable pneumatolytic stage in post-magmatic ore formation. *Symp. : Probl. of postmagm. ore Deposition, Prague*, pp. 463-471.
- JÄGER E. (1965) - Rb/Sr age determinations on minerals and rocks from the Alps. *Coll. Géochronologie, Sci. de la Terre, Fr.*, 10, pp. 397-407.
- JOSHI M.S. et VAGH A.S. (1966) - Gradient of growth pyramids and the flow of mother liquor on rhombohedral faces of natural quartz - *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 123, pp. 365-372.
- JUNG J. et ROQUES M. (1952) - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 235, 62 p.
- KALB G. (1927) - Die morphologische Bedeutung der Vizinalfiguren des Quarzes. *Zbl. Mineral., 1, Dtsch.*, 8, pp. 279-283.
- KALB G. (1933) - Beiträge zur Kristallmorphologie des Quarzes. *Zeit. für Krist.*, (A) 86, pp. 439-452.
- KALIUZHNII V.A. (1958) - Au sujet de l'herméticité des inclusions liquides. *Trav. Vniip*, 2, pp. 113-117.
- KAMENTSEV I.E. (1965) - Sur la localisation des impuretés dans la structure du quartz. *Zap. vsesojuzn. mineral. Obshchest.*, 94, pp. 687-691.
- KARIAKINE A.E. (1948) - Relation entre la qualité des cristaux et leur habitus. *Zap. vsesojuzn. mineral. Obshchest.*, 77, pp. 272-279.
- KEEVIL N.B. (1942) - Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. *Amer. Chem. Soc. J.*, 64, pp. 841-850.

- KENNEDY G.C. (1944) - The hydrothermal solubility of silica. *Econ. Geol., U.S.A.*, 39, pp. 29-36.
- KENNEDY G.C. (1950) - A portion of the system silica-water. *Econ. Geol., U.S.A.*, 45, pp. 629-653.
- KENNEDY G.C. (1950) - Pressure-volume-temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 248, pp. 540-564.
- KENNEDY G.C. (1954) - Pressure-volume-temperature relations in CO₂ at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 252, pp. 225-241.
- KERN R. (1961) - Sur la formation des macles de croissance. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 84, pp. 292-311.
- KERN R. et WEISBROD A. (1964) - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Masson Ed., Paris, 243 p.
- KERN R. (1965) - Discussion - In : P. Hartman, 1965, *Colloq. C.N.R.S., Fr.*, n° 152, pp. 507-508.
- KHITAHARA S. (1960) - The solubility of quartz in the aqueous sodium chloride solution at high temperatures and high pressures. *Rev. phys. Chem. Jap.*, pp. 115-121.
- KHITAROV N.I. (1953) - Chlorures de sodium et de calcium comme causes possibles de l'apparition des milieux acides dans les conditions profondes. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 94, pp. 519-521.
- KHITAROV N.I. (1956) - The 400° isotherm for the system H₂O-SiO₂ at pressures up to 2000 kg/cm². *Geochemistry*, pp. 55-61.
- KHITAROV N.I. and RENGARTEN E.V. (1956) - Geochemistry of carbonic acid in granitic intrusions. *Geochemistry*, pp. 198-202.
- KHITAROV N.I. (1957) - The chemical properties of solutions arising as a result of the interaction of water with rocks at elevated temperatures and pressures. *Geochemistry*, pp. 566-578.
- KHITAROV N.I. and MALININ S.D. (1958) - Phase equilibria in the system H₂O-CO₂. *Geochemistry*, pp. 846-848.
- KHITAROV N.I. et RYZHENKO B.N. (1963) - Sur l'évaluation du pH des solutions hydrothermales. *Geokhimiya, S.S.S.R.*, 12, pp. 1152-1154.
- KLEVTSOV P.V. et LAEMMLEIN G.G. (1959) - Correction de pression pour les températures d'homogénéisation des solutions aqueuses de NaCl. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 128, pp. 1250-1253.
- KLIA M.O. et LAEMMLEIN G.G. (1961) - Inclusions primaires de gaz dans les cristaux. *Zap. vsesojuzn. mineral. Obshchest.*, 90, pp. 260-265.
- KÖNIGSBERGER J. und MÜLLER W.J. (1906) - Über die Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz alpiner Mineralklüfte. *Zbl. Mineral. Geol. Paläontol.*, ss. 72-77.
- KÖNIGSBERGER J. und MÜLLER W.J. (1906) - Versuche über die Bildung von Quarz und silikaten. *Zbl. Mineral. Geol. Paläontol.*, ss. 339-348.
- KÖNIGSBERGER J. (1925) - Die differentiation in Minerallagerstätten, am Beispiel der zentralalpinen Vorkommen dargelegt. *Zbl. Mineral., Abt. A*, 5, ss. 150-155.
- KORTSENSHTEYN V.N. (1964) - Geothermal conditions at depth in the Ciscaucasus. *Dokl. Akad. Nauk., S.S.S.R.*, 154, pp. 73-75. Trad. AGI.
- KORZHINSKI D.S. (1940) - Inclusions liquides, cause de la péritization imaginaire des feldspaths. *Dokl. Akad. Sci., S.S.S.R.*, 29, pp. 112-114.
- KORZHINSKI D.S. (1957) - Bases physico-chimiques de l'analyse des paragenèses de minéraux. *Moskv. Izd. Akad. Nauk., S.S.S.R.*, 184 p. Trad. BRGM n° 2294.
- KRUMMENACHER D. et EVERNDEN J.F. (1960) - Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *Bull. suisse Minéral. Pétr.*, 40, pp. 267-277.
- LACROIX A. (1900-1909) - Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'outre-mer. A. Blanchard, Paris, nouveau tirage, 1962.
- LAEMMLEIN G.G. (1929) - Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien. *Z. Kristallogr., Dtsch.*, 71, ss. 237-256.
- LAEMMLEIN G.G. (1935) - Fractures cicatrisées sur des cristaux d'Améthyste. *Trav. Inst. Lomonossov*, 6, pp. 13-16.
- LAEMMLEIN G.G. (1937) - Observations sur des quartz tordus. *Izvest. Ser. Sci. mat.*, pp. 937-964.
- LAEMMLEIN G.G. (1939) - Sur l'orientation des cristaux de quartz dans les filons de type alpin de l'Oural. *Dokl. Akad. Nauk., S.S.S.R.*, 22, pp. 42-44.
- LAEMMLEIN G.G. (1941) - Distortions of habit of quartz crystals depending on their orientation during growth. *C.R. (Dokl.) Acad. Sci. URSS*, 33, pp. 415-418.
- LAEMMLEIN G.G. (1945) - Processus de sélection géométrique dans un agrégat de cristaux en cours de croissance. *Dokl. Akad. Nauk., S.S.S.R.*, 48, pp. 177-180.
- LAEMMLEIN G.G. (1946) - Sur l'origine des quartz aplatis à frange blanche, in Problèmes de minéralogie, géochimie et pétrographie. *Ed. Acad. Sci. URSS*, pp. 98-109.
- LAEMMLEIN G.G. (1948) - Construction sectorielle d'un cristal. *Ed. Akad. Nauk., S.S.S.R.*, 39 p.
- LAEMMLEIN G.G. (1951) - Répartition de la couleur dans les cristaux de quartz. *Trav. Inst. Cristallogr. Acad. Sci. URSS*, 6, pp. 255-268.
- LAEMMLEIN G.G. et KLIA M.O. (1952) - Caractère particulier de la cicatrisation des fractures dans les cristaux lorsque la température décroît. *Dokl. Akad. Nauk., S.S.S.R.*, p. 957.
- LAEMMLEIN G.G. (1956) - Supplément pour la littérature nationale sur les inclusions liquides dans les minéraux et la thermométrie géologique. In Trad. F.G. Smith : Thermométrie géologique d'après les inclusions dans les minéraux. *Edit. Litt. étr., Moscou*.
- LAEMMLEIN G.G. (1956) - Formation of fluid inclusions in minerals and their use in geological thermometry. *Geochemistry*, pp. 630-642.
- LAFFITTE P. (1957) - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gites métallifères. Physicochimie et thermodynamique. Masson Ed., Paris.
- LAFFITTE P. (1960) - La formation des "minéralisateurs" et des fluides juvéniles. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 83, pp. 113-117.
- LAFFITTE P. (1962) - Mécanisme et durée de formation d'un filon hydrothermal. *Econ. Geol., U.S.A.*, 57, pp. 587-594.
- LAMEYRE J. (1958) - La partie Nord du massif des Grandes Rousses - Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 34, pp. 83-152.
- LAMEYRE J. (1966) - Leucogranites et muscovitisation dans le massif central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, Fr.*, 29, 263 p.
- LANG A.R. (1967) - Fault surfaces in alpha quartz : their analysis by X-ray diffraction contrast and their bearing in growth history and impurity distribution. *Crystal growth*, Pergamon Press, Boston, 1966, pp. 833-838.
- LAUDISSE R.A. (1959) - Kinetics of hydrothermal quartz crystallization. *J. Amer. chem. Soc.*, 81, pp. 562-566.
- LAUNAY (de) L. (1913) - Gîtes minéraux et métallifères. Béranger Ed., Paris, 3 vol.
- LAZKO E.M. (1957) - Les filons de quartz à cristaux et leur genèse sur l'exemple des gisements de cristaux de l'Aldan. *Ed. Univ. L'Vov*, 205 p.
- LAZKO E.M. (1958) - Remarques sur la signification génétique de quelques types d'inclusions minérales solides dans le quartz. *Min. Sborn.*, pp. 106-115, et *Internation. Rev. U.S.A.*, 3 (1961), pp. 474-481.
- LAEMMLEIN - Voir à LAEMMLEIN.
- LUGEON M. (1946) - A propos du prétendu métamorphisme du Trias autochtone alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 16, pp. 609-630.
- Mac NAMARA M. (1965) - The lower greenschist facies in the Scottish high-lands. *Geol. Foren. Stock. Förh.*, 87, pp. 347-389.
- Mac NAMARA M. (1966) - Chlorite-biotite equilibrium reactions in a carbonate-free system. *J. Petrol., G.B.*, 7, pp. 404-413.
- MALININ S. (1959) - The system water-carbon dioxide at high temperatures and pressures. *Geochemistry*, 3, pp. 292-305.

- MARTINI J. et VUAGNAT M. (1965) - Présence du faciès à zéolites dans la formation des "grès" de Taveyane (Alpes franco-suisse). *Bull. Suisse Minéral. Pétr.*, 45, pp. 281-293.
- MASLOVA I.N. (1961) - Ultra-microchemical investigation of compositions of the liquid and vapor phases in two phase inclusions in quartz from Volhynia. *Geochemistry*, pp. 190-195.
- MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco italiennes). *Sci. de la Terre, Fr.*, I, 3-4, pp. 1-290.
- MICHEL-LEVY A. (1890) - Etude des roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 26 p.
- MILLOT G. (1960) - Silice, silex, silicification et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, Fr.*, 13, pp. 129-146.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. Masson Ed., Paris, 499 p.
- MOKIEVSKII V.A. (1953) - Au sujet de la distorsion de faciès des cristaux naturels. *Zap. vsesojuzn. mineral. Obshchest.*, 2, 82, pp. 173-184.
- MOREY G.W. and HESSELGESSER J.M. (1951) - The solubility of some minerals in superheated steam at high pressures. *Econ. Geol., U.S.A.*, pp. 821-835.
- NEWHOUSE W.H. (1932) - The composition of vein solutions as shown by liquid inclusions in minerals. *Econ. Geol., U.S.A.*, 27, pp. 419-436.
- NEWHOUSE W.H. (1933) - The temperature of formation of the Mississippi Valley lead-zinc deposits. *Econ. Geol., U.S.A.*, 28, pp. 744-750.
- NIELSEN J.W. and FOSTER F.G. (1960) - Unusual etch pits in quartz crystals. *Amer. Mineralogist*, 45, pp. 299-310.
- NIGGLI C.R. (1965) - Über die Natursagenartig angeordneter Nadeln in Biotit. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 45, ss. 807-817.
- NIGGLI E. und NIGGLI C.R. (1965) - Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helv.*, 58, ss. 335-368.
- NIGGLI P., KOENIGSBERGER J. und PARKER R.L. (1940) - Die Mineralien der Schweizeralpen. B. Wepf et Co, Basel, 661 s.
- NOWACKI W. (1935) - Gewundenequarze. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 15, ss. 408-409.
- O'BRIEN M.C. (1955) - The structure of the colour center in smoky quartz. *Proc. r. Soc., G.B.*, A 231, pp. 404-414.
- OMELIANENKO B.I. et ALEKHIN I.V. (1966) - Sur la valeur des limites possibles du pH du milieu lors de la formation de la calcite dans les conditions hydrothermales. *Geol. rudn. Mestorozhd.*, S.S.S.R., pp. 31-41.
- ORCEL J., CAILLIERE S. et SANDREA A. (1961) - Les chlorites filoniennes de la Côte nord de la Bretagne. *86^e Congr. Soc. Sav., Fr.*, pp. 373-378.
- ORVILLE P.M. (1963) - Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *Amer. J. Sci.*, 261, pp. 201-237.
- OULIANOFF N. (1926) - Sur le plissement ancien dans le massif du Mont-Blanc. *C.R. 14^e Congr. géol. intern., Madrid*.
- OULIANOFF N. (1934) - Massifs hercyniens du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges. *Guide géol. de la Suisse* (Soc. géol. suisse), 2, pp. 121-129.
- OULIANOFF N. (1934) - Le problème des gneiss ocellés et ses relations avec la tectonique. *Bull. Soc. vaudoise Sci. Nat.*, 58, pp. 173-176.
- OULIANOFF N. (1944) - Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogénèse alpine. *Eclogae geol. Helv.*, 37, pp. 31-36.
- OULIANOFF N. (1947) - Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 janvier 1946. *Bull. Soc. géol. Fr.*, pp. 39-53.
- OULIANOFF N. (1960) - Granite gneiss dans le massif du Mont-Blanc. *C.R. 21^e Congr. géol. intern., Copenhague*, 14, pp. 158-163.

- OULIANOFF N. (1960-1963) - Morphologie du massif du Mont-Blanc dans ses rapports avec les tectoniques superposées de cette région. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot. *Soc. géol. Fr.*, 2, pp. 317-320.
- OULIANOFF N. (1963) - Quelques particularités des lignes directrices tectoniques observées dans les tunnels du Grand Saint-Bernard et du Mont-Blanc. *Eclogae geol. Helv.*, 56, p. 867.
- PARKER R.L. (1960) - The fissure deposits of the Swiss Alps - Their distribution and character. *Curs. Conf., Inst. Lucas Mallada, Esp.* 7, pp. 91-95.
- PELLENC, GUEYMARD, CHARVET, PILOT, et GRAS, (1844) - Statistique générale du département de l'Isère, pp. 385-388, 401-405, 877-878.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1941) - Observations d'un "front" de métamorphisme général. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 11, pp. 183-192.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1944) - Nouvelles observations sur la carrière de Feug (Haute-Savoie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 125.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1945) - Observations sur le métamorphisme du Trias dans les Alpes autochtones au Lac de la Girotte. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 15, p. 171.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1946) - Y a-t-il coupure ou continuité entre le dynamométamorphisme et le métamorphisme régional ? A propos d'observations près du glacier de Tré-la-Tête. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 16, pp. 541-562.
- POL (de) C. et POTENZA M.F. (1964) - La micropertite nel "protogino" del M. Bianco (tratto italiano della Galleria). *Ist. lombardo, R.C.*, A 98, pp. 582-600.
- POTY B. (1966) - Inclusions solides et "fil à plomb minéralogique" : l'âge du filon de La Gardette. *Sci. de la Terre, Fr.*, 11, pp. 41-53.
- POTY B. (1968) - La croissance du quartz "lamellaire" sur l'exemple des cristaux de La Gardette (Isère, France). *C.R. 5^e Congr. I.M.A., Cambridge*, pp. 54-62.
- PURTSCHELLER F. (1963) - Gefügekundliche Untersuchungen am Granit des Mont-Blanc und an den angrenzenden Gebieten. *Sitz. öster. Akad. Wiss. Math. nat. Kl.*, Abt I, 172 Bd, 9 und 10 Heft, p. 453-522.
- REBOUL J. (1962) - Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand Renaud et du Pic d'Ornon près de Bourg d'Oisans (Isère). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 38, pp. 121-146.
- ROCHE (de la) H. (1963) - Essai sur quelques problèmes du métamorphisme des séries silico-alumineuses. *Ann. géol. Madagascar*, 28, pp. 150-172.
- ROCHE (de la) H. (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sci. de la Terre, Fr.*, 9, pp. 293-337.
- ROEDDER E. (1962) - Studies of fluid inclusions : I. Low temperature application of a dual-purpose freezing and heating stage. *Econ. Geol., U.S.A.*, 57, pp. 1045-1061.
- ROEDDER E. (1963) - Studies of fluid inclusions : II. Freezing data and their interpretation. *Econ. Geol., U.S.A.*, 58, pp. 167-211.
- ROEDDER E. (1965) - Report on S.E.G. Symposium on the chemistry of the ore-forming fluids. *Econ. Geol., U.S.A.*, 60, pp. 1380-1403.
- ROSE G. (1846) - Über das Kristallisationsystem des Quarzes. *Abh. Königl. Akad. Wissensch. z. Berlin*, ss. 217-274.
- ROSICKY V. (1933) - Sur les groupements tordus de cristaux de quartz de Suisse. *Publ. Fac. Sci. Univ. Masaryk*, pp. 3-31.
- ROUBAULT M., ROCHE (de la) H. et GOVINDARAJU K. (1964) - L'analyse des roches silicatées par spectrométrie photo-électrique au quantomètre A.R.L. et son contrôle par des roches étalons. *Sci. de la Terre, Fr.*, 9, pp. 339-371.
- ROUBAULT M. et ROCHE (de la) H. (1968) - Sur la géochimie des alcalins dans les roches de granitisation : endomorphisme ou métasomatose hydrothermale dans les diorites et gabbros quartziques des Pyrénées. *In Ahrens : Origin and Distribution of the Elements*, Pergamon Press, Oxford, pp. 701-719.

- ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères - Géologie et principes de recherches. Masson Ed., Paris, T. I, 867 p., T. II, pp. 870-1282.
- SARROT-REYNAULD J. (1956) - Les minerais métalliques et les sources minérales de la région de La Mure. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 33, pp. 135-156.
- SCHAER J.P. (1959) - Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. *Arch. Sci., Suisse*, 12, pp. 473-620.
- SCHERMERHORN L.J.G. (1960) - Telescoping of mineral facies in granites. *Bull. Commiss. géol. Finl.*, 188, pp. 121-132.
- SEAGER A.F. (1953) - The surface structure of crystals. *Mineral. Mag., G.B.*, 30, pp. 1-25.
- SHARP W.E. (1965) - The deposition of hydrothermal quartz and calcite. *Econ. Geol., U.S.A.*, 60, pp. 1635-1644.
- SHTERNBERG A.A. (1962) - Influence des impuretés sur la fissuration et la morphologie des cristaux (hétérométrie). *Kristallographia*, 7, fasc. 1, 114-120.
- SMITH F.G. (1953) - Historical development of inclusion thermometry. Univ. Toronto Press, 149 p.
- SMITH F.G. and LITTLE, W.M. (1959) - Filling temperatures of H₂O-CO₂ fluid inclusions and their significance in geothermometry - *Canad. Mineral.*, 6, pp. 380-390.
- SMITH F.G. (1963) - Physical Geochemistry. Addison Wesley Reding, Mass. 624 p.
- SOMMERFELD R.A. (1967) - Quartz solution reaction : 400° - 500°C, 1000 bars. *J. Geophys. Res., U.S.A.*, 72, pp. 4253-4257.
- SORBY H.C. (1858) - On the microscopical structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 14, pp. 453-500.
- SOURIRAJAN S. and KENNEDY G.C. (1962) - The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 260, pp. 115-141.
- STALDER H.A. (1964) - Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 44, ss. 187-398.
- STALDER H.A. (1964) - Quartzfund vom Taminser Calanda. *Mitt. naturforsch. Gesellsch. Bern*, pp. 43-46.
- STALDER H.A. (1967) - Blauquarz vom Taminser Calanda. *Urn. Miner., Fr.*, 1, pp. 1-6.
- SUNAGAWA I. et ENDO Y. (1966) - Macro- and micro morphology of quartz and pyrite. *C.R. 5^e Congr. I.M.A., Cambridge*, pp. 63-75.
- TAKENOUCI and KENNEDY G.C. (1964) - The binary system H₂O-CO₂ at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 262, pp. 1055-1074.
- TAKENOUCI and KENNEDY G.C. (1965) - The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 263, pp. 445-454.
- TAMRAZYAN G.P. (1964) - Fundamental difference between the temperatures at depth in the european U.S.S.R. and adjacent asiatic regions. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 157, pp. 11-14. Trad. AGI.
- TANE J.L. (1962) - Contribution à l'étude des laves d'âge triasique de la zone alpine externe (région de Villard Notre Dame, massif du Pelvoux). *Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Grenoble. Fr.*, 37, pp. 157-166.
- TERMIER P. (1894-1895) - Les Grandes Rousses (Dauphiné et Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 6, pp. 40-119.
- THURY (de) L.H. (1806) - Mines d'or du département de l'Isère. *J. Mines, Fr.*, 20, pp. 101-113.
- TOURAY J.C. et YAJIMA J. (1966) - Etude des inclusions à CO₂ liquide de quartz filoniens. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 89, pp. 382-384.
- TSCHERMAK G. (1894) - Über gewundene Berg Kristalle. *Denkschr. Akad. Wissen. Mat. Naturwiss. cl. Wien*, 61, pp. 365-400.
- TSINOBER L.I. et KAMENTSEV I.E. (1964) - Effect of growth rate on the concentration of centers of smoky colour and on the unit cell parameters of synthetic quartz crystals. *Crystallogr.* (Translation), 9, pp. 374-376.

- TSINZERLING E.V., OUROUSOVSKAIA A.A. et GOVORKOV V.G. (1961) - Est-il possible d'obtenir artificiellement une macle du quartz selon la loi du Japon ? *Zap. usesojuzn. mineral. Obshchest.*, 2, 90, pp. 567-571.
- TSINZERLING E.V. et MIRONOVA Z.A. (1963) - Mise en évidence de dislocations dans le quartz à l'aide d'une méthode de corrosion sélective. *Crystallogr.*, 8, pp. 89-91.
- TSINZERLING E.V. (1964) - The influence of Li Na Ge Al impurities on the twinning of artificial quartz. *Crystallogr.*, 9, pp. 52-56.
- TURNER F.J. and VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Co., New York - Toronto - London.
- VATHAIRE J.C. (1961) - Observation de quelques phénomènes de recristallisation dans le massif cristallin externe de l'Oisans. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, Fr.*, 37, pp. 129-131.
- VATHAIRE J.C. (1965) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la partie sud ouest du massif des Grandes Rousses. *Thèse 3^e cycle, Géol. (option Métallogénie), Univ. Paris*, 109 p.
- VATIN-PERIGNON N. (1966) - Géologie du massif cristallin du Grand Châtelard (Savoie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Grenoble, Fr.*, 42, pp. 141-202.
- VERNET J. (1965) - La zone "Pelvoux-Argentera". *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 275, 294 p.
- VESIGNIE L. (1952) - Présentation d'échantillons. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 75, p. XXXVIII.
- VIALON P. (1966) - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira Alpes cottiennes internes, Italie. *Ann. Fac. Sci. Grenoble, Fr.*, 293 p.
- VITEL G. (1965) - Etude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif du Mont-Blanc - Aiguilles Rouges. *Thèse 3^e cycle, Grenoble*, 101 p.
- WEIBEL M. (1966) - A guide to the minerals of Switzerland. Interscience publishers, John Wiley and Sons, 123 p.
- WEIL R. (1930) - Observations sur le quartz. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, pp. 270-272, 380-382, 935-937.
- WEIL R. (1930) - Particularités des améthystes et des quartz riches en inclusions solides. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, pp. 1350-1352.
- WEILL D.F. and FYFE W.S. (1964) - The solubility of quartz in H₂O in the range 1000-4000 bars and 400-500°C. *Geochim. Cosmochim. Acta, G.B.*, 28, pp. 1243-1255.
- WEISS (1832) - Über die herzförmig gennanten Zwillings Krystalle von Kalkspath, und gewisse analoge von Quarz. *Abh. dtsh. Akad. Wissensch. Berlin*, 77, pp. 77-87.
- WEISS (1938) - Über rechts und links gewundene Bergkrystalle. *Abh. königl. Akad. Wissen. Berlin*, pp. 187-205.
- WIEBE R. and GADDY V.L. (1939) - The solubility in water of carbon dioxide at 50 ; 75 ; 100° at pressures up to 700 atmospheres. *Amer. chem. Soc. J.*, 61, pp. 315-318.
- WIEBE R. and GADDY V.L. (1940) - The solubility of carbon dioxide in water at various temperatures from 12° to 40° and at pressures to 500 atmospheres - Critical phenomena. *Amer. chem. Soc. J.*, 62, pp. 815-817.
- WIEBE R. and GADDY V.L. (1941) - Vapor phase composition of carbon dioxide water mixtures at various temperatures and at pressures up to 700 atmospheres. *Amer. chem. Soc. J.*, 63, pp. 475-477.
- WINKLER H.G.F. (1965) - Petrogenesis of metamorphic rocks. Edit. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 220 p.
- WYART J. et SABATIER G. (1956) - Transformations mutuelles des feldspaths alcalins, reproduction du microcline et de l'albite. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 79, pp. 574-581.
- WYART J. et SABATIER G. (1956) - Mobilité des ions alcalins et alcalino-terreux dans les feldspaths. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 79, pp. 444-448.
- WYART J., CURIEN H. et SABATIER G. (1961) - Echanges isotopiques des atomes d'oxygène dans les silicates et mécanisme d'interaction eau-silicate. *Curs. Conf., Inst. Lucas Mallada, Esp.*, 8, pp. 27-29.

- YAJIMA J., TOURAY J.C. et IYAMA J. (1967) - Les inclusions fluides d'albites de la région de Modane. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 90, pp. 394-398.
- YPMA P. (1963) - Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne metalliferous province. *Thèse Leyde*, 212 p.
- ZAKARCHENKO A.I. (1955) - Solutions minéralisantes et genèse des filons de quartz. Mat^x VSEGEI, Editions géol. et tech. Moscou, 106 p.
- ZHARIKOV V.A. (1963) - Experimental investigation of the acid-base filtration effect. *Symp. : Problems of post magmatic ore deposition, Prague*, 1, pp. 466-471, and app. pp. 169-171.
- ZHMUROVA Z.I., KHAIMOV-MALKOV V.I., BAGDASAROV K.S. et AKULENOK E.M. (1965) - Distribution des impuretés isomorphes dans la cristallisation à partir de solutions aqueuses. *Colloque C.N.R.S., Fr.*, n° 152, pp. 329-340.
- ZIMMERMANN J.L. (1966) - Etude par spectrométrie de masse des fluides occlus dans quelques échantillons de quartz. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 263, pp. 461-464.
- ZWART H.J. (1967) - The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnbouw, Nederl.*, pp. 283-309.

LISTE DES FIGURES, DES PLANCHES ET DES TABLEAUX

	Pages
Figure 1 - Schéma tectonique des Alpes franco-italiennes et localisation des filons étudiés.	16
2 - Système d'axes de Bravais (1851, <i>in</i> Frondel, 1962)	20
3 - Système d'axes utilisé dans l'industrie des lames piézoélectriques (école russe)	20
4 - Système d'axes orthogonaux utilisé dans l'industrie des lames piézoélectriques (FrondeI, 1962)	20
5 - Forme des secteurs de croissance en fonction des vitesses relatives d'avancement des faces (<i>in</i> Laemmlein, 1948)	22
6 - Dimensions des cristaux en fonction de leur distance au Trias	24
7 - Plan schématique des exploitations de La Gardette	25
8 - Les trois types de distorsion de la pyramide (<i>in</i> Laemmlein, 1941)	25
9 - Couches homologues du prisme côté haut et côté bas	26
10 - Histogramme des valeurs de a/b pour 100 cristaux	26
11 - Distribution des valeurs de a/c pour 105 cristaux du massif du Mont-Blanc ..	39
12 - Cristal tordu fermé. Pointe supérieure des Améthystes (face nord). Cristal droit	50
13 - Bout libre du cristal tordu de la figure 12	50
14 - Cristal tordu semi fermé. Rognons de Pierre Joseph. Cavité n° 5	50
15 - Succession des cristallisations dans les six associations des cavités du granite du Mont-Blanc	53
16 - Echantillonnage sur les cristaux de La Gardette	55
17 - Adsorption sélective sur les couches et les lisières d'un cristal de quartz ...	57
18 - Teneur en Al et Li des cristaux en fonction de leur distance au Trias	58
19 - Schéma des transformations de phases dans une inclusion fluide au chauffage.	69
20 - Comportement à la réfrigération d'une inclusion riche en eau mais contenant du CO ₂ (type La Gardette)	71
21 - Le système H ₂ O-NaCl (Int. Crit. Tables IV, p. 235, 1928 <i>in</i> Roedder, 1962 p. 1059)	71
22 - Inclusions d'apparence secondaire dans les cristaux de La Gardette	73
23 - Isochores de fluides du sédimentaire à Bourg d'Oisans	74

	Pages
Figure 24 - Températures critiques de solutions aqueuses en fonction de leur teneur en NaCl (Sourirajan et Kennedy, 1962)	76
25 - Isochores de fluides des cristaux de quartz enfumé du massif du Mont-Blanc.	78
26 - Diagramme Température-Pression-Composition du système CO ₂ -H ₂ O de 0 à 3000 bars (Takenouchi et Kennedy, 1964).....	79
27 - Isothermes de solubilité du quartz entre 1000 et 4000 bars, d'après Weill et Fyfe, 1964 (triangles d'après Morey et Hesselgesser, 1961).....	87
28 - Schéma de la formation des cavités dans le filon	90
29 - Zonalité des minéraux dans le filon.....	91
30 - Succession des cristallisations dans le filon de La Gardette	93
31 - Schéma tectonique du "synclinal d'Allemont" (in Bornuat, 1962).....	96
32 - Schéma tectonique du massif du Mont-Blanc. Aiguilles Rouges (in Guide géologique de la Suisse, 1966).....	102
33 - Diagramme (Na + K) - Fe - Mg correspondant aux analyses de 17 granites sains (.) et 10 granites altérés (+) au contact des cavités	111
34 - Diagramme Na - K - Ca correspondant aux analyses de 17 granites sains (.) et 10 granites altérés (+) au contact des cavités.....	111
35 - Répartition des points figuratifs correspondant aux analyses chimiques de 17 granites sains (.) et 10 granites altérés (+) dans le diagramme de H. de la Roche (1963).....	112
36 - Diffractogramme de la laumontite. Cavité n° 27.....	117
37 - Domaines d'équilibre de : feldspath-K, muscovite et kaolinite en fonction du rapport K ⁺ /H ⁺ et de la température (Hemley, 1959)	120
38 - Champ relatif de stabilité des couples de minéraux dans le système biotite-orthose-muscovite-chlorite - K ⁺ - H ₂ O à P donnée et excès de silice selon Mac Namara (1966)	123
39 - Montage utilisé pour la réfrigération.....	136
 Planche I..... En face de	 18
Figure 1 - Bassin du glacier d'Argentière vu de l'Aiguille des Grands Montets.	
Figure 2 - Cavité n° 1 au lieu dit "Séracs de Talèfre".	
 Planche II..... En face de	 22
Figure 1 - Figures de croissance simultanée entre le quartz et la fluorine. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 2 - Figures de croissance simultanée entre le quartz et la dolomite ferrifère. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 3 - Figures de croissance simultanée entre le quartz et l'hématite. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 4 - Forme et dimensions des cristaux en fonction de leur distance au Trias. La Gardette.	
Figure 5 - Pointements pyramidaux réguliers et aplatis sur le rhomboèdre positif. Cristal droit. La Gardette.	
Figure 6 - Pointement tardif sur le rhomboèdre positif. Cristal gauche. La Gardette.	
 Planche III..... En face de	 26
Figure 1 - Pointement associé à un défaut sur le rhomboèdre positif. Cristal droit. La Gardette.	

	Pages
Figure 2 - Monticules coniques sur le rhomboèdre positif. La Gardette.	
Figure 3 - Remplacement d'une face du prisme par un rhomboèdre aigu. La Gardette.	
Figure 4 - Macle du Dauphiné sur le prisme montrant les deux types de stries. La Gardette.	
Figure 5 - Bandes de croissance du rhomboèdre positif. La Gardette.	
Figure 6 - Bandes de croissance de trois cristaux prélevés dans la même cavité. La Gardette.	
 Planche IV..... En face de	 32
Figure 1 - Dépôt de cristaux à la base des bandes sur les faces qui regardent vers le haut. La Gardette.	
Figure 2 - Cristal prélevé dans la partie orientale du gisement montrant des lamelles brunes épaisses. La Gardette.	
Figure 3 - Section d'un cristal perpendiculaire à l'axe ternaire et montrant en lumière polarisée la localisation préférentielle des macles du Brésil sur les faces qui sont tournées vers le haut. La Gardette.	
Figure 4 - Dipyramides trigonales formées à la fin de la croissance des bandes. La Gardette.	
Figure 5 - Secteur de croissance du trapézoèdre montrant son avancement rapide au niveau d'une lamelle jaune du rhomboèdre. La Gardette.	
Figure 6 - Secteur de croissance d'une dipyramide trigonale montrant son avancement rapide au niveau d'une lamelle jaune du rhomboèdre. La Gardette.	
Figure 7 - Cicatrisation rythmique de fracture recoupant les différentes lamelles dans le secteur de croissance du rhomboèdre. La Gardette.	
Figure 8 - Corrosion d'une section perpendiculaire à l'axe ternaire montrant les différentes bandes de croissance. La Gardette.	
 Planche V..... En face de	 38
Figure 1 - Puits de corrosion s'arrêtant à la base d'une bande de croissance d'une face tournée vers le haut. La Gardette.	
Figure 2 - Puits de corrosion dans le secteur du prisme. La Gardette.	
Figure 3 - Macle du Dauphiné sur le rhomboèdre. La Gardette.	
Figure 4 - Macle du Brésil sur le prisme. La Gardette.	
Figure 5 - Monticules coniques sur le rhomboèdre positif. Cristal gauche. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 6 - Pointements pyramidaux sur le rhomboèdre négatif. Cristal gauche. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 7 - Macle du Dauphiné sur le rhomboèdre. Cristal gauche. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 8 - Vitesses différentes d'étalement des couches en direction de l'arête positive et de l'arête négative. Prisme. Cristal gauche. Macle du Dauphiné. Massif du Mont-Blanc.	
 Planche VI..... En face de	 42
Figure 1 - Germe sur le prisme. Cristal droit. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 2 - Cristal macromosaïque. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 3 - Cristal lamellaire. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 4 - Cristal macromosaïque qui est devenu lamellaire en fin de croissance. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 5 - Région sommitale du cristal de la figure précédente.	
Figure 6 - Cristaux bipyramidés. Massif du Mont-Blanc.	
 Planche VII..... En face de	 46
Figure 1 - Attaque fluorhydrique de sections YZ de cristaux du massif du Mont-Blanc.	
Figure 2 - Cristal tordu fermé. Rhomboèdre positif. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 3 - Cristal tordu fermé. Prisme. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 4 - Accessoire de croissance sur le rhomboèdre. Cristal de quartz améthyste. Massif du Mont-Blanc.	
Figure 5 - Section YZ d'un cristal de quartz améthyste. Massif du Mont-Blanc.	

	Pages
Planche VIII	76
Figure 1 - Inclusions à deux phases fluides, La Gardette, Galerie Gueymard.	
Figure 2 - Fracture cicatrisée, Massif du Mont-Blanc.	
Figure 3 - Inclusion à deux phases fluides et une phase solide (Oursin), La Gardette, Puits principal.	
Figure 4 - Inclusion à deux phases fluides, Roche du Pontet, Bourg d'Oisans.	
Figure 5 - Inclusion fluide primaire contenant des cristaux d'épidote, Massif du Mont-Blanc.	
Planche IX	80
Figure 1 et 2 - Inclusions à trois phases fluides, Quartz améthyste, Massif du Mont-Blanc.	
Figure 3 - Fracture cicatrisée avec inclusions à deux phases, Quartz améthyste, Massif du Mont-Blanc.	
Figure 4 - Inclusion à trois phases fluides, Quartz améthyste, Massif du Mont-Blanc.	
Figure 5 et 6 - Inclusion à trois phases fluides, Quartz à muscovite, Massif du Mont-Blanc.	
Planche X	122
Figure 1 - Brannerite et or, La Gardette.	
Figure 2 - Quartz granulé et plagioclase, Granite du Mont-Blanc, Mer de Glace, Les Egralets.	
Figure 3 - Biotite ancienne partiellement chloritisée et corrodée par la microperthite limpide, Base de l'aiguille de Blaitière.	
Figure 4 - Biotite alpine dans quartz granulé, Mer de Glace, Les Moulins.	
Figure 5 - Stilpnomélane, Glacier d'Argentière, Domino.	
Figure 6 - Microperthite déstabilisée, "pseudo-pélimitisée", Rognons du Tour Noir.	
Tableau 1 - Nombre des faces plagiédres observées sur des cristaux prélevés dans trois cavités différentes du gisement de La Gardette	29
2 - Colorations prises par les secteurs de croissance des différentes faces au cours de l'irradiation aux rayons X	30
3 - Teneur en impuretés (At/10 ⁶ Si) des lamelles jaunes de r et z formées au même moment	56
4 - Teneur en impuretés (At/10 ⁶ Si) des secteurs de croissance du prisme	56
5 - Teneur en impuretés (At/10 ⁶ Si) des lamelles jaunes et brunes du rhomboèdre positif	57
6 - Teneur en impuretés (At/10 ⁶ Si) pour 9 cristaux en fonction de leur distance au Trias	58
7 - Moyenne des teneurs en impuretés (At/10 ⁶ Si) de 35 échantillons de quartz du massif du Mont-Blanc	59
8 - Teneur en impuretés (At/10 ⁶ Si) d'échantillons d'améthyste	59
9 - Moyenne des contenus en impuretés (At/10 ⁶ Si) pour les cristaux non maclés et les cristaux maclés	60
10 - Variations des paramètres du réseau d'échantillons de La Gardette par rapport à l'étalon russe Kozhim	61
11 - Caractères comparés des cristaux à structure lamellaire (La Gardette) et des cristaux à structure macromosaïque (Mont-Blanc)	62
12 - Contenu en impuretés de cristaux à structure macromosaïque et de cristaux à structure lamellaire (in Bambauer, 1961)	63

	Pages
Tableau 13 - Caractéristiques des inclusions fluides des cristaux de la série sédimentaire (Trias et Lias) de Bourg d'Oisans	72
14 - Résultats des mesures microthermométriques sur les inclusions fluides des cristaux du granite du Mont-Blanc	78
15 - Analyses chimiques du contenu des fluides inclus dans des cristaux de quartz (in Königsberger et Müller, 1906 a et b)	85
16 - Composition chimique du feldspath potassique du granite normal	103
17 - Composition chimique du plagioclase du granite normal	104
18 - Composition chimique de la biotite du granite sain	105
19 - Composition chimique de l'épidote des filons de l'Arête Charlet Straton	108
20 - Analyses chimiques de ripidolites	109
21 - Evolution de la composition chimique (% en poids) au cours de l'altération	110
22 - Evolution de la composition chimique (g/dm ³) au cours de l'altération	110
23 - Composition chimique du granite altéré au contact d'une cavité à fluorine	113
24 - Composition chimique de la muscovite issue de la déstabilisation de la chlorite	116
25 - Les cavités les plus importantes observées dans le massif du Mont-Blanc	130
26 - Analyses spectrographiques quantitatives des impuretés contenues dans les cristaux de quartz de La Gardette	133
27 - Analyses spectrographiques quantitatives des impuretés contenues dans les cristaux de quartz du massif du Mont-Blanc	134
28 - Analyses chimiques de granites du massif du Mont-Blanc	137

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	7
RESUMES	9
INTRODUCTION.....	15
Chapitre I	
DESCRIPTION DES CRISTAUX	
I - PREAMBULE	19
A - Caractères cristallographiques du quartz de basse température.....	19
B - Construction sectorielle des cristaux	21
C - Critères de croissance simultanée de deux cristaux en espace libre.....	22
II - MORPHOLOGIE DES CRISTAUX DE LA GARDETTE	23
A - Origine du matériel étudié.....	23
B - Morphologie externe.....	23
1 - Taille et rapport a/c.....	23
2 - Distorsion du faciès.....	24
3 - Description des faces.....	27
a - Les rhomboèdres	27
b - Le prisme.....	28
c - Les faces plagiédres.....	28
4 - Conclusions sur la morphologie externe.....	29
C - Morphologie interne	30
1 - Coloration prise par les cristaux au cours de l'irradiation X	30
2 - Bandes de croissance du rhomboèdre positif regardant vers le bas.....	31
3 - Bandes de croissance des autres faces	31
a - Rhomboèdre négatif z	31
b - Prisme.....	31
c - Faces plagiédres.....	32
4 - Cicatrisation des fractures.....	33
5 - Comportement des cristaux à la corrosion.....	33
a - Lames polies perpendiculaires à l'axe ternaire	34
b - Lames polies perpendiculaires à un axe binaire.....	34
c - Puits de corrosion s'enfonçant dans le cristal à partir des faces du prisme.....	34

	Pages
6 - Macles.....	35
a - Macles du Dauphiné.....	35
b - Macles du Brésil.....	36
c - Macles à axes inclinés.....	36
7 - Conclusions sur la morphologie interne.....	36
8 - Inclusions solides.....	37
 III - MORPHOLOGIE DES CRISTAUX DU MASSIF DU MONT-BLANC.....	 38
A - Origine du matériel étudié.....	38
B - Morphologie externe.....	39
1 - Taille des cristaux et rapport a/c.....	39
2 - Divergence entre le faciès du cristal théorique et le faciès des cristaux du massif ; aspect macromosaïque et distorsion de faciès.....	40
3 - Mode d'attache des cristaux à leur support.....	41
4 - Description des faces.....	42
a - Les rhomboèdres.....	42
b - Le prisme.....	43
c - Les faces plagiédres.....	43
5 - Conclusions sur la morphologie externe.....	44
C - Morphologie interne.....	44
1 - Description de cristaux type.....	45
a - Cristal macromosaïque.....	45
b - Cristal "lamellaire".....	45
c - Cristal macromosaïque durant la plus grande partie de sa croissance puis lamellaire à la fin de la croissance.....	45
d - Cristal bipyramidé secondaire.....	46
2 - Macles.....	46
a - Macles du Dauphiné.....	46
b - Macles du Brésil.....	47
c - Macles à axes inclinés.....	47
3 - Conclusions sur la morphologie interne.....	47
D - Les croissances particulières.....	48
1 - Les cristaux tordus.....	48
a - Historique des recherches sur les cristaux tordus.....	48
b - Les cristaux tordus dans le massif du Mont-Blanc.....	49
2 - Les cristaux de quartz améthyste.....	52
a - Morphologie externe.....	52
b - Morphologie interne.....	53
E - Inclusions solides et croissances simultanées.....	53
 IV - RECHERCHE DES IMPURETES DANS LES CRISTAUX DE QUARTZ.....	 54
A - Contenu en impuretés des cristaux de La Gardette.....	55
1 - Ensevelissement des impuretés en fonction des faces.....	55
a - Les rhomboèdres positifs et négatifs.....	55
b - Le prisme.....	56
c - Discussion : Influence de la cristallographie sur l'ensevelissement des impuretés.....	56
2 - Ensevelissement des impuretés en fonction de la vitesse de croissance.....	57
a - A l'échelle de l'individu.....	57
b - A l'échelle du gisement.....	58
B - Contenu en impuretés des cristaux du massif du Mont-Blanc.....	59
1 - Impuretés et coloration.....	59
a - Impuretés dans les cristaux de quartz enfumé.....	59

	Pages
b - Impuretés dans les cristaux améthystes.....	60
2 - Impuretés et fréquence des macles.....	60
C - Ensevelissement des impuretés et variation des paramètres du réseau.....	60
1 - Cristaux de La Gardette.....	61
2 - Cristaux du Mont-Blanc.....	61
 V - CONCLUSION - LE QUARTZ LAMELLAIRE ET LE QUARTZ MACROMOSAÏQUE : DEUX MODES DE CROISSANCE DU QUARTZ.....	 62
A - La structure essentiellement zonaire ou essentiellement sectorielle des cristaux.....	62
B - Taille et allongement des cristaux.....	63
C - La distorsion du faciès.....	64
D - Les macles.....	64
 Chapitre II LES MILIEUX FLUIDES DE CROISSANCE	
 I - GENERALITES SUR LES INCLUSIONS FLUIDES.....	 67
A - Les différents types d'inclusions fluides.....	67
B - Les inclusions fluides en tant qu'échantillons du milieu de croissance.....	68
C - Méthode d'étude.....	68
1 - Inclusions fluides riches en eau.....	68
2 - Inclusions fluides riches en CO ₂	68
 II - LES FLUIDES ASSOCIES AU GISEMENT DE LA GARDETTE.....	 70
A - Description et essais thermiques.....	70
1 - Les fluides inclus dans les cristaux de quartz du filon.....	70
a - Description des inclusions d'apparence secondaire.....	70
b - Comportement au chauffage.....	70
c - Comportement à la réfrigération.....	70
d - Les filonnets de quartz, calcite et galène du Trias.....	71
2 - Les fluides inclus dans les cristaux de la série sédimentaire de Bourg d'Oisans.....	71
a - Le Trias.....	73
b - Le Lias.....	73
B - Discussion.....	73
1 - Les fluides dans le sédimentaire.....	73
2 - Les fluides dans le filon.....	75
3 - Température et pression de formation.....	75
4 - Etat des fluides.....	76
 III - LES FLUIDES DE CROISSANCE DES CRISTAUX DE QUARTZ DES CAVITES DU GRANITE DU MONT-BLANC.....	 77
A - Les fluides associés à la génération de quartz enfumé.....	77
1 - Description des inclusions.....	77
a - Les fluides inclus dans les cristaux de quartz enfumé lorsque l'épidote est stable.....	77
b - Les fluides inclus dans les cristaux de quartz lorsque ripidolite, calcite et fluorine sont stables.....	77
c - Les fluides inclus dans les cristaux de quartz lorsque l'ankérite est stable.....	78

	Pages
2 - Discussion : température et pression lors de la croissance des cristaux de quartz enfumé.....	79
a - Quartz enfumé contemporain de l'épidote.....	79
b - Fluides en équilibre avec la chlorite.....	80
B - Les fluides associés à la génération de quartz améthyste.....	81
1 - Description des inclusions.....	81
a - Fractures contenant des inclusions riches en CO ₂	81
b - Fractures contenant des inclusions riches en eau.....	82
2 - Discussion.....	82
a - Les fractures précoces à fluides riches en CO ₂ et homogènes lors de la capture.....	82
b - Les fractures tardives à fluides hétérogènes riches ou pauvres en CO ₂	82
C - Les fluides associés à la génération de quartz contemporaine de la muscovite.....	83
1 - Description.....	83
2 - Discussion.....	83
D - Inclusions d'apparence secondaire dans les cristaux enfumés.....	84
E - Inclusions contenues dans le béryl bleu des Grands Charmoz.....	84
IV - CHIMIE DES SOLUTIONS - IMPLICATIONS GEOLOGIQUES.....	84
A - Chimie des solutions.....	84
1 - Ces solutions sont fortement soussaturées en NaCl et en CO ₂	84
2 - Teneur en Na ⁺ et en K ⁺	85
3 - Teneur en H ⁺	86
4 - Teneur en SiO ₂ des solutions et origine de la sursaturation.....	86
B - Mobilité différentielle de CO ₂ et H ₂ O. Implications géologiques.....	88

Chapitre III

LES ENVIRONNEMENTS GEOLOGIQUES

I - LE FILON DE LA GARDETTE ET SON ENVIRONNEMENT.....	89
A - Le filon de La Gardette.....	89
1 - Situation.....	89
2 - Historique de l'exploitation de La Gardette.....	89
3 - Morphologie du filon.....	90
4 - Zonalité des minéraux dans le filon.....	90
5 - Description des minéraux.....	91
a - La gangue.....	91
b - Les minéraux métallifères hypogènes.....	91
c - Les minéraux métallifères supergènes.....	92
d - Succession chronologique des cristallisations.....	92
e - Altération aux épontes.....	92
B - Environnement géologique du filon.....	93
1 - Le socle dans la région de La Gardette.....	93
a - Les gneiss.....	93
b - Le granite.....	94
c - Conclusion.....	95
2 - La couverture sédimentaire.....	95
a - Le Trias au niveau de la mine de La Gardette.....	97
b - Caractères des sédiments triasiques et de leur évolution au cours de l'enfouissement.....	98
c - Paléogéographie au Trias et minéralisations.....	99
d - Les formations effusives fini-triasiques : les spilites.....	99
3 - Le métamorphisme alpin dans la région de Bourg d'Oisans.....	99
4 - Age du filon de La Gardette.....	100

	Pages
II - LE MASSIF GRANITIQUE DU MONT-BLANC.....	101
A - Le granite du Mont-Blanc, en dehors de la zone d'influence des cavités.....	101
1 - Description des minéraux du granite.....	102
a - Minéraux cardinaux et essentiels.....	102
b - Minéraux accessoires.....	107
2 - Conclusions sur le granite sain.....	107
B - Les associations minérales dans les cavités et dans le granite altéré au contact.....	107
1 - Description des associations de minéraux dans les cavités et dans le granite altéré qui leur est associé.....	108
a - Première association.....	108
b - Deuxième association.....	109
c - Troisième association.....	113
d - Quatrième association.....	113
e - Cinquième association.....	115
f - Sixième association.....	115
g - Minéraux particuliers.....	117
2 - Discussion sur la genèse des minéraux dans les cavités et l'altération du granite au contact.....	117
a - Associations 1, 2 et 3 formées dans les fluides à teneur faible en CO ₂	118
b - Associations 4, 5 et 6 formées dans les fluides à teneur plus forte en CO ₂	119
c - Rôle des fluides dans les équilibres minéraux au cours de la rétro-morphose.....	121
d - Température et pression lors de la formation des cristaux de quartz enfumé du Mont-Blanc.....	122
e - Age des cavités dans le massif du Mont-Blanc.....	123

RESUME ET CONCLUSIONS

A - La croissance du quartz.....	125
B - Les fluides géochimiques profonds.....	126
C - La géologie de l'Oisans et du massif du Mont-Blanc.....	127

ANNEXES

ANNEXE I - Liste et localisation des cavités les plus importantes observées dans le massif du Mont-Blanc.....	130
ANNEXE II - Dosage spectrographique de Al, Li, Na, Mg, Fe, Ti dans des cristaux de quartz naturel.....	131
1 - Préparation des étalons synthétiques.....	131
2 - Plan d'expérience.....	131
3 - Eléments dont les teneurs sont supérieures à 30 ppm.....	131
4 - Eléments dont les teneurs sont inférieures à 30 ppm.....	131
5 - Conditions opératoires.....	132
ANNEXE III - Analyses spectrographiques quantitatives des impuretés contenues dans les cristaux de quartz de La Gardette et du massif du Mont-Blanc.....	133
ANNEXE IV - Inclusions fluides : technique utilisée pour l'observation au microscope des changements de phase en fonction de la température.....	135
1 - Préparation de l'échantillon.....	135
2 - Emploi de la platine chauffante et réfrigérante.....	135
ANNEXE V - Analyses chimiques de granites du massif du Mont-Blanc.....	137
BIBLIOGRAPHIE.....	139
LISTE DES FIGURES, DES PLANCHES ET DES TABLEAUX.....	151

SCIENCES DE LA TERRE

SÉRIE " MÉMOIRES "

Depuis 1962, la Fondation Scientifique de la Géologie et de ses Applications édite, à côté de la *Revue périodique* Sciences de la Terre, une série « *Mémoires* » dont chaque numéro est consacré à un seul sujet. Un numéro hors-série a paru en 1955, avant la création définitive de cette série.

La publication de ces Mémoires n'est soumise à aucune périodicité. La vente se fait au numéro, sur commande particulière, ou de façon régulière et automatique, sur ordre d'achat permanent résiliable à tout moment.

Vu, Approuvé et Permis d'imprimer,
Nancy, le 7 décembre 1967.
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
J. AUBRY.

Numéro Hors-Série (1955). — Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques	30	F
Compte rendu du 68 ^e Colloque International du C. N. R. S. (Nancy, 4-11 septembre 1955), formant 1 volume <i>in-4°</i> de 312 pages, illustré de 63 figures et de 12 planches hors-texte.		
N° 1 (octobre 1962) : JURAIN (G.). — Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'Uranium-Radium et du Thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'Uranium	30	F
1 volume <i>in-4°</i> de 350 pages, avec 88 figures, 85 tableaux, 21 planches et une carte hors-texte.		
N° 2 (décembre 1962) : SALEEB-ROUFAIEL (G. S.). — Contribution à l'étude du gisement ferrifère de Diélette (Manche)	20	F
1 volume <i>in-4°</i> de 184 pages, avec 45 figures, 14 tableaux et 10 planches.		
N° 3 (novembre 1963) : DURAND (G.). — Etude des âges des minéralisations uranifères du gisement du Limouzat — Massif des Bois-Noirs	15	F
1 volume <i>in-4°</i> de 84 pages, avec 18 figures et 4 graphiques.		
N° 4 (novembre 1963) : FABRIÈS (J.). — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la Province de Séville (Espagne) — Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques	30	F
1 volume <i>in-4°</i> de 270 pages, avec 72 figures, 50 tableaux, 5 planches et 1 carte hors-texte.		
N° 5 (mai 1964) : PHAM-VAN-NGOC. — Technique nouvelle de prospection gravimétrique par mesure directe des dérivées secondes verticales de l'intensité de la pesanteur ..	25	F
1 volume <i>in-4°</i> de 192 pages, avec 92 figures et 21 tableaux.		
N° 6 (mars 1965) : ABERDAM (D.). — Utilisation de la microscopie électronique pour l'étude des feldspaths — Observations sur des micropertithites	25	F
1 volume <i>in-4°</i> de 76 pages, avec 37 figures, tableaux et 20 planches hors-texte.		
N° 7 (octobre 1965) : HOUOT (R.). — Contribution à l'étude de la flottation de la wolframite	20	F
1 volume <i>in-4°</i> de 96 pages, avec 43 figures et 17 tableaux.		
N° 8 (mars 1967) : BEAUDOUIN (P.). — La flottation des silicates. Contribution à l'étude de la flottation du béryl	15	F
1 volume <i>in-4°</i> de 62 pages, avec 39 figures et 10 tableaux.		
N° 9 (avril 1967) : SAMAMA (J.-C.). — Exemples d'utilisation de méthodes géophysiques et géochimiques en vue de la détection des gisements stratiformes enfouis (Bordure sous-cévenole ardéchoise)	20	F
1 volume <i>in-4°</i> de 88 pages, avec 29 figures et 7 tableaux.		

N° 10 (décembre 1967) : REMY (J.-M.). — Etude géologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amadror en Ahaggar (Sahara Central)	55	F
1 volume <i>in-4°</i> de 192 pages, avec 66 figures, 6 tableaux et 16 planches hors-texte.		
N° 11 (avril 1968) : LEUTWEIN (F.). — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricaïn	30	F
1 volume <i>in-4°</i> de 84 pages, avec 8 figures, 6 tableaux et 1 carte hors-texte.		
N° 12 (mai 1968) : BERNARD (A.) et SAMAMA (J.-C.). — Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du Trias ardéchois	30	F
1 volume <i>in-4°</i> de 106 pages, avec 37 figures, 11 tableaux et 5 planches		
N° 13 (juin 1968) : CASES (J. M.). — Les phénomènes physico-chimiques à l'interface. Application au procédé de la flottation	30	F
1 volume <i>in-4°</i> de 120 pages, avec 50 figures et 19 tableaux		
N° 14 (mai 1969) : P. LELONG (F.). — Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)	40	F
1 volume <i>in-4°</i> de 188 pages, avec 24 figures, 28 tableaux et 4 planches hors-texte.		
N° 15 (juin 1969). — La géologie de l'uranium dans le Massif granitique de Saint-Sylvestre (Limousin - Massif Central français)	31	F
1 volume <i>in-4°</i> de 214 pages, avec 65 planches et figures, 16 tableaux et 2 cartes hors-texte.		
N° 16 (septembre 1969) : MARÉCHAL (B.). — Contribution à l'étude de la fragmentation quasi-autogène en voie sèche	35	F
1 volume <i>in-4°</i> de 158 pages, avec 103 figures et 35 tableaux.		
N° 17 (décembre 1969) : POTY (B.). — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisons) et des filons du massif du Mont-Blanc	40	F
1 volume <i>in-4°</i> de 162 pages, avec 39 figures, 28 tableaux et 10 planches hors-texte.		