

ILE MASSIF GRANITIQUE DE CAMPO FORMOSO

MORPHOLOGIE ET STRUCTURE DU MASSIF :

Le granite de Campo Formoso est un batholite de forme grossièrement elliptique d'environ 25 Km Nord-Sud sur 20 Km Est-Ouest (Fig. I.2). La cartographie effectuée en 1986 en collaboration avec G. Giuliani, a permis de préciser les contacts du massif, en particulier dans la partie nord. Nous avons pu observer que les limites du massif correspondent à des contacts intrusifs à l'exception de la bordure ouest qui est masquée par la couverture du Protérozoïque supérieur. La forme du massif granitique et de ses contacts avec l'encaissant sont nettement visibles sur l'image aérienne radar (Fig. I.3), sur laquelle le granite et son encaissant présentent des textures contrastées. Une petite intrusion de granite de forme circulaire a pu être mise en évidence au nord du massif, au sein des gneiss; ses limites ont pu être précisées grâce aux photos aériennes fournies par la C.P.R.M.. Nous avons pu observer des enclaves de l'encaissant situées sur les bordures du massif. Le granite est, d'une manière générale, pauvre en enclaves : rarement des quartzites (au Sud du massif) ou des gneiss du socle (au Nord) dont la taille peut atteindre quelques dizaines de centimètres. Ces observations attestent le caractère intrusif du granite dans son encaissant. On n'observe pas d'enclaves basiques à grain fin mais, ça et là, des enclaves surmicacées centimétriques.

Le long de sa bordure sud et est, le massif granitique est directement en contact avec les roches ultrabasiques du complexe basique-ultrabasique de Campo Formoso. Ce contact a pu être observé autrefois en mine (Sabaté, comm. pers.) ou par sondage. Le contact est marqué par un niveau d'amphibolites à hornblende-quartz-plagioclase-sphène et épidote sur lesquels se développe une biotite brune de façon sécante sur la foliation : elle peut résulter d'une métasomatose potassique de contact.

Au Nord-Est du massif, on peut observer des grands panneaux hectométriques de quartzites vertes à fuchsite (Fig. I.2) dont les contacts avec le granite n'ont pas été observés : ils ont été interprétés comme des "roof pendants" parce que la précédente cartographie considérait les gneiss du Nord du massif comme du granite (Couto *et al.*, 1978); il s'agirait donc en fait de "placages" de quartzites sur les gneiss.

Divers faciès granitiques, correspondant à des ensembles intrusifs distincts, ont été mis en évidence par l'étude de terrain.

Le massif est composé de deux unités principales, ce qui lui confère une structure concentrique (Fig. I.2):

-une unité externe, périphérique occupée par les faciès g1 et g1"

-une unité interne occupée par le faciès g2, qui représente la masse centrale principale du massif.

Les contacts intrusifs entre ces ensembles se caractérisent par des phénomènes d'enclavage et/ou de mise en place de filons granitiques, ce qui a permis de reconstituer la chronologie de mise en place des différents intrusifs :

-une première génération de granite à deux micas g1, g1', g1'' suivie d'une première génération de granites à grenat g1G, g1G' et d'aplopegmatites

-une deuxième génération de granites à deux micas g2 suivie d'une deuxième génération de granites à grenat g2G et d'aplopegmatites.

Les chronologies relatives de g1G' et g1'' relativement aux autres granites ne sont pas clairement établies, nous le verrons. Les granites g1', g1G, g1G' et g2G (plus les aplopegmatites) ne représentent qu'un très faible pourcentage du volume du massif de Campo Formoso: ils ne peuvent être représentés sur une carte au 1/50000 (cf. carte d'échantillonnage en annexe 1)

II.1.1. Agencement des différents faciès-Aspects macroscopiques

Le granite g1 :

Le faciès g1, granite de couleur claire (blanc à gris) à deux micas, à grain moyen à grossier (0.3-3 cm), se caractérise et peut être distingué des autres faciès par l'abondance de mégacrists de muscovite dont la taille atteint exceptionnellement 4 cm. Ce granite apparaît dans la partie sud et sud-est du massif, sous la forme d'une large bande de plusieurs kilomètres en contact avec l'encaissant ultrabasique et au Nord sous la forme de panneaux de dimensions plus réduites en contact avec l'encaissant gneissique (Fig. I.2 et annexe 1). Il a été également rencontré au centre du massif sous forme d'une enclave arrondie de plusieurs centimètres dans g2 (affleurement 54 sur la carte d'échantillonnage - en annexe 1). Ce granite montre le plus souvent des signes de déformation, particulièrement bien développée sur les échantillons de bordure du massif. Le contact de g2 avec g1 est intrusif et on observe des enclaves de g1 dans g2 (cf. photo I.2).

Affleurement 180 :

J'ai choisi de présenter et de décrire cet affleurement car on peut y observer des accumulations des mégacrists de muscovite caractéristiques de g1, à caractère assez exceptionnel (photo I.3 et I.4). Cet affleurement est occupé en majorité par le granite g1; localement quelques filons de g2, dont la puissance varie de 10 cm à 1 m recoupent g1 en suivant une direction générale N95 à N130. Le granite g1 est porphyroïde et les feldspaths potassiques sont orientés suivant des plans de fluidalité magmatique orientés N160. La muscovite se présente en

grands cristaux dont la taille se situe autour de 3 cm sur 1, orientés parallèlement aux plans de fluidalité magmatique et parfois accolés sur les phénocristaux de feldspath. Elle forme des petites crêtes qui se distinguent à l'affleurement des autres minéraux du granite; les plans (OO1) sont verticaux. Localement, on peut observer des accumulations de mégacristaux de muscovite, à tendance automorphe, en sections losangiques ou hexagonales (cf. chap. IV), en bandes ou en lentilles dont le grand axe est parallèle à la direction de fluidalité planaire (photo I.3 et I.4). Ces lentilles atteignent quelques mètres de long sur une largeur qui ne dépasse pas deux mètres; un de ceux-ci est recoupé par un filon de granite porphyroïde à deux micas du type g2; des filons d'aplopegmatites de quelques centimètres de puissance recoupent l'ensemble avec une orientation N70-75.

On peut se demander par exemple si ces "couloirs à muscovite" sont des cumulats de muscovite magmatique, des xénolithes de roches alumineuses enclavées dans le magma ou liés à des circulations hydrothermales tardimagmatiques.

Le granite g1' :

Le granite g1' est à deux micas, se caractérise par une texture isogranulaire et à grain fin (1 à 5 mm) et se présente le plus souvent en filons dont la puissance ne dépasse pas deux mètres ou en enclaves plus ou moins anguleuses dans g2 (Fig. II.1A), plus rarement sous la forme de masses plus importantes à l'affleurement, occupant quelques dizaines de mètres carrés, souvent recoupées par du granite g2 (Fig. II.1B).

Hormis les affleurements 133 et 141 situés au sein du granite principal g2, tous les affleurements où g1' a été observé sont situés à la limite entre g1 et g2 (cf. carte d'échantillonnage, en annexe).

Le granite g1'' :

Le granite g1'' est de couleur claire, grise à beige et également à deux micas, le plus souvent à texture isogranulaire. Il se caractérise par l'abondance de la muscovite. A l'affleurement, on observe d'ailleurs souvent un développement de veines de muscovite, parfois de petites veines de greisen. Ce granite a pu être observé sur la bordure est du massif (Fig. I.2). Ses contacts avec les autres granites n'ont pas été observés; néanmoins la répartition cartographique de ce faciès riche en muscovite permet de faire passer une limite assez précise avec le granite g2 à l'Ouest et le granite g1 au Sud (Fig. I.2 et carte d'échantillonnage en annexe 1).

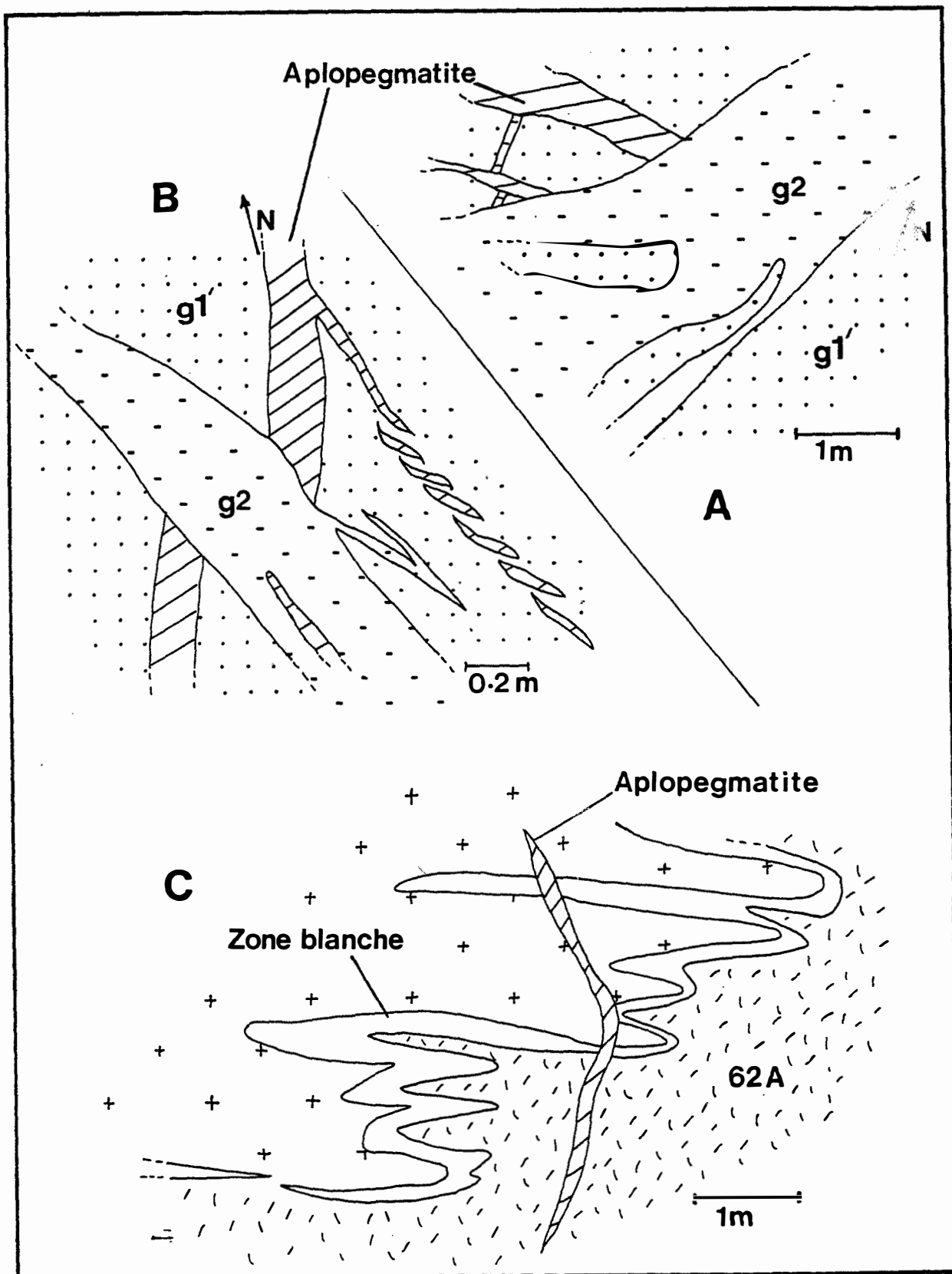


Figure II.1 : A et B : relations structurales des granites $g1'$ et $g2$ à l'affleurement. C : granite 62A à l'affleurement.

Le granite g2 :

Ce faciès est le plus répandu et le plus communément observé à l'affleurement. Le granite g2 est un granite de couleur généralement plus sombre que g1: c'est un granite d'aspect banal, à deux micas mais généralement la muscovite est rare. Sa texture est le plus souvent porphyroïde, les feldspaths potassiques pouvant atteindre 3 à 4 cm de longueur.

Il est possible d'observer des zones du granite, où la densité des phénocristaux de feldspath est plus forte, le granite étant nettement porphyroïde avec localement des accumulations de plusieurs dizaines de cristaux, mais aussi des zones où le granite est moins riche en phénocristaux. Ces structures peuvent être interprétées comme le résultat de mouvement de convection dans le magma, donnant naissance localement à des zones cumulatives. Si ces accumulations peuvent être observées pour les feldspaths, on ne les a pas observées dans le cas des biotites.

On peut observer g2 sous forme de filons intrusifs dans g1 ou dans g1' (Fig. II.4) mais aussi s'insérant dans un réseau de fractures qui découpent g1 en panneaux anguleux, isolés parfois au sein de g2 sous forme d'enclaves (photo I.2).

Autres faciès :

Le granite 62A, de couleur sombre, riche en biotite et en muscovite, à texture isogranulaire, a pu être observé dans la région où affleure g1", sur un unique affleurement, interdigité avec un autre granite de couleur plus claire, à deux micas également à texture isogranulaire (Fig. II.1C). La zone d'interdigitation est représentée par une zone de couleur blanche, plus pauvre en biotite que les granites. Le granite 62A qui ne ressemble à aucun granite du massif, présente des caractéristiques chimiques particulières. Le granite plus clair ressemble au faciès g2.

Sur l'affleurement 22 (cf. carte d'échantillonnage) un granite à deux micas de couleur claire (échantillon 22C) recoupe g2; il a été échantillonné pour étude géochimique.

Les granites à grenat :

Ces granites sont rares et représentent de très faibles volumes à l'échelle du massif. Il en existe plusieurs générations :

-g1G est un granite de couleur sombre où la biotite est abondante, à deux micas et grenat et à texture isogranulaire. Il présente une structure litée ou "layering" dans laquelle alternent de façon régulière des lits sombres à biotite-muscovite et grenat d'un à deux centimètres et des lits clairs constitués par un granite à muscovite-biotite et grenat plus rares que dans les lits sombres. Ce faciès peut être observé sur l'affleurement 48, associé à un faciès de granite à muscovite-grenat (g1G') dans une grande enclave plurimétrique au sein de g2 (Fig. II.2). L'existence de cette enclave indique que les granites à grenat g1G et g1G' étaient probablement presque complètement cristallisés dans un granite g2 encore très plastique. L'interruption du rubanement de g1G par le granite g1G' paraît indiquer l'antériorité de g1G.

-g2G est un granite hololeucocrate à grain fin, de couleur blanche à rose, à muscovite grenat et à texture isogranulaire. g1G' présente le même aspect pétrographique mais est en enclave dans g2 (Fig. II.2). Il se présente le plus souvent en filons dont la puissance n'excède jamais le mètre et qui recoupent tous les granites à deux micas et une partie des aplopegmatites. A l'affleurement, on observe des signes qui témoignent de l'existence d'une saturation en fluides du magma de ces granites à muscovite-grenat tels que :

- la présence de poches ou de "bouffées" pegmatoides identiques à celles qu'on observe dans g1G' (Fig. II.2) qui indiquent une vésiculation de l'eau.

- le développement de mégacristaux de muscovite de type pegmatitique à en bouquet.

- l'abondance de cristaux de muscovite (taille $\leq 2\text{cm}$) dans les filons (Fig. II.3).

Les Aplopegmatites :

Ce sont des roches de couleur très claire généralement à muscovite et à grenat. Elles peuvent être observés sur la majorité des affleurements. Le granite est parfois véritablement "lardé" de filons de directions variables.

La puissance de ces filons est variable, de quelques centimètres à quelques décimètres et ne dépasse pas deux mètres; leur extension a pu être mesurée sur plusieurs dizaines de mètres. Il en existe au moins trois générations :

- la première est postérieure à g1 et antérieure à g2

- la deuxième postérieure à g2 et antérieure à g2G on observe en effet des injections de g2G dans des filons d'aplopegmatites blanches (Fig. II.3).

- la dernière est postérieure à g2G

La première est facilement identifiable : il s'agit de veines essentiellement pegmatitiques dont la caractéristique est la couleur tirant sur le rose rouge qui se distingue de toutes les autres générations aplopegmatitiques de couleur blanche. Cette génération aplopegmatitique se met en place avant g2 et après g1. Ces aplopegmatites n'ont pu être échantillonnées. Dans les deux générations tardives, les aplopegmatites sont en filons de couleur blanche. Les aplites et les pegmatites peuvent être réunies dans un même filon ou s'exprimer séparément. Quand les veines sont zonées (aplite-pegmatite), elles peuvent présenter divers types de répartition avec symétrie, zonage etc...

Notons que dans certains cas, de petites veines à quartz seul orientées parallèlement aux bordures du filon sont séparées des parties aplitiques et pegmatitiques. L'individualisation des aplites et des pegmatites dans les filons matérialise la séparation d'une phase fluide du magma, à saturation; il est possible d'observer au sein des aplites des rubans enrichis en grenats qu'on peut interpréter comme des litages magmatiques. Comme dans les granites à grenats, diverses structures attestent la saturation en eau des magmas comme le développement de cristaux de feldspath en forme de "plumes", à partir d'interfaces entre apélite et pegmatite (stockscheider), parfois à partir des épontes de filons vers l'intérieur de ceux-ci.

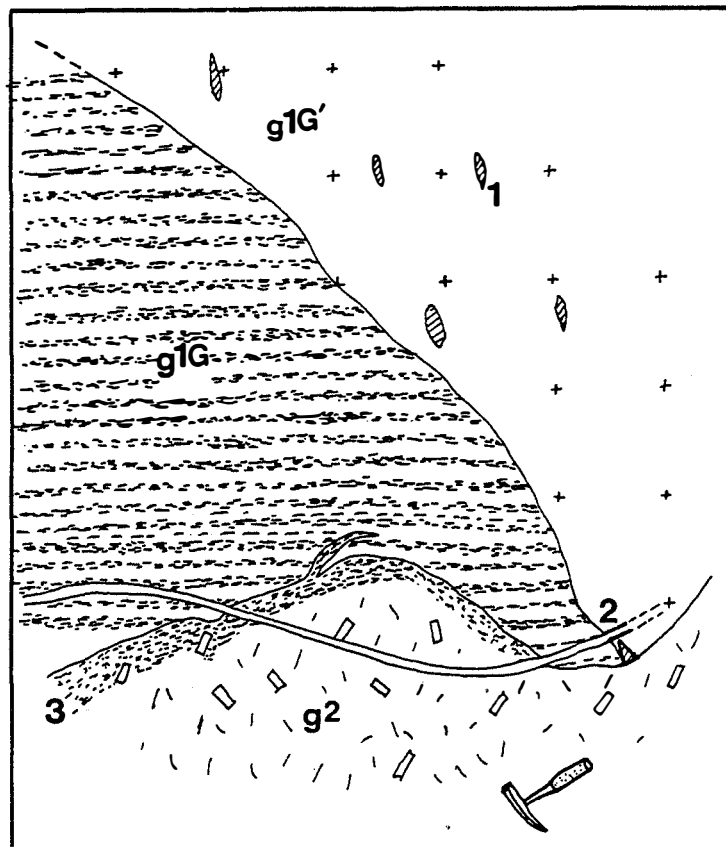


Figure II.2 : enclave de g1G et g1G' dans g2. 1 : poches pegmatitiques dans le granite à muscovite grenat g1G', 2 : veine de pegmatite, 3 : accumulation de biotites au contact de l'enclave. La structure de "layering" (lits riches en biotite) du granite g1G à deux micas-grenat apparaît nettement à l'affleurement.

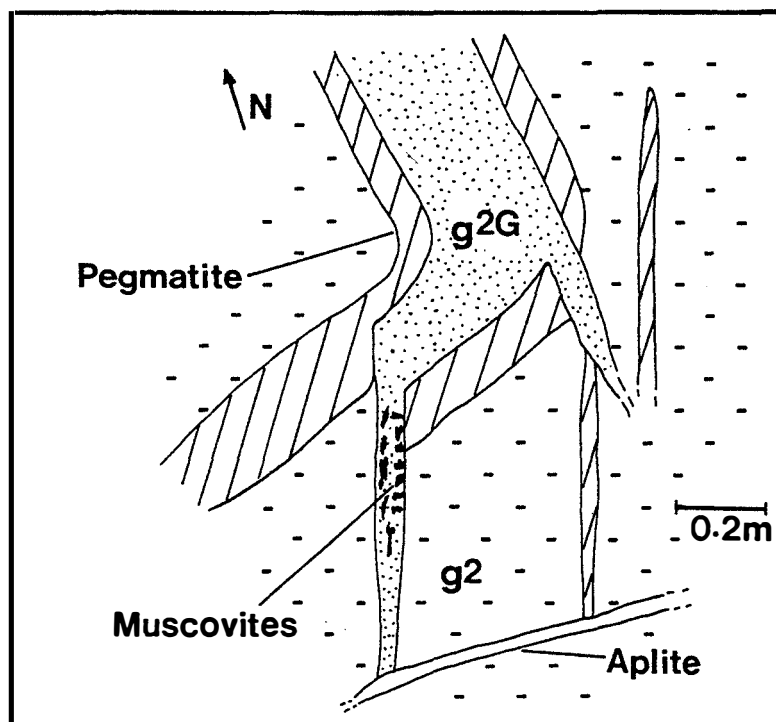


Figure II.3 : filon de granite à muscovite grenat postérieur à un filon d'aplopegmatite blanche. On observe localement accumulation de muscovites de grande taille de type pegmatitique.

Ces formations sont comparables aux structures observées dans les stockscheiders. Les stockscheiders sont des formations pegmatitiques développées préférentiellement à l'interface entre deux granites, généralement au sommet des coupoles de granites (Charoy, 1979, Fonteilles et Pascal, 1985b), fréquemment au contact granite-encaissant (Puyau, 1986), le plus souvent le long de contacts subhorizontaux. Ils se caractérisent par le développement de feldspaths "en plumes" (en feuillet, en plaquette, en bâtonnet... Charoy, 1979) dont la dimension atteint parfois quelques dizaines de centimètres, orientés plus ou moins en éventail pointant parfois vers le bas. Ces structures ressemblent aux cristallisations obtenues expérimentalement à l'interface entre phase fluide et magma et sont interprétées comme issues de l'accumulation de fluides magmatiques au toit de ces apex granitiques où peuvent se développer au contact de l'encaissant de véritables pièges ou réservoirs pour les fluides qui migrent en réponse à une cristallisation de masses de granite (voir discussion dans Fonteilles et Pascal, 1985b). Ainsi, si l'existence de telles structures dans les aplopegmatites ou dans les granites à grenat indiquent une saturation en eau de ces magmas dont la mise en place est tardive et la séparation d'une phase fluide. L'existence de plusieurs générations successives de veines d'aplopegmatites ou de granites à grenat, suggère l'existence de surpressions fluides locales répétées qui permettent l'ouverture de ces veines.

II.1.2. Fluidalités magmatiques :

La partie centrale du massif où affleure le granite porphyroïde g2 est dépourvue de déformation. Il en est de même dans les parties internes de l'unité g1 (affleurement 180).

L'orientation des phénocristaux de feldspath potassique définit à l'affleurement des lignes de fluidalité. Malheureusement, en raison de la forme des affleurements, il est souvent difficile d'observer le pendage de ces plans. Nous avons relevé systématiquement, ces orientations et je les ai reporté sur la figure II.4. Il semble se dessiner vers le centre du massif une structure circulaire qui souligne la structure concentrique du massif; ceci demanderait à être confirmé par une étude plus systématique.

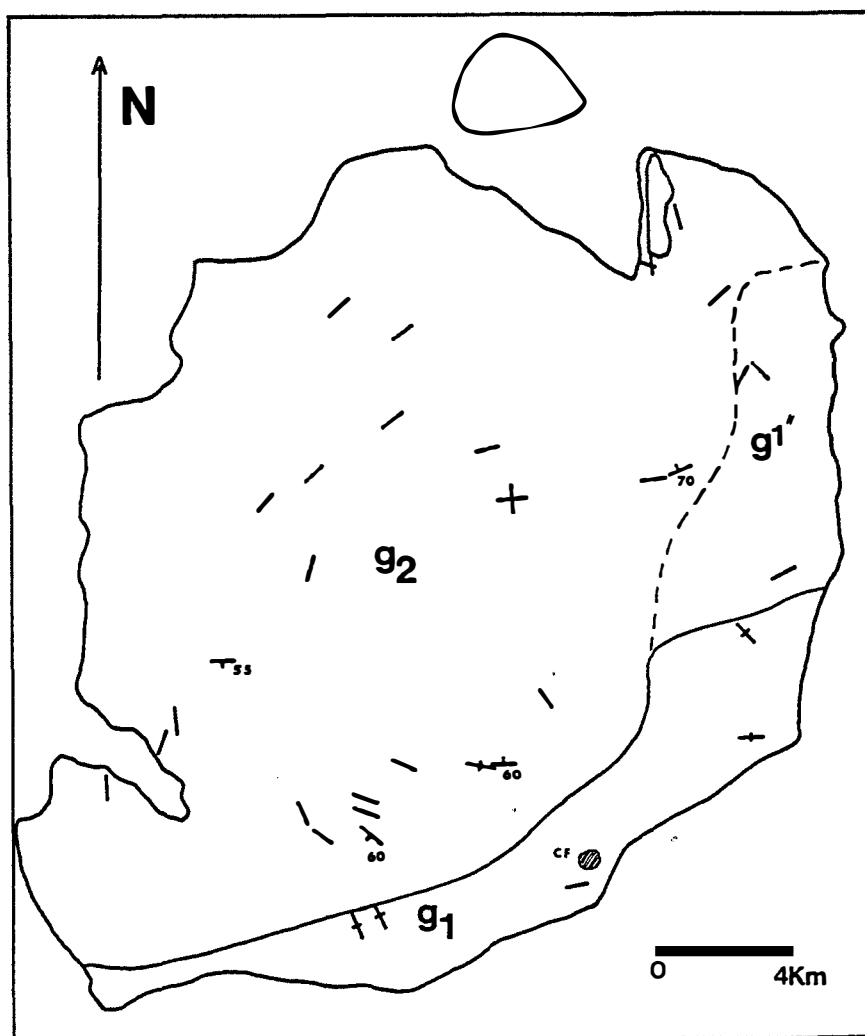


Figure 11.4 : carte des directions de fluidalités planaires dans le massif de Campo Formoso.

11.1.3. Déformations : "orthogneissification" de bordure et fracturation tardive:

Les limites sud et est du massif, le long desquelles le granite est en contact avec le complexe basique-ultrabasique de Campo Formoso, sont marquées par le développement de zones fortement déformées dans le granite. Sur la bordure sud par exemple (affleurement 206), on peut observer dans g1, à quelques dizaines de mètres de l'encaissant, le développement d'une forte foliation orientée N120-S130. Le granite prend un aspect d'orthogneiss : le quartz se rassemble en bandes millimétriques parallèles, s'étirant en cristaux flexueux qui contournent les cristaux feldspathiques moins déformés; les micas sont très étirés suivant la même orientation ce qui caractérise un comportement plastique. On note également que les phénocristaux de feldspath potassique sont en amande, la bordure étant fréquemment recrystallisée en sous amas de microcristaux. Cette déformation de type plastique, où le granite prend un aspect d'orthogneiss que l'on peut également observer sur les bordures est et nord du massif est sans doute liée à la mise en place du granite. Les filons aplopegmatitiques présentent à l'affleurement une forme en "zig-zag", issue de la déformation cisailante.

Sur la surface de l'affleurement, perpendiculaire à la foliation, on peut observer une linéation de cisaillement (plan c) dont la trace plonge de 15° au N85. La muscovite en grands cristaux, caractéristique de g1, se situe dans les plans S (foliation) mais aussi dans les plans de cisaillement C et C' (plans conjugués) (Fernandez, comm. pers.), ce qui suggère que la muscovite se développe tout le long du processus de déformation et donc au moins en partie dans des conditions subsolidus. La tourmaline pour sa part est associée au quartz dans des veinules millimétriques tardives orientées N60 : cette information suggère que les phénomènes de tourmalinisation sont liés à la percolation de solutions après la consolidation complète du granite.

Postérieurement à la mise en place de tous les intrusifs et au développement des phénomènes d'altération hydrothermale, le granite de Campo Formoso est soumis à un régime de déformation distensif. Celui-ci se matérialise par un développement de plusieurs générations de failles normales qui découpent les affleurement en "marches d'escalier". Il est possible d'observer localement des rejeux de plusieurs centimètres.

Cette fracturation peut être observée à l'échelle du massif et se matérialise par le développement de grands filons kilométriques remplis de quartz laiteux qui découpent le massif selon une direction WNW-ESE principale et selon une direction NNE-SSW (Fig. I.2 et I.3). La continuité de ces grands accidents, qui sont antérieurs à la transgression des calcaires du Protérozoïque supérieur, suggère qu'il s'agit de filons ouverts en régime distensif et non de veines de tension ouvertes par cisaillement. Enfin, de grands accidents N 45 et N140 recoupent ces filons (voir Fig. I.3). Ils affectent également la couverture du Protérozoïque supérieur.

II.2. LE MASSIF DE CARNAIBA

Le massif de Carnaíba, bordé par son encaissant migmatitique, apparaît sous la forme d'une plaine subcirculaire au milieu d'un petit cirque montagneux constitué par les bancs de quartzites très redressés de la Serra de Jacobina.

MORPHOLOGIE ET STRUCTURE :

Le massif de Carnaíba est un petit pluton circulaire d'environ 4 Km de diamètre qui affleure au coeur d'une vaste antiforme de la Serra de Jacobina (Fig. I.2 et I.3). Ces formations sont représentées à Carnaíba par des quartzites, des micaschistes et des serpentinites essentiellement (groupe Jacobina).

L'observation d'enclaves de quartzites et de gneiss sur les bordures du massif attestent le caractère intrusif de celui-ci dans le socle et les formations de la Serra de Jacobina (photo I.1). Le centre du massif est occupé par une enclave hectométrique de serpentinites, considérée par (Couto *et al.*, 1978) comme un "roof pendant" (carte d'échantillonnage en annexe 1).

Il n'apparaît pas de zonalité dans le massif qui est occupé en majorité par un faciès granitique principal g3. Néanmoins, plusieurs faciès ont pu être distingués; leur chronologie de mise en place est :

g2ACA, g3, g3G et les aplopegmatites.

II.2.1. Agencement des différents faciès - aspect macroscopique des granites :

Un granite à grain fin (2 mm au maximum) à deux micas et texture isogranulaire n'apparaît que sous forme de petites enclaves plus ou moins circulaires, qui ont jusqu'à 20-30 cm de diamètre dans le granite à deux micas type g3; nous n'avons pas pu l'échantillonner.

Le **granite g3** représente la masse principale du pluton et ressemble au faciès g2 de Campo Formoso. C'est un granite à deux micas à grain moyen (1 à 5 mm) dont la texture est le plus souvent isogranulaire. La quantité de muscovite est variable mais dans l'ensemble supérieure à celle du granite g2 de Campo Formoso.

Le **granite g3G** est un granite à muscovite-grenat dont le faciès est analogue à celui de g2G de Campo Formoso. Hololeucocrate, à grain fin et texture isogranulaire, il se présente en filons tardifs. Ces filons sont très peu abondants et de puissance généralement faible (<1m).

Comme à Campo Formoso, plusieurs générations de filons aplopegmatitiques se mettent en place tardivement. Leur couleur est généralement claire, blanche à beige.

Récapitulation de la chronologie de mise en place des faciès à Campo Formoso et Carnaíba :

Campo Formoso

g1-g1'-g1''-g1G-g1G'-aplopegmatites-
g2-aplopegmatites-g2G-aplopegmatites.

Carnaíba

g3-g3G-aplopegmatites.

II.2.2. Déformations:

Les bordures du massif n'ayant pas été observées, seule la fracturation tardive en distension a pu être observée sur chaque affleurement.

II.3. TRANSFORMATIONS POST-MAGMATIQUES DES GRANITES

Divers types d'altérations deutériques-hydrothermales peuvent être observées; leur chronologie relative est : greisenisation, microclinisation, tourmalinisation et silicification. Une albitisation locale du granite de Carnaíba a pu être observée, ce qui n'est pas le cas à Campo Formoso : nous en parlerons au chapitre V.

II.3.1. Greisenisation :

La muscovite est présente dans tous les intrusifs, particulièrement abondante dans g1 et g1" et les intrusifs à grenat (granites g1G', g2G, g3G et aplopegmatites). Elle est généralement xénomorphe et développée aux dépens des minéraux préexistants (biotite le plus souvent) à un stade postmagmatique (cf chap. IV). Outre l'abondance locale des mégacristaux que l'on a pu observer dans g1 ("couloirs à muscovite"), nous avons pu noter l'existence de veines de muscovite développées après consolidation des granites, dans les granites g1, g1" et plus particulièrement dans g1". On peut en effet observer dans ce granite un développement local (affleurements 29 à 30, 61 et 64) et massif de veines riches en muscovite, parallèles et subhorizontales, dont la puissance varie de quelques millimètres à 3-4 centimètres. Les plus épaisses sont constituées par des zones de granite en voie de greisenisation : les épontes, dont la couleur blanche tranche sur le beige banal du granite, sont enrichies en quartz, le coeur est riche en quartz et muscovite en cristaux millimétriques (photo I.5). L'observation au microscope de ces zones greisenisées révèle que la biotite n'est plus présente au coeur de ces veines, et apparaît fortement remplacée aux épontes, par des cristaux de muscovite trapue. Les feldspaths et particulièrement le microcline ne sont pas complètement détruits dans la zone centrale, mais apparaissent en faible proportion relativement au granite sain et se présentent en cristaux fantomatiques, reliques et très corrodés par la muscovite et le quartz qui se développent massivement. Le développement de la greisenisation est le résultat de la circulation de solutions acides qui lessivent la majorité des éléments chimiques du granite sauf un certain nombre d'éléments peu mobiles, dont l'alumine. La greisenisation peut conduire à la destruction complète des feldspaths et au remplacement de l'assemblage minéralogique initial du granite, en muscovite et quartz au coeur des veines.

II.3.2. Microclinisation :

La microclinisation se caractérise par le développement de zones rouge lie-de-vin (qui provient de l'oxydation du fer) millimétriques à centimétriques au sein du granite, le plus souvent g2, déformé. La partie centrale de la veine est localement occupée par une zone monominérale lentiforme à feldspath potassique dont la dimension atteint exceptionnellement 3-4 m sur 1. Les épontes sont constituées par un granite en voie d'altération. L'observation de détail révèle que dans le cas de fractures millimétriques, il existe souvent un réseau de fractures conjuguées

et formation de "coins" ou dominos et de fentes en échelon, au niveau desquels le phénomène d'altération s'étend (Fig. II.5).

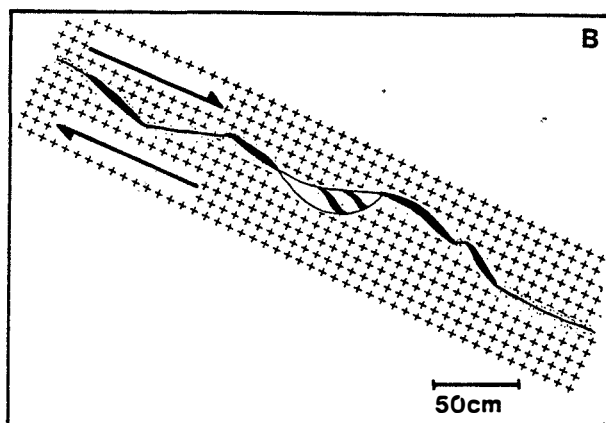
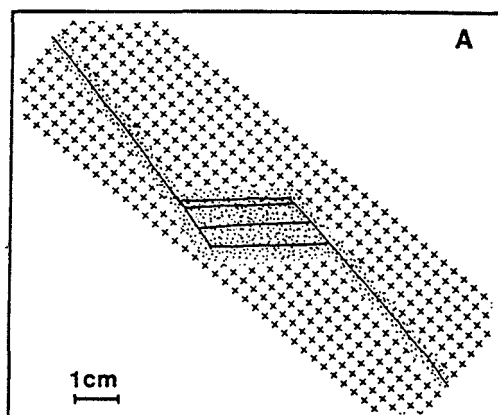


Figure II.5 : détail de l'affleurement 54 : on y observe les structures de déformation qui favorisent la circulation des fluides et l'intensification de la feldspathisation dans g2. A : formation de coins ou dominos. B : fentes en échelons.

Au microscope, les zones de granite en voie de microclinisation sont souvent fortement déformées et l'on peut observer :

- une forte extinction roulante dans les quartz, dans lesquels apparaissent des stylolithes et des phénomènes de dissolution sous pression. Le quartz est traversé par des trainées d'inclusions fluides.

- les plagioclases présentent des macles polysynthétiques pliées, flexueuses mais aussi des microfractures, ce qui caractérise le passage d'une stade de déformation plastique à un stade de déformation cassant. En outre, le plagioclase est très altéré, envahi par un "patchwork" de lamelles de muscovites et parfois de microcline, localement complètement remplacé par un amas de séricite microcristalline.

-les muscovites sont souvent cisailées et on y note la présence de kinkbands. localement elles sont recoupées par des veinules à sérinite.

-la biotite est complètement remplacée par de la muscovite. Des cristaux automorphes de magnétite pousse sur ces anciennes biotites.

-le microcline se développe de façon poecilitique en corrodant quartz et plagioclase et dans des veinules.

On observe localement des néoformations géodiques de quartz automorphe, de feldspath potassique en cristaux à habitus losangique (probablement de l'adulaire) et occasionnellement de petites chlorites en éventail. Occasionnellement, on peut observer des cristaux de quartz et d'albite secondaires, automorphes et géodiques, qui cimentent des veinules dans le granite microclinisé.

On voit que l'intensification du processus d'altération peut avoir lieu grâce à la création de ce réseau de fractures, qui constitue des drains pour les solutions, ce qui permet localement, la transformation minéralogique et chimique complète du granite. La zone interne est monominérale (feldspath potassique), les épontes des veines étant occupées par un granite en voie de feldspathisation (disparition de la biotite altérée en chlorite...) et l'encaissant granitique de couleur banale n'étant pas transformé : cette zonalité peut correspondre à divers degrés de transformation.

II.3.3. Tourmalinisation :

La tourmaline se présente presque exclusivement associée au quartz, en veinules de quelques millimètres à 2-3 cm de large, sécantes le plus souvent sur les granites les plus per-alumineux : g1 et g1".

Si la tourmaline semble parfois disséminée dans le granite, l'observation de détail révèle que les cristaux sont alignés dans la continuité d'une microfracture localement cicatrisée. La tourmaline est automorphe souvent zonée (dans l'échantillon CF15 de g1", le coeur a une couleur bleue claire et les bordures sont vertes) et le quartz forme une mosaïque de cristaux déformés, étirés et à extinction roulante. L'analyse à la microsonde révèle que la tourmaline est une variété proche d'une composition de schorl.

Cette tourmaline ne cristallise pas au stade magmatique mais entièrement à partir de solutions hydrothermales.

II.3.4. Silicification :

Il s'agit de l'altération la plus tardive; elle se caractérise par le développement de veines de faible épaisseur (quelques centimètres au maximum) à quartz blanc laiteux.

II.4. PÉTROGRAPHIE DES GRANITES - CARACTERES MICROSCOPIQUES

II.4.1. Campo Formoso :

Le granite g1 :

La biotite de couleur brune à brun-vert présente trois types d'habitats :

- en petits cristaux idiomorphes inclus dans les plages de quartz (quelques centaines de microns au maximum) : ce type de biotite correspond à un stade de cristallisation précoce à partir du magma (cette biotite est parfaitement conservée, "blindée" par le quartz, et protégée des rééquilibrages et des transformations hydrothermales).
- en grands cristaux trapus, xénomorphes dans la trame du granite, souvent chloritisée.
- en petits cristaux inclus parallèlement aux clivages de la muscovite en "mégacristaux" et dont la taille est variable (quelques microns à quelques millimètres) (Fig. II.6). Dans ce cas, la biotite est xénomorphe souvent squelettique et localisée du cœur à la périphérie du cristal de muscovite.

J'ai pu observer dans l'échantillon 22A une cristallisation symplectique de biotite et de quartz. Une observation analogue effectuée par Leterrier (1972) l'a conduit à supposer qu'il pourrait s'agir de la destabilisation d'une amphibole ou d'un orthopyroxène. Comme l'amphibole est plus riche en silice que la biotite, une transformation en biotite serait susceptible de libérer un excès de silice, cocrystallisée de façon cuneiforme avec la biotite. Si l'existence de basses teneurs en Al ($\approx 15\%$ Al_2O_3) dans certaines biotites cristallisées précocement (cf. chap. IV) n'est pas incompatible avec cette hypothèse, rien ne permet de le démontrer.

Le quartz se présente le plus souvent en grandes plages polycristallines (4 à 5 individus) formées de gros cristaux xénomorphes et engrenés. Il pénètre à la faveur des golfes de corrosion dans le plagioclase, la biotite ou le microcline et les enferme parfois en inclusions. Il semble occuper la place laissée par les autres minéraux : plagioclase, biotite et microcline I. Il présente fréquemment une extinction roulante qui marque l'existence de déformation. Certains cristaux de quartz se distinguent par leur forme globuleuse plus ou moins hexagonale souvent corrodés sur les bords; on les trouve le plus souvent dans le microcline I.

Il existe deux types de plagioclase :

- un plagioclase en grands cristaux (généralement $>1\text{ mm}$) subautomorphes à automorphes en tablettes (010), associé aux minéraux de début de cristallisation (biotite, phénocristaux de microcline et quartz); ses macles sont parfois pliées. Les cristaux sont faiblement zonés et le zonage est souligné par de fines paillettes de séricite (séricite I), qui occupent souvent la zone centrale ou se distribuent en auréoles concentriques plus ou moins continues (en couronne), ce

qui marque la transformation de zones préalablement plus calciques. La détermination de la basicité de ces zones est rendue difficile et les valeurs mesurées optiquement ne sont probablement pas représentatives de la composition originelle du plagioclase : les déterminations optiques ont donné environ An₂₅ pour le coeur et An₅ pour le bord. La séricite II se présente en grandes lamelles disposées de façon géométrique selon les axes cristallographiques du cristal de plagioclase.

On peut associer à cette génération de plagioclase les petits cristaux inclus parallèlement aux bordures des phénocristaux de microcline; ces plagioclases présentent également un coeur séricitisé. Leur bordure est albitique : elle peut être interprétée comme issue d'un nourrissage par les facules de perthite qui disparaissent du microcline, à proximité de ces petits cristaux.

-un plagioclase en plus petits cristaux (<1mm) non zoné et proche d'une composition purement albitique, associé aux minéraux de fin de cristallisation.

Dans ce faciès, le microcline apparaît le plus souvent xénomorphes, en plages interstitielles. Néanmoins, dans les parties nettement porphyroïdes du granite (affleurement 180, par exemple), il est fréquent d'observer un microcline en grands phénocristaux automorphes, souvent maclé Carlsbad dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres. Ce feldspath alcalin ou microcline I est perthitique et on y observe de nombreuses inclusions de petits cristaux de plagioclase automorphes (le plus abondant), de biotite et de quartz (en "globule"), orientés parallèlement aux faces du cristal de microcline, distribuées en plusieurs couches concentriques successives. Cette structure peut être interprétée comme l'accolement de petits cristaux de différente nature, le long des phénocristaux de microcline cristallisant à partir du magma.

On peut également observer un microcline plus tardif, perthitique et interstitiel, probablement cristallisé à partir du liquide, mais aussi du microcline non perthitique interstitiel, parfois en remplacement du plagioclase, sous forme de couronne : ce microcline II a probablement cristallisé à partir d'un fluide issu de la saturation du magma, intervenant après la cristallisation d'un ensemble de minéraux (globalement pauvre en eau) à partir du magma. La précipitation de minéraux potassiques par la phase aqueuse et de minéraux sodiques par le liquide silicaté est une tendance fréquemment observée (voir par exemple Jahns et Burnham, 1969). Ce phénomène permet en partie d'expliquer le développement des myrmékites, fréquemment observées dans l'ensemble de nos granites.

L'observation fréquente d'une syncristallisation de la muscovite et du quartz au contact du microcline pourrait indiquer un phénomène d'immiscibilité analogue, qui signe au moins pour la bordure des muscovites, une cristallisation à partir du fluide.

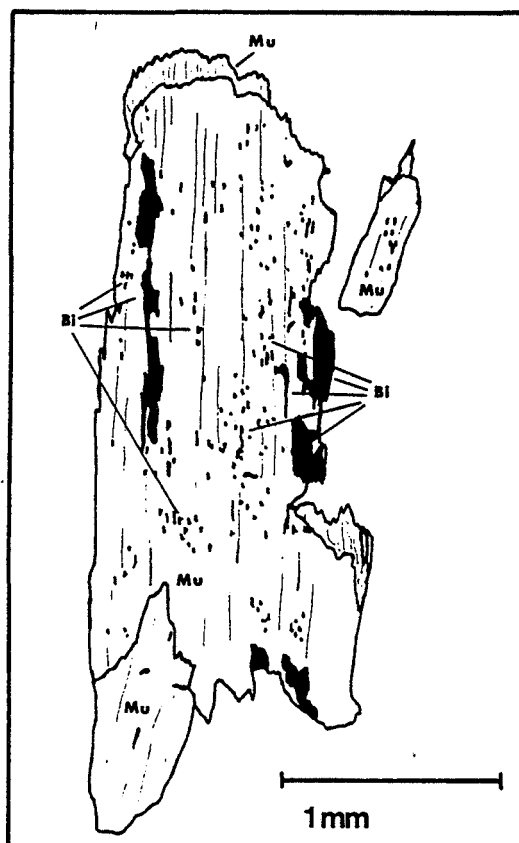


Figure 11.6 : mégacristaux de muscovite de g1 et ses inclusions de cristaux de biotite de tailles variées. Bi=biotite, Mu=muscovite. On note un développement de barbes de muscovite sur les bords des mégacristaux.

Le caractère dominant du granite g1 est la présence de grands cristaux de muscovite qui peuvent atteindre 3 à 4 cm de longueur (Fig. 11.6). Elle est abondante, à tendance automorphe et se caractérise par la présence systématique de nombreuses inclusions de petits cristaux de biotite xénomorphes. Quoique la muscovite se présente en grands cristaux à tendance automorphe, les relations texturales avec les inclusions de biotite suggèrent que la muscovite a cristallisé aux dépens de la biotite : dans ce cas, les biotites incluses pourraient représenter les restes d'un ou plusieurs cristaux de biotite de plus grande taille. Une autre interprétation possible est qu'il s'agit d'exsolutions à partir d'un mica précoce (solution solide biotite-muscovite). Le fait que la muscovite se développe préférentiellement sur la biotite est probablement lié à des raisons énergétiques: sa cristallisation sur un minéral de même structure cristallographique nécessite vraisemblablement moins d'énergie. Je pense qu'il ne s'agit donc pas d'une syncristallisation à partir du magma, ce qui semble, en outre, confirmé par l'étude de leurs compositions (cf. chap. IV). Par ailleurs, je n'ai jamais observé de petites muscovites idiomorphes incluses dans les quartz, habitus caractéristique de la biotite cristallisée précocement dans le magma et que l'on peut observer assez fréquemment dans nos granites : cela suggère de façon indirecte que la muscovite n'a vraisemblablement pas cristallisé au stade magmatique précoce.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et l'allanite. L'apatite est beaucoup plus abondante que dans les autres granites. Elle se présente généralement en amas de cristaux globuleux, parfois subautomorphes, (2-3 individus) souvent associés à des amas de quelques cristaux de biotite. L'apatite renferme souvent des petits cristaux de zircon. Cette structure en amas dans la biotite suggère une cristallisation relativement précoce à partir du magma. Le zircon se présente en fins cristaux (50 à 100 microns) automorphes et allongés.

L'allanite est le plus souvent en cristaux subautomorphes inclus dans la biotite. Sa taille est plus importante que celle du zircon (jusqu'à 200 microns); elle est parfois auréolée d'épidote. Il n'a pas été observé de magnétite dans ce granite et une seule baguette d'ilménite a été identifiée.

Exceptionnellement de petits grains de chalcoppyrite (quelques dizaines de microns) ont été observés.

Le granite g1' :

La faible taille du grain et une texture le plus souvent isogranulaire sont les caractères dominants de ce granite, l'assemblage minéralogique étant analogue à celui de g1.

La biotite se présente en lamelles trapues, de couleur brune, à contours corrodés parfois par le quartz. Elle est le plus souvent xénomorphe.

Le quartz est abondant et se présente en cristaux plutôt isolés, globuleux, en forme de "pièces de puzzle" parfois reliés entre eux et non pas en plages polycristallines comme c'est le cas le plus fréquemment dans les autres granites.

Le plagioclase montre les plus grands individus (2mm au maximum), en cristaux trapus subautomorphes fréquemment séricitisés à coeur (séricite I en paillettes microcristallines) et à bordure limpide. Dans certains individus se développe de nombreuses lamelles ou taches de muscovite (séricite II) qui donne au cristal un aspect de tissus d'arlequin.

Le microcline est essentiellement interstitiel (microcline II).

La muscovite est assez abondante en cristaux xénomorphes parfois trapus, indemnes d'inclusions et semblant "posés" sur les autres minéraux, parfois squelettique incluant le plus souvent des cristaux globuleux de quartz ou les feldspath. La biotite n'est pas observée parmi ces inclusions.

Les accessoires sont apatite, zircon et allanite.

Le granite g1'' :

La biotite présente les trois mêmes habitus pétrographiques que dans g1 :

- en rares petites lamelles euhédrales dans les quartz.
- en cristaux xénomorphes, de forme allongée dans ce granite.
- en cristaux sans formes propres inclus dans la muscovite : l'aspect pétrographique est similaire à celui observé dans g1 (inclusions de biotite parallèlement aux clivages de la muscovite, variété de taille des cristaux de biotite..., c.f. Fig. II.6)

Le plagioclase se présente en cristaux subautomorphes, à coeur séricitisé (Ser I en paillettes) et bordure plus limpide (variation An11-An3, à la microsonde).

Le microcline est xénomorphe et se présente :

- en grands cristaux maclés Carlsbad, perthitiques avec rares inclusions de petits cristaux de plagioclase accolés sur les faces (microcline I). Ils présentent souvent une texture de micropegmatite graphique avec le quartz.
- en petits cristaux xénomorphes interstitiels (microcline II).

Le quartz forme des plages polycristallines (3-4 individus) et se présente aussi en micropegmatite graphique dans le microcline maclé perthitique.

Outre la sericite d'altération du plagioclase, la muscovite est abondante et se présente généralement en cristaux trapus xénomorphes, le plus souvent accolée à la biotite. Les plus grands cristaux sont à inclusions de biotite.

Les accessoires sont l'apatite et le zircon; on observe également de petits minéraux métamictes qui pourraient être de l'allanite.

Le granite g2 :

La biotite est généralement plus sombre que dans g1, de couleur brun foncé à brun rouge (cette dernière étant caractéristique des biotites en petites lamelles idiomorphes dans les quartz, et liée à de fortes teneurs en TiO₂ (>3%) : voir l'exemple de l'échantillon 48A au chapitre II). Elle se présente généralement en lamelles trapues, les cristaux sont subautomorphes avec des formes compliquées par l'inclusion de petits cristaux de quartz globuleux, par son moulage sur les bordures de plagioclase ou par des figures de corrosions envahies par le quartz. Elle se présente parfois en amas de quelques individus. Les échantillons 54A, 88 et 152A présentent des biotites dont la forme a tendance à être plus allongée que dans les autres échantillons de g2. Ces échantillons représentent les termes les plus différenciés de la série g2 (cf. chap. III et IV). Cet habitus pétrographique de la biotite pourrait donc être une ca-

ractéristique d'une biotite cristallisée dans un magma plus évolué. Dans certains faciès, une épidote de couleur jaune paille se développe dans la biotite saine. La biotite est souvent complètement chloritisée, remplacée par un assemblage de chlorite, de feldspath alcalin en cristaux allongés développés entre les clivages de l'ancienne biotite et d'oxydes de titane et de fer, parfois d'épidote.

Le quartz se présente le plus souvent en grandes plages polycristallines (4-5 individus) en cristaux xénomorphes à contours irréguliers et engrénés, plus rarement en petits cristaux arrondis inclus dans le microcline I.

Le plagioclase se présente en grands cristaux trapus subautomorphes peu zonés, souvent fortement séricitisés au coeur. Les zonages de composition sont soulignés par des zones concentriques à fine paillette de séricite (Ser I) qui confèrent au plagioclase un aspect souvent "sali" et matérialisent les parties originellement plus calciques. Des baguettes de séricite (Ser II), orientées selon les deux clivages du plagioclase peuvent être observées. Rarement, de petites plages de calcite se développe au coeur du plagioclase. Il renferme rarement des inclusions de biotite. Il existe également un plagioclase en petits cristaux inclus dans le microcline I qui, comme dans g1, présente un coeur séricitisé et une bordure limpide albitique. Les déterminations optiques de la basicité du plagioclase ont donné An21-An7 et les déterminations à la microsonde montrent une variation de An19 à An 3. De petits cristaux d'albite peuvent être observés en petits cristaux xénomorphe cristallisant tardivement.

Le microcline I est courant dans g2 en grands cristaux automorphes avec ses inclusions de plagioclases orientés parallèlement aux faces (Fig. II.7); il donne sa structure porphyroïde du granite. Particulièrement bien développé dans certains échantillons de ce granite, on peut noter que sa partie centrale est souvent dépourvue d'inclusions. Cette répartition est probablement liée à une question de tension superficielle. Comme dans g1, il existe du microcline interstitiel renfermant parfois des inclusions de microcline xénomorphe globuleux, mais aussi un microcline dont la forme est squelettique, développé préférentiellement au coeur des plagioclase sous forme de demi-couronnes ou encore en remplacement de la bordure des plagioclases et dont la cristallisation est vraisemblablement tardive à partir d'un fluide riche en potasse. Le développement de myrmékite est fréquent dans ce granite.

La muscovite est globalement peu abondante dans ce granite relativement aux autres granites, particulièrement g1 et g1" :

- parfois très peu abondante (échantillon 48A par exemple, Fig. II.7) en petites lamelles accolées aux amas de biotite

- parfois plus abondante, et dans ce cas elle se présente également en plus grands cristaux trapus : je n'y ai jamais observé d'inclusions de biotite comme dans g1.

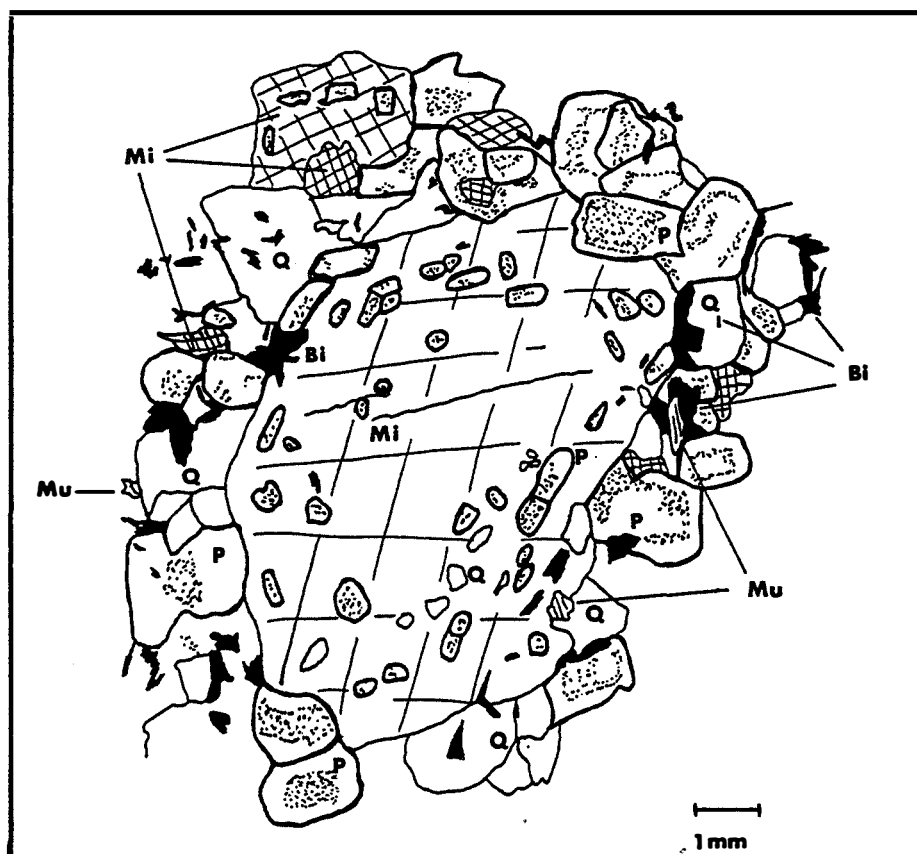


Figure II.7 : aspect microscopique du granite g2. Mi=microcline, Mu=muscovite, Bi=biotite, Q=quartz, P=plagioclase.

La présence systématique de magnétite en cristaux à tendance automorphe, le plus souvent inclus dans la biotite, est une caractéristique de ce granite, ce qui le distingue des autres granites de Campo Formoso. La forme de ces cristaux et les relations mutuelles avec les autres minéraux indiquent que la magnétite cristallise relativement précocement, avec biotite, plagioclase et quartz, ce qui montre que le granite a cristallisé à partir d'un magma où régnaient des conditions assez oxydantes. L'ilménite est rare mais a pu être observée dans les échantillons CF48A et CF128A. Les autres accessoires sont apatite, zircon, allanite, monazite et plus rarement des minéraux métamictes dont l'analyse au tracor a donné une composition de phosphates de terres rares cériques (La et Ce) ou de phosphates de calcium, uranium et thorium (minéral proche de la Brockite : $(Ca, Th) PO_4 H_2O$?). L'allanite et l'apatite sont les minéraux porteurs de terres rares les plus fréquents de ces granites; l'allanite se présente en petits cristaux trapus de quelques centaines de microns associés aux amas de biotite le plus souvent. Elle est souvent métamictite et parfois auréolée d'épidote. Quelques grains de monazite ont été observés avec l'allanite dans le granite 48A notamment. L'apatite forme des cristaux arrondis associés aux amas de biotite mais aussi de petites baguettes automorphes (<100 microns). Le zircon est le plus souvent automorphe inclus dans la biotite avec son halo pléochroïque caractéristique.

Quelques échantillons de g2, qui présentent des caractéristiques chimiques particulières (cf. chap. III), méritent d'être décrits du point de vue microscopique :

Echantillon CF128B :

De couleur rouge lie-de-vin, ce granite est fortement silicifié, envahi par des plages de quartz polycristallin et de grandes muscovites trapues, qui remplacent le plagioclase. La biotite est entièrement chloritisée.

Echantillon CF110 :

A l'affleurement, ce granite a le faciès g2 banal, mais on peut y observer une grande enclave biotitisée, partiellement "digérée" sur ses bordures par le granite, dans la mesure où l'on peut observer au sein du granite à proximité de celle-ci des lits enrichis en biotite qui peuvent correspondre à des morceaux de l'enclave ayant réagi avec le magma.

L'observation de l'enclave au microscope montre qu'elle est constituée d'une alternance de lits clairs à plagioclase, quartz et biotite verte et de lits sombres presque exclusivement à biotite verte et localement de nombreux cristaux d'allanite auréolés d'épidote. Il n'y a pas de feldspath potassique. Le quartz apparaît généralement en petits cristaux globuleux, mais localement, et particulièrement au contact avec le granite (caractérisé par l'apparition du microcline), on note un développement de grands plages de quelques individus, dont l'aspect rappelle les plages de quartz du granite, ce qui suggère un nourrissage par le granite. La biotite dans le granite présente la même teinte verte que celle de l'enclave, ce qui suggère qu'elle peut provenir en partie de celle-ci; de petits amas incluant de l'allanite auréolé d'épidote y ont été observés comme dans l'enclave : le granite a donc pu être contaminé localement.

Echantillon CF131:

Cet échantillon est un granite à grain plus fin que le granite g2 et se caractérise par une abondance particulière du microcline développé de façon interstitielle. En dehors de cette caractéristique, l'assemblage minéralogique de ce granite est semblable à celui de g2.

Le granite g1G :

La roche peut être divisée en une partie claire et une partie sombre, cette dernière étant représentée sous forme de lits à deux micas et grenat qui confère au granite sa structure litée.

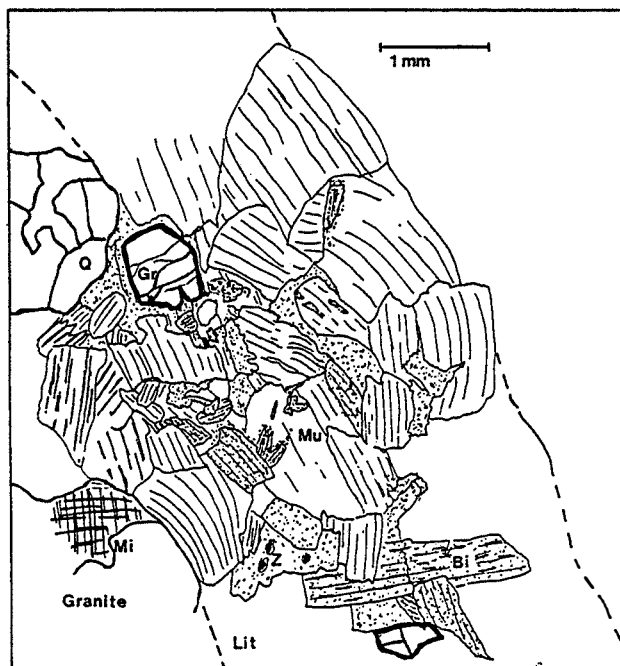


Figure II.8 : aspect microscopique des lits à biotite-muscovite-grenat du granite g1G. Q=quartz, Bi=biotite, Mu=muscovite, Gr=grenat.

Partie sombre :

Elle est constituée par l'assemblage biotite-muscovite et grenat. Rarement, on observe de petits cristaux de quartz xénomorphe interstitiel. Le grenat est très peu abondant et à tendance automorphe. La biotite se présente en cristaux flexueux de couleur vert bouteille à brun clair; elle est fortement corrodée par la muscovite, également en cristaux flexueux. Il en résulte l'existence d'aggrégats microcristallins à biotite entre des grandes lattes de muscovite flexueuse (Fig. II.8).

Partie claire :

La partie claire est représentée par un granite à deux micas assez banal. La biotite, de composition identique à celle de la partie sombre, est relativement abondante en cristaux sans forme propre à contours interlobés avec le quartz et les feldspaths; elle est d'une manière générale souvent fortement corrodée sur ses bordures par les autres minéraux et notamment la muscovite. Elle a également été observée sous forme de lamelles incluses parallèlement aux clivages de la muscovite comme dans g1.

Le quartz est abondant et se présente en plages (1 à 3 individus) de cristaux xénomorphes à contours lobés. Il est interstitiel et se moule sur les autres minéraux. Il inclut le microcline,

le plagioclase ou la muscovite, ce qui indique (comme la muscovite cristallise au post-magmatique, voir chap. IV) qu'il continue à cristalliser très tardivement.

Le plagioclase se présente en cristaux trapus subautomorphes, légèrement zonés et parfois faiblement séricitisés (de composition An₁₂-An₅, par méthode optique). Il existe également de petits cristaux d'albite xénomorphe interstitielle.

Le microcline est rencontré en cristaux xénomorphes interstitiels et il en existe deux générations : un microcline I non perthitique et associé à des petits cristaux de quartz à tendance automorphe et de plagioclase, inclus dans un grand microcline II en grandes plages poecilites.

La muscovite est abondante et se présente en cristaux xénomorphes à contours parfois interlobés avec le quartz. Elle présente localement une cristallisation symplectique avec le quartz sous forme de "barbe", développée au contact entre la muscovite et le microcline et se développe souvent aux dépens de la biotite. Comme dans les autres granites, on observe parfois des baguettes de séricite d'altération (Ser II) enchevêtrées au sein du plagioclase.

Les minéraux accessoires sont l'apatite et le zircon. Quelques grains métamictes ont été observés, il pourrait s'agir d'allanite.

Les granites g1G', g2G :

Ces granites ont tous le même aspect macroscopique et les mêmes caractéristiques microscopiques : le grain est fin (<2mm en moyenne), la texture est isogranulaire et ressemble parfois à celle d'une aplite. Les cristaux sont tous xénomorphes et à contours lobés. Dans tous ces granites, il est possible d'observer des paillettes de biotite de forme allongée; elle est rare et destabilisée, le plus souvent remplacée par un assemblage de phyllites de couleur orangée. On observe également de fines lamelles de biotite, conservée dans des plages de quartz. L'observation de petites lamelles de biotite destabilisée est un caractère dominant de ces granites, ainsi que la présence de grenat. Le grenat est rare, il inclut parfois de petits cristaux de quartz globuleux. On n'observe pas de texture de remplacement de biotite par le grenat, mais simplement que la biotite cristallise plus précocement et a été destabilisée. La disparition de la biotite et l'apparition du grenat semblent donc répondre à des phénomènes distincts.

Le plagioclase est xénomorphe à subautomorphe, parfois faiblement séricitisé, très peu zoné et à composition globalement plus albitique que dans les granites à deux micas (An₅-An₆ pour g1G', An₁₂-An₄ pour g2G). Dans l'échantillon CF202 de g2G, j'ai observé un cristal de plagioclase dont la bordure albitique, qui se distingue du cœur par l'absence de séricitisation, est marquée par de nombreuses petites inclusions de quartz globuleux. Cette situation rappelle l'accolement des petits cristaux de plagioclase sur les faces du microcline I des granites à deux

micas. On peut noter que le quartz est abondant et apparaît en petits cristaux globuleux souvent inclus dans les phénocristaux.

Le microcline cristallise tardivement de façon interstitielle; il est non perthitique; il remplace souvent l'albite et on peut alors l'observer sous forme de plages xénomorphes qui se développent de façon poecilitique au dépens de l'albite.

La muscovite est abondante et apparaît toujours en cristaux xénomorphes le plus souvent dentelliformes ou "déchiquetés" de cristallisation tardive; elle englobe quartz et feldspath. On l'observe parfois se développer au dépens du microcline.

L'observation d'une texture qui ressemble à celle d'une aplitite et de fréquents signes d'interaction avec une phase fluide (muscovitisation, développement de poches pegmatoides, grandes muscovites en bouquet...) suggère qu'il y a pu avoir démixion d'une phase fluide acqueuse du liquide silicaté, en réponse à une sursaturation. En outre, le grenat qui cristallise dans ces magmas riches en eau, de même que tous les autres minéraux (excepté une faible quantité de biotite) sont des phase anhydres, ce qui accélère vraisemblablement la sursaturation et la démixion de la phase acqueuse (on pourra faire la même remarque pour les magmas aplopegmatitiques). Le fait que la biotite soit peu abondante et destabilisée précocement suggère que la démixion a pu avoir lieu assez tôt au cours de la cristallisation du magma, la chute de la pression d'eau pouvant être responsable de l'arrêt de la cristallisation de la biotite. Comme minéral accessoire, seules quelques baguettes d'apatite ont pu être observées.

Les aplopegmatites :

La minéralogie de ces roches est assez banale, à plagioclase, quartz, microcline, muscovite et grenat, accessoirement cordiérite et apatite.

Dans les aplites, la texture est isogranulaire à grain fin, les cristaux sont xénomorphes et ont des formes amiboïdes (sauf le grenat, généralement à tendance automorphe) et des contours engrenés.

Le plagioclase est fortement albitique (An_9 à An_0), parfois finement moucheté de paillettes de séricite. Dans les aplites, le microcline est non perthitique et se présente en plages xénomorphes interstitielles; dans les pegmatites, on peut observer de grands cristaux poecilitiques de microcline maclé et perthitique qui englobe des cristaux de quartz et de plagioclase, inclusions qui ne présentent jamais l'arrangement régulier observé dans les granites porphyroïdes.

Le quartz est en plages xénomorphes, souvent de forme amiboïde et interstitiel. Il se présente parfois en grandes plages poecilitiques, vraisemblablement développées à partir de solutions hydrothermales.

Les aplites présentent fréquemment des rubans de grenat qui peuvent être interprétés comme des accumulations. Les cristaux de grenat sont à tendance automorphe; ils sont généralement non zonés; néanmoins, dans l'aplite CF2 de Campo Formoso, il est possible d'observer une partie centrale brun rouge organisée en fines zones parallèles aux faces du cristal. Le grenat inclue parfois des cristaux de quartz.

La muscovite est xénomorphe, abondante dans l'ensemble mais les cristaux se distribuent de manière hétérogène dans les roches : certaines parties des aplites en sont dépourvues, d'autres présentent quelques cristaux isolés, disséminés, d'autres encore des accumulations ou des traînées comportant de très nombreux individus : ce type de répartition semble liée au régime de circulation de l'eau dans les filons aplopegmatitiques, dans lesquels il peut y avoir vésiculation, accumulation locale des fluides ou circulation, etc... Comme dans les granites, on observe fréquemment des cristallisations épitaxiales de "barbes" de muscovite, le plus souvent en association symplectique avec le quartz, au contact du microcline.

La cordiérite est rarement observée dans les aplites, en plages xénomorphes dont les bordures sont corrodées par le quartz et le microcline. Elle se présente souvent en grandes plages de couleur jaune, caractéristique de l'altération en pinnite.

Il est possible d'observer des minéraux accessoires variés : notons que l'apatite est le plus fréquent. Signalons l'observation d'une mouche de molybdénite dans l'aplite CF2 et de béryl de couleur jaunâtre çà et là.

Si la majorité des aplites présentent deux feldspaths, dont un microcline interstitiel, il en existe quelques filons dans lesquels il n'existe pas de feldspath potassique : mettons de côté dans un premier temps les filons aplopegmatitiques du centre des colonnes métasomatiques de phlogopitites, qui résultent de transformations métasomatiques, et intéressons nous au cas du filon d'aplite (échantillon 191), qui est intrusif dans l'encaissant gneissique au nord du massif de Campo Formoso : il s'agit d'une apélite de couleur blanche, hololeucocrate, à grain fin et texture isogranulaire, traversée localement de filonnets centimétriques de quartz et muscovite en plus gros cristaux (jusqu'à 1 ou 2 cm) orientés parallèlement aux épontes du filon. L'assemblage minéralogique de l'apélite est : quartz, albite, muscovite, grenat et apatite, dans laquelle l'albite est abondante et se présente en lattes automorphes. Celles-ci s'organisent localement en un réseau de lattes parallèles de même que quelques cristaux de grenat, ce qui suggère qu'il s'agit d'une structuration de type fluidalité planaire dans un magma (Fig. II.9). La muscovite et l'apatite, et surtout le quartz se présentent généralement en grandes plages poecilitiques, qui corrodent parfois l'albite préexistante (Fig. II.9). Ces observations suggèrent qu'une phase

fluide transportant la silice et la potasse notamment, circule dans ces filons, alors que le magma ne précipite probablement aucune phase potassique.

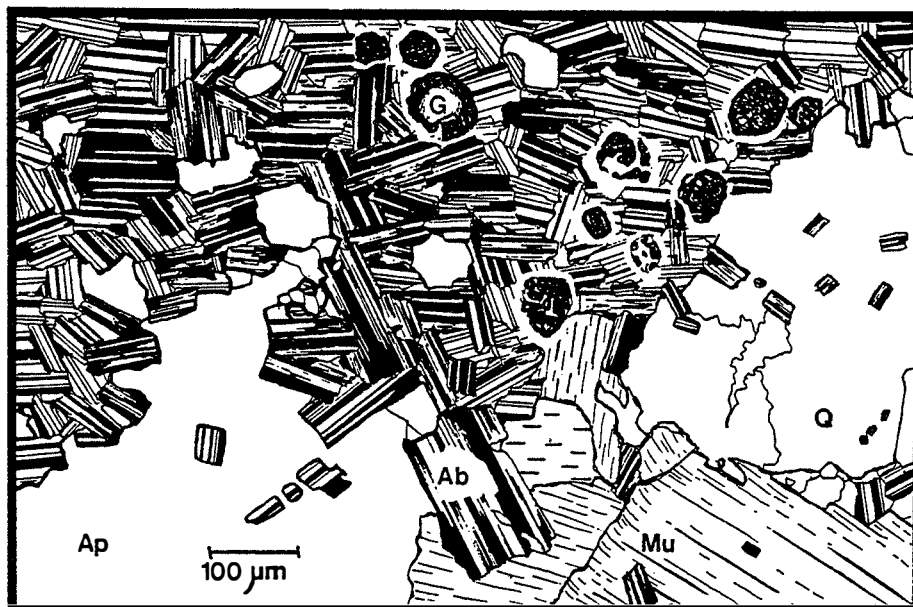


Figure II.9 : aspect microscopique de l'aplite à albite CF191. Ab=albite, G=grenat, Mu=muscovite, Q=quartz, Ap=apatite. Dessin : M. Poupon.

II.4.2. Carnaíba :

Le granite g3 :

Il s'agit d'un granite à deux micas dont l'aspect microscopique est comparable à celui de g2. Le plagioclase en cristaux trapus subautomorphes est marqué par des auréoles concentriques ou des taches centrales de fines paillettes de séricite (Ser I) qui illustrent l'existence de zones de composition préalablement plus calciques, les cristaux étant actuellement peu zonés. La gamme de basicité est An14 à An4 optiquement. Ses bordures sont souvent corrodées par le microcline poecilitique. Il s'y développe de façon très fréquente des bourgeons myrmékitiques.

Le microcline peut être observé en phénocristaux perthitiques parfois maclés (selon Carlsbad). Il existe également du microcline interstitiel tardif.

Le quartz se présente en grandes plages polycristallines (4-5 individus), à contours engrenés. Il envahit l'espace entre les minéraux préexistants et les englobe localement. De petits cristaux de quartz globuleux en inclusion dans le plagioclase ou le microcline I peuvent également être distingués.

La biotite est relativement abondante en cristaux de forme allongée analogue le plus souvent à l'habitus que présente la biotite des granites les plus différenciés de g2. Localement, on observe de petits amas de quelques individus ou de petites lamelles idiomorphes incluses dans le quartz.

La muscovite est relativement plus abondante que dans g2, en cristaux xénomorphes à contours interlobés avec le quartz et se développe souvent "lamelle à lamelle" avec la biotite mais aussi en plus grands cristaux isolés ou en amas sur les feldspaths. De petites barbes de séricite tardive cristallisent en épitaxie sur cette muscovite et parfois en lattes enchevêtrées dans le plagioclase (Ser II).

Les minéraux accessoires sont : magnétite, apatite, zircon et allanite essentiellement. Le coeur de certains cristaux d'allanite montre une structure métamictique; l'analyse qualitative au tracor indique qu'il s'agit d'un phosphate de Ca, Th et U. De plus, comme dans g2, un phosphate de La et Ce a été identifié au tracor.

Le granite g3G et les aplopegmatites :

Le granite g3G a le même aspect microscopique que les granites g1G' et g2G. Le plagioclase est An12-An6 (par méthode optique).

Outre la présence exceptionnelle de quelques cristaux (jusqu'à 500 microns) de zircon métamictique observés dans l'aplite CA11 de Carnaíba, les aplopegmatites montrent les mêmes caractères microscopiques que celles de Campo Formoso.

Des aplices à lattes d'albite, dont la texture similaire à celle de CF191 est vraisemblablement magmatique, ont pu être observées dans la partie centrale de la colonne métasomatique de Bode (cf. deuxième partie).

En conclusion, les massifs de Campo Formoso et de Carnaíba ont beaucoup de caractéristiques communes : ce sont :

- les intrusions sont polyphasées et se caractérisent par la mise en place de plusieurs unités granitiques successives, caractérisées par l'intrusion précoce de granites à deux micas puis de granites à grenat et d'aplopegmatites, successivement:

+ à Campo Formoso :

g1-g1'-g1'' (à deux micas)-g1G-g1G' (à grenat)-aplopegmatites
puis g2 (à deux micas)-aplopegmatites-g2G (à grenat)-aplopegmatites.

+ à Carnaíba :

g3 (à deux micas)-g3G (à grenat)-aplopegmatites.