

BONNET (D.)
Vol. 1

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE



THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ
GÉOLOGIE APPLIQUÉE
OPTION PÉTROLOGIE - MÉTALLOGÉNIE

EX. n° III

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

LES MEGACRISTAUX DE FELDSPATHS ALCALINS
DANS LES FORMATIONS PORPHYROÏDES DES
MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DE BELLEDONNE
ET DES GRANDES ROUSSES (Alpes françaises)
Recherche de leurs origines à partir de leurs microstructures
et de leur composition

PAR DOMINIQUE BONNET

Thèse de 3ème cycle soutenue le 27 Mars 1982 devant la commission d'examen

MM. R. MICHEL	Professeur U.S.M.G.	Président
S. WILHELM	Maître Assistant U. Pierre et Marie Curie Paris VI	Rapporteur
P. GIRAUD	Professeur U.S.M.G.	Examineur
J. GIRAULT	Ingénieur C.N.R.S.	Examineur
G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S.	Examineur

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE

THÈSE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ
GÉOLOGIE APPLIQUÉE
OPTION PÉTROLOGIE - MÉTALLOGÉNIE

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

LES MEGACRISTAUX DE FELDSPATHS ALCALINS
DANS LES FORMATIONS PORPHYROÏDES DES
MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES DE BELLEDONNE
ET DES GRANDES ROUSSES (Alpes françaises)
Recherche de leurs origines à partir de leurs microstructures
et de leur composition

PAR DOMINIQUE BONNET

Thèse de 3ème cycle soutenue le 27 Mars 1982 devant la commission d'examen

MM. R. MICHEL	Professeur U.S.M.G.	Président
S. WILHELM	Maître Assistant U. Pierre et Marie Curie Paris VI	Rapporteur
P. GIRAUD	Professeur U.S.M.G.	Examineur
J. GIRAULT	Ingénieur C.N.R.S.	Examineur
G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S.	Examineur

10103404

PROFESSEURS DE 1ère CLASSE

Mlle AGNIUS DELORD Claudine	Biophysique	CHATEAU Robert	Clinique neurologique
ALARY Josette	Chimie analytique	CHIBON Pierre	Biologie animale
MM. AMBLARD Pierre	Clinique dermatologie	COEUR André	Chimie analytique et bromoto
AMBROISE THOMAS Pierre	Parasitologie	COUDERC Pierre	Anatomie pathologique
ARNAUD Paul	Chimie	CRABBE Pierre	C.E.R.MO
ARVIEU Robert	Physique nucléaire	DAUMAS Max	Géographie
AUBERT Guy	Physique	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
AYANT Yves	Physique approfondie	DEGRANGE Charles	Zoologie
Mme BARBIER Marie Jeanne	Electrochimie	DELOBEL Claude	M.I.A.G.
MM. BARBIER Jean Claude	Physique expérimentale	DELORMAS Pierre	Pneumo-ptisiologique
BARBIER Reynold	Géologie	DENIS Bernard	Clinique cardiologique
DARJON Robert	Physique nucléaire	DEPORTES Charles	Chimie minérale
BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose	DESKE Pierre	Electrochimie
BARRA Jean René	Statistiques	DODU Jacques	Mécanique appliquée IUT I
DARRIE Joseph	Clinique chirurgicale A	DOLIQUE Jean Michel	Physique des plasmas
BEAUDOING André	Clinique pédiatrie et puériculture	DUCROS Pierre	Cristallographie
BELORISKY Elie	Physique	FONTAINE Jean Marc	Mathématiques pures
BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
Mme BERTEL Hélène	Pharmacodynamie	GASTINEL Noël	Analyse numérique
M. BERNARD Alain	Mathématiques pures	GAVEND Jean Michel	Pharmacologie
Mme BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques pures	GEINDRE Michel	Electro-radiologie
MM. BERTRANDIAS Jean Paul	Mathématiques pures	GERBER Robert	Mathématiques pures
BEZES Henri	Clinique chirurgicale & traumat.	GERMAIN Jean Pierre	Mécanique
BILLET Jean	Géographie	GIRAUD Pierre	Géologie
BONNET Jean Louis	Clinique ophtalmologique	JANIN Bernard	Géographie
BONNET EYMARD Joseph	Clinique Hépatogastro-entérolog.	JEANNIN Charles	Pharmacie galénique
Mme BONNIER Jane Marie	Chimie générale	JOLY Jean René	Mathématiques pures
MM. BOUCHERLE André	Chimie et toxicologie	KAHANNE André	Physique
BOUCHET Yves	Anatomie	KAHANNE Josette	Physique
BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire	KLEIN Joseph	Mathématiques pures
BRAVARD Yves	Géographie	KOSZUL Jean Louis	Mathématiques pures
BUTEL Jean	Orthopédie	LACAZE Albert	hermodynamique
CABANEL Guy	Clinique rhumatologie et hydro.	LACHARME Jean	Biologie cellulaire
CARLIER Georges	Biologie végétale	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
CAU Gabriel	Médecine légale et toxicologie	Mme LAJZEROWICZ Jeannine	Physique
CAUQUIS Georges	Chimie organique	MM. LATREILLE René	Chirurgie thoracique
CHARACHON Robert	Clinique O.R.L.		

MM. LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique	MM. VERAINE André	Biophysique
LAURENT Pierre	Mathématiques appliquées	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
LE NOC Pierre	Bactériologie virologie		
LLIBOUTRY Louis	Géophysique		
LOITSEAU Jean Marie	-Géographie		
LOUP Jean	Sciences nucléaires		
LUU DUC Cuong	Chimie générale et minérale		
MALINAS Yves	Clinique obstétricale		
Mlle MARIOTTE Anne Marie	Pharmacognosie		
MM. MAYNARD Roger	Physique du solide		
MAZARE Yves	Clinique médicale A		
MICHEL Robert	Minéralogie et pétrographie		
MICOUX Max	Clinique maladie infectieuses		
MOURIQUAND Claude	Histologie		
NEGRE Robert	Mécanique I.U.T. I		
NOZIERES Philippe	Spectrométrie physique		
OMONT Alain	Astrophysique		
OZENDA Paul	Botanique		
PAYAN Jean Jacques	Mathématiques pures		
PEBAY PEYROULA Jean Claude	Physique		
PERRET Jean	Sémiologie médicale (neurologie)		
PERRIER Guy	Géophysique		
PIERRARD Jean Marie	Mécanique		
RACHAÏL Michel	Clinique médicale B		
RASSAT André	Chimie systématique		
RENARD Michel	Thermodynamique		
Mme RENAUDET Jacqueline	Bactériologie		
M. REVOL Michel	Urologie		
Mme RINAUDO Marquerite	Chimie CERMAY		
MM. DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-chirurgie		
SARRAZIN Roger	Clinique chirurgicale B		
SEIGLE MURANDI Françoise	Botanique et crytogamie		
MM. SENDEL Philippe	Biologie animale		
SIBILLE Robert	Construction mécanique IUT I		
SOUTIF Michel	Physique		
TANCHE Maurice	Physiologie		
VAILLANT François	Zoologie		
VALENTIN Jacques	Physique nucléaire		
VAH CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées		
VAUQUOIS Bernard	Mathématiques appliquées		
VERAIN Alice	Pharmacie galénique		

PROFESSEURS DE 2ème CLASSE

MM. ARMAND Yves	Chimie IUT I
AURIAULT Jean Louis	Mécanique IUT I
BEGUIN Claude	Chimie organique
BOITET Christian	Mathématiques appliquées
BOUTHINON Michel	E.E.A. IUT I
BRUGEL Lucien	Energétique IUT I
BUISSON Roger	Physique IUT I
CASTAING Bernard	Physique
CHARDON Michel	Géographie
CHEHIKIAN Alain	CEA IUT I
COHEN Henri	Mathématiques pures
COHENADDAZ Jean Pierre	Physique
COLIN DE VERDIERE Yves	Mathématiques pures
CONTE René	Physique IUT I
CYROT Michel	Physique du solide
DEPASSEL Roger	Mécanique des fluides
DOUCE Roland	Physiologie végétale
DUFRESNOY Alain	Mathématiques pures
GASPARD François	Physique
GAUTRON René	Chimie
GIDON Maurice	Géologie
GIGNOUX Claude	Sciences nucléaires
GLENAT René	Chimie organique
GOSSE Jean Pierre	EEA IUT I
GROS Yves	Physique IUT I
GUITTON Jacques	Chimie
HACQUES Gérard	Mathématiques appliquées
HERBIN Jacky	Géographie
HICTER Pierre	Chimie
IDELMAN Simon	Physiologie animale
JOSELEAU Jean Paul	Biochimie
JULLIEN Pierre	Mathématiques appliquées
KERCKOVE Claude	Géologie
KRAWOWIACK Sacha	Mathématiques appliquées
KUHN Gérard	Physique IUT I
KUPKA Yvon	Mathématiques pures

MM. LUNA Domingo
 MACHE Régis
 MARECHAL Jean
 MICHOUILLIER Jean
 Mme MINIER Colette
 MM. NEMOZ Alain
 NOUGARET Marcel
 OUDET Bruno
 PEFFEN René
 PELMONT Jean
 PERRAUD Robert
 PERRIAUX Jean Jacques
 PERRIN Claude
 PFISTER Jean Claude
 PIERRE Jean Louis
 Mlle PIERY Yvette
 MM. RAYNAUD Hervé
 RICHARD Lucien
 ROBERT Gilles
 ROBERT Jean Bernard
 ROSSI André
 SAKAROVITCH Michel
 SARROT REYNAUD Jean
 SAXOD Raymond
 Mme SOUTIF Jeanne
 MM. STUTZ Pierre
 VIALON Pierre
 VIDAL Michel
 VIVIAN Robert

Mathématiques pures
 Physiologie végétale
 Mécanique
 Physique IUT 1
 Physique IUT 1
 Thermodynamique
 Automatique IUT 1
 Mathématiques appliquées
 Métallurgie IUT 1
 Biochimie
 Chimie IUT 1
 Géologie minéralogie
 Sciences nucléaires
 Physique du solide
 Chimie organique
 Physiologie animale
 Mathématiques appliquées
 Biologie végétale
 Mathématiques pures
 Chimie physique
 Physiologie végétale
 Mathématiques appliquées
 Géologie
 Biologie animale
 Physique
 Mécanique
 Géologie
 Chimie organique
 Géographie

MM. GROULADE Joseph
 HOLLARD Daniel
 HUGONOT Robert
 JALBERT Pierre
 MAGNIN Robert
 PHELIP Xavier
 REYMOND Jean Charles
 STIEGLITZ Paul
 VROUSOS Constantin

Biochimie (A)
 Hématologie
 Gérontologie
 Histologie
 Hygiène
 Rhumatologie
 Chirurgie générale
 Anesthésiologie
 Radiothérapie

MAITRES DE CONFERENCES AGREGES (Médecine)

MM. BACHELOT Yvan
 BENABID Alim Louis
 BERNARD Pierre
 CONTAMIN Charles
 CORDONNIER Daniel
 CROUZET Guy
 DEBRU Jean Luc
 DYON Jean Francois
 FAURE Claude
 FAURE Gilbert
 FLOYRAC Roger
 FOURNET Jacques
 GAUTIER Robert
 GIRARDET Pierre
 GUIDICELLI Henri
 GUIGNIER Michel
 JUNIEN-LAVILLAURUY Claude
 KOLODIE Lucien
 MALLION Jean Michel
 MASSOT Christian
 MOUILLON Michel
 PARAMELLE Bernard
 RACINET Claude
 RAMBAUD Pierre
 RAPHAEL Bernard
 SCHAERER René
 SEIGNEURIN Jean Marie
 SOTTO Jean Jacques
 STOEUBNER Pierre

Endocrinologie
 Médecine et Chirurgie
 Gynécologie obstétrique
 Chirurgie thoracique
 Néphrologie
 Radiologie
 Médecine interne
 Chirurgie infantile
 Anatomie et Organogénèse
 Urologie
 Biophysique
 Hépto-gastro-entérologie
 Chirurgie générale
 Anesthésiologie
 Chirurgie générale
 Thérapeutique (reanimation)
 Clinique ORL
 Hématologie biologique
 Médecine du travail
 Médecine interne
 Ophtalmologie
 Pneumologie
 Gynécologie-Obstétrique
 Pédiatrie
 Stomatologie
 Cancérologie
 Bactériologie-virologie
 Hématologie
 Anatomie-Pathologique

CHARGES D'ENSEIGNEMENT PHARMACIE

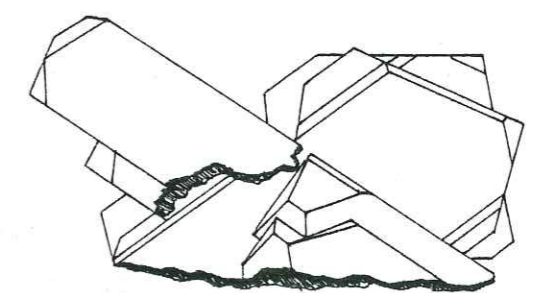
M. ROCHAS Jacques
 M. DEMENGE Pierre

Hygiène et hydrologie
 Pharmacodynamie

PROFESSEURS SANS CHAIRE (médecine)

MM. BARGE Michel
 BOST Michel
 BOUCHARLAT Jacques
 CHAMBAZ Edmond
 CHAMPETIER Jean
 COLOMB Maurice
 COULOMB Max
 Mme ETERRADOSSI Jacqueline
 MM. FAURE Jacques

Neuro-chirurgie
 Pédiatrie
 Psychiatrie
 Biochimie (hormonologie)
 Anatomie
 Biochimie
 Radiologie
 Physiologie
 Médecin légale



A mes parents ,

A Wolfgang.

Remerciements

Arrivée au terme de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué à sa réalisation :

Monsieur le professeur R. Michel qui a bien voulu accepter de présider ce jury, et a eu l'amabilité de corriger mon manuscrit.

Monsieur le professeur P. Giraud qui m'a confié ce travail et a contribué, au cours de discussions ouvertes, à son amélioration.

Monsieur S. Wilhelm qui a accepté de m'initier aux méthodes d'études et d'analyses des mégacristsaux et a, depuis Paris, suivi l'avancement de mes recherches.

Monsieur J. Girault qui a accepté de faire partie de ce jury.

Monsieur G. Vivier qui a mis à ma disposition un petit coin de son laboratoire, pour me permettre de fabriquer mes lames, et m'a permis, au cours de discussions "pause-café", de mieux résoudre certains points obscurs.

Je tiens également à remercier :

- le personnel scientifique et technique de l'Institut Dolomieu, et en particulier Mme F. Keller, MM JC. Demenjon, R. Domeyne, P. Gibergy, R. Telmat,
- tous mes camarades de 3ème cycle ainsi que les apprentis géologues, pour le soutien, la bonne ambiance et les petits "coups de main",
- Mme Py qui a eu la gentillesse et la patience de dactylographier ce mémoire,
- Mr et Mme Fischer.

Enfin et surtout, je veux exprimer toute ma reconnaissance :

- à mes parents qui m'ont encouragé et aidé à poursuivre des études aussi longues,
- à mon frère qui a toujours été le complice de jeux et d'études,
- à Wolfgang qui a su, avec amour et patience, m'encourager et supporter mon caractère parfois difficile.

Résumé

Les formations porphyroïdes des massifs cristallins externes de Belledonne et des Grandes Rousses (Alpes occidentales) sont des formations d'âge anté westphalien. Elles sont composées : soit d'orthogneiss, soit de roches granitoïdiques.

Les mégacristsaux de feldspaths alcalins sont tous des phénocristsaux de taille variable et à contours, pour la plupart, subautomorphes à automorphes.

L'étude pétrographique des échantillons macroscopiques et l'examen approfondi à l'aide de techniques spécifiques, des lames minces orientées des mégacristsaux, ont permis d'individualiser et de caractériser les diverses microtextures observables. Ces dernières, représentées essentiellement par des syncrystallisations internes nous ont servi à définir le niveau structural d'origine, et d'évolution des mégacristsaux étudiés. Ainsi, dans la plupart des cas nous avons pu indiquer la roche porphyroïde originelle. Celle-ci a pu être, après sa mise en place définitive ou provisoire, métamorphisée ou non, tectonisée ou non.

Nous avons donc pu comparer les séries porphyroïdes entre elles et proposer, pour elles, un schéma évolutif. Quatre unités ont ainsi été identifiées. Elles sont caractérisées par des mégacristsaux qui témoignent d'une mise en place du matériel granitique ou granitoïdique originel dans un niveau structural d'évolution soit "plutonique" plus ou moins profond, soit "subvolcanique". Parmi ces unités, certaines contiennent des faciès non corrélables avec l'ensemble des gneiss étudiés : il s'agit du granite porphyroïde des Sept Laux, d'une part, et de l'orthogneiss de Cevins, d'autre part. Les faciès qui peuvent être corrélés sont regroupés suivant deux tendances géochimiques :

- . (1) ^{sub}alcaline = Pussy + Montjoie + Alpetta + Lac Blanc
- . (2) basique = Saint Colomban + gneiss amphibolique de Pussy

Le premier ensemble (1) correspondrait à une même intrusion granitique dont l'érosion, associée à l'édification de l'orogène, permet de voir, actuellement, les faciès apicaux de semi profondeur au Nord (Pussy + Montjoie). Au sud, l'unité de l'Alpetta et la formation du Lac Blanc représentent les faciès les plus profonds de cette intrusion.

L'ensemble (2) correspondrait à du matériel granodioritique intrusif. La surface topographique actuelle le recoupe à un niveau structural de moyenne profondeur.

Contrairement à cet ensemble, mais à l'exception du gneiss de Pussy, les faciès à tendance ^{sub}alcaline ont tous été affecté par un métamorphisme de faciès schistes verts.

La formation du Lac Blanc est la seule à présenter un caractère volcano-sédimentaire. L'albitisation de certains mégacristsaux n'est pas un phénomène secondaire dans l'évolution de ces derniers : l'albite présente dans les cristsaux correspond à de l'albite de syncrystallisation. Suivant sa concentration, elle est l'indice ou non d'un niveau structural "subvolcanique".

Abstract

The porphyroïd formations of the Belledonne and Grandes Rousses outer crystalline massifs, in the Western Alps, are of pre-Westphalian age. They are made up of orthogneisses, and of granitoïd rocks. The alkali feldspar megacrysts, of variable size, are mainly subautomorphic to automorphic.

Petrographic study of hand specimens, in conjunction with detailed study of oriented thin sections of the megacrysts, allowed recognition and characterization of the various recognizable textures. These textures chiefly consist of syncrystallization of potash feldspar with albite, of thermal cracks, and of inner crystallizations. They have been used to define the original and evolutionary structural levels, of the megacrysts studied.

Thus it was generally possible to ascertain the nature of the original porphyroïd rock. After being emplaced either provisionally or for good, this original rock may have been either metamorphized, or tectonized, or both.

We have therefore been able to compare the porphyroïd series with one another, and to propose a model for their evolution.

Four units have thus been identified. They are characterized by megacrysts which give evidence of original granitic or granitoïd material being emplaced into a structural level of evolution which was either more or less deep-seated "plutonic", or "subvolcanic"

Some of these units contain certain facies which cannot be correlated with the whole of the gneisses studied : this is the case for the Sept Laux porphyroïd granite, and for the Cevins orthogneiss. Those facies which can be correlated are grouped according to two geochemical trends, viz. (1) an alkaline trend = Pussy + Montjoie + Alpetta + Lac Blanc
(2) a basic trend = Saint Colomban + gneiss amphibolique de Pussy.

The first set (1) is regarded as due to one single granitic intrusion. Erosion, coupled with mountain-building, allows the intermediate-depth facies to be observed to the North (Pussy + Montjoie). To the South, the Alpetta unit and the Lac Blanc formation are the most deep-seated facies of this intrusion.

Set (2) is regarded as consisting of intrusive granodioritic material. The present-time ground surface cuts it at a structural level of intermediate depth. Facies showing a sub-alkaline trend and Pussy amphibole gneiss have all been acted upon by a metamorphism of greenschist facies. The Lac Blanc formation is the only one to exhibit volcano-sedimentary features.

Albitization of certain megacrysts is not a secondary phenomenon in their evolution. The albite present in the crystals is an albite of syncrystallization. At a given concentration, it indicates a "subvolcanic" structural level.

Introduction

Les levés cartographiques et l'étude géologique générale des terrains cristallins des massifs de Belledonne et des Grandes Rousses ont été, pour une grande partie, réalisés dans le cadre de thèses dont les auteurs sont, du Nord au Sud : Y. Gros (1974), Y. Siméon (1979), E. Poncerry (1981), D. Gasquet (1979), J.L. Verjat (1980), L. Giorgi (1979). Mais du fait de l'échelle d'investigation de leurs travaux, il n'était pas possible pour ces auteurs, d'utiliser l'échelle d'observation nécessaire à une recherche telle que la nôtre. De plus, ils n'ont pu se référer aux recherches de S. Wilhelm non alors publiées dans leur totalité ; c'est pourquoi leurs interprétations pétrogénétiques concernant les formations porphyroïdes ne peuvent être considérées que comme provisoires, parfois même approximatives.

Ainsi (fig. n°1) E. Poncerry (1981) estime que le complexe du Col de Montjoie correspond à un ancien ensemble d'origine plutono-volcano-sédimentaire, en partie démantelé vers le Nord pour former les gneiss de Pussy, l'ensemble ayant été métamorphisé dans un stade ultérieur. Y. Siméon (1979) considère que la bande ouest des gneiss de Pussy était à l'origine, avant son métamorphisme, de nature arkosique et était issue du remaniement d'un vieux socle, caractérisé par la présence d'un granite porphyroïde situé plus au Sud. D'après ces deux auteurs, les formations de Montjoie et de Pussy ouest seraient équivalentes, et la seconde serait issue du démantèlement de la première. De son étude du complexe de Saint Colomban, D. Gasquet (1979) conclut que les facies porphyroïdes sont ortho-dérivés, mais que certains mégacristaux (microcline 2) peuvent être des porphyroblastes.

Pour J.L. Verjat (1980), le granite porphyroïde des Sept Laux serait, peut-être, une enclave de la série Rissiou-Rocher Blanc plus ou moins bien digérée par la masse principale du granite des Sept Laux.

Dans le massif des Grandes Rousses, L. Giorgi (1979), considère que l'unité de l'Alpetta et la formation volcano-sédimentaire du Lac Blanc sont équivalentes et issues d'un seul et même ensemble volcano-sédimentaire ultérieurement plissé et métamorphisé. Ainsi il était évident que les formations porphyroïdes reconnues, depuis la Tarentaise jusqu'à la vallée de la Romanche, posaient des problèmes de corrélation et de genèse. De plus, il semblait que l'étude des mégacristaux de feldspaths alcalins pouvait apporter de précieux éléments d'information.

C'est pourquoi, nous nous sommes inspirée des méthodes d'étude utilisées par S. Wilhelm (1977) dans sa thèse de doctorat es Sciences. Ce dernier a défini et étudié les microtextures des mégacristaux de formations volcaniques et plutoniques non déformées. Il a alors émis l'hypothèse que ces microtextures devaient être conservées même dans des matériaux métamorphisés et tectonisés. Nous avons donc voulu vérifier si cette hypothèse était réellement fondée, ou non, en prenant comme matériel d'étude les formations porphyroïdes, ± déformées et affectées de recristallisation, dont la localisation est indiquée dans le paragraphe précédent. En raison du temps imparti pour mener cette recherche, nous nous sommes limitée à la seule étude des mégacristaux de feldspath alcalins, celle-ci est basée essentiellement sur l'observation microscopique de ces derniers. Les résultats de l'examen microscopique, consignés sous forme de tableaux, et résumés sous forme de synthèses, constituent l'élément fondamental de ce mémoire. Il s'agit du premier document de base concernant les mégacristaux de formations gneissiques ; de ce fait, les parties descriptives, et notamment les tableaux, ont été plus particulièrement développées.

En outre, nous avons porté un intérêt tout particulier à la fissuration thermique de ces cristaux, afin de savoir quel a pu être son rôle lors des contraintes liées aux phénomènes tectoniques et/ou métamorphiques postérieurs.

Nous avons pu, de plus, vérifier si les hypothèses de S. Wilhelm étaient vérifiées, ou non, dans le cas de formations gneissiques porphyroïdes, en partie transformées en arènes (Col de l'Arc) par suite d'une altération intense, encore actuelle à un degré moindre : les microtextures sont-elles ou non influencées par cette altération ?

Dans certaines des formations porphyroïdes non gneissiques que nous avons aussi étudiées (cas du granite des Sept Laux), nous avons étudié la présence ou l'absence de relation entre les mégacristaux et un système filonien proche. Ainsi, à partir de tous résultats obtenus (cf. synthèses des tableaux et ch. V), nous avons voulu voir si, à partir de l'étude détaillée et systématique des mégacristaux telle que celle que nous avons effectuée, il était possible de mieux comprendre la formation et l'évolution de certaines formations des massifs cristallins alpins, tant externes qu'internes.

CHAPITRE I

PRELIMINAIRES ET GENERALITES

A. PRÉLIMINAIRES

B. GÉNÉRALITÉS

*" La nature est un temple où de vivants piliers,
Laissent parfois sortir de confuses paroles.
L'homme y passe à travers des forêts de symboles
Qui l'observent avec des regards familiers".*

Baudelaire, Correspondances.

CHAPITRE I - Préliminaires et généralités

A Préliminaires

A.1. Méthodes d'études

a. Travaux de terrain

Les levés cartographiques ainsi que l'étude pétrologique ayant déjà été effectués, le travail réalisé pour cette étude a consisté en un prélèvement des faciès à mégacristaux selon des coupes précises :

- . au point de vue localisation cartographique. Nous ne pouvions, vu les limites que nous nous étions fixées dans le cadre de notre travail, étudier de manière systématique et continue l'ensemble des mégacristaux. C'est pourquoi nous nous sommes servi de deux coupes : une au Nord et une au Sud pour chaque formation étudiée;
- . par rapport aux limites des formations, si possible normales à la direction cartographique majeure.

Dans certaines zones, ces coupes ont été effectuées en continu au 1/200 (falaises de Charvet) afin de mieux échantillonner dans une zone où les faciès ne sont pas constants. La plupart des coupes, reportées au 1/50000, serviront à préciser les corrélations cartographiques entre les divers levés effectués dans le cadre des thèses de 3ème cycle précédentes, ainsi qu'à étudier les rapports des faciès à mégacristaux avec leur encaissant (cf. cartes de localisation des échantillons : Belledonne, Grandes Rousses).

b. Etudes de laboratoire

- . Roches. Elles ont réuni :
 - l'examen macroscopique complet des échantillons,
 - l'étude de lames minces "classiques" des échantillons prélevés par les auteurs précités (cf. introduction) et par nous mêmes,
 - des clichés de diffraction de rayons X et des analyses chimiques pour contrôler ou étayer des données minéralogiques macroscopiques.
- . Mégacristaux de feldspaths alcalins. La plus grande partie du travail de recherche a consisté :
 - à observer en détail les microtextures des mégacristaux, à partir de lames minces polies, non couvertes, orientées et bien déterminées dans les cristaux (cf. annexe 3 : "La description simplifiée de la méthode de fabrication des lames orientées"), que nous avons réalisées nous mêmes;
 - à contrôler des hétérogénéités géochimiques et minéralogiques à l'aide de diffractogrammes rayons X dans des régions où les mégacristaux semblaient, a priori, identiques;
 - à réaliser un examen macroscopique complet des mégacristaux.

Les lames minces "classiques" (couvertes et collées avec de la résine époxy) ont été réalisées à l'institut Dolomieu (R. Telmat).

Les lames minces sur feldspaths ont toutes été taillées selon des sections parallèles à (001) et (010), soit au CNRS de Grenoble, soit par nous-mêmes à l'institut Dolomieu. Nous n'avons pas confectionné de lames minces parallèles à (100*) ($\perp \vec{a}$ et aux 2 orientations précédentes) car cette section est surtout nécessaire pour définir les angles de microtextures par rapport à un repère cristallographique donné (clivage) dans l'ensemble d'un cristal. Or nos recherches ne visent qu'à définir les mégacristsaux à l'aide de microtextures dont les principales caractéristiques avaient été établies par S. Wilhelm (1977, 1980 Stage de formation Paris, 1981 communications orales).

Les diffractogrammes rayons X ont été effectués à l'institut Dolomieu, sur minéraux isolés, avec un diffractomètre Philips, amplificateur et compteur CGR équipé d'un monochromateur LiF et anticathode de Cu (40 KV, 20 mA) (J.C. Demenjon et D. Bonnet).

Les datations radiométriques K/Ar de certains faciès associés, ont été réalisées au laboratoire de l'institut Dolomieu ; principalement sur biotites et muscovites. Le potassium a été dosé par fluorescence X (CGR Alpha 2020), l'argon par spectrométrie de masse (Micromass 600) (G. Vivier, P. Demeulemeester).

Les dosages des éléments majeurs et de certains éléments en traces (Ba, Sr, Rb, Ni, Co) ont été réalisés, sur perles (obtenues par fusion alcaline), par fluorescence X à l'institut Dolomieu (F. Keller) sur spectromètre CGR Alpha 2020 automatique, tube CrMoRh 50 KV, 50 mA ; cristaux LiF110, LiF 100, PET, ADP, TLAP.

A l'exception de quelques échantillons du secteur Belledonne Nord, nous n'avons pas effectué d'analyses chimiques globales sur les mégacristsaux de feldspaths extraits de la mésostase (extraction par sciage au laboratoire de l'IRIGM).

En effet, S. Wilhelm (1977) a démontré la non représentativité d'un tel type d'investigation pour des mégacristsaux de feldspaths alcalins (sodi-potassiques) et les plagioclases également. Comme notre étude microscopique le prouvera, les mégacristsaux étudiés sont très hétérogènes car ils renferment plusieurs phases minérales distinctes d'origines génétiques différentes. Le principe même de fabrication des perles fait que les résultats obtenus correspondent à un mélange : phase potassique hôte + remplissages de fissures qui sont ou ont été en contact avec le magma + liquides piégés qui ont cristallisé par la suite + perthites (toutes origines confondues) + minéraux disposés le long des fronts de croissance + microgermes présents dans toutes les phases minérales. Les quelques analyses réalisées l'ont été dans un secteur où microscopiquement les mégacristsaux présentaient des différences notables (soit phase Na prédominante sur K, soit pratiquement que K) que la composition chimique globale suivait bien elle aussi ces mêmes variations.

L'interprétation des variations des éléments majeurs dans les feldspaths à \vec{a} Or 10 n'étant pas possible, les analyses à la microsonde n'étaient pas nécessaires, surtout à cause des hétérogénéités locales, révélées par l'étude des microtextures, dont l'étude chimique ponctuelle n'était pas le but de notre travail.

A.2. Méthodologie

A.2.1. Echelles d'observation

Les relations entre les formations à mégacristsaux de feldspath alcalin ayant été dégagées, à l'échelle des massifs et des affleurements, lors des études de terrain, plusieurs autres méthodes et critères ont été utilisés pour l'examen des échantillons et des lames minces. Ce sont :

- au niveau de l'affleurement et de l'échantillon :
 - . l'existence ou non d'une orientation des cristaux dans la matrice (présence d'amandes, de queues de cristallisation) et donc détermination d'une origine magmatique et/ou tectonique des mégacristsaux; l'analyse de la fracturation macroscopique des cristaux qui peut se propager ou non dans la roche et provoquer ou non une déformation macroscopique des mégacristsaux;
- au niveau de l'étude du mégacristal dégagé de la matrice :
 - . l'aspect de la surface du cristal (lustré, granuleux, strié) lié au fait que les feldspaths alcalins sont résistants aux contraintes tectoniques. Mais la présence de fissures thermiques préalables peut les fragiliser (si elles sont sèches) ou les consolider (si elles sont colmatées);
- au niveau des lames minces, orientées, toutes les techniques d'analyses ainsi que la recherche des microtextures définies par S. Wilhelm (1977).

A.2.2. Caractères recherchés dans les mégacristsaux et but de leur observation

Il est souhaitable de voir si les observations faites à l'oeil nu ou à la loupe sur le mégacristal se retrouvent sous forme de microtextures microscopiques dans les lames minces (alignements d'inclusions, fissures thermiques et/ou tectoniques remplies ou non) et vice-versa. Nous allons répertorier les différentes microtextures dont nous nous sommes servi pour définir nos mégacristsaux. Elles regroupent des figures de croissance et de déformation thermique. Les caractéristiques physiques, chimiques et génétiques de ces microtextures ont été étudiées et définies par S. Wilhelm (1977). C'est pourquoi nous indiquerons quand c'est nécessaire (calculs de triclinicité) les valeurs angulaires des microtextures observées dans nos lames minces. Nous insisterons plus sur les microtextures qui permettent de définir les divers niveaux structuraux où les feldspaths ont pu se former, se transformer, et poursuivre leur croissance mégacrystalline.

La figure n° 2 montre un schéma théorique de l'ensemble des microtextures observables dans un cristal de feldspath potassique ainsi que le détail de quelques microtextures théoriques visibles des deux faces principales (010) et (001).

A.2.2.1. Microtextures de la section (001)

La section (001) correspond au plan de clivage parfait du feldspath ; l'étude des microtextures qu'elle révèle permet de définir, en utilisant la trace du clivage (010) comme repère pour les mesures :

- l'ordre de grandeur de la triclinicité du cristal au cours de sa croissance. En effet, dans le cas où les mégacristaux sont fissurés thermiquement, la triclinicité précoce (de début de croissance du cristal) sera caractérisée par l'orientation de fissures thermiques elles aussi précoces. Ces dernières seront observables au coeur des cristaux, elles seront caractéristiques de la symétrie du cristal au moment de sa germination. Cette triclinicité "primaire" pourra être comparée à la triclinicité "actuelle" obtenue par les mesures optiques classiques ou par diffraction RX (méthode des raies de diffraction $d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}1}$) et à la triclinicité tardive donnée par mesure de l'orientation des fissures thermiques les plus récentes situées dans la partie extérieure du cristal. Le changement d'orientation des fissures thermiques pendant la croissance du cristal, permet d'étudier l'évolution de la maille cristalline et de voir si le feldspath s'est d'abord développé ou non à l'état monoclinique et a acquis ensuite un certain degré de triclinicité. La valeur maximale de l'écart angulaire entre les fissures thermiques monocliniques (perpendiculaires à la trace de (010) dans (001)) et leurs homologues tricliniques est de 35° par rapport à la normale à (010). Les fissures peuvent être remplies ou non (fig. n° 2 et 3) ;

- la trace du plan d'association de la macle de Carlsbad avec interpénétration des fissures d'un individu de la macle dans l'autre à proximité de ce plan (fig. n° 2) ;

- des lamelles de macles de l'albite et/ou du péricline. Lorsque ces lamelles sont dues à un état de contraintes et non à la croissance, elles ont des extrémités biseautées. Dans ce cas l'association des deux types de macle donne des extinctions onduleuses orientées formant un pseudoquadrillage. Ce dernier ne doit pas être confondu avec le moirage du microcline dû à l'intersection franche de lamelles de macles de l'albite et du péricline. Si elles sont de croissance, les lamelles de macle se présentent en bandes rectilignes (fig. n° 4 et 6) bien définies ;

- des perthites de syncristallisation épitaxique présentant des facettes de croissance (110) et ($\bar{1}\bar{1}0$) (fig. n° 5) ;

- des structures de croissance correspondant

- . aux faces et facettes en zone avec $\vec{b} : (20\bar{1}), (10\bar{1})$; situées à 90° de (010)
- . aux faces (010) et ($\bar{0}\bar{1}0$) parallèles au clivage (010) ;

. aux facettes (110) et ($\bar{1}\bar{1}0$) formant un prisme dans le système monoclinique et se subdivisant en deux pinacoïdes $\{110\}$ et $\{\bar{1}\bar{1}0\}$ dans le système triclinique. Suivant la vitesse de croissance de ces facettes, la direction de croissance ($20\bar{1}$) ou ($10\bar{1}$) pourra ou non apparaître.

A.2.2.2. Microtextures de la section (010)

Cette section correspond au deuxième clivage du feldspath, elle permet d'observer la trace du clivage (001) qui sert de repère pour les mesures angulaires des orientations des diverses microtextures. Elle renferme les mêmes types de microtextures que la face (001), à savoir (fig. n° 7) :

- les fissures thermiques qui ne permettent pas ici de faire un calcul de triclinicité, l'écart angulaire de 4° entre les valeurs extrêmes (72° à 76°) étant trop faible (fig. n° 8) ;

- la section rhombique de la macle du péricline orientée à $81^\circ - 86^\circ$ de (001) (fig. n° 8) ;

- l'ouverture du clivage (001) du second individu de la macle de Carlsbad dans le premier individu, observable dans une lame mince taillée à proximité du plan d'association de la macle ;

- l'albite de syncristallisation épitaxique présentant les facettes de croissance du minéral hôte et ses propres facettes de part et d'autre de la "cavité" ainsi individualisée, et présentant aussi des craquelures transverses fréquentes (fig. n° 5) ;

- les structures de croissance (fig. n° 8) correspondant :

- . aux faces en zone avec $\vec{a} ((001),$ parallèles à (001) ;
- . aux faces et facettes en zone avec $\vec{c} ((110), (1\bar{1}0),)$ dont la trace est située à $64^\circ (116^\circ)$ de (001) ;
- . aux faces et facettes en zone avec \vec{b} dont les valeurs angulaires propres pourront être obtenues par simple construction graphique. Quelques faces sont caractéristiques ($20\bar{1}$), ($10\bar{1}$), (201), (101) car elles contribuent à définir l'origine du cristal.

A.2.2.3. Microtextures communes aux sections (001) et (010)

Ce sont :

- les remplissages des fentes (fig. n° 9), fissures thermiques, clivages ouverts, par des liquides magmatiques. Le phénomène est identique pour les deux sections mais l'orientation spatiale est différente ;
- les inclusions vitreuses et la présence de cristaux négatifs parfois alignés ;
- les liquides magmatiques piégés le long des fronts de croissance et montrant une cristallisation à partir des parois de la cavité (fig. n° 9) (facettes de croissance différentes ou identiques mais d'orientation non similaire) ;
- les syncristallisations épitaxiques d'albite (maclée sur (001), non maclée mais parfois "tronçonnée" sur (010)) ou d'autres minéraux (orientations différentes) ;
- le piégeage de cristaux par le feldspath en cours de croissance (différence de fronts de croissance et de position par rapport aux repères) ;
- la microfissuration, par surpression interne, des fronts de croissance contenant des cristallisations internes riches en fluides (fig. n° 10) ;
- la présence de noeuds de croissance simulants, par leur alignement, de fausses directions de croissance.

A.3. Interprétation des microtextures

L'orientation des fissures thermiques va permettre de déterminer l'état de triclinicité du cristal étudié aux divers stades de sa croissance. C'est l'examen de ces microtextures dans la face (001) qui indiquera si le feldspath est plutôt un microcline maximum ou plutôt une orthose. En effet dans (001) les fissures thermiques sont à 90° de (010) pour le système monoclinique alors qu'elles se situent entre 89° et 55° de (010) pour le système triclinique (55° pour le microcline maximum). Dans la face (010) les valeurs se répartissent entre 72° et 76° ce qui n'autorise pas à conclure de manière définitive.

Ce sont les fronts de croissance qui fournissent les meilleurs critères de distinction entre le caractère "plutonique" ou "volcanique" des cristaux. Suivant l'habitus de feldspath, la présence ou l'absence de certaines facettes de croissance, il sera possible de retracer l'évolution du cristal. La facette (201) est caractéristique d'un niveau structural superficiel (volcanique à subvolcanique) alors que (101) l'est d'un niveau profond (plutonique) (cf. glossaire des termes utilisés, annexe 1). Les cristaux plutoniques ne présenteront jamais (201) ils auront (101) du coeur à la périphérie du cristal avec le prisme (110) ou les pinacoïdes. Au contraire, les cristaux volcaniques auront l'habitus (201) parfois même très développé avec disparition complète des facettes (110) et (110). Il existe aussi les cas intermédiaires de cristaux formés à un niveau structural profond mais remontés au cours de leur croissance vers un niveau plus élevé (cristaux mixtes) ; ils auront (101) au coeur du cristal et (201) à la périphérie (fig. n° 11) (communication orale, S. Wilhelm 1981)

Dans les cristaux de feldspath potassique la macle, interpénétrante, de Carlsbad est un indice de cristallisation à grande profondeur.

Les structures de la face (001) qui seront à 56° du clivage repère correspondent à des figures de croissance (110) ; leur association, suivant les directions de croissance, produira des V de croissance assez ouverts. Quelques autres facettes peuvent apparaître en cours de croissance (facettes en zone avec \bar{c} dont les valeurs angulaires peuvent être trouvées par construction graphique). Dans la face (010) les figures de croissance seront, pour la plupart, à 64° de (001), à l'exception des facettes (101), (101), (201), (201). Ces plans de croissance (à 64°) correspondent à la direction de croissance normale à (100) (croissance en zone avec \bar{b}).

La microfissuration des fronts de croissance internes par surpression interne dans les liquides piégés permet de mieux connaître les conditions de croissance du cristal ainsi que le milieu dans lequel il a crû. Quant le cristal se développe à grande profondeur, les liquides magmatiques piégés ont le temps de cristalliser, et des minéraux hydratés, tamponnant la surpression due aux éléments volatils, pourront être observés. Si le cristal croît plus près de la surface, la pression hydrostatique n'est pas assez forte pour protéger le cristal et la durée pour la cristallisation lente des liquides piégés est trop restreinte et n'arrive pas à compenser la suppression de fluides ; on a alors microfissuration du cristal à partir des cavités renfermant les liquides piégés. Les cristaux sont d'autant plus microfissurés qu'ils se sont formés ou ont été amenés en cours de croissance dans un niveau structural élevé. Aussi l'examen minutieux des cristallisations internes peut-il donner des renseignements sur le niveau structural d'origine et aussi de croissance des mégacristaux (communication orale S. Wilhelm 1981).

Les inclusions visibles dans les mégacristaux peuvent avoir plusieurs origines

- formation contemporaine des mégacristaux dans le magma et piégeage le long des fronts de croissance du cristal avec un peu de liquide magmatique ;
- formation postérieure due à la cristallisation centripète de liquides magmatique piégé lors de la croissance du mégacristal (adsorption sur fronts de croissance ou remplissage de fissures) ;
- piégeage de cristaux sur la surface du mégacristal en l'absence de liquide magmatique piégé ;
- cristallisation d'un liquide, provenant de la remobilisation métamorphique, rentré dans les fissures thermiques ouvertes et/ou les fissures tectoniques.

Une caractéristique microscopique, différente des microtextures, est représentée par l'extinction homogène de la phase potassique hôte. Si elle est homogène, cela signifie que le cristal est un "monobloc". Si elle est hétérogène, le mégacristal est constitué par un agrégat polycristallin. Les extinctions onduleuses orientées, les macles polysynthétiques albite-péricline, sont les indices de déformations sous contraintes. Les zones en extension associées à une fissuration ouverte ou cicatrisée, ainsi que les zones en compression avec ou non individualisation de microfilms d'albite, correspondent elles aussi aux mêmes phénomènes (fig. n° 12).

A.4. Microtextures par type de cristal alcalin (sodi-potassique) (tab. n° 1)

A.4.1. Cristaux authigénétiques et porphyroblastes

Ils sont caractérisés par l'absence de perthites, de fentes thermiques, de films et lames d'albite, de déformations orientées.

A.4.2. Cristaux volcaniques

Le cristal théorique renferme toutes les microtextures suivantes :

- . microfissures, ouvertes et orientées, sur les fronts de croissance et la surface extérieure ;
- . intersection des fissures les plus internes par les plus externes ;
- . existence de zones en compression et de zones en extension (à fissures ouvertes) avec passage continu d'un type de zone à l'autre. Les deux zones se différencient par leur extinction non simultanée ;
- . habitus du cristal avec (201) plus ou moins développée ;
- . forte proportion de verres volcaniques et de paragenèses provenant de la cristallisation de liquides piégés ;
- . présence très fréquente d'une microfissuration (par surpression interne) liées à des cristallisations internes.

A.4.3. Cristaux plutoniques

Les cristaux naturels sont susceptibles de présenter :

- . un élargissement des fissures et fentes avec remplissage par des minéraux variés correspondant parfois à des paragenèses granitiques (quartz, orthose, plagioclases, minéraux mafiques)
- . un habitus (101) du coeur à la périphérie du cristal ;
- . une macle de Carlsbad interpénétrante ;
- . des zones en compression avec des microfilms d'albite (dus à une nucléation hétérogène in situ), et des zones en extension de part et d'autre des fentes thermiques ;
- . des remplissages et cicatrisations fréquentes des fentes thermiques (albite ou liquides magmatiques) ;
- . une nucléation hétérogène donnant de l'albite de syncristallisation épitaixique ou d'autres minéraux (cas des cristallisations de liquides piégés) ;
- . des cristallisations internes sans microfissuration par surpression interne, mais renfermant, au contraire, des minéraux hydratés (chlorites, micas).

A.5. Déformations tectoniques des mégacristsaux

Elles se surimposent aux microtextures déjà définies. Elles peuvent être contemporaines de la cristallisation ou postérieures (soit presque synchrones de la cristallisation, soit peu ou très tardives, dans ce cas il est possible d'avoir superposition de plusieurs déformations jusqu'à la plus récente connue). Dans les Alpes, les cristaux ont subi plusieurs épisodes tectonométamorphiques, les plus récents étant ceux liés à l'orogénèse alpine. Dans le cas de mégacristsaux de taille importante (2.5 x 4 cm), les déformations fragmentent fréquemment les cristaux ; les divers microlithons ainsi individualisés peuvent être ou non décalés les uns par rapport aux autres. Cependant, en règle générale, les mégacristsaux se comportent comme des objets durs, résistants à la déformation tectonique. Cette dernière emprunte alors les zones de faiblesse déjà présentes : fissures thermiques et ouvertures de clivages, non colmatées. Elle a donc un tracé ordonné et régulier. Dans un cristal non fissuré thermiquement, la fissuration tectonique empruntera un ensemble de directions de faiblesse (clivages) ou suivra un tracé quelconque.

A.6. Critères de reconnaissance rapide des sections sur le terrain pour un géologue non minéralogiste

Le géologue de terrain, non familiarisé à l'examen détaillé des mégacristsaux, pourra commettre plusieurs erreurs d'interprétation de ses observations. Cependant quelques critères permettent de s'affranchir de l'étude microscopique ; ce sont :

- . la différence d'éclat des deux clivages. Le clivage parfait (001) "brille" beaucoup plus que les autres clivages (010) notamment, et que les plans de fissuration thermique. Cette appréciation du reflet nécessite cependant une certaine pratique ;

- . la nature et le plan de la macle. Celle qui est la plus fréquente dans les mégacristsaux (pour les Alpes) est la macle de Carlsbad (faces visibles (001) et (101)) à deux individus ;

- . lorsqu'elle existe et que la section est favorable à son observation, la fissuration thermique. Les fissures apparaissent sous forme de liserés blancs qui, dans le cas d'un cristal non maclé, traversent le cristal \perp perpendiculairement à la plus grande dimension.

Dans un cristal maclé, la fissuration thermique forme un V très ouvert de part et d'autre du plan de macle ;

- . la morphologie des sections qui peut être :

- pseudorectangulaire avec trace ou non du plan de macle \Leftrightarrow section (001) ou sensiblement parallèle ;

- pseudolosangique \Leftrightarrow section (010) ou presque parallèle. Dans cette dernière, les fissures thermiques seront orientées à $\approx 70^\circ$ de la trace du clivage parfait, si ce dernier est visible ;

- . les remplissages de fissures par des minéraux néoformés de la mésostase (gneiss porphyroïdes) ou par des produits dus à l'altération météorique de la roche affleurante (tous types de roches porphyroïdes)

Il faut particulièrement insister sur les événements tectonométamorphiques et leurs conséquences sur les mégacristsaux, car les confusions sont fréquentes à ce sujet. Beaucoup de géologues confondent le délit suivant les clivages et/ou les plans de fissuration thermique avec une fracturation tectonique.

Les fractures purement tectoniques ont un tracé quelconque dans un mégacrystal et se poursuivent dans la mésostase. Dans le cas de mégacrystal délité en microlithons, la fissuration tectonique a seulement utilisé le réseau potentiel de faiblesse du cristal (clivages et plans de fissuration thermique) pour se propager, elle est donc guidée par des cassures dues à la croissance du cristal (ces cassures pouvant avoir déjà joué lors d'un ou plusieurs événement(s) tectonométamorphique(s)). Il conviendra donc, en particulier dans les Alpes, ainsi que dans tous les types de gneiss porphyroïdes, d'être très prudent pour toutes les interprétations ayant trait à la tectonique.

A.7. Description détaillée des inclusions d'après l'observation microscopique

Pour chaque section de chaque type de cristal, nous présenterons la nature, la position et l'aspect général des inclusions sous forme de tableaux (cf. ch. II, III et IV). Ces derniers sont basés sur l'étude microscopique des mégacristsaux des divers secteurs. Cependant, comme la description détaillée reste sensiblement la même pour une espèce minérale donnée, nous ne la répèterons pas ; le développement qui suit servira de référence pour l'ensemble des minéraux inclus :

- . les inclusions prédominantes sont des plagioclases. Ceux-ci sont frangés ou non d'albite (liseré toujours limpide). Ils peuvent être disposés le long de fronts de croissance (010), (110) ou (110) ; ou, au niveau d'intersections des plans de croissance, alignés dans des directions quelconques. Les plagioclases renferment fréquemment des minéraux dits d'altération (séricite, damourite, "kaolinite"). Ils contiennent eux aussi des minéraux inclus (chlorites, oxydes de fer). Les sections sont soit automorphes (cas le plus fréquent) soit dendri-formes. Mais même si celles-ci ont, à faible grossissement, un aspect xénomorphe, leurs contours extérieurs se composent, en réalité, de multiples petits fronts de croissance. Certaines plages de plagioclases peuvent se trouver "à cheval" sur le plan de macle du cristal hôte (effet de section ?). Les plagioclases inclus peuvent être ou non maclés (macles de croissance). Les macles : albite et/ou albite-Carlsbad sont parfois partiellement voilées par "l'altération". Les plagioclases peuvent aussi être liés au remplissage de fissures thermiques, tectoniques et/ou thermiques ouvertes lors des déformations tectoniques. Dans ces deux derniers cas ils ne sont pas frangés d'albite, "l'altération" est uniforme dans toute l'inclusion (donc pas d'albite car jamais sale). Lors de régimes de contraintes thermiques, les plagioclases se fissurent avec leur propre orientation et avec celle du cristal hôte. Sous contraintes tectoniques les cristaux se cassent suivant leur réseau de faiblesse potentielle (clivages, fissures thermiques propres, fissures thermiques hôtes).

- . les chlorites (variétés difficilement déterminables par microscopie optique) constituent à la fois des inclusions dans le mégacrystal hôte et des inclusions dans les plagioclases internes. Quelle que soit leur localisation, elles sont rarement limpides. En effet, elles peuvent contenir des oxydes de fer (disposés le long des clivages), de l'épidote (zoïsite), des micas blancs. Elles se rencontrent parfois syncristallisées avec biotite et/ou épidotes ou muscovite. Elles sont en sections automorphes à subautomorphes, peu ou pas altérées. Elles sont surtout liées aux remplissages de fractures tectoniques (pures ou de remobilisation de fissures thermiques). Elles peuvent aussi se disposer le long des fronts de croissance.

. les micas blancs sont rarement identifiables. Quelques sections de muscovite peuvent parfois être observées, mais elles sont rares. La majorité est constituée de petites lattes automorphes incluses dans les plagioclases (eux-mêmes en inclusions dans les mégacristsaux) ou formant une partie du remplissage des fissures.

. le quartz est ± globuleux, parfois xénomorphe ; en plages allongées (contours non anguleux) ou en forme de rubans ("plattenquartz"). Il est plus fréquent en remplissage de fissures qu'en cristallisation le long des fronts de croissance.

. les minéraux accessoires sont nombreux : biotite brune ou verte, apatite, hornblende verte, épidotes, zircon, calcite, sphène, rutile, oxydes de fer (hématite notamment), la plupart au niveau des remplissages de fractures. Cependant certains (biotite, sphène, hornblende, biotite, épidotes) se rencontrent aussi dans les fronts de croissance en phases monominérales. D'autres : apatite, rutile ne se trouvent qu'en inclusions dans des minéraux eux-mêmes inclus dans le mégacrystal.

B Généralités

B.1. Situation géographique des zones étudiées

La chaîne de Belledonne et le massif des Grandes Rousses font partie, au même titre que les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc au Nord, des Ecrins-Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour au Sud, des "massifs cristallins externes", fragments résiduels de la chaîne hercynienne au sein de l'orogène alpin (fig. n° 13).

Nous nous intéresserons seulement aux formations à mégacristsaux de feldspaths des deux premiers, entre Albertville au Nord et Bourg d'Oisans au Sud. Pour des raisons de commodité d'étude, nous subdiviserons la chaîne de Belledonne, prise dans son sens géologique (voir E. Poncerry 1981) en deux parties :

. Belledonne Nord, au-delà de la rive droite de l'Arc, qui regroupe la formation des gneiss de Pussy-Plan du Col et le complexe du Col de Montjoie, dans le massif de la Lauzière ;

. Belledonne Sud, au-delà de la rive gauche de l'Arc, qui comprend le complexe de Saint Colomban et le massif des Sept Laux.

La troisième zone correspond à l'unité de l'Alpetta et, pro parte, à l'unité volcano-sédimentaire du Lac Blanc, dans le massif des Grandes Rousses, entre la vallée de l'Eau d'Olle au Nord et celle de la Romanche au Sud (fig. n° 14).

Nous avons représenté sur la figure n° 15, les terrains, étudiés récemment par les différents auteurs, dans lesquels se situent les formations porphyroïdes, objet de notre recherche.

B.2. Historique

B.2.1. Massif de Belledonne

Dans le massif de Belledonne, les premières descriptions et définitions synthétiques des terrains cristallophylliens ont été effectuées par P. et C. Bordet (1957).

Ces auteurs (1952-1963) ont ainsi individualisé divers ensembles dans les séries métamorphiques de Belledonne : Série Satinée; Série Verte supérieure, moyenne, inférieure ; Série Brune. A l'heure actuelle, seuls certains de ces termes sont encore employés dans leur signification stratigraphique originale (Série Satinée, Série Verte supérieure). Mais le plus souvent, ils le sont pour leur facilité d'emploi et la représentativité de leur faciès pétrographique dominant.

Dans leurs études plus récentes, d'autres auteurs (R. Michel et P. Berthet, 1958; D. Dondey, 1960; P. Le Fort, 1969; C.E. Ehrström, 1969-71; F. Carme, 1965-78; Y. Gros, 1974; Y. Siméon, 1979; D. Gasquet, 1979; J.L. Verjat, 1980; E. Poncerry, 1981) proposent pour les massifs cristallins externes, des schémas évolutifs plus complexes et différents les uns des autres.

Les tableaux n° 2 et 3 résument les principales hypothèses proposées pour le massif de Belledonne. Schématiquement, les correspondances suivantes apparaissent, du Nord (Y. Gros, 1974) au Sud (J.L. Verjat, 1980), entre les différentes séries définies dans les travaux les plus récents, exception faite des granites intrusifs tardifs :

- Série Satinée durameau externe identique dans toutes les zones étudiées ;
- "Synclinal Médian" parfois à remplissage sédimentaire pincé, parfois réduit à un simple contact anormal entre la Série Satinée externe et la Série Verte ;
- Série Verte plus ou moins différenciée. La Série Verte supérieure prédomine jusqu'à l'accident de Fond de France, au-delà duquel le groupe du Topy-Sambuis la prolongerait. La Série Verte moyenne débute par la série du Bois des Ravères, relayée ensuite par le groupe de Saint Rémy puis par l'ensemble complexe de l'Argentière-Puy Gris-séries du Rissiou-Rocher Blanc et du Rivier. La Série Verte inférieure n'est pas représentée ;
- le complexe leptyno-amphibolique se poursuivrait par les gneiss de Pussy - Plan de Col zone est, eux-mêmes prolongés par la série de la Montagne des Plans. Cette dernière se biseaute au niveau du contact entre le complexe de Saint Colomban et la couverture liasique, sans avoir d'équivalent méridional direct ;
- les gneiss de Pussy - Plan du Col zone ouest n'ont pas de prolongement septentrional immédiat ; ils passent sans discontinuité au complexe du Col de Montjoie, lui-même relayé par le complexe de Saint Colomban et ses faciès porphyroïdes. Cet ensemble se biseaute à La Chal sans prolongement sud apparent ;
- le complexe blastomylonitique apparaît cartographiquement comme le prolongement des micaschistes de Feissons /Isère qui se poursuivent avec la série de Villard-Benoît. Mais il ne s'agit très vraisemblablement pas d'une même unité stratigraphique ;
- la couverture liasique borde toutes ces séries à l'Est par l'intermédiaire d'un contact anormal, elle recouvre le reste du socle cristallophyllien oriental et masque le passage avec le massif des Grandes Rousses.

B.2.2. Massif des Grandes Rousses

Les grands traits de la géologie des Grandes Rousses sont proches de ceux de la chaîne de Belledonne. Ils ont été définis principalement par P. Termier (1894), P. Giraud (1952), J. Lameyre (1957) et plus récemment L. Giorgi (1979).

Le tableau n° 4 indique les corrélations géographiques établies entre les diverses unités, par les auteurs précédents dans le massif des Grandes Rousses. Le tableau n° 5 mentionne les diverses tentatives de correspondances stratigraphiques ; les raccords entre les solutions proposées sont possibles, mais moins bien étayés que dans le massif de Belledonne. Dans la fig. n° 16 établie par L. Giorgi (1979), il faut signaler une légère erreur due au mode de représentation choisi. L'unité de l'Alpetta et l'unité volcano-sédimentaire du Lac Blanc ne devraient pas être mises en parallèles car elles ne sont pas dans le prolongement géographique l'une de l'autre. Cette remarque, qui s'applique aussi aux granites de Roche Noire et de La Fare, montre qu'il est difficile d'avoir un mode de représentation unique de la stratigraphie et de la position géographique. Il est nécessaire de différencier les deux, quitte éventuellement, à les mettre en parallèle au moment de l'étude.

D'après les travaux les plus récents (L. Giorgi, 1979), il semble que l'unité de l'Alpetta et l'unité volcano-sédimentaire du Lac Blanc soient équivalentes du point de vue stratigraphique ; de même les granites de Roche Noire et de La Fare seraient synchrones. Cependant, notre étude a montré l'antériorité de l'unité de l'Alpetta sur celle du Lac Blanc, les mégacristsaux et les critères de terrain confortent cette hypothèse.

B.2.3. Belledonne - Grandes Rousses

Entre les massifs de Belledonne et des Grandes Rousses, les raccords stratigraphiques et géographiques, qui satisfassent la majorité des hypothèses avancées à l'heure actuelle, sont difficiles à établir. En effet, la continuité des éléments du socle entre les deux massifs est masquée par le contact discordant de la couverture sédimentaire orientale de Belledonne. De plus, l'interprétation de certaines unités pose encore des problèmes (micaschistes de la Haute Sarenne).

Néanmoins, les analogies des faciès pétrographiques et la géochimie autorisent à avancer les correspondances suivantes (tab. n° 6 et 7) :

- Gneiss de Bourg d'Oisans → Série du Piniollet et formation du Lac de la Croix
- Schistes d'Huez-Vaujany → Groupe du Tepey-Sambuis
- Schistes du Chavannus → Schistes associés au conglomérat de la Sambuis
- Unités de l'Alpetta et du Lac Blanc } → Complexe du Col de Montjoie
- Granites de Roche Noire et de La Fare }
- Série de la Haute Sarenne ? → Série de Villard-Benoft

En ce qui concerne cette dernière correspondance, elle ne repose que sur des similitudes lithologiques et non sur des analogies géochimiques, les données analytiques faisant, pour l'instant, défaut.

CHAPITRE II

ETUDE DU SECTEUR BELLEDONNE NORD

A. GNEISS DE PUSSY - PLAN DE COL

B. ORTHOGNEISS DE CEVINS

C. COMPLEXE DU COL DE MONTJOIE

D. GÉOCHIMIE DES FACIÈS PORPHYROÏDES DU SECTEUR BELLEDONNE NORD.

*" Ces fusions, ces pressions, ces ruptures, ces empreintes de la nature sur la matière ont laissé au-dedans et à l'intérieur des pierres des traces qui parfois ressemblent à s'y tromper à une écriture ".
Marguerite Yourcenar, Discours sur le récipiendaire.*

A. Gneiss de Pussy - Plan du Col

Les formations à mégacristsaux correspondent en premier à la série des gneiss de Pussy - Plan du Col (Y. Siméon, 1979) comprise entre les micaschistes internes de Feissons sur Isère à l'Est et les séricito- et chloritoschistes de la Série verte à l'Ouest. Cet ensemble est séparé en deux parties par les granitoïdes de la Lauzière :

. la zone occidentale où les faciès à mégacristsaux automorphes (au Nord) à plus ou moins oeillés (au Sud) prédominent,

. la zone orientale plus nettement amphibolique où les mégacristsaux sont moins abondants et localisés dans des amas lenticulaires (fig. n° 18 et 19).

Nous rattacherons à la zone ouest, un panneau de gneiss à mégacristsaux de feldspaths automorphes, observé dans la zone orientale, au contact avec le granite de la Lauzière ; car il présente les mêmes critères morphologiques que les faciès septentrionaux. La délimitation géographique des deux faciès mégacristsallins n'est pas tranchée, il existe des faciès automorphes au Sud et d'autres légèrement oeillés au Nord.

A.1. Bande occidentale à mégacristsaux de feldspaths automorphes

Cette bande comprend un faciès principal : les gneiss porphyroïdes, auxquels sont associées deux sortes de cumulats de feldspaths ou "feldspathites" (cf. annexe 1) : feldspathite de type 1, feldspathite de type 2 ("plutonite").

A.1.1. Gneiss porphyroïdesA.1.1.1. Description macroscopique de l'échantillon

L'affleurement type est celui des falaises de la route forestière du Charvet (au dessus de Cevins, en rive droite de l'Isère). Les gneiss porphyroïdes qui en forment l'essentiel possèdent une foliation nette, avec localement apparition d'un pseudo-délit en bancs centimétriques. Des gneiss leptynitiques, des niveaux quartzo-feldspathiques, des filons à chlorite et/ou quartz, se disposent parallèlement ou obliquement par rapport à la foliation des gneiss porphyroïdes. Ces faciès annexes forment des rubanements centimétriques (largeur moyenne 10 cm). Les gneiss porphyroïdes contiennent des mégacristsaux de feldspaths alcalins, millimétriques à centimétriques, dans une mésostase vert sombre très riche en minéraux phylliteux (biotite, chlorite). Les mégacristsaux y sont disposés soit \pm parallèlement à la linéation soit de manière anarchique. Coupe détaillée des falaises.

Le chemin permet de remonter 180 m de séries gneissiques auxquelles sont associées des niveaux gneissiques dépourvus de mégacristsaux et des rubanements leptynitiques. Pour les descriptions des faciès annexes (gneiss oeillaires, gneiss leptynitiques fins), on se reportera à la thèse d'Y. Siméon (1979).

Les gneiss qui forment la base apparente de la série, dépourvus de mégacristsaux renferment des oeillés millimétriques.

La proportion de minéraux phylliteux est élevée (50 à 60 % de la roche totale) ; de ce fait l'altération favorise la séparation mécanique des mégacristsaux. La taille des cristaux de feldspaths augmente progressivement, corrélativement à un enrichissement de la mésostase en minéraux quartzo-feldspathiques. La patine d'altération varie de l'ocre au gris ; la cassure est toujours de couleur vert sombre. Les mégacristsaux de feldspaths sont subautomorphes à oeillés, leur taille moyenne est de 1 x 2 cm à 1.3 x 2.5 cm. Ils sont moulés par les phyllites et dans leur ombre cristallise une autre génération de minéraux phylliteux. Le granoclassement noté par Y. Siméon (1979), n'est pas visible dans la mésostase ; il est matérialisé par les concentrations différentielles des mégacristsaux dans certains niveaux et par leur orientation à l'intérieur de ces bandes mais ceci n'est pas systématique. Le granoclassement, lorsqu'il est visible, ne se calcule pas sur la subdivision banc par banc ; les concentrations maximales des mégacristsaux sont localisées à mi-hauteur des "lames" (fig. n° 20), Ponctuellement les mégacristsaux sont si concentrés que la mésostase est pratiquement inexistante, ce sont les "feldspathites" de type 1 (fig. n° 21 et 22). Les niveaux apparemment supérieurs présentent un faciès plus compact avec une plus forte proportion de niveaux leucocrates (leptynites, filons quartzo-feldspathiques). Ces derniers sont localement associés à quelques filons sombres, à un niveau de décoloration alpine (fig. n° 23) et même à des filonnets feldspathiques massifs concordants dans la schistosité (fig. n° 24).

Des lentilles de gneiss dépourvus de mégacristsaux peuvent s'observer dans la série mais des récurrences de faciès riches en mégacristsaux sont fréquentes. Les mégacristsaux augmentent en taille et diminuent en nombre lorsqu'on se rapproche du "sommet" apparent de la série où une "plutonite" (cf. A.1.3.) semble s'être mise en place à la faveur d'accidents. Ceux-ci sont très nombreux et les compartiments qu'ils délimitent sont décalés les uns par rapport aux autres. En effet l'ensemble de la formation est très fracturé et décalé par des jeux de failles d'importance variable (fig. n° 25).

A.1.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon

Les gneiss porphyroïdes sont constitués par une mésostase amygdaloïde qui englobe des mégacristsaux de feldspath. La texture est mylonitique ocellée (type "augengneiss"). Les minéraux majeurs de la mésostase (quartz, feldspaths) ont un aspect clastique. La matrice est hétérogranulaire, quartzo-feldspathique et sériciteuse ; elle montre des quartz en mosaïque et des "plattenquartz". Les contours de ces derniers sont xénomorphes mais non anguleux. Les plagioclases forment certains yeux mais sont surtout abondants dans les minéraux de la matrice, en association avec le quartz, les biotites (verte et/ou brune, syncristallisée avec muscovite ou chlorite), la chlorite, la séricite et les micas blancs. Ils sont maclés ou non ; peuvent être inclus dans les mégacristsaux alcalins et sont très riches en micas blancs (d'altération ou non) et autres minéraux provenant de la déstabilisation de microgermes. Les plagioclases formant les mégacristsaux sont cassés et ont été remobilisés lors du(des) événement(s) tectonométamorphique(s). Les feldspaths potassiques constituent à la fois des grains de la mésostase et des mégacristsaux. Ces derniers sont formés par une phase potassique dominante. Ils sont poecilites, pauvres en microgermes, parfois perthitiques (dans ce cas peu d'inclusions et remplissage calcitique dans les fissures ouvertes) Pour l'étude détaillée, on se reportera au paragraphe A.1.1.4. ch II. Les minéraux accessoires observés dans la matrice et parfois en inclusions dans les mégacristsaux sont : épidotes (pistacite, clinzoïsite, allanite), rutile maclé, sagénite, apatite, oxydes de fer (hématite...), calcite, hornblende verte et leucoxène (panneau enclavé dans la zone est).

A.1.1.3. Relations mégacristsaux-mésostase

Les mégacristsaux présentent, pour la plupart, une bordure indentée au contact de la mésostase. Cette indentation n'est bien apparente que dans le cas où le cristal est entouré par les éléments quartzo-feldspathiques de la mésostase, les bordures mégacrystal-séricite étant exemptes de paragenèses minérales correspondant à des phénomènes réactionnels. Les mégacristsaux n'ont plus de facettes terminales de croissance mais la forme générale demeure automorphe à subautomorphe. Suivant les cristaux, les remplissages des fissures varient : quartz seul, tous minéraux néoformés de la mésostase, calcite seule... Dans les "ombres de pression" ont cristallisé quartz, chlorites, épidotes, calcite, plagioclases. L'enveloppe de ces "queues" de cristallisation est formée de séricite et de chlorites. Les eutectoïdes sont absents au contact mégacrystal-matrice.

A.1.1.4. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins (sodi-potassiques)

A.1.1.4.1. Caractères macroscopiques

Les mégacristsaux, millimétriques à centimétriques, peuvent être automorphes ou ocellés. Les deux formes se cotoient dans un même affleurement. La forme extérieure est toujours d'aspect ocellé du fait de l'existence de queues de cristallisation composites (quartz et phyllites principalement). Les mégacristsaux ocellés sont constitués par des cristaux fragmentés en microlithons légèrement tournés et "cimentés" par du quartz et/ou de la calcite et/ou des minéraux néoformés de la mésostase.

Les mégacristsaux sont souvent maclés Carlsbad. Les sections les plus fréquentes à l'affleurement sont celles subparallèles à la face (001) ; elles ont des contours automorphes, octogonaux (fig. n° 26). Leur grand axe est orienté parallèlement à la linéation, cependant cette disposition n'est pas systématique.

Les sections des cristaux varient de 1.5 x 0.5 cm à 4.5 x 3.5 cm pour une section (001) ; les plus grandes sont celles qui sont maclées. Les sections (010), à contours losangiques, sont de taille plus modeste : 1 x 0.5 cm à 2 x 1.5 cm. Les plus grands cristaux sont plus nombreux vers le "sommet" de la série.

Les cristaux sont blanchâtres, leur patine est beige jaunâtre. Les mégacristsaux contiennent, pour la plupart, des minéraux inclus (biotite, chlorite, plagioclases) qui sont disposés ou non suivant les fronts de croissance du cristal hôte (apparition d'une zonation optique).

Les mégacristsaux sont, dans l'ensemble bien conservés, mais ils ne sont pas toujours épargnés par le(s) événement(s) tectonométamorphique(s). En effet ils se sont comportés comme des objets durs vis-à-vis de la déformation et certains ont alors été fragmentés et leurs fragments, décalés puis resoudés par les minéraux de néoformation. Cette fracturation a été facilitée par l'existence d'un état de contrainte thermique, générateur de fissures sèches ou remplies, postérieurement, soit par de l'albite soit par d'autres minéraux. Dans les individus une "réfraction" de la fissuration de part et d'autre de plan de macle est parfois visible.

A.1.1.4.2. Caractères microscopiques

Ils sont réunis dans plusieurs tableaux :

- le tableau n° 8 donne les caractères microscopiques principaux des mégacristsaux des divers faciès macroscopiques.
- les tableaux n° 9 et 10 détaillent les caractères microscopiques des sections (001) et (010) de ces mêmes cristaux.
- les tableaux n° 11, 12, 13 détaillent l'étude des inclusions dans les sections (001) et (010) de ces mêmes cristaux.

A.1.1.4.3. Conclusion de l'étude microscopique

Les mégacristsaux observés correspondent à des feldspaths sodi-potassiques dans lesquels la phase potassique domine au coeur des cristaux alors que la phase albitique devient prépondérante vers l'extérieur. La proportion de liquides piégés est restreinte, elle se matérialise surtout par des différences de densité de microgermes de nucléation disséminés dans tout le cristal et surtout dans la phase albitique.

Ce sont des monoblocs cristallins qui se sont initiés à un niveau structural très profond, les microtextures symptomatiques de ce dernier sont : fronts de croissance (101), fissures thermiques indiquant une symétrie monoclinique pseudo-triclinique, peu de paragenèses minérales liées à la cristallisation de liquides magmatiques piégés. Le liquide magmatique, qui existe à cette profondeur et à partir duquel cristallisent les mégacristsaux à composition potassique, migre ensuite vers un niveau plus proche de la surface, ce dernier correspond au niveau de mise en place de l'intrusion du granite porphyroïde originelle. La migration vers un niveau structural superficiel est mise en évidence par : une modification de la composition qui favorise la croissance d'albite de syncristallisation, l'apparition de fronts de croissance (201) et (201), l'acquisition d'une symétrie à degré de triclinisme croissant. Cette remontée n'a pas dû être très rapide car les fronts de croissance ne sont que rarement microfissurés. La mise en place de l'intrusion porphyroïde s'est faite assez tardivement car certaines fissures thermiques externes (mais ne communiquant pas avec la mésostase) contiennent des paragenèses à calcite + quartz, de plus les fissures thermiques correspondent à une symétrie triclinique pseudo-monoclinique. Le niveau de mise en place de l'intrusion correspond au niveau structural d'évolution finale des cristaux.

L'intrusion granitique a subi ensuite différentes déformations et recristallisations qui sont matérialisées par :

- la texture gneissique plus en marquée de la mésostase,
- la disposition des mégacristsaux suivant la foliation,
- la remobilisation des mégacristsaux par la déformation cassante. Si les cristaux étaient fissurés thermiquement et que les zones fragiles ainsi créées ont été consolidées par un remplissage, soit en cours de croissance, soit par

des minéraux provenant de la remobilisation de la mésostase, les mégacristsaux ne seront pas modifiés ; ils se comporteront comme des objets durs, insensibles à la déformation. Si les fissures n'ont pas été remplies, les cristaux seront plus ou moins fragmentés.

L'étude microscopique, et la présence de macles de Carlsbad d'accrolement, nous permettent d'affirmer que les mégacristsaux étudiés sont des phénocristsaux "subvolcaniques", ils appartiennent à la partie apicale d'un pluton granitique mis en place dans un niveau structural superficiel. Ce granite a été déformé et remobilisé après sa mise en place.

Cependant l'étude rayons X nous a permis de confirmer que des mégacristsaux, très proches sur l'affleurement, pouvaient avoir des compositions très différentes : microcline à 90 % de triclinicité actuelle ou à l'inverse feldspath albitique à phase potassique très réduite. On ne peut donc pas dire que les gneiss porphyroïdes étudiés contiennent un seul type de mégacristal ; en réalité, les cristaux sont tous "subvolcaniques" mais diffèrent légèrement les uns des autres.

A.1.2. Feldspathites de type 1

A.1.2.1. Description macroscopique de l'échantillon

Les feldspathites de type 1 apparaissent ponctuellement dans les gneiss porphyroïdes. Elles peuvent se présenter soit en niveaux (fig. n° 21) soit en amas globuleux (fig. n° 22); Dans ces derniers, la mésostase ne dépasse pas 20 % et n'est parfois que de 5 %. Les niveaux sont concordants avec la foliation, ils contiennent de 60 % à 75 % de mégacristsaux centimétriques. La mésostase est surtout constituée de phyllites (biotites, chlorites, séricite) et accessoirement de quelques éléments quartzo-feldspathiques. La texture est celle de pseudo-concentrations monominérales. Les hyperconcentrations sont plus fréquentes à proximité des leptynites. Elles sont parfois bordées par un gneiss dépourvu de mégacristsaux (frange de 3 cm de large) alors que les gneiss leptynitiques sont frangés par un niveau feldspathique massif (fig. n° 22). Elles prennent parfois une allure contournée au contact des pseudo-cumulats (fig. n° 27). Les mégacristsaux, mis à part leur gisement, sont semblables à ceux des gneiss porphyroïdes. Dans le cas de ces concentrations, il est abusif de parler de "roche" car la mésostase est tellement réduite qu'elle ne joue pas le rôle de liant entre les cristaux. Les caractéristiques microscopiques de l'ensemble mégacristsaux + mésostase sont les mêmes que pour les gneiss porphyroïdes.

A.1.2.2. Relations mégacristsaux-"mésostase"

Elles ne sont pas identiques à celles des gneiss porphyroïdes du fait de la réduction de la mésostase. Il n'y a pas de réelle indentation, les mégacristsaux présentent une auréole externe correspondant aux minéraux quartzo-feldspathique de la mésostase. La séricite et les phyllites se moulent sur cette enveloppe extérieure. Les queues de cristallisation sont absentes. La forme générale des cristaux demeure auto à subautomorphe malgré "l'écorce" et l'absence de facettes terminales de croissance. La nature des remplissages de fissures n'est pas constante. Il n'y a pas d'eutectoïdes.

A.1.2.3. Caractéristiques des mégacristsaux des feldspathites type 1

A.1.2.3.1. Caractères macroscopiques

Ces mégacristsaux présentent la plupart des caractéristiques macroscopiques de leurs homologues des gneiss porphyroïdes. Cependant, la disposition spatiale est ici quelconque. En effet les cristaux se "moulent" les uns sur les autres, tout en conservant des contours assez automorphes. Les dimensions des sections sont relativement constantes (3.5 x 1.5 cm) ; ce sont les sections (OO1) qui sont les plus représentées. La tectonique a affecté ces cristaux à un degré moindre, la cohésion de l'ensemble étant plus forte. Mais certains cristaux sont tout de même tectonisés.

A.1.2.3.2. Caractères microscopiques

Ils sont donnés, de façon succincte, dans le tableau n° 14 où sont indiqués en parallèle les caractères macroscopiques. Leur étude détaillée est notée dans les tableaux n° 15 et n° 16 respectivement pour les sections (OO1) et (O1O). Cependant il faut noter que, dans une même feldspathite, on peut rencontrer des cristaux ne présentant pas tous les mêmes caractères. Ainsi certains mégacristsaux, a priori identiques à ceux déjà décrits, sont beaucoup moins riches en Ab. Il semble y avoir une relation entre la teneur en Ab et la richesse en ferromagnésiens des plagioclases inclus (corrélation positive). De plus ces mégacristsaux présentent un zonage chimique de faible extension constitué par une syncristallisation alternée sodi-potassique. Les deux phases sont très riches en microgermes mais contiennent peu de minéraux inclus (essentiellement des plagioclases. Les perthites de déformation sont maclées, elles sont parfois associées à des extinctions onduleuses orientées. La macle Ab-péricline est ponctuellement présente (qq μm). Les fissures thermiques indiquent une forte triclinicité (87 % à 99 %), elles sont sèches ou colmatées. Les fronts de croissance ne sont pas microfissurés et les cristaux sont beaucoup plus cassés par la tectonique. L'étude détaillée des inclusions des mégacristsaux albitiques est reportée dans le tableau n° 17 pour la section (OO1) et n° 18 pour la section (O1O).

A.1.2.3.3. Conclusion à l'étude microscopique

Les mégacristsaux observés correspondent, pour la plupart, à des feldspaths sodi-potassiques où la phase albitique prédomine sur la phase potassique. Ce sont des monoblocs cristallins qui se sont initiés à grande profondeur. En effet, ils présentent des fronts de croissance (101), des fissures thermiques à 30 % de degré de triclinicité. Ces cristaux ont poursuivi leur croissance à un niveau structural beaucoup plus élevé. Ce dernier est caractérisé par l'apparition dans les cristaux : de fronts de croissance (201), de fissures thermiques à 77 % de degré de triclinicité, d'une légère microfissuration à partir des cristallisations internes, ces dernières sont riches en minéraux hydroxylés.

La croissance s'est terminée dans ce niveau qui correspond au niveau de mise en place de l'intrusion granitique originelle.

Les mégacristsaux sont des phénocristsaux "subvolcaniques". Il faut cependant préciser que certains cristaux, beaucoup plus cassés, contiennent une proportion réduite d'albite de syncristallisation et ont des caractères beaucoup moins "superficiels" que les précédents. Contrairement à ce que l'on aurait pu croire, d'après les critères de terrain, les feldspathites de type 1 ne sont pas homogènes les mégacristsaux qu'elles renferment proviennent de plusieurs niveaux structuraux d'évolution.

Le granite porphyroïde superficiel originel a subi, après sa mise en place, des déformations et des recristallisations qui ont abouti à sa transformation en gneiss. Cette dernière se traduit, au niveau des mégacristsaux des feldspathites par :

- une orientation des cristaux dans la foliation
- la fragmentation de certains dans lesquelles les ouvertures sont colmatées par des minéraux provenant de la mésostase
- le "moulage" des mégacristsaux par la mésostase phylliteuse, très réduite.

A.1.3. Feldspathite de type 2

A.1.3.1. Description de l'affleurement

Il n'existe qu'un seul affleurement de la feldspathite de type 2 ou "plutonite". Cette dernière semble correspondre à une "bouffée" de taille apparente 2.5 x 4 m environ, dont la mise en place a été contrôlée par un système de fractures. La mésostase, constituée uniquement de phyllites altérées, représente 15 à 20 % de l'ensemble de la "roche". Les mégacristsaux sont centimétriques mais de taille plus importante que dans les feldspathites de type 1. La texture correspond là aussi à des "pseudo-accumulats" monominéraux. La patine est ocre, la cassure de teinte beige. La proportion des oxydes de fer est relativement importante mais plutôt sous forme hématitique que sous forme limonitique (fig. n° 28 et n° 29).

A.1.3.2. Caractéristiques des mégacristsaux

A.1.3.2.1. Caractères macroscopiques

Les mégacristsaux sont subautomorphes à xénomorphes car moulés les uns sur les autres. Ils sont dépourvus de queues de cristallisation. La mésostase représentée par des phyllites (essentiellement de la séricite) forme comme une écorce satinée sur les mégacristsaux. Ces derniers se présentent le plus souvent suivant les sections (001) dont la taille varie de 3 x 1.5 cm à 4.5 x 2.5 cm. Les sections (010) sont moins fréquentes et parfois étirées ; elles peuvent ainsi atteindre 5 x 2.5 cm mais en moyenne ne sont que de 2.5 x 1.5 cm. Les cristaux se dégagent facilement, il est donc possible de voir la morphologie qui est allongée suivant [001]. Les cristaux contiennent peu d'inclusions (chlorites), qui ne présentent pas de disposition zonée. Les mégacristsaux sont mal conservés car altérés suivant un réseau de fractures et de fissures assez développé. Celles-ci peuvent être cimentées par la mésostase ou par un remplissage partiel d'oxydes de fer dus à l'altération météorique. Cette dernière peut même aboutir à des figures de dissolution. Lorsque les mégacristsaux sont fracturés, les microlithons ainsi produits sont décalés mais de très peu les uns par rapport aux autres, il y a translation sans rotation.

A.1.3.2.2. Caractères microscopiques

Ils sont réunis dans plusieurs tableaux

- le tableau n° 19 indique, de façon succincte, les caractères du faciès macroscopique et les caractères des mégacristsaux qu'il contient,
- les tableaux n° 20 et n° 21 contiennent les résultats de l'étude détaillée des caractères microscopiques des sections (001) et (010) des mégacristsaux,
- les tableaux n° 22 et n° 23 donnent le détail des inclusions dans les sections (001) et (010) de ces mêmes cristaux.

A.1.3.2.3. Conclusion à l'étude microscopique

Les mégacristsaux constituant la plutonite peuvent être subdivisés en deux catégories : celle des cristaux peu remaniés par la tectonique et celle des cristaux affectés par les déformations cassantes. A l'exception de ce critère postérieur à leur croissance, les mégacristsaux présentent les mêmes caractéristiques. Ils correspondent à un microcline intermédiaire à forte triclinicité. Ce sont des monoblocs cristallins, la plupart de taille importante, qui ont cristallisé à grande profondeur. Leur développement s'est effectué dans un magma dont la composition chimique, riche en K, n'a pas subi d'évolution rapide ; et au sein duquel ont régné pendant assez longtemps les mêmes conditions P et T. En effet, les mégacristsaux ne possèdent que des fronts de croissance (101) ; les paragenèses liées à la cristallisation des liquides magmatiques piégés sont riches en minéraux hydroxylés, elles sont exemptes de microfissuration. Ce sont des phénocristsaux plutoniques mais il est difficile de préciser leur roche mère initiale. Peut-être s'agit-il d'une ségrégation magmatique mise en place ultérieurement à la faveur d'un régime de compression et d'accidents préexistants. En effet les mégacristsaux proviennent d'un niveau structural d'évolution très profond, or on les observe actuellement dans des faciès qui proviennent d'un niveau structural d'évolution superficiel et qui se sont mis en place dans ce niveau.

A.1.4. Conclusion à l'échelle locale

Les faciès septentrionaux de la bande occidentale des gneiss de Pussy - Plan du Col sont formés d'une série "subvolcanique" représentée par les gneiss porphyroïdes et les feldspathites de type 1, dans laquelle se serait mise en place la feldspathite de type 2 ou "plutonite", indice profond de la chambre magmatique initiale. Nous pensons que tous les mégacristsaux se sont initiés à la même profondeur et dans une même chambre magmatique, mais, alors que certains d'entre eux poursuivaient leur croissance in situ, d'autres étaient entraînés lors de la remontée d'une partie du magma, vers un niveau plus superficiel où leur développement se serait poursuivi.

De plus, il y aurait eu, alors, formation et croissance de mégacristsaux de composition chimique différente et présentant des caractères nettement plus tardifs (au sens d'évolution magmatique). Les 2 types de mégacristsaux (primaires, plus tardifs) seraient restés dispersés de manière quelconque dans le magma (encore fluide) et/ou bien se seraient concentrés en feldspathites de type 1. L'ensemble se serait ensuite mis en place dans un niveau structural superficiel puis aurait été repris de manière intense par le(s) événement(s) tectonométamorphique(s) des diverses orogénèses. Au cours de l'une d'entre elles (cycle alpin ?) la feldspathite de type 2 se serait mise en place à son emplacement actuel.

A.2. Bande occidentale à mégacristsaux de feldspaths ocellés

Elle regroupe plusieurs types de mégacristsaux ocellés depuis ceux des gneiss type route du Charvet jusqu'aux mégacristsaux des granito-gneiss du Col de l'Arc

A.2.1. Faciès pétrographiques des gneiss porphyroïdes

A.2.1.1. Aspect macroscopique de l'échantillon

Les gneiss porphyroïdes ocellés montrent une évolution progressive des mégacristsaux et de la matrice depuis le Nord (région des Bois Neyrons) jusqu'au Sud (Col de l'Arc, Mont Bellacha). Les faciès ocellés les plus septentrionaux ont un aspect macroscopique analogue à celui des gneiss porphyroïdes à mégacristsaux automorphes : matrice gneissique très riche en phyllites qui moulent des mégacristsaux ocellés. Lesquels présentent des queues de cristallisation. La mésostase acquiert progressivement une trame "granitique" par diminution de la proportion des minéraux phylliteux remplacés par des grains de quartz et des feldspaths. Ceci se traduit par une compacité plus importante de la roche ce qui rend l'extraction des mégacristsaux beaucoup moins aisée. Le stade d'évolution le plus poussé est représenté par les granito-gneiss du Col de l'Arc, mais le passage d'un faciès à l'autre est flou car progressif. Les granito-gneiss ont une couleur vert clair due à la forte proportion d'éléments quartzo-feldspathiques mêlés aux phyllites. Les mégacristsaux centimétriques sont disposés parallèlement à la linéation. Localement le faciès est altéré et transformé en arène granitique dans laquelle les mégacristsaux sont séparés de la mésostase.

A.2.1.2. Observation microscopique de l'échantillon

L'aspect et la texture des faciès ocellés des Bois Neyrons sont sensiblement analogues à ceux des gneiss à mégacristsaux automorphes. Les phases minérales présentes sont les mêmes ; seul diffère la forme nettement ocellée des mégacristsaux de feldspaths (potassiques en particulier). Mais dans les granito-gneiss du Col de l'Arc il faut noter la présence d'amphibole (hornblende verte) et de sphène. De plus, les queues de cristallisation sont moins nettes qu'à l'observation à l'oeil nu. Les plages quartzueuses montrent une extinction roulante. Les mégacristsaux sont ici uniquement de nature potassique et/ou sodi-potassique. La calcite est absente de la mésostase.

A.2.1.3. Relation mégacristsaux-mésostase

Les mégacristsaux présentent tous une bordure xénomorphe (dans le détail) au contact de la mésostase dont une partie est incluse dans le mégacrystal (remplissage de fissures ouvertes, remobilisation partielle du cristal lors du métamorphisme). Mais si au Nord les relations sont les mêmes (excepté la morphologie des mégacristsaux) que celles des gneiss porphyroïdes septentrionaux au Sud certaines différences apparaissent : des eutectoïdes (myrmékite) s'observent au contact mégacrystal-mésostase ; les mégacristsaux ont une forme pseudo-automorphe mieux conservée avec existence de facettes terminales de croissance les cristallisations des "ombres de pression" sont essentiellement quartziques. En effet la proportion de séricite et de phyllites est plus réduite qu'au Nord. Seule une mince bande de séricite délimite les queues de cristallisation.

A.2.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins (sodi-potassiques)

A.2.2.1. Aspect macroscopique

De même que dans les gneiss porphyroïdes à mégacristsaux automorphes les deux

variétés ocellée et automorphe se côtoient mais avec prédominance de la première. Celle-ci devient moins prépondérante dans les faciès les plus méridionaux. Cependant la présence, constante, de queues de cristallisation uniformise l'aspect extérieur des mégacristsaux.

Au Nord, on note que les yeux sont fréquemment constitués par des agrégats polycristallins. Les sections se disposent avec le grand axe parallèle à la foliation. La taille des sections varie de 1.5 x 1 à 2.5 x 1.5 cm dans le cas d'une section (OO1) et de 1 x .5 à 3 x 2.5 cm pour une (O1O).

Les mégacristsaux sont blanchâtres, la patine est beige. Ils contiennent des inclusions principalement ferromagnésiennes, disposées de manière quelconque dans les cristaux. Ils sont rarement maclés ou zonés. Ils contiennent des fissures thermiques accentuées par l'altération météorique et remplis parfois par des minéraux de la mésostase (minéraux de néoformation datant du(es) métamorphisme(s)).

Dans le granito gneiss les cristaux sont plutôt automorphes, orientés avec le grand axe parallèle à la linéation (mais parfois cristaux perpendiculaires). Les sections (OO1) automorphes varient de 1.5 x 1 cm à 3 x 1 cm, les sections ocellées de 2 x 1 cm à 2.5 x 1.0 cm, ce sont les plus représentées à l'affleurement. Les sections losangiques (O1O) automorphes ont des tailles de 1.5 x 1. cm à 2.5 x 1.5 cm, celles qui sont ocellées de 1.5 x 1 cm à 2 x 1.5 cm. Les mégacristsaux sont blancs à beige rosé. La patine est beige jaunâtre. Les inclusions ne forment pas de zonation optique, elles sont peu nombreuses et principalement ferromagnésiennes. Les cristaux maclés ou zonés sont rares. Les fissures thermiques, observables dans tous les cristaux, sont fortement accentuées par l'altération météorique dans les faciès \dagger arénisés. Les cristaux ne sont pas décalés par des fractures. Les mégacristsaux sont fréquemment bordés, au contact de la mésostase, par un fin liseré blanc.

A.2.2.2. Caractères microscopiques

Ils sont réunis dans plusieurs tableaux

- les tableaux n° 24 et n° 29 indiquent, pour les gneiss porphyroïdes ocellés et les granito gneiss du Col de l'Arc, respectivement ; les caractères macroscopiques principaux de chaque faciès et les caractères microscopiques des mégacristsaux qu'il contient

- les tableaux n° 25 et 26 contiennent l'étude détaillée des caractères microscopiques des sections (OO1) et (O1O) des mégacristsaux des gneiss porphyroïdes ocellés. Les tableaux n° 30 et 31 correspondent à la même étude pour les mégacristsaux des granito-gneiss

- les tableaux n° 27 et 28 donnent le détail de l'étude des inclusions dans les sections (OO1) et (O1O) des mégacristsaux des gneiss porphyroïdes ocellés ; les tableaux n° 32 et 33 contiennent les renseignements identiques concernant les granito-gneiss.

A.2.2.3. Conclusion à l'étude microscopique

Dans les gneiss porphyroïdes ocellés, les mégacristsaux correspondent à du microcline intermédiaire à triclinicité plutôt moyenne. Ce sont des monoblocs cristallins qui se sont formés à grande profondeur (fronts de croissance (10 $\bar{1}$)), mais qui ont dû être légèrement remontés en cours de croissance tout en restant dans un niveau structural d'évolution moyennement profond. En effet, on ne trouve pas de front de croissance (20 $\bar{1}$) mais par contre une légère microfissuration est observable au niveau des cristallisations internes, la pression extérieure au cristal n'était donc pas assez forte pour compenser les surpressions internes dans le cristal. La proportion de liquides piégés n'est pas très importante et n'aboutit pas à la cristallisation de beaucoup de minéraux hydroxylés. Les divers caractères trouvés permettent de dire que les mégacristsaux étudiés sont des phénocristsaux "subvolcaniques" mais pas d'un niveau structural d'évolution finale très superficiel.

Les granito-gneiss contiennent eux aussi des phénocristsaux "subvolcaniques", beaucoup plus riches en albite de syncristallisation et en liquides magmatiques piégés que les précédents. Ils ont été plus affectés par les phénomènes postérieurs à leur croissance (tectonique(s) et métamorphisme(s)). La roche d'origine pourrait être un granite porphyroïde de semi-profondeur, orthogneissifié dans un stade ultérieur.

A.2.3. Conclusion à l'échelle locale

Les faciès méridionaux des gneiss de Pussy - Plan du Col bande ouest, appartiennent à la même lignée évolutive que les gneiss septentrionaux. Cependant alors que les gneiss porphyroïdes ocellés ne montrent que très peu de différences avec le Nord, les granito-gneiss ont subi une orthogneissification plus poussée (rôle probable des granitoïdes de la Lauzière ?). D'après nous les 2 types de mégacristsaux proviendraient d'une même chambre magmatique et auraient suivi la même évolution, la richesse relative en albite de certains mégacristsaux pouvant correspondre à la dualité déjà observée dans les falaises de la route du Charvet. Cependant les faciès méridionaux se seraient mis en place dans un niveau structural d'évolution finale un peu plus profond que les gneiss de Pussy-Plan du Col septentrionaux, mais ils correspondent au même pluton granitique.

A.3. Bande orientale amphibolique

Cette dénomination regroupe plusieurs faciès définis pour la plupart par Y. Siméon (1979) et quelques faciès supplémentaires répertoriés par nous-même. L'étude en lames minces polies ne porte que sur les faciès à mégacristsaux de feldspaths bien exprimés. Les faciès à mégacristsaux de feldspaths ocellés de section $\leq 1 \text{ cm}^2$ et à ocelles n'ont pas été pris en considération.

Les divers types de gneiss à mégacristsaux individualisés par Y. Siméon (1979) sont les suivants :

- gneiss à mégacristsaux de feldspaths ocellés, sans amphibole ;
- gneiss à mégacristsaux de feldspaths ocellés et à grenat. Ils peuvent parfois renfermer des amas ovoïdes de gneiss à mégacristsaux de feldspaths automorphes centimétriques ;
- gneiss à mégacristsaux de feldspaths ocellés et à amphibole.

Nous n'avons pas retrouvé, dans la zone est, le premier faciès décrit par Y. Siméon (1979) et localisé dans des panneaux de la zone ouest, enclavés dans le granite de la Lauzière. Par contre nous avons échantillonné un plus grand nombre de faciès dans le troisième type de gneiss :

- . gneiss amphibolique à mégacristsaux de feldspaths automorphes. La matrice est vert sombre et contient des mégacristsaux centimétriques automorphes à subautomorphes ;
- . gneiss à mégacristsaux de feldspaths ocellés, à biotite et amphibole. La matrice, de couleur sombre, ne renferme pas de vrais mégacristsaux mais plutôt des ocelles millimétriques ;
- . gneiss à ocelles de feldspath et biotite.

Aucun des faciès de gneiss à mégacristsaux de feldspaths ocellés décrits par Y. Siméon (1979) ne contient de sections de mégacristsaux dépassant 1 cm^2 . Par contre le faciès de gneiss amphibolique, observé par nous mêmes dans la carrière de Pussy, possède des mégacristsaux de feldspath automorphes dont les sections sont supérieures à 1 cm^2 .

A.3.1. Péetrographie des faciès porphyroïdes

A.3.1.1. Caractères macroscopiques du faciès principal

Les gneiss amphiboliques à mégacristsaux de feldspath automorphes ne possèdent pas de foliation nette ; la texture est gneissique mais à l'échelle de l'affleurement. La couleur de la roche est vert noir ; elle est due à la très forte proportion de biotite et d'amphibole, lesquelles se concentrent parfois en interlits.

La mésostase est localement sériciteuse et contient des grains de sphène visibles macroscopiquement. Les mégacristsaux ne sont pas moulés par la mésostase.

A.3.1.2. Faciès accessoires

Un faciès contient lui aussi des mégacristsaux de feldspath automorphes, il s'agit d'amas ovoïdes gneissiques inclus dans les gneiss à mégacristsaux de feldspath oeillés et à grenat (Y. Siméon, 1979). Mais son existence est ponctuelle et unique, il n'est donc pas représentatif des faciès de la zone est. Les mégacristsaux y sont centimétriques, très fracturés mais sans déplacement des divers fragments. Ils sont moulés par les phyllites (biotites, chlorites) de la mésostase. Ils sont peu nombreux, de couleur blanchâtre. L'altération météorique leur donne une patine beige et met un relief la fissuration par dissolution partielle du contenu des fissures.

A.3.1.3. Caractères microscopiques du faciès principal

La texture est glandulaire. Les yeux sont constitués par des mégacristsaux de feldspath potassique. Les grains de la mésostase sont de l'ordre de 1 mm, l'aspect est clastique. Les extinctions roulantes sont fréquentes quelles que soient les phases minérales. Les plages sont engrenées, elles ont des contours subautomorphes à xénomorphes mais non anguleux. Les rubans de quartz ne sont pas observables. Par contre le quartz en plages ou grains isolés est peu hétérogranulaire. Le nombre d'espèces minérales est assez important. Les minéraux principaux sont : hornblende verte, biotite (brune), plagioclases, feldspath potassique, chlorites. Les minéraux accessoires sont : apatite, épidotes, sphène ± leucoxène, zircon, calcite, séricite, muscovite, rutile. La biotite, parfois en plages ordues, peut être ± chloritisée. Les syncrystallisations franches biotite-chlorite peuvent exister. De même la chlorite peut être associée à de muscovite. Les plagioclases sont en faible proportion, ils sont très altérés (micas blancs), le maillage polysynthétique est fin. Les mégacristsaux sont formés par du microcline, celui-ci peut aussi former la phase potassique de la mésostase. Les mégacristsaux sont parfois maclés (Carlsbad), ils sont perthitiques, peu poecililitiques, peu fissurés.

A.3.1.4. Relations mégacristsaux-mésostase dans le faciès principal

Les mégacristsaux ne sont pas réellement moulés par la mésostase mais ils possèdent des queues de cristallisation composites. Ces dernières, limitées par une mince bande de biotite, sont constituées par : quartz, amphibole, séricite. Les mégacristsaux présentent quelques rares facettes terminales de croissance, mais dans l'ensemble les contours sont xénomorphes en petit, automorphes à l'oeil nu. Il n'y a pas de phase minérale préférentielle en contact avec le mégacrystal. Celui-ci ne présente pas de phénomènes réactionnels avec la mésostase. Les quelques fissures ouvertes sont remplies par la mésostase propre (micas blancs, calcite, amphibole + biotite + quartz ...).

A.3.2. Caractères des mégacristsaux de feldspaths

A.3.2.1. Aspect macroscopique

Les mégacristsaux se présentent toujours sous un habitus automorphe de taille variable mais supérieure à 1 cm². Ils n'ont pas de queues de cristallisation et la mésostase ne "colle" pas à l'enveloppe extérieure des cristaux. Les mégacristsaux, parfois maclés Carlsbad, se placent avec leur grand axe ± parallèle à la linéation. Les sections prépondérantes à l'affleurement sont les (001), hexagonales à octogonales, de dimensions comprises entre 2 x 1 cm et 4 x 2.5 cm. Les sections (010) sont peu représentées et de moindre taille : 1.5 x 1 cm à 2.5 x 2 cm. Les cristaux, de teinte blanche, contiennent peu d'inclusions ferromagnésiennes, lesquelles ne sont pas disposées de manière concentrique mais anarchique. Les plagioclases inclus sont eux, alignés le long des fronts de croissance.

Les mégacristsaux présentent des fissures thermiques nettes mais ils n'ont pas été affectés par le(s) événement(s) tectonométamorphique(s).

A.3.2.2. Caractères microscopiques

Ils sont réunis dans plusieurs tableaux :

- le tableau n° 34 indique, de façon succincte, les caractères du faciès macroscopique et les caractères des mégacristsaux qu'il contient
- les tableaux n° 35 et n° 36 contiennent les résultats de l'étude détaillée des caractères microscopiques des sections (001) et (010) des mégacristsaux
- le tableau n° 37 donne le détail des inclusions dans les sections (001) et (010) de ces mêmes cristaux.

A.3.2.3. Conclusion de l'étude microscopique

Les mégacristsaux observés correspondent à du microcline intermédiaire montrant une variation assez brusque de la symétrie (peut être due à une légère remontée en cours de croissance). Ce sont des monoblocs cristallins qui ont cristallisé à grande profondeur et y sont restés pendant toute leur croissance malgré une légère remontée. Ce sont des phénocristsaux plutoniques, cette origine est confirmée par l'existence de fronts de croissance (101) et par l'évolution des liquides piégés le long des divers fronts de croissance. Leur roche mère initiale est donc un granitoïde.

A.3.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale

A.3.3.1. Echelle locale

Les gneiss porphyroïdes à amphibole de Pussy correspondraient à une granodiorite porphyroïde, métamorphisée ultérieurement à sa mise en place. Ce faciès diffère assez des autres faciès à mégacristsaux de la bande est des gneiss de Pussy - Plan du Col, tant en ce qui concerne la fraîcheur de la roche que la morphologie des mégacristsaux. C'est pourquoi nous pensons qu'il existe un lien entre le granitoïde initial et certains granitoïdes du massif de la Lauzière. De plus nous verrons qu'il existe certaines analogies avec des faciès non gneissiques du complexe de Saint Colomban. Cette granodiorite se serait mise en place dans les séries où elle affleure actuellement et aurait été métamorphisée en même temps que ces dernières.

A.3.3.2. Echelle régionale : les gneiss de Pussy - Plan du Col

Il est nécessaire de dissocier les deux bandes de gneiss de Pussy - Plan du Col, comme l'a montré l'étude macroscopique et microscopique, à la fois des roches totales et des mégacristsaux qu'elles contiennent. En effet seule la zone occidentale peut être considérée comme une formation évoluant du Nord au Sud. Elle correspond à une série unique, de semi-profondeur, que la surface topographique actuelle recoupe de plus en plus profondément suivant la direction d'évolution. La bande orientale est constituée d'un trop grand nombre de faciès parmi lesquels sont dispersées des lentilles de gneiss porphyroïdes. Il n'est pas possible, avec les éléments dont nous disposons actuellement, de relier ses faciès porphyroïdes à ceux du complexe du Col de Montjoie. A notre avis il vaut mieux rechercher des analogies avec certains granitoïdes de la Lauzière (granodiorite de Colomban ?) et peut être avec certaines passées porphyroïdes de la Série de la Montagne des Plans.

B. Orthogneiss de Cevins

Comme l'a démontré Y. Siméon (1979), cette protogène des anciens auteurs est en réalité un orthogneiss. Il ne correspond pas à la prolongation des granitoïdes de la Lauzière en rive droite de l'Isère. Il a l'aspect d'un granito-gneiss.

B.1. Pétrographie du faciès

B.1.1. Caractères macroscopiques

L'orthogneiss de Cevins possède une foliation assez grossière matérialisée par les phyllites (biotites, amphibole, chlorites, séricite). Cependant ce sont les éléments quartzo-feldspathiques qui sont prédominants, la roche a, de ce fait, une couleur vert clair. Ponctuellement les phyllites peuvent se présenter en concentrations isolées.

Les mégacristsaux se différencient peu de la roche totale car la mésostase recèle des yeux composites (quartzo-feldspathiques) qui peuvent prêter à confusion. Les mégacristsaux centimétriques, ocellés, peu nombreux, sont "moulés" par les phyllites et les bandes flexueuses de quartz.

B.1.2. Caractères microscopiques

La texture est ocellée. Les yeux peuvent correspondre à des mégacristsaux de feldspath potassique et/ou des amandes de quartz et/ou à de petits amas polycristallins. Les minéraux principaux de la mésostase sont : quartz, feldspaths, biotites, chlorites, amphibole. Ils ont un aspect clastique et sont de taille variable. Le quartz, en bandes (plattenquartz) ou en plages isolées, présente une extinction roulante. Les plagioclases peuvent être tordus et eux aussi à extinction onduleuse. Ils sont le plus souvent maclés et contiennent des microgermes altérés. Les mégacristsaux potassiques sont maclés, poecilites, perthitiques, fissurés avec remplissage postérieur. Les minéraux accessoires de la mésostase sont : sphène parfois transformé en leucoxène, épidotes (pistacite, clinozoisite), apatite, calcite, séricite. Certains peuvent se retrouver en inclusions dans les mégacristsaux.

B.1.3. Relations mégacristsaux-mésostase

Les mégacristsaux potassiques présentent tous une bordure indentée au contact de la mésostase, ce contact étant exempt de figures réactionnelles (myrmékite). Les facettes terminales de croissance sont rares. Les mégacristsaux ne possèdent pas d'écorce quartzuse. Les queues de cristallisation sont inexistantes. La mésostase s'insinue dans les fissures des cristaux et s'observe aussi en une fine frange de recristallisation sur le pourtour des mégacristsaux.

B.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspath sodi-potassique

B.2.1. Aspect macroscopique

Les mégacristsaux (s.str.) peuvent être ocellés ou subautomorphes. Les cristaux sont très fréquemment maclés Carlsbad et parfois même Baveno (quand leur taille est moindre : inférieure ou égale à 1 cm²). Ils ont leur grand axe disposé dans la foliation. Les sections les plus fréquentes à l'affleurement sont les (OO1), leur taille est comprise entre 2 x 1.5 cm à 2.5 x 1.5 cm. La plupart sont ocellées, les rares sections automorphes ont des contours tétragonaux. Les sections (O1O), toutes ocellées, varient de 1.5 x 1 cm à 2. x 1.5 cm. Les mégacristsaux sont en général de couleur blanche, mais parfois rose verdâtre très pâle. Les inclusions, essentiellement représentées par biotite et chlorite, sont disposées plutôt au centre des cristaux, mais ne provoquent pas de zonation. Les sections automorphes contiennent des plagioclases inclus alignés le long des fronts de croissance. Ces derniers ne sont observables que dans une mince zone de 2 mm de largeur située à 1 mm des bords externes du cristal. Les mégacristsaux présentent des fissures thermiques fines et denses mais semblent être épargnés par la fissuration tectonique.

B.2.2. Aspect microscopique

Il est consigné dans plusieurs tableaux :

- le tableau n° 38 indique, de manière succincte, les principaux caractères macroscopiques du faciès étudié ainsi que les caractères microscopiques des mégacristsaux qu'il contient;
- les tableaux n° 39 et 40 contiennent l'étude microscopique détaillée des sections (OO1) et (O1O) des mégacristsaux;
- les tableaux n° 41 et 42 donnent l'analyse microscopique détaillée des inclusions dans les sections (OO1) et (O1O) de ces mêmes mégacristsaux.

B.2.3. Conclusions à l'étude microscopique

Les rares mégacristsaux, automorphes, de l'orthogneiss de Cevins, correspondent à des phénocristsaux plutoniques qui se sont formés et développés dans un magma ne favorisant pas le piégeage de liquides magmatiques en cours de croissance.

Les mégacristsaux sont constitués par du microcline intermédiaire à forte triclinicité présentant des caractères de niveau structural d'évolution semi-profond (rares fronts de croissance (201), pas de microfissuration à partir des cristallisations internes). Cependant lorsque les cristaux sont maclés, ils le sont suivant la loi de Baveno ; ceci est peut être l'indice, soit d'une teneur en fluides assez importante dans le magma

soit d'une évolution tardive, hypothèse confirmée par les paragenèses et cristallisations riches en calcite (évolution thermo-dynamique).

Les cristaux ont été mobilisés lors de l'orthogneissification. Mais cette modification s'est faite sans changement de la géométrie des cristaux, les remplissages se situent dans les plans de fissuration thermiques et se sont effectués identiquement dans les 2 individus de la macle.

B.3. Conclusion à l'échelle locale

La roche porphyroïde initiale qui, après métamorphisme, s'est transformée en "protogine" de Cevins, devait être un granite porphyroïde de type tardif (cf. macle de Baveno). Il est difficile de relier son évolution à celle des formations porphyroïdes du même secteur car il n'existe qu'un seul pointement et de taille restreinte. De plus les conditions d'affleurement ne permettent pas de définir, de manière exacte, le contact avec les séries encaissantes. Nous nous limiterons à la comparaison avec un faciès sensiblement identique : les granitogneiss du Col de l'Arc. Malgré la ressemblance macroscopique des deux roches, leurs mégacristsaux sont différents : les uns sont plutoniques précoces (Col de l'Arc) alors que les autres sont tardifs (Cevins) ; de plus ils n'ont pas subi les mêmes contraintes pendant et après leur croissance. Il n'y a donc pas de lien entre les deux faciès si ce n'est leur aspect à l'affleurement.

C. Complexe du Col de Montjoie

Les gneiss de Pussy - Plan du Col occidentaux se poursuivent au Sud par le complexe gneissique du Col de Montjoie et la série de la Montagne des Plans. Celle-ci vient buter contre l'accident de Fondde France au delà duquel il n'y a plus de faciès à mégacristsaux (E. Poncerry, 1981). Au Sud de cet accident, le complexe du Col de Montjoie semble relayé, avec un léger décalage, par le complexe de Saint Colomban (D. Gasquet, 1979) (fig. n° 17). Il est bordé, à l'Ouest, par la prolongation méridionale de la Série Verte : schistes et gneiss passant à la série migmatitique du Bois des Ravères, au contact du granite d'Épierre. À l'Est le complexe est en contact par faille avec la série de Villard-Benoît, à dominante schisto-conglomératique. Elle correspond au prolongement, vers le Sud, des micaschistes de Feissons sur Isère. L'ensemble plus ou moins diversifié des granitoïdes de la Lauzière se trouve en position médiane dans les faciès mégacristsallins.

Le complexe gneissique du Col de Montjoie regroupe divers faciès au sein desquels nous n'avons étudié que les gneiss porphyroïdes (fig. n° 30 et n° 31). Nous avons subdivisé ces derniers en 2 sous-groupes : celui du Nord à trame mylonitique et celui du Sud à trame non mylonitique, en raison de la texture différente de la mésostase. Mais cette évolution étant progressive, il n'y a pas de coupure nette entre les deux sous-groupes. Les descriptions des faciès associés aux gneiss porphyroïdes, dans le complexe du Col de Montjoie : gneiss amphiboliques à schlieren micacés, leptynites, gneiss biotitiques fins, ont été faites par E. Poncerry (1981).

C.1. Faciès nord (type Pas de Freydon)

C.1.1. Pétrographie des gneiss porphyroïdes

C.1.1.1. Aspect macroscopique de l'échantillon

Les gneiss porphyroïdes montrent une trame "mylonitique" dense à chlorite bien exprimée. Ils contiennent des mégacristsaux de feldspaths automorphes à ocellés, centimétriques moulés par la mésostase et disposés avec leur grand axe orienté suivant la foliation toujours nette. Localement ces gneiss recèlent des concentrations de mégacristsaux de feldspaths (fig. n° 32) qui rappellent les feldspathites d'Y. Siméon (1979) que nous avons nommées de type 1.

Cependant la proportion de mégacristsaux, qui s'extrait facilement, est moindre : inférieure à 50 % de la "roche totale" (fig. n° 33). Le faciès moyen est exempt de granoclassement et on n'observe pas de découpage en bancs, même potentiel. De même que les gneiss de Pussy-Plan du Col, les gneiss porphyroïdes nord et sud sont associés à des leptynites, des gneiss biotitiques fins et des gneiss amphiboliques. A l'affleurement, la patine varie du brun clair au beige rosé ; en cassure fraîche la couleur est vert gris.

C.1.1.2. Caractères microscopiques de l'échantillon

La texture est mylonitique ocellée, les sections des mégacristsaux ont un aspect ocellé bien que les contours soient automorphes en grand. Les minéraux principaux de la mésostase : quartz, feldspaths, biotite brune, ont un aspect clastique et des contours ± arrondis. La séricite est très importante, elle forme un feuillage qui enrobe les mégacristsaux. Les queues de cristallisation, monominérales (quartz), sont de dimensions réduites. Les phyllites ne forment pas de réelles cloisons entre les mégacristsaux. Le quartz est très hétérogranulaire : grandes plages ou fins granules. Certains plagioclases forment des ocelles millimétriques. La plupart de ceux de la mésostase sont maclés et contiennent des microgermes altérés. Les mégacristsaux potassiques sont maclés Carlsbad, ± perthitiques et poecilites. Les fissures ouvertes dans les mégacristsaux présentent divers types de remplissages. Les minéraux accessoires sont les suivants : apatite, épidote, rutile, chlorite.

C.1.1.3. Relations mégacristsaux-mésostase

Les mégacristsaux ont des bordures xénomorphes en petit et parfois même en grand (examen de la lame mince à l'oeil nu). Le contact avec les minéraux de la mésostase présente quelquefois de petites plages de myrmékite, il n'y a pas de facettes terminales de croissance. Les remplissages des fissures peuvent être à quartz seul, ou à minéraux néoformés de la mésostase. Les queues de cristallisation sont composées de quartz seul et limitées par des phyllites. Les minéraux de la mésostase sont ± inclus en bordure des mégacristsaux.

C.1.2. Caractéristiques des mégacristsaux

C.1.2.1. Description macroscopiques

Les mégacristsaux sont presque tous automorphes, rarement ocellés. Ils ont des queues de cristallisation mais réduites. Ils sont souvent maclés Carlsbad. Les sections les plus fréquentes à l'affleurement sont les (010) à contours octogonaux. Les cristaux sont allongés selon [001] ce qui explique la plus grande abondance statistique de sections (010). Elles sont orientées avec leur grand axe [100] ± disposé dans la foliation de la roche. Les sections (001) sont de taille réduite, comprise entre 1,5 x 1 cm et 3 x 1 cm. Les sections (010) sont plus développées de 2 x 1 cm à 4 x 2 cm. Les sections ocellées sont inférieures à 1 cm². Les mégacristsaux sont blanchâtres, parfois beige rosé. Les mégacristsaux contiennent des inclusions de minéraux ferromagnésiens et de plagioclases ; certaines sont réparties de façon anarchique, d'autres selon trois auréoles concentriques situées à 1 mm du bord du cristal et d'une largeur totale de 2 mm (dans ces couronnes les inclusions prédominantes sont les plagioclases). Les mégacristsaux montrent des fissures thermiques, une réfraction de fissuration est parfois observable dans les cristaux maclés. Ces fissures sont accentuées par l'altération météorique et parfois remplies de quartz. En outre les mégacristsaux ont été affectés par la tectonique, ils ont été tronçonnés et ainsi "étirés" perpendiculairement à [001]. Cet étirement peut atteindre 8 cm. Les mégacristsaux des "cumulats" présentent les mêmes caractères macroscopiques, mais ils ne sont pas déformés car non moulés les uns sur les autres (la mésostase est plus importante qu'à Pussy).

C.1.2.2. Aspect microscopique

Le tableau n° 43 indique, de façon succincte, les principaux caractères microscopiques avec, en parallèle, l'aspect macroscopique de la roche porphyroïde. Les tableaux n° 44 et n° 45 contiennent l'étude détaillée des caractères microscopiques de la section (001) d'une part et de la section (010) d'autre part.

Les tableaux n° 46 et 47 donnent la description et la localisation des inclusions dans ces mêmes sections.

De même que les gneiss de Pussy-Plan du Col (cf. A.1.1. et A.1.2.), les gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie renferment des mégacristsaux qui diffèrent les uns des autres. Ainsi certains cristaux dispersés présentent les mêmes caractères que les mégacristsaux décrits dans les tableaux n° 44, 45, 46 et 47. A l'inverse d'autres seront plus nettement potassiques et identiques à certains cristaux des zones d'accumulation.

C.1.2.3. Conclusion à l'étude microscopique

Les mégacristsaux observés correspondent, pro parte, à des feldspaths sodi-potassiques où la phase albitique prédomine sur la phase potassique, en particulier sur la périphérie des mégacristsaux. Ce sont donc des monoblocs cristallins qui se sont initiés dans un magma permettant la cristallisation de mégacristsaux de feldspath potassique. Ces derniers, au cours de leur croissance, présentent une modification de leur composition par suite de la cristallisation préférentielle d'albite. Ceci, ajouté au nombre restreint de faces de croissance et aux autres caractères microscopiques, indique que ces mégacristsaux se sont développés dans un niveau structural assez superficiel. La proportion de liquides piégés est surtout importante le long des fronts de croissance. Leur évolution indique que la suppression de fluides a pu être résorbée, dans la majorité des cas, par la cristallisation de minéraux hydroxylés. On peut donc dire que les mégacristsaux sont des phénocristsaux "subvolcaniques". Cependant leur niveau structural de fin d'évolution est moins élevé que celui des mégacristsaux des feldspathites de type 1 de Pussy - Plan du Col. Les mégacristsaux sont, dans l'ensemble, peu remaniés par les déformations cassantes ultérieures et pas remobilisés lors du(es) métamorphisme(s) contemporain(s) des phases tectoniques. Mais l'étude géochimique et les diffractogrammes RX ont montré qu'il existe dans le complexe du Col de Montjoie, la même diversité de mégacristsaux que dans les gneiss de Pussy - Plan du Col. Ainsi certains cristaux dispersés correspondent à du microcline intermédiaire à 80 % de triclinicité maximale alors que d'autres sont franchement albitiques. La même dualité de composition s'observe dans les zones d'accumulation, seul le niveau structural d'évolution des mégacristsaux est commun à ces derniers.

C.2. Faciès sud (type Col de Montjoie)

C.2.1. Pétrographie du faciès porphyroïde

C.2.1.1. Observation macroscopique de l'échantillon

Les gneiss méridionaux ont une trame soit gneissique compacte, soit parfois granitique, soit intermédiaire, c'est à dire où la foliation de la mésostase est peu marquée. Les faciès intermédiaires sont présents en assez grande quantité. Cette trame non mylonitique, est caractérisée par l'abondance de muscovite et/ou de biotite. Quant aux mégacristsaux, ils sont millimétriques à centimétriques, automorphes, plus rarement ocellés. Ils sont disposés ± "à plat" dans la "foliation", mais celle-ci est parfois très floue, et ne se distingue qu'à l'affleurement. Il n'y a pas de concentrations de mégacristsaux comme dans les faciès nord. La couleur des gneiss en cassure est vert gris, en patine elle est un peu plus jaunâtre.

Le faciès intermédiaire renferme des mégacristsaux automorphes millimétriques à centimétriques mais de taille inférieure aux précédents. La couleur de la roche en cassure est brun clair, la patine brun vert (fig. n° 34). Les "granites" porphyroïdes, rares, contiennent peu de mégacristsaux automorphes, millimétriques à centimétriques. En cassure, la roche est brune tachetée de blanc. Ces divers faciès porphyroïdes sont associés aux mêmes gneiss (leptynitiques, amphiboliques, biotitiques fins) que ceux signalés au Nord (fig. n° 35).

C.2.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon

La texture est glandulaire mais les phyllites ne forment pas de cloisons, ce sont plutôt des rubans de quartz qui moulent les mégacristsaux dont les sections sont automorphes en grand mais xénomorphes en petit. Les différents minéraux sont moins arrondis qu'au Nord. La mésostase est hétérogranulaire, et constituée par les mêmes minéraux majeurs que dans les faciès nord, mais leurs proportions relatives sont différentes.

La biotite est prépondérante sur la séricite. Les queues de cristallisation sont très restreintes, l'enveloppe est constituée par une association plagioclases + biotites + séricite, et le coeur par du quartz. Ce dernier peut être en bandes à extinction roulante. Les mégacristsaux potassiques, maclés Carlsbad, sont perthitiques, poecililitiques. Les fissures sont remplies par des associations calcite + quartz + épidote ou quartz + biotite. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la muscovite, les épidotes et la calcite.

C.2.1.3. Relations mégacristsaux-mésostase

Les mégacristsaux ont des contours xénomorphes et montrent des plages de myrmékite au contact de la mésostase. Les queues de cristallisation ressemblent plus à des écorces successives qu'à de véritables queues, la partie cristalline dans l'ombre de pression étant monominérale (quartz). Une partie des minéraux de la mésostase est incluse dans la bordure des mégacristsaux et dans les fissures (minéraux néoformés). Il n'y a pas de frange minérale particulière autour des mégacristsaux.

C.2.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins

C.2.2.1. Aspect macroscopique

Non seulement la trame des gneiss porphyroïdes évolue du Nord au Sud, mais corrélativement la taille des mégacristsaux diminue légèrement, de centimétrique à millimétrique. A l'exception de la taille, tous les mégacristsaux présentent les mêmes caractères :

- . ils sont de couleur blanche à blanchâtre (en patine) ;
- . ils contiennent des inclusions (minéraux ferromagnésiens et plagioclases) parfois disposés en couronnes concentriques correspondant aux derniers fronts de croissance ;
- . certains individus sont maclés Carlsbad ;
- . ils montrent tous des fissures thermiques colmatées par divers remplissages (quartz, "mésostase") ;
- . ils n'ont pas été tronçonnés par des fractures, la déformation cassante n'ayant qu'emprunté le tracé des fissures thermiques préexistantes.

A l'affleurement les sections (OO1) sont les plus fréquentes. Automorphes, de dimensions comprises entre 1.5 x 0.5 cm et 2.5 x 2 cm, elles ont des contours tétraogonaux à hexagonaux. Les sections (O1O) sont de taille plus constante, de 1.5 x 1 cm à 2 x 1.5 cm. Les mégacristsaux des gneiss à trame gneissique sont les plus grands et ont toujours une surface supérieure à 1 cm². Mais dans le faciès intermédiaire et dans les "granites" porphyroïdes la plupart des mégacristsaux ont une section inférieure à 1 cm².

C.2.2.2. Aspect microscopique

Il est reporté dans plusieurs tableaux :

- le tableau n° 48 met en parallèle les caractères macroscopiques du faciès étudié et les caractères microscopiques des mégacristsaux qu'il contient
- les tableaux n° 49 et 50 contiennent l'étude détaillée des caractères microscopiques des sections (OO1) et (O1O) de ces mégacristsaux.
- les tableaux n° 51 et 52 indiquent, de manière détaillée, la nature et la localisation des inclusions dans les sections (OO1) et (O1O) de ces mêmes mégacristsaux.

C.2.2.3. Conclusion à l'étude microscopique

Les faciès porphyroïdes méridionaux du complexe du Col de Montjoie correspondent à du microcline intermédiaire à triclinicité actuelle moyenne. De même que les mégacristsaux des gneiss porphyroïdes du Pas de Freydon, ce sont des phénocristsaux plutoniques dont la croissance s'est effectuée dans un niveau structural d'évolution semi-profond (fronts de croissance (2O1) et rares microfissures). Mais ces mégacristsaux sont moins "subvolcaniques" qu'au Nord, la proportion de liquides piégés est plus importante, de plus les inclusions correspondent à des minéraux (biotite, muscovite) possédant des conditions P et T d'apparition plus élevées.

Malgré cela la teneur en éléments volatils n'a pu être entièrement épuisée et les surpressions internes ont microfissuré le cristal et/ou provoqué l'apparition de zones à extinctions onduleuses orientées (localisées au niveau des cristallisations internes). Les mégacristsaux n'ont été que peu remobilisés par les contraintes ultérieures à leur mise en place.

C.2.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale

C.2.3.1. Echelle locale : le Complexe du Col de Montjoie

Les mégacristsaux des faciès porphyroïdes sont tous des phénocristsaux plutoniques formés à grande profondeur, puis développés et mis en place à un niveau plus élevé. On peut noter une évolution du Nord au Sud, similaire à celle observée pour les gneiss de Pussy - Plan du Col : la topographie actuelle recoupe les formations porphyroïdes et y révèle des faciès mis en place à profondeur croissante. On peut dire que l'on "descend" dans les gneiss porphyroïdes qui, avant métamorphisme, devaient être des granitoïdes porphyroïdes.

C.2.3.2. Comparaison avec les gneiss de Pussy - Plan du Col

Seules peuvent être comparées entre elles la bande occidentale des gneiss de Pussy - Plan du Col et la formation porphyroïde du complexe du Col de Montjoie. La bande orientale des gneiss de Pussy ne contient pas assez de faciès porphyroïdes, il paraît plus intéressant de la rapprocher de certains granitoïdes de la Lauzière (cf. A.3.3.2, ch. II). Comme nous l'avons noté successivement pour chacune des deux séries, la topographie actuelle recoupe de plus en plus profondément une seule et même formation qui s'étendrait de Pussy - Plan du Col jusqu'à l'accident de Fond de France. En effet à notre avis le complexe du Col de Montjoie constitue la prolongation, vers le Sud, des gneiss de Pussy - Plan du Col zone ouest. Les cristaux les plus superficiels se situent dans le secteur du Charvet (exception faite de la plutonite) et les moins superficiels au niveau du Col de Montjoie. Les divers critères mis en évidence au cours de cette étude permettent de réunir, au sein d'une même unité, les faciès porphyroïdes majeurs du secteur Belledonne Nord.

D. Géochimie des faciès à mégacristsaux du secteur Belledonne Nord

D.1. Cas des éléments majeurs

L'étude géochimique a porté presque exclusivement sur les faciès porphyroïdes. Nous nous sommes servi des analyses effectuées, sur roches totales, par Y. Siméon (1979) et E. Poncerry (1981). Nous les avons complétés par des analyses de mégacristsaux isolés de la mésostase.

D.1.1. Roche totale

Nous avons utilisé les diagrammes géochimiques suivants :

. $A1K = f(A1Na)$, (H. de La Roche, 1972) dans lequel $A1K = A1/3 - K$ et $A1Na = A1/3 - Na$ (fig. n° 36)

. $Q = f(A)$, (H. de La Roche et al, 1974) où $Q = Si/3 - (K+Na+2/3 Ca)$ et $A = A1 - (K+Na + 2 Ca)$ (fig. n° 37)

. $QF-FB$, (H. de La Roche, 1972) avec $Q = Si/3 - (K+Na + 2/3 Ca)$; $F = K - (Na + Ca)$ et $B = Fe + Mg + Ti$ (fig. n° 38)

. $A2 = f(A4)$, (H. de La Roche, 1978) où $A2 = (A1-K) + (Fe-Mg) - 4 Ca$ et $A4 = (A1 - K) - (Fe-Mg) - 2 Na$ (fig. n° 39).

Pour éviter une surabondance de diagrammes, nous n'avons gardé dans ce mémoire que les plus significatifs. Dans QFB (fig. n° 40) les faciès porphyroïdes montrent une augmentation des teneurs en alcalins du Nord vers le Sud. Les faciès du complexe du Col de Montjoie ont des compositions plus homogènes que les gneiss de Pussy. En effet ils forment un nuage centré sur le pôle adamellite alors que les gneiss de Pussy ne possèdent pas de pôle défini vu l'étalement des points représentatifs.

Cette légère disparité de comportement apparaît aussi dans le diagramme $A_2 = (A_1)$ (fig. n° 41) dans lequel les points se localisent dans le champ des granitoïdes et dérivés métamorphiques des shales. Il semble donc y avoir une légère tendance sédimentaire pour ces faciès.

D.1.2. Mégacristsaux

Après calcul de la norme CIPW, les valeurs Or, Ab, An ont été reportées, après réajustement à 100 %, dans le diagramme $KAlSi_3O_8 - CaAl_2Si_2O_8$ (Yoder et al 1957, Morse 1970, Franco et Schairer 1951) (fig. n° 42 et 43). Les mégacristsaux ont des compositions qui les situent toutes dans le domaine des feldspaths alcalins (sodi-potassiques), la teneur maximale en n'excédant pas 10 %. Les résultats des analyses chimiques confirment l'hétérogénéité constatée lors de l'examen des lames minces. Cette dernière existe aussi bien à petite qu'à grande échelle. En effet aussi bien au niveau des "cumulats" que des gneiss porphyroïdes, des mégacristsaux proches (au niveau de l'affleurement), peuvent avoir des compositions très différentes. Ainsi certains sont proches du pôle albitique alors que d'autres sont franchement potassiques. Il est donc difficile d'explicitier, à partir de la microscopie et de la géochimie des éléments majeurs, l'albitisation poussée des cristaux car celle-ci est présente à la fois dans les "cumulats" ("feldspathites" de type 1) et dans les gneiss porphyroïdes, mais de manière non constante. Elle n'est donc pas liée à un tel mode de mise en place ("cumulat" ou mégacristsaux dispersés), l'étude microscopique a montré que les perthites étaient de croissance, dues à une syncristallisation alternée sodi-potassique. En tous cas la diffraction RX et l'analyse chimique prouvent que le phénomène observé en lames minces n'est pas lié à un effet de coupe, tel que la localisation des lames dans un front de croissance où il y aurait eu cristallisation d'une perthite de croissance associée ou non à des piégeages de liquides magmatiques. De plus, la répartition dans le diagramme, des points représentatifs des divers mégacristsaux, conforte l'hypothèse qu'on a une seule et même formation \pm différenciée, pour les gneiss de Pussy - Plan du Col et les faciès porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie.

D.2. Oligoéléments

Les éléments suivants : Rb, Sr, Ni, Co, V, Cr ont été dosés dans tous les échantillons alors que U, Th, Pb ne l'ont été que dans quelques gneiss du massif de la Lauzière. Les diagrammes $K = f(Rb)$, $K/Rb = f(Rb)$, $Rb = f(Sr)$ et $Sr = f(Ca)$ ont été employés pour appréhender le comportement des éléments en traces dans les faciès porphyroïdes. Ba n'a été dosé dans aucun échantillon. Nous n'avons figuré que le diagramme $K/Rb = f(Rb)$ (fig. n° 44) qui est le plus représentatif du comportement des éléments en traces. On constate que deux points de l'orthogneiss de Cevins se dissocient, ceci est lié au fait qu'ils correspondent à un faciès d'enclave. Les faciès ont, pour la plupart des teneurs assez homogènes en K et Rb, ils correspondraient à des granites perthitiques et/ou leucocrates. La courbe sur laquelle ils se placent, recoupe les courbes de référence.

D.3. Conclusion de l'étude géochimique

L'étude géochimique permet de mettre en évidence :

- l'homogénéité de la bande ouest des gneiss de Pussy - Plan du Col,
- la parenté des précédents avec les faciès porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie,
- la tendance basique des faciès de la bande est de Pussy - Plan du Col, comme l'avait déjà noté Y. Siméon (1979).

Les faciès se localisent dans des domaines mixtes ; à la fois magmatiques et sédimentaires. Cependant la parenté géochimique, mise en évidence sur les diagrammes, s'accompagne d'une évolution du Nord au Sud.

D.4. Comparaison avec l'étude pétrographique

La géochimie individualise des ensembles qui correspondent aux unités mises en évidence par l'étude minéralogique, dans le secteur Belledonne Nord les variations géochimiques sont donc symptomatiques de la pétrographie. Mais en ce qui concerne l'origine des formations, il n'y a pas totale concordance, la minéralogie nous permet de supprimer l'ambiguïté ortho ou para-dérivée. Ainsi les gneiss de Pussy - Plan du Col zone ouest proviennent de la déformation et la recristallisation partielle d'un granite à feldspath alcalin qui, pétrographiquement correspond à une intrusion granitique porphyroïde superficielle. Cette dernière présente des affinités géochimiques et pétrologiques avec les gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie. Ceux-ci représentent les faciès plus profonds de la même intrusion. Les faciès de la bande est des gneiss de Pussy - Plan du Col ont des compositions à tendance basique. L'étude minéralogique du gneiss amphibolique de Pussy conforte cette hypothèse. En effet la granodiorite porphyroïde qui, après métamorphisme, est devenue le gneiss de Pussy, possède bien une composition à tendance basique. De plus elle présente des affinités, tant géochimiques que pétrographiques avec les faciès basiques porphyroïdes du complexe de Saint Colomban que nous étudierons dans le chapitre III.

CHAPITRE III

ETUDE DU SECTEUR BELLEDONNE SUD

- A. FACIÈS PORPHYROÏDES DU COMPLEXE DE SAINT-COLOMBAN
- B. MASSIF DES SEPT-LAUX
- C. GÉOCHIMIE DES FACIÈS PORPHYROÏDES DU SECTEUR BELLEDONNE SUD.

" C'est avant tout la poursuite de l'expérience qui importe, la raison suivra toujours, son bandeau phosphorescent sur les yeux".

Auguste Le Breton

Chapitre III. Etude du secteur Belledonne Sud (fig. n° 17)

Au-delà de la rive gauche de l'Arc, les faciès à mégacristsaux sont surtout abondants dans le complexe de Saint Colomban ; quelques passées s'observent également dans la série des gneiss situés à l'Ouest du granite des Sept Laux (D. Gasquet, 1979). Le granite de la cascade des Sept Laux (JL. Verjat, 1980) présente un faciès porphyroïde. Une pegmatite à feldspath noir mégacristallin apparaît près du contact granite-encaissant.

A. Faciès porphyroïdes du complexe de Saint Colomban

Ce complexe, où les faciès à mégacristsaux sont les plus abondants, est bordé à l'Est par le Lias et à l'Ouest par la Série Verte supérieure qui réapparaît. Il s'étend entre Champoudru au Nord (cf. Belledonne Nord) et Chal au Sud. (fig. n° 45 et n° 46). Plusieurs faciès contiennent des mégacristsaux de feldspath alcalin. La galerie EDF Arc-Isère a traversé des gneiss ocellés, des gneiss granitoïdes, des migmatites porphyroïdes, des granites porphyroïdes, des granodiorites et diorites porphyroïdes. Mais en surface, tous les faciès n'affleurent pas ; ce sont les granites et granodiorites porphyroïdes qui sont prépondérants.

Nous n'étudierons pas dans le détail les autres faciès à tendance porphyroïdes cités précédemment, du fait de leur moindre extension d'une part et de la taille réduite de leurs mégacristsaux d'autre part. Leurs descriptions macroscopique, microscopique ainsi que leurs caractéristiques géochimiques sont à consulter dans la thèse de D. Gasquet (1979).

A.1. Pétrographie des faciès à mégacristsaux de feldspath alcalin

A.1.1. Aspect macroscopique de l'échantillon

Les granites porphyroïdes, jamais équants, possèdent une foliation très fruste. Ce sont eux qui contiennent les mégacristsaux les plus gros et à contours automorphes les plus nets. La roche est de couleur gris clair à sombre suivant la proportion de minéraux quartzo-feldspathiques dans la mésostase. Les mégacristsaux centimétriques sont parfois orientés mais la plupart sont répartis de manière anarchique (fig. n° 47).

Les granodiorites et diorites porphyroïdes, de couleur vert sombre, ont une mésostase grenue dans laquelle la proportion de mégacristsaux, millimétriques à centimétriques, varie en fonction inverse, à la fois de volume des cristaux et de l'abondance de la fraction quartzo-feldspathique de la mésostase.

Localement des pseudo-feldspathites peuvent être observées mais les cristaux automorphes sont de petite taille (section $< 1 \text{ cm}^2$). Des filons pegmatitiques (notamment à feldspath rosé massif) peuvent recouper ces faciès.

A.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon

Les "granites" porphyroïdes correspondent à des granites déformés et orientés. En effet, ils ont une texture ocellée parfois même grenue à tendance porphyroïde. Les "yeux" peuvent être formés soit par des mégacristsaux de feldspath potassique soit par des plagioclases de taille supérieure au grain moyen de la mésostase. Dans ce dernier cas les sections n'excèdent pas $0.5 \times 0.5 \text{ cm}$. Le grain de la roche est très variable selon la richesse en séricite ; les faciès très sériciteux ont un grain très fin par rapport aux "granites" sains. La roche possède une foliation fruste, la mésostase "moulant" les mégacristsaux. Dans la mésostase, entourant les mégacristsaux, on a tantôt des rubans quartzo-feldspathiques, tantôt des lits de phyllites en proportion variable. Ces derniers ne possèdent pas de queues de cristallisation car la mésostase forme comme un régiment autour des mégacristsaux. Ceux-ci sont composés de microcline maclé ou non. Le faciès granitique est caractérisé par la présence de biotite brune (teneur en Fe variable), hornblende verte (ponctuelle), chlorites, muscovite (parfois). Les plagioclases de la mésostase sont riches en micas blancs et microgermes altérés (ils forment parfois des zonations). Ils sont finement maclés. Le quartz est hétérogranulaire, à contours xénomorphes. Les minéraux accessoires sont : calcite, séricite, micas blancs, épidotes (pistacite, clinozoïsite, allanite), sphène, apatite, minéraux opaques. Ils peuvent exister, de même que les phases principales de la mésostase, en inclusions dans les mégacristsaux potassiques.

Les granodiorites et diorites porphyroïdes ont une texture grenue porphyroïde. Le grain de la mésostase est moyen (de l'ordre de 1 mm). De même que dans les granites, les plagioclases peuvent former des "mégacristsaux" associés à ceux de microcline. Les faciès sont caractérisés par leur très grande richesse en hornblende verte (parfois maclée). En ce qui concerne la mésostase, on remarque en particulier les points suivants :

- les plagioclases peuvent être limpides et à individus de la macle très développés,

- la biotite brun vert à vert est prédominante,

- la muscovite est absente. Les mégacristsaux sont quelquefois bordés par de fins granules (qqz 100 μ m) de quartz. Les minéraux accessoires et en inclusions dans les mégacristsaux sont de nature identique à ceux des "granites" porphyroïdes.

A.1.3. Relations mégacristsaux-mésostase

Les mégacristsaux de feldspath potassique ne sont orientés que dans les "granites" porphyroïdes ; leur plus grand axe étant alors disposé dans la foliation. Quel que soit le faciès, ils ont tous un aspect automorphe à l'oeil nu alors qu'au microscope leur bordure est xénomorphe et indentée.

Des facettes terminales de croissance existent mais elles sont peu développées. Elles peuvent se trouver au contact avec des plages de myrmékite. En effet cette texture est fréquente sur les pourtours des mégacristsaux. Dans la plupart des cas les mégacristsaux sont entourés non par une phase minérale unique mais par l'ensemble des minéraux constituant la mésostase. Ils ne possèdent pas de queues de cristallisation. Les remplissages de fissures sont de nature variée : albite (fissures internes au cristal), quartz ou minéraux provenant de la mésostase (fissures communiquant avec l'extérieur).

A.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspath alcalin

A.2.1. Caractères macroscopiques

Dans les granites porphyroïdes, les mégacristsaux sont automorphes à subautomorphes. Ils sont souvent maclés Carlsbad. Ils ne sont pas moulés par la mésostase bien que celle-ci soit légèrement foliée. Les sections (O1O) sont les plus fréquentes, leur taille varie de 2.5 x 2.5 cm à 1.5 x 1 cm, elles sont à contours losangiques. Les sections (OO1) mesurent de 2.5 x 1 cm à 1.5 x 0.5 cm, et sont à contours rectangulaires. Les cristaux sont de couleur blanche. Ils contiennent des minéraux inclus en faible quantité : ferromagnésiens au coeur du cristal, plagioclases le long des fronts de croissance situés vers les parois externes du cristal. Les fissures thermiques sont soit sèches, soit cimentées quand elles ont été réactivées par la tectonique ultérieure.

Les mégacristsaux des granodiorites et des diorites sont automorphes. Ils peuvent être de petite taille (section $< 1 \text{ cm}^2$), à allure rectangulaire. Ils sont alors blanchâtres à beiges, et répartis de manière quelconque dans la mésostase. Les seules inclusions sont des plagioclases disposés en auréoles concentriques qui correspondent à des fronts de croissance. Les fissures thermiques sont sèches. Ces mégacristsaux peuvent être associés à d'autres de taille plus importante mais il est plus fréquent de les rencontrer dans des faciès distincts.

En effet les mégacristsaux plus développés se trouvent plutôt dans les granodiorites. Ils sont automorphes à contours hexagonaux pour les sections (OO1). Ces dernières mesurent de 2 x 1 cm à 2.5 x 1 cm. Les sections (O1O) sont losangiques et mesurent de 1.2 x 7 cm à 2.5 x 2 cm. Certains cristaux sont maclés. Leur couleur peut être rose pâle à blanc laiteux, certains étant transparents. Suivant les teintes, les minéraux inclus sont plus ou moins visibles. Les minéraux ferromagnésiens se disposent plutôt au coeur du cristal alors que les plagioclases se localisent le long des fronts de croissance plus externes. Les fissures thermiques sont fines, sèches et peu nombreuses.

A.2.2. Caractéristiques microscopiques

Ils sont donnés pour les mégacristsaux de deux faciès :

- les tableaux n° 53 et 58 indiquent, de façon succincte les caractères macroscopiques de chaque faciès et les caractères microscopiques des mégacristsaux qu'il contient,

- les tableaux n° 54 et 55 contiennent l'étude détaillée des sections (OO1) et (O1O) des mégacristsaux d'un faciès et les tableaux n° 59 et 60 celle des mégacristsaux de l'autre faciès,

- les tableaux n° 56 et 57 donnent les résultats de l'examen des inclusions dans les sections (OO1) et (O1O) des mégacristsaux du premier faciès et les tableaux n° 61 et 62 ceux de l'autre faciès.

A.2.3. Conclusion à l'étude microscopique

Les mégacristsaux des granodiorites étudiées correspondent à des feldspaths potassiques qui se sont formés à grande profondeur. En effet, ils présentent des fronts de croissance (10 $\bar{1}$), (101) ; des paragenèses, peu riches en minéraux hydroxylés au coeur du cristal ; des fissures thermiques à degré de triclinicité moyen (33 % à 52 %). Ils ont poursuivi leur croissance dans un niveau structural plus élevé. Le changement de niveau structural est visualisé par une modification du tracé des fronts de croissance, d'abord rectilignes et microfissurés, puis courbes contre les syncristallisations postérieures. Ceci est l'indice d'un même régime régnant pendant longtemps (coeur des cristaux à fronts droits) suivi par une remontée rapide. La croissance des cristaux s'est terminée dans le niveau élevé qui correspond aussi au niveau de mise en place de l'intrusion granodioritique, ou à un niveau de cette dernière, en partie érodée après sa mise en place. Ce niveau est caractérisé par l'existence :

- de fronts de croissance (20 $\bar{1}$), (201) ;

- une microfissuration des fronts de croissance à partir des cristallisations internes ;

- des fissures thermiques à fort degré de triclinicité (70 % à 80 %).

La déformation cassante n'a pratiquement pas affecté les cristaux, elle a réemprunté le tracé de la fissuration thermique sans fragmenter les cristaux.

Les recrystallisations sont absentes, les métamorphismes ultérieurs étant d'un stade trop faible. Le faciès actuel est donc celui d'origine : une granodiorite moyennement profonde mise en place en au moins deux fois.

A.3. Conclusion à l'échelle locale

Les formations porphyroïdes du complexe de Saint Colomban Des Villards ne correspondent pas aux faciès étudiés dans le secteur Belledonne Nord. Ils peuvent cependant être comparés avec eux. Les faciès de granodiorites porphyroïdes de Saint Colomban Des Villards pourraient représenter la roche originelle qui, après métamorphisme, acquiert un faciès de gneiss porphyroïde à amphibole tel que celui étudié à Pussy. De plus, un lien possible avec les granodiorites du Colomban et les granitoïdes de Champoudru les Chavannes (massif de la Lauzière) peut être envisagé. Ainsi apparaît une seconde unité, relayant celle située au Nord de l'Accident de Fond de France, correspondant à une tendance basique et à des magmas plus profonds.

B. Massif des Sept Laux

Dans les terrains cristallins du Sud Est de Belledonne, à l'ouest du col du Glandon, seuls le granite porphyroïde des Sept Laux et les veines pegmatitiques, observées dans l'encaissant du granite et génétiquement liées à ce dernier, contiennent des

mégacristsaux de feldspath bien développés (fig. n° 48 et 49). L'encaissant du granite correspond à la prolongation de la bande des gneiss occidentaux (D. Gasquet, 1979), présente plus au Nord, et de la bande de $\beta\gamma$ définie par J.C. Barféty (esquisse géologique de la carte La Rochette 1/50000, document inédit)*

* $\beta\gamma$: zone de bordure hétérogène à injections granitiques nombreuses, filons de leucogranites, pegmatites traversant des gneiss fins à deux micas et des gneiss porphyroïdes à porphyroblastes de microcline.

B.1. Le granite porphyroïde

Cartographiquement, le granite porphyroïde de la cascade des Sept Laux apparaît sous forme d'un amas ovoïde à extension restreinte dans le granite moyen, liné et à biotite, qui forme la masse principale du granite des Sept Laux.

Nous n'étudierons pas les séries encaissantes du granite liné car elles ne contiennent pas de mégacristsaux de taille comparable à ceux des autres formations mégacristallines.

B.1.1. Pétrographie de l'échantillon

B.1.1.1. Aspect macroscopique

La trame de la roche est grossière à moyenne. Les faciès les plus grossiers contiennent des mégacristsaux de taille très réduite ; le grain est légèrement supérieur à celui de la mésostase. La roche est plus ou moins sombre suivant les proportions respectives de biotite et de mégacristsaux. La couleur peut varier du gris clair au vert noir (dans le cas du granite porphyroïde associé aux enclaves gneissiques). En patine les mégacristsaux sont parfois difficilement différenciables de l'ensemble de la roche qui acquiert une teinte beige jaunâtre. Les mégacristsaux centimétriques sont répartis de manière anarchique. Le granite porphyroïde englobe des enclaves surmicacées et des enclaves gneissiques. Il est recoupé par des filons hololeucocrates (fig. n° 50).

B.1.1.2. Aspect microscopique

La texture est parfois légèrement foliée, les mégacristsaux ont un faux aspect ocellé. Les principales phases minérales sont : biotite (brune à brun vert), quartz hétérogranulaire et à extinction parfois roulante, plagioclases, muscovite et chlorites. Les plagioclases sont assez souvent zonés, pas ou peu altérés. La plupart des cristaux sont engrenés et à contours xénomorphes. Les minéraux accessoires sont : apatite, minéraux opaques, rutil (dans la biotite), épidotes (clinozoïsite). Le feldspath potassique est pratiquement inexistant dans la mésostase. Le faciès d'endomorphisme des enclaves gneissiques contient en plus : hornblende verte, sphène † leucoxène, calcite (p.m. A6696 galerie EDF Arc-Isère)

B.1.1.3. Relations mégacristsaux-mésostase

Les mégacristsaux ont des bordures xénomorphes, exemptes de facettes terminales de croissance. Ils ne possèdent pas de queues de cristallisation. Même lorsque la texture est légèrement foliée, ils ne sont pas moulés par la mésostase. Les mégacristsaux ne sont pas entourés par une phase minérale particulière. Bien que des plages de myrmékite soient observables dans la mésostase, cette cristallisation d'eutectoïdes n'est pas présente au contact mégacristsaux-mésostase. Les cristaux ne possèdent pas de fissures en communication avec la mésostase.

B.1.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins

B.1.2.1. Description macroscopique

Les mégacristsaux sont automorphes à subautomorphes. Ils sont parfois maclés Carlsbad. Ils sont allongés selon $[001]$. Les sections (001) sont les plus fréquentes à l'affleurement. Leur taille varie de 1,5 x 0,5 cm à 2 x 1,5 cm. Les sections (010) varient de 2 x 1 cm à 3 x 1 cm. Les cristaux sont de couleur blanche. Ils contiennent des inclusions en assez faible quantité. Ces dernières (minéraux ferromagnésiens et plagioclases) sont disposées le long des fronts de croissance dans une mince zone près des parois des mégacristsaux. Les fissures thermiques sont nettes, soit sèches, soit colmatées. Les mégacristsaux ne semblent pas avoir été affectés par la tectonique.

B.1.2.2. Caractères microscopiques

Ils sont réunis dans plusieurs tableaux :

- le tableau n° 63 réunit les caractères macroscopiques du granite et les caractères microscopiques des mégacristsaux qu'il contient,
- les tableaux n° 64 et 65 contiennent l'étude détaillée des caractéristiques microscopiques des sections (001) et (010) des mégacristsaux,
- les tableaux n° 66 et 67 fournissent les résultats de l'étude des inclusions dans les sections (001) et (010) de ces mêmes mégacristsaux.

B.1.2.3. Conclusion de l'étude microscopique

Les mégacristsaux du granite porphyroïde correspondent à du feldspath potassique qui s'est formé à très grande profondeur, le niveau structural d'évolution est caractérisé par l'existence de fronts de croissance (101). Les cristaux ont été légèrement remontés au cours de leur croissance, ce changement de profondeur a provoqué une légère microfissuration des fronts de croissance à partir des cristallisations internes. Mais les cristaux sont restés dans un niveau structural profond car ils ne présentent que des fronts (101) et $\{110\}$. Ce niveau correspond également au niveau de mise en place du granite porphyroïde. Ce dernier n'a pas subi de métamorphisme ultérieur, il n'a été que légèrement affecté par la déformation cassante. Cette dernière est peu visible dans les mégacristsaux. L'étude microscopique nous permet donc de dire que les mégacristsaux sont des phénocristsaux plutoniques qui appartiennent à un granite porphyroïde profond mis en place en une fois. Ce granite pourrait correspondre à l'équivalent, non métamorphique, et peut être un peu plus profond, des gneiss porphyroïdes méridionaux du complexe du Col de Montjoie.

B.2. La pegmatite à mégacristsaux de feldspath noir

Les passées pegmatitiques riches en feldspath noir apparaissent dans la série du Rissiou-Rocher Blanc ("équivalent" géographique de la bande $\beta\gamma$ définie plus au Nord au contact avec le groupe de Saint Rémy). Il est à noter que ce phénomène ne se produit qu'à proximité du massif granitique et fréquemment en association avec des filons intrusifs de granite à biotite dans son encaissant.

B.2.1. Pétrographie de l'échantillon

B.2.1.1. Description macroscopique

Cette pegmatite correspond à l'une des dernières manifestations filoniennes du magma granitique. Outre ses feldspaths de couleur noire caractéristique, elle est riche en biotite et en muscovite. La couleur de la roche est gris † noir. Cette pegmatite contient des grenats de couleur rose saumon, de taille millimétrique, répartis en petits "lits" parfois associés à des placages verdâtres (séricite fibreuse). Localement, par suite d'un enrichissement en K, elle peut passer à une pegmatite à feldspath noir et muscovite (datation radiométrique K/Ar 257 ± 13 Ma). La pegmatite est parcourue par un réseau de fins filonnets blancs. Il arrive que les mégacristsaux ne soient pas individualisés ; ils forment alors un véritable filonnet feldspathique massif. Par cassures suivant les clivages, il donne des pseudocristsaux (fig. n° 51).

B.2.1.2. Aspect microscopique

La pegmatite est surtout caractérisée par la présence des grenats, parfois fragmentés. En effet le feldspath, noir à l'oeil nu, ne montre pas de couleur particulière au microscope. Il ne contient qu'une concentration importante de microgermes qui lui donnent un aspect sale. Il est peu poecilitique mais très perthitique. Les autres minéraux de la mésostase sont : plagioclases, biotite, muscovite, chlorites, quartz et parfois apatite. La texture est grenue, hétérogranulaire. Les grains ont des contours † anguleux et sont bien engrenés les uns dans les autres. Des plages de myrmékite sont observables dans la mésostase. Les mégacristsaux, rares, ne présentent pas de facettes terminales de croissance. La phase potassique présente des macles de Carlsbad et aussi de Baveno (indice d'évolution poussée).

B.2.1.3. Relations mégacristaux-mésostase

Du fait du type de gisement et d'association minérale, il n'est pas possible de définir une mésostase, les cristaux sont tous contemporains les uns des autres.

B.2.2. Mégacristaux de feldspath noir

B.2.2.1. Aspect macroscopique

Ces mégacristaux noirs, sont automorphes mais rares. Ils sont maclés Carlsbad, parfois Baveno. Ils sont trapus et de grande taille. Le plus gros cristal observé mesure 7.5 x 6.5 x 5 cm. D'autres ont des tailles proches de 4.5 x 4 cm. Les gros cristaux sont tous maclés.

Les mégacristaux n'ont pas une teinte uniforme, celle-ci est répartie en "filets" qui peuvent être blancs ou noirs avec tous les intermédiaires de gris. Les minéraux inclus sont très rares voire inexistants. La seule microtexture observable à l'œil nu correspond aux fissures thermiques fines et denses.

Des feldspaths de même nuance existent dans d'autres faciès mais ils ne sont pas mégacristallins. La couleur noire est due à la réfraction de la lumière sur des microdomaines de cristallisation ou de recristallisation ; elle varie en fonction de la taille des microdomaines (A. Havette et S. Wilhelm, communication orale).

B.2.2.2. Caractères microscopiques

Cette étude a été faite essentiellement pour servir d'élément de comparaison avec les autres faciès, tous plutoniques.

- le tableau n° 68 indique, de façon succincte, les caractères macroscopiques de la pegmatite et les caractères microscopiques des feldspaths qu'elle contient,

- les tableaux n° 69 et 70 contiennent l'étude détaillée des caractéristiques des sections (001) et (010) des feldspaths,

- les tableaux n° 71 et 72 indiquent la nature et la localisation des inclusions dans les sections (001) et (010) de ces mêmes feldspaths.

B.2.2.3. Conclusion de l'étude microscopique

L'étude a permis de mettre en évidence des critères d'évolution tardive : macles de Baveno, lames de perthites {110} délimitant des zones en compression à fines lamelles d'Ab. Ces microtextures se retrouvent, pro parte, dans les mégacristaux de l'orthogneiss de Cevins. Les diverses microtextures indiquent un taux de contraintes moyennement élevé, qui a favorisé la formation de perthites en lames. La pegmatite correspond à un régime hydrothermal avec mise en place au niveau de la surface ou en sub-surface. Elle n'a pas subi de déformation ni de recristallisations ultérieures.

B.2.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale

B.2.3.1. Synthèse pour le massif des Sept Laux

L'ensemble du massif contient peu de formations à mégacristaux de feldspath alcalin, il est donc difficile d'établir des comparaisons et des corrélations. En effet, on ne peut relier la pegmatite avec le granite porphyroïde car les mégacristaux ne sont pas comparables. Il est toutefois probable que la pegmatite correspond au stade ultime d'évolution de la lignée magmatique qui a d'abord produit le granite porphyroïde.

B.2.3.2. Comparaison avec les faciès du Complexe de Saint Colomban

Comme nous l'avons déjà indiqué (cf. A.3. ch III), nous séparons les faciès porphyroïdes du complexe de Saint Colomban, à dominante basique, des autres formations à mégacristaux. Il n'y a donc pas, à notre avis, de corrélations entre les granodiorites porphyroïdes et les gneiss ou granites porphyroïdes (tendance acide) situés dans la partie ouest du massif de Belledonne.

C. Géochimie des faciès à mégacristaux du secteur Belledonne Sud

C.1. Cas des éléments majeurs

De même que dans le secteur Belledonne Nord, nous avons utilisé les analyses effectuées lors de travaux antérieurs (D. Gasquet, 1979 et JL. Verjat, 1980) sur l'ensemble des faciès porphyroïdes, y compris celles portant sur des séries non étudiées par nous-mêmes (cf. conditions restrictives à l'étude des mégacristaux). Nous nous sommes servi des quatre diagrammes déjà employés précédemment.

Les diagrammes QFB (fig. n° 52) et $A_2 = f(A_1)$ (fig. n° 53) sont symptomatiques du comportement des points représentatifs des roches.

Ainsi, à l'exception des faciès du groupe de Saint Rémy qui se différencient légèrement des autres roches (comportement peut être lié au fait que ces faciès sont \pm gneissiques), les faciès porphyroïdes du secteur Belledonne Sud correspondent à des roches de composition calco-alcaline à intermédiaire. Les points restent dans les champs magmatiques où seule la pegmatite à feldspath noir se dissocie du fait d'une plus grande richesse en alcalins.

C.2. Cas des oligoéléments

Seuls les diagrammes $K/Rb = f(Rb)$ (fig. n° 54) et $Sr = f(Ca)$ (fig. n° 55) sont représentatifs du comportement des éléments en traces dans les faciès analysés.

Ainsi (fig. n° 54) les faciès porphyroïdes du complexe de Saint Colomban s'individualisent suivant une courbe (Belledonne Sud (1)) intermédiaire entre celle de fusion d'un gneiss (Dupuy, 1972) et celle des granitoïdes de Corse (Carron et al, 1973). Par contre le granite porphyroïde des Sept Laux a des teneurs constantes en Rb (de l'ordre de 100 ppm.), il se place sur une droite (Belledonne Sud (2)) indépendante de la courbe précédente, à l'exception de quelques points.

De même le granite s'individualise des autres faciès dans le diagramme $Sr = f(Ca)$ (fig. n° 55), tous les points se placent sur une droite alors que les autres faciès forment un nuage.

C.3. Conclusion de l'étude géochimique

Dans le complexe de Saint Colomban, les faciès porphyroïdes sont tous d'origine magmatique. Les nuages représentatifs des divers faciès se recouvrent en totalité ou en partie. Il existe donc une certaine parenté géochimique. Les faciès analysés peuvent être considérés, à l'exception de la pegmatite, comme des granites calco-alcalins mais avec une évolution pétrogénétique différente d'une formation à l'autre. Cette différence d'évolution est visualisée par les éléments en traces (cf. C2).

C.4. Comparaison avec le secteur Belledonne Nord

Les divers diagrammes (fig. n° 56, 57, 58, 59) montrent une légère dissociation entre les deux secteurs matérialisée par la superposition partielle des divers nuages. Il est probable que le stock magmatique initial des faciès porphyroïdes soit commun pour Belledonne Nord et Belledonne Sud, mais l'évolution a été plus poussée (au sens de niveau structural d'évolution) au Nord qu'au Sud.

Les éléments en traces indiquent une évolution géochimique croissante depuis les gneiss de Pussy - Plan du Col, au Nord, jusqu'à la pegmatite à feldspath noir des Sept Laux, au Sud. Cette dernière montre une tendance plus alumino-potassique que l'ensemble des autres faciès. Cependant, la détermination des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux (P. Demeulemeester, 1982) : Saint Colomban (porphyroïde) faible : 0.7049 ± 0.0037 (2 σ) soit ≈ 500 Ma et granite des Sept Laux (non porphyroïde) : 0.7066 ± 0.0005 (2 σ) c'est-à-dire 322 ± 43 Ma (2 σ), montre que ces deux faciès sont différents. C'est pourquoi des mesures, concernant uniquement les faciès porphyroïdes seraient nécessaires pour déterminer si ceux du complexe de Saint Colomban et ceux du granite des Sept Laux proviennent d'une même chambre magmatique profonde. Comme l'avait noté E. Poncerry (1981), il semblerait que les faciès porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie soient intermédiaires (au point de vue géochimique) entre les gneiss de Pussy - Plan du Col et le complexe granito-migmatito-gneissique de Saint Colomban Des Villards.

Le granite d'Épierre et l'orthogneiss de Cevins se localisent, pro parte, dans les nuages de Belledonne Sud qu'ils semblent prolonger vers un pôle plus alcalin.

C.5. Comparaison avec l'étude pétrographique

La géochimie nous permet de préciser que, dans le secteur Belledonne Sud, le granite porphyroïde est considéré comme un granite à feldspaths alcalins. Les faciès granodioritiques à dioritiques, étudiés en microscopie, ont des compositions calco-alcalines. Les deux types de faciès présentent des affinités géochimiques avec les faciès étudiés dans Belledonne Nord, ainsi que des affinités pétrographiques. Mais pour préciser ces affinités, une étude microscopique de certains faciès du complexe de Saint Colomban et des analyses supplémentaires sont nécessaires, notamment des dosages des éléments en traces dans les mégacristsaux.

CHAPITRE IV

ETUDE DU SECTEUR GRANDES-ROUSSES

A. UNITÉ DE L'ALPETTA

B. FORMATION VOLCANO-SÉDIMENTAIRE DU LAC BLANC

C. GÉOCHIMIE DES FACIÈS PORPHYROÏDES DU SECTEUR GRANDES-ROUSSES

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

" Le cristal, donnant d'avance des leçons à l'homme en accueillant en soi les impuretés qui mettent en péril sa transparence et la rectitude ses axes : les épines de fer, les mousses de chlorite, les cheveux de rutile, et en poursuivant malgré elles sa limpide croissance ...".

Marguerite Yourcenar, *Discours sur le récipiendaire.*

Chapitre IV. Etude du secteur Grandes Rousses

Il n'y a pas de continuité apparente visible entre les formations à mégacristsaux de la chaîne de Belledonne et celles des Grandes Rousses. Le passage éventuel d'un massif à l'autre est masqué par le contact socle-couverture. Le Lias recouvre les terrains cristallins, notamment dans le secteur Col du Sabot-Col du Glandon.

Les formations à mégacristsaux affleurent principalement dans la partie occidentale du massif (fig. n° 60). Ils sont répartis dans l'unité de l'Alpetta, de part et d'autre du granite de Roche Noire et dans celle du Lac Blanc à l'Est du granite de la Fare. Ces deux unités ne présentent apparemment pas de continuité géographique et géologique avec les faciès "analogues" de la chaîne de Belledonne.

A. Unité de l'Alpetta

Elle est bordée à l'Ouest par un niveau repère de gneiss amphiboliques auquel font suite les schistes d'Huez-Vaujany, et à l'Est par les schistes du Chavannus dans la moitié septentrionale et par l'unité volcano-sédimentaire du Lac Blanc au Sud.

La subdivision de l'unité de l'Alpetta (L. Giorgi, 1979) en deux ensembles (ouest et est), basée sur la présence de la lame de granite de Roche Noire ne correspond sur le plan pétrographique qu'à des variations de faciès peu importantes (fig. n° 61 et 62). La limite entre les deux zones a été fixée par L. Giorgi (1979) à un niveau de gneiss à amphibole-sphène et/ou biotite-sphène.

A.1. Pétrographie des gneiss porphyroïdes

Ils sont bordés à l'Ouest par les gneiss amygdalo-oeillés.

Ils sont associés à des schistes et des roches quartzo-feldspathiques. Les descriptions macroscopiques et microscopiques de ces faciès ont été faites par L. Giorgi (1979).

A.1.1. Description macroscopique de l'échantillon

La partie occidentale présente un aspect "stratoïde" net souligné par des intercalations de bandes schisteuses (fig. n° 63) alors qu'à l'Est les niveaux schisteux sont plus diffus et l'aspect stratoïde n'apparaît que sur les polissages glacés.

Les gneiss porphyroïdes ont une trame très fruste dont la foliation n'apparaît parfois qu'à l'affleurement, notamment à l'Est où la mésostase non gneissique est la plus fréquente. La foliation est plus marquée près du contact avec les schistes du Chavannus et à proximité des bandes schisteuses.

C'est surtout la disposition \pm ordonnée des mégacristsaux en bandes parallèles qui donne une texture gneissique. En outre s'observent des alternances de "strates" à mégacristsaux peu nombreux mais de grande taille, et de "strates" à mégacristsaux abondants mais de petites dimensions. La couleur d'ensemble, due aux chlorites et à la biotite, est, sur la cassure, vert clair à l'Ouest et vert sombre à l'Est, alors que l'altération météorique donne une patine beige rosé identique dans les 2 bandes. La couche altérée peut atteindre jusqu'à 2 mm d'épaisseur. Localement ces gneiss peuvent être confondus avec la gratte de base du Trias qui englobe elle-même aussi des mégacristsaux de feldspaths (fig. n° 64).

A.1.2. Description microscopique de l'échantillon

Les gneiss porphyroïdes montrent une matrice \pm amygdaloïde ; laquelle contient des mégacristsaux de feldspath alcalin \pm glandulaires (oeillés). Les feldspaths de la mésostase ont un aspect clastique (plagioclases et feldspaths potassiques). Ils se présentent en général en grains isolés ou groupés au sein d'yeux polycristallins. Les plagioclases peuvent être ou non maclés et/ou zonés ; ils ont des contours émoussés. Ils sont toujours \pm séricitisés alors que les feldspaths alcalins, parfois perthitiques, sont mieux conservés. Ils sont poecilites (microgermes altérés). Le quartz est granoblastique, hétérogranulaire, xénomorphe. Il forme des grains séparés au milieu des autres minéraux

(biotite † chloritisée, chlorite, leucoxène, apatite, oxydes de fer, séricite et calcite dans les faciès plus altérés) ou des bandes flexueuses discontinues. Des plages de myrmékite sont parfois observables au contact feldspath potassique-plagioclase et/ou quartz.

A.1.3. Relations mégacrystaux-mésostase

Les cristaux ne sont que rarement indentés au contact de la mésostase. Ils présentent des contours subautomorphes à xénomorphes, où les facettes de croissance terminales ne sont que très peu ou pas observables quelle que soit la section présente. Les minéraux néoformés de la mésostase peuvent être observés à l'intérieur de fissures ouvertes dans le cristal (tectoniques et/ou thermiques). Les mégacrystaux sont bordés soit par de fins grains de quartz, soit par la mésostase (myrmékite fréquente dans ce cas).

L'aspect oeilé est dû aux queues de cristallisation en ombres de pression. Elles sont constituées par des "lames" flexueuses de quartz qui "moulent" les mégacrystaux et à l'abri desquelles cristallisent du quartz en grains isolés ainsi que des feldspaths (chlorite peu abondante).

A.2. Caractéristiques des mégacrystaux

A.2.1. Caractères macroscopiques

Les mégacrystaux se présentent en sections automorphes à subautomorphes. Certains ont une forme oeilée du fait de l'existence de queues de cristallisation essentiellement quartzo-feldspathique. Ces mégacrystaux sont quelquefois maclés Carlsbad, le plan de macle est parfois visible lorsque les sections sont rectangulaires et allongées (section subparallèle à la face (001)). Cependant le cas le plus fréquent correspond à des surfaces † losangiques (subparallèles à la face (010)) dans la partie occidentale (fig. n° 65), les sections rectangulaires devenant prédominantes près du contact avec les schistes du Chavannus (fig. n° 66). Cette prédominance, à l'affleurement, d'un type de section peut s'expliquer de plusieurs façons :

- les cristaux seraient allongés selon \vec{a} et à l'affleurement la face (001) serait statistiquement la plus fréquemment observée, et/ou la face (010) (suivant la forme présente). En réalité, dans la plupart des cas, ce sont plutôt des plans subparallèles à ces faces que ces dernières qui peuvent être observés. Cependant la topographie pourrait parfois favoriser l'apparition de faces en zone avec \vec{b} (sections pseudo-losangiques).
- les mégacrystaux auraient une forme très proche d'un cube. Toutes les faces auraient alors des contours losangiques et le volume obtenu correspondrait à un pseudo-cube dont les faces (001) et (010) auraient les mêmes possibilités d'être recoupées par la surface de la roche affleurante.

Les sections des cristaux varient à l'Ouest de (2 x 1 cm) à (5 x 1.5 cm) suivant la face présente : † parallèle à (010) ou à (001) et à l'Est de (1 x 0.5 cm) à (7 x 2.5 cm) pour une "face" (010) et (2 x 1 cm) à (5 x 2.5 cm) pour une face (001). La taille diminue progressivement vers l'Est jusqu'au contact avec les schistes du Chavannus (1 x 0.5 cm), les plus gros cristaux se rencontrant dans la zone des lacs Noir, Besson et Faucille. Les derniers sont plus fréquemment maclés que les petits individus (relation avec une limite minimale de développement volumétrique des mégacrystaux ?). La couleur des sections observées sur cassure fraîche est blanchâtre et/ou rosée. L'observation ponctuelle prouve que les cristaux peuvent être blanc pur, beige clair, rose clair, rose vif ou blancs avec des taches roses ou vice-versa. La variété blanchâtre est la plus représentée (la couleur est définie en faisant abstraction des minéraux inclus et de leur altération). La couleur rose n'est jamais homogène quelle que soit la nuance. Les plus gros cristaux sont aussi les plus teintés. Les mégacrystaux présentent pour la plupart des inclusions (biotite, chlorite, plagioclases, quartz), orientées ou non par rapport au réseau du cristal hôte.

Dans le premier cas l'orientation se fait parallèlement aux fronts de croissance et produit de fausses zonations concentriques. Il arrive que le zonage soit dû à une variation de la composition chimique mais cette possibilité est rarement réalisée. Cependant dans la région du lac Noir la zonation est très marquée.

Les mégacrystaux sont disposés approximativement avec leur plus grand axe disposé dans la foliation. Ils paraissent bien "conservés" par rapport à l'aspect de la mésostase. Lors de(s) épisode(s) tectonométamorphiques(s) postérieur(s) à leur formation, ils ont joué le rôle d'objets durs. Ils sont parfois découpés, le long de fissures préexistantes (thermiques), en plusieurs tronçons qui peuvent avoir bougé les uns par rapport aux autres (surtout dans les cristaux de taille réduite).

Les mégacrystaux recèlent presque tous des fissures thermiques, sèches ou ouvertes. Dans ce cas, et suivant la période d'ouverture des fissures, elles sont remplies soit par des minéraux d'altération soit par ceux de la mésostase. Ces fissures, accentuées en surface par l'altération météorique, correspondent à des plans potentiels de rupture.

A.2.2. Caractères microscopiques

Ils sont donnés, de façon succincte, dans le tableau n° 73, où sont indiqués en parallèle les caractères macroscopiques. Leur étude détaillée est reportée dans le tableau n° 74 pour la section (001) et le tableau n° 75 pour la section (010). L'analyse optique des inclusions de la section (001) est développée dans le tableau n° 76, celle des inclusions de la section (010) dans le tableau n° 77. Ces dernières sont de même nature que dans la section (001) ; seules diffèrent leur localisation et/ou leur abondance.

A.2.3. Conclusions de l'étude microscopique

Les mégacrystaux correspondent à un microcline intermédiaire montrant une variation de triclinicité symptomatique d'une modification de symétrie monoclinique → triclinique. Cette transformation est révélée par le changement dans l'orientation des fissures thermiques qui correspondent à deux degrés de triclinicité très différents (23 % et 80 %). Ce sont des monoblocs cristallins qui ont cristallisé à grande profondeur, caractérisée par la présence de fronts de croissance (10 $\bar{1}$), (101). Ils sont restés, dans ce niveau structural d'évolution profond, jusqu'à leur complet développement ; en effet il n'y a pas de microfissuration liée aux paragenèses disposées le long des fronts de croissance. Ces paragenèses sont assez riches en minéraux hydroxylés. Les mégacrystaux sont donc des phénocrystaux plutoniques. Ils ont terminé leur croissance dans le niveau structural défini ci-dessus. Ce niveau correspond peut être au niveau de mise en place de l'intrusion granitique porphyroïde originelle, mais il est aussi possible que celle-ci soit montée dans des terrains plus superficiels ces derniers ayant été enlevés par l'érosion.

La formation porphyroïde initiale a subi des déformations et de recristallisations ultérieures, mais les mégacrystaux n'ont été que faiblement affectés. Ils ont surtout subi les effets de la tectonique : celle-ci a repris les zones de faiblesse créées par l'état de contrainte thermique, et ainsi a pu fracturer les cristaux et déplacer légèrement les divers fragments. Mais, dans leur majorité, les mégacrystaux n'ont été que réorientés dans la foliation. L'étude microscopique nous permet donc de dire que ces mégacrystaux sont des phénocrystaux plutoniques qui appartiennent à la partie profonde d'une intrusion granitique porphyroïde ultérieurement déformée. Ce ne sont ni des porphyroblastes (s. str.) ni des porphyroclastes (cf. annexe 1) ni des cristaux appartenant à un ensemble volcano-sédimentaire.

A.3. Conclusion à l'échelle locale

Les gneiss porphyroïdes de l'Alpetta correspondraient à un granite porphyroïde déformé et faiblement métamorphisé. L'étude des mégacristsaux ne permet de préciser ni l'origine (chambre magmatique initiale), ni la localisation et la dynamique de mise en place de ce granite.

De même, il est impossible de quantifier les modifications subies par la mésostase lors du(es) événement(s) tectonométamorphique(s) postérieur(s) à la mise en place car les mégacristsaux ne sont que fracturés. C'est pourquoi nous excluons la possibilité d'une origine détritique et/ou volcanique pour ces mégacristsaux, en effet les critères macroscopiques et microscopiques indiquent une origine plutonique profonde et permettent donc de réfuter une possible provenance par "essorage pneumatique", hypothèses envisagées par L. Giorgi (1979).

Mais il est possible qu'une partie superficielle de ce granite ait été érodée et démantelée, pour être reprise et transformée, lors d'un cycle sédimentaire postérieur. Ce dernier, suivi d'événements tectonométamorphiques, dont les plus récents seraient alpins, aurait contribué à la formation de la gratte de base du Trias et peut être, pro parte, des gneiss porphyroïdes de la formation du Lac Blanc.

Quoi qu'il en soit, les mégacristsaux de l'Alpetta sont au moins hercyniens et, à notre avis, certainement plus anciens.

B. Formation volcano-sédimentaire du Lac Blanc

Elle est en contact sur sa bordure ouest avec, du Nord au Sud, les schistes d'Huez-Vaujany flanc ouest, les schistes du Chavannus, le granite de la Fare et enfin l'unité de l'Alpetta. Sur sa bordure orientale elle est en contact avec les micaschistes de la Haute Sarenne, localement le Houiller et le flanc est des schistes d'Huez-Vaujany.

Les gneiss à mégacristsaux de feldspath alcalin qui la constituent, pro parte, sont inclus dans l'ensemble des métasédiments associés aux métavolcanites (cf. L. Giorgi 1979 pour la description des faciès non porphyroïdes). Ces métasédiments regroupent les gneiss porphyroïdes à mégacristsaux (s. str.) et des métagrauwackes. Ces derniers comprennent un faciès grossier qui peut être classé dans les gneiss à mégacristsaux. Mais la "taille" des cristaux de feldspath, bien que nettement supérieure au gneiss de la matrice, n'est pas très développée (inférieure ou égale à 1 cm²). Nous n'étudierons donc pas ce faciès dans le détail, d'autant que les cristaux, de forme ocellée à automorphe, sont mal conservés et fréquemment cassés.

B.1. Pétrographie des faciès porphyroïdes

B.1.1. Observation macroscopique de l'échantillon

L. Giorgi (1979) a distingué 3 faciès de gneiss porphyroïdes dans la formation du Lac Blanc :

- gneiss à chlorite et biotite chloritisée,
- gneiss peu quartzeux à biotite, leucoxène, sphène et chlorite
- gneiss à amphibole-sphène et/ou biotite-sphène

Nous n'avons étudié que les faciès à mégacristsaux de grande taille, des affleurements discontinus au pied des falaises de la zone lac du Milieu-lac de la Fare. Ces gneiss se présentent, sur des polis glaciaires, sous forme de lentilles ± intercalées dans les autres faciès non gneissiques. Du point de vue macroscopique, ils sont sensiblement identiques à ceux des faciès porphyroïdes de l'unité de l'Alpetta. Cependant les mégacristsaux sont ici associés à des galets polycristallins de nature variée et la foliation de la roche est très fruste mais plus nette en coupe verticale (fig. n° 67 et n° 68).

B.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon

La mésostase présente approximativement les mêmes caractéristiques que celles des gneiss porphyroïdes de l'unité de l'Alpetta, exception faite d'une séricitisation plus intense, de l'existence des 3 faciès définis ci-dessus (cf. macroscopie), d'une altération plus intense qui induit l'apparition de calcite. Les yeux correspondent fréquemment à des agrégats polycristallins plagioclasiques ou potassiques.

B.1.3. Relations mégacristsaux-mésostase

Elles sont les mêmes que dans les gneiss porphyroïdes de l'unité de l'Alpetta, sauf l'abondance prédominante de la séricite qui moule les cristaux (au lieu de bandes flexueuses quartzeuses).

B.2. Caractéristiques des mégacristsaux

B.2.1. Aspect macroscopique

Les mégacristsaux ont, là encore, de nombreux caractères communs avec ceux de l'Alpetta : contours extérieurs auto- à subautomorphes, faux aspect ocellé, couleur, présence d'inclusions parfois orientées dans le cristal, disposition à "plat" dans la foliation, comportement vis-à-vis du métamorphisme et des déformations tectoniques, existence de fissures thermiques et/ou tectoniques. Cependant la taille des sections est plus réduite (2.5 x 1 cm) à (2.5 x 1.5 cm) en moyenne (extrêmes 1.5 x 0.5 cm et 3 x 1.5 cm) que dans la formation précédemment étudiée. Les sections les plus fréquentes sont celles subparallèles à (OO1). Les cristaux sont moins bien moulés par la mésostase ; ils sont rarement rosés, seuls les feldspaths de la mésostase sont parfois de teinte lie de vin. Les inclusions sont en nombre réduit, et rarement orientées. Les cristaux ne sont pas découpés ni décalés par les fissures.

B.2.2. Aspect microscopique

Les caractères microscopiques sont réunis dans plusieurs tableaux :

- le tableau n° 78 donne les principaux caractères microscopiques des mégacristsaux en parallèle avec le faciès macroscopique,
- les tableaux n° 79 et 80 détaillent les caractères microscopiques des sections (OO1) et (O1O) des mégacristsaux,
- les tableaux n° 81 et 82 détaillent l'étude des inclusions dans les sections (OO1) et (O1O) de ces mêmes cristaux.

B.2.3. Conclusion de l'étude microscopique

Les mégacristsaux observés correspondent à des cristaux de feldspath potassique qui ont été très affectés par les déformations cassantes postérieures à leur première mise en place.

Les microtextures observées : fronts de croissance (101), (10 $\bar{1}$) ; faible teneur en fluides des liquides magmatiques piégés au cours de la croissance, permettent de définir ces cristaux comme des phénocristsaux plutoniques issus d'un niveau structural d'évolution profond. Les mégacristsaux auraient continué leur croissance à un niveau plus élevé, ce dernier est caractérisé par : l'apparition de fronts de croissance (20 $\bar{1}$) et la microfissuration à partir de certaines paragenèses internes. De plus les mégacristsaux n'ont subi que de faibles chocs thermiques matérialisés par la faible proportion de fissures thermiques et la très grande quantité d'extinctions onduleuses orientées.

Les mégacristsaux ne sont pas, actuellement, dans leur formation d'origine. Cette dernière : un granite porphyroïde moyennement profond a dû être intégré pro parte, et à la suite d'un régime d'altération intense, dans la formation volcano-sédimentaire du Lac Blanc.

Cette dernière possède des affinités sédimentaires mais les mégacristsaux qu'elle contient sont hérités et à caractères magmatiques. Cet ensemble a été métamorphosé et déformé, ces contraintes ont cassé les mégacristsaux mais sans décaler les fragments.

B.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale

B.3.1. Echelle locale

Les mégacristsaux de feldspath proviendraient de la partie supérieure d'un granite porphyroïde. Ce dernier aurait pu être, pro parte, démantelé ; les mégacristsaux auraient alors été intégrés au sein d'une formation volcano-détritique, elle-même métamorphosée. La formation d'origine pourrait correspondre à la partie érodée du pluton porphyroïde de l'unité de l'Alpetta.

B.3.2. Interprétations antérieures et modifications pour le massif des Grandes Rousses

Le schéma d'évolution le plus récent proposé pour les Grandes Rousses est celui de L. Giorgi (1979) (fig. n° 69 et 70). Pour ce dernier la structure du versant occidental des Grandes Rousses correspondrait plutôt à une synforme déversée vers l'Ouest, la partie axiale étant occupée par la bande orientale de l'unité de l'Alpetta. D'après lui, l'unité de l'Alpetta et l'unité volcano-sédimentaire du Lac Blanc seraient stratigraphiquement équivalentes. Il base cette affirmation sur :

- la similitude des faciès porphyroïdes,
- l'existence d'un toit et d'un mur pour ces formations,
- l'aspect "stratoïde" des affleurements de gneiss porphyroïdes.

Pour lui, les mégacristsaux seraient donc hérités :

- soit d'un granite porphyroïde démantelé par l'érosion, puis remanié, associé à un volcanisme de faible puissance, l'ensemble étant ultérieurement repris par un ou des métamorphismes,
- soit d'une activité volcanique type Erebus avec essorage pneumatique (R. Clocchiati et al, 1976), le tout postérieurement métamorphosé.

Pour notre part nous n'adopterons pas les interprétations de L. Giorgi (1979) ni sur l'origine des gneiss porphyroïdes, ni sur la disposition structurale du versant ouest des Grandes Rousses. En effet, il n'y a pas de preuves certaines, ni pour une synforme, ni pour une antiforme. A notre avis la structure peut parfaitement être monoclinale. Tout ce que l'on peut dire c'est que :

- les gneiss porphyroïdes de l'Alpetta correspondent à un ancien granite porphyroïde déformé,
- les faciès à mégacristsaux du Lac Blanc sont postérieurs aux gneiss de l'Alpetta et associés aux venues rhyolitiques qui ont constitué le dôme des Petites Rousses.

C. Géochimie des faciès à mégacristsaux du secteur Grandes Rousses

C.1. Cas des éléments majeurs

Nous avons utilisé les analyses effectuées par L. Giorgi (1979), les diagrammes géochimiques employés étant les mêmes que pour le massif de Belledonne. Seuls les diagrammes $AlK = f(AlNa)$ et $Q = f(A)$ permettent de bien visualiser le comportement des deux formations : à la fois igné et sédimentaire. Le nombre restreint d'analyses ne permet pas d'en dire plus.

C.2. Cas des oligoéléments

Par suite d'erreurs analytiques, les valeurs indiquées par L. Giorgi (1979) ne peuvent être utilisées. Vu le nombre restreint d'analyses refaites, les déductions ne sont que provisoires. On note une légère augmentation, d'Ouest en Est, des teneurs en Sr et Rb des gneiss porphyroïdes de l'Alpetta.

C.3. Conclusions de l'étude géochimique

L'ensemble de l'étude a montré que les niveaux porphyroïdes dans les gneiss du Lac Blanc sont d'origine "volcano-sédimentaire". Ils correspondent au démantèlement d'un massif granitique et d'une unité volcanique dont les relations génétiques sont inconnues. L'hétérogénéité des faciès du Lac Blanc est confirmée par la grande variabilité des compositions chimiques. Ces gneiss porphyroïdes polycristallins ont des compositions très alcalines dues, en partie aux galets de rhyolites qu'ils contiennent.

Les deux formations : Alpetta et Lac Blanc ne sont pas équivalentes.

C.4. Comparaison avec les faciès porphyroïdes du massif de Belledonne

La formation de l'Alpetta possède des affinités avec les faciès de Belledonne Sud (fig. n° 71, 72, 73, 74) et plus particulièrement avec les gneiss porphyroïdes à biotite du complexe de Saint Colomban. Cependant, alors que les gneiss de Saint Colomban ne présentent aucune affinité sédimentaire, le granite déformé et orthogneissifié de l'Alpetta présente, lui, une légère tendance sédimentaire. La formation du Lac Blanc ne s'intègre à aucun groupement défini préalablement et pourrait provenir du démantèlement partiel du dôme des Petites Rousses et d'une formation analogue à l'Alpetta.

Il est possible de comparer les faciès à l'échelle d'une partie des massifs cristallins externes (Aiguilles Rouges, Belledonne, Grandes Rousses). A cette fin nous nous sommes servi de l'étude de E. Poncerry (1981) dans les secteurs de Beaufort et de Vallorcine (diagrammes spécifiques en annexe ; fig. n° 3, 4, 5, 6). Nous voyons (fig. n° 75, 76, 77, 78) que l'homogénéité géochimique constatée pour les faciès précédemment étudiés, est vérifiée plus au Nord. Il y aurait donc un même stock magmatique initial, mais une évolution différente aboutissant à trois principaux types de formations porphyroïdes.

C.5. Comparaison avec l'étude pétrographique

La géochimie nous permet de préciser que, dans le massif des Grandes Rousses, et plus particulièrement dans l'unité de l'Alpetta, les gneiss porphyroïdes considérés étaient, avant la déformation, un granite porphyroïde leucocrate, à feldspaths alcalins. Ce dernier présente des affinités avec les formations des secteurs Belledonne Nord et Belledonne Sud que nous avons défini comme, d'une part d'anciens granites porphyroïdes, d'autre part des faciès porphyroïdes à tendance basique.

Des analyses supplémentaires sont cependant nécessaires pour préciser ces affinités.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS GENERALES

- A. INTÉRÊTS DE L'ÉTUDE DES MÉGACRISTAUX
- B. CONCLUSIONS À L'ÉTUDE DES MÉGACRISTAUX
- C. INTERPRÉTATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES
- D. IN FINE

"L'observateur remonte pensivement de l'objet dur, arrêté, ayant acquis à jamais son poids et sa densité propres, résultat lui-même d'un tâtonnement millénaire, vers un univers où la pierre qu'il soupèse a été boue, sédiment ou lave."

Marguerite Yourcenar, *Discours sur le récipiendaire.*

Chapitre V

ConclusionsA. Intérêts de l'étude des mégacristsaux

Ce type d'étude permet de démontrer, qu'avec des moyens techniques simples et peu coûteux, on peut comparer entre elles des séries qui présentent d'une part un caractère commun (mégacristsaux de feldspaths), d'autre part des difficultés quant à leurs raccords cartographiques et stratigraphiques. C'est le cas dans les massifs cristallins des Alpes externes où les mégacristsaux de feldspaths, qu'ils soient alcalins ou plagioclasiques, ocellés ou automorphes, de petite ou de grande taille, sont très répandus.

Comme les résultats de notre recherche ont permis de le démontrer, cette méthode d'investigation permet de préciser :

- les niveaux structuraux de germination et de croissance des mégacristsaux ;

- le niveau structural de mise en place de la formation porphyroïde ;
- certaines caractéristiques de la paragenèse magmatique initiale ;
- les transformations postérieures éventuelles de cette première paragenèse lors des déformations et recristallisations postérieures.

Les mégacristsaux peuvent être considérés comme un bon marqueur des caractères magmatiques du matériel originel de la formation qui les contient, du fait de leurs types de comportement vis à vis des contraintes. Si les fissures thermiques et les ruptures dues à la dilatation ne sont pas cicatrisées, le mégacristal sera fragmenté ; si ces mêmes microtextures sont cicatrisées ou si elles sont absentes, le cristal résistera aux contraintes et ne sera que réorienté suivant la foliation. Ainsi, dans les massifs cristallins externes, malgré les divers métamorphismes et épisodes tectoniques subis par les formations porphyroïdes, les mégacristsaux ont parfois été fracturés, mais ils n'ont, en aucun cas, recristallisé. Ils ne présentent pas d'auréole réactionnelle au contact de la mésostase. Ces cristaux présentent donc, du cœur à la périphérie, les microtextures symptomatiques de leur caractère magmatique. Ils ne peuvent donc être assimilés à des repères "stratigraphiques", ni relatifs à cause de leur genèse souvent polyphasée, ni absolus du fait que leur réseau cristallin, sensible aux déformations thermiques et/ou tectoniques, n'est pas favorable aux datations radiométriques. Du fait du type de prélèvement, ponctuel et suivant le niveau d'érosion actuel, l'étude des mégacristsaux ne permet de préciser :

- ni la hauteur de formation érodée au dessus de la surface actuelle,
- ni le volume de l'intrusion originelle,
- ni l'architecture du massif au moment de cette mise en place.

Ce type d'étude doit être utilisé, dans un contexte géologique antérieurement défini, pour le compléter quant aux interprétations des formations à mégacristsaux. Nous avons pu ainsi décrypter l'histoire d'un certain nombre de mégacristsaux en nous basant sur les travaux cartographiques et pétrographiques récents.

B. Conclusions à l'étude des mégacristsaux

Nous avons démontré que les mégacristsaux de feldspaths alcalins, du fait qu'ils gardent toujours tous les caractères liés à leur héritage magmatique, sont de très mauvais marqueurs des transformations postérieures à leur croissance.

A l'inverse, ils sont de bons marqueurs de l'évolution magmatique de la formation qui les contient.

Notre étude a mis en évidence le rôle de la fissuration thermique en ce qui concerne la fragilisation des mégacristsaux soumis à plusieurs épisodes tectoniques et métamorphiques. Cette fragilité potentielle vis-à-vis des contraintes ultérieures peut être accentuée par des microfissurations et des ouvertures de clivages liées à la déformation thermique en cours de croissance. Ainsi des fissures thermiques, cicatrisées en cours de croissance, rendent le cristal rigide et lui permettent de bien résister aux contraintes, il ne sera qu'orienté dans la foliation. A l'inverse des fissures non cicatrisées, provoquent le fractionnement des mégacristsaux, soumis au même régime que les précédents, suivant les plans de faiblesse créés par la dilatation thermique.

Le fait que les mégacristsaux sont de bons marqueurs de leur formation d'origine ainsi que de son niveau de mise en place, même dans le cas de cristaux de faciès gneissiques, nous permet d'affirmer que, dans aucune des formations étudiées, les mégacristsaux ne sont ni des porphyroblastes d'origine primaire (porphyroblastes s. str.), ni des porphyroclastes nourris par une métasomatose silico-alcaline, ni des porphyroclastes associés à des recristallisations hercyniennes et/ou alpines.

En effet, les perthites observables correspondent à une syncristallisation magmatique épitaxiale de feldspath potassique et d'albite, et non à une exsolution liée au temps et aux contraintes, ou à une albitation secondaire comme le pensaient certains auteurs précédents.

Ensuite, nous avons prouvé que les microtextures, caractéristiques de l'origine plutonique ou volcanique des mégacristsaux, étaient conservées en dépit de toutes les déformations et recristallisations postérieures à la croissance de ces cristaux. Les microtextures ne sont jamais oblitérées :

- ni par les recristallisations qui ne se traduisent que par le remplissage de fissures ouvertes,
- ni par la déformation cassante qui ne fragmente que très rarement les cristaux,
- ni par les transformations liées à l'altération superficielle actuelle, celle-ci n'affecte qu'une très fine pellicule et permet simplement de mieux visualiser certaines microtextures (fissures thermiques et/ou tectoniques),
- ni par les modifications dues à un régime d'altération intense, en relation avec des paléoclimats ; comme en témoignent les arènes développées aux dépens des gneiss du Col de l'Arc.

Dans certaines des formations étudiées, non gneissiques (granite porphyroïde des Sept Laux et pegmatite à feldspath noir), nous avons pu constater la totale indépendance des formations porphyroïdes vis-à-vis du système filonien proche. L'existence et la croissance des mégacristsaux du granite porphyroïde n'est pas liée à des fluides provenant des filons voisins.

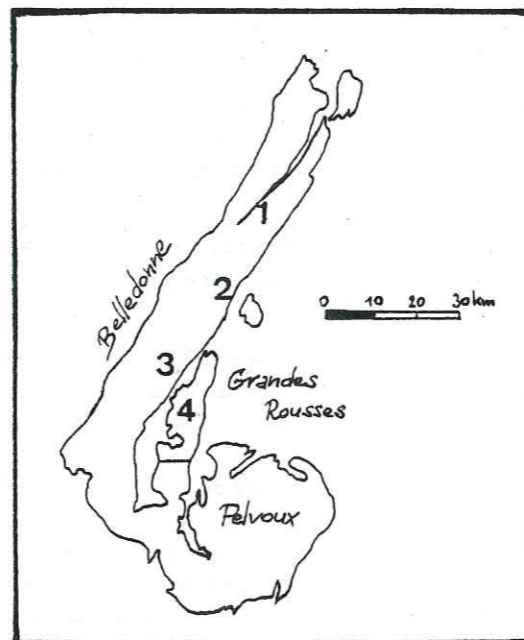
De plus, cette étude nous a permis de montrer, sur le plan méthodologique, que les analyses chimiques et les clichés de diffraction rayons X n'apportaient pas d'information sur la genèse de mégacristsaux tels que les nôtres. En effet, ceux-ci se sont révélés être très hétérogènes, tant du point de vue des microtextures que pour la répartition des phases minérales ; une analyse globale des éléments n'apporte aucune aide pour la compréhension de leur genèse.

De même les résultats des études physiques se rapportent à l'état actuel d'un cristal mais ne permettent de remonter toute son histoire. Cette hétérogénéité, nous l'avons montré, existe aussi bien à l'échelle d'un cristal, qu'à celle d'un ensemble de cristaux.

Ainsi, comme nous l'avons supposé dans l'introduction, le type d'étude que nous avons utilisé, pourrait être appliqué aux autres formations porphyroïdes des massifs cristallins externes aussi bien qu'internes, des Alpes. Ces derniers contiennent en effet des faciès porphyroïdes non déformés ainsi que d'autres, gneissiques. Il serait donc intéressant de connaître les niveaux structuraux d'évolution de ces mégacristsaux afin de pouvoir les comparer avec les cristaux que nous avons étudié. Cette comparaison peut aussi s'appliquer aux niveaux structuraux de mise en place des diverses formations porphyroïdes.

C. Interprétations pétrogénétiques

L'analyse des caractères minéralogiques et chimiques des mégacristsaux, nous a permis d'individualiser quatre groupes de formations porphyroïdes (cf. cartouche) :



1. Unité 1 = gneiss de Pussy - Plan du Col zone ouest + gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie.
2. Unité 2 = gneiss porphyroïde à amphibole de Pussy zone est + faciès porphyroïdes à tendance basique du complexe de Saint Colombar
3. Unité 3 = granite porphyroïde des Sept Laux.
4. Unité 4 = gneiss porphyroïdes de l'unité de l'Alpette + gneiss porphyroïdes de la formation volcano-sédimentaire du Lac Blanc.

C.1. Unité 1

Elle correspond à deux formations qui sont en prolongement l'une de l'autre, Pussy et Montjoie. Cette correspondance géographique s'accompagne d'une corrélation pétrographique :

- il s'agit de gneiss porphyroïdes présentant pour la plupart une grande similitude ; la foliation, de nette, devient de plus en plus fruste quand on s'éloigne vers le Sud, cette évolution s'accompagne d'une diminution des proportions de minéraux phylliteux ;
- les mégacristsaux sont presque tous orientés dans la foliation, ils présentent pour la plupart des contours automorphes et un aspect macroscopique proche.

Les mégacristsaux des deux formations présentent des caractéristiques de phénocristaux plutoniques "subvolcaniques". Leurs microtextures sont symptomatiques d'un niveau structural d'évolution semi-profond.

Les mégacristsaux ne sont pas exactement identiques, mais on peut dire qu'ils appartiennent à une même formation que la surface topographique, actuelle, recoupe de plus en plus profondément du Nord au Sud. Cette hypothèse est fondée, à la fois sur des critères de terrain : faciès de plus en plus compacts et à foliation de moins en moins marquée ; et sur les microtextures observables dans les mégacristsaux : les mégacristsaux du Col de Montjoie ont subi un choc thermique plus faible que ceux de Pussy. Ceci se traduit par une proportion plus importante d'extinctions onduleuses orientées dans les premiers, par l'existence de macles du péricline dans les cristsaux de Pussy. Ces derniers contiennent des paragenèses tardives à calcite - quartz, absentes à Montjoie. Ces remplissages se localisent dans des ouvertures de clivages. La comparaison des microtextures dans les divers cristsaux nous a permis de classer les mégacristsaux par niveau structural d'évolution, de profondeur croissante du Nord au Sud :

- les gneiss de la route forestière du Charvet représentent les faciès apicaux de l'intrusion granitique. Les mégacristsaux présentent de l'albite de syncristallisation, prépondérante ; des agglomérats de plagioclases internes très fréquents ; une microfissuration des fronts de croissance nette ;
- l'ensemble de la bande occidentale à mégacristsaux automorphes, entre Cevins et Plan du Col, est caractérisé par une diminution de la proportion des microtextures précédemment notées, et un aspect macroscopique de plus en plus compact ;
- les faciès méridionaux oillés de cette même bande, au niveau du Col de l'Arc, dans lesquels l'albite ne reste prépondérante qu'à la périphérie des cristsaux, la microfissuration des fronts de croissance est peu fréquente, les cristallisations internes sont peu riches en minéraux hydroxylés ;
- le complexe du Col de Montjoie (faciès septentrionaux) présente aspect macroscopique plus compact, une proportion de phyllites bien moindre, une proportion des minéraux hydroxylés réduite, pas de calcite ;
- les faciès sud du même complexe ont peu de fronts de croissance (201), des extinctions onduleuses orientées, des liquides piégés plus abondants et donnant des minéraux de plus grande profondeur.

Dans cette succession géographique et pétrographique, il ne faut cependant pas intégrer la plutonite du Charvet (feldspathite de type 2) et l'orthogneiss de Cevins. En effet, la première est formée de mégacristsaux d'un niveau structural très profond. Il s'agit donc d'une plutonite, dont on ne peut préciser, avec certitude, le moment de la mise en place dans les gneiss porphyroïdes encaissants. Toutefois il nous semble que cette ségrégation feldspathitique plutonique s'est mise en place en deux temps : montée initiale, postérieure au matériel originel des gneiss porphyroïdes, jusqu'à un niveau structural moyennement profond ; puis remontée jusqu'à sa localisation actuelle, à la faveur d'accidents préexistants jouant en extension dans un régime général compressif.

Quant à l'orthogneiss de Cevins, il provient d'un granite porphyroïde tardif intrusif ; il pourrait être relié aux faciès porphyroïdes à tendance basique, regroupés dans notre seconde unité. Malheureusement les conditions d'affleurement (pas de contact avec l'encaissant visible) et l'étude des mégacristsaux (microtextures caractéristiques d'une évolution tardive) ne permettent pas de proposer une hypothèse plus élaborée.

C.2. Unité 2

Située au Sud de l'accident de Fond de France, elle regroupe des faciès porphyroïdes à tendance basique. Ces derniers sont ou non métamorphisés. Ils contiennent tous des mégacristsaux plutoniques provenant d'un niveau structural moyen, légèrement plus profond qu'au Col de Montjoie. La majeure partie des faciès est constituée par les granodiorites et diorites du complexe de Saint Colomban avec une proportion importante de

de cristallisations internes riches en minéraux hydroxylés, une variation de niveau structural en cours de croissance, des faciès non métamorphisés. Nous pensons que c'est un faciès de ce type qui, après métamorphisme, est à l'origine du gneiss porphyroïde à amphibole de Pussy (pas de microfissuration des fronts de croissance, notamment (101), variation brusque de la symétrie). Cette granodiorite, intrusive dans les matériaux originels de la bande orientale de Pussy - Plan du Col, pourrait ainsi être interprétée comme une apophyse du complexe granito-gneissique de Saint Colomban des Villards. Cette hypothèse est basée sur l'analogie entre les deux faciès pétrographiques (métamorphisme mis à part) et aussi sur l'aspect macroscopique et microscopique des mégacristsaux ; les mégacristsaux du gneiss porphyroïde de Pussy présentant plus de caractères similaires à ceux des granodiorites de Saint Colomban qu'aux mégacristsaux de la bande orientale de Pussy - Plan du Col.

C.3. Unité 3

Elle correspond au seul granite porphyroïde des Sept Laux. Il représente environ 1/60 de la masse totale affleurante du granite des Sept Laux, cette dernière étant composée principalement d'un faciès hétérogranulaire plutôt grossier et à texture légèrement linéaire. Le granite porphyroïde contient des mégacristsaux d'un niveau structural légèrement plus profond que ceux des gneiss du Col de Montjoie (pas de fronts de croissance (201), microfissuration des fronts de croissance réduite, cristallisations internes à minéraux peu hydroxylés et de grande profondeur). Mais là doit s'arrêter la comparaison, car ces deux formations n'appartiennent très vraisemblablement pas au même cycle magmatique, leur seul caractère commun se limite à une parenté géochimique (laquelle induit une certaine analogie macroscopique). Malheureusement, si le granite hétérogranulaire des Sept Laux est bien daté à 322 ± 43 Ma, le faciès porphyroïde non gneissique de ce granite (affleurement de la croix Marcel Raffin) ne l'est pas. Le granite porphyroïde constituerait une vaste enclave dans le faciès hétérogranulaire, mais il peut lui-même englober des panneaux de gneiss porphyroïdes très peu mobilisés. Nous n'avons pas étudié les mégacristsaux de ces faciès d'enclaves (pas d'affleurement réellement en place). L'étude des mégacristsaux du granite porphyroïde non linéaire ne permet pas de le relier, génétiquement, aux deux unités précédemment individualisées.

On voit donc que dans le massif de Belledonne on peut individualiser :

- une formation dite "subvolcanique" (unité 1) qui n'est pas d'origine volcano-sédimentaire mais correspond à une intrusion de granite porphyroïde que la surface topographique actuelle due à l'agencement structural des Alpes et à l'érosion, recoupe de plus en plus profondément en allant du Nord vers le Sud (abondance de l'albite de syncristallisation soit dans tout le cristal, soit à la périphérie seulement),
- un ensemble de faciès plutoniques à dominante basique, que le métamorphisme a affecté ou non (caractères d'un niveau structural d'évolution moyennement profond avec début de cristallisation en profondeur), il n'est pas l'équivalent de l'unité 1 contrairement aux hypothèses des auteurs précédents,
- un granite porphyroïde (unité 3) qui peut représenter le type de roche-mère de faciès porphyroïdes granitoïdes à foliation fruste. Ce dernier se dissocie totalement des deux premiers ensembles (cycles magmatiques différents). Il ne correspond pas à une enclave de la série Rissiou - Rocher Blanc mal digérée par le faciès granitique principal (cf. J.L. Verjat, 1980) mais à un granite porphyroïde primaire.

C.4. Unité 4

Elle est composée des gneiss porphyroïdes de l'Alpetta et du Lac Blanc. Ce ne sont pas des formations d'origine volcano-sédimentaire comme l'avait envisagé L. Giorgi (1979), mais une seule et même intrusion granitique porphyroïde, ultérieurement déformée.

Elle est caractérisée par des phénocristaux plutoniques provenant d'un niveau structural très profond (uniquement des fronts de croissance (10 $\bar{1}$), pas de microfissuration, peu de perthites de syncristallisation). Certains d'entre eux (Alpetta) n'ont pas été (ou très peu) déformés postérieurement à leur mise en place, ils se trouvent actuellement dans leur formation d'origine, celle-ci ayant subi un métamorphisme ultérieur ou plusieurs (fissures thermiques prépondérantes, peu d'extinctions onduleuses orientées). Par contre, les mégacristaux de l'unité du Lac Blanc ne se trouvent pas dans leur formation d'origine qui devait être un granite porphyroïde. Les mégacristaux, libérés par l'érosion superficielle de ce dernier, ont été inclus, avec des galets de rhyolites, dans une formation qui, métamorphisée, a donné les gneiss porphyroïdes du Lac Blanc. Il faut noter que ces mégacristaux présentent des microtextures révélatrices d'un choc thermique légèrement plus fort que celui des mégacristaux de l'Alpetta (prépondérance des extinctions onduleuses orientées sur toutes les autres microtextures). On pourrait donc envisager que ce soit la partie apicale du granite porphyroïde de l'Alpetta qui, en partie érodée, ait fourni les mégacristaux que l'on retrouve dans les gneiss du Lac Blanc. D'après S. Wilhelm (communication orale), les mégacristaux de feldspath du massif de Rostrenen (Bretagne) contient des microtextures magmatiques identiques, mais ces mégacristaux n'ont été déformés.

Dans la formation de l'Alpetta, on retrouve le même type de ségrégation feldspathique (feldspathite de type 2) qu'à Pussy - Plan du Col, mais leur taille est plus restreinte et elles ne sont que peu tectonisées (G. Vivier, communication orale). Ainsi, les plutonites de l'Alpetta se seraient mises en place dans un niveau structural plus profond et plus proche de la chambre magmatique initiale que la plutonite du Charvet.

En définitive, il apparaît une certaine parenté entre l'unité 1 (Pussy + Montjoie) et l'unité 4 (Alpetta + Lac Blanc). En effet, nous pensons qu'elles correspondent à une même formation porphyroïde. Une partie, l'Alpetta, aurait été remontée très haut et aurait donc été très érodée alors que l'autre, Pussy + Montjoie, aurait été mieux préservée du fait d'une remontée moindre et plus lente, ces phénomènes de remontées différentielles étant liés à l'orogénèse des Alpes.

Mais les mégacristaux ne permettent pas de répondre à la question : "Quel est l'âge des formations porphyroïdes ?". Tout dépend si on prend en considération les formations porphyroïdes actuelles ou les faciès initiaux ; de plus doit-on se référer à la croissance des mégacristaux ou à l'âge de la mise en place du faciès porphyroïde ? Quel que soit le postulat choisi, nous pouvons cependant dire que :

- dans le massif des Grandes Rousses, les mégacristaux du Lac Blanc sont postérieurs à ceux de l'Alpetta mais similaires,
- dans le massif de Belledonne, les cristaux les plus récents semblent être ceux du granite porphyroïde des Sept Laux, les plus anciens sont ceux de l'ensemble gneiss de Pussy - Plan du Col - complexe du Col de Montjoie ; les mégacristaux de l'unité 2 auraient un âge intermédiaire par rapport aux deux précédents.

Nous pouvons donc proposer un schéma d'évolution des séries dans l'ensemble des massifs étudiés :

1. Dépôt des séries (Briovérien - Paléozoïque inférieur) grauwackeuses à passées de volcanites acides. Séries type Bois des Ravères, Montagne des Plans, Saint Rémy...
2. Métamorphisme (de stade) moyen à fort des séries précédentes, âge du phénomène antéhercynien.
3. Mise en place des intrusions granitiques et (grano) dioritiques porphyroïdes dans les séries métamorphisées. Ces intrusions se sont mises en place plus ou moins loin de la surface, les faciès les plus apicaux sont donc "subvolcaniques" mais plutoniques.
4. Dépôt de la Série Verte supérieure.

5. Métamorphisme de faciès schistes verts qui affecte l'ensemble des formations présentes.

6. Tectonique cassante au cours de laquelle se mettent en place les granites hercyniens: Lauzière, Sept Laux, Roche Noire, La Fare, Rochail.

7. Ouverture de bassins lors d'un régime distensif : dépôt des séries carbonifères dont certaines productives. Léger épisode compressif qui pince ces dernières.

8. Erosion du socle, production de la pénéplaine hercynienne recouverte en discordance par la transgression de la mer triasique et dépôts des séries sédimentaires.

9. Orogonèse alpine.

D. In fine

Notre étude a donc permis de confirmer ou de réfuter certaines hypothèses émises par les auteurs précédents en ce qui concerne la signification "stratigraphique" des formations à mégacristaux du rameau interne de Belledonne et des Grandes Rousses. Ainsi la corrélation établie par E. Poncerry (1981) entre le complexe du Col de Montjoie et l'ensemble : unité de l'Alpetta + formation volcano-sédimentaire du Lac Blanc, est confirmée. Par contre, les faciès porphyroïdes du complexe de Saint Colomban, sont équivalents à une partie de Pussy Est contrairement à l'hypothèse initiale (cf. fig.n°1) En outre, comme nos travaux consignés dans des tableaux et synthèses le montrent, on peut avancer les points suivants (fig.n°79) :

- l'ensemble Pussy ouest + Montjoie peut être rapproché de celui de l'Alpetta et du Lac Blanc ;
- les faciès à tendance basique du complexe de Saint Colomban peuvent être mis en parallèle avec le gneiss amphibolique de Pussy et, l'orthogneiss de Cevins (?);
- le granite porphyroïde des Sept Laux est sans relation génétique avec les autres faciès porphyroïdes étudiés.

Bibliographie
Géologie régionale

- P. & C. Bordet 1952 Sur la géologie des massifs des Grandes Rousses et de Belledonne. CRAS - Paris t. 234 p 1187
- C. Bordet 1957 Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises) Mem. carte Géol. Thèse doc. ing. 1961 Paris
- P. & C. Bordet 1960-63 Belledonne - Grandes Rousses et Aiguilles Rouges - Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Mém. hors série. Soc. géol. Fr., 2, p 309-316
- P. Bordet 1961 Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (s. str.)(feuilles de Domène et Vizille au 50000è) Bull. Serv. carte géol. Fr., n° 269, t. 59, p 239-250
- F. Carme 1965a Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises) CRAS t. 260, 9, n° 24 p 6401-6404
- F. Carme 1970b Successions granitiques et caractères spécifiques de la granitisation hercynienne dans la chaîne de Belledonne. CRAS t. 271 série D n° 8 p 696-699
- F. Carme 1970c Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogenèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. CRAS t. 271 série n° 20 p 1733-1736
- F. Carme 1970d Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. CRAS t 273 série D n° 19 p 1671-1673
- F. Carme 1978 Les granitoïdes à affinité monzonitique du complexe granitique de St Colomban (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales) Etude géochimique et essai d'interprétation génétique. CRAS Paris t 286 série D n° 17 p 1233-1235
- J. Debelmas 1974 Géologie de la France. Editions Doin. 2 volumes : tome 2
- D. Dondey 1960 Contribution à l'étude de la série cristallophyllitienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes françaises) Trav. lab. géol. Fac. Sc. Grenoble t 36 p 285-368
- C.E. Ehrström 1971 Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. Thèse d'état. Grenoble.
- D. Gasquet 1979 Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries EDF Arc-Isère. Alpes françaises. Thèse 3ème cycle Grenoble.
- D. Gasquet, P. Giraud, A. Ploquin, G. Vivier 1979 Une coupe continue à travers le massif de Belledonne : la galerie Arc-Isère. 7ème RAST Lyon 1979 p 206

- D. Gasquet, P. Giraud,
A. Ploquin, G. Vivier 1980
Comportement géochimique de différents terrains cristallins mylonitisés dans la chafne de Belledonne. 8ème RAST Marseille 1980 p 160
- L. Giorgi 1979
Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses. Isère. France
Thèse de 3ème cycle mention pétrologie métallogénie. Grenoble.
- L. Giorgi, P. Giraud, G. Vivier 1979
La série cristallophylienne du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rousses. 7ème RAST Lyon 1979 p 218
- P. Giraud 1952
Les terrains métamorphiques du massif des Grandes Rousses (Isère) Bull. Soc. géol. France 6ème série. Tome 2. 1952 pp 379-402
- Y. Gros 1974
Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne) Thèse 3ème cycle Grenoble.
- D. Krummenacher, P. Bordet,
P. Le Fort 1965
Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. Schweiz. mineral. petrogr. Mitteilungen vol 45 p 855-874
- J. Lameyre 1957
La partie Nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. Trav. lab. géol. de la faculté des sciences de Grenoble tome 34 1958 pp 83-152.
- P. Le Fort et
C.E. Ehrström 1969
Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Sc. de la Terre vol. 14 n° 3 p 215-238
- P. Le Fort 1973
Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Sc. de la Terre. Nancy Mém. 25
- R. Michel et P. Berthet 1958
Les formations cristallophyliennes de la chafne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère) CRAS t. 246 p 1888
- E. Poncerry, Y. Siméon,
P. Giraud, G. Vivier 1979
Une lignée granitosyénitique dans la chafne de Belledonne. Exemple : le granite de la Lauzière (Savoie) 7ème RAST Lyon 1979 p 378
- E. Poncerry 1981
Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Alpes françaises Thèse 3ème cycle Grenoble
- Y. Siméon 1979
Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises) Thèse 3ème cycle Grenoble
- Y. Siméon, D. Gasquet,
E. Poncerry, P. Giraud,
G. Vivier 1979
Les formations à mégacristsaux de feldspaths alcalins dans la chafne de Belledonne. 7ème RAST Lyon 1979 p 430
- P. Termier 1894
Le massif des Grandes Rousses
Bull. serv. cart. géol. France n° 40 tome VI 1894-95 p 169-286
- J.L. Verjat 1980
Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud Est de Belledonne à l'Ouest du col du Glandon. Alpes françaises. Thèse 3ème cycle Grenoble

BibliographieOuvrages relatifs aux feldspaths

- M. Christophe - Michel-Lévy
Tableaux des minéraux des roches (résumé de leurs propriétés optiques, cristallographiques et chimiques) d'après les anciennes tables de A. Michel Lévy et A. Lacroix C.N.R.S.
- R. Clocchiati, C. Desnoyers,
J.C. Sabroux, H. Tazieff,
S. Wilhelm 1976
Relations entre les anorthoses de l'Erebus et leurs inclusions vitreuses.
Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. (1976), 99, pp 98-110
- J.P. Couturié 1977
Le massif granitique de la Margeride. Massif Central français Thèse d'état Clermont
- J.P. Couturié, Mergoïl I. 1978
Générations successives de mégacristsaux de feldspath potassique dans le granite de la Margeride (Massif central français) 6ème RAST Orsay 1978 p 123
- P. Debat, M. Aparicio,
J. Deramond, J.C. Soula 1975
Déformation naturelle des feldspaths (gneiss des Pyrénées et Montagne Noire) 3ème RAST Montpellier p 121
- R.R. Franco and J.F. Schairer 1951
Liquidus temperatures in mixtures of the feldspars of soda, potash and lime
Jour. Geology vol 59 pp 259-267
- I.U.G.S. 1973
Plutonic rocks, classification and nomenclature
Geotimes Octobre 1974 p 26-30
- A. Lacroix 1962
Minéralogie de la France et de ses anciennes colonies vol 2
Librairie scientifique et technique Albert Blanchard
- J. Mergoïl Daniel 1970
Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif central français. Thèse d'état Clermont
- S.A. Morse 1970
Alkali feldspars with water at 5 Kb. pressure
Journ. Petrology vol 11 pp 221-253
- G. Nesen 1978
Découverte d'un endogranite limité par un stockscheider au coeur d'un complexe granitique circulaire minéralisé en Sn. W. (Fontao, Galice, Espagne)
RAST Orsay 1978 p 289
- G. Sabatier 1963
A propos de la mesure du pourcentage de triclinisme des feldspaths potassiques. Bull. Soc. franç. Miner. Crist. tome LXXXVI p 64-68
- G. Sabourdy, A. Fernandez 1969
Contribution à l'étude géochimique des mégacristsaux de feldspath potassique dans les granites porphyroïdes
C.R. Acad. Sci. Paris tome 269 série D p 2066-2069
- G. Sabourdy 1972
Distribution zonée du baryum dans les mégacristsaux d'orthose des microgranites du massif du Mont Aigoual (Lozère)
Rev. Sci. Nat. d'Auvergne vol 38 fasc. 1.2.3.4.
- G. Sabourdy, J. Mergoïl-Daniel 1974
Les feldspaths composites des granophyres de l'Aigoual et leur genèse. CR Acad. Sci. Paris tome 279 série D
- G. Sabourdy 1975
Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des Cévennes méridionales. Massif central français. Thèse d'état Clermont
- J.V. Smith 1974
Feldspar minerals vol 1. vol 2. Springer, Berlin, Heidelberg, New York
- J.A. Vance 1969
On synneusis. Contrib. Mineral. petrol. 24 p 7-29

- J.L. Vidal, P. Debar,
L. Kubin, J.C. Soula 1977 Déformation et recristallisation des feldspaths potassiques des orthogneiss des Camages. 5ème RAST Rennes 1977 p 460
- S. Wilhelm et C. Willaime 1976 Conséquences de la présence des fentes de contraction thermique des feldspaths pour l'interprétation quantitative, géométrique et chronologique des déformations tectoniques des "roches cristallines"
Bull. Soc. géol. France (7) t XVIII n° 6 p 1403-1404
- S. Wilhelm et C. Willaime 1976 A propos des fentes dites d'extension dans les phénocristaux feldspathiques des granites et des gneiss : rôle de la contraction thermique
CRAS Paris t 282 série D p 255-258
- S. Wilhelm, C. Willaime et
R. Maury 1976 Les fentes d'origine thermique dans les feldspaths et leurs remplissages. 4ème RAST Paris p 400
- S. Wilhelm 1977 Etude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique (héritage magmatique et rôle des phénomènes thermiques dans la formation des microtextures)
Thèse d'état Paris VI
- S. Wilhelm 1977 A propos des mégacristaux de feldspaths alcalins des granites cévenols : réflexions critiques
C.R. som. Soc. géol. Fr. fasc 3 p 148-150
- S. Wilhelm et A. Authier 1977 La vitesse relative des divers fronts de croissance dans les feldspaths magmatiques et l'orientation des plans d'association des individus de la macule de Carlsbad. 5ème RAST Rennes 1977 p 468
- S. Wilhelm et W.S. Mackenzie
1977 Relations géométriques dans les feldspaths alcalins entre les clivages, les macles du péricline et de l'albite, les films lamelles et lames d'albite, les fissures fentes et déformations thermiques orientées
5ème RAST Rennes 1977 p 469
- S. Wilhelm 1977 Apport de l'observation des feldspaths, du bord au "cœur" du cristal, des contacts avec "l'encaissant" aux zones internes des massifs géologiques, à la connaissance de leur "héritage" et de l'évolution de leurs propriétés
5ème RAST Rennes 1977 p 469 bis
- S. Wilhelm, H. Loup, J.P. Sagon
1979 Un exemple de cristallisation épitaxiale et rythmique de feldspath potassique et d'albite avec piégeage de liquide silicaté recristallisé sur les fronts de croissance : les mégacristaux du granite de Rostrenen (Bretagne)
7ème RAST Lyon 1979 Soc. géol. Fr. édit. Paris p 299
- T.L. Wright 1968 X-Ray and optical study of alkali feldspar : II An X-Ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections
The American mineralogist vol 53 pp 88-104
- H.S. Jr. Yoder, D.B. Stewart
and J.V. Smith 1957 Ternary feldspars
Ann. Rpt. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. Year book 56 p 206-214

Bibliographie
Ouvrages généraux

- J.P. Bard et J. Loueyit 1978 Sur l'origine des gneiss ocellés de l'Espinouse dans la zone axiale de la Montagne Noire (Massif Central) : conséquences tectoniques. Bull. Soc. géol. France, 1978 (7) tome XX, n° 5 pp 751-772
- J.P. Bard 1980 Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques
Masson, Paris
- J.P. Carron, B. Bonin,
P. Vellutini, M. Lagache 1973 L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale.
Bull. Soc. Géol. France, 7ème série, tome XV, fasc n° 3-4 p 274-282
- Deer, W.A., Howie R.A. et
Zussman J. 1963 Rock forming minerals. vol 4
London, Green and Co Ltd
- C. Dupuy 1970 Contribution à l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Exemple : les roches intrusives et effusives de Toscane et du Latium septentrional (Italie)
Thèse Es Sciences, Montpellier
- C. Dupuy et C.J. Allègre 1972 Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbristiques de Toscane.
Un exemple de réjuvenation crustale
Geochimica et Cosmochimica Acta, vol 36, p 437-458
- A. Foucault et J.F. Raoult 1980 Dictionnaire de géologie
Editions Masson
- J. Girault 1976 Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion
Trav. lab. géol. Grenoble mém. n° 10
- J. Jung et M. Roques 1952 Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes
Bull. cart. géol. Fr. n° 235 tome 50 1952 p 1-62
- J. Jung 1977 Précis de pétrographie 3ème édition Masson Paris
- J. Lameyre 1975 Roches et minéraux vol. 1 Matériaux vol 2 Formations
Edit. Doin Paris
- H. de La Roche 1972 Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sc. de la Terre Nancy t. XVII n° 1.2 p 31-46
- H. de La Roche, A. Autran,
J. Chantraine, B. Moine 1974 Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique : essai de reconstitution des séries antémétamorphiques dans le domaine des feuilles à 1/50000 Bourgneuf et Ambazac (Massif central français) Bulletin du BRGM (2ème série) section IV n° 2 1974 p 109-124
- H. de La Roche, M. Marchal 1977 Leucogranites et granites de la partie nord du Massif de Millevaches (Massif central français) Relations entre compositions chimiques et faciès minéral. Sc. de la Terre Nancy t. XXI n° 2 p 129-150
- H. de La Roche 1978 La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques : fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent. Application aux roches ignées
Chemical geology vol 21 n° 1.2 p 63-87

M. Roubault et al. 1963	Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Editions Lamarre Poinat Paris
D.M. Shaw 1968	A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis Geochimica et Cosmochimica Acta, 1968, vol 32 p 573-601
L.R. Wager and R.L. Mitchell 1951	The distribution of trace elements during starg fractionation of basic magma. A further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geoch. Cosmochim. Acta, 1, p 129-207
D. Westercamp 1972	Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique Thèse 3ème cycle. Paris Sud. Orsay

Table des matières

	Pages
Chapitre I. Préliminaires et généralités	4
A. Préliminaires	4
A.1. Méthodes d'études	4
A.2. Méthodologie	6
A.2.1. Echelles d'observation	6
A.2.2. Caractères recherchés dans les mégacristsaux et but de leur observation	6
A.2.2.1. Microtextures de la section (001)	
A.2.2.2. Microtextures de la section (010)	
A.2.2.3. Microtextures communes aux sections (001) et (010)	8
A.3. Interprétation des microtextures	10
A.4. Microtextures par type de cristal alcalin	10
A.4.1. Cristaux authigénétiques et porphyroblastes	10
A.4.2. Cristaux volcaniques	10
A.4.3. Cristaux plutoniques	11
A.5. Déformations tectoniques des mégacristsaux	
A.6. Critères de reconnaissance rapide des sections sur le terrain pour un géologue non minéralogiste	11
A.7. Description détaillée des inclusions d'après l'observation microscopique	12
B. Généralités	13
B.1. Situation géographique des zones étudiées	13
B.2. Historique	13
B.2.1. Belledonne	14
B.2.2. Grandes Rousses	14
B.2.3. Belledonne - Grandes Rousses	15
Chapitre II. Etude du secteur Belledonne Nord	17
A. Gneiss de Pussy - Plan du Col	17
A.1. Bande occidentale à mégacristsaux de feldspaths automorphes	17
A.1.1. Gneiss porphyroïdes	17
A.1.1.1. Description macroscopique de l'échantillon	
A.1.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon	
A.1.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	
A.1.1.4. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins	
A.1.1.4.1. Caractères macroscopiques	
A.1.1.4.2. Caractères microscopiques	
A.1.1.4.3. Conclusions de l'étude microscopique	20
A.1.2. Feldspathites de type 1	
A.1.2.1. Description macroscopique de l'échantillon	
A.1.2.2. Relations mégacristsaux - mésostase	
A.1.2.3. Caractéristiques des mégacristsaux des feldspathites type 1	
A.1.2.3.1. Caractères macroscopiques	
A.1.2.3.2. Caractères microscopiques	
A.1.2.3.3. Conclusion à l'étude microscopique	21
A.1.3. Feldspathite de type 2	
A.1.3.1. Description de l'affleurement	
A.1.3.2. Caractères des mégacristsaux	
A.1.3.2.1. Caractères macroscopiques	
A.1.3.2.2. Caractères microscopiques	
A.1.3.2.3. Conclusion à l'étude microscopique	
A.1.4. Conclusion à l'échelle locale	22

A.2. Bande occidentale à mégacristsaux ocellés de feldspaths	23
A.2.1. Faciès pétrographiques des gneiss porphyroïdes	23
A.2.1.1. Aspect macroscopique de l'échantillon	
A.2.1.2. Observation microscopique de l'échantillon	
A.2.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	
A.2.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins	23
A.2.2.1. Aspect macroscopique	
A.2.2.2. Caractères microscopiques	
A.2.2.3. Conclusions à l'étude microscopique	
A.2.3. Conclusion à l'échelle locale	25
A.3. Bande orientale amphibolique	25
A.3.1. Pétrographie des faciès porphyroïdes	25
A.3.1.1. Caractères macroscopiques du faciès principal	
A.3.1.2. Faciès accessoires	
A.3.1.3. Caractères microscopiques du faciès principal	
A.3.1.4. Relations mégacristsaux - mésostase dans le faciès principal	
A.3.2. Caractères des mégacristsaux de feldspaths	26
A.3.2.1. Aspect macroscopique	
A.3.2.2. Caractères microscopiques	
A.3.2.3. Conclusion de l'étude microscopique	
A.3.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale	27
A.3.3.1. Echelle locale	
A.3.3.2. Echelle régionale : les gneiss de Pussy - Plan du Col	
B. Orthogneiss de Cevins	27
B.1. Pétrographie du faciès	27
B.1.1. Caractères macroscopiques	27
B.1.2. Caractères microscopiques	28
B.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	28
B.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspath sodi-potassique	28
B.2.1. Aspect macroscopique	28
B.2.2. Aspect microscopique	28
B.2.3. Conclusion à l'étude microscopique	28
B.3. Conclusion à l'échelle locale	29
C. Complexe du Col de Montjoie	29
C.1. Faciès nord (type Pas de Freydon)	29
C.1.1. Pétrographie des gneiss porphyroïdes	29
C.1.1.1. Aspect macroscopique de l'échantillon	
C.1.1.2. Caractères microscopiques de l'échantillon	
C.1.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	
C.1.2. Caractéristiques des mégacristsaux	30
C.1.2.1. Description macroscopique	
C.1.2.2. Aspect microscopique	
C.1.2.3. Conclusion à l'étude microscopique	
C.2. Faciès sud (Col de Montjoie)	31
C.2.1. Pétrographie du faciès porphyroïde	31
C.2.1.1. Observation macroscopique de l'échantillon	
C.2.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon	
C.2.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	
C.2.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins	32
C.2.2.1. Aspect macroscopique	
C.2.2.2. Aspect microscopique	
C.2.2.3. Conclusion à l'étude microscopique	
C.2.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale	33
C.2.3.1. Echelle locale : le complexe du Col de Montjoie	
C.2.3.2. Comparaison avec les gneiss de Pussy - Plan du Col	

D. Géochimie des faciès porphyroïdes du secteur Belledonne Nord	33
D.1. Cas des éléments majeurs	33
D.1.1. Roche totale	33
D.1.2. Mégacristsaux	34
D.2. Oligoéléments	34
D.3. Conclusions de l'étude géochimique	34
D.4. Comparaison avec l'étude pétrographique	35
Chapitre III. Etude du secteur Belledonne Sud	37
A. Faciès porphyroïdes du complexe de Saint Colomban	37
A.1. Pétrographie des faciès à mégacristsaux de feldspath alcalin	37
A.1.1. Aspect macroscopique de l'échantillon	37
A.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon	37
A.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	38
A.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspath alcalin	38
A.2.1. Caractères macroscopiques	38
A.2.2. Caractéristiques microscopiques	39
A.2.3. Conclusion à l'étude microscopique	39
A.3. Conclusion à l'échelle locale	39
B. Massif des Sept Laux	39
B.1. Le granite porphyroïde	40
B.1.1. Pétrographie de l'échantillon	40
B.1.1.1. Aspect macroscopique	
B.1.1.2. Aspect microscopique	
B.1.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	
B.1.2. Caractéristiques des mégacristsaux de feldspaths alcalins	40
B.1.2.1. Description macroscopique	
B.1.2.2. Caractères microscopiques	
B.1.2.3. Conclusion de l'étude microscopique	
B.2. La pegmatite à mégacristsaux de feldspath noir	41
B.2.1. Pétrographie de l'échantillon	41
B.2.1.1. Description macroscopique	
B.2.1.2. Aspect microscopique	
B.2.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	
B.2.2. Mégacristsaux de feldspath noir	42
B.2.2.1. Aspect macroscopique	
B.2.2.2. Caractères microscopiques	
B.2.2.3. Conclusion de l'étude microscopique	
B.2.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale	42
B.2.3.1. Synthèse pour le massif des Sept Laux	
B.2.3.2. Comparaison avec les faciès du complexe de Saint Colomban	
C. Géochimie des faciès à mégacristsaux du secteur Belledonne Sud	43
C.1. Cas des éléments majeurs	43
C.2. Oligoéléments	43
C.3. Conclusions de l'étude géochimique	43
C.4. Comparaison avec le secteur Belledonne Nord	43
C.5. Comparaison avec l'étude pétrographique	44
Chapitre IV. Etude du secteur Grandes Rousses	46
A. Unité de l'Alpetta	46
A.1. Pétrographie des gneiss porphyroïdes	46
A.1.1. Description macroscopique de l'échantillon	46
A.1.2. Description microscopique de l'échantillon	46
A.1.3. Relations mégacristsaux - mésostase	47

	Pages
A.2. Caractéristiques des mégacristaux	47
A.2.1. Caractères macroscopiques	47
A.2.2. Caractères microscopiques	48
A.2.3. Conclusions de l'étude microscopique	48
A.3. Conclusion à l'échelle locale	49
B. Formation volcano-sédimentaire du Lac Blanc	49
B.1. Péetrographie des faciès porphyroïdes	49
B.1.1. Observation macroscopique de l'échantillon	49
B.1.2. Aspect microscopique de l'échantillon	50
B.1.3. Relations mégacristaux - mésostase	50
B.2. Caractéristiques des mégacristaux	50
B.2.1. Aspect macroscopique	50
B.2.2. Aspect microscopique	50
B.2.3. Conclusion de l'étude microscopique	50
B.3. Conclusions à l'échelle locale et régionale	51
B.3.1. Echelle locale	51
B.3.2. Interprétations antérieures et modifications pour le massif des Grandes Rousses	51
C. Géochimie des faciès à mégacristaux du secteur Grandes Rousses	51
C.1. Cas des éléments majeurs	51
C.2. Cas des oligoéléments	51
C.3. Conclusions de l'étude géochimique	52
C.4. Comparaison avec les faciès porphyroïdes du massif de Belledonne	52
C.5. Comparaison avec l'étude pétrographique	52
Chapitre V. Conclusions	54
A. Intérêts de l'étude des mégacristaux	54
B. Conclusions à l'étude des mégacristaux	54
C. Interprétations pétrogénétiques	56
C.1. Unité 1	56
C.2. Unité 2	57
C.3. Unité 3	58
C.4. Unité 4	58
D. In fine	60
Bibliographie	61
Ouvrages et publications concernant la géologie régionale	
Ouvrages et publications relatifs à l'étude des feldspaths	
Ouvrages généraux	
Table des matières	67
Annexes	71
1. Glossaire des termes utilisés	73
2. Répertoire des échantillons	75
3. Méthode de fabrication des lames minces	80
4. Analyses chimiques.	84



ANNEXES

1. GLOSSAIRE DES TERMES UTILISÉS
2. RÉPERTOIRE DES ÉCHANTILLONS
3. MÉTHODE DE FABRICATION DES LAMES MINCES ORIENTÉES
4. ANALYSES CHIMIQUES

" Les livres ont les mêmes ennemis que l'homme : le feu, l'humide, les bêtes, le temps, et leur propre contenu... "

Paul Valéry

ANNEXE 1

Mégacristal	cristal de grande taille (par rapport au grain de la mésostase) dans une roche quelle que soit l'origine de cette dernière (magmatique, métamorphique, sédimentaire).
Phénocrystal	cristal automorphe de grande taille (vis-à-vis de la mésostase) contenu dans une roche magmatique ou une roche métamorphique et qui a cristallisé dans un bain magmatique. Il correspond à un cristal primaire ou porphyrocrystal.
Porphyroblaste	cristal de grande taille contenu dans une roche métamorphique et qui s'est développé dans le solide. Il est automorphe et intact car contemporain du métamorphisme. On dit aussi phénoblaste.
Porphyroclaste	cristal de grande taille dans une roche métamorphique ou magmatique. Il est hérité (donc phénocrystal) et donc fréquemment tordu, étiré, brisé lors du métamorphisme. On peut encore parler de phénoclaste.
Porphyroïde (adj)	roche métamorphique contenant des amygdales quartzo-feldspathiques plus ou moins cataclastiques prises dans une matrice schisteuse et/ou des mégacristaux. Ce type de roche proviendrait de roches magmatiques acides (granites ou microgranites porphyriques ou rhyolites) ayant subi un épimétamorphisme.
Porphyroblastique	structure d'une roche métamorphique qui contient des porphyroblastes dans une mésostase de cristaux plus fins.
Inclusion	tout corps englobé dans un cristal hôte. Par extension, toute section de minéral vue dans ou sur un mégacristal en microscopie (inclusion s.l.).
Forme sigmoïde	forme en S:  obtenue par addition d'une perthite de croissance / sur laquelle se greffe des perthites d'exsolution sous contrainte thermique  . Ne pas confondre avec une forme hélicitique (ex. dans les grenats).
Mégacristal plutonique	Mégacristal ayant cristallisé dans un niveau structural très profond
Mégacristal volcanique à sub volcanique	Mégacristal qui s'est formé à la surface ou en sub-surface (ex. sanidines du Roc de Courlande. M.C.F.).
Volcano-sédimentaire	ou { Volcano-sédimentaire de démantèlement (anciennes arkoses) Volcano-sédimentaire de mise en place (matériel volcanique)
Feldspathite	concentration, ponctuelle, de mégacristaux de feldspaths, telle que la mésostase est pratiquement absente. On aboutit à une "roche" formée presque exclusivement de feldspaths en mégacristaux

Gneiss de Pussy - Plan du Col (zone ouest) Faciès à feldspaths automorphes (carte Albertville n° 7/8.1/25000)

n° échant	Localisation	Coordonnées			Traitement(s) de l'échantillon	Nature du prélèvement
		X	Y	Z		
DB 9	Route forestière du Charvet	922,60	2074,44	1170	lames minces orientées +RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Feldspathite de type 2 "plutonite"
DB 12	Source lieu-dit Les Îles	921,50	2072,56	400	RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss porphyroïde
DB 77A	Route forestière du Charvet	922,62	2074,68	1145	lames minces orientées + RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss porphyroïde à mégacristsaux dispersés
DB 80A	Route forestière du Charvet	922,60	2074,44	1170	lames minces orientées + RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Feldspathite de type 2 "plutonite"
DB 86	Route forestière du Charvet	922,71	2075,06	1120	analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss porphyroïde proche d'un filon quartzo-feldspathique
DB 87	Route forestière du Charvet	922,71	2075,06	1125	analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Feldspathite type 1
DB 91	Route forestière du Charvet	922,71	2074,92	1130	lames minces classiques	Gneiss leptynitique fin
DB 94	Route forestière du Charvet	922,71	2074,87	1132	analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss porphyroïde
DB 96	Route forestière du Charvet	922,70	2074,85	1135	lames minces orientées + RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Feldspathite type 1
DB 97	Route forestière du Charvet	922,65	2074,76	1142	analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Feldspathite type 1
Gneiss de Pussy - Plan du Col (zone ouest) Faciès à feldspaths oeillés (carte Albertville n° 7/8.1/25000)						
DB 14	Route forestière Nécuday-Les-Chaux	920,54	2070,86	1125	lames minces classiques + RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés) + double coloration	Oeil feldspathique isolé provenant d'un gneiss porphyroïde
DB 16	Col de l'Arc	918,40	2069,68	1860	RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés) + lames minces orientées	Granito-gneiss à trame gneissique floue et rares MFK automorphes
DB 56	Sentier Col de l'Arc. La Platière	918,20	2069,35	1910	lames minces classiques + double coloration	Granito-gneiss massif à trame gneissique grossière, quelques MFK subautomorphes
DB 57	Sentier Col de l'Arc. Montagne d'en Haut	918,38	2069,75	1850	RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés) + lames minces orientées	MFK automorphes et/ou oeillés provenant d'une arène granitique gneissique
Gneiss de Pussy - Plan du Col (zone est) Panneau automorphe enclavé (carte Albertville n° 7/8.1/25000)						
DB 100	Route forestière Nécuday-Les-Chaux	920,85	2070,48	985	RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Faciès à mégacristsaux près du contact avec les gneiss amphiboliques
DB 103B	Route forestière Nécuday-Les-Chaux	920,85	2070,48	985	lames minces classiques	Bloc composite : filon + gneiss porphyroïde
DB 104	Route forestière Nécuday-Les-Chaux	920,85	2070,48	985	lames minces classiques	Faciès à petits phénocristsaux de feldspaths

Gneiss de Pussy - Plan du Col (zone est). Faciès oeilés et/ou amphiboliques (carte Albertville n° 7-8.1/25000)

n° échant.	Localisation	Coordonnées			Traitement(s) de l'échantillon	Nature du prélèvement
		X	Y	Z		
DB 49	Fin de la route forestière Nécuday. Plan Biollay	920, 28	2069, 55	1150	Lame mince classique + double coloration	Gneiss à mégacristsaux de feldspaths oeilés, à biotite (amphibole)
DB 50	Entrée nord de La Rochette	922, 06	2071, 24	410	RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss à mégacristsaux de feldspaths oeilés et automorphes et à grenat
DB 51	Entrée nord de La Rochette	922, 06	2071, 24	410	RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Cristal feldspathique isolé
DB 98	Centre aéré SNCF de Nécuday	921, 23	2070, 13	860	lame mince classique	Ségrégation claire dans des faciès migmatitiques à amphibole
DB 99	Centre aéré SNCF de Nécuday	921, 23	2070, 13	860	lames minces classiques	Niveaux amphiboliques du mobilisat
DB-DP 37	Carrière dans Pussy près du point coté 738	921, 42	2069, 68	742	lames minces orientées et classiques + RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss amphibolique à mégacristsaux de feldspaths automorphes

Orthogneiss de Cevins (carte Albertville n° 7-8.1/25000)

DB 10	Carrière des Chavonnettes	921, 72	2073, 17	420	lames minces classiques + double coloration	Granitogneiss porphyroïde
DB 11	Carrière des Chavonnettes	921, 72	2073, 17	420	lames minces classiques + RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Granitogneiss porphyroïde à surconcentrations ponctuelles
DB 82	Carrière des Chavonnettes	921, 72	2073, 17	420	lames minces orientées	Granitogneiss porphyroïde

Complexe du Col de Montjoie. Gneiss porphyroïdes faciès nord. (carte La Rochette n° 3-4.1/25000)

DB 121	Chalet du Pas de Freydon	916, 71	3365, 30	2260	RX	Gneiss porphyroïde
DB 122	Chalet du Pas de Freydon	916, 71	3365, 30	2258	lames minces orientées + RX	"Feldspathite" réduite
DB 123	Chalet du Pas de Freydon	916, 71	3365, 30	2258	analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss porphyroïde
DB 124	Chalet du Pas de Freydon	916, 71	3365, 30	2261	RX	Gneiss porphyroïde
DB 125	Chalet du Pas de Freydon	916, 71	3365, 30	2259	lames minces orientées + RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	"Feldspathite" réduite
DB 127	Chalet du Pas de Freydon	916, 71	3365, 30	2259	analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Bordure d'une "feldspathite"
DB 131	Chalet du Pas de Freydon	916, 73	3365, 20	2222	RX + analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss porphyroïde

Complexe du Col de Montjoie. Gneiss porphyroïdes faciès sud. (carte La Rochette n° 7.8.1/25000)

n° échant.	Localisation	Coordonnées			Traitement(s) de l'échantillon	Nature du prélèvement
		X	Y	Z		
DB 132	Sentier Col de Montjoie-Ruisseau de Pierre Mouton	912, 86	3356, 05	2248	lames classiques + RX	Gneiss porphyroïde près d'un gneiss fin "schisteux"
DB 133	Sentier Col de Montjoie-Ruisseau de Pierre Mouton	912, 86	3356, 05	2248	lames minces orientées	"Gneiss" porphyroïde
DB 135	Sentier Col de Montjoie-Ruisseau de Pierre Mouton	912, 86	3356, 05	2250	Contact particulier : éch. de référence	Contact entre schistes et "granite" porphyroïde : schistes replissés au moment de la mise en place
DB 136	Sentier Col de Montjoie-Ruisseau de Pierre Mouton	912, 81	3355, 90	2245	lames minces classiques + RX	Gneiss porphyroïde
DB 138	Sentier Col de Montjoie-Ruisseau de Pierre Mouton	912, 81	3355, 90	2245	analyse chim. (mégacristsaux isolés)	Gneiss porphyroïde

Champoudru (nord du St Colomban) . (carte La Rochette n° 7.8.1/25000)

DB 36	Route forestière Le Preyney-Cham-poudru	910, 58	3353, 86	1245	double coloration	Granite laminé à tendance porphyroïde
DB 37	Route forestière Le Preyney-Cham-poudru	910, 30	3352, 46	1265	lames minces classiques + double coloration	Granite hétérogène, tendance rubanée et/ou porphyroïde
DB 40	Route forestière Le Preyney-Cham-poudru	910, 31	3352, 42	1270	lames minces classiques + double coloration	Granite légèrement orienté, grain moyen
DB 41	Route forestière Le Preyney-Cham-poudru	910, 28	3350, 97	1325	lames minces classiques	Granitoïde leucocrate, porphyroïde
DB 44	Route forestière Le Preyney-Cham-poudru	910, 23	3350, 62	1300	lames minces classiques	Granite leucocrate, isogranulaire, à muscovite
DB 45	Route forestière Le Preyney-Cham-poudru	910, 28	3350, 50	1290	lames minces classiques	Schistes + granuwaveux, à amphibole
DB 48	Route forestière Le Preyney-Cham-poudru	910, 27	3350, 24	1285	lames minces classiques + double coloration	Gneiss oeilé à petits phénocristsaux sombres

Complexe de Saint Colomban Des Villards. Faciès porphyroïdes. (cartes La Rochette n° 5-6 et Saint Jean de Maurienne ouest.1/25000)

DB 2	Bord de la D. 74 (carrière de pierre de taille de St Sulpice)	908, 65	3348, 35	430	lames minces orientées	Granito-gneiss porphyroïde à enclaves granitiques et passées subbiotitiques
DB 3	Route forestière des Chalets Ser-vion (relais ORTF St Etienne de Cuines)	908, 30	3346, 87	1040	double coloration	Granito-gneiss porphyroïde
DB 32	Route forestière de St Colomban Des Villards	904, 48	3341, 56	1750	lames minces orientées	Granodiorite à mégacristsaux de feldspaths roses
DB 34	Route forestière de St Colomban Des Villards	904, 76	3341, 06	1610	lames minces orientées	Granodiorite porphyroïde, mégacristsaux blancs
DB 35	Route forestière de St Colomban Des Villards	904, 84	3340, 90	1525	lames minces orientées	Granodiorite porphyroïde, faciès de bordure d'enclave

Massif des Sept Laux : granite porphyroïde et faciès associés (carte Domène Est.1/25000)

n° échant.	Localisation	Coordonnées			Traitement(s) de l'échantillon	Nature du prélèvement
		X	Y	Z		
DB 17	Défilé du Maupas (Eau d'Olle) nouvelle route près pt côté 1394	893, 88	3329, 22	1370	analyse chim. (roche totale)	Faciès sombre, hétérogène, non porphyroïde du granite
DB 18	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 88	3329, 22	1370	analyse chim. (roche totale)	Aptite recoupante
DB 20	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 88	3329, 22	1370	analyse chim. (roche totale)	Filonnets tardifs à feldspath noir et veines pegmatitiques à feldspaths noirs
DB 21	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 88	3329, 22	1370	lames minces classiques + analyse chim. (roche totale)	Ségrégation microgranitique à tendance rhyolitique
DB 22	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 88	3329, 22	1370	analyse chim. (roche totale + muscovite isolée) + RX (muscovite) + datation absolue (muscovite)	Veine pegmatitique très riche en muscovite
DB 23	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 88	3329, 22	1370	analyse chim. (roche totale)	Filon pegmatitique à feldspath noir et muscovite
DB 24	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 86	3329, 20	1380	analyse chim. (roche totale)	Aptite très légèrement linéée
DB 25	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 86	3329, 20	1380	analyse chim. (roche totale) + lames minces classiques	Granite fin et sombre
DB 26	Nelle route EDF Eau d'Olle près pt côté 1394 Défilé du Maupas	893, 86	3329, 20	1380	analyse chim. (roche totale)	Granite grossier, sombre, orienté, recoupé par DB 25
DB 29	Ruisseau de Bunard (Défilé du Maupas) nelle route Eau d'Olle	894, 77	3329, 36	1465	lames minces orientées	Gneiss à galets polycristallins et mégacristsaux de feldspaths
DB 88	Croix en mémoire du scout M. Raffin, nelle route Eau d'Olle.	892, 68	3320, 02	1280	lames minces orientées	Granite porphyroïde en enclave dans le granite équiant.
DB-JLV 63	Nelle route Eau d'Olle près pt côté 1425, Défilé du Maupas.	894, 25	3329, 07	1430	lames minces classiques et orientées + RX + analyse chim. (roche totale)	Pegmatite à feldspath noir et grenat

Massif des Grandes Rousses. Formation de l'Alpetta. "Partie" ouest. (carte Vizille est.1/25000)

DB 60	Environs carrière dans station de l'Alpe d'Huez	894, 16	3317, 43	1885	lames minces orientées	Gneiss porphyroïde
DB 62	Bordure rive droite ravin des Vorses (station Alpe d'Huez)	894, 36	3317, 47	1910	lames minces classiques	Contact bande schisteuse - gneiss porphyroïde
DB 63	Bordure rive droite du ravin des Vorses	894, 36	3317, 47	1910	lames minces classiques	Niveaux de roches quartzo-feldspathiques
DB 64	Sentier Voie de Brandes-station de l'Alpe d'Huez	894, 30	3317, 49	1910	lames minces orientées	Gneiss porphyroïde à feldspaths roses

78

Massif des Grandes Rousses. Formation de l'Alpetta. "Partie" est. (carte Vizille est.1/25000)

n° échant.	Localisation	Coordonnées			Traitement(s) de l'échantillon	Nature du prélèvement
		X	Y	Z		
DB 65	Est de la station du télésiège des Plates (station basse)	894, 94	3318, 69	2060	lames minces classiques	Gneiss à muscovite et amphibole, intercalé dans la "granite" porphyroïde
DB 67	Est de la station du télésiège des Plates (station basse)	894, 94	3318, 69	2060	lames minces classiques	Contact entre gneiss à muscovite et gneiss porphyroïde
DB 71	Pointe NW du Lac Lamat	895, 53	3321, 75	2090	lames minces classiques	Gneiss porphyroïde au contact d'un niveau quartzo-feldspathique
DB 74	Nord du Lac de La Faucille à proximité du GR 549	895, 14	3321, 08	2100	lames minces classiques	Ségrégation sombre
DB 111	Proximité du déversoir du Lac Noir	894, 75	3319, 76	2050	lames minces orientées	Gneiss porphyroïde
DB 116	Sud du lac de La Faucille près du GR 549 (chemin grande randonnée)	895, 16	3320, 42	2080	lames minces orientées + RX	Gneiss porphyroïde très riche en mégacristsaux
DB 117	Sud du Lac Lamat	894, 45	3321, 59	2090	lames minces classiques	Niveau bréchique dans les gneiss porphyroïdes

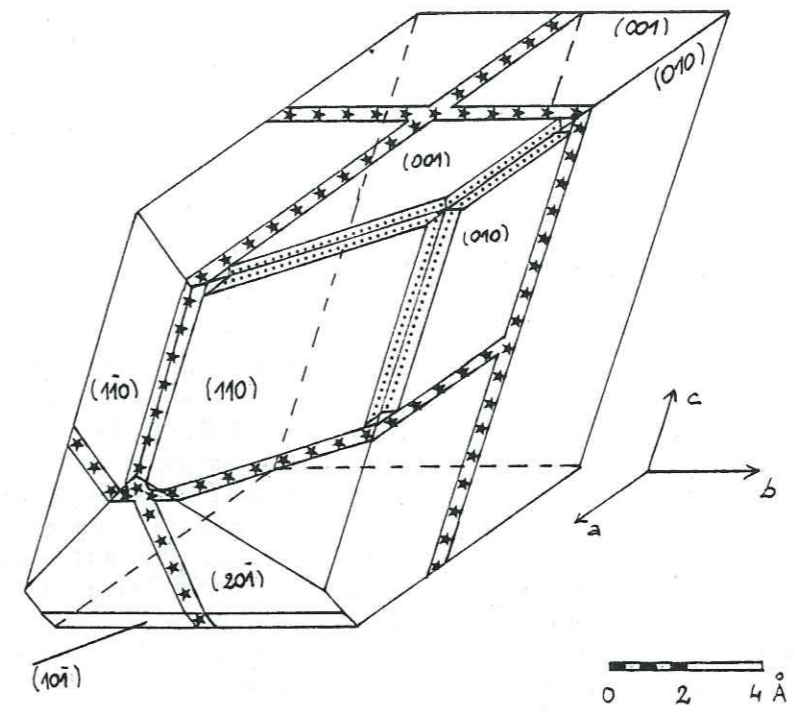
Massif des Grandes Rousses. Formation du Lac Blanc. Gneiss porphyroïdes. (carte de Vizille est.1/25000)

DB 142	Falaises entre le Lac du Milieu et le Lac de La Fare	897, 22	3321, 88	2720	lames minces orientées	Gneiss porphyroïde à clastes divers
DB 144	Falaises entre le Lac du Milieu et le Lac de La Fare	897, 22	3321, 88	2720	lames minces orientées	Gneiss porphyroïde à fragments divers

79

ANNEXE 3





—x— Sections passant au centre du mégacristal

..... Sections externes

Fig. 1 : Position des diverses sections à tailler dans un mégacristal de feldspath alcalin pour pouvoir fabriquer les lames minces polies.

Méthode de fabrication des lames minces orientées (cf. S. Wilhelm 1977)

Les lames minces sont collées non avec des résines polymérisables (problème de tension dans les cristaux) mais avec du Lake side (variété solide du baume du Canada). Les lames sont polies des deux faces et non couvertes afin d'améliorer les conditions d'observation. Elles sont taillées selon trois directions principales du cristal : section parallèle à la face (001), section parallèle à (010) et enfin section perpendiculaire aux deux précédentes c'est-à-dire (100*) (* = face artificielle n'existant pas dans la nature).

A partir d'un cristal dégagé ou non de la mésostase on peut obtenir trois lames minces permettant de définir, après un examen microscopique minutieux, l'agencement et la nature des microtextures dans le volume formé par le cristal (la lame (100*) permet le raccord entre (001) et (010)). A cette fin, on repère si le cristal est maclé ou non suivant quelle face il se présente (aspect allongé quand la section est subperpendiculaire à (010), aspect trapu dans le cas d'une section subparallèle à (010)) dans la roche. Il faut alors révéler le clivage parfait (001) (à l'aide d'un petit poinçon) qui sert de référence pour la taille de la première section de lame. On scie ensuite la section parallèle à (010) puis en dernier la plaquette (100*). Chaque section est taillée sous forme d'une plaquette de 5 mm d'épaisseur. On doit abraser puis polir la première face d'une section (convenablement orientée) avant de pouvoir la coller sur la lame porte-objet (verre blanc, qualité optique, non dépoli, épaisseur 2 mm). Cette face est préalablement enduite d'une fine couche de baume du Canada ; ceci évite d'arracher les "inclusions" lors de l'abrasion. Pour ceci, dans le cas où le trait de scie ne présente pas de biseau, on abrase la section successivement avec les carborendum (CSi) 30 μm puis 15 μm et 5 μm en nettoyant la lame entre chaque abrasion à l'aide d'une cuve à ultrasons (pour éviter de rayer la section avec des grains enchassés dans des fissures du cristal). L'abrasion dure une minute par calibre d'abrasif, ceci afin d'éliminer les aspérités dues au carborendum précédent. Les supports d'abrasion correspondent à des plaques de verre de 1 cm d'épaisseur posées sur des tapis de caoutchouc mousse destinés à absorber les vibrations dues à l'abrasion manuelle.

La surface abrasée est alors polie avec une poudre d'oxyde de cérium. A cet usage on utilise un drap à trame calibrée, collé sur une plaque de verre identique aux précédentes. Le drap doit être humidifié (avec de l'eau) et imprégné de poudre CeO_2 . La section polie est alors rincée, nettoyée aux ultra-sons puis mise à sécher (environ 12 h).

Une fois sèche, la section polie est collée au baume du Canada (température de collage égale à 140°C) sur une lame porte-objet. L'orientation, l'identification de la face ainsi que le numéro de référence de l'échantillon ont été gravés au préalable au verso de la lame porte-objet (à l'aide d'une pointe tungstène ou diamant) (fig. n° 1).

On laisse refroidir l'ensemble lame-section de roche, non directement sur la paillasse, mais sur une pile de papier (pas de choc thermique) puis on procède au dégrossissage jusqu'à 200 μm ou 100 μm avec une meule diamantée. Ne disposant pas d'un tel matériel, nous avons procédé par sciage sur scie Logitech donnant des plaques de 1 mm d'épaisseur. L'épaisseur désirée de 100 μm étant obtenue par abrasion manuelle à l'aide du carborendum 50 μm .

Après un premier examen rapide à la loupe binoculaire on "descend" la future lame mince avec les abrasifs 30 μm , 15 μm puis 5 μm jusqu'à atteindre l'épaisseur désirée de 20 μm .

La finition de la lame mince est assurée par un polissage final à l'oxyde de cérium. La lame est ensuite lavée, nettoyée aux ultra-sons puis séchée ; elle est alors prête à l'examen microscopique. Elle peut être ultérieurement polie à la poudre de diamant (grain 1 μm) si une étude à la microsonde s'avérait nécessaire.

Une bonne étude d'une variété de cristaux de feldspath nécessite de tailler plusieurs sections de même orientation (par ex. (001)) mais à un niveau différent dans le cristal. Ceci permet d'étudier les variations des diverses microtextures (orientations des fissures, changements de fronts de croissance, nature des perthites...) depuis l'extérieur jusqu'au centre du cristal (fig. n° 2).

La description précise et détaillée de cette méthodologie est fournie dans la thèse de doctorat d'état de S. Wilhelm (1977).

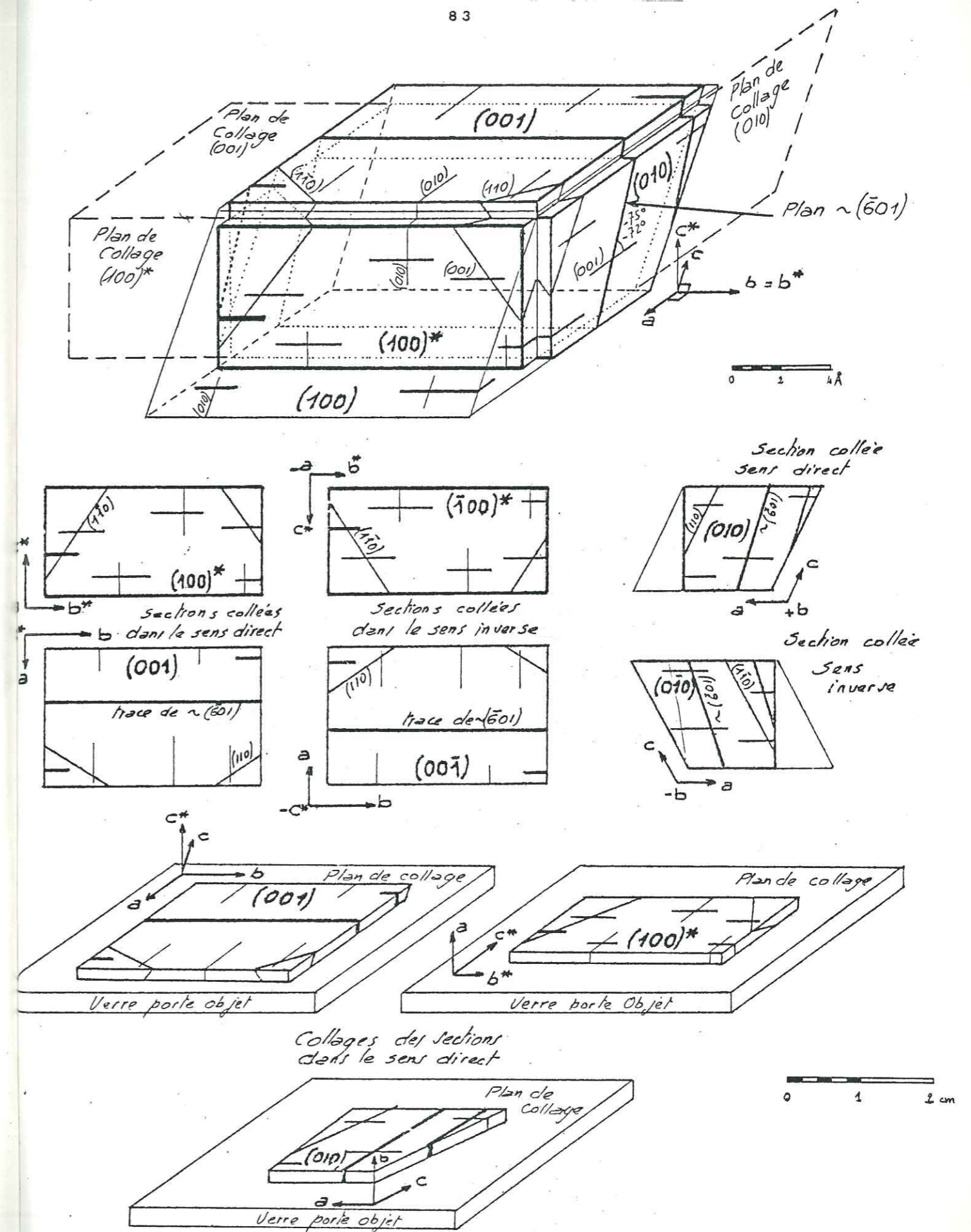


Fig. 2 Collage des plaquettes de feldspath sur le support lame mince, (d'après S. WILHELM, 1977).

ANNEXE 4

Indicatifs du laboratoire d'analyses

A année 1978-79)
 B année 1979-80) Institut Dolomieu GRENOBLE
 D Année 1981-82)

CRPG Centre de recherches pétrographiques et géochimiques NANCY

Abréviations employées

YS Yves Siméon (1979)
 BC, CD, ED, GF, EXC découpage particulier Yves Siméon (1979)
 DB Dominique Bonnet (1982)
 DP Demeulemeester Pierre (1982)

PAL Poncerry Alpes Lauzière (échantillonnage du massif de la Lauzière)
 AGL Alpes Grande Lauzière (complexe granito-gneissique de la Lauzière)
 PAB Poncerry Alpes Beaufort
 AIB Alpes indice Beaufort
 PAV Poncerry Alpes Vallorcine
 AI Alpes indice (secteur de Vallorcine)

JLV Jean-Luc Verjat (1980)

GR Grandes Rousses (cf. Loïc Giorgi 1979)

A.)
 B.)
 C.) + nombre Galerie EDF Arc Isère (points métriques dans les divers tronçons)
 E.)

Regroupement des analyses effectuées et/ou utilisées1. Secteur Belledonne Nord

Gneiss de Pussy - Plan du Col

Zone ouest automorphe	roche totale 12YS à 15 ED 56 (Yves Siméon) mégacristaux DB 12 à DB 9 (Dominique Bonnet)
Zone ouest oeillée	roche totale 13YS à 1'GF 23 (Yves Siméon) mégacristaux DB 14 à DB 57 (Dominique Bonnet)
Zone est panneau auto- morphe	roche totale 8YS à 10 B ED 34 (Yves Siméon) mégacristaux DB 100 (Dominique Bonnet)
Zone est oeillée	roche totale 5A YS à 2 CD 45 (Yves Siméon) mégacristaux DB 50 + 51 (Dominique Bonnet)
Zone est amphibolique automorphe	mégacristaux DB-DP 57 (Dominique Bonnet Demeulemeester Pierre)

Orthogneiss de Cevins

roche totale 11YS à 1 (EXC) (Yves Siméon)
 mégacristaux DB 11 (Dominique Bonnet)

Massif de la Lauzière

Gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie

roche totale PAL 13 à AGL 8 (Eddie Poncerry)
 mégacristaux faciès nord DB 123 à DB 131
 (Dominique Bonnet)
 mégacristaux faciès sud DB 138 (Dominique Bonnet)

Granite d'Epierre faciès porphyroïde

roche totale PAL 36, PAL 81 (Eddie Poncerry)

Série de la Montagne des Plans faciès porphyroïde
roche totale PAL 25 et PAL 69 (Eddie Poncerry)

2. Beaufort et Aiguilles Rouges (pour référence)

Granite porphyroïde de Beaufort roche totale PAB 6 à AIB 13 (Eddie Poncerry)
Granite porphyroïde de Vallorcine roche totale PAV 9 à AI 105 B (Eddie Poncerry)

3. Secteur Belledonne Sud

Complexe de Saint Colomban

Surface roche totale JLV 299 (Jean-Luc Verjat)
Galerie EDF Arc-Isère tronçon B roche totale B 171 A (Dominique Gasquet, 1979)
tronçon A roche totale A 355 B à A 2859 (D. Gasquet)
tronçon C roche totale C 53 à C 395 (Dominique Gasquet)

Groupe de Saint Rémy (gneiss porphyroïdes)

Galerie EDF Arc-Isère tronçon A roche totale A 3721 à A 4825 (Dominique Gasquet)

Gneiss occidentaux bande ouest (faciès porphyroïde)

Galerie EDF Arc-Isère tronçon E roche totale E 9477 à E 9761 (Dominique Gasquet)

Granite porphyroïde des Sept Laux

Surface roche totale JL V 71 et JL V 274 (Jean-Luc Verjat)
Galerie EDF Arc-Isère tronçon E roche totale E 9828 à E 9950 (Dominique Gasquet)
tronçon A roche totale A 4765 à A 6708 (Dominique Gasquet)

Pegmatite à feldspath noir

roche totale JL V 63 et JL V 68 B (Jean-Luc Verjat)

4. Secteur Grandes Rousses

Formation de l'Alpetta

Alpetta ouest roche totale GR 46, GR 163 (Loïc Giorgi)
Alpetta est roche totale GR 55 à GR 67 (Loïc Giorgi)

Formation du Lac Blanc (faciès porphyroïdes)

roche totale GR 116 à GR 136 (Loïc Giorgi)

PUSSY OUEST AUTOMORPHE. BELLEDONNE.

* 12 YS * 1 BC78* 9BC78* 2 CD56* 4 ED56* 15ED56*

* A 67 * A 61 * A 315 * A 56 * A 389 * A 59 *

SIQ2	* 65.57*	69.45*	66.60*	66.06*	65.62*	70.00*
AL203	* 16.32*	15.99*	17.48*	16.68*	17.55*	15.28*
FE203	* 3.29*	1.81*	2.10*	2.95*	2.95*	2.35*
MNO	* 0.05*	0.04*	0.16*	0.06*	0.03*	0.03*
MGO	* 2.45*	1.54*	1.16*	1.80*	1.79*	1.31*
CAO	* 1.34*	0.82*	1.29*	2.12*	1.52*	0.41*
NA20	* 3.91*	2.90*	4.29*	3.90*	4.21*	3.86*
K20	* 4.43*	5.80*	5.60*	4.21*	5.54*	4.75*
TIQ2	* 0.54*	0.27*	0.44*	0.53*	0.48*	0.34*
P205	* 0.15*	0.10*	0.01*	0.15*	0.13*	0.12*
H20	* 1.95*	1.55*	1.56*	1.09*	1.12*	1.22*
T	* 100.00*	100.27*	100.71*	99.55*	100.96*	99.67*

PUSSY OUEST OEILLE. BELLEDONNE.

* 13 YS * 6'BC78* 11BC78* 3 ED56* 14ED56* 1'GF23*

* A 90 * A 58 * A 300 * A 84 * A 319 * A 309 *

SIQ2	* 63.86*	64.12*	65.24*	72.45*	52.70*	68.08*
AL203	* 16.36*	18.13*	16.60*	14.68*	18.09*	16.20*
FE203	* 4.13*	3.47*	2.76*	1.93*	7.03*	2.36*
MNO	* 0.08*	0.05*	0.09*	0.03*	0.15*	0.03*
MGO	* 1.54*	1.51*	1.71*	0.81*	6.37*	1.39*
CAO	* 2.65*	2.81*	1.40*	0.66*	6.25*	1.49*
NA20	* 3.11*	4.98*	4.30*	4.69*	6.39*	5.05*
K20	* 5.19*	3.37*	5.04*	4.26*	1.41*	4.23*
TIQ2	* 0.55*	0.70*	0.45*	0.28*	0.91*	0.48*
P205	* 0.16*	0.16*	0.14*	0.09*	0.20*	0.17*
H20	* 1.65*	1.31*	2.41*	0.98*	1.24*	1.35*
T	* 99.28*	100.61*	100.13*	100.86*	100.70*	100.84*

PUSSY EST PANNEAU AUTOMORPHE.

* 8 YS * 9 YS * 6 ED34* 7 ED34*10AED34*10BED34*

* A 91 * A 92 * A 426 * A 427 * A 432 * A 424 *

SIQ2	* 66.71*	69.67*	52.91*	67.52*	63.47*	63.11*
AL203	* 14.67*	16.49*	20.70*	17.61*	16.63*	16.70*
FE203	* 3.37*	1.47*	6.80*	1.80*	4.16*	4.55*
MNO	* 0.07*	0.03*	0.08*	0.02*	0.05*	0.04*
MGO	* 1.79*	1.13*	3.96*	1.07*	2.68*	2.74*
CAO	* 2.35*	0.84*	2.34*	2.00*	3.07*	1.91*
NA20	* 2.82*	4.94*	6.49*	4.71*	3.77*	3.73*
K20	* 4.65*	4.32*	2.25*	4.39*	4.33*	4.58*
TIQ2	* 0.63*	0.23*	1.29*	0.33*	0.83*	0.82*
P205	* 0.25*	0.13*	0.50*	0.16*	0.31*	0.30*
H20	* 2.20*	0.90*	3.29*	1.07*	1.75*	1.74*
T	* 99.51*	100.15*	100.61*	100.69*	101.04*	100.23*

BELLEDONNE PUSSY EST OEILLE.

* 5A YS * 5B YS * 2 YS * 6 BC45* 5 CD34* 7 CD34* 10CD34* 2 CD45*

* A 308 * A 314 * A 316 * A 433 * A 394 * A 390 * A 382 * A 303 *

SIQ2	* 53.56*	60.18*	67.02*	62.96*	59.93*	70.79*	51.82*	66.35*
AL203	* 16.41*	17.05*	18.04*	16.81*	17.29*	15.53*	19.69*	17.99*
FE203	* 6.39*	3.68*	2.11*	6.60*	7.10*	1.96*	6.31*	2.60*
MNO	* 0.08*	0.06*	0.02*	0.10*	0.12*	0.02*	0.10*	0.04*
MGO	* 5.80*	4.26*	1.43*	3.28*	3.33*	1.02*	4.89*	1.36*
CAO	* 4.78*	2.96*	0.97*	1.20*	3.10*	0.26*	3.63*	0.65*
NA20	* 4.46*	4.08*	4.13*	1.92*	4.60*	3.65*	4.51*	4.32*
K20	* 4.19*	3.96*	4.40*	2.79*	2.31*	5.61*	2.87*	4.02*
TIQ2	* 1.65*	0.73*	0.35*	0.91*	0.96*	0.50*	1.29*	0.38*
P205	* 1.00*	0.52*	0.18*	0.14*	0.15*	0.19*	0.58*	0.20*
H20	* 2.01*	1.81*	1.01*	2.72*	2.03*	1.37*	4.21*	1.49*
T	* 100.34*	99.30*	99.68*	99.44*	100.93*	100.92*	99.92*	99.41*

BELLEDONNE CEVINS.

* 11 YS * 11' YS* 2 CD67* 2(EXC)* 1(EXC)*

* A 68 * A 69 * A 62 * A 188 * A 189 *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for BELLEDONNE CEVINS.

LAUZIERE. COL DE MONTJOIE. EPIERRE

* PAL 13* PAL 41* PAL90A* PAL122* AGL 3 * AGL 8 * PAL 36* PAL 81* PAL 25* PAL 69*

* A 76 * A 418 * B 332 * B 339 * B 315 * B 320 * A 416 * A 82 * B 573 * A 411 *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for LAUZIERE. COL DE MONTJOIE. EPIERRE.

BELLEDONNE. BEAUFORT.

* PAB 6 * PAB 17* PAB 19* AIB 50* AIB 13*

* A 103 * B 329 * B 330 * A 74 * A 100 *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for BELLEDONNE. BEAUFORT.

AIGUILLES ROUGES. VALLORCINE.

* PAV 9 * PAV 17* PAV 19* PAV 24* PAV 25* PAV 28* PAV 30* PAV 31* PAV33' * PAV 46* A1105B*

* A 102 * A 71 * A 407 * A 96 * A 415 * A 408 * A 72 * A 73 * B 577 * B 327 * A 399 *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for AIGUILLES ROUGES. VALLORCINE.

ET COLOMBAN PORPHYROIDE. SURFACE

* JLV299* B 171A* A 355B* A 559A* A 568A* A 665B* A 681 * A 703 * A 735 * A 767 * A 809 *

* B 594 * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for ET COLOMBAN PORPHYROIDE. SURFACE.

GALERIE EDF. ARC-ISERE.

* A 821 * A 828 * A 851 * A 853 * A 890 * A 922 * A 1205* A 1260* A 1420* A 1425* A1450 *

* CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for GALERIE EDF. ARC-ISERE.

GALERIE EDF. ARC-ISERE.

* A 1509* A 1553* A 1608* A 1675* A 2062* A 2108* A2155B* A 2157* A 2171* A 2185* A 2205*

* CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for GALERIE EDF. ARC-ISERE.

* A 2233* A 2405* A 2441* A 2443* A 2495* A 2516* A 2534* A 2638* A 2658* A 2705* A 2711*

* CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

Table with 11 columns and 11 rows of numerical data for GALERIE EDF. ARC-ISERE.

GALERIE EDF. ST COLOMBAN PORPHYROIDE.

* A 2714* A 2757* A 2810* A 2814* A 2859* C 53 * C 137 * C 165 * C 324 * C 395 *

* CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

SI02	* 68.22*	67.64*	69.61*	69.91*	70.24*	66.83*	59.60*	59.82*	66.48*	67.73*
AL203	* 16.04*	15.81*	14.97*	15.45*	15.15*	15.70*	16.98*	18.20*	16.31*	16.17*
FE203	* 2.67*	2.69*	3.10*	1.28*	2.01*	2.93*	3.70*	3.54*	3.05*	2.62*
MNO	* 0.04*	0.04*	0.07*	0.02*	0.03*	0.07*	0.09*	0.07*	0.05*	0.05*
MGO	* 1.21*	1.17*	1.62*	0.57*	0.94*	1.53*	2.40*	2.43*	1.45*	1.16*
CA0	* 3.42*	3.36*	1.12*	1.92*	0.91*	1.13*	2.34*	1.05*	2.15*	2.08*
NA20	* 3.73*	3.82*	4.01*	4.21*	3.94*	3.38*	3.42*	4.06*	3.54*	3.74*
K20	* 3.52*	3.63*	4.39*	4.88*	4.42*	4.84*	6.34*	6.47*	4.76*	4.50*
TI02	* 0.38*	0.38*	0.22*	0.15*	0.22*	0.40*	1.16*	0.94*	0.33*	0.34*
P205	* 0.09*	0.16*	0.04*	0.00*	0.02*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*	0.00*
H20	* 0.93*	1.17*	1.18*	1.68*	1.25*	1.95*	2.49*	1.99*	0.92*	0.82*
T	* 100.16*	99.71*	100.29*	100.07*	99.11*	98.76*	98.52*	98.57*	99.04*	99.21*

GROUPE ST REMY. GALERIE EDF. ARC-ISERE.

* A 4825* A 4291* A 4174* A4127A* A 4092* A 3917* A 3910* A 3908* A 3721*

* CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

SI02	* 69.84*	65.09*	69.48*	63.10*	63.38*	61.77*	74.96*	72.96*	64.15*
AL203	* 14.52*	16.31*	13.52*	14.06*	16.03*	15.92*	14.76*	15.63*	15.60*
FE203	* 4.27*	5.49*	4.26*	7.29*	5.16*	6.49*	0.57*	0.71*	6.66*
MNO	* 0.05*	0.07*	0.06*	0.09*	0.06*	0.12*	0.09*	0.03*	0.15*
MGO	* 0.84*	2.05*	1.55*	3.27*	2.35*	3.94*	0.14*	0.09*	2.38*
CA0	* 1.47*	3.10*	2.51*	5.46*	4.78*	3.61*	0.73*	0.86*	1.69*
NA20	* 3.41*	2.94*	3.00*	4.15*	4.29*	2.77*	3.50*	3.44*	3.61*
K20	* 4.12*	2.62*	4.13*	0.55*	1.93*	2.08*	3.47*	4.06*	2.47*
TI02	* 0.57*	0.68*	0.66*	0.62*	0.73*	0.98*	0.03*	0.04*	0.92*
P205	* 0.37*	0.20*	0.21*	0.14*	0.25*	0.12*	0.05*	0.01*	0.10*
H20	* 0.80*	1.41*	0.87*	0.94*	0.73*	1.97*	1.13*	0.93*	1.65*
T	* 99.89*	99.76*	100.04*	99.53*	99.44*	99.65*	99.40*	98.75*	99.28*

GNEISS OCCIDENTAUX. BANDE OUEST.

* E 9761* E 9695* E 9477*

* CRPG * CRPG * CRPG *

SI02	* 71.35*	71.52*	69.86*
AL203	* 15.41*	14.86*	15.28*
FE203	* 2.65*	1.45*	2.62*
MNO	* 0.03*	0.04*	0.03*
MGO	* 1.03*	0.92*	1.27*
CA0	* 0.73*	1.23*	1.02*
NA20	* 3.26*	4.17*	3.95*
K20	* 4.31*	4.02*	2.91*
TI02	* 0.32*	0.22*	0.37*
P205	* 0.13*	0.15*	0.14*
H20	* 1.28*	1.17*	1.28*
T	* 100.37*	99.60*	98.59*

SEPT LAUX. GRANITE PORPHYROIDE.

* JLV 71* JLV274* E 9950* E 9891* E 9875* E 9851* E 9845* E 9828* A 6708* A 6655* A 6470*

* B 218 * B 277 * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

SI02	* 65.10*	69.86*	72.00*	72.53*	73.17*	72.18*	71.64*	72.49*	53.70*	67.47*	66.78*
AL203	* 15.59*	16.15*	14.79*	15.11*	14.49*	14.66*	14.47*	15.02*	15.11*	16.26*	14.55*
FE203	* 3.83*	1.83*	0.90*	1.42*	1.36*	1.32*	1.57*	1.43*	6.32*	2.18*	3.15*
MNO	* 0.07*	0.04*	0.00*	0.04*	0.03*	0.03*	0.04*	0.01*	0.09*	0.03*	0.04*
MGO	* 3.48*	1.20*	0.08*	0.60*	0.69*	0.75*	0.55*	1.02*	6.40*	1.09*	2.88*
CA0	* 2.66*	1.93*	1.57*	1.14*	1.07*	0.86*	1.44*	0.69*	5.55*	2.10*	1.85*
NA20	* 3.70*	4.44*	4.26*	4.17*	4.01*	4.14*	4.18*	4.11*	4.27*	4.41*	4.26*
K20	* 3.53*	3.16*	4.17*	4.05*	4.11*	4.10*	4.13*	4.13*	3.58*	3.33*	3.61*
TI02	* 0.53*	0.24*	0.19*	0.21*	0.19*	0.20*	0.20*	0.21*	0.86*	0.38*	0.53*
P205	* 0.34*	0.19*	0.13*	0.08*	0.05*	0.09*	0.13*	0.11*	0.68*	0.19*	0.44*
H20	* 1.59*	0.87*	0.51*	0.71*	0.95*	0.55*	0.48*	1.26*	2.02*	1.62*	1.00*
T	* 100.42*	99.90*	98.60*	99.98*	100.07*	98.79*	98.83*	100.37*	97.90*	98.87*	98.65*

SEPT LAUX. GRANITE P. GALERIE EDF. ARC-ISERE.

* A 6029* A6015B* A 5952* A 5853* A 5756* A 5650* A 5398* A 5197* A 5080* A 4765*

* CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG * CRPG *

SI02	* 69.17*	70.18*	68.51*	68.92*	68.98*	70.63*	71.01*	70.63*	71.68*	71.29*
AL203	* 15.95*	15.79*	15.81*	15.93*	15.81*	15.62*	15.23*	15.37*	15.20*	14.90*
FE203	* 2.09*	1.77*	2.05*	2.04*	1.73*	1.53*	1.44*	1.87*	1.59*	1.92*
MNO	* 0.04*	0.00*	0.01*	0.00*	0.05*	0.01*	0.02*	0.02*	0.01*	0.02*
MGO	* 1.00*	0.71*	1.09*	1.00*	0.87*	0.81*	0.65*	1.12*	0.75*	0.74*
CA0	* 2.04*	2.02*	1.97*	1.94*	1.87*	1.65*	1.54*	0.62*	1.05*	1.75*
NA20	* 4.17*	4.32*	4.24*	4.26*	4.54*	4.49*	4.43*	4.09*	4.17*	4.17*
K20	* 4.27*	4.50*	4.23*	4.28*	4.24*	4.06*	4.07*	4.47*	4.15*	3.33*
TI02	* 0.36*	0.36*	0.33*	0.33*	0.27*	0.25*	0.24*	0.29*	0.25*	0.27*
P205	* 0.23*	0.17*	0.14*	0.16*	0.13*	0.13*	0.13*	0.17*	0.12*	0.09*
H20	* 0.76*	0.63*	0.96*	0.95*	0.88*	0.88*	0.98*	0.89*	0.95*	0.74*
T	* 99.85*	100.45*	99.20*	99.65*	99.24*	99.93*	99.61*	99.37*	99.80*	99.15*

SEPT LAUX. PEGMATITE "NOIRE".

* JLV 63* JLV68B*

* B 222 * B 654 *

SI02	* 70.97*	71.39*
AL203	* 16.84*	16.51*
FE203	* 1.08*	0.93*
MNO	* 0.28*	0.19*
MGO	* 0.17*	0.39*
CA0	* 0.37*	0.34*
NA20	* 3.23*	3.35*
K20	* 6.43*	6.58*
TI02	* 0.04*	0.05*
P205	* 0.31*	0.26*
H20	* 0.81*	0.70*
T	* 100.53*	100.85*

GRANDES ROUSSES. ALFETTA OUEST

* GR 46 * GR 163* GR 55 * GR 56 * GR 57 * GR 58 * GR 66 * GR 67 * GR 116* GR 117* GR 121*
 * A 254 * B 4 * A 243 * A 241 * A 162 * A 262 * A 256 * A 297 * A 294 * A 279 * A 293 *

SI02	* 68.10*	69.15*	65.61*	70.83*	67.71*	65.95*	68.10*	65.61*	63.20*	66.32*	63.45*
AL203	* 17.04*	16.22*	17.82*	16.11*	17.22*	16.90*	16.79*	16.10*	13.61*	17.07*	16.29*
FE203	* 1.92*	2.26*	2.41*	1.43*	2.18*	2.98*	2.67*	2.85*	3.91*	2.27*	3.18*
MNO	* 0.03*	0.04*	0.02*	0.01*	0.04*	0.03*	0.02*	0.02*	0.05*	0.02*	0.04*
MGO	* 1.19*	1.26*	1.28*	0.64*	1.49*	1.92*	1.41*	1.30*	3.66*	1.68*	1.75*
CAO	* 1.50*	1.87*	1.88*	1.17*	1.28*	0.73*	0.34*	0.82*	2.95*	1.45*	1.04*
NA20	* 3.89*	4.58*	4.30*	3.97*	3.80*	1.49*	1.82*	1.77*	4.17*	6.29*	3.68*
K20	* 4.04*	3.63*	3.59*	4.43*	5.57*	7.35*	7.02*	9.29*	5.99*	3.58*	6.57*
TI02	* 0.30*	0.40*	0.48*	0.39*	0.42*	0.49*	0.43*	0.43*	1.07*	0.54*	0.87*
P205	* 0.14*	0.16*	0.20*	0.11*	0.14*	0.13*	0.13*	0.06*	0.56*	0.19*	0.35*
H2O	* 1.27*	0.86*	1.31*	0.94*	1.39*	2.42*	1.93*	1.98*	1.25*	1.07*	2.19*
T	* 99.42*	100.43*	98.90*	100.03*	101.24*	100.39*	100.66*	100.23*	100.42*	100.48*	99.41*

ALPETTA EST. LAC BLANC.

* GR 134* GR 136*
 * A 266 * A 277 *

SI02	* 51.13*	60.17*
AL203	* 15.37*	16.88*
FE203	* 6.26*	3.37*
MNO	* 0.12*	0.02*
MGO	* 4.18*	1.87*
CAO	* 5.50*	1.16*
NA20	* 2.64*	1.21*
K20	* 6.20*	10.30*
TI02	* 1.56*	1.51*
P205	* 0.94*	0.81*
H2O	* 5.94*	2.01*
T	* 99.74*	99.31*

MEGACRISTAUX DE FELDSPATHS ALCALINS.

* DB 12 * DB 77A* DB 86 * DB 87 * DB 94 * DB 96 * DB 97 * DB 9 * DB 14 * DB 16 * DB 57 *
 * D 20 * D 13 * D 15 * D 17 * D 9 * D 8 * D 12 * D 22 * D 19 * D 18 * D 10 *

SI02	* 64.72*	65.82*	67.89*	67.97*	64.42*	71.47*	73.59*	63.72*	64.67*	68.23*	66.37*
AL203	* 18.34*	17.80*	15.24*	17.11*	17.60*	16.96*	14.12*	19.31*	18.91*	16.43*	18.04*
FE203	* 1.31*	0.96*	1.34*	1.19*	1.21*	1.04*	1.13*	0.62*	0.55*	0.98*	0.79*
MNO	* 0.02*	0.04*	0.07*	0.06*	0.04*	0.04*	0.03*	0.02*	0.00*	0.02*	0.02*
MGO	* 0.65*	0.54*	0.79*	0.65*	0.36*	0.61*	0.37*	0.31*	0.18*	0.35*	0.36*
CAO	* 0.24*	0.64*	2.10*	0.06*	1.19*	0.60*	0.11*	0.02*	0.63*	0.85*	0.25*
NA20	* 2.46*	2.00*	2.90*	3.42*	2.06*	7.95*	2.88*	1.87*	3.73*	2.93*	3.27*
K20	* 11.11*	11.21*	7.76*	8.42*	10.65*	0.45*	6.73*	12.85*	10.10*	8.65*	9.33*
TI02	* 0.15*	0.13*	0.16*	0.15*	0.14*	0.13*	0.11*	0.09*	0.07*	0.17*	0.16*
P205	* 0.06*	0.09*	0.12*	0.06*	0.06*	0.07*	0.07*	0.09*	0.04*	0.08*	0.04*
H2O	* 0.57*	0.93*	2.28*	0.72*	1.35*	0.57*	0.59*	0.40*	0.65*	0.67*	0.48*
T	* 99.63*	100.15*	100.65*	99.81*	99.06*	99.88*	99.73*	99.30*	99.53*	99.35*	99.10*

MEGACRISTAUX DE FELDSPATHS ALCALINS.

* DB 100*DB-DP 37*DB 50+5* DB 11 * DB 123* DB 125* DB 127* DB 131* DB 138*
 * D 14 * D 7 * D 11 * D 21 * D 16 * D 3 * D 4 * D 5 * D 6 *

SI02	* 63.75*	62.58*	66.96*	69.68*	69.19*	69.91*	66.30*	69.40*	62.88*
AL203	* 18.56*	17.34*	17.80*	16.27*	17.88*	17.46*	18.17*	18.35*	18.82*
FE203	* 0.83*	1.04*	0.64*	0.83*	1.38*	0.86*	1.57*	1.31*	2.15*
MNO	* 0.02*	0.03*	0.03*	0.02*	0.02*	0.02*	0.03*	0.03*	0.05*
MGO	* 0.36*	0.68*	0.17*	0.16*	0.58*	0.33*	0.46*	0.76*	0.55*
CAO	* 0.41*	2.55*	1.16*	0.86*	0.46*	0.51*	0.69*	0.37*	0.35*
NA20	* 1.78*	1.60*	5.58*	4.21*	6.25*	5.53*	4.17*	8.65*	1.60*
K20	* 12.72*	10.86*	6.54*	6.67*	2.59*	4.78*	7.50*	1.06*	11.52*
TI02	* 0.08*	0.20*	0.10*	0.17*	0.14*	0.13*	0.19*	0.14*	0.25*
P205	* 0.07*	0.11*	0.04*	0.03*	0.07*	0.07*	0.07*	0.06*	0.16*
H2O	* 0.33*	2.02*	1.12*	0.75*	0.88*	0.71*	0.64*	0.78*	0.86*
T	* 98.90*	99.01*	100.15*	99.65*	99.44*	100.31*	99.78*	100.92*	99.18*

Fig. 3 : Nuages représentatifs des faciès porphyroïdes de Beaufort et Val-lorcine. Cas du diagramme AlK=f(AlNa).

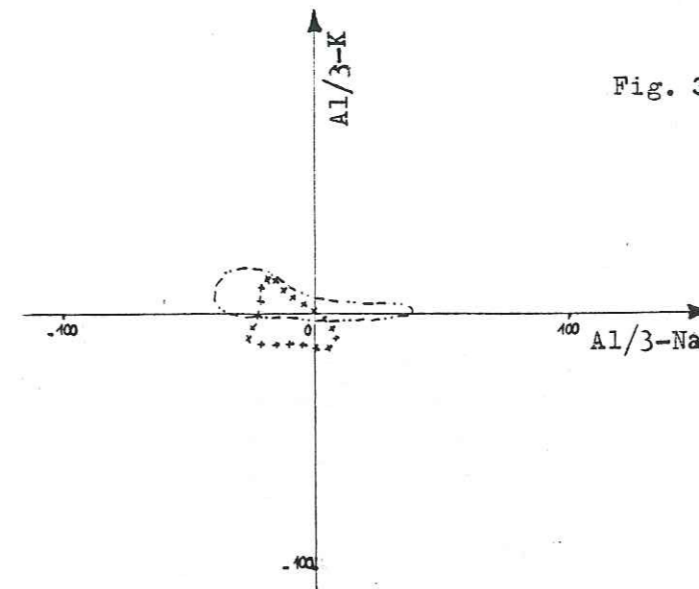
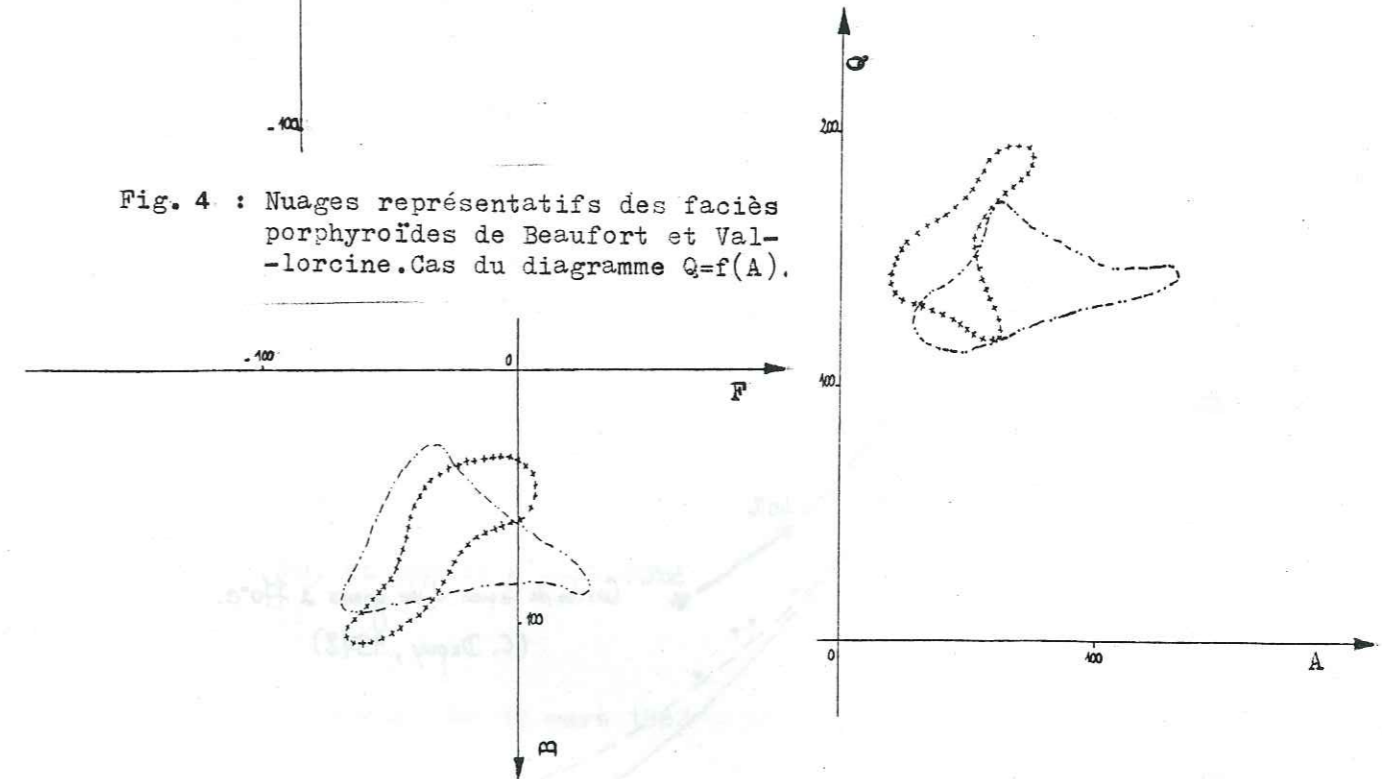


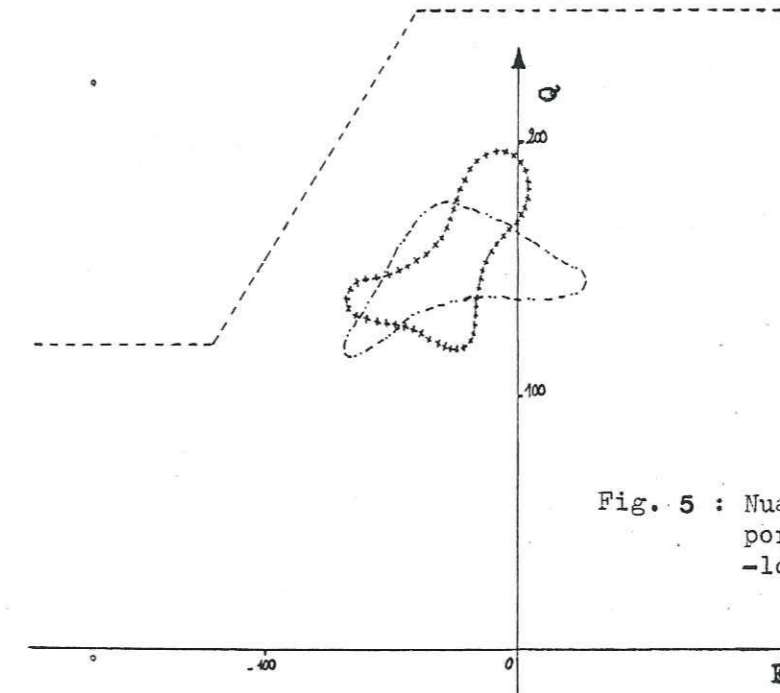
Fig. 4 : Nuages représentatifs des faciès porphyroïdes de Beaufort et Val-lorcine. Cas du diagramme Q=f(A).



Légende

----- Granite porphyroïde de Beaufort
 ++++++ Granite porphyroïde de Vallorcine

Fig. 5 : Nuages représentatifs des faciès porphyroïdes de Beaufort et Val-lorcine. Cas du diagramme QFB.



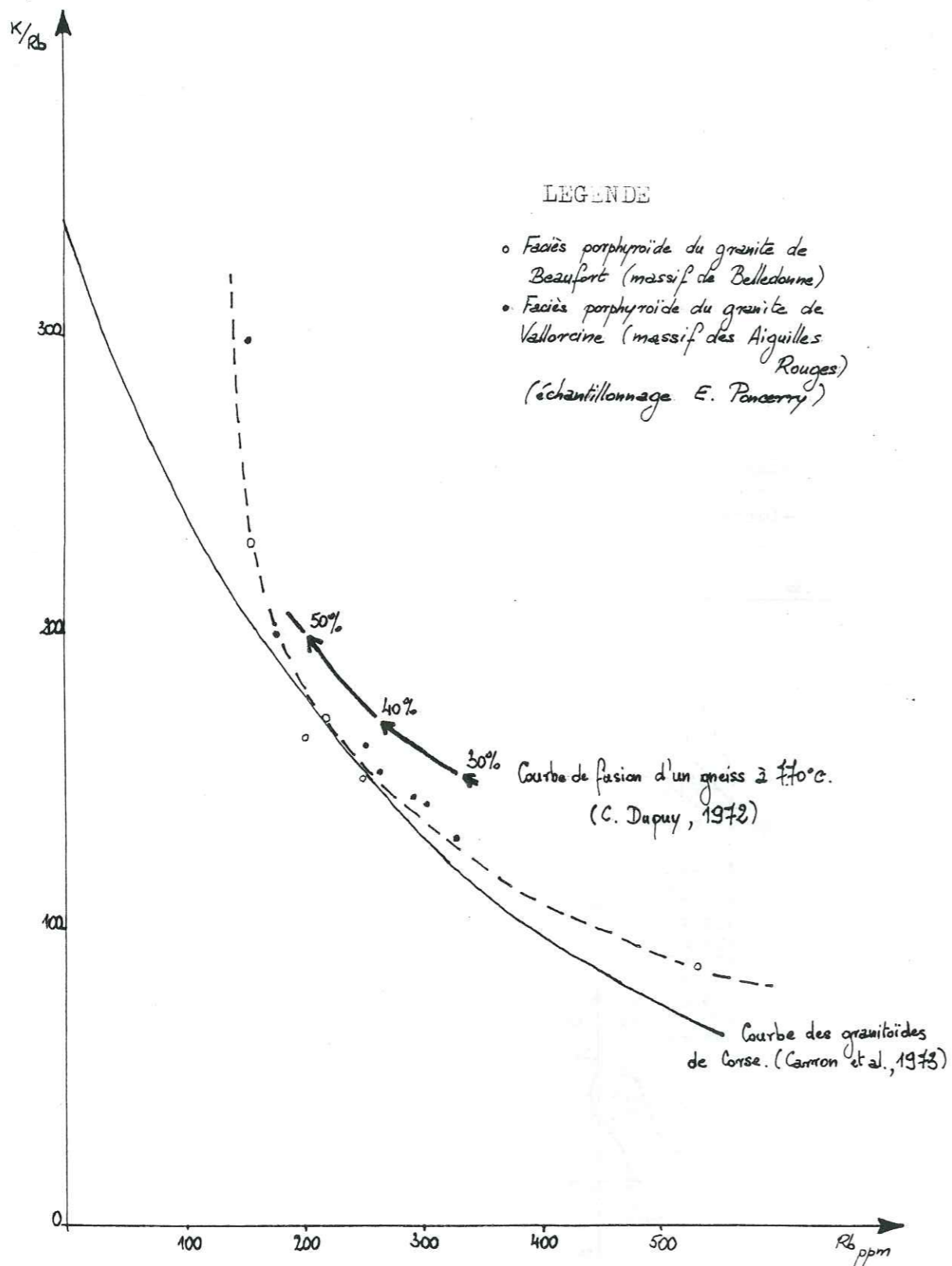


Fig. 6 : Diagramme $K/Rb=f(Rb)$ des faciès porphyroïdes des granites de Vallorcine (massif des Aiguilles Rouges) et de Beaufort (massif de Belledonne).

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 18.02.1982

Le Président de la thèse

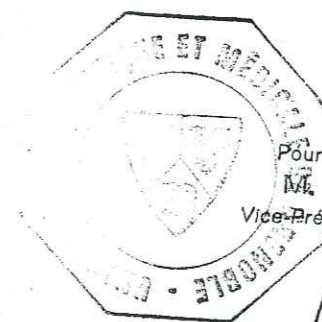
Almichel

Mademoiselle BONNET Dominique

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 12 mars 1982

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale



Pour le Président,
M. TANCHE
Vice-Président Assesseur

B. Tanche