

Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie)

par François Bussy



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Minéralogie
et Pétrographie

**Pétrogenèse des enclaves microgrenues
associées aux granitoïdes calco-alcalins:
exemple des massifs varisque du Mont-
Blanc (Alpes occidentales) et miocène
du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie)**

thèse de doctorat
présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne

par **François Bussy**

Jury de thèse:

Prof. S. Ayrton (Directeur)
Prof. P. Hainard (Président)
Prof. B. Bonin, Paris
Prof. J.-C. Duchesne, Liège

Mémoires de Géologie (Lausanne) No.7, 1990

*A Christine et Adrien
A mes parents*

Photo de couverture:

Le cirque de la Charpoua dans le massif granitique du Mont-Blanc vu depuis le sud, avec en arrière-plan l'Aiguille Verte (4122 m) sur la gauche et le pic élancé du Cardinal (3647 m) plus à droite. Au premier plan se dresse le Rognon de la Charpoua, vaste affleurement dont les multiples faciès pétrographiques de composition dioritique à granitique constituent le témoin le plus démonstratif dans tout le massif de mélanges de magmas de composition contrastée.

TABLE DES MATIERES

RÉSUMÉ.....	1
SUMMARY	2
REMERCIEMENTS	3
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	5
1.1 Orientation générale - importance géologique des enclaves microgrenues.....	5
1.2 Buts et limites du présent travail.....	5
1.3 Nomenclature, abréviations, structure du mémoire.....	6
PREMIERE PARTIE: LE MASSIF GRANITIQUE DU MONTE-CAPANNE	
CHAPITRE 1: CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	8
1.1 Cadre régional.....	8
1.1.1 Situation géographique et géologique.....	8
1.1.2 Le magmatisme tertiaire sur Elbe et en Toscane.....	11
1.2 Le massif du Monte Capanne.....	12
1.2.1 Description générale.....	12
1.2.2 Auréole thermométamorphique.....	12
CHAPITRE 2: PÉTROGRAPHIE DU GRANITE DU MONTE CAPANNE.....	14
2.1 Observations de terrain et structures.....	14
2.1.1 Faciès pétrographiques.....	14
2.1.2 Structures et mise en place du massif.....	14
2.2 Composition modale.....	18
2.3 Minéralogie systématique.....	19
2.3.1 Le plagioclase.....	19
2.3.2 Le quartz.....	20
2.3.3 La biotite.....	20
2.3.4 Le feldspath alcalin.....	22
2.3.5 Minéraux accessoires.....	28
2.4 Ordre de cristallisation et textures.....	30
2.4.1 La genèse des mégacristaux de feldspath alcalin.....	30
2.4.2 Texture.....	33
2.4.3 Ordre de cristallisation.....	33
2.5 Conditions physiques de cristallisation.....	35
2.5.1 Conditions de P et T à la source.....	35
2.5.2 Pression de cristallisation.....	36
2.5.3 Température de cristallisation.....	36
2.5.4 Teneur en eau du magma.....	37
2.5.5 Degré d'oxydation du magma.....	37
2.5.6 Fugacité de l'oxygène.....	37
2.6 En résumé.....	38
CHAPITRE 3: LES ENCLAVES XÉNOLITQUES DU GRANITE DU MONTE CAPANNE.....	39
3.1 Les enclaves de roches encaissantes.....	39
3.2 Les enclaves schisteuses à biotite.....	39
3.2.1 Définition, description, localisation.....	39
3.2.2 Minéralogie et textures.....	40
3.2.3 Le contact entre les enclaves et leur encaissant.....	42
3.2.4 Composition des minéraux des enclaves schisteuses.....	43
3.2.5 Origine et évolution des enclaves schisteuses.....	44
3.2.6 Conclusion et implications génétiques pour le granite.....	47
CHAPITRE 4: LES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES: MORPHOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE.....	48
4.1 Caractères généraux.....	48
4.1.1 Introduction - nomenclature.....	48
4.1.2 Caractères macroscopiques.....	48
4.1.3 Composition minéralogique et modale.....	51
4.2 Les textures matricielles des enclaves microgrenues.....	52
4.2.1 Les enclaves à texture doléritique.....	52
4.2.2 Les enclaves à texture fluidale.....	53
4.2.3 Les enclaves à texture ophitique.....	54
4.2.4 Les enclaves à texture microgranulaire.....	60
4.2.5 Enclave à texture microgabbroïque.....	61

4.2.6 Minéraux matriciels et accessoires	61
4.2.6 Minéralogie et textures matricielles: résumé des observations et des interprétations	62
4.3 Les porphyrocristaux des enclaves microgrenues	63
4.3.1 Les ocelles de quartz.....	63
4.3.2 Les porphyrocristaux de plagioclase	68
4.3.3 Les mégafeldspaths alcalins.....	79
4.3.4 Les porphyrocristaux de biotite dans les enclaves.....	87
4.3.5 Minéraux secondaires et associations gloméroporphyriques.....	88
4.3.6 Conclusion sur les porphyrocristaux des enclaves microgrenues.....	89
4.4 Composition chimique et typologie des minéraux des enclaves.....	89
4.4.1 Plagioclase.....	89
4.4.2 Feldspath alcalin	89
4.4.3 Biotite.....	90
4.4.4 Amphibole.....	92
4.4.5 Pyroxènes	94
4.4.6 Opaques.....	95
4.4.7 Conclusion sur le chimisme des minéraux des enclaves.....	96
4.5 Conditions physiques de cristallisation du magma des enclaves.....	96
4.6 Genèse des enclaves microgrenues vue sous l'angle pétrographique	96
4.6.1 Résumé des contraintes.....	96
4.6.2 Le concept de mélange de magmas dans la littérature géologique.....	98
CHAPITRE 5: LES FILONS SOMBRES DANS LE GRANITE DU MONTE CAPANNE	99
5.1 Caractères macroscopiques.....	99
5.2 Minéralogie et texture des porphyrocristaux	99
5.3 La matrice.....	101
5.4 Origine des filons et lien avec les enclaves microgrenues.....	101
CHAPITRE 6: ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DU MASSIF DU MONTE CAPANNE.....	102
6.1 Caractères géochimiques généraux	102
6.1.1 Les roches granitiques	102
6.1.2 Les enclaves microgrenues	105
6.1.3 Enclave à pyroxènes.....	108
6.1.4 Enclaves xénolitiques	108
6.1.5 Les filons sombres	108
6.2 Classification et typologie systématique.....	109
6.2.1 Classification modale.....	109
6.2.2 Classification chimique sur roche totale.....	109
6.2.3 Classification sur la base de minéraux	114
6.2.4 Conclusions sur la classification typologique.....	114
CHAPITRE 7: ETUDE DES CONTACTS ENTRE GRANITE ET ENCLAVES: ÉCHANGES GÉOCHIMIQUES ET CONTAMINATION DES MAGMAS.....	115
7.1 Aspect minéralogique et textural	115
7.1.1 Composition modale.....	115
7.1.2 Textures	115
7.2 Profils géochimiques à travers le contact entre granite et enclaves.....	116
7.2.1 Description des profils.....	116
7.2.2 Hypothèses génétiques.....	116
7.3 Ampleur des échanges chimiques entre granite et enclaves - incidence sur leur composition chimique.....	120
7.3.1 Diffusion au contact.....	120
7.3.2 Transfert d'éléments par des fluides.....	120
7.3.3 Conséquences sur le chimisme des enclaves.....	121
7.3.4 Conclusion sur les échanges chimiques entre granite et enclaves.....	122
CHAPITRE 8: LA GENESE DU GRANITE DU M. CAPANNE DANS LE CADRE DE LA PROVINCE MAGMATIQUE TOSCANE.....	123
8.1 Caractères généraux des roches ignées toscanes	123
8.2 Hypothèses génétiques sur la Province Magmatique Toscane dans la littérature	127
8.3 Processus magmatiques à l'origine du granite du M. Capanne	128
8.3.1 Discrimination graphique des processus pétrogénétiques.....	128
8.3.2 Cristallisation fractionnée	130
8.3.3 Mélanges de magmas	131
8.3.4 Caractérisation des pôles du mélange.....	133
8.3.5 Origine du pôle acide du (des) mélange(s)	136
8.3.6 Origine du pôle basique du mélange	139

8.4 Résumé et conclusion sur la genèse du granite du Monte Capanne	140
CHAPITRE 9: ORIGINE DES ENCLAVES MICROGRENUES ET DES FILONS SOMBRES DU GRANITE DU M. CAPANNE	141
9.1 Contraintes géochimiques sur l'origine des enclaves	141
9.1.1 Les enclaves à texture microgranulaire.....	141
9.1.2 Les enclaves à texture ophitique.....	141
9.1.3 Les enclaves à texture doléritique.....	143
9.1.4 Les filons sombres.....	143
9.1.5 Conclusions sur l'origine des enclaves vue sous l'aspect géochimique.....	144
9.2 Mécanismes de formation et de mise en place des enclaves.....	144
9.2.1 Production du magma hybride des enclaves.....	144
9.2.2 Individualisation et mise en place des enclaves.....	145
CHAPITRE 10: CADRE GÉOTECTONIQUE DU MAGMATISME TOSCAN	146
10.1 Contexte tectonique régional actuel	146
10.2 Hypothèses sur la genèse du magmatisme toscan dans la littérature.....	147
10.3 Evolution géodynamique de la région tyrrhénienne et magmatique toscane	149
10.4 Conclusion.....	152
DEUXIEME PARTIE: LE MASSIF GRANITIQUE DU MONT-BLANC	
CHAPITRE 11: INTRODUCTION GÉNÉRALE	155
11.1 Situation géographique	155
11.2 Cadre géologique	155
11.3 Géologie du massif cristallin du Mont-Blanc.....	158
11.3.1 Bref historique	158
11.3.2 Description géologique.....	158
CHAPITRE 12: LES GRANITES DU MONT-BLANC	163
12.1 Observations de terrain et structures.....	163
12.1.1 Nature des roches.....	163
12.1.2 Structures du massif.....	163
12.2 Pétrographie et minéralogie	165
12.2.1 Le granite central et son faciès de bordure.....	165
12.2.2 Les granites leucocrates	172
12.3 Conditions physiques de cristallisation des magmas.....	173
12.3.1 Granite principal	173
12.3.2 Leucogranites	174
12.4 Géochimie des granites du Mont-Blanc.....	174
12.4.1 Caractères géochimiques généraux.....	174
12.4.2 Processus magmatiques	180
12.5 Conditions de mise en place des granitoïdes	184
CHAPITRE 13: LES FILONS MAFIQUES DU GRANITE DU MONT-BLANC.....	185
13.1 Localisation, description	185
13.2 Minéralogie et textures	185
13.2.1 Matrice.....	185
13.2.2 Porphyrocristaux.....	185
13.2.3 Composition chimique des ferromagnésiens.....	186
13.2.4 Conditions physiques de cristallisation du magma.....	186
13.3 Géochimie.....	186
13.3.1 Caractères géochimiques généraux.....	186
13.3.2 Classification typologique.....	187
13.4 Signification géologique des filons.....	188
CHAPITRE 14: PÉTROGRAPHIE DES ENCLAVES DU GRANITE DU MONT-BLANC	189
14.1 Les enclaves xénolitiques	189
14.2 Les enclaves granitiques.....	189
14.3 Distinction de deux familles d'enclaves microgrenues.....	189
14.4 Les enclaves microgrenues magnésiennes à hornblende et biotite.....	190
14.4.1 Observation de terrain.....	190
14.4.2 Composition minéralogique et modale.....	191
14.4.3 Description des minéraux matriciels et des textures	191
14.4.4 Les porphyrocristaux.....	194
14.4.5 Les contacts entre le granite et les enclaves à hornblende.....	197
14.4.6 Les effets de la déformation	198

14.4.7 Conclusion-interprétation.....	198
14.5 Les enclaves microgrenues ferrifères à biotite.....	199
14.5.1 Observations de terrain.....	199
14.5.2 Composition minéralogique et modale.....	199
14.5.3 Les porphyrocristaux.....	200
14.5.4 Minéraux et textures matriciels.....	201
14.5.5 Les contacts entre le granite et les enclaves à biotite.....	204
14.5.6 Interprétation-conclusion.....	207
14.6 Les enclaves microgrenues dans les granites leucocrates filoniens.....	208
14.7 Conclusion à l'étude pétrographique des enclaves.....	208
CHAPITRE 15: GÉOCHIMIE DES ENCLAVES MICROGRENUES.....	209
15.1 Les enclaves magnésiennes à hornblende.....	209
15.1.1 Caractères géochimiques généraux.....	209
15.1.2 Processus magmatiques.....	213
15.1.3 Contraintes géochimiques sur l'origine du magma générateur des enclaves et des filons.....	218
15.2 Les enclaves ferrifères à biotite.....	219
15.2.1 Caractères géochimiques généraux.....	219
15.2.2 Evolution géochimique des enclaves ferrifères.....	224
15.2.3 Processus à l'origine de la diversité chimique des enclaves.....	226
15.2.4 Caractérisation chimique et origine du magma basique générateur des enclaves.....	231
15.3 Relations génétiques entre enclaves ferrifères, magnésiennes et le granite du Mont-Blanc vu sous l'angle géochimique.....	232
15.3.1 Relations entre enclaves magnésiennes et ferrifères.....	232
15.3.2 Relations entre enclaves et granite.....	233
15.4 Conclusion.....	233
CHAPITRE 16: CONCLUSION À L'ÉTUDE DU MASSIF DU MONT-BLANC.....	234
16.1 Typologie de l'association magmatique du Mont-Blanc.....	234
16.1.1 Classification modale.....	234
16.1.2 Classification chimique sur roche totale.....	234
16.1.3 Typologie chimico-minéralogique basée sur l'exemple des granitoïdes varisques français.....	234
16.2 Relations génétiques entre enclaves et granite - origine du granite du Mont-Blanc.....	236
16.2.1 Hypothèses génétiques sur les relations entre roches basiques et granitoïdes calco-alcalins varisques dans la littérature.....	236
16.2.2 Origine du granite et des enclaves du Mont-Blanc.....	239
16.3 Cadre géotectonique régional.....	240
16.3.1 Géodynamique de l'orogénèse varisque.....	240
16.3.2 Genèse des granitoïdes varisques vue sous l'angle géotectonique.....	244
16.3.3 Les volcanites dans le contexte géodynamique varisque.....	246
16.3.5 Genèse du granite du Mont-Blanc dans son contexte géodynamique régional.....	246
16.3.6 Conclusion.....	247

TROISIEME PARTIE: CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	251
C.1 Processus général de formation des enclaves microgrenues.....	251
C.2 Signification génétique des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins.....	252
BIBLIOGRAPHIE.....	253

ANNEXES

Annexe 1: Figures et tableaux.....	269
Annexe 2: Méthodes analytiques.....	292
Microsonde.....	292
Fluorescence X.....	292
Activation neutronique.....	293
Annexe 3: Composition chimique des minéraux ferromagnésiens des massifs granitiques du Monte Capanne et du Mont-Blanc - Analyses représentatives.....	294
Annexe 4: Analyses chimiques des roches des massifs du M. Capanne et du Mont-Blanc - Majeurs et traces.....	296
Annexe 5: Localisation des échantillons.....	307

RÉSUMÉ

Les similitudes observées entre les enclaves microgrenues sombres des deux granites étudiés révèlent un processus de formation unique, qui peut être étendu aux enclaves d'autres massifs intrusifs calco-alcalins. L'interprétation suivante est proposée:

- les enclaves microgrenues sont des roches ignées témoignant de la coexistence de magmas de composition contrastée qui ont interagi de manière complexe à différents stades de leur évolution respective selon le processus général suivant:
- mise en contact d'un magma basique s.l. chaud et peu cristallisé avec un magma granitique partiellement cristallisé en base de chambre magmatique,
- mélanges mécaniques répétés et en proportions variables conduisant à la déstabilisation des phénocristaux du magma granitique (plagioclases à "patchy-zoning", feldspaths alcalins à couronne rapakivi, ocelles de quartz à liseré de ferromagnésiens) dans les magmas hybrides résultant, échanges chimiques sélectifs favorisés par la présence de fluides,
- injection et dispersion en enclaves des magmas hybrides dans les parties supérieures plus froides et visqueuses de la chambre magmatique,
- cristallisation rapide des enclaves jusqu'à disparition du contexte de surfusion, échanges chimiques intenses avec le granite sous contrôle minéralogique et en présence de fluides (enrichissement des enclaves en alcalins et ions à forte densité de charge, développement d'une bordure centimétrique sombre),
- fin de cristallisation plus lente en parallèle avec celle du granite.

Le granite miocène du Monte Capanne résulte de mélanges entre un magma anatectique dominant d'origine crustale métapélitique et un magma basaltique mantellique représenté par les enclaves dans un contexte distensif post-subduction.

Le granite tardi-varisque du Mont-Blanc contient deux familles d'enclaves (magnésiennes et ferrifères) distinctes, la seconde ayant des caractères chimiques anormaux excluant l'identification définitive de sa source. Des filons tardifs de composition identique à celle des enclaves magnésiennes confirment l'origine magmatique de ces dernières. Le granite du Mont-Blanc provient de la fusion d'une croûte granulitique profonde en contexte distensif épirogénique favorisée par l'intrusion de magmas basiques d'origine mantellique dont l'existence est attestée par les enclaves et les filons. Le magma granitique comprend une éventuelle composante mantellique dont la proportion est inconnue.

Les enclaves microgrenues des granitoïdes calco-alcalins en général sont considérées comme le témoin de la coexistence de magmas basique et acide non consanguins, mais cogénétiques dans le sens où l'existence du premier a pu induire celle du second. Leur hybridation peut engendrer d'importants volumes de magmas de composition intermédiaire.

SUMMARY

The observed similarities between the dark, microgranular enclaves in the two studied granites reveal a single genetic process which is valid for the enclaves of other calc-alkaline intrusive massifs. The following interpretation is proposed:

- the microgranular enclaves are igneous rocks which express the coexistence of magmas with contrasting composition having interacted in a complex manner at different stages of their respective evolution, according to the following general process:
- encounter between a hot basic (in a wide sense) magma, still largely liquid, with a partially crystallized granitic melt in the lower part of a magmatic chamber,
- mechanical mixing in steps and in variable proportions leading to destabilisation of phenocrysts derived from the granitic magma ("patchy-zoned" plagioclases, alkali-feldspars with rapakivi texture, quartz ocelli with ferromagnesian rims) in the resultant hybrid magmas, selective chemical exchange enhanced by the presence of fluids,
- injection and dispersal in the form of enclaves of the hybrid magmas in the upper, colder and more viscous parts of the magma chamber,
- rapid crystallization of the enclaves leading to thermal equilibrium, intense chemical exchange with the granite under mineralogical control and in the presence of fluids (enrichment of the enclaves in alcalis and HFS ions, development of a dark centimeter-wide margin),
- slow termination of crystallization in parallel with that of the granite.

The Monte Capanne granite, of Miocene age, is the product of mixing between a main anatectic magma of crustal, metapelitic origin, and a mantle-derived basaltic magma represented by the enclaves, within a post-subduction extensional context.

The late-Variscan Mont-Blanc granite contains two distinct groups of enclaves (magnesian and ferroan), the second having abnormal chemical characteristics preventing the definitive identification of its origin. Late dykes of identical composition to that of the magnesian enclaves confirm the magmatic origin of the latter. The Mont-Blanc granite is the result of fusion of lower granulitic crust in an extensional, epeirogenic context, enhanced by the intrusion of basic magmas from the mantle, now present in the enclaves and dykes. The granitic magma includes a possible mantle fraction of unknown dimension.

The microgranular enclaves of the calc-alkaline granitoids in general are considered to be the expression of the coexistence of non-consanguinous basic and acid magmas, but which may be termed "cogenetic" in the sense that the existence of the former has probably triggered that of the latter. Their hybridization may produce vast quantities of magmas with intermediate compositions.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je mesure tout le bénéfice acquis tant sur le plan professionnel que convivial, à la faveur des multiples contacts et échanges de vues que j'ai pu avoir en Suisse et à l'étranger au cours de ces six années.

Stephen Ayrton a su m'enthousiasmer très tôt pour le granite, cette roche dont l'apparence est aussi banale que son origine est complexe. Je me suis beaucoup enrichi à son contact dans les domaines les plus divers et je garderai un souvenir lumineux des périodes de terrain passées ensemble. Je lui suis particulièrement reconnaissant pour le climat de confiance qu'il a instauré entre nous au cours de ces années de collaboration et pour la grande liberté qu'il m'a laissée dans la manière de conduire mon travail.

Je remercie MM. Bernard Bonin et Jean-Clair Duchesne d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse. Leur expérience, leurs conseils, critiques et encouragements m'ont été bénéfiques.

J'ai une lourde dette envers Christian Marro, de Fribourg, qui a mis à ma disposition bon nombre de ses échantillons et analyses inédites d'enclaves du Mont-Blanc et dont il a décidé avec délicatesse de ne pas parler dans sa thèse. J'ai particulièrement bénéficié des discussions que nous avons eues et de la primeur de son levé cartographique, indispensable à toute étude thématique du genre de celle que j'entreprenais.

Je remercie également Jürgen Von Raumer, son directeur de thèse, qui m'a accordé toutes les facilités d'accès aux échantillons de Christian et a mis à ma disposition les siens propres.

Urs Schaltegger, de Berne, a spontanément accepté de prendre en charge l'analyse isotopique de mes échantillons et je lui en suis très reconnaissant. J'ai beaucoup apprécié la collaboration amicale et fructueuse qui en a résulté. Je remercie d'autre part Mme E. Jäger, directrice du laboratoire isotopique de Berne, d'avoir accepté cette dernière.

J'exprime toute ma gratitude à Hans-Ruedi Pfeifer, responsable dynamique du Centre d'Analyse Minérale de Lausanne, pour sa disponibilité à mon égard et pour son aide inconditionnelle dans les fréquentes situations de "crise" où je venais lui demander l'impossible à la dernière minute. J'ai toujours trouvé en lui un interlocuteur attentif, compétent et prévenant.

J'ai pour Alberto Colombi la reconnaissance du néophyte envers l'informaticien salvateur; son aide me fut inestimable.

Jean-Claude Lavanchy, par sa compétence, sa disponibilité, sa gentillesse et son calme salutaire, m'a permis de préparer dans les meilleures conditions les nombreux échantillons qu'il a analysés par spectrométrie X.

Un lien particulier m'unit à Philippe Thélin, que j'ai remplacé auprès de Steve Ayrton. Je garde un excellent souvenir, tant de son enseignement alors que j'étais étudiant que des stages de terrain que nous avons effectués ensemble. Il m'a largement ouvert les portes de son laboratoire de rayons X. J'ai bénéficié de son expérience de granitologue en contexte métamorphique, de son soutien logistique et plus généralement de son esprit critique et toujours pertinent. Il m'a fait entre autres amitiés, celle d'une lecture attentive de mon manuscrit, ce dont je le remercie chaleureusement.

Liliane Dufresne a préparé et analysé aux rayons X bon nombre de mes échantillons; elle a par ailleurs toujours facilité mes activités au sein de son laboratoire, ce dont je lui suis reconnaissant.

Je remercie MM. Michel Treuil et Jean-Louis Joron de m'avoir accueilli dans leur laboratoire d'analyse par activation neutronique de Saclay et de m'avoir ainsi permis de doser les terres rares dans mes échantillons. Jean-Louis a planifié au mieux mon programme d'analyses et a pris en charge une grande partie des manipulations et des comptages.

Gérard Stampfli m'a fait profiter de sa connaissance de la région tyrrhénienne et a mis à ma disposition son abondant support bibliographique et iconographique; je l'en remercie sincèrement.

Raymond Ansermoz et Laurent Nicod m'ont confectionné des lames minces et des lames polies d'une qualité forçant l'admiration, tout en m'initiant aux multiples aspects et contraintes techniques liés à leur fabrication. Je savais trouver auprès d'eux une ambiance toujours amicale.

Je remercie MM. Georges Burri et Georges Troillet pour m'avoir permis pendant plus de cinq ans d'effectuer des analyses à la microsonde électronique de l'Université de Lausanne.

Je remercie d'autre part Bernard Barbarin pour les discussions que nous avons eues lors de son séjour à Lausanne et pour son aide dans la détermination typologique de zircons; Roli Oberhänsli, qui a effectué les corrections ZAF de mes analyses de minéraux à la microsonde; Jean-Pierre Pupin, qui m'a remis en primeur les résultats d'une étude typologique des zircons d'un échantillon du Mont-Blanc et m'a initié à cette méthode et Edith Wilmart, qui m'a initié à l'utilisation de programmes informatiques de calculs pétrologiques.

Enfin, je suis reconnaissant à l'ensemble de mes collègues et amis qui m'ont côtoyé, aidé, entouré et soutenu au cours de ces six années. Jean-Luc Epard d'abord, compagnon d'études de longue date, confident et ami indéfectible, Philippe Bovay, François Bujan, Marcel Burri, Yves Gouffon, Anne-Marie Magnenat, Pascal Vinard...

J'ai gardé pour la fin ce qui m'est le plus cher. Christine m'a non seulement soutenu tout au long de ce travail, mais s'y est investie totalement pendant plus de huit mois; ce dernier lui doit énormément puisqu'elle a réalisé la saisie intégrale et la mise en forme du manuscrit et des tableaux. Je lui promets que pareille folie ne se reproduira plus!...Mes parents ont également tout fait pour faciliter non seulement cette période difficile de fin de rédaction, mais l'ensemble de mes études. A tous trois je dédie ce travail.

Par leur soutien financier généreux, la Fondation Dr Joachim de Giacomi de la Société helvétique des Sciences naturelles, la Société académique vaudoise et le Fonds de subsides des thèses de l'Université de Lausanne ont permis la publication de ce mémoire. Je les en remercie vivement et leur exprime toute ma reconnaissance.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 ORIENTATION GÉNÉRALE - IMPORTANCE GÉOLOGIQUE DES ENCLAVES MICROGRENUES

L'une des caractéristiques fondamentales communes à l'ensemble des granitoïdes calco-alcalins intrusifs, quel que soit leur âge, est la présence systématique en leur sein d'enclaves finement grenues de teinte sombre ou "enclaves microgrenues sombres" au sens de Didier (1973), de composition basique à plus généralement intermédiaire. Cette remarquable ubiquité implique que ces enclaves sont étroitement liées à la genèse des magmas calco-alcalins et que leur origine ne peut être attribuée à un phénomène géologique de caractère régional.

Les enclaves microgrenues sombres ont fait l'objet de nombreux travaux et mentions dans la littérature dès la fin du siècle dernier, cités pour la plupart dans les revues de Grout (1938), Didier (1973), Otto (1974), Vernon (1983) et un grand nombre d'hypothèses génétiques ont été avancées à leur sujet.

Mais ce n'est qu'après les travaux de référence et de synthèse de Didier (1964, 1973) que fut pleinement réalisée la signification primordiale des enclaves dans la genèse des granites qui les contiennent. Dans cette perspective, deux hypothèses majeures ont pris le pas sur les autres:

- les enclaves microgrenues seraient des restites de fusion crustale. Cette hypothèse est directement liée à l'opinion selon laquelle les granites calco-alcalins auraient une origine purement crustale (école de White et Chappell; White et Chappell, 1977; Chappell, 1984; Chappell et al., 1987) ou partiellement crustale;
- les enclaves microgrenues seraient l'expression d'un magma basique, diversement hybridé par mélanges mécaniques et échanges chimiques avec un magma granitique cogénétique ou non. Cette hypothèse "magmatiste" est invoquée par les partisans d'une implication du manteau dans la genèse des granites calco-alcalins, soit en tant que source principale des magmas (p. ex. Brown, 1981), soit en tant que source de chaleur induisant la fusion anatectique de la croûte (p. ex. Didier et Lameyre, 1969; Presnall et Bateman, 1973; Fourcade et Allègre, 1981) avec d'éventuels mélanges limités; soit sous la forme de mélanges à grande échelle avec participation de volumes équivalents de matériel crustal et mantellique.

L'étude des enclaves microgrenues revêt ainsi un intérêt considérable. Elles représentent l'une des clés essentielles dans la compréhension du problème plus général et largement débattu de l'origine et de l'évolution des magmas calco-alcalins constitutifs des grands batholites granitiques.

1.2 BUTS ET LIMITES DU PRÉSENT TRAVAIL

En 1982, le Professeur Ayrton m'a proposé de faire une étude comparative sur différentes associations de roches acides et basiques, incluant notamment le cas des enclaves microgrenues, abondamment représentées dans le socle paléozoïque des Alpes occidentales. A cette époque, des travaux similaires avaient été menés dans un certain nombre de massifs granitiques calco-alcalins varisques (p. ex. Otto, 1974; Debon, 1975; Barrière, 1977; Orsini, 1979) et il paraissait intéressant de déterminer dans quelle mesure les conclusions de ces auteurs pouvaient être étendues au secteur alpin de l'orogénèse varisque.

Tenté par l'aspect comparatif du sujet, mais ayant réalisé, par une première reconnaissance, que le métamorphisme alpin avait le plus souvent oblitéré les caractéristiques minéralogiques et texturales originelles des roches, je décidai de me limiter à un seul massif du secteur alpin, celui du Mont-Blanc et de l'étudier en parallèle avec un granite non affecté par un quelconque métamorphisme, en l'occurrence celui du Monte Capanne, d'âge miocène terminal, appartenant à la province magmatique toscane (Italie).

Les motifs qui m'ont conduit à ce choix sont multiples. Le massif du Mont-Blanc a été sélectionné car il a été modérément affecté par le métamorphisme alpin (faciès schistes verts à chlorite); c'est en outre l'un des nombreux représentants de l'activité magmatique calco-alcaline varisque du Carbonifère moyen d'Europe occidentale et sa richesse en enclaves microgrenues est notoire et a fait l'objet de travaux antérieurs (p. ex. Oulianoff, 1964; puis Jacquemin, 1981, mais l'existence de ce travail était ignorée au moment du choix!).

Le massif granodioritico-granitique du Monte Capanne n'a guère de points communs avec celui du Mont-Blanc, si ce n'est son affinité calco-alcaline et sa détention d'enclaves microgrenues, ce qui fait tout l'intérêt d'une étude comparative. Les raisons qui m'ont incité à le choisir sont:

- l'extrême fraîcheur de ses roches, ni altérées, ni déformées, qui permet une étude optimale des textures;

- sa géologie très bien connue; de nombreux travaux ont été menés sur ce massif tant pétrographiques que géochimiques et isotopiques;
- son origine réputée anatectique, comme celle des autres magmatites de la province toscane, qui en fait un cas d'étude particulièrement intéressant pour les enclaves microgrenues, qu'on associe volontiers à une activité magmatique mantellique.

Les buts fixés pour ce travail sont les suivants:

1) étudier les enclaves microgrenues du massif du Monte Capanne avec leur matrice granitique d'un point de vue minéralogique, géochimique et surtout textural; déterminer autant que possible leur pétrogenèse, leurs liens avec le granite et évaluer l'incidence de ces nouvelles contraintes sur la genèse du massif entier dans son cadre régional toscan tout en exploitant l'ensemble des données géochimiques et isotopiques disponibles dans la littérature;

2) étudier de la même manière et dans le même but les enclaves et filons basiques du granite du Mont-Blanc tout en profitant de l'expérience acquise sur le massif du Monte Capanne pour reconnaître des caractères texturaux diversement effacés par une déformation et une altération parfois intenses. Contraindre autant que possible les hypothèses génétiques pour ce granite et évaluer leurs implications géotectoniques;

3) Comparer globalement les deux massifs au niveau de leurs enclaves microgrenues afin de dégager quelles caractéristiques minéralogiques, texturales et géochimiques sont communes et peuvent être rapportées au mode de gisement de ces roches, indépendamment de la nature de leur matrice granitique respective et lesquelles sont spécifiques à chacun de ces plutons avec les conséquences génétiques que cela implique.

I.3 NOMENCLATURE, ABRÉVIATIONS, STRUCTURE DU MÉMOIRE

NOMENCLATURE

Les termes géologiques sont utilisés dans le sens défini par le dictionnaire de géologie de Foucault et Raoult (1988), par le "Geological Nomenclature" de Visser (1980) ou par tout autre auteur dont le nom et la référence suivent la première apparition du mot.

Le terme de "porphyrocrystal" a été créé par analogie étymologique avec le mot "porphyroblaste" dans lequel le préfixe porphyro- signifie grand, afin de pallier à l'absence d'un mot équivalent génétiquement neutre. Il est à prendre dans le sens de "grand cristal relativement à sa matrice" sans connotation d'origine. Les termes de "phénocrystal" et de "porphyroblaste" seront utilisés si une référence expresse est faite à une origine ignée, respectivement métamorphique. Le terme de "xénocrystal" se rapporte à tout cristal d'origine quelconque incorporé mécaniquement dans un magma qui lui est génétiquement étranger.

ABRÉVIATIONS

Les abréviations ont été évitées dans le texte, si ce n'est celles d'usage généralisé en géologie, tels An, Ab ou Or pour anorthite, albite, respectivement orthose dans la désignation des proportions moléculaires de ces pôles dans la composition des feldspaths. Les abréviations sont fréquentes dans les figures, leur signification est toujours implicite ou explicite dans les légendes ou le texte correspondants.

STRUCTURE DU MÉMOIRE

Elle est articulée autour des trois buts majeurs exposés dans le paragraphe précédent; elle consiste en une première partie consacrée au massif du Monte Capanne, une seconde à celui du Mont-Blanc et une troisième à une conclusion générale sur les enclaves microgrenues déduite de la comparaison des deux exemples étudiés et étendue aux massifs granitiques calco-alcalins en général.

Tous les tableaux, figures, diagrammes et photos sont désignés par le terme général de "figure" et numérotés dans un ordre croissant unique, indépendamment de la structuration en parties et chapitres du travail. Les figures d'intérêt général et les données analytiques sont reportées en annexe, dotées d'un "A" et numérotées dans un ordre croissant.

PREMIERE PARTIE:
LE MASSIF GRANITIQUE DU MONTE-CAPANNE

CHAPITRE 1: CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

1.1 CADRE RÉGIONAL

1.1.1 Situation géographique et géologique

Avec une superficie de 223 km², Elbe est la plus grande des sept îles de l' "archipel toscan". Ces dernières sont situées en mer Tyrrhénienne, entre la Corse et la côte italienne, le long de laquelle elles s'échelonnent de Livourne à Civitavecchia sur près de 180 km (fig. 1).

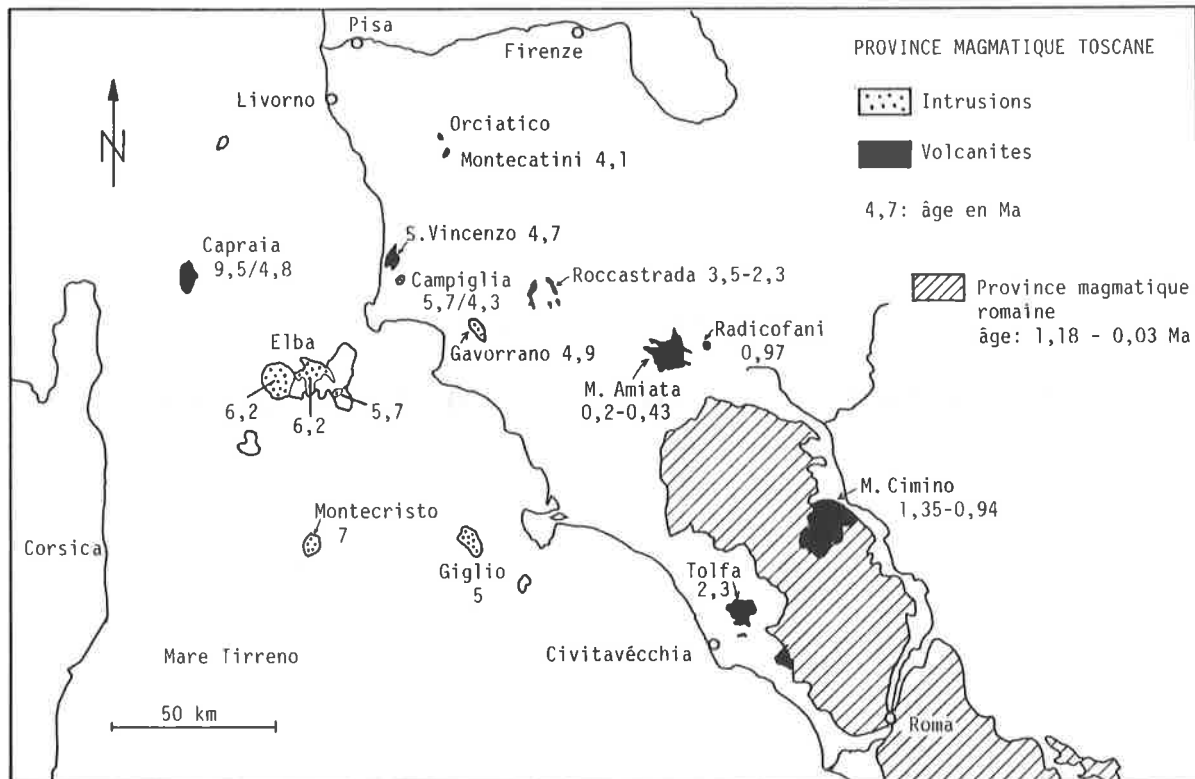
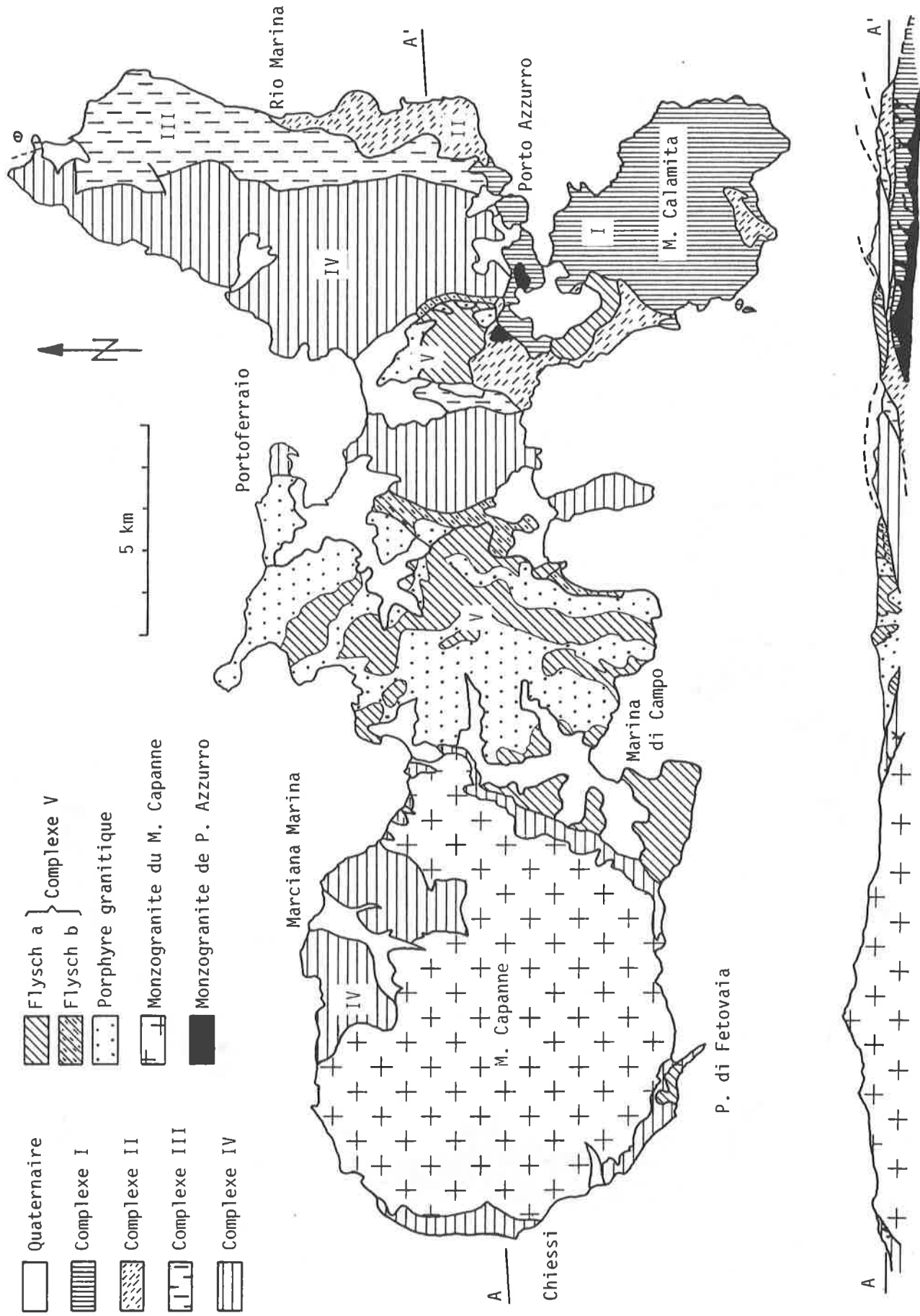


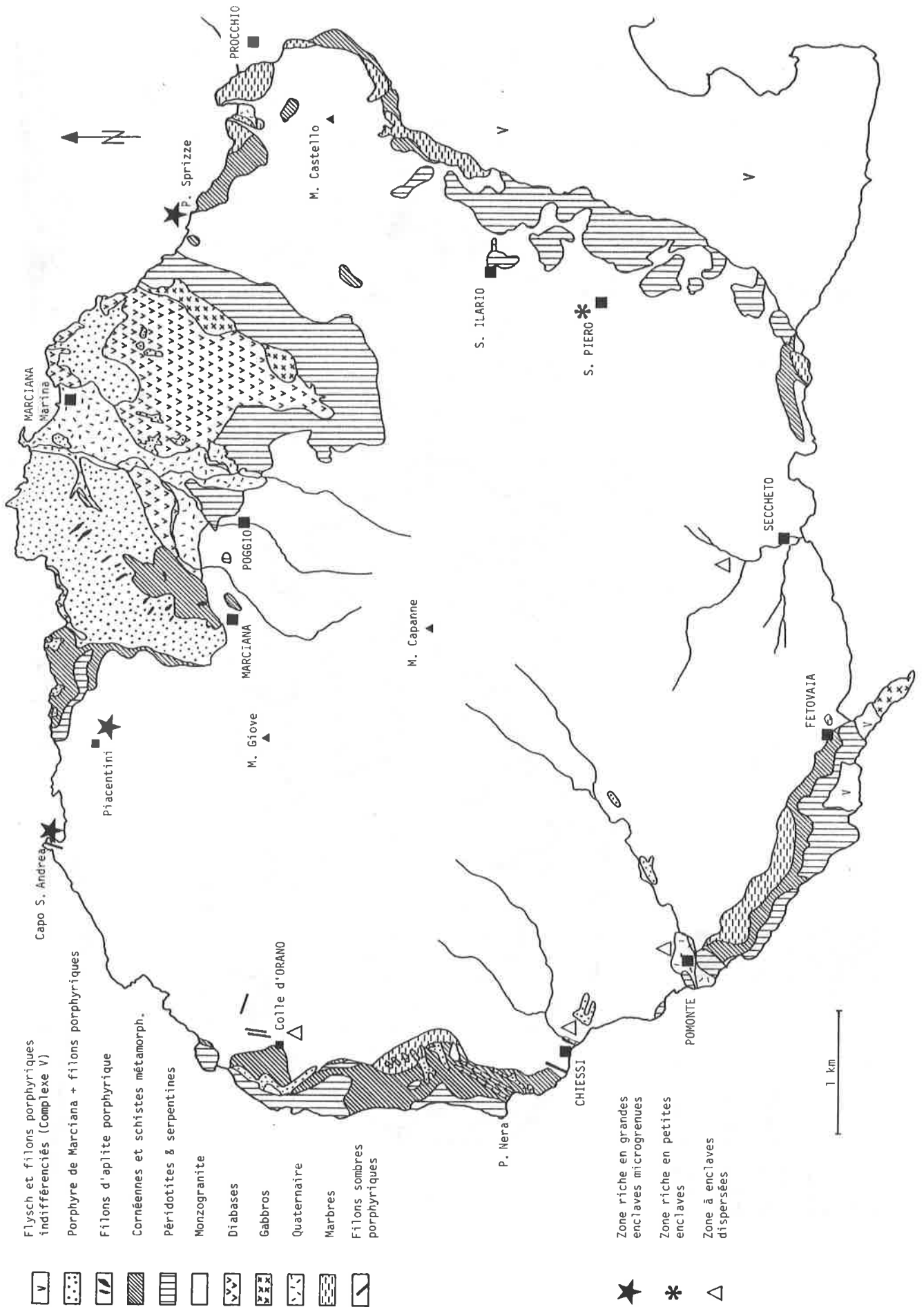
Figure 1: distribution et âge des manifestations magmatiques de la Province Toscane (Italie centrale), d'après Pichler (1970) et Bigazzi et al. (1981).

Géologiquement, ces îles appartiennent au grand domaine tectonique des "Apennins tyrrhéniens" (Selli, 1985). On retrouve donc sur Elbe, outre des roches magmatiques post-orogéniques, les mêmes successions lithologiques que sur le continent. On y distingue cinq "complexes" (Trevisan, 1953) séparés par des contacts tectoniques et composés chacun de plusieurs unités stratigraphiques (fig. 2):

- A la base de la pile, le **complexe I** forme le soubassement relatif des autres unités. Il est considéré provisoirement comme autochtone et consiste en schistes métamorphiques ou "schistes de Calamita", d'origine sédimentaire, probablement d'âge paléozoïque inférieur selon Deschamps et al. (1983). Ils pourraient être l'équivalent du "groupe des micaschistes" de Bagnoli et al. (1978) formant le soubassement profond du continent voisin (Larderello);
- Le **complexe II** consiste en sédiments métamorphisés d'âge permien (Verrucano) à jurassique moyen. Cette succession lithologique est très semblable à "l'autochtone toscan" du continent;
- Le **complexe III** est formé de grès, calcaires et marnes d'âge carbonifère supérieur à dogger, partiellement métamorphisés au Sud. Cette lithologie est très proche de celle des unités tectoniques toscanes (nappe toscane);

Figure 2: carte et coupe tectoniques schématisées de l'île d'Elbe, d'après Barberi et al. (1969). >





- **Le complexe IV** consiste en ophiolites en séquence complète, avec leur couverture sédimentaire originelle (cherts à radiolaires, calcaires à calpionelles);

- **Le complexe V** est un flysch composite, dont la partie tectoniquement inférieure (a) est d'âge paléocène-éocène et la partie supérieure (b) crétacé supérieur.

Les complexes II et III correspondent à des dépôts de type miogéosynclinal du domaine paléogéographique toscan. Les complexes IV et V s'en démarquent très nettement et se rattachent aux unités ligures des Apennins (Apennins septentrionaux), soit à des milieux de dépôt eugéosynclinaux.

Par comparaison avec les Apennins de la péninsule (Lemoine, 1978 avec références), c'est probablement durant l'Oligocène que les unités ligures (complexes IV et V) ont commencé à chevaucher les unités toscanes (II et III), d'Ouest en Est. Dans les Apennins même, le mouvement conjoint de ces différentes nappes s'est poursuivi vers l'extérieur de la chaîne (vers l'Est) pendant tout le Miocène et le Pliocène inférieur. Sur Elbe, l'imbrication des complexes II à IV suggère une mise en place consécutive à ce premier chevauchement en une seule phase tectonique majeure (Barberi et al., 1969), probablement post-aquitaniennne (Perrin et al., 1974). Le complexe V se serait superposé aux autres dans une phase plus tardive, qui pourrait être directement liée à la surrection du massif du Monte Capanne (Trevisan, 1953, dans Waldeck, 1977), laquelle aurait aussi provoqué quelques réajustements mineurs de l'ensemble de la pile.

1.1.2 Le magmatisme tertiaire sur Elbe et en Toscane

C'est au Miocène qu'une activité magmatique importante se développe sur Elbe. Elle se traduit par la mise en place du massif granodioritique du Monte Capanne, qui occupe actuellement la quasi totalité de la partie occidentale de l'île, et par celle de la "monzonite quartzique" de Porto-Azzurro (en réalité un monzogranite). Ce pluton de dimensions plus réduites affleure localement au lieu-dit La Serra. En outre, des filons acides variés sont injectés en masse dans les flyschs du complexe V - dont ils représentent près de la moitié de la surface affleurante - et dans les schistes de Calamita du complexe I.

Les nombreuses datations effectuées sur ces différentes roches les regroupent dans une période assez courte (voir fig. 4). Ceci, ajouté à des compositions chimiques (Marinelli, 1959; Barberi et al., 1971) et isotopiques très semblables (références dans la figure 4 pour le strontium; Taylor & Turi, 1976 pour l'oxygène), suggère que toutes ces roches résultent d'un épisode magmatique unique et ont des relations génétiques étroites.

Ce magmatisme est de type calco-alkalin alumineux (voir chapitre 8), à l'instar de toutes les manifestations plutoniques, hypabyssales et volcaniques de la **Province magmatique toscane**. Ce terme comprend géographiquement l'archipel toscan et l'aire continentale située entre les latitudes de Livourne et Grosseto (voir fig. 1). Au sud, elle passe progressivement (Taylor & Turi, 1976) à la "province magmatique romaine", caractérisée par des magmas potassiques sous-saturés.

	âge (Ma)	méthode	minéraux analysés	références
Monzogranite	6.2	U/Pb	zircon	Juteau et al. (1984)
du	5 - 7.5	Rb/Sr	lépidolite + pollucite	réf. dans Saupé et al. (1982)
M. Capanne	6.4 - 7.5	K/Ar	lépidolite + biotite	réf. dans Saupé et al. (1982)
Porphyres	6.2	Rb/Sr	biotite	Venzlaff & Waldeck (1974)
Elbe centrale	6.9/8.5 - 9	K/Ar	biotite	Borsi et Ferrara (1971)
Monzogranite	6.2	K/Ar	biotite	Borsi et Ferrara (1971)
Porto Azzurro	5.9	K/Ar	roche totale	Saupé et al. (1982)
Aplites	5.2 - 6.1	K/Ar	roche totale	Saupé et al. (1982)
Calamita				

Figure 4: synthèse des âges obtenus pour les différentes roches magmatiques de l'île d'Elbe.

< Figure 3: carte géologique du massif du Monte Capanne (Elbe occidentale), d'après Marinelli (1959).

En considérant la Province Toscane dans son ensemble, tant du point de vue des intrusions granodioritiques à granitiques (Monte Capanne et Porto Azzurro sur Elbe, îles de Montecristo et Giglio) que des complexes volcaniques (San Vincenzo, Roccastrada, Monte Amiata, Monte Cimino, Radicofani, Capraia), on observe une polarité nette des âges de mise en place, variant de 9,5 Ma à l'Ouest (andésite de Capraia) à 200'000 ans à l'Est (Monte Amiata) (voir fig. 1). Les différentes interprétations données à cette migration spatio-temporelle de l'activité magmatique seront abordées et discutées au chapitre 10.

1.2 LE MASSIF DU MONTE CAPANNE

1.2.1 Description générale

Les informations qui suivent sont tirées en grande partie des travaux de Marinelli (1955, 1959) et d'auteurs plus anciens, cités dans ces mémoires. Le massif granodioritico-granitique du Monte Capanne est une petite intrusion en forme de calotte aplatie assez régulière de 9 km de diamètre et atteignant 1019 m d'altitude (fig. 2 et 3). Sa forme actuelle est pratiquement celle qu'elle devait avoir avant l'érosion de l'encaissant. On retrouve ainsi des faciès de bordure sur les flancs et même au sommet du massif. Il en résulte quelques difficultés, voire l'impossibilité d'examiner des faciès vraiment internes de l'édifice, les vallées étant peu encaissées.

Ce granite s.l. a fait intrusion dans les roches basiques et calcaires du complexe ophiolitique IV (voir fig. 2), qu'il a puissamment rebroussées et métamorphosées. On retrouve des placages fortement inclinés de ces unités sur l'essentiel du pourtour du massif. De nombreux filons porphyriques, aplitiques ou pegmatitiques de composition granodioritique à granitique et d'épaisseur centimétrique à métrique ont été injectés dans cet encaissant et dans la bordure du massif lui-même. La composition chimique de ces roches, en particulier celle des aplites, est parfois modifiée suivant la nature des roches encaissantes. Dans les péridotites, les filons sont enrichis en magnésium et ont subi une perte relative en alcalins, alors que ceux injectés dans les amphibolites sont plus calciques (Marinelli, 1959). On distingue deux orientations préférentielles, l'une radiale et l'autre tangentielle concentrique, parallèle au contact. Leur chronologie de mise en place est assez complexe; certains sont plissés et recoupés par des filons postérieurs, eux-mêmes cataclasés et à structure schisteuse. Enfin, des aplites non déformées recoupent l'ensemble.

Selon Perrin et al. (1972), deux générations de filons seraient antérieures à l'intrusion du Monte Capanne. Selon Marinelli (1959), c'est la montée du pluton lui-même qui aurait permis la mise en place de générations successives de filons et d'amas porphyriques (Marciana), tant dans la bordure même du massif, déjà refroidie et cassante, que dans l'encaissant, en particulier le flysch alors à l'aplomb du pluton. Par la suite et en raison du soulèvement des terrains provoqué par l'intrusion, cette couverture de flysch aurait glissé vers l'Est et formerait actuellement le complexe sommital V de la pile tectonique. Cette hypothèse formulée par Trevisan (1953) est étayée par la grande parenté des roches porphyriques avec le granite du Monte Capanne et par le fait que les filons sont coupés net par le chevauchement basal du complexe.

1.2.2 Auréole thermométamorphique

Je ne l'ai pas étudiée en détail. Les paragenèses citées sont tirées de travaux antérieurs. Le granite a fait intrusion dans les roches variées du complexe ophiolitifère IV, qui représentent pratiquement toutes les séquences métamorphiques:

- la séquence magnésienne avec des péridotites et serpentines,
- basique avec des gabbros et diabases,
- carbonatée avec les calcaires à calpionelles légèrement argileux et siliceux de la série ophiolitique,
- pélitique avec les schistes argileux de la même formation, plus ou moins riches en quartz.

Les **roches ultramafiques** présentent une succession de paragenèses correspondant à des températures de plus en plus élevées en s'approchant du contact (Bernasconi, 1986): chrysotile/lizardite-antigorite-chlorite; antigorite-olivine-trémolite-chlorite; olivine-talc-trémolite-chlorite; olivine-magnésiocummingtonite-trémolite ± anthophyllite; olivine-magnésiocummingtonite-trémolite-chlorite ± enstatite ± anthophyllite. Le faciès métamorphique maximal atteint est celui des cornéennes à hornblende élevé.

Les **roches basiques** (peu étudiées) ont partiellement recristallisé, mais leur texture magmatique originelle est toujours reconnaissable. Elles ont une paragenèse monotone à andésine et hornblende, localement à grenat, magnétite, hédénbergite, labrador, spinelle (Cornélius, 1957). La présence de hornblende suggère le même faciès métamorphique que ci-dessus.

Les **marbres** avec ou sans quartz présentent des associations à calcite-trémolite; à diopside-labrador; diopside-wollastonite \pm dipyre/méionite \pm humite; wollastonite-grossulaire-idocrase (Cornélius, 1957; Barberi et al., 1969). Les auteurs ne précisent pas dans quelles associations le quartz ou la calcite sont présents. La wollastonite est caractéristique des faciès de cornéennes à hornblende élevé et à pyroxène (Turner, 1981). La vésuvianite est limitée à ce dernier et à des panneaux de calcaires plus ou moins enclavés dans certains granites. Les paragenèses observées reflètent donc des conditions transitoires entre faciès à hornblende et faciès à pyroxène.

Les **métapélites** présentent des textures classiques. En s'approchant du contact (Cornélius, 1957), on passe de schistes tachetés à des schistes noduleux et des cornéennes. Les paragenèses sont à biotite-quartz \pm plagioclase \pm grenat \pm andalousite. La cordiérite n'a pas été mentionnée. Des minéraux calciques (grenat, trémolite, hornblende, épidote) apparaissent dans les termes marneux. Ces paragenèses sont en accord avec les observations précédentes.

En résumé, l'encaissant du granite du Monte Capanne a subi un métamorphisme de contact classique de faciès des cornéennes à hornblende élevé, peut-être localement cornéennes à pyroxène.

La limite entre les faciès à hornblende et pyroxène se situe à une température d'environ 600°C à 0 Kb, 650°C à 1 Kb et 700°C à 2 Kb ($P_{total} = P_{H_2O}$, Turner, 1981). Dans le cas précis, on peut estimer la pression à 1 Kb minimum, ce qui correspond à une température de 650°C ou plus pour le magma au moment de sa mise en place définitive.

CHAPITRE 2: PÉTROGRAPHIE DU GRANITE DU MONTE CAPANNE

2.1 OBSERVATIONS DE TERRAIN ET STRUCTURES

2.1.1 Faciès pétrographiques

On distingue deux faciès dans le granite du Monte Capanne sur la base de leur teneur relative en mégacristaux de feldspath alcalin. Le faciès "normal ou central" est équigranulaire à rares mégacristaux, alors que le faciès "de bordure" est hétérogène, porphyrique, à mégafeldspaths parfois abondants. Le passage de l'un à l'autre est progressif et continu.

Faciès normal

Il consiste en un granitoïde gris clair à biotite de granulométrie moyenne à fine et régulière (le diamètre des grains varie entre 2 et 5 mm), avec quelques porphyrocristaux idiomorphes de feldspath alcalin distribués statistiquement, de 3 à 5 cm de long, atteignant parfois 9 x 3 x 2 cm (Marinelli, 1959). Ils peuvent constituer 4 à 5% du volume de la roche, qui est homogène et isotrope.

Ce faciès interne est assez souvent directement en contact avec l'encaissant. Dans ces circonstances, le grain de la roche est plus fin et des minéraux particuliers apparaissent sur une épaisseur de quelques cm à quelques dm. Leur nature est fonction de l'encaissant: du diopside et du sphène se développent au contact de marbres et de la cordiérite au contact de péridotites.

Le granite du faciès normal contient des enclaves disséminées de nature xénolitique ou microgrenue.

Faciès de bordure

En général, la bordure du massif consiste en un faciès porphyrique, à grands feldspaths alcalins idiomorphes parfois très abondants. Ces cristaux sont plus grands que ceux du faciès normal: 9 x 3 x 3 cm, parfois 15-20 x 5 x 5 cm (par exemple à la plage de San Andrea ou au sommet du Monte Capanne). On en compte 60 à 250 par mètre carré, soit 10 à 15% du volume de la roche. Localement, par exemple dans la partie Nord de la crique de San Andrea, leur concentration est telle que la roche n'est apparemment constituée que de feldspath alcalin. Ces colonnes feldspathiques forment de petits amas d'un à deux mètres de long ou des filonnets à bordure très irrégulière de 50 cm à un mètre d'épaisseur, pris dans un faciès porphyrique moins riche en mégacristaux. Les cristaux ont une orientation commune dans les filonnets.

Le quartz est parfois aussi en porphyrocristaux d'un centimètre de diamètre, au contour irrégulier subidiomorphe à xénomorphe. La matrice de la roche rappelle le faciès normal.

Le granite de bordure n'est pas homogène. Outre sa teneur variable en mégafeldspaths, il contient de nombreuses enclaves de tous les types: des fragments anguleux de l'encaissant, parfois à peine détachés de ce dernier, des enclaves schisteuses disséminées et des essaims d'enclaves microgrenues sombres. Il contient également des schlierens (par exemple à San Andrea et Colle d'Orano) formés d'une alternance de niveaux métriques plus ou moins riches en biotite, plans ou incurvés et parallèles au contact avec l'encaissant. On y trouve des mégacristaux d'orthose orientés dans le plan du rubanement biotitique. Ces schlierens se retrouvent occasionnellement en enclaves anguleuses ou arrondies dans le granite homogène porphyroïde, comme à la plage de San Andrea-Nord.

Tout comme le granite normal, celui de bordure a interagi sur quelques centimètres à quelques décimètres avec les roches encaissantes, produisant les mêmes minéraux décrits plus haut.

2.1.2 Structures et mise en place du massif

Structures définies par les mégafeldspaths

Le faciès central du granite est équant. En approchant du contact, les mégafeldspaths définissent une structure planaire à plano-linéaire marquée par l'orientation préférentielle de leurs faces {010} et de leur axe c dans une moindre mesure.

STRUCTURE PLANAIRE

Elle est grossièrement parallèle à l'encaissant tout autour du massif (fig. 5). Son orientation peut varier rapidement sur des distances de 50 à 100 m, mais elle est toujours nette dans un rayon de 2 à 5 m. A cet égard, on comparera le canevas B de la figure 5, où toutes les mesures de la crique de S. Andrea ont été reportées avec ceux (A, B, C) de la figure 6, qui concernent chacun des aires de mesures de quelques dizaines de m². Cette structure est interprétée comme une fluidalité magmatique.

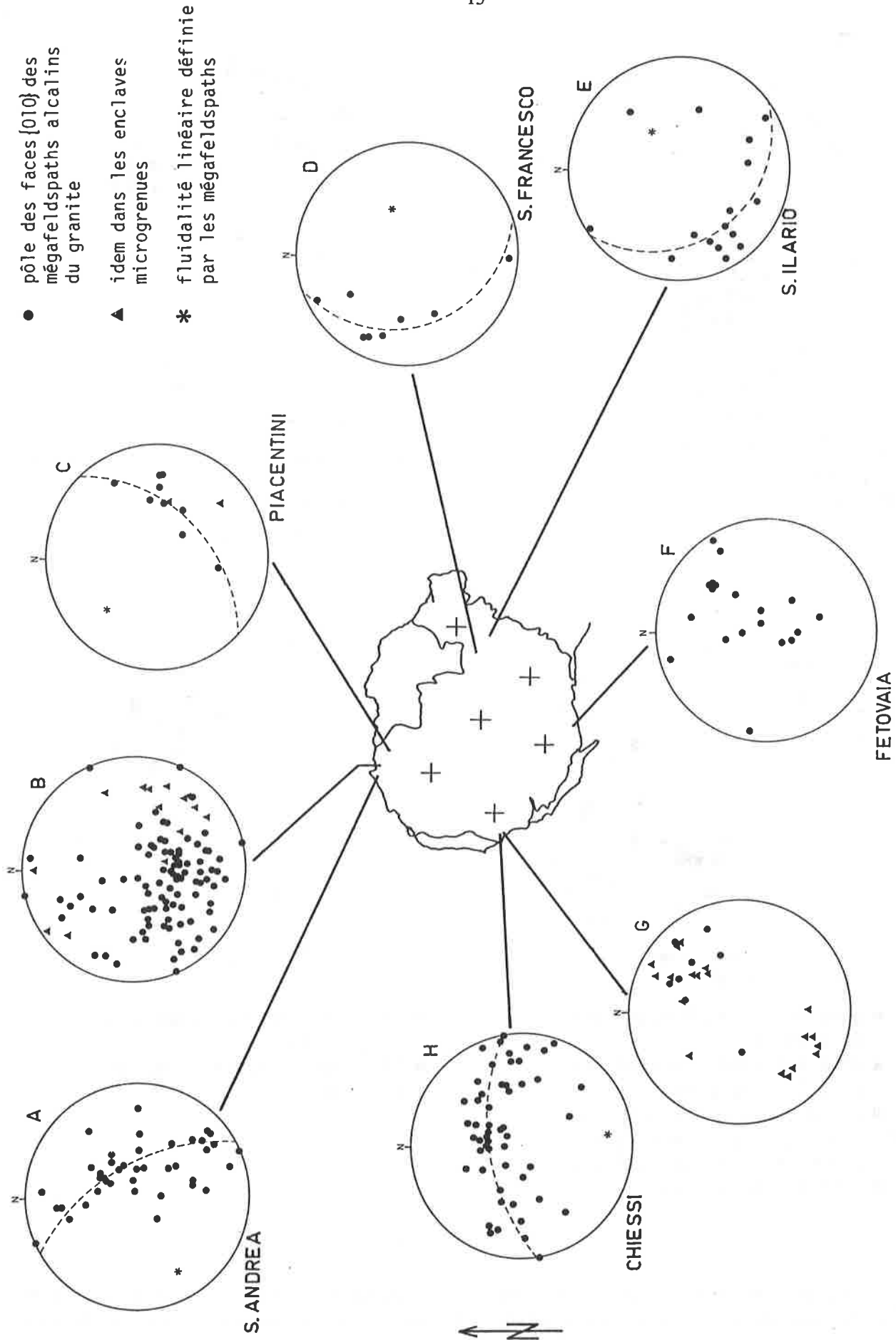
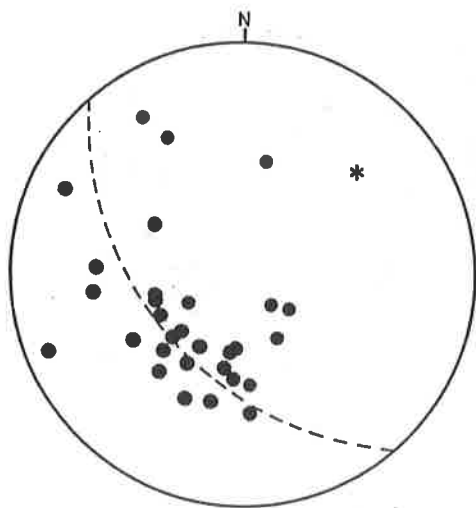
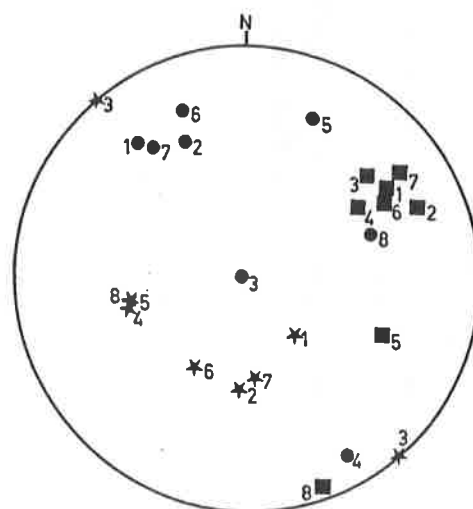


Figure 5: orientation des mégafeldspaths alcalins en différents points de l'intrusion granitique du M. Capanne, définissant une structure plano-linéaire grossièrement tangentielle au contact avec l'encaissant. Report sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.



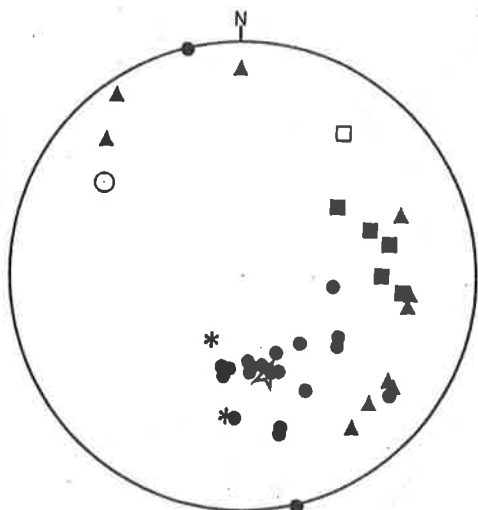
A. San Andrea Est

- pôle des faces $\{010\}$ des mFK du granite
- * fluidalité linéaire définie par les mFK



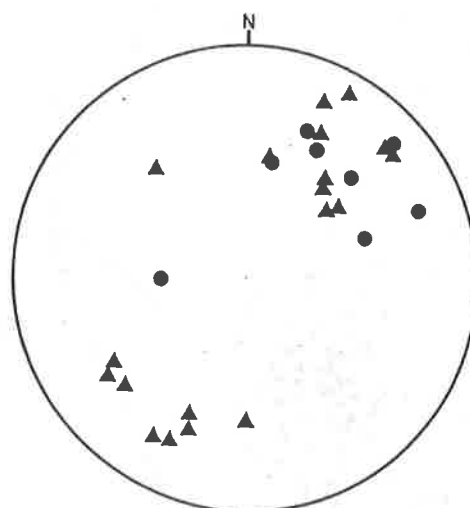
B. San Andrea Est

- grand axe d'enclave ellipsoïdale ($1+e_1$)
- axe intermédiaire ($1+e_2$)
- ✱ petit axe ($1+e_3$)



C. San Andrea Est

- pôle des faces $\{010\}$ des mFK du granite
- ▲ pôle des faces $\{010\}$ des mFK dans les enclaves
- grand axe d'enclave ($1+e_1$)
- ○ ☆ ($1+e_1$), ($1+e_2$) resp. ($1+e_3$) d'une enclave ellipsoïdale
- * schistosité du granite



D. Chiessi

- pôle des faces $\{010\}$ des mFK du granite
- ▲ idem pour les mFK dans les enclaves

Figure 6: orientation d'enclaves microgrenues ellipsoïdales et de mégafeldspaths (mFK) dans de petits domaines de 100 à 200 m² du granite du M. Capanne. Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. a: fluidalité plano-linéaire déterminée par les mFK; b: orientation commune des axes d'enclaves; c: coïncidence dans l'orientation des faces (010) des mFK situés dans et hors des enclaves avec le plan Rxy de ces dernières et la schistosité du granite. Tous sont perpendiculaires à la direction d'aplatissement représentée par ($1+e_3$); d: direction commune des mFK situés dans et autour d'enclaves microgrenues.

STRUCTURE LINÉAIRE

Ordinairement, une partie des mégafeldspaths n'est pas dans le plan de fluidalité, mais a une disposition cozonale définissant une structure linéaire, qui peut être déterminée sur certaines projections (fig. 5 et 6) et matérialisée par l'orientation communes des axes c des cristaux. Sa direction est souvent tangentielle à la calotte intrusive et son plongement varie de 20° à 50° . Si cette structure linéaire est une fluidalité reflétant la direction d'écoulement du magma (Marre, 1982), il est un peu surprenant qu'elle ne soit pas plus radiale au massif. Alternativement, on peut imaginer que les mégafeldspaths s'orientent perpendiculairement à la direction de l'écoulement du magma si ce dernier est très visqueux (Nickel et al., 1967) tout en subissant une rotation selon leur axe c sous l'effet des contraintes cisailantes. Dans ce cas l'écoulement se ferait parallèlement au contact et plus ou moins radialement (en projection).

Structures définies par les enclaves microgrenues

Les enclaves microgrenues sont d'excellents marqueurs des fluidalités de la roche qui les renferme (Marre, 1982). Elles permettent aussi d'estimer l'ellipsoïde de la déformation finie de cette dernière (Ramsay 1967, 1985; Marre, 1982). Ceci résulte directement du comportement fluide des enclaves au cours de la mise en place du magma granitique; on n'observe en effet aucune schistosité dans les enclaves les plus allongées, à peine une fluidalité magmatique. D'autres arguments en faveur de l'origine magmatique de ces enclaves seront donnés au chapitre 4.

ORIENTATION

D'une manière générale, les enclaves sont ellipsoïdales en bordure du massif. Observées à deux dimensions, elles sont toujours allongées parallèlement à la fluidalité planaire définie par les mégafeldspaths; la coïncidence des structures est confirmée à trois dimensions. A San Andrea, où il est possible d'orienter les axes principaux des ellipsoïdes (fig. 6, A + B et C), leur grand axe est confondu avec la fluidalité linéaire du granite et leur petit axe perpendiculaire à la fluidalité planaire. De plus, les mégafeldspaths des enclaves ont la même orientation que ceux de leur encaissant. Cette coïncidence confirme l'identité de comportement des deux matériaux. Cependant, les mégafeldspaths du granite moulent souvent les extrémités des enclaves. Ces dernières étaient donc légèrement plus visqueuses que leur encaissant. Ce contraste a dû s'accroître au cours du refroidissement, les enclaves se figeant plus vite que le granite. Les taux de déformation calculés ci-dessous sont donc des valeurs minimales pour le granite.

FORME, TAUX ET TYPE DE DÉFORMATION

Les quelques mesures complètes d'axes d'enclaves sont reportées dans la figure 7; leur forme est tantôt en galette ($K < 1$), tantôt en cigare ($k > 1$), ceci sur un même affleurement. K représente le rapport $R_{xy} - 1/R_{yz} - 1$ où $R_{xy} = 1 + e_1/1 + e_2$ et $R_{yz} = 1 + e_2/1 + e_3$ et $e_1, e_2, e_3 =$ respectivement le grand, moyen et petit rayon de l'ellipsoïde (Ramsay & Huber, 1983).

Le taux de déformation finie est donné par l'excentricité de l'ellipsoïde ($R = 1 + e_1/1 + e_3$) dans l'hypothèse où les enclaves étaient initialement sphériques! Il varie de 2 à 9 à S. Andrea (fig. 7), les valeurs les plus élevées correspondant aux enclaves en galette. Des chiffres de 3 à 5 sont courants tout autour du pluton. Aucune mesure n'a été faite au sommet. Vers l'intérieur (Piacentini, S. Piero, p. ex.), les enclaves sont ellipsoïdales à subsphériques ($R < 2$).

	$1+e_1$	$1+e_2$	$1+e_3$	R_{xy}	R_{yz}	R_{xz}	K
San Andrea	28.5	11.5	4.5	2.48	2.56	6.33	0.95
	22.5	22.5	2.5	1.00	9.00	9.00	0
	16	10	3	1.60	3.33	5.33	0.26
secteur de 100 m ²	16	10	3	1.60	3.33	5.33	0.26
	20	7.5	6	2.67	1.25	3.33	6.66
	15.5	10	5	1.55	2.00	3.10	0.55
	35	17.5	14	2.00	1.25	2.43	4.00
	36.5	22	7	1.66	3.14	5.21	0.31
	6.5	4.25	1.25	1.53	3.40	5.20	0.22
	7	4.5	3.75	1.56	1.20	1.87	2.75
	19	10	5	1.90	2.00	3.80	0.90

Figure 7: longueur (en cm) des axes d'enclaves microgrenues ellipsoïdales de San Andrea ($1+e_j$) et calcul du paramètre de Flinn (k) et des rapports de la déformation finie dans leurs plans principaux (R_{ij}) dans l'hypothèse d'un état initial sphérique. Explications dans le texte.

Les enclaves en galettes ($K < 1$) associées à une fluidalité planaire ou plano-linéaire sont typiques de déformations par aplatissement rencontrées en bordure d'intrusions diapiriques (Pitcher et Berger, 1972; Marre, 1982; Ramsay, 1985). Leur association avec des enclaves en cigare ($K > 1$) indique que la déformation ne fut pas un aplatissement pur (déjà démontré par l'existence d'une fluidalité linéaire), qu'elle devait varier en type, direction et intensité d'un endroit à l'autre, probablement en fonction de la géométrie du contact et que les enclaves ne sont sûrement pas toutes contemporaines, ni toutes sphériques au départ. Certaines se sont peut-être solidifiées lors d'une phase rotationnelle précoce, puis comportées en objets solides.

Structures tardives

Un clivage schisteux tantôt fruste tantôt plus serré (espacement des plans de l'ordre de 1 à 2 mm) affecte le granite en bordure du massif. Il est parallèle à la surface de contact, donc à la fluidalité planaire. Il provoque le tronçonnement des mégafeldspaths obliques à la fluidalité, la granulation du quartz et l'apparition de plans de cisaillement à bords nets à l'échelle microscopique.

Cette schistosité en "pelure d'oignon", postérieure aux structures magmatiques est courante en bordure d'intrusions diapiriques (Pitcher & Berger 1972; Ramsay, 1985). Elle résulte de l'action continue des contraintes cisailantes, déjà responsables des fluidalités magmatiques, après que la roche se soit suffisamment consolidée pour réagir de manière plastique à rigide.

Les filons radiaux évoqués au § 1.2 et contenus dans la bordure du massif sont subcontemporains de la schistosité. Ils ont tantôt des épontes mobiles suggérant la fracturation d'un granite incomplètement cristallisé, tantôt un encaissant cataclasé et cisailé avant leur mise en place.

Mise en place du granite du M. Capanne

Les structures décrites ci-dessus sont rapportées aux processus de mise en place du massif. Je propose le scénario suivant:

- montée d'une "bulle magmatique" par diapirisme dans la croûte supérieure. L'intrusion se fait en force sans mécanisme de stoping important;
- lors de l'ascension, des contraintes cisailantes simples (déformation rotationnelle par glissement) sont induites latéralement au contact de l'encaissant, plus rigide que le magma;
- dans la partie supérieure du pluton (la calotte actuellement visible) domine une déformation par aplatissement, elle induit une fluidalité plano-linéaire à planaire ($s > 1$) et engendre des enclaves ellipsoïdales en galette ($K < 1$). La géométrie du contact règle l'orientation des structures dans le détail;
- le poinçonnement de l'encaissant par l'intrusion détermine un réseau de fractures radiales et tangentielles dans ce dernier et dans la bordure du granite dès que celle-ci est suffisamment consolidée. Elles sont injectées de magma. Les filons qui en résultent sont d'autant plus déformés par les contraintes, qu'ils sont précoces et leur encaissant encore plastique;
- en fin de consolidation, la bordure du granite passe d'un état plastique à un état rigide. Une schistosité tardive en "pelure d'oignon" enregistre les dernières contraintes centrifuges.

2.2 COMPOSITION MODALE

Les 50 analyses du faciès central de Marinelli (1959) se répartissent dans les champs des granodiorites et des monzogranites (fig. 8). Leur moyenne correspond à un monzogranite: plagioclase 38%, quartz 27%, orthose 22% et biotite + accessoires 13%.

La composition modale moyenne du faciès de bordure (6 analyses de Marinelli, 1959) est celle d'une granodiorite (fig. 5): plagioclase 45%, quartz 24%, orthose 22% et biotite + accessoires 10%. Ce faciès semble donc moins riche en feldspath potassique que l'autre, mais une erreur peut être commise lors de l'estimation du volume relatif des mégacristsaux. Dans tous les cas, lorsque la concentration de ces derniers est vraiment élevée, la roche devient nettement monzogranitique à granitique.

Les 58 analyses modales de Waldeck (1977) portant sur les deux faciès réunis donnent un point moyen quasi identique à celui du faciès normal de Marinelli (1959), confirmant ainsi la nature granodioritico-granitique du massif.

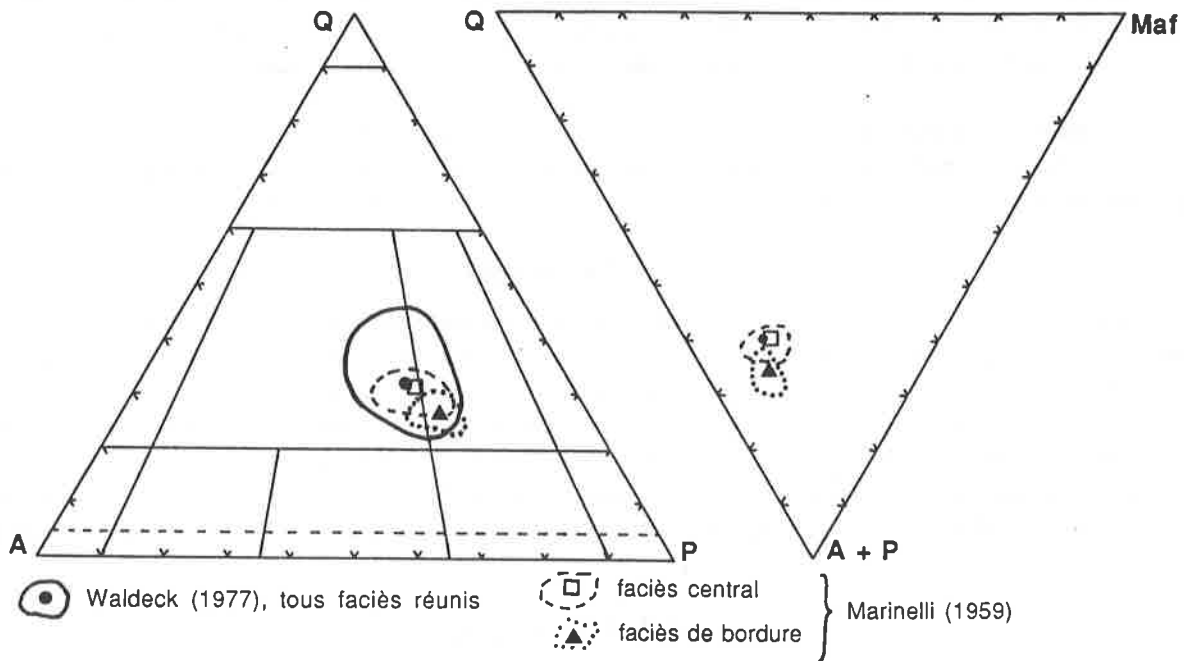


Figure 8: aires de distribution et moyennes des analyses modales de Marinelli (1959) et Waldeck (1977) sur le granite du M. Capanne dans les diagrammes QAP de Streckeisen (1974) et Q, A+F, Maf où Maf = biotite+accessoires.

2.3 MINÉRALOGIE SYSTÉMATIQUE

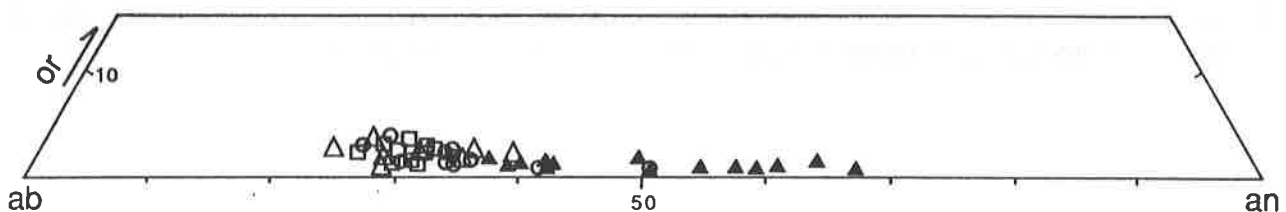
Le faciès normal et celui de bordure étant minéralogiquement très comparables, nous ne les distinguerons plus ci-dessous.

2.3.1 Le plagioclase

Très rarement altéré en séricite ou en calcite, il forme des tablettes subidiomorphes à idiomorphes, de 2 à 7-10 mm, avec une prédominance nette de ces deux classes granulométriques extrêmes dans les faciès porphyriques. Des cristaux de différentes tailles sont souvent accolés par leurs faces {010} ou imbriqués (glomérocristaux).

Les inclusions contenues par ces plagioclases sont peu fréquentes et peu abondantes. Il s'agit de petites biotites, plus rarement d'apatite ou de quartz.

Ce minéral est toujours zoné de manière plus ou moins complexe. En règle générale, son coeur est fortement corrodé et a une composition de An₄₅₋₄₀. Suit une zone intermédiaire large caractérisée par un zonage oscillatoire compris entre An₃₅ et An₂₅. La bordure est assez étroite (0,2 mm), marquée par un zonage normal et régulier passant de An₂₅₋₃₀ à An₂₀₋₁₂. Le passage de la zone intermédiaire à la bordure est parfois souligné par une à deux fines bandes plus calciques (An₅₀). Les volumes relatifs du coeur et de la zone intermédiaire sont variables et d'une manière générale on rencontre d'autres cas de figures, par exemple des cristaux à zonage simple et régulier du centre à l'extrême bord.



pl de mFK de granite: □ , d'enclave: △ ; pl matriciel de granite (coeur): ○ , d'enclave (coeur): ▲

Figure 9: report des analyses à la microsonde du coeur de différents types de plagioclases dans le diagramme OrAbAn. A noter l'identité de composition entre les plagioclases issus du granite et ceux inclus dans les mégafeldspaths alcalins (mFK) du granite ou des enclaves.

Un type particulier de plagioclase zoné en taches ("patchy zoning" de Vance, 1965) est rencontré occasionnellement (fig. 45-506), surtout dans les zones riches en enclaves microgrenues. Sa description et la signification de sa présence dans le granite seront abordées dans le § 4.3.2 consacré aux porphyrocristaux de plagioclase des enclaves.

De nombreuses analyses à la microsonde confirment les déterminations optiques de la composition des plagioclases. On en trouvera reportées dans la figure 9. La teneur en molécule d'orthose est légèrement plus élevée dans les plagioclases inclus dans les mégafeldspaths (2 à 3 % Or) que dans ceux de la matrice (< 2%).

2.3.2 Le quartz

On le trouve en cristaux d'environ 1 cm de diamètre, de forme idiomorphe à subidiomorphe hexagonale ou prismatique, à bord un peu arrondi, voire irrégulièrement lobé. Il représente alors quelque 10% du volume de la roche. Il peut inclure de petits cristaux de plagioclase et de biotite, plus rarement de zircon ou d'apatite.

Plus souvent, le quartz est en cristaux de 2 à 4 mm, subidiomorphes à xénomorphes, en globules polygonaux plus ou moins arrondis. Il contient les mêmes inclusions que les grands individus en concentration plus faible.

Enfin il est interstitiel, en petites plages xénomorphes moulantes, incluant parfois des grains de biotite, plagioclase, apatite ou zircon; en rares associations micrographiques avec le feldspath alcalin ou en vermicules dans les bourgeons myrmékitiques.

2.3.3 La biotite

C'est le seul minéral ferromagnésien abondant du granite. Elle est fortement pléochroïque, brun-rougeâtre foncé à jaunâtre pâle, en petites paillettes subidiomorphes à idiomorphes prismatiques à hexagonales, de taille variable atteignant au maximum 2 à 3 mm. Elle est rarement chloritisée, phénomène accompagné de la cristallisation secondaire de granules de sphène et parfois d'ilménite.

La biotite contient de petites inclusions (0,03 à 0,05 mm) idiomorphes d'apatite et de zircon (+ xénotime), plus rarement d'opacques. Elle est parsemée de nombreux halos pléochroïques sombres, témoins de l'abondance des minéraux uranifères et thorifères en inclusions (zircon + xénotime).

On rencontre des associations symplectitiques de quartz et de granules de biotite brun pâle ovoïdes à rectangulaire. Ces petits groupements (1 à 2 mm) sont couronnés de biotites plus grandes et plus foncées d'orientation quelconque. Il s'agit probablement de pseudomorphoses de cristaux d'amphibole.

Données analytiques

On trouvera en annexe quelques analyses représentatives des biotites du granite et la moyenne de celles obtenues par Dupuy (1968). Ces biotites ont un rapport Fe^{2+}/Mg^{2+} proche de l'unité, qui les place à cheval dans les champs des Mg-biotites et des Fe-biotites du diagramme de Foster (1960) (fig. 10). On n'observe pas de tendance évolutive particulière entre le faciès normal et celui de bordure, ni entre les biotites de la matrice et les biotites en inclusion dans les mégafeldspaths (Franzini et al., 1974). De telles compositions sont banales et se rencontrent dans la plupart des diorites, granodiorites et monzogranites calco-alcalins (fig. 10 et Neilson & Haynes, 1973). La teneur en alumine est un facteur plus discriminant. Les biotites associées à de la muscovite et/ou à des silicates d'alumine (p. ex. de la cordiérite) dans les granitoïdes alumineux sont situées au-dessus de la limite $Al\ IV = 2,5 - 2,6$ dans le diagramme $Fe/Fe + Mg$ versus $Al\ IV$ (fig. 11) (voir p. ex. de Albuquerque, 1973; Speer, 1981; Georget, 1986). Celles des granitoïdes métalumineux calco-alcalins à biotite seule ou biotite et hornblende sont au-dessous. C'est le cas de la plupart de nos points d'analyse. Mais la proximité de la limite entre les deux champs confère au granite du Monte Capanne un caractère à la fois calco-alcalin et alumineux qui sera confirmé par la géochimie sur roche totale. Le diagramme typologique de Nachit et al. (1985) opposant les nombres de cations Mg^{2+} et Al^{tot} discrimine particulièrement bien les familles de biotite des granitoïdes de lignées différentes (fig. 12). Il confirme la tendance observée dans le diagramme précédent.

Figure 10: report des analyses de Dupuy (1968) sur des biotites du granite du M. Capanne dans le diagramme de Foster (1960).

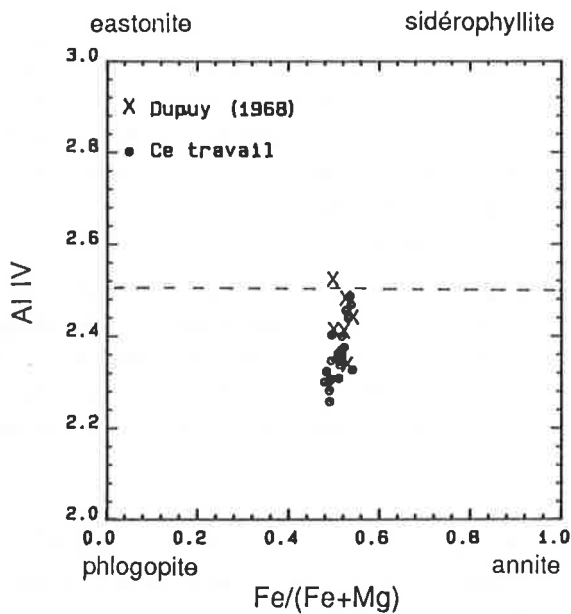
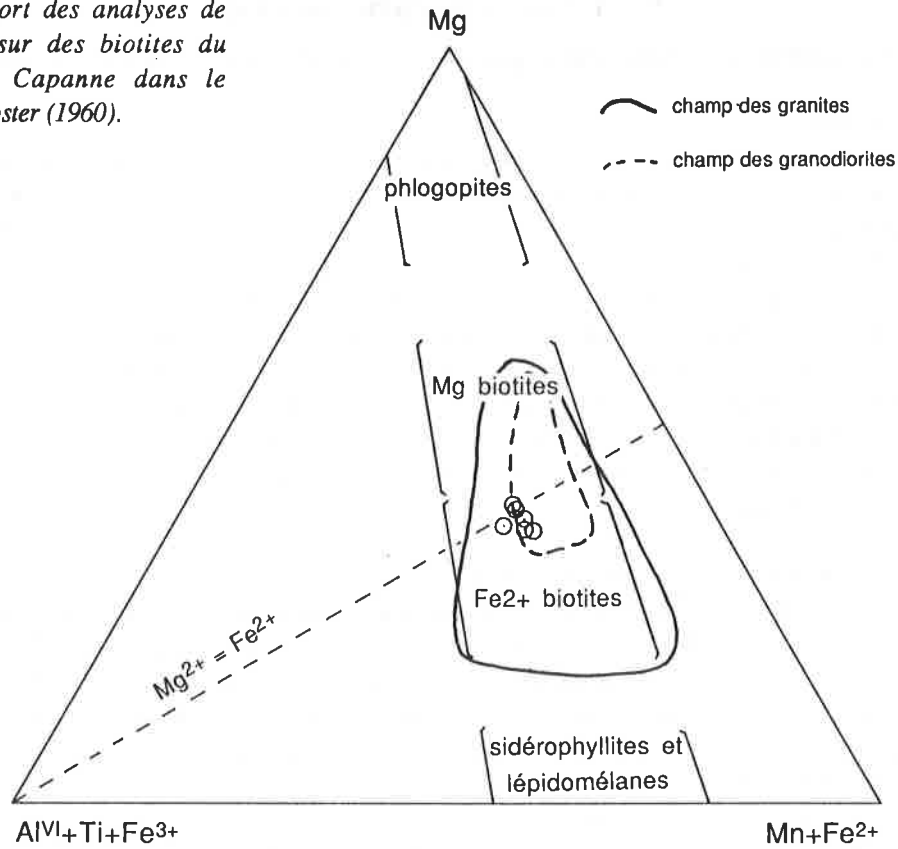


Figure 11: composition des biotites du granite du M. Capanne, données personnelles (microsonde) et de Dupuy (1968) (analyses par voie humide). Le trait interrompu marque la limite inférieure du champ des biotites des granitoïdes peralumineux.

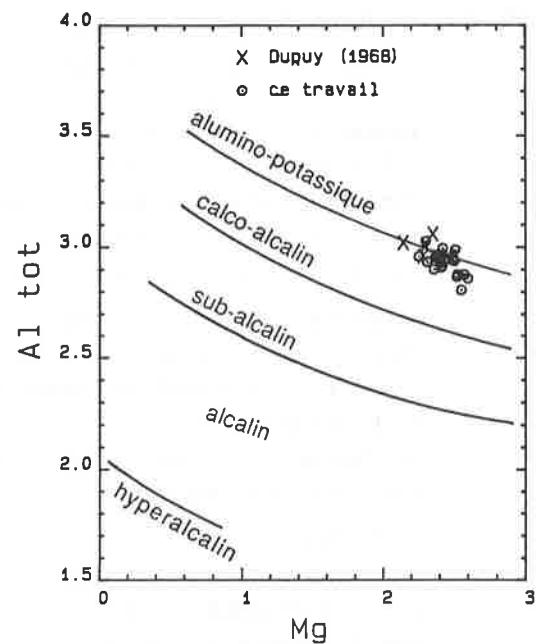


Figure 12: report des analyses de biotite dans le diagramme typologique des granites de Nachit et al. (1985). Mg et Al^{tot} = nombre de cations.

2.3.4 Le feldspath alcalin

Il se présente en mégacristsaux pluricentimétriques et en cristaux matriciels xénomorphes moulants.

Les mégacristsaux

Leur taille varie de 5 x 3 x 2 cm à 9 x 3 x 2 cm, parfois jusqu'à 15-20 x 5 x 5 cm suivant le faciès considéré. Ils sont presque toujours maclés Carlsbad. Macroscopiquement idiomorphes, ces feldspaths ont dans le détail un contour toujours sinueux et irrégulier, moulant les cristaux de la matrice en les incluant plus ou moins complètement, sans que ces derniers n'aient d'orientation préférentielle.

Les mégacristsaux ne sont que peu ou pas kaolinisés. Ils sont diversement perthitiques. Certains individus présentent des zones optiquement homogènes, mais plus souvent de nombreuses perthites en veinules (strings) de 1 à 2 microns d'épaisseur, probablement dans le plan de Murchison (Smith, 1974), relayées par des perthites en taches de 10 à 20 microns, souvent maclées polysynthétiquement et de composition exacte non déterminée. Les mégacristsaux de zones déformées semblent nettement plus perthitiques et présentent un réseau très dense de fuseaux et veinules micrométriques parallèles entre eux et superposés à un réseau sécant de très fines perthites en filon.

L'angle 2V est compris entre 40° et 50°.

INCLUSIONS DANS LES MÉGACRISTAUX

Les mégacristsaux sont riches en inclusions représentant tous les minéraux du granite. Leur analyse modale est la suivante (Marinelli, 1959): feldspath alcalin 90%, inclusions: plagioclase 6,8%, quartz 2% et biotite 1,2%. La distribution des inclusions varie, mais en général leur proportion augmente du coeur à la périphérie de l'hôte. Le centre en est souvent dépourvu ou contient quelques cristaux de taille relativement grande (2 à 3 mm), d'orientation quelconque, isolés ou en agrégats monominéraux de 2 à 3 grains. Suit parfois une couronne complète de plagioclases en chapelet ininterrompu, de forme homothétique au mégacrystal (structure de Frasl, 1954), large d'un à deux individus, parfaitement orientés avec leur faces {010} parallèles ou perpendiculaires aux formes {010}, {110} et {001} du réseau du feldspath alcalin hôte. Leur taille est de l'ordre de 1 à 2 mm, et celle de la couronne de 1 cm x 2 cm. Vers l'extérieur suivent des inclusions plus petites (0,2 à 2 mm en moyenne) de forme plus irrégulière, généralement orientées (plagioclase selon {010} et biotite selon {001}), réparties régulièrement ou en une succession à espacement variable de zones discontinues à concentration élevée en cristaux. On compte ainsi de 1-2 à plus de 5 couronnes de ce type dans un mégacrystal. Elles sont soulignées macroscopiquement par la biotite. La taille des inclusions est sans rapport avec la granulométrie de la matrice de la roche contenant les porphyrocristsaux, à l'exception de celles de la frange poecilitique externe, qui sont pour la plupart à cheval entre le mégacrystal et la matrice proprement dite.

- **Le plagioclase** en inclusion a un contour de tendance subidimorphe à idiomorphe toujours sinueux, parfois lobé. Les cristaux proches du centre sont souvent plus réguliers que ceux de la périphérie. Leur composition correspond à celle de la partie centrale des plagioclases de la matrice. Ils ont occasionnellement un coeur corrodé (An₄₅₋₄₀) ou sont simplement zonés oscillatoirement de An₃₅ à An₂₈. Tous les cristaux ont une bordure réactionnelle myrmékitique ou un simple liseré albitique d'épaisseur irrégulière. Cette bordure est nettement plus développée autour des inclusions périphériques qu'autour de celles du coeur. Elle atteint son développement maximal au contact des plagioclases de la matrice granitique.
- **Le quartz** en inclusion est presque toujours en petites plages xénomorphes de 0,5 à 2 mm, anguleuses, à contour irrégulier présentant de nombreuses concavités et formant parfois des vermicelles ou septa allongés d'orientation apparemment quelconque ou réglée partiellement par un plan réticulaire du feldspath hôte. Le quartz forme fréquemment un fin liseré discontinu d'épaisseur très irrégulière autour des biotites en inclusion. On observe dans quelques cas des cristaux idiomorphes hexagonaux ou bipyramidés en bordure ou plus rarement au coeur des feldspaths.
- **La biotite** en inclusion est identique à celle du reste de la roche, mais en cristaux plus petits (jusqu'à 2 mm), idiomorphes, à bords nets ou indentés. D'une manière générale, elle est plus idiomorphe au coeur qu'en périphérie du feldspath. Elle est parfois légèrement chloritisée et associée à des granules de sphène néoformés. Sa composition est comparable à celle des biotites du granite (fig. 50).
- **L'apatite** est fréquemment incluse en cristaux idiomorphes trapus (pouvant atteindre 0,5 x 1 mm). On la rencontre indifféremment dans tout le feldspath, souvent à proximité de - ou en inclusion dans - la biotite.
- **Le zircon**, très fréquent, est réparti dans tout le feldspath en cristaux isolés ou en inclusion dans la biotite.
- **Des carbonates**, en petites plages xénomorphes irrégulières ou en fins filonnets de 20 à 30 microns d'épaisseur, parfois sinueux, mais le plus souvent rectilignes et tardifs, recourent indifféremment les inclu-

sions rencontrées. Leur orientation est réglée par les clivages du feldspath. Ils peuvent former un réseau assez dense parfois additionné d'un entrelacs de filonnets transverses et irréguliers.

- La **tourmaline** est très fréquente, en petits amas de l'ordre du millimètre, bleu clair à vert jaunâtre. Elle forme parfois de petites rosettes de cristaux poecilites à squelettiques (fig. 52-a), surimposés à la structure préexistante; Ils sont alors associés à du quartz, des carbonates et de petites paillettes de biotite brun pâle en rosette ou en surcroissance sur des inclusions de biotite brun-rouge environnantes. Ces dernières sont parfois totalement chloritisées. Le feldspath environnant peut être kaolinisé sur quelques millimètres. La texture de ces tourmalines suggère un développement très tardif, peut-être postérieur à la fin de la cristallisation des mégacristaux.

Le feldspath alcalin matriciel

Totalement xénomorphe, il moule les autres phases, qui présentent des faces idiomorphes à son contact. Sa forme est allongée lorsqu'il atteint sa taille maximale de 0,5 à 0,8 cm sinon quelconque, entièrement déterminée par son environnement immédiat. Il est rarement maclé Carlsbad (et uniquement Carlsbad) par comparaison avec les mégacristaux; il est un peu plus kaolinisé. Les perthites sont du même type, en film, veinules et petites taches, mais souvent plus larges, les taches maclées polysynthétiquement pouvant atteindre 50 μm . Cette différence de taille peut être à l'origine de l'impression d'un volume relatif de perthites supérieur à celui des mégacristaux.

L'angle 2V varie de 48° à 56° pour les faciès de bordure à 42° - 50° à l'intérieur du massif (Marinelli, 1959), ce qui semble refléter une légère variation structurale et/ou de composition. Les faciès de bordure sont souvent un peu déformés, ce qui pourrait expliquer les valeurs plus élevées.

Les inclusions dans le feldspath matriciel sont les mêmes que dans les mégacristaux, mais sont proportionnellement plus abondantes et distribuées au hasard. Leur taille est celle des plus petits cristaux du granite, soit de 0,4 à 1,5 mm environ. Les biotites et les plagioclases sont rarement orientés suivant un plan réticulaire du feldspath alcalin. Les cristaux partiellement englobés en bordure de grain sont souvent plus grands et correspondent à toute la gamme des tailles rencontrées dans la roche. Les biotites sont subidiomorphes à idiomorphes, les plagioclases subidiomorphes à blindage myrmékitique réactionnel irrégulier. Le quartz est beaucoup plus rare que dans les porphyrocristaux, il apparaît plus en plages subidiomorphes légèrement lobées qu'en granules anguleux et concaves. On observe parfois des associations micrographiques au coeur même du feldspath.

Données cristallographiques

Une série de mégacristaux issus du granite, des enclaves et des filons porphyriques sombres ont fait l'objet d'une analyse diffractométrique sur poudre. Divers paramètres ont été calculés. Ils sont reportés dans le tableau A3 et brièvement introduits ci-dessous.

- Paramètres calculés:
- **Les paramètres de maille** directs $a, b, c, \alpha, \beta, \gamma$ et réciproques $a^*, b^*, c^*, \alpha^*, \beta^*, \gamma^*$ ont été déterminés par le programme LATCON de l'Institut de cristallographie de l'Université de Lausanne, mis au point par le Professeur Schwarzenbach. Sont également calculées les valeurs théoriques de 2θ correspondant à la maille ainsi définie.
- **le pourcentage en orthose** de la phase potassique des feldspaths alcalins est déterminé par les relations (Wright, 1968):

$$\% \text{ or FK} = -87.69 [2\theta (\bar{2}01)] + 1930.77 \quad (\text{série high microcline- low microcline})$$

$$\text{ou } \% \text{ or FK} = -92.19 [2\theta (\bar{2}01)] + 2031.77 \quad (\text{low sanidine})$$

pour $\text{CuK}\alpha 1$. Ce sont des valeurs pondérales. Ce paramètre a été déterminé à partir de valeurs d'angle observées ($\% \text{ Or ob}$) et calculées par Latcon ($= \% \text{ Or ca}$).

On peut aussi utiliser le volume de la maille élémentaire (Stewart & Wright, 1974):

$$\% \text{ Or V} = [0,2962 - (0,953131 - 0,0013 V)^{1/2}] / 0,00018062 \quad (\text{valeurs moléculaires})$$

$$\text{avec } V = a.b.c.\sin\beta \quad (\text{low sanidine}) \quad (\text{\AA}^3)$$

$$\text{ou } V = a.b.c.(1 - \cos 2\alpha - \cos 2\beta - \cos 2\gamma + (2\cos\alpha.\cos\beta.\cos\gamma))^{1/2} \quad (\text{série high-low microcline})$$

- **L'indice de triclinicité** reflète le degré d'ordre dans la répartition de l'Al dans la structure du feldspath, donc sa tendance à être triclinique (Goldsmith et Laves, 1954):

$$\Delta = 12,5[d(131) - d(\bar{1}\bar{3}1)] \quad (d = \text{espacement réticulaire en \AA})$$

Δ varie de 0 lors d'une distribution totalement désordonnée de symétrie monoclinique, à 1 pour une distribution parfaitement ordonnée, de symétrie triclinique.

- Les **Indices de Ragland** (1970) décrivent les variations de l'état structural:

- 1) entre les séries du "microcline max - albite basse température" et de l'orthose = indice δ ,
- 2) entre les séries de l'orthose et de la "sanidine - albite de haute température" = indice δ' .

Avec, pour $\text{CuK}\alpha_1$:

$$\delta = [9,063 + 2\theta(060) - 2\theta(\bar{2}04)]/0,34$$

$$\delta' = [9,063 + 2\theta(060) - 2\theta(\bar{2}04)]/0,205$$

δ varie de 1 pour les séries du microcline max-albite b. t. à 0 pour les séries de l'orthose et δ' prend le relai en passant de 0 pour l'orthose à -1 pour les séries de sanidine-albite h. t. δ (ou δ' suivant le signe) a été calculé à partir des valeurs 2θ observées (δ_{ob}) et calculées par Latcon (δ_{ca}).

- **Estimation du taux d'occupation par Al des sites tétraédriques T_{10} , T_{1m} , T_{20} , T_{2m} .**

Rappelons que t_{10} , t_{1m} , t_{20} et t_{2m} représentent les probabilités de rencontrer Al^{3+} dans les sites tétraédriques T correspondants du réseau du feldspath. Leur somme vaut 1. Elles varient en fonction de l'état structural du cristal.

- a) $t_{10} = t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0,25$ structure désordonnée, high-sanidine, monoclinique
- b) $t_{10} = t_{1m} > t_{20} = t_{2m}$ low sanidine-orthose, monoclinique
- c) $t_{10} > t_{1m} > t_{20} = t_{2m}$ structure intermédiaire, triclinique
- d) $t_{10} = 1, t_{1m} = t_{20} = t_{2m} = 0$, structure ordonnée, triclinique

Deux procédés de calcul ont été utilisés:

1) à l'aide des paramètres de maille (Stewart et Wright, 1974):

$$t_{10} + t_{1m} = [c - 0,45132b - 1,22032]/[1,6095 - 0,11252b]$$

$$t_{10} - t_{1m} = [\alpha^* - 1,99754 \gamma^* + 89,77811]/[0,24614 \gamma^* - 26,8196]$$

$$t_{20} = t_{2m} = 1/2(1 - t_{10} + t_{1m})$$

Valable pour low sanidine et la série du microcline, noté $t_{10}(1)$, $t_{1m}(1)$ et $t_{20}(1)$ dans le tableau A3.

2) à l'aide de paramètres de translation des sites tétraédriques (Kroll, 1980):

$$t_{10} = 29,424 - 3,7962 \text{tr}[110] + 0,5355 n_{Or}$$

$$t_{1m} = 22,838 - 2,9362 \text{tr}[1\bar{1}0] + 0,4265 n_{Or}$$

$$\text{avec: } \text{tr}[110] = 1/2 (a^2 + b^2 + 2ab\cos\gamma)^{1/2} \quad (\text{en } \text{Å})$$

$$\text{tr}[1\bar{1}0] = 1/2 (a^2 + b^2 - 2ab\cos\gamma)^{1/2}$$

où $\text{tr}[110]$ et $\text{tr}[1\bar{1}0]$ sont les distances de translation des diagonales $[110]$ et $[1\bar{1}0]$ dans le plan (001).

Ces équations sont valables entre 60 et 80% or dans le feldspath alcalin. n_{Or} représente le % or_{Ob} du tableau A3 et les résultats obtenus y sont notés $t_{10}(2)$ et $t_{20}(2)$.

Précisons encore que $\text{tr}[110] - \text{tr}[1\bar{1}0] = 0 \text{ Å}$ pour la série low sanidine - orthose, $> 0 \text{ Å}$ pour la série des microclines.

- **Indice de contrainte (strain index)**

Stewart & Wright (1968) ont défini le paramètre $\Delta a = a \text{ observé} - a \text{ estimé}$.

$a \text{ observé}$ est calculé par Latcon, $a \text{ estimé}$ est la valeur théorique déduite des paramètres b et c (calculés par Latcon) qu'aurait le feldspath s'il était homogène (sans exsolution). Cette estimation est tirée du diagramme empirique de Stewart & Wright "b versus c" (fig. 13). Ces auteurs parlent de maille anomale ou de feldspath contraint (strained) si $\Delta a > 0,05 \text{ Å}$. Cette contrainte est due à la présence de perthites, elle est proportionnelle à la finesse des lamelles d'exsolution et à leur teneur en sodium.

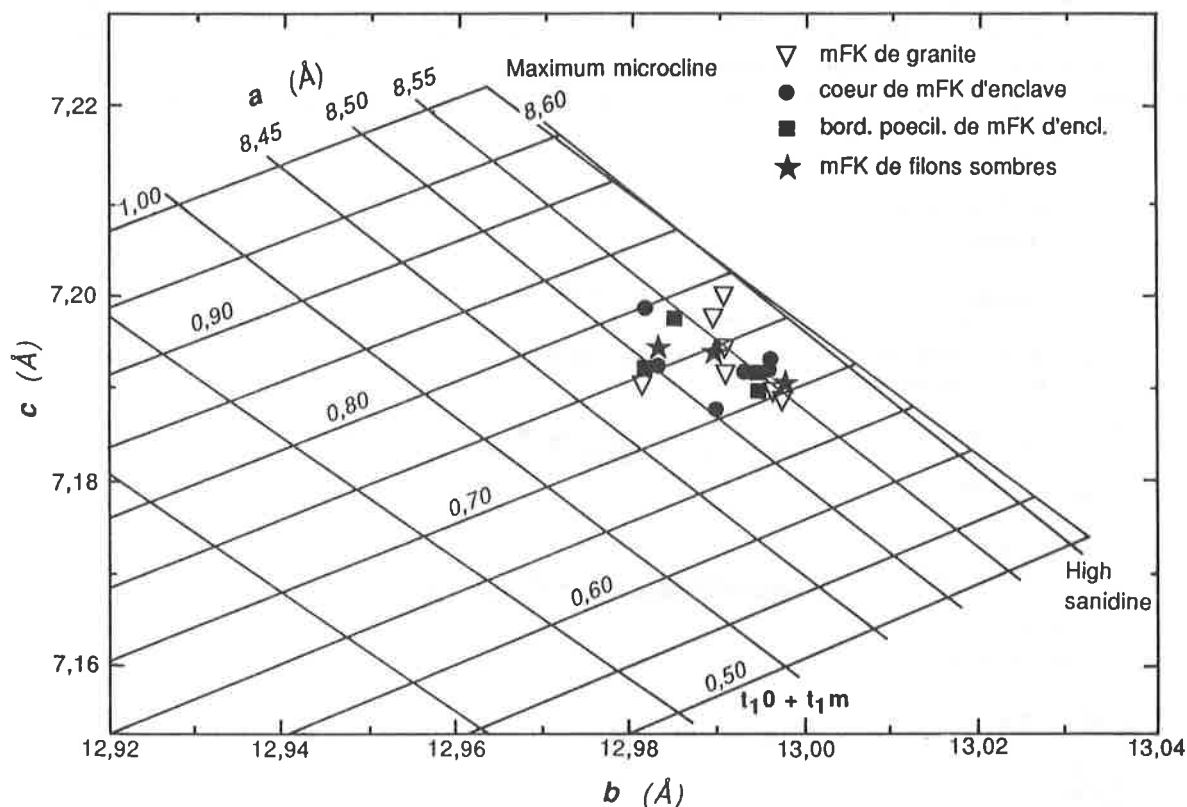


Figure 13: diagramme de Stewart & Wright (1974) pour l'estimation de a et de $t_{10}+t_{1m}$, en fonction de b et de c dans les mégafeldspaths alcalins (mFK) du granite du M. Capanne, de ses enclaves et de ses filons sombres. Données obtenues par rayons X. Tous les échantillons correspondent à de l'orthose, $t_{10} = t_{1m}$.

RÉSULTATS

Aucune différence sensible n'existe entre les mégacristaux du granite, des enclaves et des filons (Tableau A3 et fig. 13). Nous reviendrons sur ce point au sujet des enclaves. Ils sont tous monocliniques et correspondent à de l'orthose:

- Δ est nul: (131) est confondu avec ($\bar{1}\bar{3}1$)
- δ est proche de 0
- $\tau [110] = \tau [1\bar{1}0]$
- $t_{10} = t_{1m} = 0,35 - 0,39$, typique de l'orthose, dont $t_{10} + t_{1m}$ vaut ordinairement $0,8 \pm 0,1$ (Stewart et Wright, 1974).

Les échantillons ne sont que peu ou pas sous contrainte ($\Delta a < 0,1$), ce qui est en accord avec le volume restreint des perthites. La composition de la phase potassique est assez uniforme ($85,7\% < Or_{ob} < 88,4\%$). On constate que les valeurs calculées à l'aide de V sont systématiquement supérieures d'environ 3% Or à celles basées sur $2\theta(201)$. Ces dernières semblent meilleures car plus proches des valeurs obtenues à la microsonde. La même constatation a été faite par Hammerschlag (1985) sur des microclines de roches métamorphiques. Cette uniformité de composition n'est pas surprenante; elle résulte d'un processus d'exsolution commun à tous les cristaux en phase post-magmatique, dans des conditions thermiques homogènes.

Composition chimique du feldspath alcalin

MÉGACRISTAUX

Leur composition globale (perthites comprises) a été déterminée sur quelques échantillons par Franzini et al. (1974), par analyse aux rayons X après homogénéisation thermique et par analyse en fluorescence X après séparation des inclusions. Les résultats sont reportés (en % moléculaires!) dans le tableau A1 et la figure 14. La proportion de molé-

cule Or varie de 71 à 81%. Les mégacristsaux du faciès de bordure semblent légèrement moins potassiques ($m = 73,6\%$ Or) que ceux du faciès normal ($m = 75,6\%$ Or), mais le nombre d'analyses est trop restreint pour en faire une généralité.

Les analyses faites à la microsonde reflètent évidemment la composition de la phase potassique et non la composition globale des mégacristsaux, malgré un balayage de 100 microns². J'ai déjà signalé la bonne correspondance entre les valeurs obtenues aux RX et celles obtenues à la microsonde; elle est illustrée dans la figure 14.

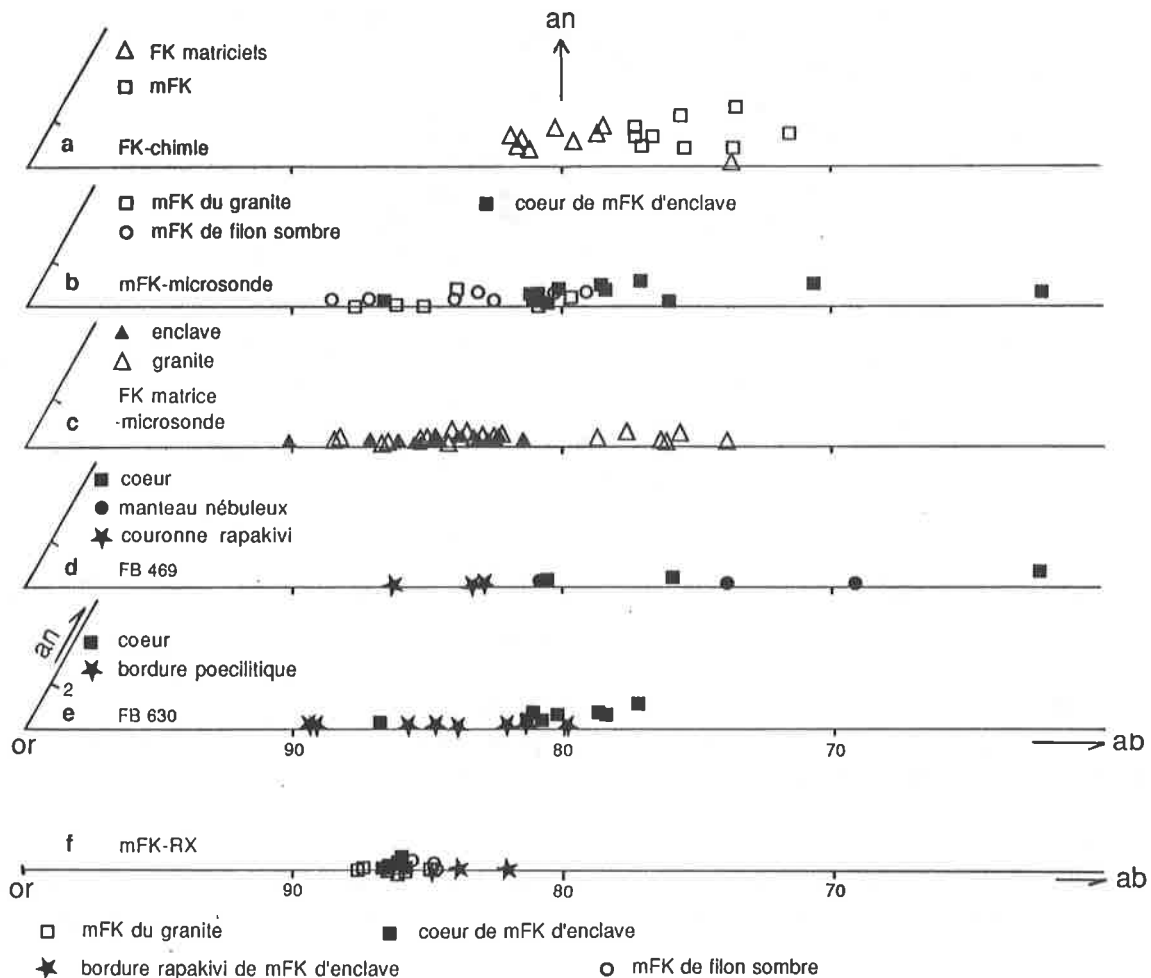


Figure 14 a-e: report dans le diagramme OrAbAn des analyses de feldspath alcalin du granite du M. Capanne et de ses enclaves microgrenues. a: analyses chimiques par fluorescence X de mégacristsaux (mFK) issus du granite, données de Franzini et al. (1974); b: analyses par microsonde (ms) de la phase potassique de mFK issus du granite ou d'enclaves microgrenues; c: comme b, mais sur des cristaux matriciels; d: analyse par ms d'un mFK (voir fig 42) à couronne rapakivi complexe issu d'une enclave; e: analyse par ms d'un mFK issu d'une enclave à bordure poecilitique non rapakivi; f: report de la proportion relative en molécule Or de mégafeldspaths analysés aux rayons X, calcul basé sur l'angle $2\theta(201)$ (Wright, 1968).

CRISTAUX MATRICIELS

Ils ont une structure d'orthose (Franzini et al., 1974) et une composition globalement plus potassique que celle des mégacristsaux. Franzini et al. obtiennent une moyenne moléculaire de 77,3% Or en faciès de bordure et de 80,8% en faciès normal (Tableau A1). On voit que la tendance à des feldspaths plus potassiques au centre qu'en bordure du pluton se confirme.

Les analyses faites à la microsonde reflètent à nouveau la composition de la phase potassique seule. Elles sont comparables (~80-88% Or) à celles effectuées sur les mégacristsaux, comme on pouvait s'y attendre (fig. 14).

La distribution de la molécule albite dans une paire plagioclase-feldspath alcalin à l'équilibre est fonction de la composition globale du système, de la température (T), de la pression totale (P) (Seck, 1971) et de la pression partielle en eau (Ernst, 1976). Avec une décroissance de T, les deux feldspaths vont s'enrichir en mole albite, le plagioclase plus vite que l'orthose. Il y a donc une contradiction apparente entre ce principe et le fait que les mégafeldspaths, précoces, soient plus albitiques que le feldspath alcalin matriciel. Mais s'il y a une augmentation de la pression fluide parallèle

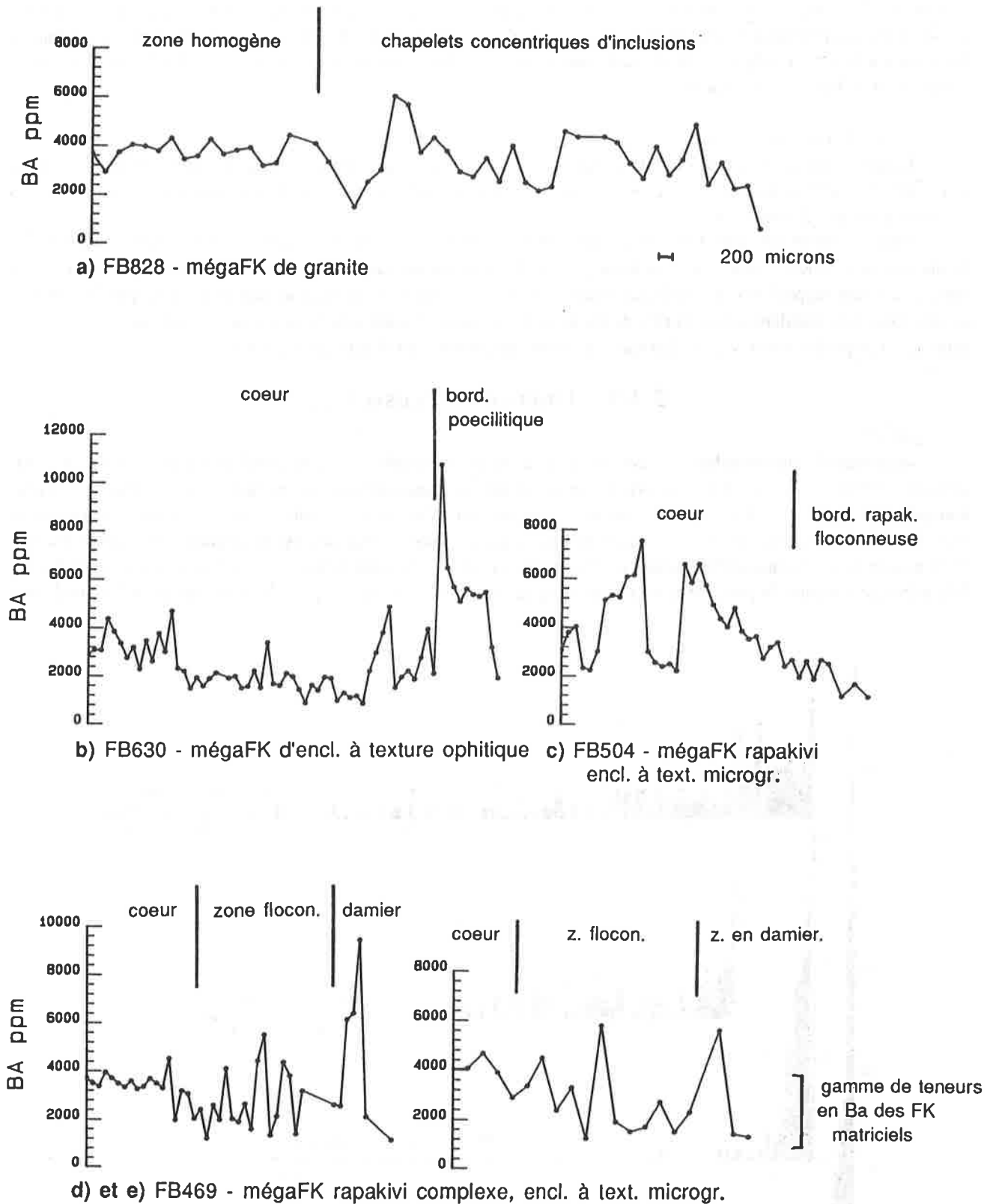


Figure 15: teneurs ponctuelles en baryum dans quelques mégafeldspaths alcalins (mFK) issus du granite du M. Capanne ou de ses enclaves microgrenues le long de profils perpendiculaires au plan de leur macle de Carlsbad. Dans les cas a à d, le profil débute sur la macle de Carlsbad en direction de l'extérieur (demi-largeur), dans le cas e, profil partiel débutant en bordure du coeur. Le mégafeldspath c) a une bordure floconneuse discontinue et peu développée.

ment à la décroissance de T, le feldspath alcalin à l'équilibre cessera son évolution vers des termes albitiques et deviendra même plus potassique qu'au départ (Ernst, 1976 avec références), tandis que le plagioclase poursuivra son évolution habituelle. La différence de 5% observée entre phénocristaux et matrice est explicable par ce phénomène, qui n'implique qu'une petite augmentation de pression estimée à moins d'1 kb. La différence de composition (2-3% or) entre cristaux du faciès de bordure et leurs équivalents du faciès normal peut être due au même phénomène ou à un léger contraste dans la composition globale des deux faciès.

TENEUR EN BARYUM

La teneur ponctuelle en baryum de quelques mégacristaux a été déterminée le long de profils perpendiculaires à leur macle de Carlsbad au moyen de la microsonde. Ces analyses ont été faites sur des cristaux issus du granite et des enclaves, à des fins de comparaison.

Tous les profils sont reportés dans la figure 15. Le standard utilisé est la benitoïte ($Ba TiSi_3O_9$) et les conditions de mesure sont: 20 KV - 50 nA, 40 s sur le pic, 4 s sur le fond continu. Les résultats sont d'ordre semi-quantitatif, car le standard est sans rapport avec les minéraux étudiés. En outre, ces derniers ont des concentrations en Ba proches du seuil de détection. On considérera donc l'ordre de grandeur des résultats et leurs variations relatives plutôt que leur valeur intrinsèque. Les profils obtenus sont classiques. Ils seront discutés en détail dans les § 2.4.1 et 4.3.3.

2.3.5 Minéraux accessoires

Apatite

Accessoire le plus abondant, l'apatite forme des cristaux idiomorphes à subidiomorphes trapus, dont la taille varie de 0,08 x 0,05 à 1 x 0,4 mm et les rapports longueur sur largeur (apparentes au microscope) de 1,5 à 10 dans les faciès homogènes et de 1,5 à 20 dans les faciès porphyriques (fig. 16). Un habitus nettement plus aciculaire se rencontre en inclusion dans les plagioclases tachetés et parfois dans de grandes biotites avec un rapport longueur sur largeur dépassant 25. L'apatite est en inclusion dans toutes les phases principales, préférentiellement dans ou à proximité de la biotite. Elle-même peut inclure de petits zircons (+monazite?) aciculaires parfois orientés parallèlement aux faces du cristal hôte.

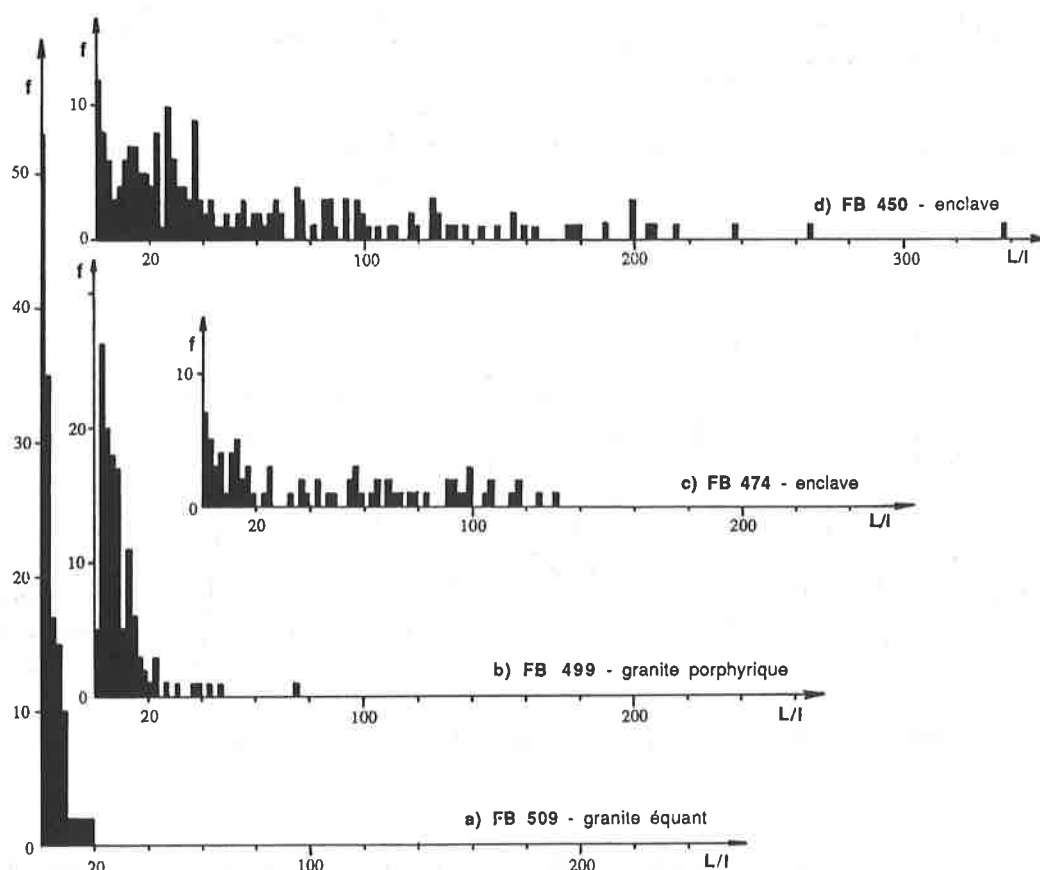
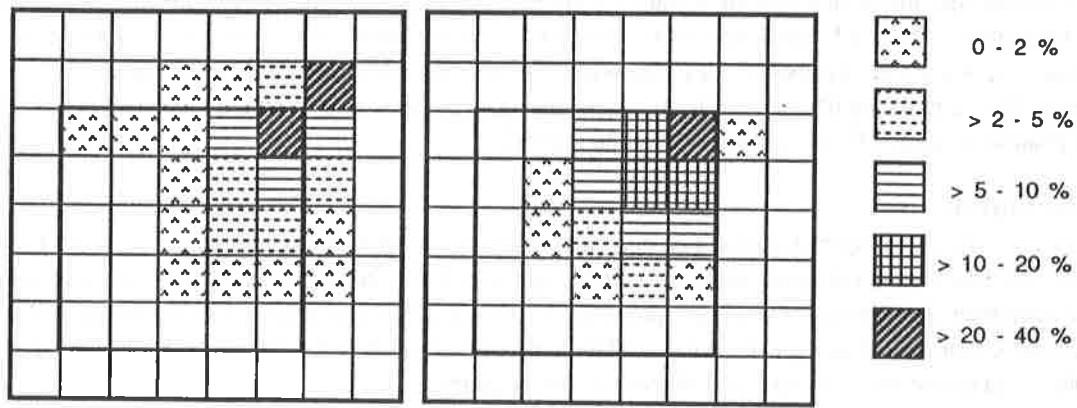
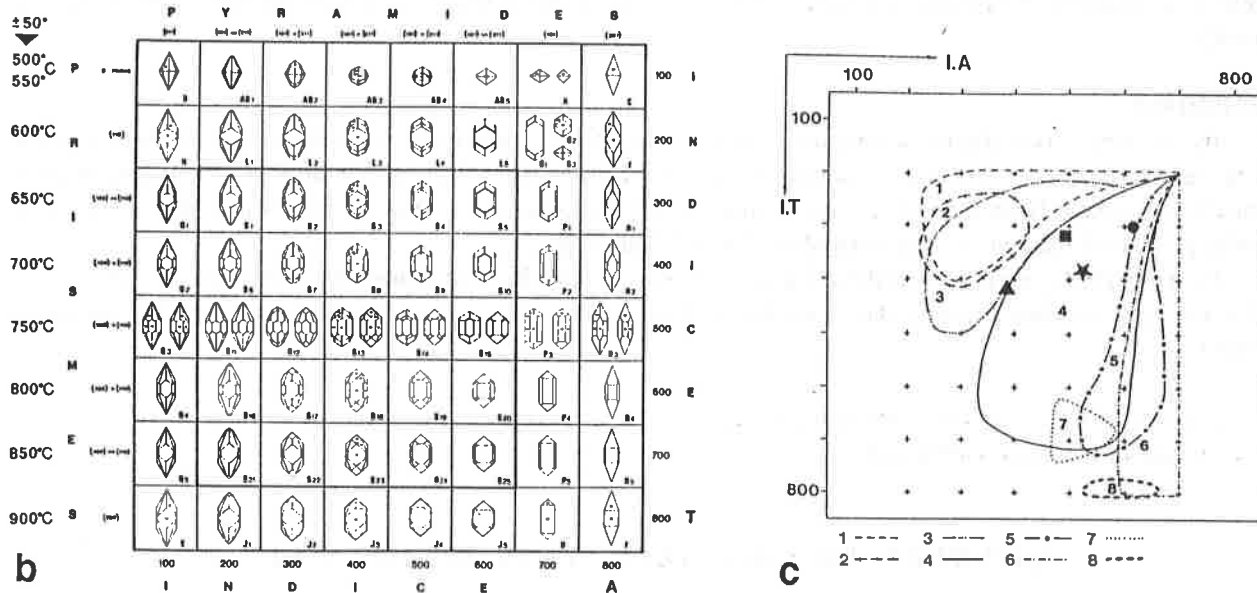


Figure 16: étude statistique de l'allongement apparent de cristaux d'apatite issus du granite du M. Capanne ou de ses enclaves microgrenues. Les longueur (L) et largeur (l) ont été mesurées sur lame mince; c: bordure d'enclave à texture fluidale; d: enclave à texture à quartz ophitique.



a granite du M. Capanne,
éch. EL. 336 ●

filon microgranodioritique
dans le granite, éch. EL. 395 ★



b

c

Figure 17-a: étude typologique des zircons du granite du M. Capanne et de l'un de ses filons microgranodioritique, données de Pupin (1976); **b:** grille de classification typologique du zircon de Pupin (1976, 1980), basée sur le développement relatif des formes {100}, {110}, {101} et {211}. A gauche, estimation des températures d'apparition des différents types dans les magmas granitiques; **c:** domaines de répartition typologique des points moyens des principaux ensembles granitiques (Pupin, 1988) dans lesquels ont été reportés les points moyens de **a**, ainsi que ceux d'un échantillon de microgranite porphyrique d'Elbe centrale (carré noir) et d'une ignimbrite de Roccastrada (voir carte fig. 1) (triangle noir), données de Pupin (1976). Figurés de **c:** 1: leucogranites alumineux; 2: monzogranites-granodiorites à cordiérite subautochtones; 3: idem 2, mais porphyroïdes et intrusifs; puis granites; 4, calco-alcalins plus ou moins potassiques (MgK), 5: subalcalins potassiques (FeK), 6: alcalin et hyperalcalin, 7: tholéïitique continental, 8: plagiogranites océaniques.

Zircon

Ses cristaux atteignent 0,1 à 0,25 mm. Selon Pupin (1976), le prisme {110} et la pyramide {101} sont nettement dominants sur le prisme {100} et la pyramide {211} respectivement. Dans la grille typologique de Pupin (1976, 1980), le point moyen (fig. 17) est dans la classe S₅ avec un indice T de 300 et un indice A de 616. Pupin a observé

que les zircons sont inclus non seulement dans les cristaux précoces des autres phases minérales, mais aussi dans les quartz interstitiels tardifs, qui renferment de nombreux petits individus des sous-types G₁, P₁, L₃₋₅, S₄ et 5 (voir figure 17-b pour l'explication des symboles). Ces sous-types sont précisément caractéristiques des stades les plus tardifs dans l'évolution d'une population de zircons. On en conclut que contrairement à une opinion répandue, la formation de zircon s'est poursuivie jusqu'à la fin de la cristallisation du magma.

Tourmaline

Elle est distribuée sporadiquement en agrégats de grains irréguliers pléochroïques, bleu-vert ou marron à jaune pâle. Elle cristallise toujours tardivement en remplissage interstitiel moulant ou plus souvent en remplacement d'un autre minéral dont elle oblitère les structures préexistantes. Elle se développe préférentiellement dans le feldspath alcalin (voir la description des mégacristaux) ou dans la biotite et le plagioclase, le long de plans de clivage ou de fractures par exemple. On la trouve en association symplectitique avec le quartz.

Allanite

Rare, l'allanite a été trouvée en inclusion dans le plagioclase en petits cristaux xénomorphes très irréguliers à squelettiques. Dans un cas (FB 655), elle est associée spatialement à la tourmaline et tout comme elle, semble nettement tardive, en se développant le long des plans de clivage ou en recoupant le zonage du plagioclase.

Sphène

C'est toujours un produit de la chloritisation de la biotite, qui se développe à l'intérieur ou à proximité immédiate de celle-ci, en granules xénomorphes irréguliers de 0,1 à 0,5 mm. Il est rarement associé à des opaques, probablement de l'ilménite.

Opagues

Ils sont rares, voire absents de certaines lames minces. On les trouve en petits granules arrondis dans la biotite fraîche ou chloritisée. Aucune étude à la microsonde n'a été entreprise à leur sujet. Marinelli (1959) a identifié la magnétite en retenant l'hypothèse de l'ilménite pour les granules associés aux biotites chloritisées. Il a encore mentionné la présence d'uraninite dans un échantillon (Fosso di Vallebuia).

La chlorite est un produit d'altération de la biotite; la séricite et la calcite du plagioclase. La calcite occupe d'autre part de fines fractures dans tous les minéraux ou des plages un peu plus grandes associées au quartz matriciel.

D'autres minéraux du granite du Monte Capanne sont issus directement des différentes enclaves que contient ce dernier, ils seront mentionnés ultérieurement.

2.4 ORDRE DE CRISTALLISATION ET TEXTURES

2.4.1 La genèse des mégacristaux de feldspath alcalin

Cette question a suscité de vives polémiques au cours des décennies passées, car elle était au coeur du problème plus général de la granitisation métasomatique des roches. Pour ses partisans, les mégafeldspaths étaient la meilleure illustration d'une blastèse au sein de roches préexistantes variées. Pour d'autres, qui admettaient l'existence de magmas granitiques intrusifs, ces mégacristaux étaient tout de même blastiques, car consécutifs à une endométasomatose tardimagmatique à post-magmatique. Les "magmatistes" purs en faisaient des phénocristaux parfois très précoces. Plus récemment, l'idée plus nuancée d'une croissance polyphasée magmatique et tardi- à postmagmatique s'est développée (p. ex. Mehnert & Büsch, 1981). Vernon (1986) a fait une revue exhaustive des travaux parus sur cette question et arrive à la conclusion, à l'instar de nombreux auteurs d'articles récents, que ces feldspaths ont une origine magmatique.

Les arguments métasomatistes

Il est historiquement intéressant de rappeler pourquoi fut avancée l'hypothèse métasomatique. Elle repose principalement sur trois observations considérées alors comme irréfutables (Vernon, 1986).

1) On trouve des mégafeldspaths dans certaines enclaves de coméennes des granites. Ceci n'est explicable que par un processus de blastèse, dès le moment où l'on postule que ce type d'enclaves microgrenues représente bien des fragments de roches préexistantes. Or cet a priori est infondé, puisque ces enclaves n'ont pas les caractéristiques microscopiques

piques de cornéennes, mais celles de roches magmatiques en coexistence liquide avec le granite. De plus, les xénolites associés d'origine indiscutable ne contiennent jamais de mégacristaux, problème aigu dans l'optique métasomatique.

2) Des porphyrocristaux se développent abondamment dans les roches encaissant certains granites au moment de la mise en place de ces derniers. Cet argument est aussi contestable que le premier, puisque les roches en question sont des gneiss ocellés, dont la nature prémétamorphique est délicate à établir (Thélin, 1983) et qui peuvent même correspondre à la bordure déformée de l'intrusion (Pitcher & Berger, 1972). Dans la plupart des cas bien documentés cependant, ces gneiss seraient d'anciens granites porphyriques et les yeux feldspathiques des porphyroclastes.

3) des mégacristaux recoupent ou dévient les limites de filons aplitiques dans les granites. Là encore il y a matière à discussion, puisque la fracture à l'origine du filon peut avoir suivi le contour d'un mégacristal préexistant ou le filon peut être synplutonique, injecté dans une masse granitique partiellement consolidée.

Ainsi, les arguments majeurs invoqués pour une origine blastique des mégafeldspaths alcalins reposent sur une série de postulats relatifs à la nature des roches hôtes qui sont très contestables.

Les arguments magmatistes

Parallèlement à cette démarche de réfutation ont été accumulés de nombreux critères et observations en faveur de l'origine magmatique des mégafeldspaths. Ces arguments vont être invoqués pour démontrer la nature précoce des orthoses du M. Capanne.

La controverse magmatiste-(endo)métasomatiste peut être rapportée à une question d'ordre de cristallisation. Il s'agit de déterminer si les mégafeldspaths se sont développés dans un magma notablement liquide, pratiquement solide (cas limite de l'endométasomatose) ou totalement solide.

COMPARAISON AVEC LES MÉGASANIDINES DE VOLCANITES

Les filons de microgranite porphyrique d'Elbe centrale sont constitués d'une matrice felsitique microgrenue (45%), de porphyrocristaux de quartz (15%), plagioclase (30%), biotite (5%) et de 5% de mégacristaux de sanidine (état structural compris entre high- et low-sanidine (Leoni, 1975)). Ces derniers ont une origine magmatique précoce indiscutable.

Le magma générateur des microgranites est génétiquement très proche de celui du granite, comme le montrent la géochimie, les âges (fig. 1), la typologie des zircons (fig. 17-c) et des proportions modales comparables pour les deux roches à un stade équivalent de cristallisation (voir § 2.4.3). Ainsi, la cristallisation précoce de feldspath alcalin dans le granite du Monte Capanne est possible. Je pense même que les orthoses pourraient dériver directement de la restructuration de sanidines dans un contexte de refroidissement plus lent que celui des filons.

ARGUMENT STRUCTURAL

La fluidalité plano-linéaire déterminée par les mégafeldspaths en bordure du pluton (§ 2.1.2) est un argument important en faveur de leur formation en milieu encore liquide.

ARGUMENTS TEXTURAUX

L'orientation préférentielle des inclusions minérales dans les mégacristaux démontre leur origine magmatique. En effet, cette texture est interprétée par la plupart des auteurs (p. ex. Frasl, 1954; Hibbard, 1965; Smith, 1974) comme le résultat d'un accolement mécanique par synneusis (Vance, 1969) **en milieu liquide** de petits cristaux sur les faces en croissance du feldspath alcalin. Franzini & Leoni (1974) concluent de même en constatant que plus de 30% des inclusions de plagioclase dans les mégafeldspaths du Monte Capanne sont orientées parallèlement au plans réticulaires de leur hôte. La majorité d'entre elles ont leur réseau cristallin calqué sur celui du feldspath alcalin, ce qui suggère une nucléation épitaxiale hétérogène (Dowty, 1980) en plus de la synneusis.

Cette interprétation "magmatiste" est étayée par le fait que les plagioclases inclus ont une composition identique à celle du coeur des cristaux matriciels (fig. 9). Ils correspondraient à de petits phénocristaux piégés précocement par le feldspath alcalin, alors que leurs congénères matriciels auraient poursuivi leur évolution normale vers des termes sodiques tardifs (Franzini et al., 1974). Les caractéristiques texturales des autres minéraux inclus, comparées à celles de leurs équivalents matriciels vont dans le même sens.

Un dernier argument est fourni par les phénocristaux de sanidine d'Elbe centrale, dont les nombreuses inclusions adoptent une disposition identique à celle des méga-orthoses du M. Capanne.

D'autres hypothèses ont été formulées pour expliquer la présence d'inclusions réglées dans les mégacristaux; par exemple la rotation et l'incorporation de cristaux en milieu solide lors de la croissance blastique du feldspath (Smithson, 1965) ou l'exsolution de petits plagioclases après la croissance de ce dernier (Dickson, 1968). Ces mécanismes ne sont

pas plausibles. Contre le premier, on peut invoquer les cristaux matriciels partiellement engagés dans la bordure poecilitique des mégafeldspaths, non orientés et toujours plus grands que les inclusions. Manifestement, le mégacristal n'a pas eu la capacité de faire pivoter les grains d'une matrice environnante déjà consolidée et quand bien même ce fut le cas, on ne pourrait pas expliquer une taille des inclusions systématiquement plus petite que celle des cristaux de la matrice, une résorption après incorporation n'étant pas envisageable vu l'idiomorphie des grains.

Quant à l'hypothèse de l'exsolution, elle ne tient pas compte des inclusions autres que le plagioclase et n'explique pas le zonage parfois complexe et la composition calcique de ce dernier.

CARACTERES TEXTURAUX SECONDAIRES

Plusieurs caractères texturaux doivent trouver une explication: l'importance croissante des inclusions vers la bordure des mégacristaux, le contour irrégulier à lobé des plagioclases inclus et l'existence de vermicules squelettiques de quartz.

Le gradient de concentration des inclusions est un phénomène général (voir références dans Vernon, 1986). Le fait qu'elles apparaissent toujours en chapelets (de plus en plus resserrés) suggère une rythmicité dans la croissance du feldspath, induite par des variations physiques et/ou chimiques (?) locales du système, probablement mineures et rapides au vu du taux de croissance sans doute élevé des mégacristaux (Swanson, 1977). Leur abondance en bordure reflète probablement un taux de nucléation croissant des minéraux à l'approche du solidus du système. Il est fort possible que dans ces conditions l'épitaixie prenne le pas sur la synnesis, ce qui expliquerait la petite taille des plagioclases des couronnes externes, alors qu'on s'attendrait à l'incorporation de cristaux matriciels de plus en plus grands, observés uniquement en bordure extrême des mégacristaux.

La bordure irrégulière des plagioclases est le fait d'une surcroissance albitique ou myrmékitique, greffée sur un pourtour initialement idiomorphe, ou parfois lobé. On invoque généralement des réactions subsolidus (en présence de fluides pour les myrmékites?) (revue de Vernon, 1986) développant l'albite au détriment du feldspath alcalin, lequel est d'ailleurs appauvri en Na en périphérie (FB 479 Colle d'Orano + Higgins & Kawachi, dans Vernon, 1986). Il reste néanmoins à expliquer les formes initialement lobées de certains plagioclases. La plupart des auteurs pensent à une corrosion des cristaux par le feldspath alcalin hôte, mécanisme également invoqué pour les inclusions de quartz xénomorphes. Un tel processus n'est pas courant dans la matrice, car c'est plus généralement le plagioclase qui développe une bordure réactionnelle myrmékitique au détriment du feldspath alcalin. Dowty (1980) propose une syncrystallisation momentanée des deux feldspaths avant que le plagioclase ne soit totalement englobé dans le feldspath alcalin. Enfin, on ne peut pas exclure que certains plagioclases aient été inclus sous forme squelettique puisque de tels individus forment le cœur de cristaux matriciels.

Les inclusions de quartz xénomorphes plus ou moins vermiculaires sont souvent prises pour des cristaux résorbés, incomplètement remplacés par le feldspath hôte. En fait, rien ne le prouve. Je pense qu'ils sont plutôt le fait de réactions subsidiaires avec les plagioclases (vermicules myrmékittiques) et plus généralement d'une syncrystallisation avec le feldspath, produisant des sections d'apparence graphique rappelant celles d'un eutectique quartz-feldspath (Franzini et al., 1974). Leur abondance en bordure du mégacristal est un argument supplémentaire.

DISTRIBUTION DU BARYUM

La distribution zonée du baryum dans les mégafeldspaths est un critère important en faveur de l'origine ignée de ces derniers, comme l'ont montré entre autres Kawachi et Sato (1978), Mehnert et Büsch (1981, 1985) et Long & Luth (1979, 1986). Les arguments principaux sont:

- le comportement oscillatoire du zonage du baryum, rappelant le zonage délicat des plagioclases magmatiques,
- le coefficient de distribution feldspath alcalin/magma supérieur à 1, qui explique bien la tendance du Ba à se concentrer dans le cœur des mégacristaux, son appauvrissement dans leur bordure et dans les feldspaths matriciels,
- la coïncidence des profils de Baryum de différents mégacristaux d'un même échantillon,
- l'absence de tels zonages dans les feldspaths néoformés de roches métamorphiques (par exemple de gneiss métapélitiques (Vernon, 1986)) ou de migmatites.

Les résultats obtenus sont comparables à ceux de la littérature (fig. 15-a), abstraction faite du cœur (core) qui n'a jamais été analysé en raison de son absence dans les lames étudiées (plan de coupe légèrement décentré). On distingue:

- une partie intermédiaire (shell) riche en inclusions diverses orientées, à concentration irrégulière en partie plus élevée que celle du cœur, variant de 2'000 ppm à 6'000 ppm,

- une bordure étroite poecilitique à cristaux matriciels non orientés et partiellement engagés, teneur décroissante jusqu'à moins de 1'000 ppm,
- des feldspaths alcalins matriciels environnants (analysés ponctuellement) à teneurs assez basses de l'ordre de 1'000-2'000 ppm.

On retrouve donc le schéma habituel d'un cortex à zonage oscillatoire et d'une bordure (ici étroite, quelques centaines de microns) à teneur basse et décroissante. Cette disposition s'explique par une cristallisation en milieu magmatique. Je propose la succession chronologique suivante inspirée de Mehnert et Büsch (1981) et Long et Luth (1986):

a) cristallisation du coeur des mégacristaux (simples ou glomérocrystallins ?) dans un milieu à proportion de liquide encore élevée (40-60%), stable d'un point de vue physique (PH_2O , P_{totale} , T).

b) formation du cortex dans un milieu moins liquide, à densité de minéraux environnants de plus en plus élevée et en conditions physiques moins stables (turbulences, variations de pH_2O ?) suggérées par la rythmicité croissante des chapelets d'inclusions. Le développement volumétriquement irrégulier dans le temps des minéraux environnants (plagioclase, quartz) à coefficient de distribution D minéral/liquide nettement inférieur à 1 serait à l'origine de la variation de concentration en Ba du liquide magmatique résiduel, immédiatement enregistrée par le mégacristal en croissance (à coefficient $D > 1$, Long et Luth, 1986). Il est possible que le zonage oscillatoire résulte aussi d'un taux de croissance variable du feldspath, tantôt supérieur, tantôt inférieur à la vitesse de diffusion du Ba dans le liquide silicaté au contact du cristal. Ce phénomène de vitesse différentielle de croissance et de diffusion a été invoqué pour le zonage oscillatoire des plagioclases (Allègre et al., 1981).

c) le mégacristal termine sa cristallisation en phase tardi-magmatique, au contact d'un liquide résiduel d'autant plus appauvri en Ba que le feldspath alcalin croît simultanément en matrice.

En résumé

Les caractéristiques texturales et chimiques des mégafeldspaths du Monte Capanne sont celles de phénocristaux, à l'instar de la plupart des cas décrits dans la littérature récente. Cette interprétation est confirmée par l'existence de phénocristaux de sanidine texturalement identiques aux méga-orthoses et par les propriétés fondamentalement différentes des feldspaths alcalins de roches métamorphiques d'origine blastique sûre.

2.4.2 Texture

Le faciès de bordure est porphyrique à mégafeldspaths alcalins, grands quartz et matrice hétérogranulaire hypidiomorphe. Le faciès normal ne s'en distingue que par la rareté des porphyrocrystaux, les textures matricielles étant identiques.

2.4.3 Ordre de cristallisation

L'ordre d'apparition des minéraux est le même dans le faciès normal que dans celui de bordure.

Faciès de bordure

Un tableau d'ordre de cristallisation a été établi pour ce faciès (fig. 18), dans lequel ont été distinguées deux phases de cristallisation, la première correspondant à la formation des phénocristaux, l'autre à celle de la matrice. J'y ai reporté, outre les périodes relatives de cristallisation des différents minéraux, une estimation de leurs proportions à la fin de la première phase de cristallisation. Cette estimation est grossière, car une partie du volume des porphyrocrystaux est contemporaine de la matrice. Il est intéressant de constater que ces chiffres sont du même ordre que ceux obtenus par Marinelli (1955) sur les porphyres granitiques d'Elbe centrale, d'origine proche ou identique à celle du granite.

PREMIERE PHASE DE CRISTALLISATION

Le zircon et l'apatite sont les premiers à cristalliser, puisqu'inclus au coeur de tous les autres minéraux. Mais on ne peut pas exclure que le plagioclase n'apparaisse simultanément. Ce dernier correspond à la première phase principale. Il n'est jamais aussi grand que les cristaux d'orthose ou de quartz, ce qui reflète un taux de nucléation constamment assez élevé (Swanson, 1977).

La biotite apparaît peu après. Son développement maximal a lieu pendant cette première phase. Le quartz lui semble postérieur, puisqu'il l'inclut au coeur de ses plus gros cristaux. Ces derniers, centimétriques et subidiomorphes sont considérés comme des phénocristaux et non des cristaux restitiques non fondus du substratum anatectique. Contrairement à ce qu'a rapporté Marinelli (1959), ces grands quartz et les méga-orthoses ne sont pas mutuellement exclusifs dans le faciès de bordure.

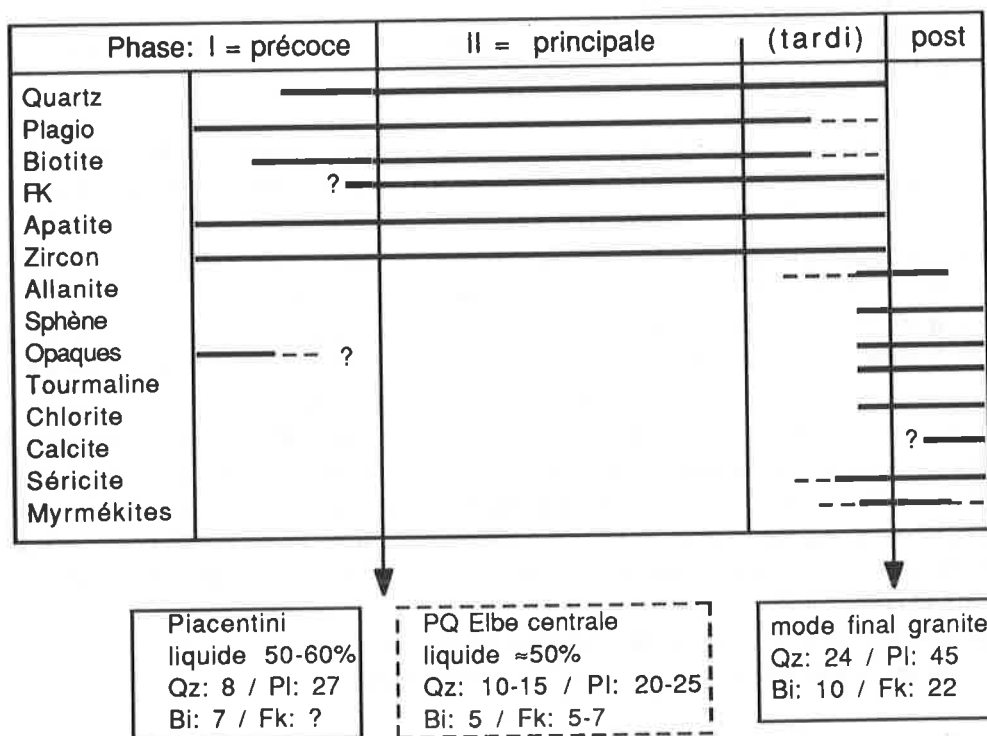


Figure 18: tableau schématique d'ordre de cristallisation du granite du M. Capanne basé sur l'observation de son faciès de bordure. Est ajoutée une estimation des proportions modales après le premier stade de cristallisation (phénocristaux), à comparer avec la composition modale du microgranite porphyrique d'Elbe centrale.

L'apparition du quartz postérieurement à la biotite implique un magma contenant plus de 2% poids d'eau (Naney, 1983), si la pression est comprise entre 2 et 8 Kb.

Les mégacristaux de feldspath alcalin apparaissent en dernier, puisqu'ils incluent tous les autres minéraux en leur centre. On peut évaluer à 50-60% le magma résiduel au moment de leur cristallisation. Ce chiffre est comparable à celui obtenu par Winkler et Schultes (1982) dans leur expérience de fusion du granite de l'Albtal. Quant à leur température de cristallisation, elle est inversement proportionnelle à la teneur en eau du magma (Whitney, 1975; Naney, 1983). On a vu que cette dernière était supérieure à 2% poids, ce qui est confirmé par l'apparition précoce de la biotite par rapport au feldspath alcalin. Selon Naney, avec 2% d'eau dans un magma granodioritique, le feldspath apparaît à 775°C à 2 Kb, soit 100°C au-dessus du solidus; mais seulement à 685°C, soit 10° au-dessus du solidus si le système est saturé (3,5-4% à 2 Kb).

A cet égard, l'eau est un facteur déterminant. Elle l'est aussi dans le contrôle de l'habitus porphyrique du feldspath. En effet, Swanson (1977) conclut que ce minéral formera de grands cristaux si son taux de croissance est nettement supérieur au taux de nucléation. Dans les magmas granodioritiques, cette situation est réalisée pour un taux de surfusion (undercooling) faible (= T liquidus - T croissance) et une sous-saturation en eau (~2-3% poids).

Au Monte Capanne, les mégacristaux apparaissent surtout dans la bordure du massif, soit là où le taux de refroidissement a été en principe le plus élevé. Cette contradiction avec les données expérimentales peut s'expliquer de deux manières : 1) la teneur en eau en périphérie était inférieure à celle du centre de l'intrusion; 2) les porphyrocristaux sont antérieurs à leur mise en contact avec l'encaissant. La raréfaction des mégafeldspaths vers le centre du pluton est plutôt le fait de la variation progressive d'un facteur comme la teneur en eau. Cette hypothèse a déjà été invoquée à propos de la composition du feldspath alcalin (§ 2.3.4).

L'attribution de la période de croissance principale des mégafeldspaths à la première ou à la deuxième phase de cristallisation est délicate. Ils ont en tout cas poursuivi leur développement jusqu'au solidus, mais pas au-delà. En effet, contrairement au cas étudié par Mehnert & Büsch (1981) qui invoquent une croissance post-magmatique sub-solidus de la bordure des mégacristaux par corrosion et substitution des minéraux matriciels environnants, je n'ai rien observé de comparable, mais au contraire une tendance des minéraux partiellement inclus à développer des faces idiomorphes au contact du feldspath.

En résumé, cette première phase de cristallisation se déroule sur un large intervalle de température, du liquidus à pratiquement le solidus, pour un volume cristallisé de l'ordre de 40 à 50%.

DEUXIEME PHASE DE CRISTALLISATION

Elle se déroule dans un intervalle de température très restreint de l'ordre de 10° à 20°C, près du solidus, en conditions eutectoïdes, avec quelque 50 à 60% de cristallisation en masse. Tous les minéraux mentionnés continuent de cristalliser en grains plus petits et plus nombreux. Cette étape débute avec la perte de chaleur accélérée du pluton au cours de sa montée diapirique. L'importance du plagioclase semble diminuer dans le stade terminal de consolidation (tout comme celle de la biotite), puisqu'il n'est jamais interstitiel, à l'inverse du quartz et du feldspath alcalin, qui syncristallisent tardivement en associations graphiques.

La tourmaline apparaît au stade tardi-magmatique pneumatolitique et se développe au détriment de minéraux préexistants. La légère séricitisation du plagioclase en est peut-être contemporaine. La chloritisation partielle de la biotite, productrice de sphène et d'opaques secondaires, ainsi que les veinules de chlorite et de carbonates résultent en bonne partie de la circulation de fluides hydrothermaux d'origine météorique. Ce processus a été mis en évidence par Taylor et Turi (1976) sur la base de déséquilibres des rapports isotopiques de l'oxygène entre paires de minéraux. Le feldspath alcalin a été tout particulièrement affecté.

Sans entrer dans le problème de l'origine des myrmékites, on notera qu'elles sont plus abondantes dans le faciès de bordure que dans le faciès normal, peut-être en raison d'une circulation de fluides hydrothermaux et/ou d'une déformation des roches plus importante en périphérie qu'au centre du pluton.

Faciès normal

On ne peut pas clairement distinguer plusieurs phases de cristallisation, bien que deux classes de granulométrie soient plus ou moins reconnaissables dans les termes de passage. Le granite normal est légèrement plus grossier que la matrice du faciès de bordure. Je rapporte les différences texturales entre les deux faciès (somme toutes minimales) à de petites variations du taux de surfusion et de la teneur en eau du système, donc du taux de nucléation des différents minéraux.

La tourmaline est à nouveau tardive. Quant aux circulations d'eau météorique, elles ont été mineures (Taylor et Turi, 1976). La calcite et la chlorite sont d'ailleurs plus rares qu'en périphérie.

2.5 CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION

Ce paragraphe a pour but de préciser les conditions physiques de cristallisation du magma granitique, telles la pression (P), la température (T), la teneur en eau ou la fugacité de l'oxygène (fO₂).

Ce magma a subi un déplacement vertical important de sa source à son emplacement final et il est susceptible d'avoir cristallisé tout au long du trajet, c'est-à-dire dans des conditions de pression progressivement décroissantes. Il convient donc de distinguer les conditions physiques ayant régné à la source de celles ayant prévalu lors de la phase principale de cristallisation du magma.

2.5.1 Conditions de P et T à la source

Leur évaluation suppose la connaissance de la nature de la source. On verra au chapitre 8 qu'elle devait être à dominante métapélitique et que son taux de fusion a dû être élevé (de l'ordre de 40%). Selon Vielzeuf et Holloway (1988), une telle proportion de liquide ne peut être obtenue qu'à des températures supérieures à 850°C à 10 Kbar et dès 750°C à 3 Kbar (réaction 63 de Thompson, 1982; voir fig. 26). Des expériences de fusion menées sur le granite du M. Capanne ont montré d'autre part que son liquidus était situé 200°C au-dessus de l'eutectique du système synthétique albite - orthose - quartz - eau, tant à sec qu'à 1 Kbar de pression d'eau (J. Nolan dans Thompson et al., 1984), soit de 875°C à 850°C suivant la pression totale considérée (respectivement 2 à 5 Kbar).

La pression à la source peut être grossièrement estimée de manière indépendante. La base actuelle de la croûte continentale à l'île d'Elbe est à une profondeur de 20 Km environ (Morelli, 1985), qui ne devait guère être plus importante il y a 6 millions d'années. La source métapélitique du granite étant intracrustale, elle n'a pu subir qu'une pression maximale de 5 à 6 Kbar environ. Cette limite supérieure est confirmée par la présence de cordiérite dans les xénolites du M. Capanne et du volcan de San Vincenzo, ce minéral étant instable au-dessus de 6 Kbar (Newton, 1983). On verra d'autre part au chapitre 3 que la minéralogie des xénolites implique une pression minimale de 3 Kbar pour une température de 750°C.

On observe donc un certain décalage entre les données expérimentales et géophysiques: la limite de 6 Kbar étant fixée, le produit de fusion des métapélites n'a pu excéder la température de 800°C (fig. 26, réaction 63), qui est tamponnée par la réaction de fusion (Vielzeuf et Holloway, 1988). On doit donc admettre que le magma granitique ne fut jamais totalement liquide ou, alternative que je préfère et qui sera étayée au chapitre 8, qu'il ne résulte pas d'une pure fusion de micaschistes, mais d'un mélange avec un magma plus basique et plus chaud qui expliquerait cette différence de température.

En résumé, le magma granitique du M. Capanne devait être à une température de l'ordre de 800 °C à 850 °C, dans un régime de pression compris entre 3 et 5-6 Kbar sur son lieu d'origine.

2.5.2 Pression de cristallisation

Sur son lieu d'emplacement final, le granite devait être à une pression maximale de 1,5 à 2 Kbar, d'après la nature du métamorphisme de contact. La gamme de pression totale subie au cours de la cristallisation a donc été comprise entre 2 et 5 Kbar environ.

2.5.3 Température de cristallisation

Elle varie en fonction de la phase minérale considérée.

Zircon

Les formes de plus haute température rencontrées correspondent, selon le géothermomètre typologique de Pupin (1980), à des valeurs de l'ordre de 800°C. D'après les teneurs en zirconium mesurées, il est très possible que le magma n'ait pas été immédiatement saturé en cet élément (Watson et Harrison, 1983) et que le zircon soit apparu à une température plus basse que celle du bain initial. Ce minéral a continué à se former jusqu'à la solidification totale du magma (Pupin, 1976) aux environs de 650-600°C.

Couple plagioclase - feldspath alcalin

Les géothermomètres basés sur la distribution de la molécule albite entre plagioclase et feldspath alcalin coexistants à l'équilibre ont été largement développés (voir revue de Hammerschlag, 1985). Divers couples d'analyses ont été effectués sur des bordures de grains contigus et le géothermomètre basé sur les paramètres de Bachinski et Müller (1971) (ST2 de Hammerschlag, 1985) a été appliqué. La microsonde ne prenant pas en compte la fraction perthitique exsolvée, les températures obtenues, comprises entre 600°C et 650°C, sont au mieux celles de réactions subsolidus et au pire sans signification pétrologique.

Une estimation très grossière des températures de cristallisation peut être faite en considérant la composition globale des mégafeldspaths (analyses de Franzini et al., 1974; voir tableau A1) et celle des plagioclases inclus dans ces derniers. Le même géothermomètre a été appliqué après vérification de la cohérence des analyses dans le diagramme ternaire de Seck (1971-a + b). Les calculs ont été faits pour plusieurs analyses de mégafeldspaths, à 2 et 5 Kbar et pour les compositions extrêmes des plagioclases zonés inclus. Les résultats sont reportés dans la figure 19, on peut considérer que ce sont des valeurs minimales, car les analyses de feldspath alcalin sont des moyennes de grains et non celle de leur cœur, peut-être plus sodique et donc de plus haute température.

Elbe n°éch	granite de bordure						granite normal					
	FK6		FK7		FK8		FK3		FK10		FK16	
	2 Kb	5 Kb	2 Kb	5 Kb	2 Kb	5 Kb	2 Kb	5 Kb	2 Kb	5 Kb	2 kb	5 kb
An32	797	842	757	800	726	767	710	751	736	778	713	754
An26	752	794	718	759	690	730	676	716	699	739	679	718

Figure 19: températures calculées par géothermométrie sur couple plagioclase-feldspath alcalin, avec les paramètres de Bachinski et Müller (1971), (géothermomètre ST2 de Hammerschlag, 1985). Les résultats donnent des ordres de grandeur obtenus en considérant les analyses globales de mégafeldspaths de Franzini et al. (1974), reportées dans le tableau A1 et les valeurs extrêmes du zonage des plagioclases inclus en eux.

Le développement principal des mégafeldspaths s'est probablement fait assez tardivement, puisque leur proportion dans le granite semble régie par la proximité de l'encaissant, donc plus près de 2 Kbar que de 5 Kbar. Les gammes de température sont alors de l'ordre de 690-800 °C en faciès de bordure, et de 680 à 740°C en faciès normal.

En résumé, la gamme de température reflétée par les minéraux du granite couvre tout l'intervalle de cristallisation de ce dernier, soit d'environ 800°C à 650°C ou moins, si l'on considère les réactions sub-solidus.

2.5.4 Teneur en eau du magma

On a vu au § 2.4 que la biotite a commencé à cristalliser avant le quartz et le feldspath alcalin, ce qui implique une teneur en eau du magma minimale de 2% poids à 2 Kbar et environ 2,5% à 5 Kbar (Naney, 1983).

L'existence de phénocristaux de quartz suggère une apparition relativement précoce de ce minéral, soit une sous-saturation en eau du système pendant l'essentiel de l'histoire de cristallisation (Naney, op. cit.), ce que confirme l'ensemble des observations minéralogiques. Dans ces conditions, ce n'est sans doute que quelque 10° à 15°C avant le solidus qu'apparaîtra une phase fluide indépendante, à l'origine des minéraux tardifs comme la tourmaline.

2.5.5 Degré d'oxydation du magma

Ce paramètre a été défini par Rittman (1973) et exprime les proportions relatives du fer divalent et trivalent dans une roche selon la relation:

$$OX^\circ = \frac{Fe^{3+}}{(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn^{2+})} \quad (\text{en nombre d'atomes}).$$

Il dépend de la fugacité de l'oxygène et croît généralement avec le degré de différenciation du magma. Les comparaisons doivent donc être faites sur les mêmes types de roches. Dans la figure 20 ont été reportées les gammes de degrés d'oxydation de granodiorites et de monzogranites de différents massifs calco-alcalins ou hyperalumineux.

[%]	M. Capanne					calco-alcalin			hyperalumineux	
	granite	encl dol	encl oph	encl mic	filons	Quérigut 1)	Nevada 2)	Perou 3)	Huelgoat 4)	Brignogan 4)
OX°	14 - 39	16 - 30	18 - 43	22 - 51	23 - 34	10 - 23	40 - 49	34 - 51	21	23

Figure 20: degré d'oxydation de différentes granodiorites calco-alcalines d'indice de différenciation semblable et de granites hyperalumineux, calculé selon la définition de Rittman (1973): $OX^\circ = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}$ (cations), exprimé ici en pourcents. Analyses tirées de: 1) Leterrier (1972); 2) Bateman et Nockleberg (1978), Bateman & Chappell (1979), Bateman et al. (1963); 3) Pitcher et al. (1985); 4) Georget (1986).

Les granites calco-alcalins sont réputés avoir un degré d'oxydation plus élevé que les granites hyperalumineux, ce qui se traduit par la présence de magnétite dans les premiers et d'ilménite dans les seconds et a conduit à la classification dichotomique d'Ishihara (1977) (magnétite and ilmenite series); c'est aussi l'un des critères de distinction entre les types I (contexte oxydant) et S (réducteur) de Chappell et White (1974).

On constate que les suites calco-alcalines classiques de marge active ont effectivement un degré d'oxydation nettement plus élevé que celui des granites hyperalumineux. Par contre, le granite calco-alcalin du Quérigut a des valeurs très basses qui mettent en doute l'application de ce paramètre à des fins de classification. La moyenne des valeurs du granite du M. Capanne et de ses enclaves est comprise entre celles des massifs hyperalumineux et calco-alcalin de marge active.

2.5.6 Fugacité de l'oxygène

Ce paramètre peut être évalué par le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} des biotites d'après les travaux de Wones et Eugster (1965). Les analyses de Dupuy (1970) ont été reportées dans le diagramme Mg- Fe^{3+} - Fe^{2+} de ces auteurs (fig. 21). Elles sont caractérisées par une teneur en Fe^{3+} très basse qui les situent au-dessous ou sur le tampon quartz-magnétite-fayalite (FSM). D'après la compilation de Speer (1984), seules les biotites de granites alumineux à ilménite (De Albuquerque, 1973; Ishihara, 1977) sont aussi pauvres en Fe^{3+} , ce que confirment les données de Georget (1986).

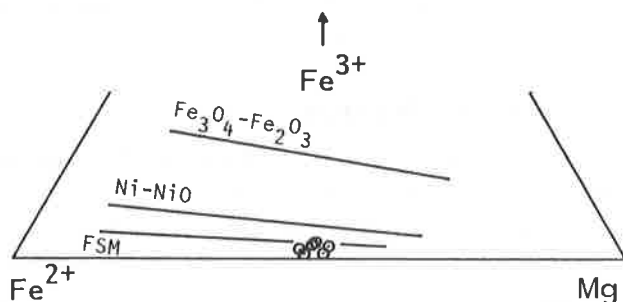


Figure 21: composition des biotites du granite du M. Capanne (Dupuy, 1970) dans le diagramme oxybiotite-annite-phlogopite de Wones et Eugster (1965). Les droites représentent la position des tampons, FSM = tampon fayalite-quartz-magnétite ($\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_3\text{O}_4$). La position des analyses reflète des conditions réductrices.

Wones et Eugster (1965) proposent un diagramme permettant d'évaluer la température de cristallisation des biotites et la fugacité de l'oxygène sur la base de tampons expérimentaux, mais son utilisation exige la présence de magnétite dans la roche, condition qui n'est pas vérifiée au M. Capanne. Mais une $f\text{O}_2$ indicative peut être tirée du travail de Georget (1986), qui a calculé pour une biotite de rapports $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ et $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ identiques à ceux des biotites du M. Capanne une valeur de 10^{-17} bars, sur la base de la distribution de l'euporium entre ce minéral et la roche totale. La comparaison est autorisée par le fait que $f\text{O}_2$ est quasi indépendante de la température pour le rapport $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ de 0,5 observé (Wones et Eugster, 1965).

Cette valeur basse est typique des granites à ilménite. Selon Ishihara (1977), elle dépendrait de la nature de la source, qui se situerait au sein de la croûte continentale, dans un milieu métasédimentaire réducteur riche en carbone.

Remarquons encore que les biotites du Quérigut (Leterrier, 1972) ont un rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ relativement élevé conforme à celui des biotites de massifs calco-alcalins typiques. Ainsi l'analyse des biotites semble être un critère de discrimination plus précis que celui du degré d'oxydation de la roche totale.

2.6 EN RÉSUMÉ

Le granitoïde à biotite du Monte Capanne, de composition modale monzogranitique à granodioritique, est une roche équigranulaire relativement fine, localement porphyrique en bordure de pluton, où d'abondants mégafeldspaths alcalins et enclaves microgrenues orientés définissent une structure plano-linéaire parallèle au contact. Il s'est mis en place diapiriquement à une profondeur de 3 à 6 km dans une assise mixte sédimentaire-ophiolitique, qu'il a puissamment déformée et affectée d'un métamorphisme de contact de faciès cornéennes à hornblende élevé. La température initiale du magma a dû être de l'ordre de 800° à 850°C , sa teneur en eau supérieure à 2-2,5% de poids, mais inférieure au seuil de saturation pendant l'essentiel de la course de cristallisation, et sa fugacité d'oxygène faible, à l'instar de celle des granites alumineux à ilménite.

CHAPITRE 3: LES ENCLAVES XÉNOLITQUES DU GRANITE DU MONTE CAPANNE

Les enclaves du massif du Monte Capanne sont de trois types, comme souvent dans les intrusions granitiques calco-alcalines. On distingue des enclaves de roches encaissantes, des enclaves schisteuses riches en biotite et des enclaves microgrenues sombres qui font l'objet principal de cette étude.

3.1 LES ENCLAVES DE ROCHES ENCAISSANTES

Peu abondantes, elles sont limitées à la bordure extrême du massif, à peine détachées de l'encaissant proprement dit et clairement identifiables à ce dernier. Elles sont anguleuses et de taille centimétrique à métrique. Leur structure, texture et composition sont identiques à celles des roches encaissantes au contact. Toutes les lithologies sont rencontrées (voir § 1.2.2):

- des fragments de roches basiques le long de la route entre Poggio et S. Ilario et près de la Punta Cavoli. Leur texture originelle est reconnaissable; des filonnets granitiques les parcourent occasionnellement;
- des fragments de péridotites aux mêmes endroits;
- des marbres à wollastonite-diopside-scapolites (Cornélius, 1957) à Cavoli, S. Ilario, Chiessi et Pomonte;
- des métapélites cornées à andalousite ou gneissiques à biotite aux mêmes endroits.

La provenance de ces enclaves xénolitiques étant évidente et leurs paragenèses identiques à celles de l'encaissant métamorphique, elles n'ont pas été étudiées plus avant. Leur distribution limitée à la bordure du massif et l'absence de termes "digérés" ou transformés par le magma suggèrent que le mécanisme du "stopping" n'a pas été un processus important durant la mise en place du pluton.

3.2 LES ENCLAVES SCHISTEUSES À BIOTITE

3.2.1 Définition, description, localisation

Le terme d' "enclave schisteuse à biotite" est à prendre dans un sens descriptif très général. Il regroupe toutes les enclaves à structure schisteuse dont l'aspect peut être celui d'un gneiss rubané fin ou d'un micaschiste plus ou moins riche en biotite. Tous les termes de passage sont visibles jusqu'à des roches constituées presque exclusivement de biotite.

Dans son exemple de granite du Velay (Massif Central français), Didier (1973) a distingué trois catégories d'enclaves regroupées sous le terme général d'enclaves de schistes cristallins:

- (a) les enclaves de migmatites, à l'aspect de gneiss rubanés à lits alternativement leucocrates et mélanocrates,
- (b) les enclaves de gneiss fin à quartz, plagioclase et biotite, dépourvus d'horizons leucocrates grossiers,
- (c) les enclaves surmicacées, contenant par définition plus de 50% en volume de biotite, plus petites que les précédentes, lenticulaires, à silicates d'alumine.

Descriptivement cette succession est celle qu'on observe au Monte Capanne. Minéralogiquement, quelques différences m'ont incité à n'utiliser que les termes sans connotation génétique d' "enclave de gneiss" et d' "enclave surmicacée".

Les enclaves d'aspect gneissique (p. ex. FB 815, 816, 825, 881) ont quelque 5 à 20 cm de diamètre, sont anguleuses à ovoïdes, gris sombre, à structure schisteuse, rubanées en une alternance irrégulière d'horizons quartzo-feldspatiques leucocrates et biotitiques plus fins, d'épaisseur millimétrique à plurimillimétrique (plissotés ou non). Leur contact avec le granite encaissant est net. Il n'y a pas de particularité minéralogique de part et d'autre de la bordure.

D'une manière générale, les enclaves de plus petite taille (quelques cm) perdent ce caractère rubané et prennent l'aspect de micaschistes à biotite fins, semblables aux horizons foncés des gneiss ci-dessus ou plus mélanocrates avec l'enrichissement en biotite.

Par rapport aux enclaves microgrenues, les enclaves schisteuses sont peu abondantes. Leur distribution dans le massif semble aléatoire, en aucun cas limitée à sa bordure. On en trouve en particulier à la plage de San Andrea et dans la carrière de San Piero. Elles peuvent être elles-mêmes incluses dans des enclaves microgrenues; ces enclaves internes

seront dénommées "enclaves doubles" dans la suite de ce travail. La situation inverse (enclave double microgrenue incluse dans une enclave schisteuse) n'a jamais été observé.

3.2.2 Minéralogie et textures

La composition minéralogique des enclaves schisteuses est variée, mais leurs textures sont toujours métamorphiques. On décrira successivement les enclaves gneissiques et les enclaves surmicacées, en gardant à l'esprit que le passage d'un type à l'autre est continu.

Enclaves gneissiques du granite

Elles sont schisteuses, à texture granoblastique. Le fin rubanement est de nature compositionnelle et granulométrique. On distingue:

- des horizons finement grenus (0,05-0,1 mm) riches en biotite, plagioclase et opaques.

La biotite est en granules xénomorphes bruns orientés lorsqu'allongés, elle constitue 25-35% du volume; le plagioclase est maclé ou non (albite ou péricline), à texture polygonale et composition variable (An30 à An40). Les opaques sont surtout de la pyrite (2-3%). Il n'y a pas de quartz;

- des lits plus grossiers (granulométrie de 1 à 1,5 mm) à cristaux polygonaux de quartz, plagioclase, feldspath alcalin, pyrite et biotite, celle-ci en proportion nettement moindre que ci-dessus (~5%).

Il y a parfois un passage progressif et continu entre ces lits et le granite encaissant, les cristaux devenant subidiomorphes. D'autre part les limites entre les rubans fins et grossiers sont rarement nettes; le feldspath alcalin en particulier est très poecilitique et envahit certaines des zones riches en biotite, tout en conservant en son sein l'orientation en chapelet de ces dernières (il développe des bourgeons myrmékistiques au contact des petits plagioclases). A l'inverse, le plagioclase et le quartz grossièrement cristallisés ne sont pas poeciloblastiques;

- des entités polyminérales complexes de 0,5 à 2 mm de longueur, irrégulièrement réparties dans les niveaux biotitiques en pseudomorphose de plages rectangulaires, losangiques ou polygonales à spinelle vert, mica blanc, corindon, pyrite, ilménite, plagioclase calcique, cordiérite (?) et produits d'altération.

Ces entités sont zonées. Le cœur contient des granules octaédriques de spinelle vert (hercynite) de 0,05 à 0,1 mm, des paillettes de mica blanc en éventail, de l'ilménite, de la pyrite et parfois du corindon incolore à bleuâtre pâle en grains xénomorphes de 0,5 mm frangés d'hercynite.

La bordure est un agrégat compact de granules irréguliers jaunâtres à brun pâle, plus foncés vers l'extérieur de l'amas. Ils sont optiquement isotopes ou faiblement biréfringents (gris-blanc de 1er ordre), à extinction roulante et fractionnée rappelant celle de la serpentine ou de verres volcaniques dévitrifiés. La réfringence de cette substance est inférieure à 1,54 (environ 1,50). On observe tous les intermédiaires entre une masse compacte et homogène et un réseau diffus, intergranulaire, jointoyant des plages polygonales de plagioclase calcique (An 70-75), maclées ou non. Spinelle, mica et corindon sont toujours associés à ce matériel brunâtre, tandis que ce dernier peut se développer indépendamment dans les horizons microgrenus;

- de l'andalousite associée à de la sillimanite fibreuse et de la cordiérite dans des enclaves de schistes, signalées par Marinelli (1959),
- les accessoires zircon, apatite et tourmaline.

Le zircon, généralement inclus dans la biotite est en quantité proportionnelle à celle-ci. On le trouve parfois anormalement concentré hors des biotites, en chapelets de plusieurs dizaines d'individus arrondis (cf. FB 815). L'apatite a deux habitus: en grains arrondis de 0,1-0,2 mm ou en petites aiguilles de 0,05-0,075 mm à rapport longueur sur largeur pouvant atteindre 50. Ces dernières sont incluses dans les plagioclases polygonaux. La tourmaline est accidentelle, en grains subidiomorphes légèrement poecilitiques.

NATURE DE LA SUBSTANCE ISOTROPE BRUNE

Une substance jaune-brun isotrope a déjà été mentionnée dans des gneiss et migmatites à minéraux alumineux. Nédélec et Paquet (1981) la décrivent dans des gneiss à biotite-sillimanite et biotite-sillimanite-cordiérite du Haut-Allier (Massif Central français) et en font un verre résultant de la fusion incongruente de la biotite en milieu anatectique. Ils insistent en particulier sur l'aspect corrodé du mica noir, où se localise préférentiellement la substance isotrope.

Cette interprétation a été mise en doute par Clemens et McMillan (1982), Marchand et al. (1982) et Haslam (1983). Ce dernier décrit un matériel jaunâtre dans des gneiss rubanés et des migmatites alumineux, identique à celui de

tites apparemment remplacées par le matériau brun, Haslam l'explique par un processus en deux temps: a) remplacement (observé) de la biotite par de la cordiérite, b) altération de celle-ci.

Concernant le Monte Capanne, je partage l'opinion d'Haslam, car:

- on observe la même substance, associée ou non à de la pinnite en altération de cristaux de cordiérite dans un échantillon de granite à biotite saine de S. Andrea, proche du contact avec l'encaissant (FB 627),
- des cristaux de cordiérite pinnitisée démontrent l'existence de ce minéral dans certaines enclaves (FB 512),
- les biotites des schistes enclavés sont pour la plupart non corrodées, même à proximité des entités polyminérales alumineuses,
- la forme souvent géométrique de ces entités rappelle une pseudomorphose de cristaux à silhouette étrangère à la biotite,
- on imagine mal un liquide se figer avec des taux de refroidissement aussi lents que ceux subis par les enclaves.

On en conclut que les enclaves de gneiss étaient assez riches en cordiérite, dont des reliques semblent localement subsister (pas de contrôle à la microsonde).

NATURE D'ORIGINE DES ENTITÉS POLYMINÉRALES

La nature originelle des pseudomorphoses en minéraux alumineux est délicate à établir. Didier (1973) décrit des associations à hercynite + corindon + séricite dans de nombreuses enclaves schisteuses, qui dériveraient de la déstabilisation d'andalousite (parfois présente en relique) selon la réaction (Turner, 1981):



Cette réaction est plausible, puisque Marinelli (1959) mentionne l'andalousite d'une part et que la bordure des entités est riche en produit d'altération de la cordiérite d'autre part. La séricite serait une altération secondaire d'andalousite résiduelle ou de cordiérite et l'orthose aurait disparu lors de la fusion partielle de la roche (voir plus loin).

Le zonage des pseudomorphoses suggère des cristaux initialement composites, peut-être à coeur d'andalousite et couronne de cordiérite (cas décrit par Deer et al., 1986, p. 475), avec transformation ultérieure de l'andalousite et altération de la cordiérite. L'absence de stades de transition ne permet pas de conclure.

Enclaves gneissiques doubles (contenues dans des enclaves microgrenues)

Une enclave gneissique contenue dans une enclave microgrenue de S. Piero a été étudiée en détail. Elle présente quelques particularités:

- de la hornblende vert-pâle s'est développée en cristaux subidiomorphes non poecilitiques dans les horizons grossiers à quartz, biotite, plagioclase;
- les petits plagioclases polygonaux des horizons fins sont fortement zonés, souvent en taches, parfois avec un coeur d'aspect squelettique. Ils sont plus calciques que ceux analysés dans des enclaves du granite (An₃₈₋₆₆ contre An₃₀₋₄₀);
- les phases alumineuses consistent en quelques granules d'hercynite et agrégats subisotropes brunâtres (cordiérite): Il n'y a pas d'entités polyminérales complexes.

Enclaves gneissiques dans les filons sombres du granite

Une enclave (FB 512) tirée d'un filon de Colle d'Orano a été étudiée en détail. Comparée aux autres, elle est plus grenue (granulométrie de 0,5 à 1,5 mm) et son rubanement est dû à une alternance d'horizons lépidoblastiques à biotite et minéraux alumineux et d'horizons granoblastiques à plagioclase seul.

Elle contient 30% de biotite, 35-40% de plagioclase, 15% de séricite, 10% de sillimanite (fibrolite), 5% d'hercynite et 1-2% de corindon + accessoires (opaques, zircon, tourmaline, apatite). Il n'y a donc ni quartz, ni feldspath alcalin. La grande différence avec d'autres enclaves (exceptées celles décrites par Marinelli) est la présence de sillimanite. Elle forme des agrégats denses fibroradiés inclus dans les plagioclases (An₄₅) ou plus souvent associés au spinelle, à la séricite et au corindon. On retrouve donc l'association alumineuse classique, d'autant plus que la substance brunâtre amorphe est aussi présente en faibles quantités. La biotite est fortement résorbée et ses golfes de corrosion sont souvent occupés par l'hercynite.

La présence de sillimanite est peut-être liée au contexte du filon. Ce minéral est caractéristique de températures élevées (à basse pression, plus de 700-750°C). Or la texture du filon suggère précisément un magma chaud, par la très

La présence de sillimanite est peut-être liée au contexte du filon. Ce minéral est caractéristique de températures élevées (à basse pression, plus de 700-750°C). Or la texture du filon suggère précisément un magma chaud, par la très forte résorption des xénoctaux qu'il contient. D'autre part, la bordure de l'enclave présente des signes de fusion sur un millimètre. Elle consiste en plagioclases réticulés à tachetés, riches en inclusions de petites biotites semblables à celles de la matrice du filon.

Enclaves surmicacées

Elles n'ont été examinées que dans le granite. Elles sont lenticulaires et mesurent moins d'un cm à quelques cm. La biotite résorbée représente 50% à 80% du volume, le reste étant constitué de l'association alumineuse classique à mica blanc (dominant), spinelle, corindon et substance brune amorphe (accessoire). Il y a un peu d'apatite en granules xénomorphes, du zircon et des opaques. Le plagioclase forme encore quelques horizons (An 40 à 50); il semble parfois s'insinuer à partir du granite environnant en cristaux subidiomorphes peu calciques bien maclés ayant tendance à démanteler l'enclave.

3.2.3 Le contact entre les enclaves et leur encaissant

Dans le granite comme dans les enclaves microgrenues, le contact avec les enclaves de schistes est net si celles-ci mesurent plus d'un centimètre. Il est souligné par le contraste de granulométrie, de texture et de concentration en biotite. Pour les enclaves à tendance surmicacée, la bordure est lisse et régulière dans le sens de la schistosité, marquée par les paillettes de biotite; elle est un peu crénelée aux extrémités. Les enclaves rubanées quartzo-feldspathiques ont un bord plus irrégulier dans le détail, les cristaux s'imbriquant légèrement de part et d'autre, malgré une légère tendance des lattes de plagioclase de l'encaissant à être parallèles au contact. Le granite environnant est normal.

Font exception à ce schéma général les contacts entre certains horizons quartzo-feldspathiques grossiers et le granite, qui sont indiscernables, le passage étant continu et progressif. Partant du granite, les plagioclases subidiomorphes et finement zonés passent graduellement à des cristaux polygonaux non zonés, de taille plus réduite, à l'instar des biotites.

De petits fragments sont parfois détachés d'enclaves schisteuses plus importantes et isolés en petits groupes dans la matrice environnante. Les plagioclases en mosaïque disparaissent tandis que subsistent des mouches de biotite, hercynite, mica blanc et opaques.

La dispersion et la digestion inachevée de ces micro-enclaves par le magma encaissant sont à l'origine des cristaux d'hercynite isolés et bordés ou non d'une étroite couronne de paillettes de biotite et/ou de mica blanc qu'on rencontre souvent dans le granite ou les enclaves microgrenues. L'hercynite subsiste par son caractère réfractaire. Mais il est évident que des cristaux de plagioclase (parfois plus calciques que ceux du granite) ou de biotite des schistes sont aussi distribués dans le granite et les enclaves microgrenues et ont servi de support à une cristallisation ultérieure rendant leur identification difficile.

3.2.4 Composition des minéraux des enclaves schisteuses

Deux enclaves gneissiques ont été analysées à la microsonde. FB 815 est contenue dans le granite de S. Piero et FB 816 dans une enclave microgrenue du même lieu. Des mesures à la platine universelle ont été faites sur les plagioclases d'autres enclaves.

Le plagioclase

Il y a une correspondance de composition entre les plagioclases des enclaves schisteuses et ceux de leur encaissant. Elle résulte probablement d'une équilibration entre les deux milieux, parfois très partielle, puisque des plagioclases de composition An₄₅ et An₇₅ peuvent coexister sur 2 mm du sein de certaines enclaves (FB 825).

Dans FB 815, sa composition varie de An₃₀ à An₄₀ dans les petits grains polygonaux et de An₃₄ à An₃₇ dans les cristaux des veines quartzo-feldspathiques, soit l'équivalent du coeur et de la partie intermédiaire des plagioclases du granite encaissant. Dans FB 816, elle varie de An₆₅₋₆₆ dans les coeurs squelettiques à An₃₈ en bordure du grain et de An₆₇ à An₃₃ dans les lattes idiomorphes zonées de l'enclave microgrenue encaissante. Dans FB 825, des petits plagioclases très calciques sont dispersés dans la masse amorphe brunâtre bordant les entités alumineuses (An₇₀₋₇₅ à la P.U.); alors que les grains environnants, zonés, passent rapidement aux valeurs habituelles An₃₅- An₄₀.

La biotite

Sa composition est proche de celle des biotites du granite (fig. 22-a), mais avec une teneur en Al total systématiquement plus élevée, reflet du caractère alumineux des enclaves (fig. 22-b). Dans FB 815, cette valeur croit régulièrement depuis les biotites des veines quartzo-feldspathiques à celles jouxtant les entités alumineuses, en passant par les horizons biotitiques fins.

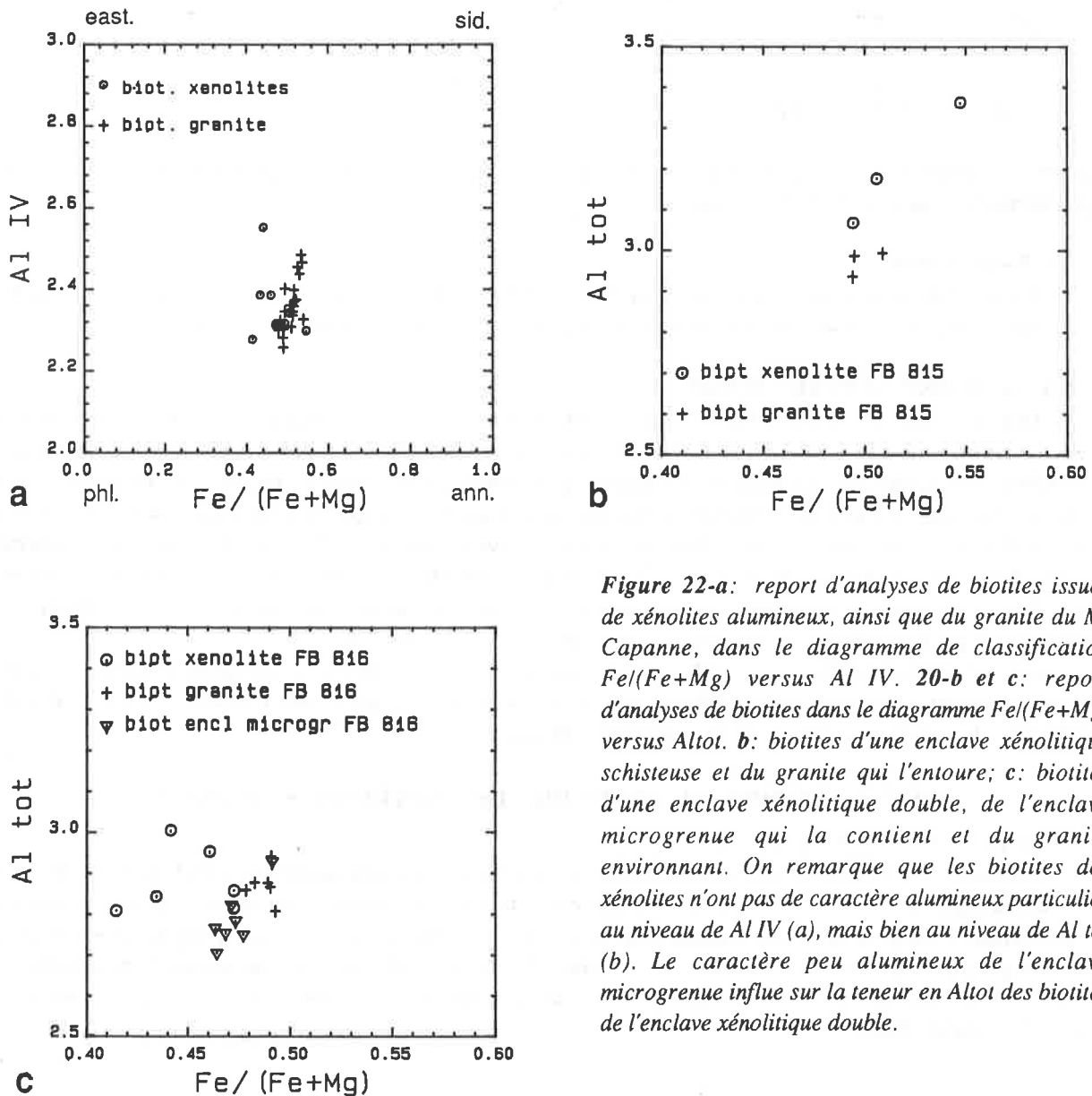


Figure 22-a: report d'analyses de biotites issues de xénolites alumineux, ainsi que du granite du M. Capanne, dans le diagramme de classification $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al IV. 20-b et c: report d'analyses de biotites dans le diagramme $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al tot. b: biotites d'une enclave xénolitique schisteuse et du granite qui l'entoure; c: biotites d'une enclave xénolitique double, de l'enclave microgrenue qui la contient et du granite environnant. On remarque que les biotites des xénolites n'ont pas de caractère alumineux particulier au niveau de Al IV (a), mais bien au niveau de Al tot (b). Le caractère peu alumineux de l'enclave microgrenue influe sur la teneur en Al tot des biotites de l'enclave xénolitique double.

Au niveau de ce minéral, l'équilibre chimique n'a pas été atteint entre granite et enclaves, ni au sein-même de ces dernières. Les gradients observés reflètent cependant des échanges partiels entre les deux milieux. Le phénomène est bien visible dans l'enclave double FB 816, où le caractère peu alumineux de l'enclave microgrenue contenant le xénolite influence la composition des biotites de ce dernier (comparer les fig. 22 b et c).

Le spinelle

Il s'agit d'un terme de la série spinelle s.s. ($MgAl_2O_4$) - hercynite ($FeAl_2O_4$), proche de ce dernier pôle, avec une faible teneur en molécule Gahnite ($ZnAl_2O_4$) (fig. 23). L'hercynite est typique des enclaves surmicacées hyperalumineuses (Didier, 1973) et plus généralement des méta-argilites de haute température.

composition chimique			formule structurale - base 4 (O)		
	FB 816	FB 504		FB 816	FB 504
SiO ₂	0.06	0.09	Si	0.003	0.002
TiO ₂	0.03	0.14	Al	2.006	1.982
Al ₂ O ₃	58.03	60.77	Ti	<u>0.001</u>	<u>0.003</u>
FeO	30.85	34.70		2.007	1.987
MnO	0.90	1.04			
MgO	4.73	3.25	Mg	0.207	0.134
CaO	0.00	0.00	Fe ²⁺	0.757	0.803
Na ₂ O	0.03	0.00	Mn	0.023	0.024
K ₂ O	0.00	0.02	Zn	—	<u>0.053</u>
ZrO	nd	2.59		0.987	1.014
Total	94.63	102.60			

Figure 23: analyses à la microsonde du spinelle vert (hercynite) contenu dans les enclaves xénolitiques hyperalumineuses du granite du M. Capanne.

Le mica blanc

Il s'agit d'une muscovite presque pure, à très légère tendance phengitique (Si = 3,06 au lieu de 3,0 idéalement). Deux analyses du coeur micacé d'entités alumineuses de FB 815 sont reportées dans la figure 24.

La substance amorphe brune

Deux analyses sont reportées dans la figure 25 en parallèle avec les compositions extrêmes obtenues par Nédélec et Paquet (1981) et Haslam (1983). Toutes ont une somme inférieure à 90%, imputable au mauvais état de surface des échantillons (mentionné aussi par Nédélec et Paquet) et à une teneur probablement élevée en éléments légers, sans doute de l'eau. L'ensemble des analyses reflète des variations importantes. Les données de la littérature ont en commun une teneur en Al₂O₃ toujours élevée et une teneur en CaO très basse. L'analyse 40/815 s'en distingue entre autres par ses concentrations élevées en TiO₂, K₂O et CaO. Ses proportions cationiques se rapprochent de celles d'une biotite et suggèrent l'implication de ce minéral dans la production de la substance amorphe. L'analyse 36/816 est plus proche des valeurs obtenues par les auteurs ci-dessus, tout en restant plus calcique et potassique.

Ces variations importantes de composition suggèrent que ce ou ces produits d'altération brunâtres ont impliqué plusieurs minéraux - pour expliquer la présence simultanée de K et de Ti, absents de la cordiérite et de Ca, absent de la biotite et de la cordiérite - et une circulation importante de fluides.

3.2.5 Origine et évolution des enclaves schisteuses

Interprétation des textures

Les enclaves schisteuses sont étrangères au magma granitique en ce sens qu'elles ne représentent pas des ségrégations magmatiques dues à la gravité, à un flux ou tout autre processus de concentration. Leur texture et leur minéralogie le démontrent. Il s'agit de xénolites consistant en fragments de roches métamorphiques d'origine sédimentaire de la séquence pélitique, car ce n'est que dans ce type de matériel que se développent des paragenèses hyperalumineuses à cordiérite, corindon et spinelle. L'occurrence de ces deux derniers minéraux est d'ailleurs classique dans ce contexte (Deer et al., 1982; Didier, 1973).

	composition chimique		formule struct. - base 6 cations+K+Na+Ca		
	B35/815	B36/815	B35/815	B36/815	
SiO ₂	46.33	46.92	Si	3.058	3.056
TiO ₂	0.03	0.00	Al	<u>0.942</u>	<u>0.944</u>
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00		4.000	4.000
Al ₂ O ₃	36.72	36.50	Al	1.916	1.993
FeO	1.17	1.02	Ti	0.001	0.000
MnO	0.03	0.01	Fe ²⁺	0.065	0.057
MgO	0.16	0.23	Mn	0.002	0.001
CaO	0.21	0.21	Mg	<u>0.016</u>	<u>0.023</u>
Na ₂ O	0.20	0.18		2.000	2.001
K ₂ O	10.60	10.62	Ca	0.015	0.015
H ₂ O stoéc	4.00	4.00	Na	0.026	0.023
			K	<u>0.893</u>	<u>0.902</u>
Total	99.45	99.69		0.934	0.940

Figure 24: analyses à la microsonde du mica blanc des pseudomorphoses polyminérales à corindon-hercynite-mica blanc-substance amorphe brune, développées dans les enclaves xénolitiques hyperalumineuses du granite du M. Capanne.

analyses de substance amorphe brune à la microsonde	Haslam (1983)		Nédélec & Paquet (1981)			
	40/815	36/816	1	3	43:79/64	52:79/64
SiO ₂	38.64	48.08	38.1	44.5	48.58	41.28
TiO ₂	1.60	0.05	< 0.01	0.01	-	-
Al ₂ O ₃	18.28	25.09	35.1	40.3	27.35	32.72
FeO*	9.59	3.06	6.4	2.1	0.76	11.96
MnO	0.14	0.00	0.04	0.01	0.02	-
MgO	4.11	0.93	5.5	0.03	0.82	1.81
CaO	1.22	2.19	0.8	0.14	0.77	0.36
Na ₂ O	0.99	0.34	1.0	0.04	2.45	-
K ₂ O	4.89	1.81	0.4	0.3	3.01	1.07
Total	79.46	81.55	87.34	87.40	83.76	89.02

Figure 25: analyses à la microsonde de la substance brune optiquement isotrope rencontrée dans les xénolites gneissiques peralumineux du granite du M. Capanne, dans des gneiss alumineux du Massif Central français (Nédélec & Paquet, 1981) et dans des roches équivalentes du Malawi (Haslam, 1983). Les sommes très inférieures à 100% (poids) résulteraient d'une forte teneur en eau.

Ces enclaves ne proviennent pas de l'auréole métamorphique de contact, car aucun terme de passage n'est visible entre elles et les cornéennes pélitiques. Leur source est profonde et peut se situer dans des niveaux argileux des nappes toscanes (complexes II et III) invisibles à l'affleurement dans la région du Monte Capanne ou plus vraisemblablement en-dessous, dans le soubassement régional toscan, représenté à Elbe par les schistes à muscovite et biotite de Calamita (complexe I) et sur le continent par le "groupe des micaschistes" (Bagnoli et al., 1978 dans Saupé et al., 1982). Ce dernier est connu dans les forages les plus profonds de Lardarello (3,5 à plus de 4 km) et consiste en gneiss à quartz, feldspath alcalin, plagioclase, biotite, cordiérite, sillimanite ± andalousite ± muscovite (Gianelli et Puxeddu, 1979).

Ces enclaves ont subi une fusion partielle plus ou moins importante. En effet, les gneiss rappellent des migmatites par leur texture rubanée et la composition minéralogique de leurs horizons biotitiques typique de mélanosomes. L'absence de quartz et de feldspath alcalin (ou de mica blanc), la basicité du plagioclase et l'abondance de la biotite suggèrent l'extraction d'un liquide granitique ayant consommé le quartz, le feldspath alcalin éventuel (produit par la réaction entre quartz et mica blanc dans le cas d'un micaschiste originel à deux micas (Thompson, 1982)) et la composante so-

dique du plagioclase. Le mobilisat serait représenté en tout ou partie par les interlits quartzo-feldspathiques (= leucosomes).

Les enclaves micaschisteuses non rubanées représenteraient un stade plus évolué de ce processus correspondant à un mélanosome débarrassé de son mobilisat. Les enclaves surmicacées en seraient un terme plus extrême encore, tous les composants ayant fondus à l'exception d'une partie de la biotite originelle, concentrée en "restites" avec quelques autres minéraux réfractaires peu impliqués dans la mobilisation anatectique. C'est à cette conclusion qu'est parvenu Didier (1973) dans son étude du massif granitique anatectique du Velay.

Dans le cas de massifs granodioritiques intrusifs par contre (par exemple Aigoual et St. Guiral-Liron), Didier (1973) ne mentionne que les enclaves surmicacées en dehors d'enclaves de cornéennes concentrées en bordure du massif, à l'exclusion des types gneissiques ou micaschisteux. Le massif du M. Capanne est donc ambivalent à cet égard puisqu'intrusif et calco-alcalin d'une part et à enclaves de gneiss anatectiques d'autre part.

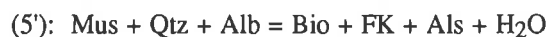
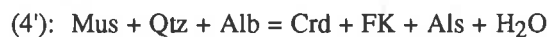
Evolution et conditions physiques de formation des enclaves

On peut tenter une reconstitution de l'évolution métamorphique des enclaves schisteuses du Monte Capanne. Elle sera très hypothétique puisqu'on ne connaît pas la composition originelle de ces roches, ni les termes de passage, ni les quantités d'eau disponibles dans le système et qu'on ne sait pas si la paragenèse actuelle est en équilibre, abstraction faite des altérations secondaires.

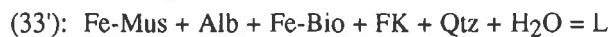
Il est raisonnable de considérer au départ un schiste de type Calamita à quartz, plagioclase, muscovite et biotite (résultant du métamorphisme de grauwackes et de shales à faible maturité sédimentaire (Deschamps et al., 1979)), car l'abondance actuelle de minéraux alumineux implique la présence originelle du mica blanc. Plusieurs observations vont contraindre le modèle. (a) en dehors des enclaves schisteuses, l'association corindon + hercynite \pm cordiérite n'a été rencontrée que dans des métapélites du faciès des cornéennes à pyroxène (Turner, 1981), elle résulterait de la déstabilisation de l'andalousite en présence de biotite; (b) il n'y a plus de muscovite originelle, (c) il n'y a pas de feldspath alcalin dans les horizons biotitiques, (c) il n'y a pas de grenat, (d) la biotite est corrodée, (d) le plagioclase est assez calcique (minimum An₃₀₋₃₅).

Le diagramme P-T synthétique de Thompson (1982, fig 6) dans le système Na₂O-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NKFMAH) rend compte des réactions possibles (fig. 26). Les numéros d'équation sont ceux de Thompson et les abréviations utilisées sont : Mus = muscovite, Qtz = quartz, FK = feldspath potassique, Pl = plagioclase, Bio = biotite, Crd = cordiérite, Als = silicate d'aluminium (Al₂SiO₅), Alb = composante sodique du plagioclase, Gre = grenat, L = liquide.

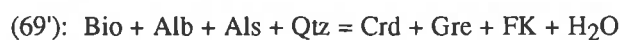
Avec l'augmentation de T, la muscovite plus ou moins phengitique a dû réagir avec le quartz (et la composante sodique du plagioclase) selon les réactions (4') ou (5'), (5') à pression plus élevée que (4').



La muscovite a ainsi disparu. Il y a dès lors plusieurs scénarios suivant la pression d'eau dans le système. Une fusion partielle ayant eu lieu, l'une ou l'autre des réactions suivantes a joué:



(39) et (42) sont dans le champ de stabilité du grenat, qui apparaît avec la réaction (69'). Or ce dernier est absent, donc (39) et (42) n'entrent théoriquement pas en considération.



Si le système était sous-saturé en eau, ce qui doit être le plus souvent le cas d'après Thompson (1982) ou Clemens et Vielzeuf (1987), la réaction (64') aurait eu lieu, utilisant l'eau fournie par la déstabilisation de la muscovite (5). Cette réaction démarre au-dessus de 2-3 Kb dès 690°C à 750°C suivant la teneur en calcium du plagioclase. Pour une composition intermédiaire, on peut estimer T à 720°C. 2,5 Kb est une pression minimale, en-dessous (69') aurait lieu et produirait du grenat.

Dans notre cas, (64') se serait poursuivie jusqu'à disparition du feldspath alcalin et du quartz (en quantités égales dans ce modèle!) et consommation de la composante albitique du plagioclase, laissant un résidu sombre enrichi en biotite, plagioclase calcique, cordiérite et silicate d'alumine; les agrégats à corindon et spinelle seraient engendrés par la

réaction mentionnée au § 3.2.2. Le liquide produit se serait échappé ou concentré en horizons quartzo-feldspathiques dans les gneiss rubanés.

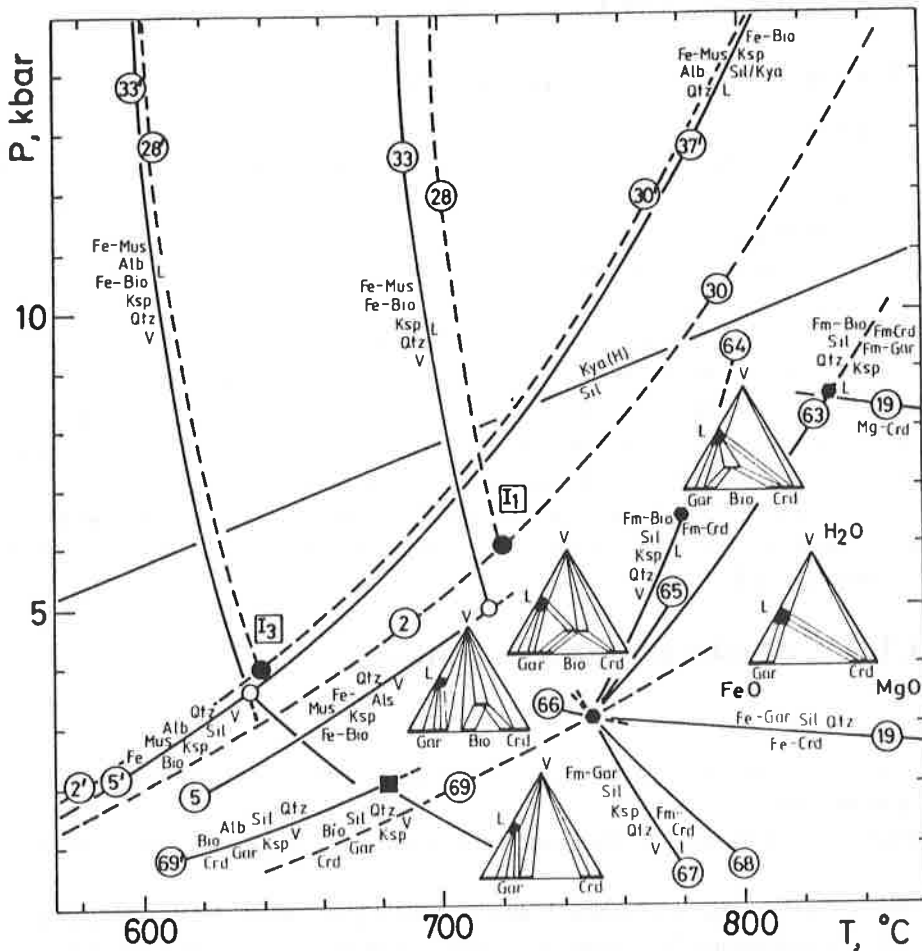


Figure 26: diagramme synthétique NKFMASH (Na_2O , K_2O , FeO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O) de Thompson (1982, figure 7), construit par des extrapolations basées sur les données disponibles dans les sous-systèmes complexes KFMASH, KNFASH et NKFASH. Pour les abréviations, voir texte.

Si le système était saturé en eau, (33') aurait eu lieu dès 640°C au-dessus de 3,5 kb. Cette situation est très improbable, comme on vient de le mentionner (Clemens et Vielzeuf, 1987) et une température nettement plus élevée a dû être atteinte.

Quand la fusion partielle a-t-elle eu lieu? tardivement dans le magma granitique ou en profondeur, dans les environs du lieu de production du magma? A observer les enclaves de l'encaissant actuel, le magma n'avait visiblement plus la possibilité de fondre quoi que ce soit dans une phase terminale. Pour le reste, il est difficile de trancher. D'un côté, la parenté de composition des plagioclases des enclaves et de leur encaissant immédiat suggère une équilibration partielle, voire un contrôle du taux de fusion par le magma. Mais d'un autre côté, l'absence d'une "écorce restitutive" riche en minéraux réfractaires autour des enclaves (Didier, 1973) suggère que ces dernières n'ont pas notablement fondu dans le granite (excepté FB 512 dans son filon de haute température) et résulteraient du démantèlement de niveaux gneissiques anatectiques profonds. Les deux processus ont peut-être joué successivement.

3.2.6 Conclusion et implications génétiques pour le granite

Les enclaves schisteuses sont des restites de paragneiss pélitiques, dont les paragenèses suggèrent une pression et une température minimales de 2,5 kb et 720°C. Ces conditions sont celles du magma granitique encaissant au cours de son ascension ou sur son lieu d'origine (?).

L'abondance dans le granite de ces enclaves restitiques et des minéraux alumineux résultant de leur désagrégation témoigne de l'importance de la croûte continentale moyenne dans la source du magma. Les analogies avec les enclaves des massifs anatectiques autochtones le confirment.

CHAPITRE 4: LES ENCLAVES MICROGRENUES SOMBRES: MORPHOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE

4.1 CARACTÈRES GÉNÉRAUX

4.1.1 Introduction - nomenclature

Le terme d' "enclave microgrenue" a été proposé par Didier (1964a) et s'applique à des fragments de roches éruptives, moyennement à très finement grenues, porphyriques ou non. Vernon (1983) trouvant au qualificatif microgrenue une connotation métamorphique lui a substitué le terme " microgranitoïde". Je ne partage pas son avis et conserverai la première terminologie en l'élargissant à **tout** fragment de roche finement grenue à structure isotrope.

Les enclaves microgrenues du Monte Capanne sont du type sombre. Ce dernier est extrêmement répandu dans les granites intrusifs calco-alkalins s. l. ; on le rencontre plus rarement dans des granites hyperalumineux (p. ex. Georget, 1986) et des granites alcalins (Platevoet, 1983; Platevoet et al., 1988). Une telle fréquence a suscité de nombreux travaux, mentionnés dans l'introduction générale. Les interprétations données de la nature et de l'origine des enclaves microgrenues sombres ont souvent servi de pierre angulaire à des théories variées sur l'origine des granites. L'étude de ces roches est donc fondamentale. Je les décrirai dans le détail, malgré une abondante littérature à ce sujet depuis une quinzaine d'années, qui n'a manifestement pas suffi à rallier les granitologues à un concept unique.

A Elbe, ces enclaves sont si spectaculaires (fig. 31) que tous les géologues ayant travaillé sur le M. Capanne les ont mentionnées, parmi eux, Lotti (1886), Matteucci (1897), Aloisi (1919), Marinelli (1955, 1959), Waldeck (1977). Les interprétations classiques ont été proposées à leur sujet.

4.1.2 Caractères macroscopiques

Description

Ces enclaves sont très diverses.

Leur forme est sphérique, ellipsoïdale ou plus irrégulière, à contour lobé rappelant un chou-fleur ou un élément de puzzle; elle n'est jamais anguleuse (fig. 27).

Leur taille est comprise entre 10 cm et 3 à 4 m, les plus grandes ont parfois une forme de ruban semblable à un morceau de filon.

Leur structure et leur couleur varient entre deux pôles. L'un correspond à une roche gris foncé, très finement grenue (granulométrie < 0,1 mm), équigranulaire, homogène et équante, contenant 1-2% de cristaux de 1 à 3 mm de longueur de feldspaths, quartz et biotite répartis de manière homogène. L'autre extrême est une roche d'aspect quasi granitique, gris clair, à matrice fine et porphyrocristaux très abondants (30% du volume), de nature et de taille identiques à toute la gamme des cristaux du granite. La majorité des enclaves en contiennent entre 5 et 20%.

Formellement, les enclaves les plus claires ne correspondent plus guère au qualificatif de "microgrenue sombre"; leur matrice à peine plus foncée que le granite a une granulométrie de 0,2 à 0,4 mm. Elles seront néanmoins regroupées sous ce terme général, car aucune séparation interne ne peut être objectivement posée, le passage d'un pôle à l'autre étant continu.

La bordure des enclaves microgrenues est généralement nette, mais toujours crénelée dans le détail. Les cristaux du granite ne sont pas orientés parallèlement au contact, mais diversement engagés dans l'enclave. La limite est occasionnellement indistincte, le passage d'un faciès à l'autre étant progressif et continu. Certaines enclaves ont une bordure de 0,5 à 1 cm plus foncée et plus finement grenue que le coeur; le granite au contact est normal ou plus souvent hololeucocrate et finement grenu sur 0,5 à 3 cm.

LES ENCLAVES DOUBLES

Beaucoup d'enclaves (notamment à S. Andrea) sont composites, c'est-à-dire contiennent elles-mêmes des enclaves de roches différentes, à bords nets. Parmi celles-ci, on distingue:

- **des enclaves schisteuses** anguleuses à arrondies à silicates et oxydes d'aluminium, centimétriques à décimétriques, dont il a été question dans le chapitre 3 (fig. 27-a),
- **des enclaves microgrenues** centimétriques à pluridécimétriques, ellipsoïdales, toujours plus sombres et moins riches en porphyrocristaux que l'enclave qui les contient. Elles-mêmes peuvent être composites. On distingue ainsi deux à quatre générations "d'enclaves imbriquées", l'enclavée étant toujours plus mafique que son hôte. Leur disposition et leur nombre sont aléatoires au sein de l'enclave principale qui les contient; elles peuvent être à cheval sur le contact entre cette dernière et le granite (fig. 27-b).

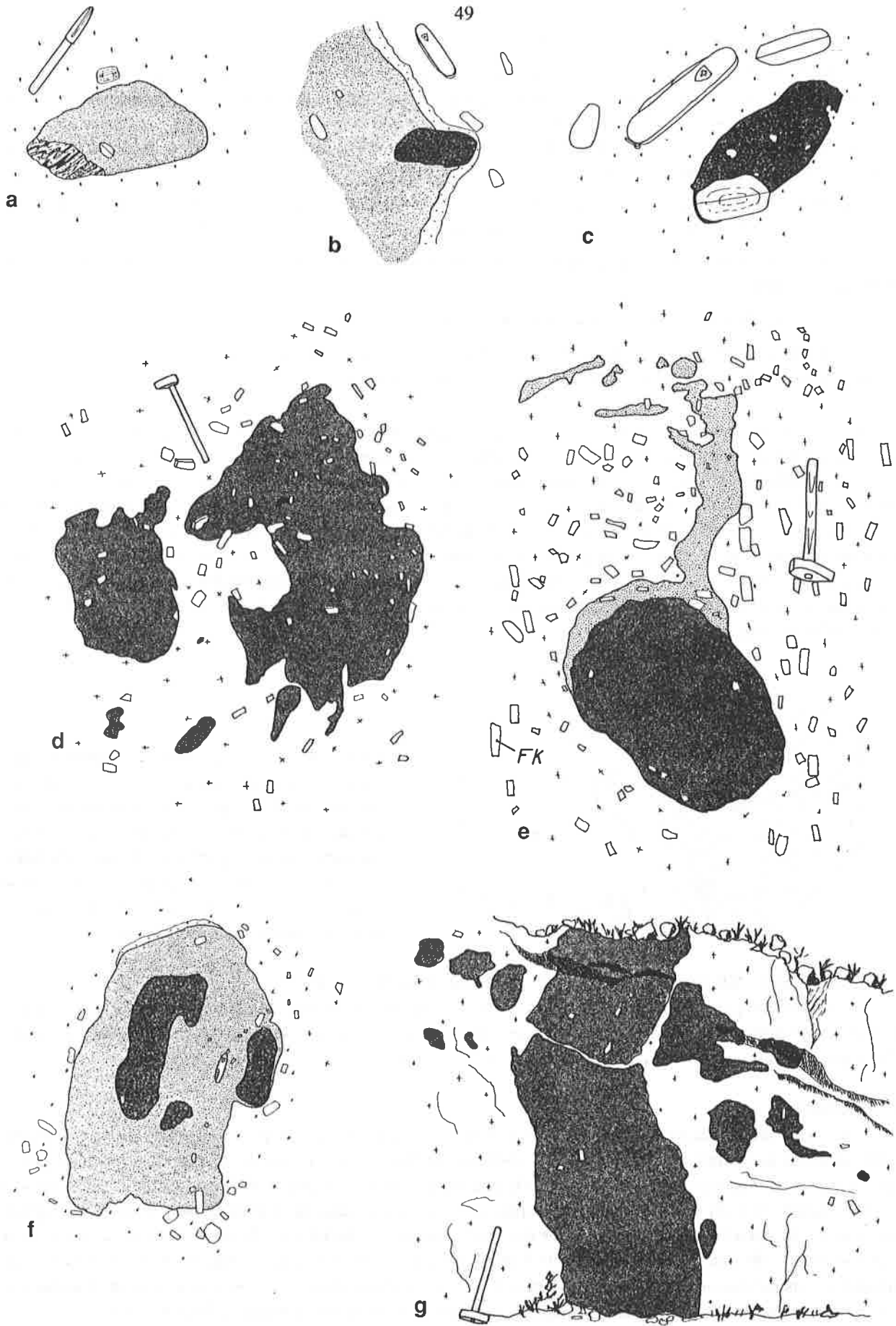


Figure 27 aspect macroscopique de quelques enclaves microgrenues du granite du M. Capanne; a-f: plage de San Andrea; g: Piacentini. a: enclave double xénolitique-microgrenue; b, e et f: enclaves doubles microgrenue-microgrenue; g: enclaves évoquant un filon démantelé. A noter la disposition fluidale des mégafeldspaths autour de certaines enclaves (d, e, f), leur localisation "à cheval" sur les contacts entre granite et enclave (c, d, f) et l'existence occasionnelle d'une bordure hololeucocrate dans le granite au contact des enclaves (b, f).

Ce caractère composite est fondamental. A propos des enclaves contenant des fragments de schistes, Marinelli (1959) parle de type "intermédiaire" entre les enclaves enallogènes (de schistes) et autoigènes (microgrenues). Il y voit la preuve de l'origine xénolitique des enclaves microgrenues, le type intermédiaire correspondant à une "transformation" incomplète de fragments de schistes en roche d'apparence ignée sous l'action du magma granitique. Plusieurs points sont en contradiction avec cette hypothèse déjà à ce niveau d'observation:

- a) les morceaux de schistes ne sont pas centrés dans l'enclave microgrenue, comme on devrait s'y attendre, mais parfois en bordure, voire au contact entre enclave et granite (fig. 27-a);
- b) leurs bords sont toujours nets, totalement dépourvus d'une zone de transition assimilable à un stade intermédiaire de transformation;
- c) il en est de même avec les enclaves doubles microgrenues;
- d) ce phénomène de "transformation" de nature énigmatique n'affecte jamais l'encaissant au contact du pluton, c'est-à-dire des roches dont le caractère "solide" préexistant est indiscutable.

Une alternative à cette hypothèse est une **origine magmatique** pour les enclaves microgrenues, dès lors susceptibles d'englober partiellement ou totalement n'importe quel matériau. Cette hypothèse "magmatiste", déjà postulée au § 2.1.2, est renforcée par l'affleurement fondamental de la P. Sprizze (fig. 28). On y observe la limite franche entre des métapélites plissées de l'encaissant et le granite, qui contient juste au contact une enclave plurimétrique riche en porphyrocristaux. Celle-ci présente des caractères intrusifs au même titre que le granite avec lequel elle a dû se mettre en place **en coexistence liquide**. Rien ne suggère un corps étranger solide, aplati et déformé au contact de l'encaissant.

Le contour lobé de certaines enclaves plaide aussi en faveur d'une coexistence de magmas. Cette géométrie est en effet typique de l'interface entre liquides de viscosité contrastée (Blake et al., 1965; Wager et al., 1965; Walker et Skelhorn, 1966; Ramsay, 1967; Elder, 1970).

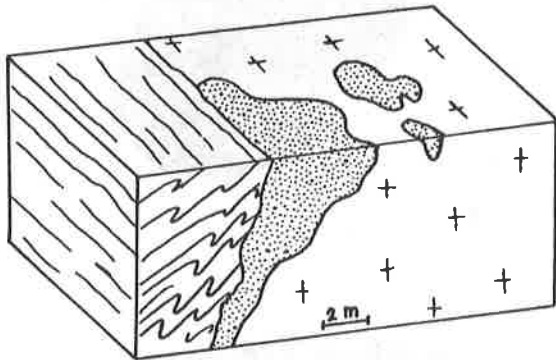


Figure 28: bloc-diagramme schématique illustrant les relations spatiales entre le granite, une enclave microgrenue et l'encaissant métamorphique à la Punta Sprizze, sur la bordure nord-est du massif du M. Capanne. L'enclave, non schisteuse, a un caractère intrusif au même titre que le granite. Le contact entre enclave et encaissant est franc, dépourvu de granite interstitiel.

ENCLAVE MICROGRENUÉ À PYROXÈNE DE COLLE D'ORANO

Une enclave unique à pyroxènes a été trouvée dans l'un des filons sombres de Colle d'Orano. De taille décimétrique et de forme ellipsoïdale, elle diffère des enclaves habituelles par sa granulométrie légèrement plus grossière (grains de 0,5 à 1 mm). Un liseré noir de 1 à 2 mm d'épaisseur s'est développé au contact du filon encaissant.

Localisation

La distribution des enclaves "microgrenues" est irrégulière. Pour autant qu'on puisse en juger (absence de coupes profondes au cœur du pluton), elles sont plutôt concentrées en bordure du massif, où elles forment localement de grands essaims de plusieurs dizaines d'individus. L'endroit le plus remarquable est la plage de S. Andrea, qui en présente une forte concentration, incluant les plus grandes et les plus composites. Une autre localité importante est la Punta Sprizze, décrite en détail par Cornélius (1957); elle présente des caractéristiques semblables à celles de S. Andrea. La carrière de S. Piero et les bordures de route de Piacentini à Colle d'Orano sont aussi riches en enclaves, mais de taille inférieure. Enfin, on en rencontre sporadiquement un peu partout dans le massif, par exemple dans les carrières en activité de Vallebuia, au nord de Seccheto, à raison d'une enclave de quelques centimètres à 30 cm de longueur par 2 à 5 mètres carrés.

Relations structurales avec le granite

On rappellera ici le caractère d'autant plus déformé des enclaves qu'elles sont proches de la bordure du massif et surtout l'absence de schistosité même dans des individus très excentriques (aplatis ou étirés), ce qui implique un état fluide lors de la déformation liée à la mise en place du granite, observation en accord avec une origine magmatique des enclaves.

4.1.3 Composition minéralogique et modale

Les enclaves microgrenues contiennent les mêmes minéraux que le granite et parfois de l'amphibole. Leur composition modale a été déterminée par comptage de points sur lames colorées; il a été tenu compte de la présence éventuelle de mégafeldspaths (voir tableau A2). Dans le diagramme QAP de Streckeisen (1974) (fig. 29), toutes les enclaves ont plus de 20% de quartz; elles sont distribuées régulièrement dans le champ des tonalites, granodiorites et granites b. Ainsi les enclaves microgrenues sont des roches plutôt acides, leur aspect sombre étant dû à la finesse de leur grain.

Il y a une correspondance parfaite entre structure macroscopique et composition modale. Au pôle microgrenu foncé et aphyrique correspondent les enclaves tonalitiques et au pôle plus clair et porphyrique correspondent les enclaves granitiques. Ces dernières ont la même composition que la moyenne du granite encaissant. Il y a donc bien un passage continu des enclaves au granite, ainsi qu'on peut le voir sur l'affleurement.

Notons encore que la teneur en biotite des enclaves tonalitiques est élevée pour cette catégorie de roches (jusqu'à 20%).

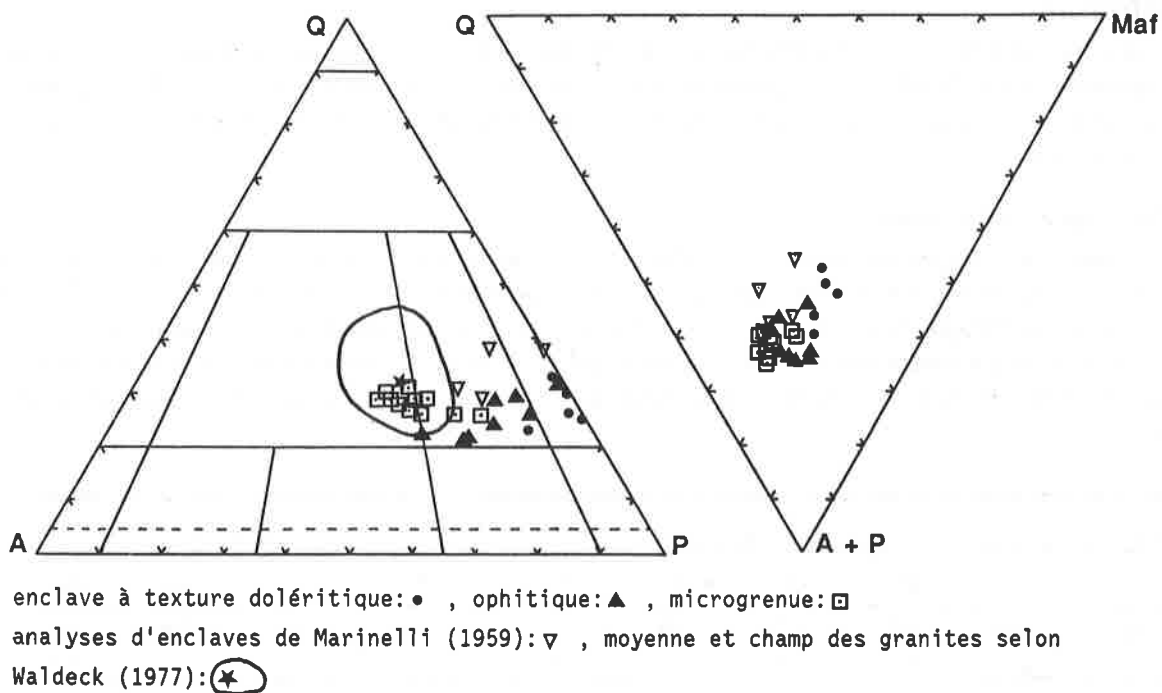


Figure 29: report des analyses modales des différents types d'enclaves microgrenues dans les diagrammes QAP de Streckeisen (1974) et Q, A+P, Maf, où Maf = minéraux ferromagnésiens + accessoires. Comparer avec la figure 8.

Les enclaves doubles (internes) ont une composition modale tonalitique; elles font partie des enclaves microgrenues les moins riches en feldspath alcalin (tableau A2). Elles contiennent fréquemment des agrégats polycristallins à amphibole et biotite pseudomorphosant d'anciens cristaux prismatiques. Les enclaves hôtes ont une composition variable, avec prédominance du type granodioritique à texture microgranulaire.

L'enclave à pyroxènes de Colle d'Orano a une composition minéralogique exceptionnelle. On distingue des lattes trapues de plagioclase calcique fortement zoné de manière normale, de composition variant de An 77 au coeur à An 40 en bordure; quelques plages subidiomorphes à xénomorphes irrégulières d'orthopyroxène de composition En 75; en couronne autour de la bronzite, un clinopyroxène diopsidique de composition $\text{Ca}_{44}\text{Mg}_{45}\text{Fe}_{11}$; une amphibole aciculaire en association symplectitique avec de la biotite, produit de la déstabilisation des pyroxènes (sa composition varie sensiblement au sein d'un même agrégat; elle passe de celle d'une cummingtonite à celle d'une actinote, en fonction de sa teneur relative en calcium); de la biotite brune, associée à l'amphibole ou indépendante dans la matrice (sa composition (fig. 56) est plus magnésienne que celle des biotites des enclaves habituelles et légèrement moins alumineuse); du quartz en plages interstitielles résorbées; de l'apatite en aiguilles relativement épaisses.

Les proportions relatives de ces minéraux sont: plagioclase 60, quartz 10, biotite 20, amphibole 8 et pyroxènes 2. La roche est donc une diorite quartzifère, proche d'un gabbro quartzifère.

4.2 LES TEXTURES MATRICIELLES DES ENCLAVES MICROGRENUES

La grande variété des enclaves microgrenues se retrouve à l'échelle microscopique. Leurs textures, porphyriques ou non, sont en partie inconnues dans les roches ignées ou métamorphiques habituelles. Les plus caractéristiques seront détaillées ci-dessous, étant entendu que tous les termes de passage existent entre elles et que toutes peuvent se rencontrer sur un même affleurement (p.ex. à Piacentini).

Je m'attacherai d'abord à la description des matrices, les porphyrocristaux faisant l'objet d'un chapitre ultérieur. On distingue trois textures principales dont le développement est corrélé avec la proportion modale de feldspath alcalin dans la roche:

- La texture **doléritique** dans les enclaves tonalitiques,
- la texture à **quartz ophitique** dans les enclaves tonalítico-granodioritiques,
- la texture **microgranulaire** dans les enclaves granodioritiques à granitiques.

4.2.1 Les enclaves à texture doléritique

Définition

Le terme "doléritique" est employé ici dans un sens purement géométrique, par analogie avec la disposition en baguettes enchevêtrées et jointives des plagioclases des roches basiques hypabyssales (fig. 32). Il n'implique aucune connotation d'ordre compositionnel ou génétique. Il a été utilisé par plusieurs auteurs, dont Didier (1964a), avec les mêmes restrictions.

Caractères généraux

Les enclaves à texture doléritique sont gris foncé et contiennent peu de porphyrocristaux (max. 3-5%). Leur granulométrie est fine (0,5 à 1 mm), à l'exception des enclaves à amphibole plus grenues (1 à 1,5 mm) de S. Piero. Leur taille est pluricentimétrique. Les échantillons 504 a, 656, 661 et 818 sont particulièrement représentatifs.

Les enclaves à texture doléritique "pure" sont tonalitiques; elles ne contiennent pas de feldspath alcalin (voir fig. 30 et tableau A2), si ce n'est en traces. Il s'agit principalement d'enclaves doubles incluses dans d'autres enclaves microgrenues.

texture		roche totale				matrice			
		Pl	Qz	Bi	Fk	Pl	Qz	Bi	Fk
[%]									
doléritique	moy	49	21	28	2	48	22	28	2
n=7	s	4.9	3.8	3.4	2.9	4.3	3.7	3.1	2.9
ophitique	m	49	20	18	13	48	20	18	14
n=7	s	4.1	2.7	3.1	5.5	3.6	2.8	3.3	5.8
microgranul	m	40	24	14	22	34	27	14	25
n=11	s	3.9	1.7	2.4	3.8	3.9	3.0	3.2	4.4

Figure 30: proportions modales moyennes dans les trois principaux types texturaux d'enclaves microgrenues. n = nombre d'échantillons, s = écart-type, Pl = plagioclase, Qz = quartz, Bi = biotite, FK = feldspath alcalin.

Minéralogie

Le **plagioclase** domine en petites lattes non altérées subidiomorphes, à contour irrégulier, de 0,3 à 1 mm de longueur. Il est presque toujours maclé selon la loi de l'albite et/ou de Carlsbad. Il est fortement zoné, avec un coeur parfois squelettique fortement lobé ou tacheté. Sa composition varie régulièrement d'An₆₀ au centre à An₃₀ en bordure. Il inclut parfois des granules de biotite et très souvent des aiguilles d'apatite. On le retrouve aussi en petites plages interstitielles xénomorphes.

La **biotite** est brun-rouge à incolore, rarement chloritisée, en paillettes subidiomorphes à contour irrégulier de 0,3 à 1 mm ou en granules xénomorphes plus petits. A S. Piero, les paillettes ont une taille nettement supérieure à celle des autres minéraux (jusqu'à 2,5 mm). Elle inclut zircon (+xénotime), apatite aciculaire et opaques. La biotite peut former des amas de 1 à 3 mm de paillettes irrégulières et enchevêtrées vert-jaune pâle, souvent en association symplectique avec du quartz. Il s'agit de pseudomorphoses d'amphibole, parfois présente en relique.

Le quartz présente une gamme d'aspects passant de petites plages irrégulières interstitielles entre les lattes de feldspath à des sections millimétriques disjoignant les plagioclases et riches en inclusions de biotite, plagioclase et apatite aciculaire. Cet habitus poecilitique est bien développé dans FB 818 par exemple.

Tous les autres minéraux sont accessoires et n'interviennent pas directement dans la texture de la roche.

Le feldspath alcalin, si présent, est totalement xénomorphe et interstitiel, non maclé.

L'apatite revêt un intérêt particulier dans la problématique de l'origine des enclaves. Elle est aciculaire, souvent tubulaire, avec une largeur de l'ordre de quelques microns et des rapports longueur sur largeur (apparentes) pouvant dépasser 300 (fig. 16). Elle est souvent tronçonnée en chapelets de petits fragments, ou intacte, incluse à cheval sur deux ou plusieurs minéraux voisins (p. ex. plagioclase et quartz). Ceci démontre l'absence de déformation dans la roche durant et après la fin de la cristallisation de la matrice. L'apatite est surtout abondante dans les quartz interstitiels. Wyllie et al. (1962) ont montré expérimentalement que l'apatite aciculaire à conduit central est caractéristique de roches magmatiques à refroidissement rapide.

Les autres minéraux accessoires seront décrits globalement au § 4.2.6, après la revue des textures matricielles.

Texture

Lorsque le quartz est en petites plages interstitielles, la texture est de type doléritique. Les lattes de plagioclase sont jointives et leur distribution homogène et isotrope, à l'instar de la biotite et du quartz présents dans les interstices. Cette homogénéité est frappante; elle est accentuée par la finesse de la granulométrie de la roche. La texture doléritique "pure" est en fait assez rare et ne se rencontre que dans des secteurs restreints de certaines enclaves. Elle tend plus généralement vers une ébauche de texture à quartz ophitique, lorsque ce dernier grandit et devient poecilitique.

Une texture doléritique est caractéristique de roches ignées à refroidissement rapide. Elle ne peut pas être d'origine métamorphique, pour les raisons suivantes:

- ce genre de texture n'a jamais été décrit dans des roches dont l'origine métamorphique est indiscutable (sauf en relique magmatique dans des métadolérites);
- un habitus idiomorphe des plagioclases ne se rencontre pratiquement jamais dans des roches métamorphiques de degré moyen à élevé, sauf en tant que relique magmatique plus ou moins recristallisée dans des roches orthodérivées;
- un zonage du plagioclase aussi marqué et systématique ne se rencontre pas dans des roches métamorphiques;
- la macle de Carlsbad est très fréquente dans les plagioclases. Or cette macle simple de croissance (Tobi, 1987) ou macle C de Gorai (1951) n'existe, selon ces auteurs, que dans les roches magmatiques et quelques roches métamorphiques du faciès schistes verts (albite authigénique).

Implications génétiques

Le critère textural est un argument majeur en faveur de l'origine ignée de ces enclaves microgrenues. L'absence de phénomènes de recristallisation suggère une histoire magmatique simple, sans épisode métamorphique ultérieur. Il ne s'agirait donc pas de fragments de roches ignées de l'encaissant repris en xénolites dans le granite.

L'hypothèse la plus vraisemblable à ce stade d'investigation est celle de gouttes de magma injectées dans une masse granitique suffisamment liquide pour permettre un débit en enclaves sphéroïdales, puis un écoulement simultané des deux substances déterminant les fluidalités et les structures communes décrites au § 2.1.2. La finesse et l'homogénéité de la granulométrie des enclaves, leur texture et l'habitus aciculaire de l'apatite impliquent un refroidissement rapide du magma (plagioclase et biotite ont cristallisé simultanément, suivis de près par l'apatite et le quartz) au contact d'un milieu granitique nettement plus froid.

4.2.2 Les enclaves à texture fluidale

Description

La plupart des enclaves ellipsoïdales dont la matrice est riche en plagioclases idiomorphes ont une bordure à texture orientée épaisse de 1 à 2 cm au contact avec le granite (p. ex. FB 473, FB 817). Tous les minéraux allongés et tabulaires (lattes de plagioclases et paillettes de biotite) ainsi que les aiguilles d'apatite sont systématiquement parallèles au contact et défléchis autour des porphyrocristaux éventuels, eux-mêmes orientés, à l'image des textures trachytiques (fig. 33). Il n'y a ni schistosité, ni granulation du quartz ou fracturation du plagioclase. La biotite peut être légèrement déformée. Cette orientation préférentielle disparaît rapidement vers l'intérieur de l'enclave. Dans le granite au contact, une texture similaire fruste marquée par le plagioclase existe parfois sur 0,5 à 1 cm.

La présence d'une telle bordure semble indépendante de la nature doléritique ou ophitique du coeur des enclaves. Toutes ses caractéristiques sont celles d'une **texture fluidale** très marquée de type trachytique. Il ne s'agit en aucun cas d'une fabrique métamorphique, ne serait-ce que par sa nature non "pénétrative" dans l'enclave. Une texture identique a été décrite par Pabst (1928), qui l'interprète de la même manière.

Implications génétiques

Cette texture suppose un état fluide de la matière soumise à des contraintes cisailantes s.l. C'est à ce titre un argument en faveur de l'origine magmatique des enclaves. Sa limitation à leur bordure résulte probablement de cisaillements simples au contact d'une masse granitique de viscosité contrastée en écoulement. Après un refroidissement rapide, la bordure des enclaves fonctionnerait comme une écorce à viscosité de plus en plus élevée, soustrayant le coeur aux déformations cisailantes. L'absence de bordure fluidale dans les enclaves sphéroïdales (granite non déformé) est logique dans ce scénario.

4.2.3 Les enclaves à texture ophitique

Définition

On a vu que la texture doléritique "pure" est peu répandue en raison de la tendance du quartz à cristalliser en grands individus disjoignant et englobant les lattes de plagioclase. A l'autre extrême, ces dernières sont isolées les unes des autres par de grandes plages poecilitiques de quartz et parfois de feldspath alcalin (fig. 34). La similitude géométrique de ces quartz avec les pyroxènes ophitiques m'a fait choisir le terme de **texture à quartz ophitique** ou simplement **texture ophitique** au sens de Bard (1980, p. 126) pour cette disposition particulière, très rarement décrite dans d'autres types de roches ignées ou métamorphiques. Les échantillons FB 450, 464 et 475 sont représentatifs.

Caractères généraux

Les enclaves à texture ophitique ont les mêmes caractères macroscopiques que les enclaves à texture doléritique. Rien ne permet de les distinguer sur le terrain.

Leur composition modale (voir le tableau A2 pour l'analyse modale des matrices de FB 450, 464 et 475) diffère de celle des enclaves à texture doléritique par la présence de feldspath alcalin et par une teneur en biotite nettement plus faible. A remarquer que la teneur en quartz est inférieure à celle de ces dernières!

Minéralogie

Le **plagioclase** est semblable à celui des enclaves doléritiques: maclé albite et/ou Carlsbad, subidiomorphe, mesurant moins d'un mm, fortement zoné, de composition variant de An₅₀ au coeur à An₂₀ en bordure, à inclusions de biotite et d'apatite aciculaire. Les lattes, courtes et trapues, ne sont que localement jointives. Inclus dans le quartz, son contour peut être irrégulier à finement lobé; lorsqu'il est partiellement inclus, il a parfois une forme en coin, la pointe engagée dans le quartz. Inclus dans le feldspath alcalin, il est également irrégulier et peut développer une frange myrmékitique.

Légendes des figures 31 à 36, page ci-contre (le trait blanc ou noir correspond à 1 mm). >

Figure 31: zone périphérique du massif granitique du Monte Capanne riche en enclaves microgrenues, falaise dominant la plage de San Andrea (environ 6 m de hauteur).

Figure 32: texture doléritique dans une enclave microgrenue (FB 504a).

Figure 33: texture fluidale dans une enclave microgrenue. Les microlites de plagioclase sont défléchis autour d'un porphyrocrystal de plagioclase zoné en taches.

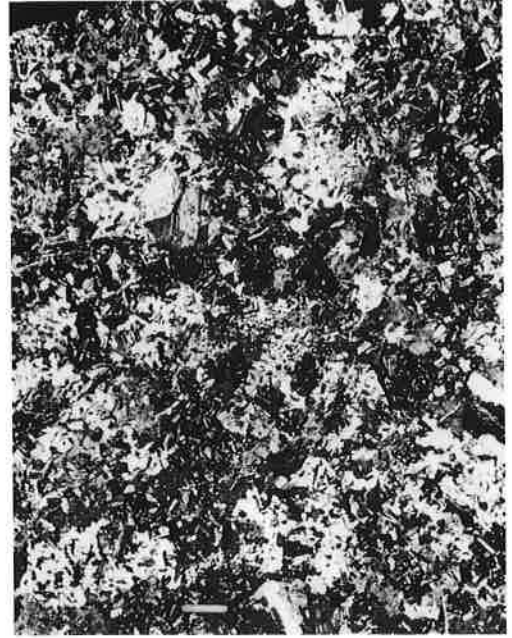
Figure 34: texture à quartz ophitique (ou texture ophitique) dans une enclave microgrenue. Les grandes plages amiboïdes grises et blanches sont des monocristaux de quartz poecilitiques riches en inclusions de plagioclase.

Figure 35: texture microgranulaire dans une enclave microgrenue riche en porphyrocristaux..

Figure 36: ocelle de quartz (blanche sur la photo) à bordure poecilitique amiboïde tardive dans une enclave microgrenue (FB 450).



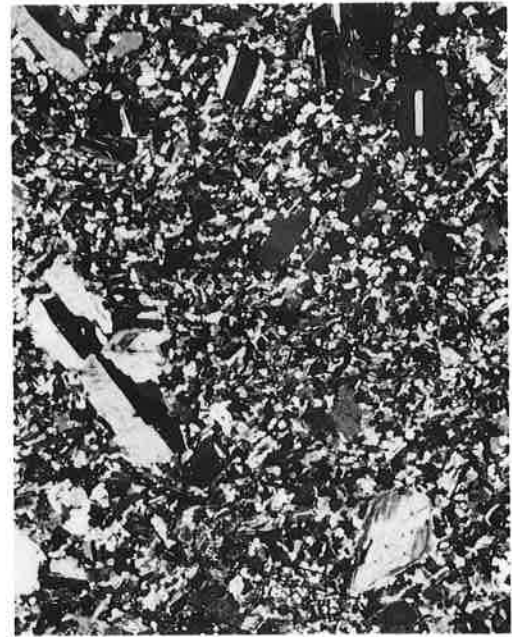
31



34



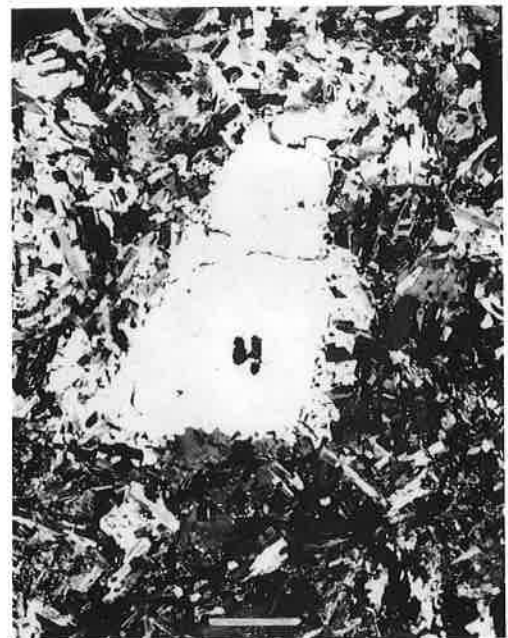
32



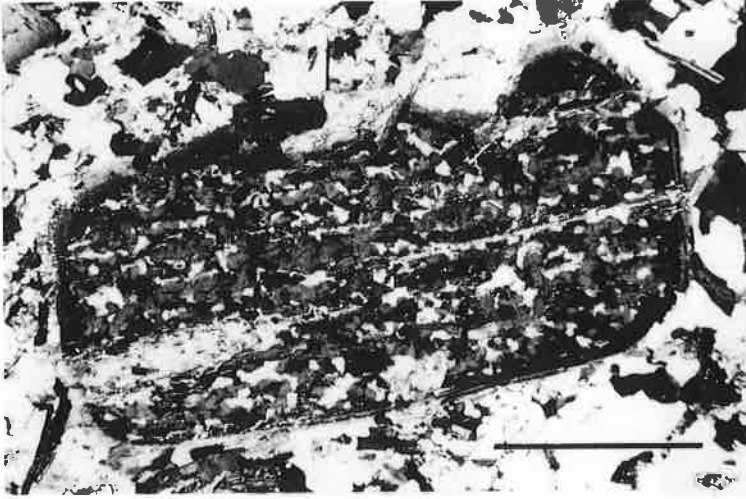
35



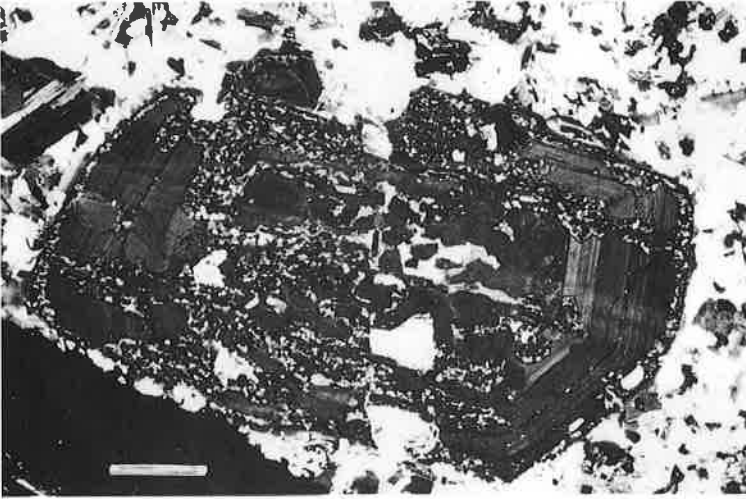
33



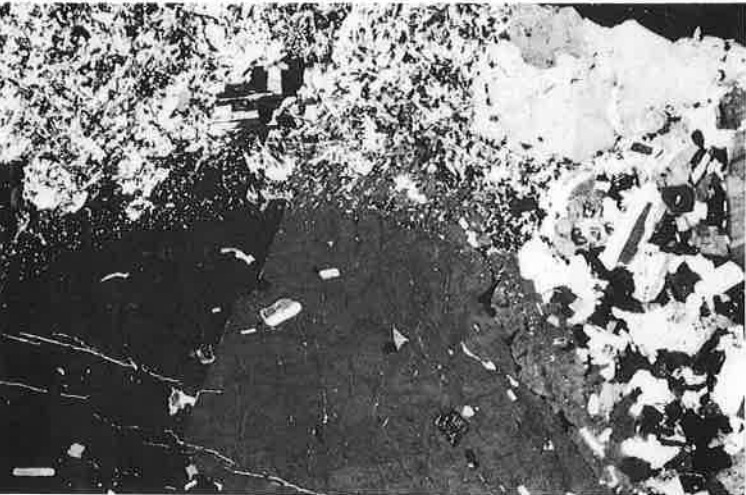
36



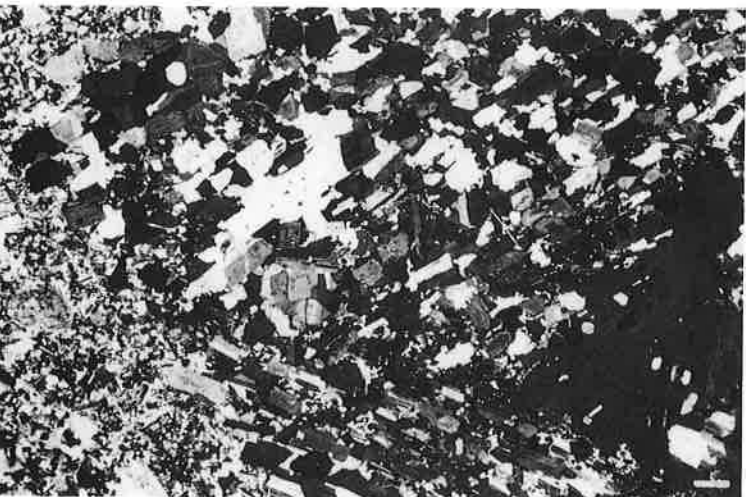
37



38



39



40



41



42

La biotite brun-rouge est en paillettes ou granules subidiomorphes dépassant rarement 0,1 à 0,3 mm.

Le quartz forme des plages irrégulières poecilitiques, en taches arrondies ou allongées discontinues pouvant atteindre 4 ou 6 mm, soit nettement plus que le plagioclase ou la biotite (0,3 à 1 mm), qu'elles incluent en grande quantité parallèlement à l'apatite aciculaire. La concentration en inclusions est souvent telle que seule une orientation optique commune permet de rattacher à un seul individu différentes plages de quartz apparemment isolées (fig. 34).

Presque tous les cristaux sont poecilitiques. Leurs inclusions n'ont pas d'orientation préférentielle, ni de disposition zonaire. Lorsque le feldspath alcalin lui-même n'est pas poecilitique (FB 464), il peut être inclus dans le quartz, avec lequel il ne forme jamais d'associations symplectitiques.

Le feldspath alcalin non poecilitique forme de petits cristaux xénomorphes (jusqu'à 1 mm) légèrement perthitiques, indépendants ou plus souvent coiffants des lattes de plagioclase. Il ne contient que très rarement des inclusions et revêt un caractère interstitiel. Lorsqu'il est poecilitique, il est xénomorphe, en plages arrondies irrégulières de 1 à 2 mm, légèrement perthitique et faiblement kaolinisé. Il inclut tous les minéraux sauf le quartz, sans disposition zonaire ni orientation préférentielle.

L'apatite est aciculaire et tubulaire comme dans les enclaves doléritiques. Elle est souvent à cheval sur plusieurs cristaux, notamment dans les quartz poecilitiques.

Texture

La texture à quartz et feldspath poecilitiques la plus typique est celle de FB 475, enclave de 40 cm à rares porphyrocristaux. Biotite et plagioclase (respectivement 20 % et 45 % du volume de la matrice) sont distribués de manière homogène et isotrope. En "toile de fond" se surimposent en proportion égale quartz (18%) et feldspath alcalin (17%) en poecilocristaux arrondis irréguliers, jointifs, remplissant tout l'espace. Les cristaux de quartz sont souvent plus grands que ceux de feldspath, parfois plus allongés et sinueux, tels des filonnets. L'impression de "toile de fond homogène" disparaît lorsque les poecilocristaux ont une taille irrégulière (FB 450).

< *Légendes des figures 37 à 42, page ci-contre (trait blanc ou noir = 1 mm).*

Figure 37: porphyrocrystal de plagioclase à zonage complexe en taches (patchy-zoning) issu d'une enclave microgrenue (FB 502b) et consistant en trois phases de composition contrastée: ; en gris, plagioclase primitif de composition An35 environ, en noir; taches et couronne calcique (environ An50-60); en blanc, phase tardive de remplissage et limbe de composition plus sodique (An30-20).

Figure 38: porphyrocrystal de plagioclase à zonage en taches irrégulier issu d'une enclave microgrenue (FB 462). Le cristal primitif (An35) à zonage oscillatoire fin est encore bien visible. Il est résorbé le long de plans de clivages et remplacé par une association tachetée dont la fraction noire est calcique et la blanche sodique et zonée. La figure 49 représente un détail de la partie droite du cristal.

Figure 39: partie d'un mégafeldspath alcalin simple maclé Carlsbad (gris foncé) à cheval sur le contact entre le granite (à droite) et une enclave microgrenue (FB 643). L'homogénéité du coeur arrondi du cristal et l'habitus contrasté des inclusions contenues dans la bordure poecilitique montrent que cette dernière s'est développée après la résorption et la mise en place du coeur en travers de l'interface entre deux liquides.

Figure 40: détail d'une couronne rapakivi à grands plagioclases indépendants d'un mégafeldspath du granite (FB 639). Le coeur résorbé du feldspath alcalin est partiellement visible (en noir) à droite de la photo.

Figure 41: détail d'une couronne rapakivi en damier d'un mégafeldspath alcalin d'une enclave microgrenue (FB 469). Partie droite sombre = zone floconneuse à dominante potassique, en blanc dans la partie gauche: plages poecilitiques de quartz cimentant les cristaux rectangulaires de plagioclase.

Figure 42: vue partielle d'un mégafeldspath alcalin à texture rapakivi complexe issu d'une enclave microgrenue (FB 469). On distingue du centre à la bordure: un coeur arrondi gris clair à grandes inclusions; une couronne rapakivi intermédiaire plus foncée d'aspect "floconneux" (détail dans la figure 41); une couronne rapakivi externe en damier, claire et à contour idiomorphe (détail fig. 41). Description dans le texte.

Dans la texture à quartz poecilitique seul, ce minéral ne parvient pas à occuper régulièrement tout l'espace matriciel interstitiel. Les plagioclases sont localement jointifs et adoptent une disposition doléritique, voire fluidale en bordure d'enclave. Avec la raréfaction des "nids" de quartz poecilitique, tous les termes de passage à une texture purement doléritique sont observables. En fait, la grande majorité des enclaves à plagioclase subidiomorphe appartiennent à cette catégorie intermédiaire.

Origine de la texture à quartz ophitique

OCCURRENCE DE LA TEXTURE

En dehors des enclaves microgrenues sombres, cette structure a été signalée localement dans des basaltes à ocelles de quartz de la Province Britannique Tertiaire, ainsi que dans les enclaves acides claires incluses dans des granites de la même région (Emeleus, 1970 et communication personnelle, 1987).

Concernant les basaltes, il semble que la présence de quartz poecilitique, anormale dans ce type de roche, puisse être rapportée à celles des ocelles, interprétées par la majorité des auteurs comme des cristaux étrangers (xénocristaux) incorporés par le magma basique. De fait, cet habitus se développe souvent sur le pourtour des ocelles, qui fonctionnent comme support de cristallisation. La source de ce quartz interstitiel pourrait résulter de la fusion partielle ou totale d'ocelles elles-mêmes, qui portent des traces de résorption importantes (golfes, lobes). Un autre apport pourrait être un liquide à quartz normatif, incorporé en faible quantité avec les xénocristaux.

Les quartz poecilitiques des enclaves acides englobent principalement des feldspaths alcalins rectangulaires, parfois en disposition radiaire. Selon Emeleus (1970), ces roches seraient des fragments de roches préexistantes ayant réagi avec leur nouvel encaissant. Il ne précise pas les modalités du processus. Cet exemple est remarquable en ce sens qu'il s'agit là encore d'un cas d'enclave.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Concernant les enclaves microgrenues en général, plusieurs auteurs ont mentionné la texture à quartz poecilitique, à commencer par Pabst (1928). Didier (1964-b, photos 1/IV et 2/VI) parle de "structure poecilitique à grandes sections de quartz et feldspath alcalin englobant des cristaux automorphes plus petits de biotite et andésine". Elle serait limitée aux enclaves qu'il nomme microgrenues claires" (indice de coloration = 10-25, teneur en feldspath alcalin 14%). Il n'en donne aucune explication génétique. Otu (1974, photo 16) décrit minutieusement une série de textures identiques à celles d'Elbe. Il attribue le caractère ophitique à l'action du granite environnant, qui transformerait graduellement les enclaves magmatiques initialement dioritiques en tonalites ou granodiorites, entre autres par un apport important en quartz et feldspath alcalin. Il ne précise pas les modalités ni les conditions physiques (enclave solide ou plastique) de cette transformation. Dans la même ligne, Nockolds (1939) attribue le développement des poecilocristaux au sein de ce qu'il considère comme des xénolites, à l'infiltration et à la cristallisation d'un liquide felsitique interstitiel. Vernon (1983), citant Nockolds, ne voit aucune preuve texturale d'un tel processus. En outre, et cette opinion a d'autant plus de poids qu'elle émane d'un spécialiste des textures métamorphiques, Vernon considère cet habitus poecilitique comme une texture typiquement ignée.

CONTRAINTES SUR LES MODELES GÉNÉTIQUES

Les opinions sont donc variées et contradictoires, mais personne n'a vraiment tenté d'expliquer le processus engendrant cette texture particulière. Toute démarche dans ce sens devra tenir compte des faits et déductions suivants.

Le développement de la texture à quartz poecilitique est:

- 1) spécifique des enclaves microgrenues,
- 2) limité aux enclaves à plagioclase en lattes subidiomorphes,
- 3) souvent plus répandu au coeur qu'en bordure d'enclave,
- 4) fréquent autour des grands quartz (ocelles) avec lesquels il y a continuité optique,

Il est indépendant:

- 5) de la taille et de la forme de l'enclave,
- 6) de la teneur en porphyrocristaux et de la nature de ceux-ci,
- 7) de l'existence d'amphibole (et de feldspath alcalin, pas à Elbe, mais dans les enclaves du leucogranite du massif anatectique de Fully, Valais, Suisse, (Bovay, 1988)),
- 8) de la teneur en quartz de la matrice entre certaines limites (< 25%). Il y a souvent moins de quartz dans les enclaves ophitiques que doléritiques!

- 9) lorsque des quartz poecilites sont en bordure d'enclaves à texture fluidale, les cristaux environnants sont défléchis, les cristaux inclus non orientés,
- 10) lorsque les plagioclases et biotites ont une disposition générale équate, ils ne sont pas défléchis en bordure des poeciloquartz,
- 11) les plagioclases inclus ont parfois un contour irrégulier finement lobé ou une forme en coin, pointe vers le coeur du quartz. Ils sont très rarement courbes.

A mon avis, cette texture ne résulte pas d'une blastèse en milieu solide, car on voit mal à quel matériau le quartz se serait substitué, les inclusions étant le plus souvent subidiomorphes, sans trace de corrosion. De plus, il n'y a aucune raison pour qu'un quartz se développant dans une trame plagioclasique régulière se retrouve avec des inclusions nettement plus espacées les unes des autres que les lattes environnantes. A ceux qui invoqueraient là une "force de cristallisation" disjoignant les plagioclases, peut être opposée l'observation 10), mais surtout le fait qu'aucune contrainte n'a été exercée par le quartz sur ses inclusions, puisque des aiguilles d'apatite extrêmement fragiles sont à cheval entre eux sans être sectionnées au contact.

Il en découle que le quartz a cristallisé dans un environnement magmatique s.l., comme le suggère Vernon (1983). L'observation 9) indique une cristallisation plutôt précoce. On a vu que la texture fluidale a été acquise lors d'un stade rhéologique liquide ou plastique de l'enclave. La déflexion des microlites autour des poeciloquartz montre que ces derniers sont antérieurs à cet événement.

GENESE DE LA TEXTURE À QUARTZ OPHITIQUE

Pourquoi et dans quelles circonstances le quartz a-t-il cristallisé poeciliteusement? Deux scénarios sont possibles.

a) Coalescence secondaire

L'aspect poeciliteux résulte de la coalescence secondaire de granules de quartz indépendants interstitiels, favorisée par la circulation de fluides issus du granite pénétrant l'enclave à la faveur des interstices ménagés par la rétraction volumique liée à la cristallisation et au refroidissement de cette dernière. Ceci n'explique pas pourquoi certaines enclaves ne sont pas ophitiques, ni pourquoi il y aurait des concentrations locales anormales de grains de quartz "primaires", correspondants aux "nids" poeciliteux actuels pauvres en inclusions. De plus, aucune cicatrice (soulignée par des impuretés) n'est visible dans les plages.

b) Croissance poecilite directe

L'habitus poeciliteux est "primaire"; il y a là encore deux éventualités.

1) Par analogie avec les poecilocristaux des hétéradcumulats (Bard, 1980, p. 71) et l'hypothèse de Wager et al. (1960); les cristaux amiboïdes seraient issus de la coalescence in situ et de la croissance d'une myriade de nuclei dispersés dans le liquide interstitiel. On peut se demander, dans le cas du quartz, si un taux de nucléation élevé n'engendrerait pas plutôt une quantité de petits grains (Swanson, 1977).

2) Le nombre peu élevé de poecilocristaux résulte au contraire d'un taux de nucléation très faible associé à un taux de croissance élevé (Swanson, 1977). On peut imaginer le processus suivant:

Un magma chaud distinct de la masse granitique plus froide, contenant quelques porphyrocristaux, se résout en enclaves dans cette dernière. Les "gouttes" cristallisent rapidement sous l'effet d'un taux de surfusion ΔT élevé (undercooling). Le plagioclase et la biotite se forment en premier. ΔT est tel que le taux de nucléation est élevé et de petits cristaux croissent simultanément dans toute la masse, qui atteint rapidement la température de son encaissant. Ici réside la spécificité des enclaves qui sont amenées à une température certes nettement inférieure à celle qu'elles avaient initialement (mettons 720°C à 730°C environ), mais néanmoins plus élevée que celle du solidus granitique, voire supérieure à la température d'apparition du quartz dans leur système.

Selon Naney (1983), si le quartz apparaît après la biotite, ce qui est le cas des enclaves et du granite, le système contient plus de 2% en poids d'eau. Si cette valeur est de 3% et plus, la température d'apparition du quartz décroît fortement. Pour une granodiorite à 2 Kb, elle est de 785°C à 2% H₂O, 740°C à 3% et 700°C à 4%.

Il s'ensuit que pour un magma granodioritique hydraté, tel celui des enclaves, amené brusquement à quelque 720°C, il n'y a que peu ou pas de surfusion vis-à-vis du quartz, donc un taux de nucléation faible. A supposer maintenant que quelques supports de cristallisation aient été introduits mécaniquement depuis le granite sous la forme d'ocelles de quartz ou de cristaux plus petits, ils vont permettre une croissance rapide de ce minéral dès sa température de cristallisation atteinte, mais contrainte, irrégulière et poeciliteuse au vu de la forte quantité de plagioclase et biotite encombrant la matrice.

Les contours irréguliers des plagioclases inclus dans le quartz sont interprétés comme les signes d'une syncristallisation qui va se poursuivre jusqu'au solidus de l'enclave, situé aux environs de 700°C selon Büsch et Otto (1980). Dans

certaines enclaves du leucogranite de Fully (Bovay, 1988), cet habitus est si développé que les poeciloquartz adoptent une texture symplectitique avec les plagioclases qu'ils contiennent.

Facteurs limitant le développement de la texture ophitique

L'absence de quartz poecilitique dans les enclaves à texture doléritique, respectivement microgranulaire porphyrique, est probablement liée au chimisme de ces roches. Les enclaves à texture doléritique, dépourvues de feldspath alcalin, ont une composition de tonalite. Or selon Whitney (1975), la température d'apparition du quartz dans un bain tonalitique à 2 Kb et 3-4% H₂O est supérieure à 800°C (Naney (1983) n'a pas expérimenté le système tonalitique en présence de biotite, mais on remarque que pour des teneurs en eau supérieure à 3-4% dans les systèmes granitique et granodioritique, la température d'apparition du quartz est sensiblement indépendante de la biotite. Les données de Whitney sont donc utilisables pour notre système). Les enclaves étant amenées à environ 720°C, le taux de refroidissement et, partant, celui de nucléation sera élevé et le quartz formera de petits granules interstitiels.

A l'autre extrême, les enclaves à texture microgranulaire porphyrique ont une composition de granite. Leur température initiale devait être inférieure à celle des enclaves tonalitiques. Portées à 720 °C, elles vont (simplement) cristalliser comme un microgranite de bordure du M. Capanne.

En résumé, il y a une "fenêtre de composition" dans laquelle pourra se développer la texture à quartz ophitique.

En conclusion

Le modèle proposé pour le développement de la texture à quartz ophitique tient compte de sa spécificité aux enclaves microgrenues et de l'ensemble des observations texturales. Il requiert une origine magmatique pour les enclaves et leur mise en contact avec un magma granitique incomplètement cristallisé, dont la température est proche de celle de l'apparition du quartz dans le système des enclaves. Ces conditions particulières ne peuvent être remplies que par certaines enclaves de composition déterminée, d'où l'extension limitée de la texture à une fenêtre de composition. Ce modèle est en accord avec l'ensemble des observations et déductions acquises dans les chapitres précédents.

4.2.4 Les enclaves à texture microgranulaire

Définition

Le qualificatif "microgranulaire" a été choisi en lieu et place de celui, plus exact, de "microgrenu", ce dernier étant réservé dans ce travail à la description macroscopique des enclaves. Le terme de "texture microgranulaire" est utilisé dans le sens d'une association de cristaux en granules équidimensionnels xénomorphes à subidiomorphes, de taille assez uniforme comprise entre 0,1 et 0,3 mm.

Caractères généraux

Les enclaves à texture microgranulaire ont une taille très variable (5 cm à plusieurs mètres) et une forme quelconque, arrondie ou allongée, irrégulière. Elles correspondent aux enclaves du pôle structural "porphyrique clair" du § 4.1.2: à peine plus sombres que le granite, grises à beiges, à porphyrocristaux abondants (jusqu'à 30%) de taille et nature comparables à la gamme des cristaux du granite et à matrice fine (diamètre des grains de 0,1 à 0,4 mm). Ce sont les enclaves les plus hétérogènes. Elles contiennent souvent de nombreuses petites enclaves doubles de moins de 1 cm à plusieurs dizaines de cm de diamètre, parfois tout juste identifiables par leur granulométrie plus fine, leur légère surconcentration en biotite ou leur relative pauvreté en porphyrocristaux.

Les enclaves à texture microgranulaire sont riches en feldspath alcalin (voir tableau A2) et correspondent à des granodiorites ou des granites dans le diagramme QAP (fig. 29). Leur points d'analyse tombent dans le champ de ceux du granite encaissant.

Minéralogie

Le plagioclase présente plusieurs habitus. Il peut être en lattes courtes et trapues (FB X82) de 0,2 à 0,5 mm, avec un rapport longueur/largeur de 1 à 2. Il est alors maclé albite et/ou Carlsbad, zoné régulièrement et a une composition de An₃₅₋₄₀ au coeur à An₂₀ en bordure. Dans la même roche, il forme aussi de petites plages polygonales xénomorphes équidimensionnelles. Dans certaines enclaves (p. ex. FB 476, 478, 635), il est localement en association symplectitique avec le quartz, soit totale, en cristaux lobés et amiboïdes non maclés de 0,2 à 0,5 mm entièrement inclus dans le quartz qui le déborde, soit partielle, où seule la partie externe du cristal maclé albite est imbriquée avec le quartz voisin. Les porphyrocristaux de ces roches ont aussi une frange extrême symplectitique, greffée sur le cristal initialement idiomorphe.

La biotite est en paillettes subidiomorphes brun-rouge de 0,1 à 0,4 mm, localement irrégulières et interstitielles.

Le quartz est en grains xénomorphes équidimensionnels polygonaux de 0,1 à 0,6 mm de diamètre. Il développe localement des faces propres au contact du feldspath alcalin, avec lequel il ne forme pas de symplectites. Sa taille et sa forme générales sont comparables quand il est associé au plagioclase.

Le feldspath alcalin forme des cristaux faiblement perthitiques polygonaux à contour irrégulier pouvant atteindre 0,6 mm. Il a tendance à être interstitiel et moulant vis-à-vis des autres minéraux sans être poecilitique. Il développe parfois un liseré myrmékitique au contact du plagioclase.

L'apatite matricielle est en aiguilles tubulaires, incluses dans tous les minéraux, souvent à cheval entre ces derniers. Comparativement aux enclaves à texture doléritique ou ophitique, les aiguilles sont plus rares, plus courtes et un peu plus larges.

Texture

La texture générale de la matrice est homogène, isotrope, microgrenue à grains équidimensionnels. Le plagioclase et la biotite ont commencé à cristalliser en premier comme le suggère leur forme subidiomorphe et leur inclusion partielle et occasionnelle dans le quartz et le feldspath alcalin. Les associations symplectitiques à quartz-plagioclase sont interprétées comme le résultat d'une syncristallisation directe (et non d'une réaction intergranulaire sub- à post-solidus). A cet égard, il est un peu surprenant que le feldspath alcalin ne soit pas impliqué dans ces associations.

Ces textures sont typiques de celle d'un microgranite, y compris les symplectites (Bard, 1980). La texture générale est comparable à celle de la matrice du faciès de bordure du granite du M. Capanne, tout en étant un peu plus finement et régulièrement grenue.

Implications génétiques

La question de l'origine de cette texture a été abordée au § 4.2.3. Elle est ignée. Il n'y a aucun signe de recristallisation ou de blastèse majeure; tout au plus certains aménagements post-magmatiques en bordure de grains de feldspath potassique. Les cristaux contiennent remarquablement peu d'inclusions. La grande similitude de cette texture avec celle du granite porphyrique m'incite à penser que ces enclaves résultent de la cristallisation directe d'un magma de composition granitique et non d'une granitisation ou "contamination" ou "transformation" post-solidus de xénolites ou d'enclaves microgrenues initialement moins acides.

4.2.5 Enclave à texture microgabbroïque

La texture de l'enclave à pyroxènes de Colle d'Orano diffère de celle des autres enclaves microgrenues. L'habitus trapu de ses lattes de plagioclase lui confère un caractère plus microgabbroïque que doléritique. Elle est équante.

Toute la roche présente des signes de déséquilibre et de résorption prononcés, d'autant plus marqués qu'on se rapproche du bord. Les cristaux de plagioclase et surtout de quartz, initialement jointifs, ont une bordure lobée et concave et les espaces intergranulaires ainsi ménagés sont remplis par une matrice microgrenue complexe à granules de quartz, plagioclase et biotite. Les plagioclases sont parfois tachetés ou dendritiques en périphérie. Les pyroxènes encore visibles sont des reliques incomplètement transformées en une symplectite complexe amphibole-biotite, qui se développe à partir de la périphérie des grains et le long des fractures. La plupart du temps, la transformation est complète et les pseudomorphoses polycristallines seules sont visibles. La biotite est particulièrement abondante dans la phase matricielle intergranulaire.

En bordure d'enclave, pyroxène et amphiboles disparaissent et les cristaux de plagioclase et de biotite sont de plus en plus résorbés; parallèlement la phase matricielle augmente de volume et s'enrichit en biotite, produisant ainsi le liseré noir mentionné plus haut. Le passage à l'encaissant filonien est progressif, certains plagioclases de l'enclave se retrouvent en xénocristaux dans ce dernier sur une distance de 1 à 2 mm.

Cette texture reflète une fusion partielle développée le long des joints de grains, particulièrement au contact des quartz. Le liquide ainsi produit ne s'est pas échappé, mais a cristallisé sur place dans des conditions où la biotite était le seul minéral ferromagnésien stable. La fusion résulte très probablement de l'incorporation de l'enclave dans le magma très chaud du filon. Dans cette hypothèse, la cristallisation rapide du liquide néoformé interstitiel serait contemporaine de celle du filon lui-même.

4.2.6 Minéraux matriciels et accessoires

Les minéraux matriciels des enclaves microgrenues autres que feldspaths, quartz, biotite et apatite sont brièvement passés en revue ci-dessous.

Zircon

Comme dans le granite, il est inclus dans tous les minéraux principaux. Aucune étude typologique n'a été entreprise.

Allanite

Elle est nettement plus fréquente que dans le granite. On en rencontre en moyenne 1 à 2 grains par lame mince. Les cristaux rouge foncé pléochroïques sont petits, xénomorphes à tendance moulante.

Tourmaline

Plutôt rare, elle se trouve préférentiellement dans les mégafeldspaths alcalins, parfois en matrice, où elle revêt comme d'habitude un caractère tardif. Elle forme de petites mouches inframillimétriques, aux propriétés optiques identiques à celles du granite.

Sphène

Il est rare et résulte généralement de la chloritisation de la biotite, à proximité de laquelle il se concentre en petits granules.

Opaques

Ils sont toujours très peu abondants, voire absents dans certaines enclaves (p.ex. FB 818, 823 à texture doléritique) et ont une composition d'ilménite. On les trouve en petits granules xénomorphes intimement associés aux paillettes de biotite. Dans un cas (FB 468), ils occupent systématiquement le cœur de ces dernières sous forme (en coupe) de petites aiguilles. Cette disposition suggère une origine secondaire par fixation du titane libéré par le mica.

Hercynite

Des grains d'hercynite vert foncé se rencontrent tout comme dans le granite. Ils peuvent être bordés d'un fin liseré de mica blanc. Ces granules sont interprétés comme des micro-enclaves doubles ou xénocristaux restitiques issus du démantèlement de xénolites alumineux. Quant à leur provenance directe, ils ont probablement stationné dans le magma granitique, puis ont été incorporés dans celui des enclaves au même titre que les mégafeldspaths par exemple. L'hercynite n'a été trouvée que dans des enclaves porphyriques.

Minéraux d'altération

Rares, ils consistent en chlorite (altération de la biotite) et carbonate (calcite?) en filonnets ou plages isolés. Le cœur de certains plagioclases fortement zonés peut contenir un produit d'altération brunâtre subisotrope très semblable à celui développé dans les xénolites alumineux (§ 3.2.2).

4.2.6 Minéralogie et textures matricielles: résumé des observations et des interprétations

a) **Les enclaves microgrenues ont une composition modale variant largement du champ des tonalites à celui des granites b.** Toutes ont au minimum 20% de quartz dans le diagramme QAP de Streckeisen. A chaque composition correspond une texture matricielle particulière:

- tonalite: texture de type doléritique,
- granodiorite: texture à quartz ophitique,
- granodiorite-granite: texture microgranulaire.

Tous les intermédiaires sont visibles en accord avec la variation progressive du mode. Toutes les compositions peuvent se rencontrer sur un même affleurement.

b) Ces textures sont caractéristiques de roches ignées; rien ne rappelle un processus de blastèse. Le plagioclase en particulier présente souvent la macle de Carlsbad, absente dans les roches métamorphiques de degré moyen à élevé. **Les enclaves microgrenues ne sont donc pas des xénolites recristallisés ou "granitisés" à l'état solide.** D'autres observations vont dans le sens de cette interprétation:

- l'absence totale de schistosité ou rubanement de nature métamorphique,
- l'absence totale de contour anguleux,
- l'inclusion (en enclave double) de xénolites à bords nets et sans transition en n'importe quel point d'enclaves microgrenues. L'incorporation n'est concevable qu'à l'état magmatique.

c) **Les enclaves microgrenues ne sont pas des xénolites de roches ignées incorporés par le magma granitique:**

- elles ne présentent aucune trace de métamorphisme thermique, à l'inverse de xénolites basiques visibles dans le granite dans le secteur du M. Perone,
- de même jamais de contours anguleux,
- pas de schistosité, mais des textures fluidales en concordance avec celle du granite encaissant, impliquant un état fluide.

d) **Les enclaves sont des gouttes de magma ayant cristallisé au sein du magma granitique après une phase de coexistence liquide (s.l.).** Elles se sont refroidies brusquement à leur contact. La **coexistence liquide** (ou plastique) est suggérée:

- par la concordance des fluidalités du granite et des enclaves,
- par les formes lobées des enclaves, typiques de l'interface entre deux liquides de viscosité contrastée,
- par le caractère intrusif de l'enclave de la P. Sprizze au contact de l'encaissant métamorphique.

Le **refroidissement brusque** du magma des enclaves est suggéré par:

- l'habitus aciculaire et tubulaire de l'apatite,
- la granulométrie invariablement fine de la roche,
- les textures matricielles typiques de roches hypabyssales.

e) **Le magma granitique a terminé sa cristallisation après celle des enclaves granodioritiques et tonalitiques.**

- La déflexion des mégafeldspaths du granite (sans schistosité associée) autour des enclaves indique que ces dernières avaient une viscosité plus élevée (comportement d'un corps solide) au stade terminal de l'écoulement granitique (Marre, 1982).

4.3 LES PORPHYROCRISTAUX DES ENCLAVES MICROGRENUES

4.3.1 Les ocelles de quartz

Définition

Le terme "ocellaire" introduit par Rosenbusch (1887) selon Angus (1962) se rapportait à une texture particulière de lamprophyres à micas, due à la présence de petits corps arrondis, en "ocelles", frangés d'une couronne de biotite et consistant en différents minéraux (quartz, feldspath, chlorite, calcite) disposés en zones concentriques.

Au cours des nombreux travaux ultérieurs (voir les revues de Read (1926), Philpotts (1976) et Barrière (1977)), il s'est avéré que le quartz était omniprésent, sinon dominant, dans toutes les occurrences, raison pour laquelle le terme d'ocelle ou ocelli se rapporte tacitement aujourd'hui à des globules de quartz plus ou moins frangés de minéraux sombres. On les rencontre dans des lamprophyres ou dans des roches basiques à intermédiaires plutoniques, hypabyssales ou effusives, le plus souvent en association spatiale et temporelle avec des roches magmatiques acides. Les enclaves microgrenues en contiennent très souvent.

Aspect macroscopique

Les ocelles des enclaves du M. Capanne ont une taille variant de 0,2 à 1 cm, une forme sphérique à ovoïde et un contour régulier ou lobé. Elles consistent en un agrégat de quartz transparent et fracturé. Elles sont bordées d'un liseré biotitique noir parfois discontinu, d'autant plus marqué que l'enclave est mafique, c'est-à-dire tonalitique.

N'importe quel type d'enclave peut en contenir jusqu'à 3 % volumique environ. Elles n'ont aucune localisation spécifique au sein de la roche et se rencontrent occasionnellement exactement au contact avec le granite. Elles sont accompagnées ou non par d'autres minéraux porphyriques.

Minéralogie et texture

Une ocelle typique consiste en un coeur de quartz mono- ou polycristallin et en une bordure poecilitique fine à inclusions de biotite et d'apatite aciculaire (fig. 43). Elle est entourée d'une zone matricielle anormalement riche en feldspath alcalin, large d'un millimètre environ.

COEUR DE L'OCELLE

Le coeur quartzeux est semblable dans tous les types d'enclaves. Sa forme générale peut être sphérique, ellipsoïdale, prismatique, voire hexagonale régulière en section (voir fig. 43-b), Le contour est parfois très sinueux, en "pièce de puzzle". Dans les ocelles les plus irrégulières, certains lobes optiquement solidaires du corps principal sont pratiquement séparés de ce dernier.

Le coeur quartzeux est polycristallin sous l'effet de la déformation plastique, mais on ne peut pas exclure la juxtaposition de grains originellement indépendants ou de sous-grains résultant de la fracturation d'un monocristal (mécanisme différent du premier). Dans tous les cas, les plages sont jointives et les contacts sinueux, parfois marqués par un joint ultrafin et discontinu de calcite ou un chapelet de minuscules biotites.

Le ou les cristaux sont toujours fracturés, que l'extinction soit ondulatoire ou non. Le réseau de fractures est complexe, orienté ou anarchique. Ces dernières sont souvent colmatées par de la calcite et traversent le grain de part en part en se ramifiant. A ce réseau grossier se superpose exceptionnellement un quadrillage fin et discontinu de microfissures parcourant toute la plage, probable artefact résultant de la confection des lames minces.

INCLUSIONS DANS LE COEUR

Les inclusions sont fréquentes, mais peu abondantes. Mises à part les zones de contact entre les sous-grains, il est délicat de distinguer les inclusions vraies des effets de coupe dans les ocelles profondément lobées. A cette dernière catégorie appartiennent en tout cas les inclusions polyminérales à contour ovoïde et bordure tapissée de biotites identiques à celles de la couronne poecilitique externe. L'absence de cette bordure n'est pas déterminante et il est possible que certaines descriptions de la littérature faisant état d'inclusions centrales soient des golfes recoupés.

D'autres inclusions, situées à l'intersection de fissures, peuvent résulter d'une cristallisation tardive dans les espaces ménagés par ces dernières. C'est probablement le cas de quelques feldspaths alcalins.

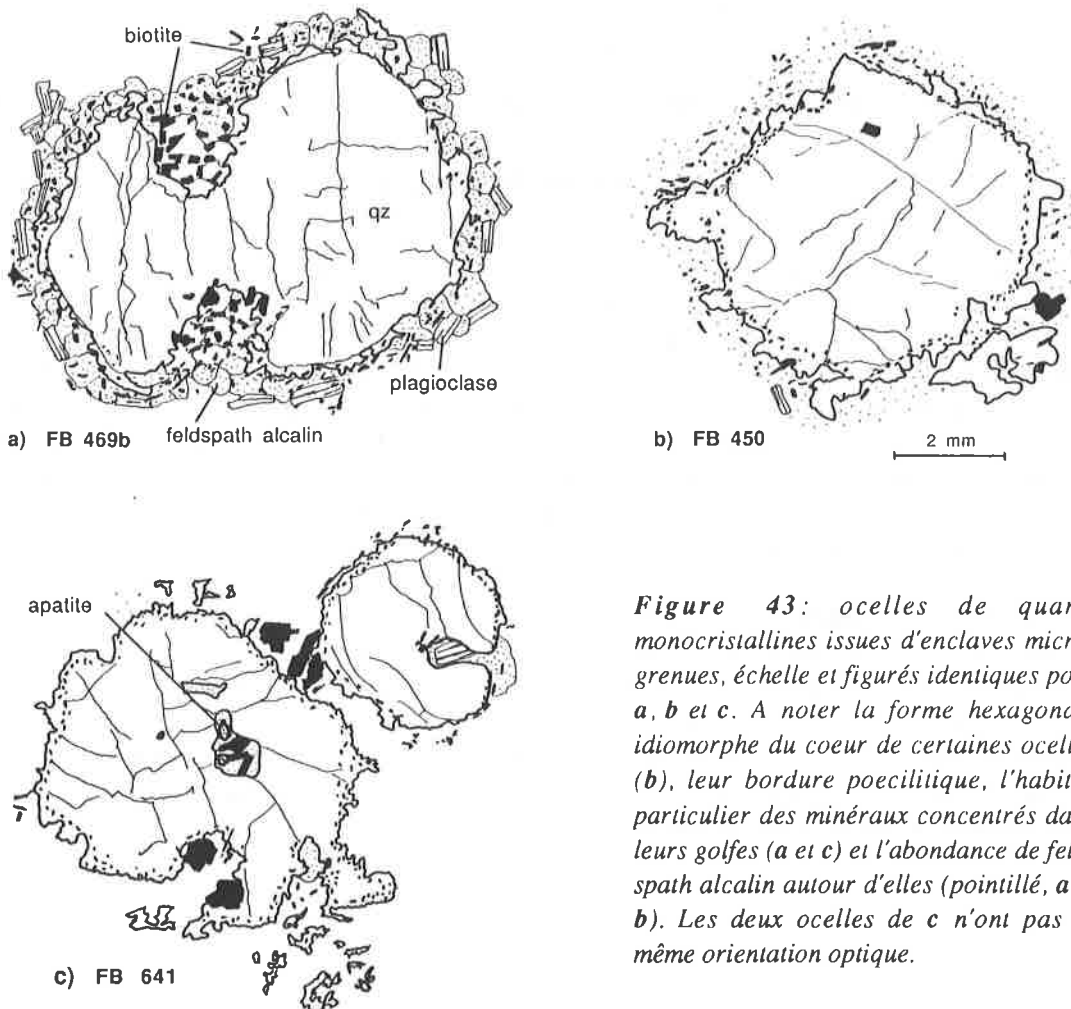


Figure 43: ocelles de quartz monocristallines issues d'enclaves microgrenues, échelle et figurés identiques pour a, b et c. A noter la forme hexagonale idiomorphe du coeur de certaines ocelles (b), leur bordure poecilitique, l'habitus particulier des minéraux concentrés dans leurs golfes (a et c) et l'abondance de feldspath alcalin autour d'elles (pointillé, a et b). Les deux ocelles de c n'ont pas la même orientation optique.

Les inclusions vraiment isolées de l'extérieur comprennent:

- des paillettes idiomorphes de biotite rouge,
- du plagioclase et du feldspath alcalin en grains xénomorphes,
- de l'apatite idiomorphe en prismes hexagonaux trapus, jamais en aiguilles,
- du zircon des types P1 et P2 (voir fig. 17-b), en cristaux aciculaires limpides de 0,02 à 0,07 mm, exceptionnellement en cristaux plus grands (0,4 mm) et peu limpides des types S7-S8,
- de rares paillettes de mica blanc,
- de la tourmaline, elle-même incluse dans le feldspath alcalin.

Le feldspath alcalin est souvent associé à la biotite. Les inclusions sont disposées au hasard. Il faut souligner le contraste net entre les inclusions d'apatite trapues du coeur des ocelles et les aiguilles incluses dans la bordure poecilitique de ces dernières et dans les quartz matriciels.

Les inclusions fluides sont systématiques et très abondantes. Elles forment des chapelets ou trainées de centaines d'individus de quelques microns disposés en surfaces à forte concentration. Les fractures leur sont postérieures.

BORDURE DE L'OCELLE

La bordure des ocelles est indépendante de la taille de celles-ci. Elle est fonction du chimisme de l'enclave dans laquelle elle se trouve.

Dans les enclaves tonalitiques à granodioritiques à texture ophitique,

On distingue de l'intérieur vers l'extérieur (fig. 43):

- l'apparition soudaine de biotites idiomorphes incluses en chapelet continu dans le quartz et le plus souvent tangentes à la couronne de l'ocelle. Elles sont accompagnées d'aiguilles d'apatite creuses sans orientation préférentielle. Leur forme et leur taille sont identiques à celles des paillettes de la matrice de l'enclave, tout comme l'apatite. Leur couleur est légèrement plus claire et verdâtre. Exceptionnellement, quelques cristaux d'hornblende verte, absente du reste de la roche, accompagnent la biotite, toujours tangentiellement;
- le bord de l'ocelle suit de près, il est irrégulier, amiboïde, totalement xénomorphe. L'épaisseur de la zone quartzreuse poecilitique n'excède guère 0,1 à 0,2 mm, soit tout juste la largeur d'un chapelet de biotites. Elle atteint parfois 0,8 à 1 mm et inclut alors tous les minéraux matriciels en des pseudopodes poecilitiques. Ce développement exceptionnel n'a lieu que dans des enclaves à texture ophitique nette. Il n'est pas systématique;
- l'épaisseur de la zone enrichie en biotite est indépendante de celle de la bordure poecilitique, qu'elle déborde fréquemment. Elle atteint au maximum 1 mm, en empiétant sur la zone à feldspath alcalin. Les paillettes sont alors plus désordonnées, indépendantes ou incluses dans n'importe quel minéral de la matrice;
- il n'y a pas de relation rigoureuse entre l'épaisseur de la zone biotitique et la teneur de la roche en ce minéral. Souvent cette bordure se singularise plus par l'orientation des paillettes que par une surconcentration réelle;
- au niveau du quartz, il y a passage continu du coeur à la bordure de l'ocelle, seules les inclusions permettant de mettre en évidence les contours de la partie interne (fig. 43-b);
- au quartz succède directement une zone matricielle anormalement riche en feldspath alcalin, formant des cristaux polygonaux faiblement ou non poecilitiques souvent jointifs, identiques à ceux du reste de la matrice. Il n'y a pas de couronne appauvrie en ce minéral au-delà de la zone, dont l'épaisseur varie de 0,5 à 1 mm. Dans des cas particuliers (FB 464), la couronne est plagioclasique à texture polygonale malgré la présence de feldspath alcalin dans la lame;
- il n'y a pas de variation granulométrique systématique de la matrice au contact de l'ocelle. Lorsque la texture est fluidale, les microliques sont défléchis autour de cette dernière.

Dans les enclaves granodioritiques à granitiques à texture microgranulaire

- il n'y a pas de zone riche en biotite, tout au plus quelques paillettes en concentration normale accolées tangentiellement à l'ocelle,

- il n'y a pas de bordure poecilitique, mais un contour indenté n'incluant que partiellement quelques cristaux matriciels, dont l'apatite aciculaire,
- il n'y a que rarement une couronne riche en petits feldspaths alcalins polygonaux (FB X82, 471b),
- il n'y a aucune variation texturale matricielle à l'approche des ocelles.

PARTICULARITÉ DES OCELLES FORTEMENT LOBÉES

Les ocelles lobées ont fréquemment leurs golfes occupés par des minéraux à habitus particulier, plus grands que ceux de la matrice environnante. On y distingue:

- de grandes paillettes de biotites (jusqu'à 1 mm) partiellement chloritisées, associées à des opaques (ilménite secondaire?), alors que les biotites matricielles sont petites et fraîches,
- de grosses apatites (longueur jusqu'à 0,3 mm) trapues ($L/l = 1,5$ à 2),
- quelques cristaux idiomorphes de zircon (+ monazite?),
- de rares lattes de plagioclase,
- quelques petites plages de calcite interstitielles,
- du feldspath alcalin perthitique incluant les minéraux précédents et remplissant tout le volume du golfe.

Ces golfes sont cachetés par le liseré biotitique de bordure. Dans une ocelle de FB 641, un feldspath alcalin est à cheval dans et hors d'un golfe. Il est recoupé par le chapelet biotitique. Sa partie interne est libre de toute inclusion alors qu'il est riche en apatite aciculaire dès le liseré franchi. D'une manière générale, les golfes occupés par des cristaux différents de ceux de la matrice ne contiennent jamais d'apatite aciculaire. Le contenu de ces golfes est invariable, il est indépendant du type d'enclave dans laquelle se trouve l'ocelle.

On a vu que le faciès de bordure du granite contient des porphyrocristaux de quartz de taille et forme comparables au coeur des ocelles. Ceux qui sont lobés ont leurs golfes occupés par la matrice du granite. Or ces minéraux sont en tout point identiques à ceux trouvés dans les ocelles (p. ex. FB 502).

EN RÉSUMÉ

Tous les caractères propres à la partie interne des ocelles, délimitée par le liseré biotitique, sont identiques à ceux des phénocristaux de quartz du granite environnant.

Origine des ocelles

LES DIVERSES INTERPRÉTATIONS

Beaucoup a été dit sur l'origine des ocelles dans les roches basiques ou intermédiaires. C'est entre autres un critère important invoqué par les métasomatistes, qui voient là une preuve de la granitisation à l'état solide de roches ordinairement dépourvues de porphyrocristaux de quartz. Barrière (1977) a fait une revue des différentes interprétations et distingue ainsi (voir les nombreuses références citées dans son travail):

- l'interprétation **xénocristalline**, dominante en ce qui concerne les roches volcaniques,
- l'**hybridation métasomatique** liée à des granites avec formation d'ocelles dans des cavités ou non,
- la **transformation hydrothermale** pseudomorphosant d'anciens minéraux (p. ex. olivine),
- la **crystallisation directe tardive** dans un magma hybride ou en remplissage de miaroles,
- l'**immiscibilité**, une démixtion d'une phase silicatée d'un magma basique,
- l'interprétation **phénocristalline**.

Il est clair que la présence de grands quartz dans des enclaves de composition granodioritique à granitique, comme à Elbe, est une chose tout à fait normale; beaucoup plus en tout cas que celle de quartz dans les gabbros. A cet égard, il est légitime de s'interroger sur le bien-fondé d'un parallélisme génétique entre ocelles de roches basiques et ocelles d'enclaves granodioritiques. Il est à mon avis justifié par les très nombreuses similitudes texturales des deux occurrences; par le fait qu'il est souvent possible de suivre une évolution continue d'ocelles de gabbros à celles de diorites et de tonalites (p. ex. Barrière, 1977) identiques à nos enclaves les plus mafiques; et avant tout parce qu'il s'agit d'un contexte d'enclaves microgrenues.

Une origine métasomatique, par blastèse ultérieure à la cristallisation des enclaves semble exclue car:

- le quartz n'est pas poecilitique; il n'inclut aucun minéral à habitus matriciel, notamment l'apatite aciculaire. Quand on voit le comportement poecilitique du quartz matriciel développé en phase magmatique, on imagine mal comment des fluides (?) plus tardifs auraient la faculté de dissoudre, éliminer et éventuellement recristalliser d'importantes portions de la matrice sans inclure de "résidus",
- la texture fluidale est défléchie autour des ocelles, montrant qu'elles sont déjà présentes en phase magmatique.

Un remplacement d'un minéral porphyrique préexistant est tout aussi improbable. En dehors du fait qu'on ne connaît guère d'exemples établis de pseudomorphoses en quartz pur, on voit mal dans ce contexte quel pourrait être le minéral original. La forme hexagonale de certaines ocelles milite en faveur d'une cristallisation directe.

Le remplissage de cavités ou miaroles se heurte aussi à l'habitus des ocelles. Comment imaginer des cavités hexagonales, rectangulaires, amiboïdes? Pourquoi les ocelles des zones à texture fluidale ne sont-elles pas des ellipsoïdes très étirés comme les vacuoles de roches épanchées? Enfin, il n'y a aucune cristallisation centripète et libre des minéraux bordant les ocelles, donc aucun vide ne fut à disposition.

L'immiscibilité, concevable dans un système basique ou intermédiaire, est improbable dans un magma granodioritique à granitique. A voir les ocelles dépourvues de bordure minérale dans les enclaves de cette composition, cela supposerait la démixtion d'un liquide purement siliceux, ce qui n'est pas observé selon Philipotts (1976, 1982 et communication orale, 1985).

Une origine phénocristalline est plausible. Le quartz cristallise précocement dans des bains tonalitiques (Whitney, 1975) et ceci à température d'autant plus élevée que la pression l'est (déjà à 850°C à 2 Kb et 3% H₂O). Formé en profondeur, il serait partiellement résorbé par chute de pression lors de la mise en place du magma sous forme d'enclaves dans le granite.

Le problème réside dans la présence de la bordure minérale. Si c'est une bordure de réaction, est-elle normale autour de phénocristaux résorbés? Elle n'est en tout cas pas décrite dans les andésites quartzifères ou leurs équivalents de semi-profondeur.

ORIGINE XÉNOCRISTALLINE DES OCELLES

Seule une origine xénocristalline relativement à l'enclave me semble rendre compte de toutes les observations texturales, en particulier l'identité frappante avec le quartz du granite encaissant et l'existence d'ocelles à cheval sur les contacts granite-enclave et à remplissage mixte de leurs golfes. Je propose l'interprétation suivante:

- le magma générateur des enclaves entre en contact avec un magma semblable à celui ayant engendré le granite de bordure du Monte Capanne. Il y a coexistence liquide et mélange des magmas;
- le magma des enclaves est dépourvu de phénocristaux ou presque;
- le magma granitique est partiellement cristallisé et contient en phénocristaux toutes les espèces minérales définitives, dont du quartz en cristaux plus ou moins résorbés (suite à un mélange antérieur ?), incluant quelques rares biotites, zircons et apatites trapues. Ils piègent dans leurs golfes de résorption divers minéraux environnants;
- ces quartz sont entraînés lors du mélange et se retrouvent dans un milieu relativement chaud où ils sont instables. La résorption se poursuit. Après déplacement dans un niveau structural supérieur, le magma hybride se résout rapidement en enclaves dans une masse granitique plus volumineuse et plus froide. Les "gouttes" se refroidissent brusquement et cristallisent. La température de stabilité du quartz est atteinte après celle du plagioclase et de la biotite. Les ocelles servent dès lors de support de cristallisation à une étroite bordure qui se développe sans cicatrice, simultanément aux quartz matriciels. Elle inclut divers minéraux, dont l'apatite aciculaire;
- la couronne riche en biotite et feldspath alcalin est une bordure de réaction. Selon Sato (1975) et Watson (1982), des xénocristaux de quartz plongés dans un magma basique ou intermédiaire fondent partiellement. Il en résulte un processus complexe de diffusion ionique tendant à établir une distribution entre le liquide siliceux et le magma de l'enclave semblable à celle observée dans le cas de deux liquides à l'équilibre (Watson, 1976). Ainsi, les alcalins (surtout le potassium) et probablement l'eau migrent vers l'ocelle en "contre-gradient", jusqu'à atteindre des concentrations 2 à 3 fois plus élevées que dans le reste du magma

(selon les expériences de Watson, 1982). La diffusion des autres espèces ioniques est lente et apparemment limitée par celle de la silice. Cette surconcentration relative favorise ainsi la cristallisation des minéraux potassiques biotite et orthose. Le chimisme particulier de la bordure des ocelles peut expliquer la présence anormale de hornblende d'ailleurs courante autour des ocelles d'enclaves à amphibole (Barrière 1977; Palivcova, 1978, 1981; cas du Mont Blanc; etc...);

- l'origine des nombreuses fractures affectant les ocelles est partiellement mécanique. Certaines d'entre elles pourraient résulter du "choc thermique" subi lors de l'incorporation dans le magma chaud des enclaves. On peut imaginer que de nombreuses inclusions fluides décrépissent au sein du quartz par brusque augmentation du volume (S. Ayrton, communication personnelle). A cet égard elles pourraient représenter une source potentielle d'eau et de CO₂, abondant dans les inclusions de nombreuses ocelles (Barrière, 1977; Rossi, 1986). Ces fluides seraient utilisables par la biotite environnante et la calcite. Cette dernière est peut-être tardive, puisque des circulations post-magmatiques sont établies (Taylor et Turi, 1976) et des filonnets carbonatés visibles dans le granite, mais on ne peut pas exclure cette contribution. La calcite est d'ailleurs anormalement abondante autour des ocelles de certains lamprophyres et les inclusions fluides de nombreuses ocelles sont riches en CO₂ (Barrière, 1977; Rossi, 1986).

Résumé de la contribution spécifique des ocelles du Monte Capanne

Comparativement à l'abondante littérature sur le sujet, les ocelles d'Elbe présentent des caractéristiques permettant dans leur cas l'exclusion de quelques interprétations.

1) La forme hexagonale de certaines ocelles est un argument très fort en faveur d'une origine par cristallisation directe, elle exclut du même coup une origine restitutive quelconque.

2) La préservation dans les golfes de résorption de minéraux à habitus "granitique" inconnus dans le reste de l'enclave, est un critère majeur en faveur de l'origine granitique des quartz ocellaires.

3) Le caractère porphyrique du granite encaissant permet la comparaison directe des quartz porphyriques des deux roches, le liseré à biotite et apatite aciculaire soulignant le contour initial des ocelles. La préservation de ces caractères texturaux exceptionnels résulte d'une résorption faible des xénocristaux de quartz plongés dans un magma hybride à dominante granitique.

4.3.2 Les porphyrocristaux de plagioclase

Mesurant 1 à 7 mm environ, ils représentent la majeure partie des porphyrocristaux (voir tableau A2), soit 1 à 20 % du volume total de l'enclave. Plusieurs types très contrastés se cotoient dans toutes les variétés d'enclaves microgrenues et exceptionnellement dans le granite adjacent. On peut globalement les répartir en trois catégories:

- a) les **porphyrocristaux essentiellement sodiques** (An40-20), simples ou gloméroporphyriques (glomérocristaux), à coeur large, homogène ou très légèrement zoné de manière oscillatoire,
- b) les **cristaux très calciques** (An65-75), à coeur homogène souvent altéré en calcite et/ou séricite,
- c) les **cristaux à zonage complexe en taches (patchy-zoning)** avec coeur, manteau et bordure texturalement différenciés et de composition contrastée.

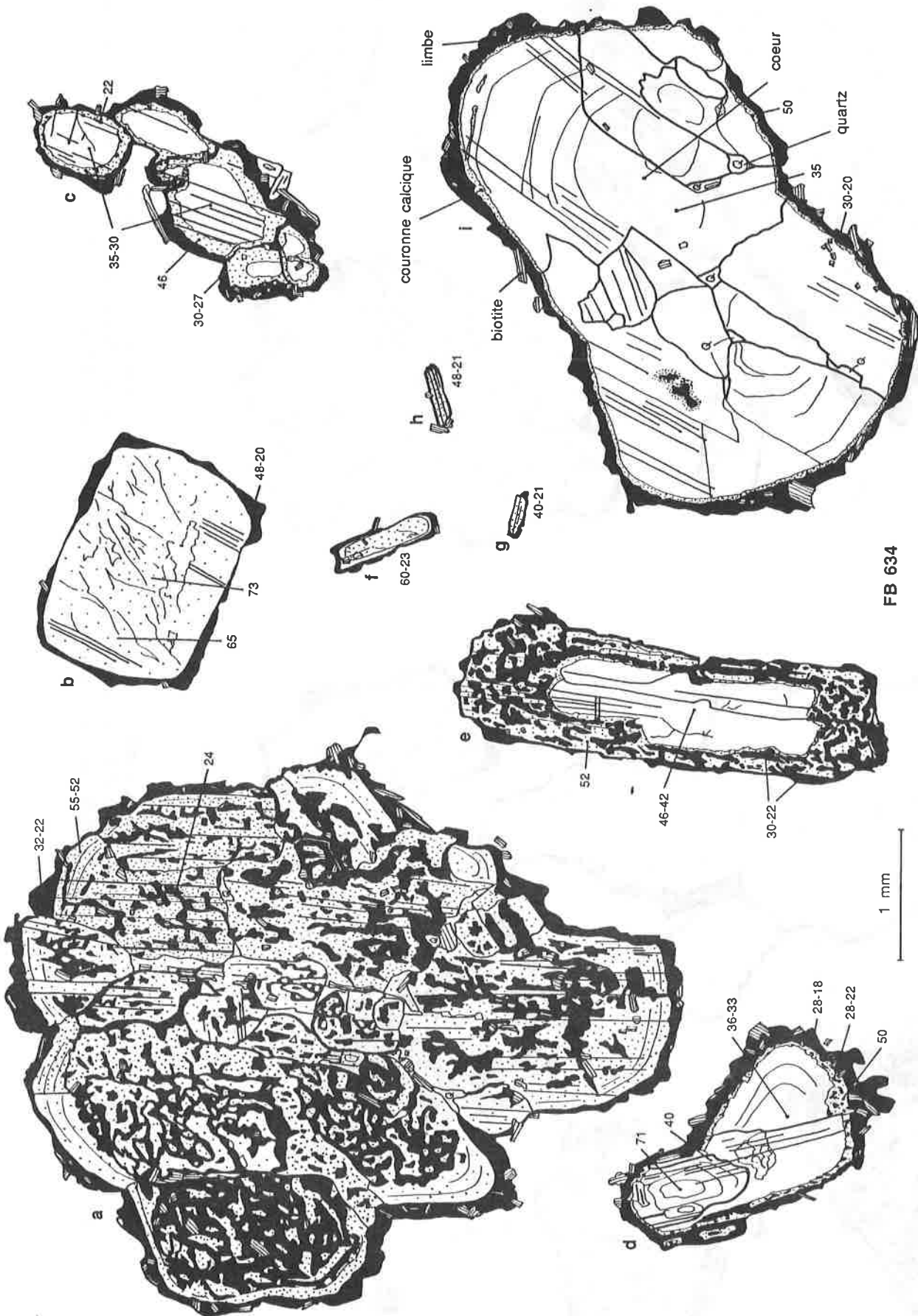
Les porphyrocristaux sodiques

On peut en brosser le portrait général suivant, valable dans toutes les enclaves à des nuances près. Ils représentent en moyenne plus de la moitié des porphyrocristaux de plagioclase. Ils sont plus souvent gloméroporphyriques qu'indépendants, en groupements pouvant atteindre 10 à 15 individus de taille inégale (voir figures 45-506d, 44-i et 45-504c), associés le plus souvent suivant la loi de macles de Carlsbad et/ou de l'albite (synneusis, nucléation hétérogène?). Les points triples ou multiples de limites de grains sont parfois occupés par des plages interstitielles de quartz (fig. 44-i).

On distingue trois zones d'un point de vue chimique et textural: le **coeur**, une **couronne calcique** périphérique et la **bordure** ou **limbe** (fig. 44-i).

Le coeur

Il représente 90 à 95 % du volume total. Il a toujours un contour plus ou moins ovoïde, discordant par rapport au zonage interne fin et oscillatoire. Le coeur composite des glomérocristaux a une silhouette plus irrégulière, qui tend aussi vers l'arrondi.



FB 634

Figure 44: les différents types de plagioclases porphyrocristallins et matriciels dans une enclave doléritique-ophitique. **Figuré:** pointillé, plagioclase calcique; grandes plages blanches, plagioclase oligoclase-andésitique (\approx An30-35) d'origine granitique; noir, plagioclase relativement sodique, tardif, en limbe externe et remplissage du squelette calcique; les chiffres représentent les teneurs en molécule anorthite et les tirets entre deux chiffres l'existence d'un zonage. **a:** grand glomérocristal à zonage en taches (patchy zoning) riche en inclusions de biotite et quartz (petites plages blanches) d'origine supposée granitique; **b:** porphyrocrystal très calcique (rare) issu d'un magma basique; **c, d, e et i:** porphyrocristaux sodiques d'origine granitique (coeur); **f, g et h:** cristaux matriciels tardifs de l'enclave. **A noter** l'identité des teneurs de la phase sodique tardive de tous les cristaux (synchronisation).

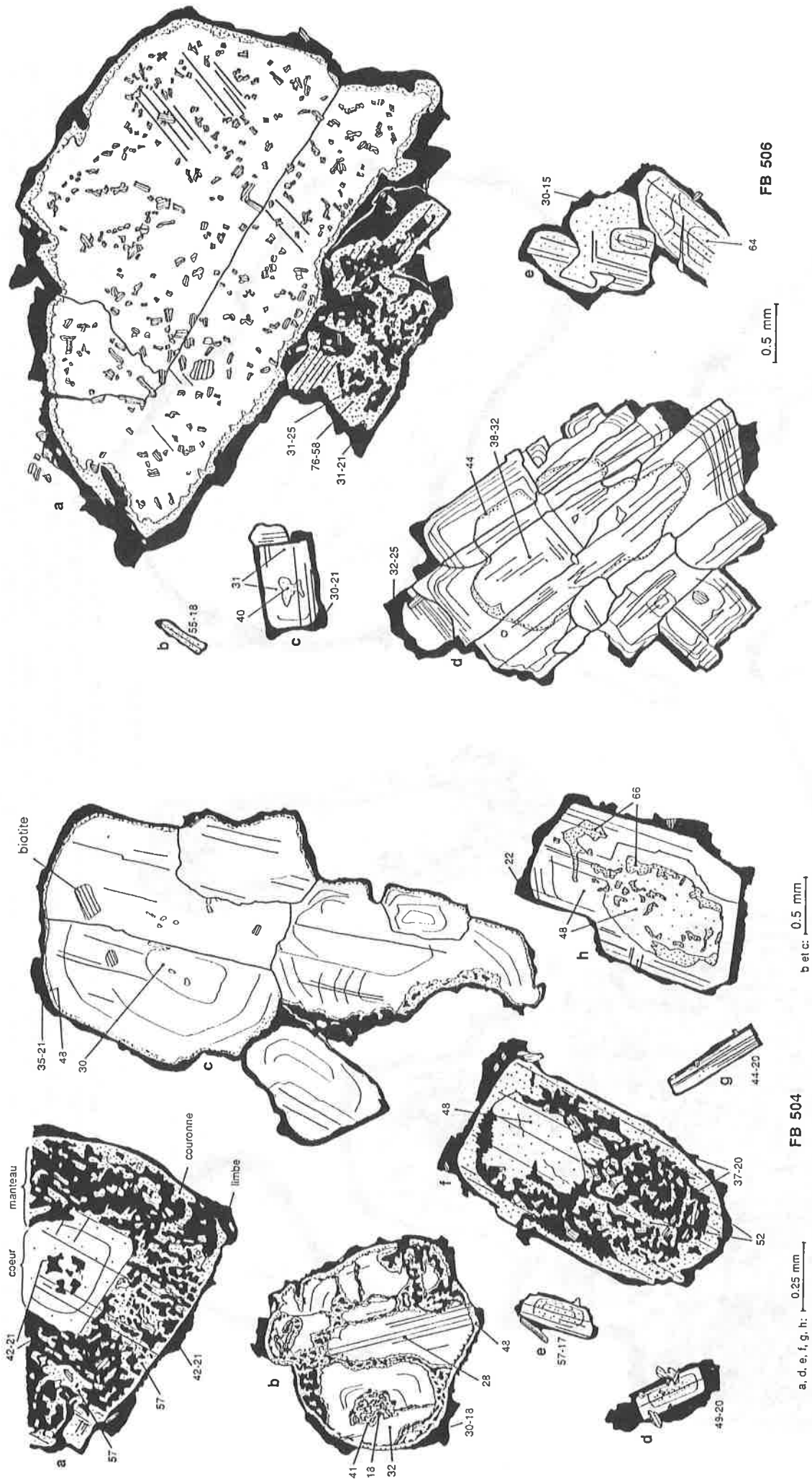


Figure 45: les différents types de plagioclases porphyrocrystallins et matriciels dans une enclave microgrenue à texture microgranulaire (FB 504) et dans un échantillon de granite porphyrique de Piacentini (FB 506). Figuré: voir fig. 44. Le cœur du cristal 504-a n'a pas été détaillé au niveau du plagioclase, il est finement tacheté comme le cristal de la fig. 44-a. A noter le développement particulier du zonage en taches le long des joints de grains du glomérocrystal 504-b.

Chacun des cristaux constitutifs a une partie centrale indépendante, zonée concentriquement, alors qu'une partie externe enveloppe l'ensemble de l'agglomérat, le zonage se suivant d'un individu à l'autre, à l'image des descriptions de Vance (1969).

La composition du coeur est homogène au sein d'un individu et d'un individu à l'autre, elle oscille entre An30 et An 50 avec une moyenne autour de An35, ceci quel que soit le type d'enclave considéré (fig. 46).

Il y a quelques inclusions de biotite brune de taille supérieure à celle des biotites matricielles de l'enclave, exceptionnellement de l'apatite en prismes trapus, jamais aciculaire. L'altération est très faible à nulle. Il n'y a pas de différence de composition significative entre les biotites en inclusion dans les plagioclases du granite et celles en inclusion dans les porphyrocristaux sodiques des enclaves.

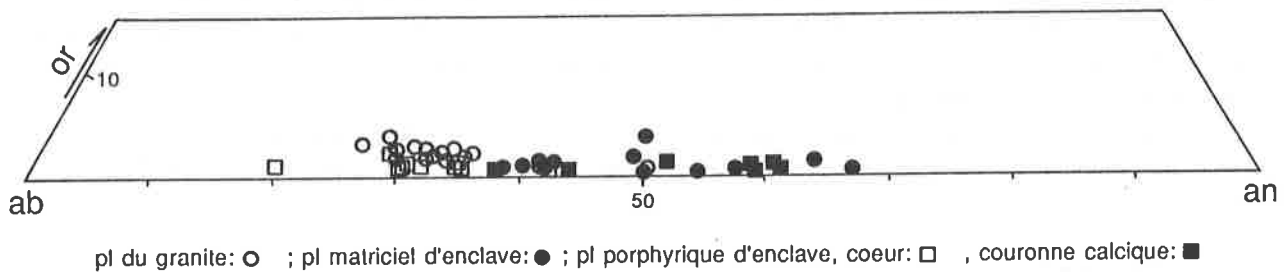


Figure 46: report des analyses à la microsonde de différents types de plagioclase (pl) dans le diagramme AbAnOr. Les plagioclases porphyriques d'enclave ou porphyrocristaux sodiques ont un coeur d'origine granitique (xénocristaux) et une couronne calcique formée tardivement dans l'enclave.

La couronne calcique

Elle a une épaisseur régulière de 10 à 20 microns. Elle succède au coeur sans transition en épousant sa forme. Sa limite interne est nette et lisse, tandis qu'elle passe plus graduellement et irrégulièrement au limbe suivant un contour finement dentelé. Sa composition est de l'ordre de An50-An60. Elle dépend du chimisme de l'enclave-hôte en correspondant à la composition du coeur de ses plagioclases matriciels (voir fig.44, 45 et 46).

Dans les glomérocristaux à coeur dépourvu d'un zonage périphérique commun, la couronne calcique englobe toujours en continu tous les cristaux constitutifs (fig. 45-506a). Elle peut contenir de petites taches plagioclasiques disséminées, dont la composition plus sodique correspond à celle de la partie intermédiaire du limbe. De minuscules apatites aciculaires et biotites sont en inclusion occasionnelle. Cette zone est parfois envahie par des particules submicroscopiques (séricite?).

Le limbe

Il correspond à la frange de croissance ultime du cristal; son épaisseur très irrégulière est tributaire des minéraux environnants. Il est riche en inclusions non-orientées de biotite, apatite aciculaire et petits plagioclases (fig.44-i) en tous points semblables aux cristaux matriciels.

Non altéré, il est fortement zoné de manière normale suivant le profil de teneur schématisé dans la fig. 48. Après une décroissance brusque mais continue de la proportion d'anorthite à la limite de la couronne, celle-ci évolue plus lentement d'environ An30 à An20 en correspondance exacte avec le zonage des plagioclases matriciels (fig. 44 et 45).

En résumé

La composition du coeur des porphyrocristaux sodiques est **constante** et **indépendante** du chimisme de l'enclave qui les contient, tandis que la couronne calcique et le limbe reflètent au contraire la gamme de teneur des plagioclases matriciels environnants.

Les porphyrocristaux calciques

Ils sont très rares (une quinzaine d'individus rencontrés) et ont une taille inférieure à celle des porphyrocristaux sodiques (1-2 mm). On distingue à nouveau un coeur, une couronne et un limbe, dont l'agencement et les volumes relatifs rappellent ces derniers (fig. 44-b).

Le **coeur** n'est que peu ou pas zoné, calcique (An65-75) quel que soit le chimisme de l'enclave-hôte, pratiquement dépourvu d'inclusions et toujours partiellement altéré en calcite et séricite le long de fractures sinueuses. Son contour est légèrement arrondi, parfois sinueux à finement lobé, mais jamais autant que celui des porphyrocristaux sodiques.

La couronne, épaisse de 10-15 microns, ne s'individualise pas par sa teneur en calcium, identique à celle de la bordure du coeur, mais par l'existence de petites taches plagioclasiques de composition plus sodique semblable à celle d'une partie du limbe. Elle a des limites internes et externes irrégulières et peut-être discontinues.

Le limbe est fortement zoné de manière normale dans la même fourchette de valeur que les petits plagioclases environnants. Il inclut des biotites et apatites aciculaires de type matriciel.

En résumé

Les porphyrocristaux calciques ne se distinguent de leurs équivalents sodiques que par leur taille inférieure, leur altération et la composition de leur coeur.

Les porphyrocristaux à zonage concentrique en taches ("patchy-zoning")

On les rencontre dans tous les types d'enclaves et plus rarement dans le granite adjacent. Leur taille varie entre les extrêmes des plagioclases des enclaves, soit de 7 mm à des dimensions de cristaux matriciels. Les individus sont isolés ou plus souvent glomératoires.

On distingue du centre à la périphérie des cristaux (fig. 45-504a): un **coeur**, un **manteau**, une **couronne** et un **limbe**. Les variations texturales sont quasi infinies; il n'y a pas deux cristaux identiques. On peut cependant dégager le portrait-type suivant, qui sera nuancé par des observations complémentaires.

Le coeur

Lorsqu'il existe (son absence peut résulter d'un effet de coupe), il est toujours partiellement résorbé et son zonage oscillatoire tronqué (fig. 44-e, 45-504a+f). Sa composition est assez homogène, jamais plus calcique que celle du squelette du manteau, mais souvent nettement plus albitique. Elle est alors identique à celle du coeur des porphyrocristaux sodiques.

Le coeur peut contenir des taches (fig. 45-504a) aux caractéristiques identiques à celles du manteau.

Le Manteau

Il succède au coeur par un contact franc (fig. 45-504a) ou plus souvent crénelé (fig. 45-504f). Il consiste en une association intime de deux (ou trois, fig. 37) phases plagioclasiques de composition contrastée, mais d'orientation cristallographique commune, connue sous le nom de zonage en taches ou "patchy-zoning" (Vance, 1965).

On distingue:

- **une fraction calcique** (entre An50 et An60) constituée de petites plages isolées de forme quelconque, parfois réglée par les plans de macles ou de clivage et d'orientation optique unique, donnant l'image d'une structure tridimensionnelle squelettique. Leur composition est globalement constante dans tout le manteau; dans le détail, certaines plages sont elles-mêmes légèrement tachetées, reflétant de petites variations de teneurs. Ces plages sont dépourvues d'inclusions;

- **une fraction sodique**, optiquement continue, dont les plages irrégulières et souvent interconnectées par des canalicules sinueux sont zonées de manière centripète, en concordance avec la bordure du squelette calcique périphérique, à l'image de remplissages de cavités. Les valeurs extrêmes du zonage (An40 à An20 environ) sont celles du limbe, avec lequel certaines taches sont connectées (fig. 45-504-a, b + f, p. ex.).

Ces plages sodiques sont riches en inclusions de biotite, de quartz et d'apatite aciculaire dans une moindre mesure, sans orientation préférentielle. La composition chimique de ces biotites est légèrement différente de celle des biotites matricielles environnantes avec un rapport Fe/(Fe+Mg) et une teneur en Ti un peu plus élevée (fig. 47), à l'instar de ce qu'ont décrit Sabatier (1984) et Cocirta (1986).

Les proportions relatives des phases calcique et sodique sont très variables, la seconde domine généralement.

Ces observations texturales, identiques à celles de nombreux auteurs (Vance, 1965; Wiebe, 1968; Hibbard, 1981; Kuo et Kirkpatrick, 1982; Sabatier, 1984) indiquent clairement que la fraction sodique a cristallisé dans les interstices d'une structure squelettique calcique préexistante et ceci simultanément à la formation du limbe.

La couronne

Elle appartient formellement au squelette calcique du manteau avec lequel elle est connectée et dont elle représente le cadre ou l'enveloppe (fig. 45-504a). Elle se manifeste par un contour extérieur idiomorphe plus ou moins continu, parfois crénelé dans le détail. Sa composition est identique à celle du squelette ou à peine plus calcique (quelques % An). Elle est légèrement zonée de manière normale et contient exceptionnellement des apatites aciculaires en inclusion.

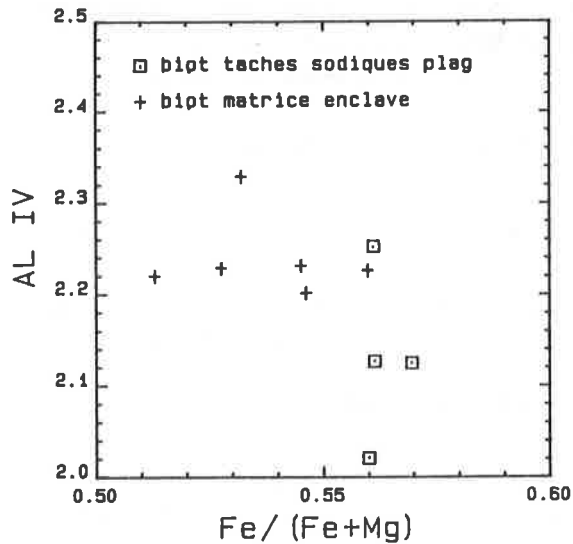


Figure 47: comparaison entre la composition des biotites incluses dans la fraction sodique de plagioclases à zonage complexe en taches et celle des biotites matricielles de l'enclave microgrenue environnante.

Le limbe

Il est identique à celui des porphyrocristaux sodiques ou calciques environnants. Il en a le même zonage normal, dépendant du chimisme de l'enclave-hôte, les mêmes inclusions de biotite, apatite aciculaire et quartz de type matriciel, le même contour xénomorphe. Le passage de la couronne au limbe est chimiquement continu, mais abrupt.

Le profil général de la teneur en anorthite des plagioclases tachetés est résumé dans la figure ci-dessous.

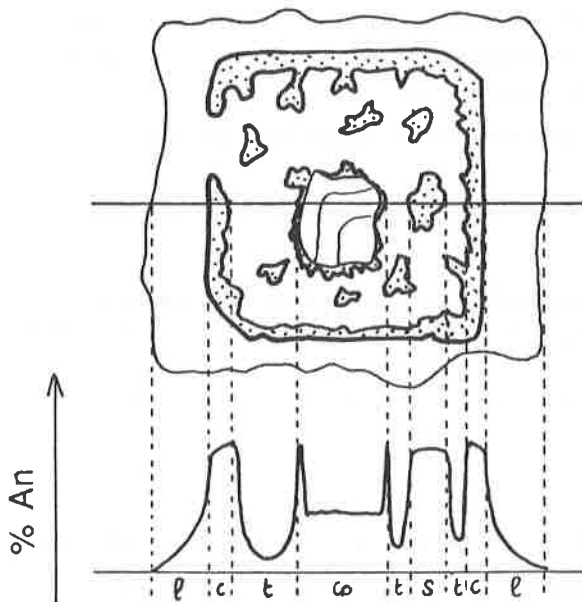


Figure 48: profil schématique des teneurs en anorthite d'un porphyrocrystal de plagioclase à zonage complexe. co: coeur, s= squelette calcique, t= taches sodiques, c= couronne, l= limbe.

OBSERVATIONS COMPLÉMENTAIRES

La description générale précédente est celle du type le plus complet et complexe. En réalité, il manque fréquemment une zone ou deux au cristal, sans que le profil général des teneurs en anorthite en soit modifié.

Absence du coeur: c'est le cas des figures 45-504h, 45-506a et 46. Il est difficile d'estimer dans quelle mesure il s'agit d'un effet de coupe. Le centre apparent est dès lors constitué par la zone tachetée de texture habituelle, dont la taille peut être très grande par rapport au volume total du cristal (fig. 45-506a). Un cas répandu est celui des glomérocristaux dont tous les individus sont intégralement tachetés (fig. 44-a) à l'intérieur de la couronne commune.

Absence du manteau: il n'est jamais totalement absent par définition des plagioclases complexes, mais son épaisseur peut être très réduite par rapport à la taille du coeur (fig. 44-c+d). On passe ainsi par tous les intermédiaires aux porphyrocristaux sodiques dont on a vu que leur couronne calcique peut être soulignée du côté interne par un chapelet de taches sodiques. Il y a donc un lien génétique probable entre les deux types de bordure s.l.

Absence de couronne: c'est très rarement le cas (fig. 44-e). La couronne est souvent discontinue, mais toujours repérable par sa silhouette tendant à l'idiomorphie. Sa minceur est parfois remarquable (fig. 37).

Épaisseur du limbe: parfois très étroit, le limbe n'en est pas moins toujours présent.

VARIANTES DANS L'AGENCEMENT ZONAL CONCENTRIQUE

Deux cas sont notables:

- le coeur massif et homogène peut être occupé en son centre par une zone tachetée identique au manteau (fig. 45-504a+b). Il peut s'agir d'un effet de coupe...
- la couronne peut être double dans les cristaux à manteau très réduit (tendance aux porphyrocristaux sodiques). La couronne extérieure est alors matérialisée par une bande calcique étroite dépourvue de taches sodiques.

Les porphyrocristaux à zonage en taches irrégulier

Seuls des cristaux à zones concentriques ont été considérés jusque là. Il en est dont le domaine tacheté a une disposition différente. Dans le glomérocrystal de la figure 45-504b, il est développé le long des joints de grains et constitue d'autre part la totalité de l'un des cristaux. Dans le détail, les grains massifs ont une bordure tachetée irrégulière dont la composition est celle du squelette calcique du domaine tacheté. Dans cet exemple, il est clair que la texture en taches est postérieure à l'agglomération des cristaux et qu'elle s'est développée à la faveur des joints de grains. Elle suggère fortement un **processus de corrosion**.

Le plagioclase de la figure 38 a un domaine tacheté aux caractéristiques texturales habituelles, disposé d'une part autour du coeur, d'autre part un peu partout à l'intérieur de ce dernier, en filonnets interconnectés dont les bords recourent nettement le zonage oscillatoire régulier. On note d'autre part sur la figure 49, correspondant à une partie de la photo 38:

- a: la couronne calcique est présente, discontinue et dessine comme à l'ordinaire un contour subidiomorphe autour du cristal,
- b: le zonage originel est encore visible dans une tache calcique hétérogène,
- c: la fraction calcique se suit à l'intérieur du coeur massif, sans modification de la texture ni du zonage fin de ce dernier, à la manière de filonnets ténus blanchâtres (en lumière polarisée) rappelant des "cirrus". Cette disposition évoque un phénomène de diffusion chimique,
- d: au contact avec le domaine tacheté, le coeur massif est toujours ourlé par une frange calcique parfois très fine à bordure intérieure plus irrégulière qu'à l'extérieur,
- e: un chapelet de taches calciques et sodiques longe un plan de zonage fin de composition apparemment quelconque,
- f: un halo calcique est développé autour de grandes inclusions "primaires" de biotite orientées dans le plan de zonage (par synnesis?) et d'une manière générale autour de tous les types d'inclusions primaires.

Les mêmes observations sont faites dans d'autres enclaves (p. ex. FB 502 a, FB 474) et en particulier sur des glomérocristaux fortement tachetés semblables à celui de la fig. 44-a.

EN RÉSUMÉ

On dégage les caractères généraux suivants de ces cristaux sans coeur homogène massif et centré:

- il y a trois phases plagioclasiques, discontinues en coupe: (a) un cristal primitif largement résorbé, à zonage oscillatoire délicat qu'on peut suivre d'un îlot à l'autre; (b) une phase squelettique calcique interstitielle entre les îlots précédents, postérieure, bordant toujours ces derniers et les pénétrant irrégulièrement de manière diffuse; (c) des taches sodiques tardives colmatant le squelette calcique et de composition identique à celle du limbe.
- il y a toujours des inclusions non orientées de biotite et de quartz dans le domaine tacheté.
- la composition des îlots primitifs est comprise entre An35 et An40, soit celle du coeur massif des cristaux à structure concentrique.

On constate donc que les cristaux à tachetage "anarchique" et ceux à structure concentrique sont identiques du point de vue de leurs compositions et que les différences ne tiennent probablement qu'à la distribution irrégulière des îlots du cristal primitif.

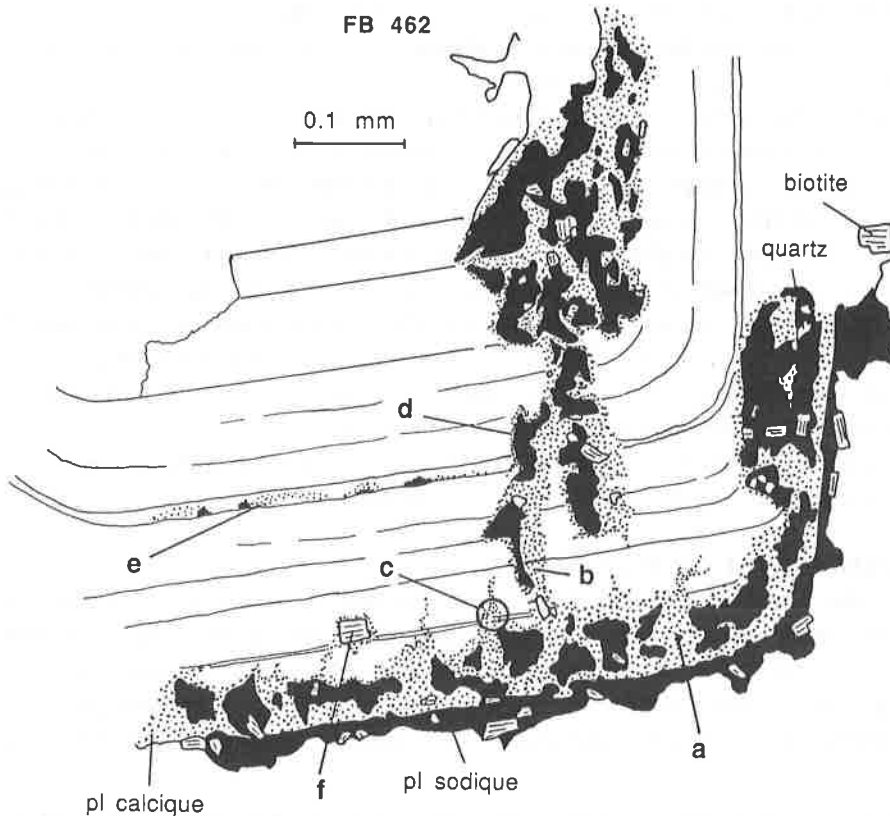


Figure 49: dessin représentant une partie du plagioclase à zonage en taches irrégulier de la photo 42. La partie principale du cristal, à zonage fin concentrique, a une composition de An30-35, celle en pointillé de An50-55 et celle en noir, fortement zonée, de An35 à An18. Comparer avec les dessins des figures 44 et 45. A noter la géométrie irrégulière et sécante du zonage en taches. Les lettres font référence aux commentaires dans le texte.

Origine des porphyrocristaux de plagioclase

La composition et la texture des différents types de porphyrocristaux en coexistence dans les enclaves sont si contrastées que ces derniers n'ont certainement pas une origine unique. Seules les caractéristiques du limbe sont communes à tous. Comme elles coïncident avec celles des cristaux matriciels, ceci quelle que soit la composition de l'enclave, on peut affirmer que cette bordure tardive est contemporaine de la cristallisation finale de l'enclave. Je ne reviendrai plus sur ce point dans la discussion qui suit.

L'histoire antérieure de chaque type de plagioclase est par contre spécifique. Tout modèle devra rendre compte à la fois de la formation et de la coexistence de cristaux aussi dissemblables.

ORIGINE DES PORPHYROCRISTAUX SODIQUES

Au vu de la composition calcique (zonage An60-An30) des cristaux matriciels, il n'est pas pensable de considérer les porphyrocristaux sodiques comme des phénocristaux formés précocement dans un liquide de la composition des enclaves, même en invoquant des variations sévères dans les conditions physiques de cristallisation entre les deux étapes.

Les facteurs physiques gouvernant les variations de composition du plagioclase dans un système fermé sont la température (T) et la pression (P) (Pringle et al., 1974; Kuo et Kirkpatrick, 1982). Dans un magma sec ou sous-saturé en eau, un plagioclase à l'équilibre devient plus calcique lorsque P décroît à T constante ou lorsque T croît à P constante. Par contre, un magma sursaturé en eau subissant une chute de P produira un plagioclase plus sodique.

Le magma des enclaves ne montre aucun signe de sursaturation en eau. Ainsi seule une chute de P pourrait physiquement expliquer l'association "phénocristaux sodiques-cristaux matriciels calciques" observée. Selon les estimations de Pringle et al. (1974), la variation de composition du plagioclase serait de 1% An par kilobar de chute de P, ce qui nécessiterait dans notre cas quelque 25 Kb de différence de pression. Cette valeur est très improbable dans le contexte el-bien; de plus, ce scénario "physique" ne rend pas compte de l'existence des porphyrocristaux calciques.

L'alternative est un processus de **mélange de magmas**, déjà mis en évidence avec les ocelles de quartz. Le magma des enclaves serait un hybride résultant du mélange simple ou répété et en proportions variables d'un (ou de) pôle(s) granitique(s) et d'un (ou de) pôle(s) plus basique¹(s).

¹ par la suite, j'emploierai le terme "basique" dans un sens relatif très large, signifiant "liquide moins évolué, plus mafique et chaud que le magma granitique".

Dans ce scénario, les coeurs de porphyrocristaux sodiques seraient des phénocristaux de la composante granitique, au même titre que les ocelles de quartz. Toutes leurs caractéristiques sont identiques à celles de la partie interne des phénocristaux du granite environnant : zonage oscillatoire fin, composition, associations glomérporphyriques; nature, taille, composition et disposition des inclusions.

La silhouette arrondie du coeur et de la couronne calcique résulteraient du mélange des magmas. Les cristaux sodiques initialement idiomorphes seraient résorbés soit par incorporation directe dans un liquide hybride moins évolué (Tsuchiyama, 1985), soit déjà dans le magma granitique parental, par élévation de température due à la proximité du magma basique. Dans le premier cas, il y aurait dissolution partielle (au sens de Tsuchiyama, 1985) par un liquide en équilibre avec un plagioclase plus calcique et production d'un contour plus arrondi et finement indenté. Dans le deuxième cas, il y aurait production d'un contour lisse et arrondi par dissolution simple si la température atteinte était supérieure à celle du liquidus du plagioclase (surchauffe), puis une légère dissolution partielle par changement de composition du magma, ou production d'un contour subidiomorphe irrégulier si l'augmentation de température était insuffisante.

Toutes les variantes dans la silhouette du coeur sont concevables entre les situations extrêmes décrites ci-dessus en fonction du degré de perfection du mélange et des proportions relatives des deux pôles.

La couronne calcique serait le premier produit de cristallisation dans le nouveau milieu hybride, qui par la suite cristalliserait rapidement dans le pluton, au contact des enclaves avec le granite encaissant.

ORIGINE DES PORPHYROCRISTAUX CALCIQUES

Ces cristaux au coeur toujours plus calcique que ceux de la matrice des enclaves montrent tout comme les cristaux sodiques des signes de déséquilibre: bordure du coeur un peu irrégulière bien que toujours subidiomorphe, altération systématique en calcite. Leur présence peut être expliquée dans le modèle du mélange de magmas: ils correspondraient aux rares phénocristaux du pôle basique, mis en contact mécaniquement avec les phénocristaux du pôle granitique.

Les facteurs susceptibles d'influencer la texture et la composition de tels cristaux calciques au moment d'un mélange sont:

- **la pression:** on peut imaginer qu'un magma cristallisant de la bytownite soit assez basique et provienne d'une grande profondeur en milieu continental. Il y aurait donc une certaine chute de pression dans le liquide lors de sa montée,
- **la température:** le produit du mélange avec un composant acide évolué aura une T sensiblement inférieure à celle du pôle basique, peut-être de plusieurs centaines de degrés?
- **la composition:** le magma hybride sera acide par rapport aux cristaux calciques,
- **la teneur en fluides:** il est probable que le pôle acide, donc l'hybride, soit nettement plus riche en fluides que le pôle basique.

La chute de P peut être à l'origine du léger arrondi du coeur, résorbé partiellement par un liquide en équilibre avec un plagioclase plus calcique. La chute de T et "l'acidification" du milieu consécutives au mélange proprement dit vont au contraire provoquer la cristallisation très rapide d'une bordure de plus en plus sodique. L'épaisseur et la composition de la bordure vont dépendre ici encore de l'efficacité du mélange à petite échelle. L'augmentation de la teneur en fluides peut être à l'origine de l'altération systématique en calcite et séricite.

ORIGINE DES PORPHYROCRISTAUX À ZONAGE COMPLEXE EN TACHES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les cristaux à "patchy-zoning" ou plagioclases criblés ont été décrits par de très nombreux auteurs (voir revue de Vance, 1965 et Smith & Brown 1988). Selon Vance, ils seraient très répandus dans les roches volcaniques et pluto-niques d'affinité calco-alkaline. Plus récemment, il a été reconnu qu'ils sont très souvent associés à des mélanges de magmas (Eichelberger et Gooley, 1977; Sakuyama, 1978, 1981; Hibbard, 1981; Gerlach et Grove, 1982; Kuo et Kirkpatrick, 1982; Sabatier, 1984). Ils sont en particulier abondants dans les enclaves microgrenues (Didier 1964-b, 1973; Hibbard, 1981; Sabatier, 1984; Cocirca, 1986).

Ceci reconnu et les premières interprétations invoquant des variations de pression abandonnées (Vance, 1965; Wiebe, 1968), la polémique demeure quant à la nature exacte du processus générateur de ce zonage. Deux hypothèses prévalent, invoquant chacune un mélange de magmas.

Hypothèse de la croissance dendritique

Proposée par Hibbard (1981), elle repose sur l'idée qu'un magma mafique soudainement mélangé à un magma felsitique sera trempé, provoquant une surcroissance dendritique de plagioclase sur les cristaux feldspathiques préexistants par nucléation hétérogène ou une croissance libre par nucléation homogène (cas des cristaux tachetés sans coeur massif).

Dans une phase ultérieure à refroidissement plus lent, il y aurait remplissage des vides parallèlement à la formation d'un limbe périphérique.

L'argumentation de cet auteur repose principalement (1) sur la similitude du squelette calcique avec les cristaux dendritiques obtenus expérimentalement par refroidissement rapide (Lofgren, 1974 a + b; Kirkpatrick, 1975) et (2) sur le fait qu'une résorption produirait des cristaux résiduels arrondis, alors que les zones tachetées ont un contour subidionorme (caractère continu de la couronne). Ce dernier point est aussi relevé par Smith & Brown (1988).

Une croissance dendritique paraît bien établie pour certains plagioclases criblés de roches volcaniques. Kuo et Kirkpatrick (1982) l'ont invoquée pour des plagioclases tachetés riches en inclusions vitreuses de basalte de fond océanique résultant de mélanges périodiques au sein d'une chambre magmatique. Anderson (1984) fournit un exemple très convaincant de croissance dendritique dans des plagioclases issus de cendres de basalte alumineux (Volcan Fuego, Guatemala). Elle serait liée selon lui à une surconcentration résultant d'une décompression dans un environnement saturé en gaz. Ses arguments principaux sont: une bordure interne de la zone tachetée idiomorphe, une composition plus sodique (ce qui distingue ce cas de celui du contexte plutonique) conforme à l'hypothèse d'un refroidissement brusque, une grande richesse en inclusions vitreuses et gazeuses, un épaississement de la zone tachetée dans les coins des cristaux, lieux propices à une nucléation rapide.

La question est maintenant de savoir si la croissance dendritique peut avoir lieu en milieu plutonique et le cas échéant, dans quelle mesure les textures seront distinctes de celles d'un contexte volcanique, par le jeu d'une histoire de fin de cristallisation différente.

Hypothèse de la résorption

La résorption partielle en milieu plutonique d'un cristal initialement massif a été invoquée pour la formation de la partie squelettique du domaine tacheté. Avant le renouveau du concept de mélange de magmas, elle était attribuée à une chute de pression totale (Vance, 1965; Wiebe, 1968) ou à une augmentation de la pression d'eau (Jorgenson, 1971). A ce propos, Vance n'a pas décrit de compositions spécialement calciques et certains de ses dessins (fig. 2, 3, 5, 1965) montrent clairement une association simple de taches sodiques isolées recoupant un cristal primitif délicatement zoné, suggérant fortement une résorption.

Mais c'est encore en contexte hypabyssal et volcanique que des phénomènes de résorption de plagioclases ont été mis en évidence de manière indiscutable dans des situations de mélanges de magmas (p. ex. Sakuyama, 1978; Sigurdsson, 1971; Eichelberger, 1975, 1978; Gerlach et Grove, 1982). Ainsi la texture dite criblée, trouble ou encore vermiculaire ("sieve-textured", "dusty", "fingerprint", "honeycomb"...) en couronne autour de coeurs plagioclasiques arrondis toujours plus sodiques que ne l'exigerait le chimisme de la roche, est interprétée comme un résidu calcique squelettique de dissolution partielle (Tsuchiyama, 1985). Le scénario proposé est toujours celui de l'incorporation par mélange de cristaux sodiques dans une nouvelle matrice avec laquelle ils sont en déséquilibre.

Une fois de plus, la transposition au contexte plutonique n'est pas évidente et la relation entre zonage trouble et zonage en taches reste à prouver. Mais il y a là une preuve que les phénomènes de résorption existent en contexte de mélange et qu'ils ne produisent pas seulement des cristaux au contour arrondi et lisse.

Hypothèse de l'origine restitutive

Selon White et Chappell (1977), les plagioclases tachetés seraient des cristaux restituts issus du protolite ayant engendré le magma granitique par fusion partielle. Cette interprétation avait été avancée pour démontrer le caractère restitutive des enclaves microgrenues elles-mêmes.

Il est clair que des cristaux idiomorphes dont le coeur résorbé présente systématiquement un zonage aussi nettement magmatique ne peuvent être issus d'un milieu hautement métamorphique comme un protolite de base de croûte.

En résumé

La croissance dendritique et la résorption sont toutes deux invoquées en contexte volcanique, avec une préférence pour la résorption dans des situations de mélanges de magmas de compositions très contrastées. Le passage au contexte plutonique est délicat et des phénomènes de convergence ne sont pas à exclure.

Le cas du Monte Capanne

A Elbe, la résorption me semble être la cause principale du zonage en taches pour les cristaux à structure non concentrique (type fig. 48). Je propose le scénario suivant, inspiré des travaux de Tsuchiyama (1985):

- des cristaux idiomorphes à zonage oscillatoire, de composition An35 - An45, issus d'un magma felsitique, sont incorporés en faible quantité dans un bain plus mafique, lui-même en équilibre avec un plagioclase bytownitique (cas de la fig. 5A inférieure de Tsuchiyama, 1985);

- ces cristaux vont subir une dissolution partielle (à T du système constante), c'est-à-dire perdre leur composante albitique. Une partie du cristal sera dissoute, l'autre enrichie en calcium par diffusion, jusqu'à être en équilibre avec ce bain mafique à la T du système. La dissolution va se développer préférentiellement autour du cristal (ou des cristaux d'un groupement glomérporphyrique, voir fig. 45-504d) et le long des défauts de ce dernier (plans de clivages, de macles, lignes de dislocation, surfaces des inclusions (Tsuchiyama et Takahashi, 1983), puis se propager à partir de ces points de faiblesse dans toute la structure, en s'accéléralant au fur et à mesure de l'augmentation de la surface de réaction cristal-liquide;

- après un certain temps, le magma autour des cristaux deviendra nettement sodique et échangera des ions, notamment Fe, Mg, Ti avec le magma plus éloigné de façon à s'équilibrer avec lui à la manière de deux liquides en coexistence (Watson, 1976).

Les indications texturales de ce scénario sont contenues dans la figure 49, où on voit clairement (1) que le squelette calcique se forme par diffusion du Na hors de la structure cristalline (fig. 49, point c), qui conserve localement ses caractéristiques originelles (zonage oscillatoire) et (2) que la dissolution se fait préférentiellement autour des inclusions primaires, le long de plans de faiblesse (zonage, fractures sinueuses: points d. e et f).

- Lorsque le réseau calcique sera suffisamment squelettique, la diffusion de Na sera achevée et la composition du squelette sera homogène et égale à celle du plagioclase en équilibre à ce moment-là avec le magma environnant. De la durée du phénomène, du brassage du magma (renouvellement du liquide au contact), du nombre de défauts dans le cristal original vont dépendre le volume résiduel non dissout de ce dernier et le degré d'équilibre entre le liquide intersquelette et le magma principal.

On ne doit pas s'attendre à une diminution sensible de la taille originelle du cristal, ni à une modification de sa forme, car il s'agit bien d'une dissolution partielle, laissant en tous points de la structure des résidus calciques stables et interconnectés tridimensionnellement (Tsuchiyama, fig. 2-c, 1985).

- lors d'un nouveau mélange avec un magma plus froid (des mélanges répétés sont très probables étant donné la juxtaposition de tels cristaux avec des porphyrocristaux sodiques non résorbés) ou d'une montée au niveau de l'intrusion granitique et d'une résolution en enclaves, le magma va se refroidir brusquement et du plagioclase va cristalliser sur les associations "squelette calcique-îlots sodiques originels".

Il aura tout d'abord la composition du squelette et commencera par croître sur les sites les plus favorables, soit autour de ce dernier, en une couronne continue idiomorphe et zonée. Lofgren et Norris (1981) ont en effet obtenu des surcroissances idiomorphes en refroidissant des plagioclases partiellement résorbés. La cristallisation se poursuivra en déséquilibre dans les interstices du squelette et autour de la couronne, devenant de plus en plus sodique. De petites biotites, du quartz (issu partiellement de la libération de SiO_2 due à la transformation du cristal sodique originel en squelette plus calcique) et de l'apatite aciculaire vont se former à partir du liquide piégé dans le squelette. Ce dernier sera partiellement résorbé par rééquilibration avec la nouvelle phase sodique (Hibbard, 1981).

L'avantage de ce scénario sur la croissance dendritique est de pouvoir expliquer la présence d'îlots résiduels du plagioclase primitif **dispersés** dans le cristal, c'est-à-dire l'existence des cristaux à structure tachetée non concentrique. Hibbard (1981) n'a tout simplement pas discuté de cette importante catégorie à peine évoquée dans une figure (4A, 1981). L'hypothèse de la croissance dendritique bute d'autre part sur deux difficultés à Elbe:

- les porphyrocristaux calciques ne sont jamais mantelés d'une large zone tachetée. Or s'il y a une catégorie de cristaux susceptibles de servir de support de cristallisation dendritique, ce sont bien ceux contenus dès le départ dans la fraction mafique trempée...
- les taches ne contiennent proportionnellement jamais et de loin autant de biotite, quartz et apatite que la matrice environnante. Elles ne représentent donc pas des gouttes de magma piégées par les branches d'un squelette.

Tous les cristaux tachetés d'Elbe résultent-ils d'une résorption? On ne peut l'affirmer définitivement pour la catégorie mineure des cristaux dépourvus d'îlots reliques de plagioclase primitif. Pour ceux-là, il semble qu'il n'y ait aucun critère textural objectif permettant une distinction entre résorption et croissance dendritique. Dans de rares cas, la zone tachetée vient se greffer sur un coeur à bordure parfaitement idiomorphe et lisse, qui pourrait suggérer une croissance dendritique directe (comparer la fig. 45-504a avec Anderson, 1984). Bien qu'un phénomène de convergence de processus ne puisse être exclu, je attribuerai une origine par résorption à l'ensemble des plagioclases tachetés sur la base des observations disponibles.

Les porphyrocristaux calciques et complexes dans le granite

J'ai brièvement mentionné leur existence au début du paragraphe 4.3.2. Peu fréquents et peu abondants, on les trouve isolés ou en groupes surtout dans le granite proche des enclaves (p. ex. Piacentini). Un exemple est donné par la fig. 45-506. Ils ne se distinguent de leurs homologues des enclaves que par la composition de leur limbe, globalement plus albitique.

Les environs immédiats de ces porphyrocristaux ont parfois une texture légèrement distincte de celle du granite habituel, tendant vers celle de roches plus basiques (allongement des plagioclases, biotites plus petites).

Ces observations sont capitales; elles impliquent que le **granite lui-même résulte de mélanges magmatiques à forte dominante felsitique**. Il est dès lors légitime de s'interroger sur la nature hybride éventuelle d'échantillons texturalement homogènes, des mélanges pouvant avoir lieu précocement entre magmas peu cristallisés.

Conclusions sur les porphyrocristaux de plagioclase des enclaves

En résumé, les associations anormales de plagioclases de composition contrastée et en déséquilibre avec leur matrice ne peuvent s'expliquer que par un modèle de mélanges de magmas. Toutes les enclaves résultent de la cristallisation de liquides hybrides et le granite aussi, dans des proportions inconnues.

Des mélanges répétés ont eu lieu lors d'associations de porphyrocristaux sodiques et de porphyrocristaux à zonage en taches, c'est-à-dire presque systématiquement.

L'association de plagioclases tachetés à un contexte d'enclaves microgrenues et plus généralement de mélanges de magmas est confirmée une fois de plus. Leur origine est liée dans la plupart des cas à une dissolution partielle, sans qu'on puisse exclure une cristallisation dendritique.

4.3.3 Les mégafeldspaths alcalins

Ils sont bien connus dans le contexte des enclaves microgrenues, car ils ont largement contribué à la polémique sur la granitisation métasomatique des roches, évoquée au § 2.4.1. Leur texture varie en fonction du type d'enclave qui les contient; elle peut notamment être "rapakivi". Ce terme est utilisé dans un sens descriptif et s'applique à des feldspaths composites à cœur alcalin et bordure plagioclasique.

L'association des feldspaths rapakivi aux enclaves microgrenues et d'une manière plus générale aux roches basiques incluses dans les granites est bien connue (Wells et Wooldridge, 1931; Thomas et Smith, 1932; Wegmann; 1938; Stewart, 1956; Didier, 1973; Hibbard, 1981). A Elbe comme ailleurs (Didier, 1973) le faciès rapakivi est en fait plus développé dans le granite environnant que dans les enclaves elles-mêmes. C'est pourquoi il sera aussi question du granite dans ce paragraphe.

Les mégafeldspaths alcalins simples des enclaves

ASPECT MACROSCOPIQUE

Pluricentimétrique, leur taille est toujours inférieure à celle des plus grands feldspaths du granite. Leur forme est globalement allongée mais leur contour toujours arrondi, voire sinueux. Ils sont fréquemment bordés d'un fin liseré matriciel sombre dans les enclaves les plus mafiques.

Leur concentration est de l'ordre de un à deux individus par 100 cm², mais fluctue fortement. Leur disposition semble aléatoire dans les enclaves sphériques; elle est orientée dans le sens de l'allongement -ou tangentiellement à la bordure- dans les enclaves ellipsoïdales (voir § 2.1.2). Les mégafeldspaths sont parfois à cheval sur le contact entre granite et enclave (fig. 27). Ils sont absents de ces dernières lorsque le granite environnant n'en contient pas.

CARACTERES MINÉRALOGIQUES ET TEXTURAUX

Texturalement, on distingue un **cœur** représentant 80% à 99% du volume du cristal et une **bordure** à caractère poecilitique.

Le cœur

Il est en **tous points** identique à la partie interne (dépourvue de chapelets de petites inclusions) des mégafeldspaths alcalins du granite, tant au niveau de la nature, taille, forme, disposition et composition des inclusions de plagioclase et de biotite qu'au niveau de sa composition, de son état structural et de sa teneur en baryum (voir les données analytiques ci-dessous). Les rares inclusions d'apatite qu'il contient sont trapues comme celles des cristaux du granite. La limite avec la bordure est sinueuse, parfois lobée.

Dans un cas (FB 452), j'ai observé au sein du cœur des chapelets annulaires fins (d'environ 1 mm de diamètre) formés de minuscules granules (quartz, plagioclase?) soulignés par une kaolinisation préférentielle locale du feldspath

alcalin. L'intérieur de ces structures est en continuité optique avec la périphérie mais contient, outre des inclusions de quartz, biotite et plagioclase, de nombreuses apatites aciculaires.

Ces observations sont les signes d'une résorption importante. Les structures annulaires sont des vésicules cicatrisées tardivement (puisqu'elles contiennent de l'apatite aciculaire). Elles sont comparables à celles des mégafeldspaths fortement résorbés des filons sombres de Colle d'Orano. Elles n'ont vraisemblablement pas perdu le liquide feldspathique produit en elles lors de la fusion, lequel, après recristallisation, efface presque totalement cet épisode de résorption. On en déduit que certains coeurs feldspathiques homogènes ont peut-être été résorbés en profondeur, mais n'en gardent aucune trace visible. L'apatite aciculaire est à cet égard un excellent moyen de dépistage.

La bordure

Contrairement au coeur, elle est fonction du type de l'enclave environnante.

Dans les enclaves à texture doléritique ou ophitique, elle peut être assez large (jusqu'à 2 mm). Elle se caractérise par une grande quantité d'inclusions de petites biotites idiomorphes et désorientées, engendrant le liseré noir mentionné plus haut. De petits plagioclases et des aiguilles d'apatite sont présents en moindres proportions. La concentration en inclusions de biotite et leur disposition texturale sont identiques à celles de la matrice de l'enclave. Il en résulte une invisibilité totale de la bordure en lumière naturelle.

Au niveau du feldspath alcalin, le passage du coeur à la bordure se marque par l'apparition tranchée de petites perthites en taches et en filonnets perpendiculaires au contact. Quelques granules de quartz sont parfois présents. Dans cette zone, le feldspath alcalin a une extinction irrégulière en "sous-grains". Vers l'extérieur, il peut être à nouveau plus homogène. Le bord du cristal est irrégulier, amiboïde, jamais idiomorphe.

Dans les enclaves à texture microgranulaire, la bordure est très étroite (moins de 0,5 mm de large). Ses inclusions sont texturalement identiques aux cristaux matriciels environnants. Il s'agit principalement de granules de quartz parfois idiomorphes, accessoirement de biotite, plagioclase, apatite en aiguilles courtes. Le feldspath alcalin lui-même est homogène comme en son coeur.

D'une manière générale et dans tous les types d'enclaves, la bordure poecilitique des mégacristaux peut inclure partiellement des porphyrocristaux de nature quelconque.

Les mégacristaux à cheval sur le contact granite-enclave

Ils ont un coeur homogène habituel et une bordure poecilitique très contrastée. Du côté enclave, les inclusions ont les caractéristiques des cristaux matriciels de cette dernière; du côté granite, celles de cristaux granitiques.

Dans FB 643 (fig. 39), le coeur subidiomorphe a un angle dièdre totalement arrondi (résorbé) dans l'enclave, alors que son symétrique du côté granite est vif. La bordure a manifestement cristallisé après que le cristal se fut placé à travers le contact, alors que le coeur s'est formé auparavant et ailleurs.

Ces observations montrent clairement que deux magmas ont coexisté et que le feldspath n'était en équilibre qu'avec le liquide granitique dont il est issu.

DONNÉES ANALYTIQUES

Coeur des mégacristaux

Les quelques analyses ponctuelles effectuées à la microsonde sur la phase potassique du coeur des mégacristaux des enclaves reflètent une composition parfois plus albitique que celle de la partie interne des mégacristaux du granite (fig. 14-b). Ceci n'implique pas une composition chimique globalement distincte, mais plutôt un développement différencié de la forme et de la taille des perthites.

Par ailleurs, on note une grande similitude entre les mégacristaux du granite et le coeur de ceux des enclaves au niveau: (a) de leurs caractères cristallographiques (tableau A-2 et fig. 13); (b) de l'ordre de grandeur de leurs teneurs en baryum (fig. 15, comparer a et b) et (c) de la composition de leurs inclusions de plagioclase (fig. 9) et de biotite (fig. 50).

Bordure des mégacristaux

La composition chimique ponctuelle de la phase potassique de la bordure est légèrement plus riche en molécule orthose que celle du coeur (fig. 14-e). Les teneurs en baryum croissent brusquement ($> 10'000$ ppm, fig. 15-b) sitôt la limite coeur-bordure franchie, puis diminuent progressivement vers l'extérieur pour atteindre les valeurs plus faibles du feldspath alcalin matriciel. Une modification importante a donc eu lieu dans les conditions de cristallisation entre la croissance du coeur et celle de la bordure.

Il n'a pas été possible de séparer la bordure poecilitique du coeur pour une étude aux rayons X.

Quant aux inclusions de plagioclase (rares) et de biotite (fig. 51), leur composition est semblable à celle des cristaux matriciels de l'enclave et différente de celle des inclusions du coeur du mégafeldspath.

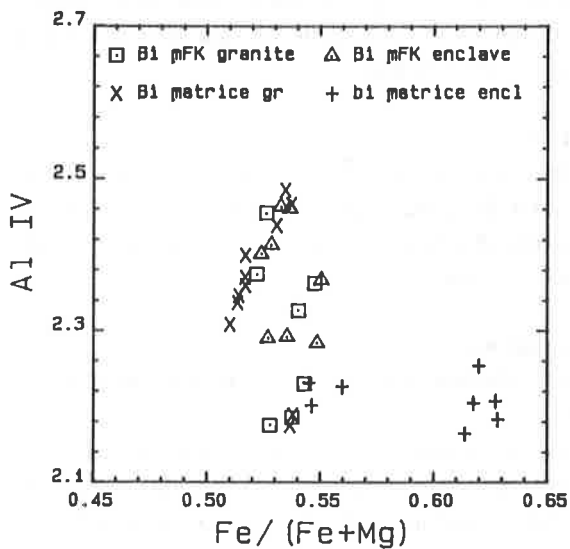


Figure 50: report dans le diagramme de classification $Fe/(Fe+Mg)$ versus $Al IV$ des analyses de différents types de biotite (bi). Les biotites incluses dans les mégafeldspaths alcalins (mFK) des enclaves ont une composition comparable à celle des biotites du granite, mais très différente de celle des biotites matricielles des enclaves. Ceci suggère une origine granitique (xénocristalline) pour les mFK des enclaves.

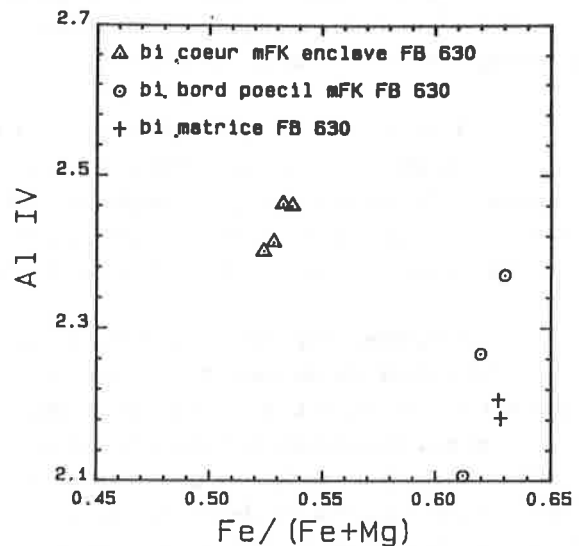


Figure 51: report dans le diagramme de classification $Fe/(Fe+Mg)$ versus $Al IV$ d'analyses de biotites issues respectivement du coeur d'un mégafeldspath alcalin (mFK) d'une enclave à texture ophitique, de sa bordure poecilitique et de la matrice de l'enclave. Ces résultats indiquent que le coeur du mFK est étranger à l'enclave (xénocristal), contrairement à sa bordure, qui y a cristallisé tardivement.

RÉSUMÉ DES OBSERVATIONS SUR LES MÉGAFELDSPATHS SIMPLES

De ce qui précède, il découle que le coeur des mégacristaux feldspathiques est: (a) indépendant du chimisme de l'enclave qui les contient; (b) identique à celui des mégafeldspaths du granite et (c) toujours résorbé. Quant à leur bordure poecilitique, elle a cristallisé tardivement dans l'enclave-hôte et son développement est fonction du type d'enclave considéré.

ORIGINE DES MÉGAFELDSPATHS ALCALINS SIMPLES

Le coeur de ces cristaux, soit plus de 80 % de leur volume, a les caractéristiques de celui des mégafeldspaths du granite, pour lesquels une origine magmatique a été clairement établie au § 2.4.1. Une origine phénocristalline intra-enclave est théoriquement possible pour les mégacristaux des enclaves de composition granodioritique; par contre cette hypothèse est exclue dans le cas des enclaves dépourvues de feldspath alcalin matriciel, dont le magma correspondant n'aurait pas pu cristalliser ce minéral précocement.

Compte tenu des observations précédentes (en particulier sur les mégafeldspaths à cheval) et des conclusions tirées de l'étude des ocelles de quartz et des porphyrocristaux de plagioclase, seule une **origine ignée étrangère aux enclaves** peut être envisagée pour l'ensemble de ces mégacristaux dont la source serait le magma granitique et qui auraient été incorporés par mélanges de magmas. On retrouve en effet le "schéma" textural habituel des xénocristaux:

- un coeur manifestement étranger à l'enclave par toutes ses caractéristiques (notamment les inclusions) et en déséquilibre avec cette dernière, puisque résorbé.
- une frange de croissance tardive, cette fois contemporaine de la cristallisation de l'enclave, dont elle inclut les nombreux cristaux, et en équilibre avec celle-ci. Sa forte teneur en baryum résulte du fait que la fraction basique du mélange fournit un apport important en cet élément, qui n'a pas encore été consommé par une cristallisation de feldspath alcalin ou de biotite.

Les mégafeldspaths alcalins à texture rapakivi des enclaves et du granite environnant

Ce type de cristaux est localisé dans les enclaves granodioritiques et dans le granite porphyrique environnant (p. ex. à Piacentini). Macroscopiquement, ces mégafeldspaths ne se distinguent des précédents que par la présence d'une couronne large de 0,5 à 2 mm, régulière, blanche, entourant un coeur gris clair arrondi.

CARACTERES MINÉRALOGIQUES ET TEXTURAUX

On distingue à nouveau un **coeur** et une **couronne** (ou manteau). Le coeur, à contour sinueux résorbé, est identique à celui des mégafeldspaths simples des enclaves et ne sera pas décrit plus avant (voir fig. 15-c à e et 14-e). La couronne est complexe, d'aspect très variable, mais toujours à dominante plagioclasique, d'où le terme de "texture rapakivi". On en distingue plusieurs types, tant dans les enclaves que dans le granite.

Couronne rapakivi à grands plagioclases indépendants

Elle consiste en une couronne continue ou non de plagioclases subidiomorphes de 0,5 à 2 mm de longueur. Son épaisseur varie de un à plus de dix individus accolés (fig. 52-c et 40).

Ces plagioclases bien individualisés sont généralement orientés préférentiellement, l'une de leurs faces étant parallèle à l'un des plans réticulaires principaux du coeur alcalin, c'est-à-dire à l'une de ses faces potentielles. Le parallélisme n'est pas rigoureux, on observe souvent un angle de 10 à 15° entre deux lattes. Les plagioclases internes sont sertis dans le feldspath alcalin. Dans les zones épaisses, les cristaux sont jointifs ou jointoyés par des plages interstitielles de quartz et parfois par un peu de feldspath alcalin en continuité cristallographique avec le coeur. La disposition réglée des lattes de plagioclase tend à donner à la couronne un contour externe idiomorphe, même si le coeur alcalin est arrondi (fig. 40). Dans les enclaves (p. ex. FB 461), les plagioclases de la couronne sont souvent plus grands que ceux de la matrice et plus petits que ceux en porphyrocristaux.

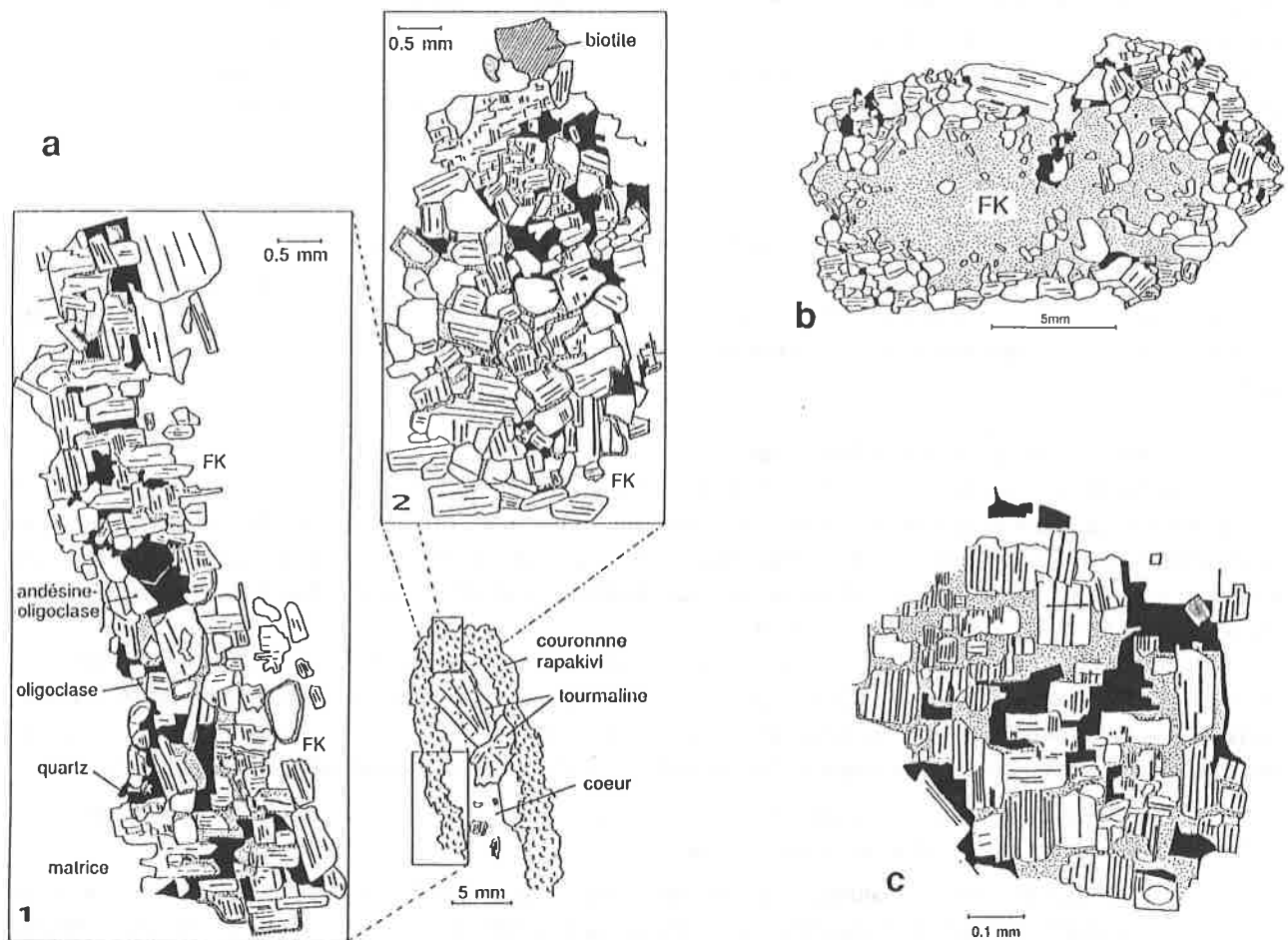


Figure 52: dessins illustrant différents types de couronnes rapakivi bordant des mégafeldspaths alcalins (mFK) issus d'une zone granitique riche en enclaves microgrenues (Piacentini). a: deux détails d'un mFK à couronne rapakivi en damier, 1= damier à texture régulière, 2= damier à texture désordonnée; b: mFK à couronne rapakivi à grands plagioclases indépendants d'orientation variable; c: détail d'une couronne rapakivi en damier régulier. Les figurés de a et de c sont identiques, dans b le pointillé correspond au feldspath alcalin et non à de l'oligoclase! sinon comme a et c.

La Composition des plagioclases de la couronne est de An35 à An30 dans le granite, avec parfois un limbe à An25. Ces valeurs sont dans la gamme de celles des plagioclases porphyriques et matriciels environnants. Dans les enclaves, elle est semblable, parfois légèrement plus calcique: An40-An30 et limbe jusqu'à An25. La figure 53 montre schématiquement les relations de composition entre les différents types de plagioclase en coexistence dans une enclave à texture microgranulaire (FB 461).

Ce type de couronne correspond à celui de la figure 5-E de Hibbard (1981), auquel cet auteur attribue une origine par accolement mécanique (synneusis) de plagioclases sur un noyau alcalin préexistant.

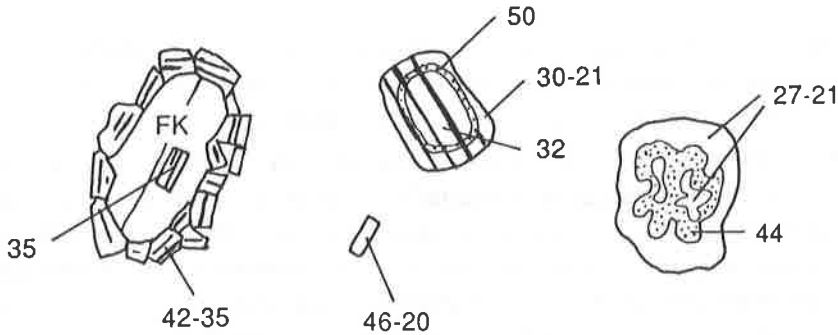


Figure 53: relations entre les compositions des différents types de plagioclases en coexistence dans une enclave à texture microgranulaire (FB 461). Le feldspath alcalin (FK) a une texture rapakivi à plagioclases indépendants. Les chiffres correspondent à la proportion en molécule anorthite des plagioclases.

Couronne rapakivi en damier

Le terme de "damier" a été volontairement préféré à celui d' "échiquier", qui est réservé à une texture particulière adoptée par l'albite. Ce type de couronne consiste en une masse plagioclasique inhomogène mais d'orientation cristallographique unique ou presque. En lumière polarisée, elle présente selon son orientation un éclaircissement commun ou une texture à taches géométriques rappelant un damier ou un tissage régulier. Cette impression résulte de la présence, au sein d'un "fond" plagioclasique assez homogène, d'un grand nombre d'"îlots" andésitiques carrés à rectangulaires, parallèles ou perpendiculaires entre eux, abondamment maclés selon la loi de l'albite et/ou du péricline (fig. 52-a et c et fig. 41). Leur taille est très uniforme par secteurs; elle est comprise entre 0,03 et 0,06 mm.

La proportion de la fraction oligoclasique est très variable (elle est particulièrement développée dans la fig. 52-c). Elle se réduit souvent à un limbe étroit entourant les tablettes d'andésine. Celles-ci sont alors jointives ou moulées par des plages interstitielles de quartz poecilitique de grande extension et par du feldspath alcalin en continuité cristallographique avec le coeur résorbé du mégacristal. Le feldspath alcalin peut représenter un volume relatif assez important.

Les inclusions de biotite, apatite ou autre sont rares dans toutes les phases ci-dessus.

Le profil textural de la couronne est variable. Ordinairement, la bordure du coeur alcalin se charge plus ou moins abruptement en inclusions idiomorphes de plagioclase andésitique orientées selon le réseau cristallographique de leur hôte (surtout (010)) (fig. 52-a1). Leur densité croît rapidement et on passe à la couronne proprement dite. Selon les cas, le feldspath alcalin disparaît très vite vers l'extérieur ou subsiste jusqu'à l'extrême bord du cristal, qu'il peut constituer à lui tout seul. Dans le détail, de nombreux îlots andésitiques du damier dévient légèrement (5° à 15°) de l'orientation générale. D'autres sont franchement discordants et ont peut-être été inclus lors de la croissance de la couronne.

Cette légère variation dans l'orientation est une observation capitale, car elle semble exclure l'hypothèse d'une structure tridimensionnelle squelettique unique du plagioclase autour du coeur alcalin. Un autre fait va dans ce sens; il peut y avoir un passage progressif le long d'une couronne (p. ex. dans la fig. 52-a1 à a2) d'une texture en damier régulière (a1) à une texture désordonnée (a2) sans que l'habitus et la composition des plagioclases en soient modifiés.

D'une manière générale, il peut y avoir coexistence et imbrication des types "en damier" et à "plagioclases indépendants" dans une même couronne. Le damier à petits plagioclases, tend à cimenter ou envelopper les cristaux plus grands et désorientés.

La composition des îlots plagioclasiques en damier est d'environ An35 à An30 dans le granite, soit la même que celle des plagioclases indépendants. Le fond (ou le limbe) est à An15 à An10. Dans les enclaves, la situation est sensiblement la même, le fond oligoclasique étant un peu moins sodique (An15).

Le type rapakivi en damier correspond à celui des figures 7-C et 9-C de Hibbard (1981), qu'il qualifie de manteau plagioclasique dendritique. Un cas semblable a été décrit par Mergoïl-Daniel & Sabourdy (1974).

Couronne mixte floconneuse

Ce genre de couronne représente textuellement un terme intermédiaire entre le coeur alcalin homogène des mégafeldspaths et un manteau en damier. Il est caractérisé par une coexistence de feldspath alcalin et de plagioclase andésitique formant tous deux des taches au contour souvent mal défini et irrégulier, rappelant des perthites. Elles confèrent à l'ensemble un aspect floconneux en lumière polarisée.

Cette couronne peut être indépendante ou liée au type en damier. Cette association complexe est illustrée par le mégafeldspath zoné de l'enclave FB 469 (fig. 42). On distingue du centre à la bordure:

- un coeur ovoïde classique (très peu perthitique) de feldspath alcalin avec des inclusions de grande taille, d'origine granitique;
 - une zone de transition épaisse de 0,2 mm environ, constituée de granules de quartz, de bourgeons myrmékitiques et de cristaux de plagioclase andésitiques de forme tabulaire ou totalement irrégulière, avec une tendance nette à l'orientation préférentielle suivant le réseau cristallin du coeur alcalin;
 - une couronne floconneuse d'épaisseur très variable (de 0 à plus de 3 mm en coupe) tendant à donner au cristal un contour idiomorphe. Elle consiste principalement en feldspath alcalin en continuité cristallographique avec le coeur, avec une extinction très hétérogène en taches juxtaposées à contour flou s'éteignant dans une fourchette de 7°. Elles rappellent des perthites, mais n'en sont pas, leur composition étant toujours potassique (Or74 à Or81). Les inclusions sont nombreuses et consistent en très petits cristaux de plagioclase rectangulaires, maclés polysynthétiquement et orientés dans le réseau du feldspath hôte, en cristaux de même nature, plus grands, moins idiomorphes et désorientés et en grains de quartz cunéiformes.
- Vers l'extérieur, la proportion de quartz et d'inclusions plagioclasiques rectangulaires croît fortement et on passe à la couronne rapakivi proprement dite à texture en damier. Dans toute la zone floconneuse, les inclusions de biotite et d'apatite aciculaire sont très rares;
- la couronne en damier a un contour extérieur idiomorphe, qui affirme celui ébauché par la couronne floconneuse intermédiaire. Elle contient des inclusions textuellement identiques aux cristaux matriciels environnants (apatite aciculaire, paillettes de biotite, plagioclase). Une macle de Carlsbad traverse les deux couronnes, elle confirme ainsi le contrôle cristallographique du feldspath alcalin sur les plagioclases en damier.

Un profil en baryum a été mesuré sur le cristal ci-dessus (fig. 15-d et e). Les concentrations dans le coeur sont semblables à celles observées dans les mégacristaux du granite. La zone floconneuse présente des teneurs plus irrégulières, mais du même ordre de grandeur, tandis que le ciment alcalin de la zone en damier est nettement plus riche, à l'instar de la bordure poecilitique des mégacristaux simples (fig 15-b). Une surconcentration en baryum a aussi été observée par Mergoïl-Daniel & Sabourdy (1974), à la limite entre coeur et écorce rapakivi.

D'une manière générale, les proportions de feldspath alcalin et de plagioclase dans une couronne floconneuse mixte sont très variables et l'aspect tacheté de l'ensemble résulte aussi bien de l'hétérogénéité de la phase alcaline que d'îlots plagioclasiques non maclés au contour mal défini. Hibbard (1981, fig. 8-c) a décrit une association complexe rappelant celle de la photo 42.

RÉSUMÉ DES OBSERVATIONS SUR LES MÉGAFELDSPATHS À TEXTURE RAPAKIVI

Les mégafeldspaths à texture rapakivi se rencontrent dans les enclaves les plus évoluées (granodioritiques à granitiques) et dans le granite environnant, à l'exclusion des enclaves tonalitiques. On distingue un coeur de feldspath potassique résorbé aux caractéristiques identiques à celles des mégafeldspaths du granite, et une couronne à dominante plagioclasique. Il y a trois types de couronnes rapakivi: (a) à plagioclases indépendants, (b) à petits plagioclases en damier et (c) à caractère mixte "floconneux" riche en feldspath alcalin tacheté. Ces trois types se rencontrent isolément ou en association autour d'un même coeur. La composition des plagioclases est uniforme d'un type à l'autre, quelle que soit la nature de la roche environnante. Ceci suggère un processus génétique unique.

ORIGINE DES MÉGAFELDSPATHS À TEXTURE RAPAKIVI

Revue et analyse des processus proposés dans la littérature

Divers processus ont été invoqués (revues de Hibbard, 1981; Smith & Brown, 1988):

- a) Une exsolution de plagioclase sodique du feldspath alcalin avec concentration sur le pourtour d'un coeur devenu potassique,
- b) la résorption du coeur d'un monocristal ou d'un glomérocrystal de plagioclase suivie d'un remplissage par une phase potassique,

- c) un remplacement du feldspath alcalin par du plagioclase,
- d) un accolement par synneusis de petits plagioclases sur les faces de phénocristaux de feldspath alcalin,
- e) une résorption du feldspath alcalin suivie d'une croissance de plagioclase dendritique ou non et, enfin,
- f) une origine sédimentaire par cristallisation d'hydrosilicates (Elliston, 1985).

Comme le montre clairement la compilation d'Hibbard (1981, tableau 1), toute hypothèse retenue devra tenir compte de l'association étroite des feldspaths rapakivi à des enclaves microgrenues et plus généralement à un contexte de coexistence et de mélanges de roches acides et basiques.

Le processus (f) est exclu étant donné le contexte magmatique du Monte Capanne, de même que (a), car une exsolution ne peut produire du plagioclase andésitique. (b) ne satisfait pas les observations texturales car aucun plagioclase de la taille des mégafeldspaths n'a été rencontré et le coeur alcalin n'est pas tardif.

L'hypothèse (c) d'un remplacement à l'état solide du feldspath alcalin par un plagioclase de composition intermédiaire n'a jamais été obtenu expérimentalement. Ce mécanisme s'accorde mal avec la nature franche du contact entre coeur et couronne et l'absence dans cette dernière d'inclusions (biotite, apatite) comparables à celles du coeur, qui auraient dû survivre au remplacement.

La synneusis (d) est un processus séduisant pour les couronnes à plagioclases indépendants, diversement orientés au contact du coeur alcalin (p. ex. fig. 52-b). Elle est invoquée par plusieurs auteurs dont Hibbard (1981), qui la considère cependant comme indépendante d'un contexte de mélange. Là se posent quelques problèmes:

- Pourquoi se développerait-elle uniquement dans ou près des enclaves?
- Pourquoi les plagioclases accolés auraient-ils une taille intermédiaire entre celle des porphyrocristaux, auxquels ils ne ressemblent pas, et celle des cristaux matriciels?
- Pourquoi auraient-ils toujours une composition autour de An35- An30, comme celle des cristaux en damier?

A mon avis un tel processus d'accolement par rencontre aléatoire de cristaux ne résiste pas aux objections ci-dessus, surtout la première. Il y a certainement une contrainte à l'origine de la texture à plagioclases indépendants.

Hypothèse de la croissance dendritique

La croissance de plagioclase sur un coeur alcalin résorbé (e) semble être la seule hypothèse viable. Hibbard (1981) a développé en parallèle avec l'interprétation du "patchy zoning" des plagioclases associés aux feldspaths rapakivi, un scénario de croissance dendritique qui résulterait du déséquilibre chimique et thermique induit par le mélange de magmas contrastés.

Selon cet auteur, des xénocristaux de feldspath alcalin issus de la fraction magmatique granitique serviraient de support à la cristallisation dendritique rapide de plagioclase calcique, due au refroidissement brusque de la composante mafique, sursaturée et pauvre en nucléi. Cette hypothèse est séduisante, car elle s'intègre parfaitement dans un contexte de mélange de magmas et elle explique la texture en damier, les îlots calciques correspondant au squelette précoce et le fond oligoclasique au remplissage ultérieur de la structure.

A Elbe, elle se heurte néanmoins à plusieurs observations importantes:

1) Cette texture dendritique devrait se développer prioritairement sur les mégacristaux incorporés dans les enclaves les plus mafiques, celles dont le taux de refroidissement et de sursaturation en plagioclase fut le plus élevé; or c'est juste le contraire!

2) La composition du plagioclase dendritique devrait être très calcique, puisqu'il est en principe le premier à cristalliser à partir de la fraction basique; or il ne dépasse pratiquement jamais An35-An40, tandis que les plagioclases matriciels atteignent An50 à An60. Cette observation s'applique aussi, semble-t-il, aux cas cités par Hibbard (1981), sans que cet auteur ne l'ait relevé.

3) Une croissance dendritique devrait piéger une certaine quantité de liquide matriciel qu'on devrait retrouver sous forme d'inclusions diverses entre les îlots calciques. Cet argument est d'ailleurs avancé par Hibbard pour justifier l'abondance d'inclusions dans les plagioclases criblés. Or à Elbe, les couronnes rapakivi en sont très pauvres, infiniment plus que les plagioclases criblés.

4) L'hypothèse de la croissance dendritique n'explique pas la présence systématique de plages poecilites de quartz.

5) Le mégafeldspath rapakivi de l'enclave FB 504 présente 2 à 3 gros plagioclases collés contre son coeur alcalin (fig. 54); la couronne en damier, postérieure à la présence des plagioclases, ne s'est pas du tout développée sur ces der-

niers, qui représentent pourtant le support le plus favorable à une croissance plagioclasique dendritique. Ceci tendrait à montrer que les mégafeldspaths ne sont pas des supports de cristallisation "de circonstance" pour ce type de plagioclase, mais au contraire nécessaires à leur développement.

6) Dans le même ordre d'idée, beaucoup de porphyrocristaux sodiques des enclaves, issus du granite et cotoyant les mégafeldspaths rapakivi n'ont aucune couronne de croissance dendritique semblable à celle de ces derniers.

7) Enfin, bon nombre d'îlots plagioclasiques des couronnes en damier s'écartent de l'orientation générale ce qui, on l'a vu, est en contradiction avec l'hypothèse d'une structure dendritique tridimensionnelle unique.

Ces objections sont à mon avis suffisantes pour rejeter l'hypothèse d'une croissance dendritique dans le cas du Monte Capanne.

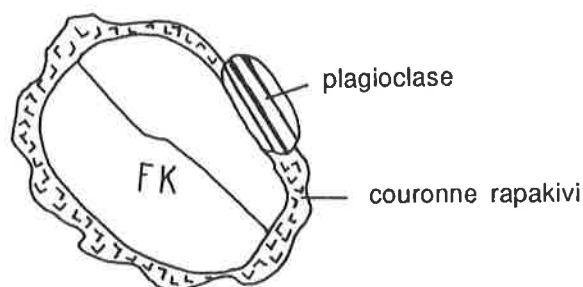


Figure 54: feldspath alcalin (FK) dont la couronne rapakivi floconneuse ne s'est pas développée sur un plagioclase accolé, qui est donc un support de cristallisation défavorable.

Hypothèse de la bordure réactionnelle

Une alternative tenant compte du contexte de mélanges de magmas serait de considérer les couronnes rapakivi comme des bordures réactionnelles développées autour des xénocristaux de feldspath alcalin à l'image des couronnes minérales bordant les ocelles.

Des feldspaths alcalins plongés dans un environnement plus mafique vont se résorber en produisant un liquide périphérique feldspathique coexistant avec le magma de l'enclave. Une équilibration chimique va s'amorcer, contrôlée par les compositions respectives des deux liquides.

Dans ses expériences de dissolution de feldspath alcalin dans du magma basaltique, Watson (1982) a montré que le liquide feldspathique est très visqueux; il ne se mélange pas mécaniquement avec le basalte et reste en gouttes sphériques malgré un brassage du système (3 tours/mn). On peut imaginer qu'il forme une enveloppe adhérente autour du coeur non fondu de grands cristaux.

D'autre part, les proportions molaires de SiO_2 et Al_2O_3 du liquide feldspathique ne changent pas sur toute la longueur du profil entre le coeur et le basalte environnant. Il en est de même du rapport $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ qui reste à la valeur de 1; Watson en conclut: "...a melt of feldspar stoichiometry is not only extremely stable but also "hostile" to non-feldspar components". Autrement dit, **autour d'un feldspath fondu va cristalliser un feldspath**. Seules les proportions relatives de Na_2O , K_2O et CaO sont susceptibles d'être modifiées.

En règle générale (Watson, 1976, 1982), les alcalins se concentrent dans le liquide le plus siliceux (rapport de 1,5 à 3 entre magmas granitique et basaltique) et le calcium dans la fraction basique, mais moins fortement.

Dans un magma hybride à dominante basique, le liquide feldspathique va perdre un peu de K et acquerra surtout du Na, très peu de Ca. Il n'y aura pas de développement de plagioclase ou seulement quelques cristaux. Une fois résolu en enclaves, le magma va cristalliser rapidement et le "manteau fondu" engendrera du feldspath alcalin qui se greffera sur le coeur résorbé d'autant plus facilement qu'il n'y aura pas d'écran plagioclasique interposé.

Dans un magma hybride à dominante acide, le liquide feldspathique va perdre nettement plus de K, plus de 50% si le magma environnant est plus siliceux que lui; à l'inverse, le calcium diffusera abondamment et du plagioclase va se former.

Comme la résorption du xénocristal de feldspath alcalin se fait irrégulièrement, le long de clivages, de vésicules (cf FB 452) ou de fractures, on peut imaginer une zone dendritique où le feldspath ne soit pas totalement fondu et règle la croissance du plagioclase suivant son réseau cristallographique. Cette zone correspondrait aux couronnes mixtes floconneuses, aux zones de transition perthitiques (à plagioclase calcique!) mentionnées par Hibbard (1981) ou Barrière (1977). Une fois amorcée, l'orientation préférentielle des plagioclases se poursuivrait sur toute l'épaisseur de la couronne.

Les couronnes à plagioclases indépendants pourraient être rapportées au même processus fondamental, peut-être dans un milieu plus dynamique où les nuclei changeraient d'orientation par rapport au réseau alcalin.

Plusieurs observations trouvent une explication plausible dans cette hypothèse:

- la plus grande abondance de feldspaths rapakivi dans des roches hybrides à dominante acide que dans celles à dominante basique;
- la présence systématique de quartz pur dans les textures en damier. Elle résulterait d'un excès de silice fourni par le feldspath alcalin et non employé par le plagioclase calcique;
- la rareté des inclusions de biotite dans les couronnes rapakivi est en accord avec l'absence de diffusion de Fe et Mg dans le liquide feldspathique (Watson, 1982);
- la constance étonnante de la composition des plagioclases des couronnes serait contrôlée par la diffusion de Ca, c'est-à-dire par la composition du magma hybride, qui ne peut pas être plus acide qu'une certaine valeur au-delà de laquelle il n'y aurait pas résorption substantielle de feldspath alcalin.

Ce scénario n'est qu'une hypothèse de travail demandant à être testée sur d'autres occurrences à feldspath rapakivi. Son effet est à peu près le même que celui engendré par une croissance dendritique, à savoir une croissance de plagioclase sur du feldspath alcalin. L'un des processus est contrôlé chimiquement, l'autre physiquement; tous deux remplissent la condition préalable de l'intégration dans un contexte de mélanges de magmas.

Conclusion à l'étude des mégafeldspaths alcalins des enclaves

Comme les autres types de porphyrocristaux rencontrés dans les enclaves, les mégafeldspaths alcalins sont un bon indicateur de mélanges de magmas. Les cristaux à texture rapakivi sont particulièrement intéressants, au même titre que les plagioclases zonés en taches, car leur identification aisée trahit le caractère hybride de faciès granitiques apparemment homogènes et dépourvus d'enclaves. Ainsi le granite du M. Capanne lui-même résulte de mélanges dans certains secteurs, voire dans son intégralité?...

4.3.4 Les porphyrocristaux de biotite dans les enclaves

Ils représentent 0 à 4% du volume des enclaves, leur abondance étant proportionnelle à celle des autres minéraux porphyriques (voir tableau A2). Ils sont distribués de manière homogène dans la roche.

Caractères microscopiques

Les porphyrocristaux de biotite sont nettement plus grands (de 0,5 à 3mm) que les paillettes matricielles. Leurs caractéristiques générales sont les mêmes que celles des biotites du granite: couleur brun-rouge, taille comparable, inclusions identiques dont de l'apatite à habitus trapu. Ils n'ont que rarement une forme aux angles arrondis, voire ovoïde et un contour irrégulier crénelé à franchement lobé suggérant une résorption. Ils contiennent des inclusions de quartz matriciel accompagnées d'apatite aciculaire. De petites paillettes de biotite se concentrent parfois autour de ces porphyrocristaux sans adopter d'orientation préférentielle.

Composition chimique

Dans les deux seules enclaves pour lesquelles des analyses complètes à la sonde sont disponibles (FB 468 à texture doléritique et FB 504 à texture microgranulaire), la composition chimique des grandes biotites est identique à celle des biotites du granite environnant et se distingue légèrement de celle des paillettes matricielles.

Origine des porphyrocristaux de biotite

A priori, ces biotites peuvent être d'origine granitique, comme les autres porphyrocristaux avec lesquels elles sont associées ou provenir de la fraction magmatique basique du mélange.

La majorité d'entre elles sont à mon avis issues du magma granitique, sans parler de celles qui sont incluses dans les mégafeldspaths ou liées à des agglomérats polycristallins de filiation granitique sûre. Plusieurs observations vont dans ce sens:

- la corrélation étroite entre la proportion de grandes biotites et celles des autres porphyrocristaux,
- le fait que dans le magma granitique la biotite a abondamment cristallisé avant l'apparition du feldspath alcalin, qu'elle va fatalement accompagner en quantité dans les enclaves,
- la correspondance parfaite de la taille et de la composition de ce minéral entre le granite et les enclaves.

Il n'y a par contre aucun critère direct pour assigner à un porphyrocrystal de biotite une origine magmatique basique.

Il est un peu curieux que ces xénocristaux de biotite soient si faiblement résorbés. Ce minéral est apparemment moins sensible que les autres. On s'en rend compte dans les filons sombres de Colle d'Orano, dans lesquels quartz et feldspaths sont très fortement résorbés alors que la biotite a des contours à peine arrondis.

4.3.5 Minéraux secondaires et associations gloméroporphyriques

Agrégats polycristallins à amphibole et biotite

Ces agrégats sont évoqués ici en tant que pseudomorphoses d'anciens monocristaux porphyriques, comme le suggèrent leur taille de 1 à 3 mm et leur habitus rectangulaire idiomorphe. Ils sont constitués d'une association symplectitique d'hornblende actinolitique (ou de cummingtonite) \pm biotite verte magnésienne \pm quartz \pm calcite.

Typiquement, le coeur des agrégats est occupé par l'amphibole, en cristaux polygonaux, allongés ou aciculaires, d'orientation quelconque, auxquels se mêlent parfois quelques paillettes vertes de biotite et du quartz. La périphérie est constituée par la biotite, qui déborde un peu le contour idiomorphe originel, et dont la couleur vert pâle du côté interne de la couronne s'intensifie vers l'extérieur pour tendre vers le brun-rouge des biotites matricielles.

Ces agrégats sont le plus souvent multiples, accolés ou imbriqués, soulignant ainsi le caractère gloméroporphyrique du minéral pseudomorphosé. Ils se rencontrent dans tous les types d'enclaves, mais assez rarement et en petites quantités; ils sont volontiers associés à de petites enclaves doubles à plagioclase calcique en texture doléritique.

La nature du minéral originel n'est pas déterminable, Il s'agit sans doute d'une amphibole ou d'un pyroxène magnésien. Etant donné son absence des faciès granitiques, il représente peut-être une phase phénocristalline du pôle magmatique basique impliqué dans le mélange avec le liquide granitique ou bien une phase phénocristalline développée dans le magma hybride juste après la phase de mélange principale.

Apatites trapues et apatites aciculaires

Tous les minéraux principaux du granite se retrouvent dans les enclaves, il serait logique d'y rencontrer également ses minéraux accessoires, notamment l'apatite. Une origine granitique est évidente pour les apatites incluses dans les xénocristaux. Pour les autres, le critère morphologique du rapport longueur/largeur (L/l) des cristaux semble utilisable en l'absence de données analytiques. En effet, les apatites du granite cristallisent en prismes trapus de rapport L/l généralement inférieur à 10 (fig. 16-a), alors qu'elles sont aciculaires dans les enclaves avec des valeurs pouvant dépasser 300 (fig. 16-d).

Ainsi en postulant que toutes les apatites trapues sont d'origine granitique, une simple étude statistique du rapport L/l permet d'évaluer l'importance de la contribution granitique dans la population d'apatites d'une enclave et du même coup de démontrer l'existence de mélanges, même en l'absence d'autres xénocristaux.

C'est en substance ce qu'ont proposé Didier et Barbarin (1988). Cela semble vérifié dans la figure 16 où la population d'un échantillon de granite (a) sans indices texturaux de mélange mécanique ("mingling") est regroupée vers les basses valeurs de L/l; les autres échantillons -enclaves et granite avec indices de mélange- contiennent à la fois des apatites trapues et aciculaires. Dans l'enclave (d), on distingue nettement une population à L/l moyen de 4 à 5, d'origine xénocristalline et une autre comprenant les cristaux matriciels dont le pic est proche de L/l = 30.

Mais comme pour les porphyrocristaux de biotite, un doute demeure quant à l'attribution de toutes les apatites trapues au pôle granitique de mélange. En effet, quelle que soit la composition chimique initiale du ou des pôle(s) basique(s) du système, l'apatite est susceptible de commencer à y cristalliser assez précocement (Watson, 1979) et pourrait former des cristaux comparables à ceux du granite avant l'hybridation et le refroidissement brusque du magma.

Agglomérats polyminéraux porphyriques

L'ensemble des porphyrocristaux d'origine granitique décrits précédemment forment à l'occasion des agglomérats polyminéraux de taille pluricentimétrique à contour arrondi. L'accolement des cristaux est antérieur à leur incorporation dans le magma des enclaves.

Par contre, aucun fragment correspondant à un xénolite de granite totalement cristallisé n'a été rencontré dans les enclaves.

4.3.6 Conclusion sur les porphyrocristaux des enclaves microgrenues

Dans les enclaves microgrenues, on distingue deux catégories de porphyrocristaux: ceux, très largement dominants, dont on retrouve l'équivalent dans les minéraux du granite environnant et ceux, rares, qui semblent dériver de la cristallisation d'un magma moins évolué (plagioclase calcique, opaques (?), probablement pyroxène ou/et amphiboles).

Les porphyrocristaux de quartz, plagioclase et feldspath alcalin de la première catégorie présentent une structure interne commune systématiquement développée. Elle consiste en: (a) **un coeur** de taille, de composition et de texture identiques aux phénocristaux du granite, mais fortement résorbé: les ocelles de quartz sont lobées, les mégafeldspaths alcalins ovoïdes et vacuolaires, les plagioclases sodiques partiellement dissouts en un squelette calcique résiduel engendrant un zonage en taches; (b) **une bordure** riche en inclusions de minéraux matriciels de l'enclave (p. ex. apatite aciculaire) et en équilibre avec ces derniers, greffée sur ces coeurs reliques (p. ex. bordure calcique et zonée des plagioclases tachetés de composition identique à celle des cristaux matriciels: An60-30). L'ensemble de ces caractéristiques texturales et chimiques suggère que ces porphyrocristaux sont des phénocristaux du magma granitique, incorporés en tant que xénocristaux dans un magma hybride résultant de mélanges entre le premier et un magma plus mafique. Le coeur de ces cristaux serait fortement résorbé en raison de la nature moins évoluée du magma hybride par rapport au magma granitique parental. La bordure biotitique des ocelles et la couronne plagioclasique rapakivi des feldspaths alcalins correspondrait à une bordure de réaction minérale développée en réponse à ce déséquilibre chimique. La bordure poecilitique, enfin, serait contemporaine de la cristallisation finale du magma hybride.

Les rares cristaux idiomorphes de bytownite et les pseudomorphoses de clinopyroxène(?) en hornblende actinolitique pourraient correspondre à des phénocristaux de la fraction mafique des mélanges.

Cette association de porphyrocristaux est un critère majeur en faveur de l'origine ignée des enclaves et de la coexistence et du mélange de magmas de composition contrastée. De l'abondance et de la variété des porphyrocristaux d'origine granitique, on déduit que les mélanges ont eu lieu alors que le magma acide était déjà passablement cristallisé, peut-être en proportion comparable au volume relatif des phénocristaux du faciès granitique de bordure, soit 40%. Le magma basique, en revanche, devait être pauvre en cristaux.

De nombreux auteurs ont rapporté les mêmes phénomènes texturaux (revue de Didier, 1973; Barrière, 1977; Vernon, 1983, 1985; etc), invariablement dans des associations spatiales de roches acides et basiques d'âges, de niveaux structuraux et de contextes tectoniques divers. Les interprétations, elles, varient et la métasomatose est encore couramment invoquée. A mon avis, ce processus est à proscrire définitivement en tant que mécanisme essentiel, il ne résiste pas à une analyse texturale détaillée.

4.4 COMPOSITION CHIMIQUE ET TYPOLOGIE DES MINÉRAUX DES ENCLAVES

Dans ce paragraphe ne seront considérés que les cristaux matriciels des enclaves et les phénocristaux issus de la fraction basique des mélanges, à l'exclusion de ceux d'origine granitique, dont il a déjà été question.

4.4.1 Plagioclase

Constituant principal des enclaves, ce minéral a été largement décrit dans les § 4.2 et 4.3. Des analyses à la microsonde sont reportées dans les figures 9, 44, 45 et 46, où on relève des teneurs en molécule orthose toujours très basses (2-3%) et une gamme de composition étendue (de An70 à An20) reflétant la nature toujours zonée de ces cristaux. Leur frange externe a une teneur en molécule anorthite comparable à celle de leurs équivalents granitiques (environ An20), suggérant un équilibre tardif entre les deux milieux.

Le plagioclase des enclaves doubles est toujours plus calcique que celui de la matrice de l'enclave-hôte; par exemple An65, respectivement An40 pour le coeur des cristaux de FB 497. Il est fortement zoné de manière normale et souvent partiellement altéré en calcite. Lorsque les enclaves doubles se réduisent à des "grumeaux" de quelques millimètres, l'habitus et l'altération de leurs plagioclases restent les seuls critères texturaux permettant de déceler leur existence.

La gamme de composition observée est celle des plagioclases de roches dioritiques à granodioritiques habituelles.

4.4.2 Feldspath alcalin

Les analyses à la microsonde reportées dans la figure 14-c reflètent une composition comprise entre Or80 et Or90 pour la phase potassique des feldspaths alcalins matriciels, soit la même gamme de teneurs que celle de leurs équivalents

granitiques. Aucune analyse des perthites sodiques n'a pu être obtenue, ce qui exclut toute estimation de la composition moyenne de ce minéral.

Au niveau du baryum, les teneurs ponctuelles (500-4'000 ppm) sont comparables à légèrement plus élevées que celles des feldspaths matriciels du granite.

4.4.3 Biotite

Composition chimique

Ce minéral n'a été analysé qu'à la microsonde, aucun rapport $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ n'est donc connu. Quelques analyses représentatives sont reportées en annexe. On constate qu'elles varient passablement d'un type d'enclave à l'autre.

Dans le diagramme $\text{FeOt} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ de Nockolds (1947) (fig. 55-a), on distingue clairement un groupe de biotites peu alumineuses associées à des pyroxènes (FB 481b) ou à des amphiboles, ou en remplacement symplectitique de ces dernières. Elles sont parfaitement confinées dans le champ à biotite + hornblende de Nockolds. Ces mêmes biotites ont une teneur en Al IV globalement inférieure à celle de la population granitique (fig. 56) avec des teneurs en $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ variables. Elles sont caractéristiques des enclaves à texture doléritique, doubles (FB 497) ou indépendantes comme à San Piero.

Les biotites des enclaves à texture ophitique ou microgranulaire sont plus alumineuses et tombent dans le champ des biotites seules de Nockolds (fig. 55-a); elles sont aussi plus ferrifères que celles du granite ($\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} \approx 0,5 - 0,6$, fig. 56).

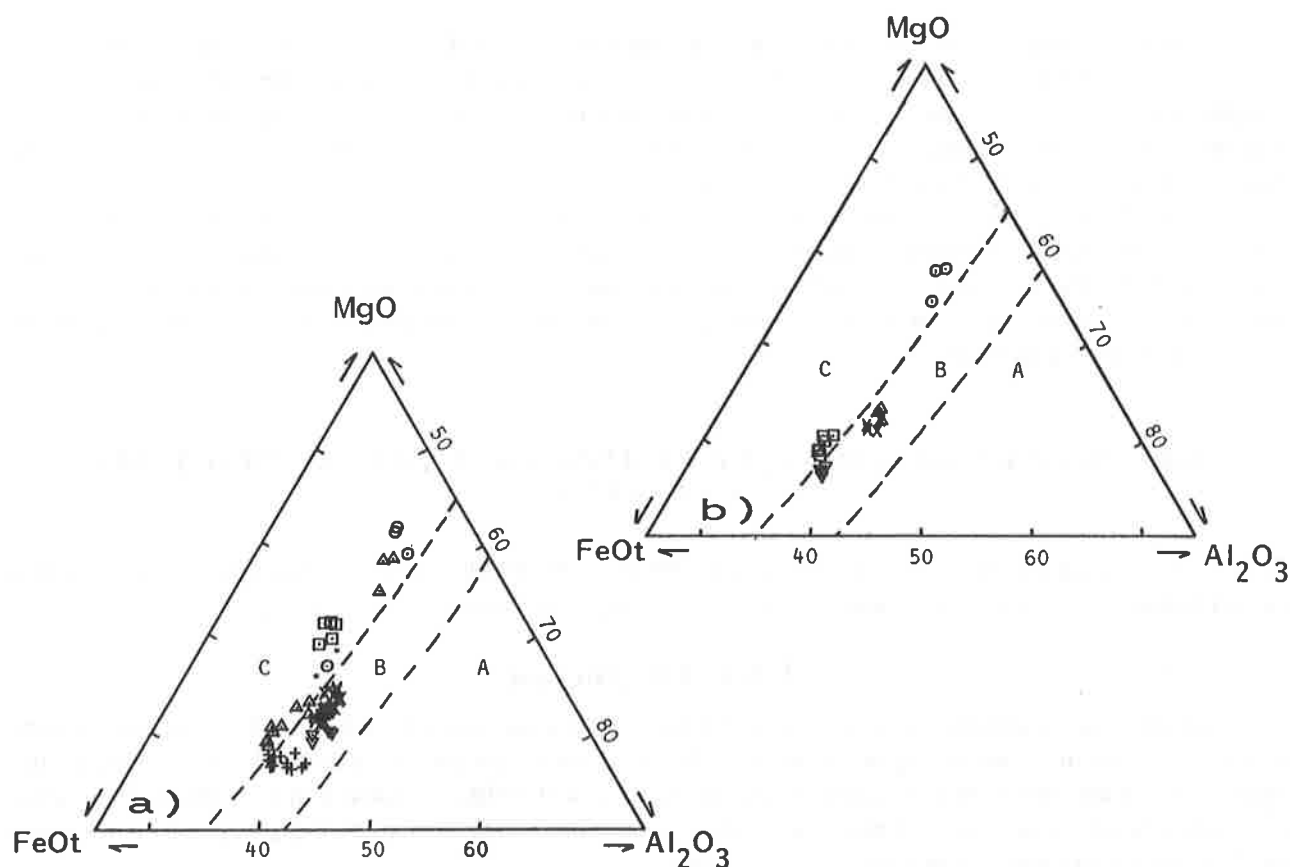


Figure 55: diagramme de classification des biotites de Nockolds (1947), champ A = biotites accompagnées de muscovite ou autres silicates d'alumine, B = biotites seule, C = biotite et amphibole. a: report des analyses décrites dans la figure 56 avec les mêmes symboles; b: hétérogénéité de composition des biotites matricielles au sein des enclaves FB 497 et FB 823. FB 497 est une enclave à biotite seule (∇) contenant une mini-enclave double de quelques millimètres à biotite (\square) + amphibole. FB 823 est une enclave doléritique à biotite matricielle brun pâle (\odot) passant en bordure (sur 1 cm) à une biotite rouge (Δ) comparable à celle du granite environnant (x).

Hétérogénéité chimique à l'échelle de l'enclave

La composition des biotites n'est pas toujours homogène au sein d'une enclave, même à l'échelle de quelques millimètres. Dans FB 497, on distingue une enclave double de 5 mm de diamètre à texture doléritique contenant une

magnésio-hornblende associée à de la biotite. Cette dernière a une composition légèrement, mais significativement, différente de celle, plus ferrifère, des paillettes de biotite de l'enclave à texture ophitique encaissante (figs 57 et 55-b).

Dans l'enclave FB 823 de San Piero, les biotites résultant de la pseudomorphose d'amphiboles jouxtent les biotites plus ferrifères et plus alumineuses de la matrice (groupe de gauche de la fig. 56). D'autre part, en s'approchant du bord de l'enclave, les paillettes matricielles passent d'un brun pâle au rouge foncé des biotites du granite sur une épaisseur de 3 à 5 mm et en adoptent le chimisme, pourtant très contrasté (fig. 55-b).

De l'ensemble des observations précédentes, on conclut qu'il n'y a pas eu équilibration chimique entre les biotites du granite et celles des enclaves (sauf au contact), ni au sein même de ces dernières.

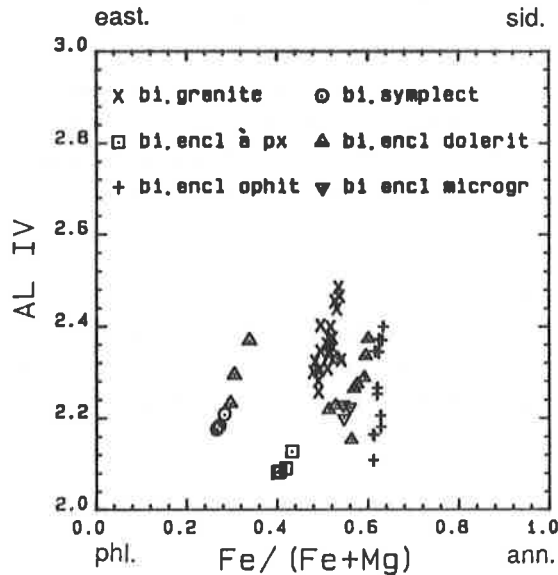


Figure 56: report dans le diagramme de classification $Fe/Fe + Mg$ versus $Al IV$ (cations) des analyses de biotites matricielles des enclaves microgrenues à texture doléritique, ophitique et microgranulaire du massif du M. Capanne. Les analyses de biotites du granite sont reportées à titre comparatif, ainsi que celles de l'enclave à pyroxène de Colle d'Orano (FB 481) et celles de biotites secondaires symplectitiques remplaçant des amphiboles.

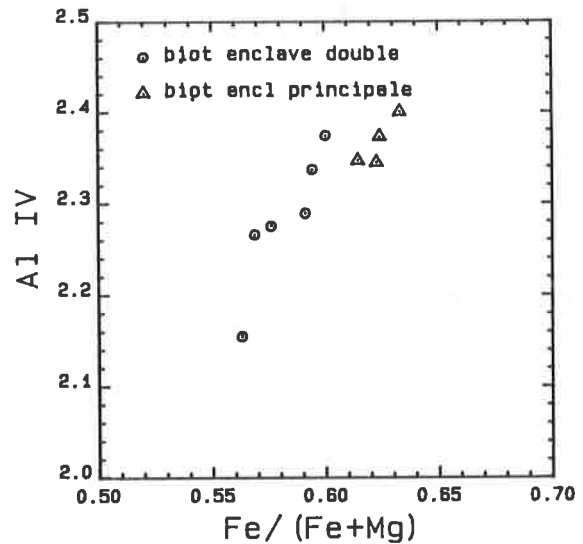


Figure 57: report dans le diagramme de classification $Fe/(Fe+Mg)$ versus $Al IV$ d'analyses de biotites issues d'une enclave double microgrenue d'une part, et de la matrice de l'enclave microgrenue qui la contient d'autre part. Les biotites de l'enclave double ont un caractère moins évolué que les autres.

Facteurs de variation

A quels facteurs peuvent être attribuées les variations importantes du rapport $Fe/(Fe + Mg)$ des biotites des enclaves, alors que ce dernier est très homogène dans le granite et de valeur intermédiaire?

L'enrichissement en fer de la biotite dépend des teneurs en Fe et Mg du magma, mais aussi de la fugacité d'oxygène (fO_2) et de la teneur en eau de ce dernier (Wones et Eugster, 1965); il n'est donc pas forcément proportionnel au degré de différenciation du liquide, comme le souligne Rossi (1986). Dans certaines suites magmatiques, ce rapport peut même diminuer avec l'augmentation de l'acidité des roches (Czamanske et Wones, 1973; Czamanske et al., 1981). En règle générale, une fO_2 faible produira des biotites à rapport $Fe/Fe + Mg$ croissant, car le fer restera sous son degré d'oxydation 2^+ et ne sera pas soutiré du bain par la cristallisation de magnétite. C'est le cas au M. Capanne, où le caractère ferrifère des biotites croît en parallèle avec l'index de différenciation des roches (fig. 58), mais irrégulièrement, ce qui montre que granite et enclaves ne constituent pas une suite magmatique simple.

Je pense que les variations de composition observées reflètent avant tout des différences dans les concentrations initiales en Fe et Mg du magma des enclaves et plus précisément du pôle basique de ces liquides hybrides. En effet, les biotites matricielles des enclaves ont cristallisé après leur mise en contact avec le magma granitique, dans des conditions de fO_2 et de pH_2O assez uniformes. En outre, il n'y a sans doute pas eu d'incorporation différentielle de Fe et Mg dans les enclaves à partir du granite, car ces deux ions ont des taux de diffusion comparables (Watson, 1976; Alibert, 1980; Johnston et Wyllie, 1988) et leur rapport de concentration est homogène dans le granite.

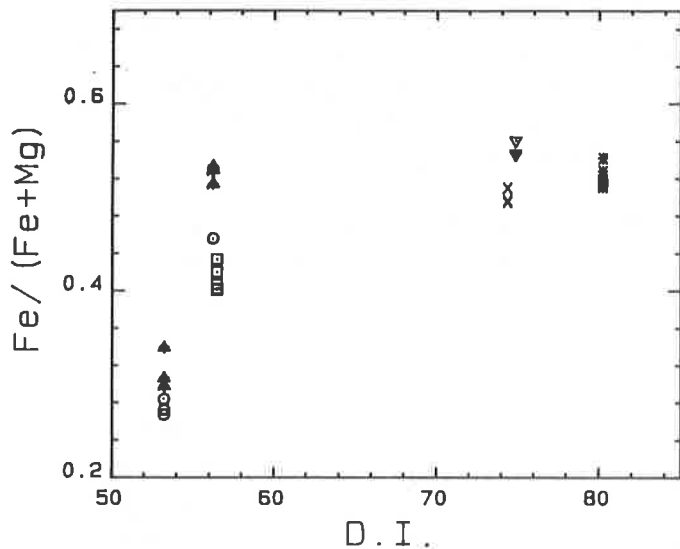


Figure 58: évolution du rapport cationique $Fe/(Fe + Mg)$ des biotites matricielles des enclaves microgrenues et du granite du M. Capanne par rapport à l'index de différenciation des roches-hôtes ($D.I. = Qz + Or + Ab$ normatifs). Mêmes symboles que dans la figure 56.

Typologie

D'un point de vue typologique, les biotites des enclaves à texture ophitique ou microgranulaire sont comparables à celles de roches calco-alcalines classiques, par exemple des granitoïdes de Corse occidentale (Rossi, 1986); tandis que les biotites des enclaves à amphibole pourraient être comparées à celle des roches intermédiaires calco-alcalines magnésio-potassiques de la même région (Rossi, 1986). Le diagramme typologique de Nachit et al. (1985) confirme ces affinités (fig. 59).

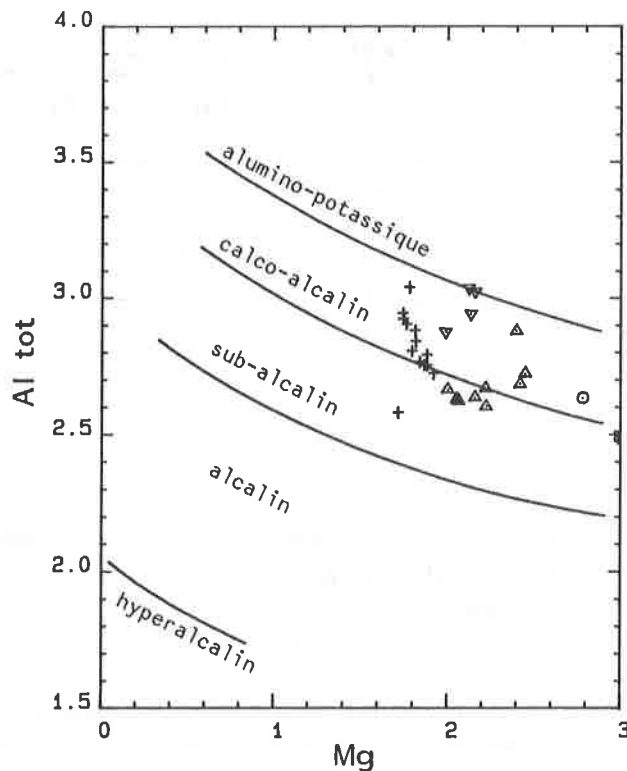


Figure 59: report des analyses de biotites matricielles des enclaves dans le diagramme typologique de Nachit et al. (1985). Symboles de la figure 56. Mg et Al tot = nombre de cations sur une base structurale de 22 oxygènes. Comparer avec la figure 12.

4.4.4 Amphibole

On distingue des amphiboles magnésiennes et des amphiboles calciques, qui peuvent coexister dans la même enclave (FB 823, San Piero).

Amphibole ferro-magnésienne

Rencontrée en relique dans les enclaves magnésiennes de San Piero, elle n'a été analysée que dans une enclave (FB 823) (voir résultats en annexe). Son rapport $Mg/Mg + Fe^{2+}$ varie de 0,61 à 0,69, ce qui en fait une cummingtonite proche d'une magnésio-cummingtonite (Leake, 1978), pauvre en Na et Ca et non potassique.

Ce type d'amphibole a été décrit à plusieurs reprises dans des roches calco-alcalines de composition intermédiaire à basique, notamment par Fabries et al. (1984) en Bretagne et Rossi (1986) en Corse occidentale. Selon les études de

Wood et Carmichael (1973) ; D'Arco et al. (1981) et Fabries et al. (1984), citées par Rossi, la cristallisation simultanée de cummingtonite et de plagioclase dans des liquides de composition intermédiaire comme les enclaves implique une pression d'eau élevée proche de la pression totale. D'autre part, 800°C est une limite inférieure pour la formation de ce minéral au-dessous de laquelle il est remplacé par la hornblende verte (Fonarev et Korolkov, 1980). Pour une pression d'eau = Ptotale de 3 kb, Fabries et al. (1984) ont estimé à 800°-950°C les conditions de cristallisation de la cummingtonite dans une gabbrodiorite.

Ces considérations sont en accord avec le contexte des enclaves de San Piero: la cummingtonite a dû cristalliser précocement dans un magma magnésien chaud, plus ou moins hybridé avec un liquide acide surchauffé dépourvu de phénocristaux, mais hydraté. Le refroidissement brusque des gouttes de magma au contact de la masse granitique encaissante a provoqué la déstabilisation de l'amphibole et sa résorption directe en biotite. Le déséquilibre chimique entre les reliques de cummingtonite et la biotite est d'ailleurs manifeste dans le diagramme de Gorbatshev (1979) (fig. 60).

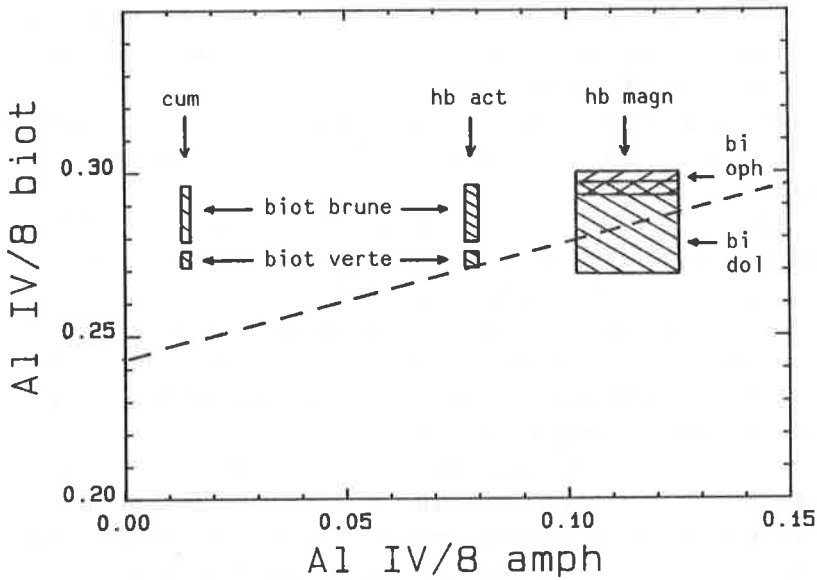


Figure 60: distribution de Al IV entre la biotite et l'amphibole dans le diagramme de Gorbatshev (1979), où la ligne interrompue ($Al_{IV}^{biot} = 1,95 + 0,35 Al_{IV}^{amph}$) est le lieu géométrique des couples à l'équilibre. Les domaines hachurés représentent les champs de variation des biotites et amphiboles trouvés en coexistence dans les enclaves microgrenues FB 497 et FB 823.

Amphiboles calciques

On les rencontre également dans les enclaves à texture doléritique. Seules quelques analyses ont été faites, qui sont reportées en annexe. On distingue (fig. 61):

- a) une hornblende magnésienne trouvée dans une enclave double (FB 497), en monocristaux résorbés et partiellement recristallisés en biotite,
- b) une hornblende actinolitique très magnésienne en amas pseudomorphosant d'anciens phénocristaux, parfois dans les enclaves à cummingtonite (FB 823),

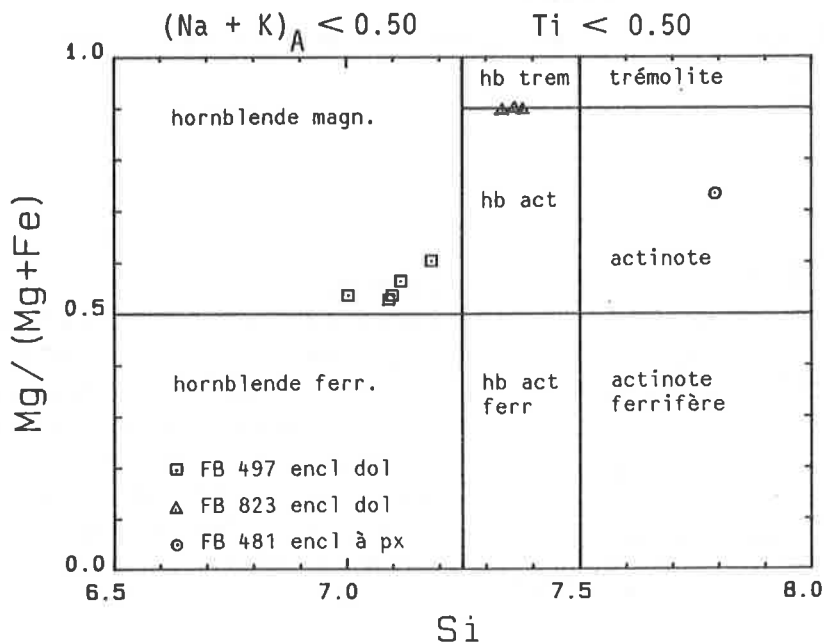


Figure 61: position des amphiboles des enclaves microgrenues à texture doléritique et de l'enclave à pyroxène dans la classification de Leake (1978).

- c) une actinote aciculaire comme produit de déstabilisation des pyroxènes dans l'enclave FB 481b.

Ces variétés d'amphiboles sont communes dans les roches de composition intermédiaire des suites calco-alcalines, où elles sont fréquemment associées au sein d'un pluton, voire d'un échantillon (Dodge et al. 1969; Johan et al., 1980; Graviou, 1984; Rossi, 1986). Elles sont le plus souvent magnésiennes. Leur caractère peu alumineux, qui s'accroît des hornblendes magnésiennes aux actinotes résulterait d'une cristallisation de plus en plus tardive, voire deutérique (par rapport au référentiel enclave) (Dodge et al., 1968; Johan et al., 1980).

Des amphiboles semblables ont été décrites dans les enclaves microgrenues du massif sarde de Bono, où plusieurs types chimiques coexistent (Cocirta et al., manuscrit soumis à publication, 1988). Comme le notent ces auteurs, cette variété dans les types d'amphiboles résulte d'une multiplicité des processus génétiques, correspondant tantôt à un remplacement de minéraux ferromagnésiens préexistants, tantôt à une cristallisation directe. C'est aussi ce qu'on observe au M. Capanne.

La hornblende magnésienne (a) est assez pauvre en aluminium ($Al_{TOT} \sim 1$) et sa somme $(Na + K)_{TOT}$ vaut environ 0,5. Son habitus monocristallin et le fait qu'elle soit en équilibre avec la biotite qui lui est associée (fig. 60) me font pencher pour une cristallisation directe à partir du magma ou pour une substitution précoce d'un clinopyroxène (Cocirta et al., 1988) ou d'une cummingtonite au-dessous de $800^{\circ}C$ (Rossi, 1986).

Quel que soit le processus retenu, une teneur en eau élevée est nécessaire dans le magma. Baker et Egler (1983) ont estimé à 5% poids la teneur minimale en eau d'un bain dioritique pour une cristallisation directe d'amphibole et Naney (1983) à 3,5% pour une composition granodioritique.

Le géothermomètre de Colombi (1988) basé sur la teneur en titane des amphiboles (si $Ti > 0,08$; $T (^{\circ}C) = 980 Ti + 600$) fournit des températures de cristallisation de l'ordre de $700^{\circ}C \pm 50^{\circ}C$, compatibles avec les hypothèses ci-dessus.

La hornblende actinolitique (b), par sa pauvreté en aluminium, s'est probablement substituée à un clinopyroxène (Rossi, 1986). Cocirta et al. (1988) décrivent exactement le même type d'amphibole en agrégats bordés de biotite, avec les mêmes caractéristiques chimiques: teneurs élevées en Mg et Si, basses en Fe, Al_{TOT} et Ti. Ils proposent avec réserve une pseudomorphose d'olivine (?). Quelle que soit la nature de ce minéral primaire, sa déstabilisation reflète un accroissement de la teneur en eau du magma et une diminution de sa température.

Les teneurs très basses en titane confirment une origine tardive par recristallisation ($T = 500^{\circ}C$, par le géothermomètre de Colombi), de même que l'absence d'équilibre avec les biotites matricielles de l'enclave (fig. 60).

L'actinote (c) de l'enclave à pyroxène FB 481b de Colle d'Orano est typiquement un produit de remplacement tardif du clinopyroxène, comme on peut le voir en lame mince. Elle s'est sans doute développée au moment où l'enclave a été reprise et partiellement fondue dans le magma hydraté du filon sombre de Colle d'Orano.

En résumé

Les amphiboles rencontrées dans les enclaves les plus basiques du granite du M. Capanne sont typiques d'associations calco-alcalines. Elles témoignent d'une teneur en eau élevée dans le magma des enclaves et se sont développées à différents stades de la cristallisation de ce dernier, soit directement au liquidus, soit en remplacement de minéraux ferromagnésiens anhydres.

4.4.5 Pyroxènes

Quelques analyses des cristaux de la seule enclave à pyroxènes rencontrée sont reportées en annexe et représentées dans le diagramme de classification En-Fs-Wo (fig. 62).

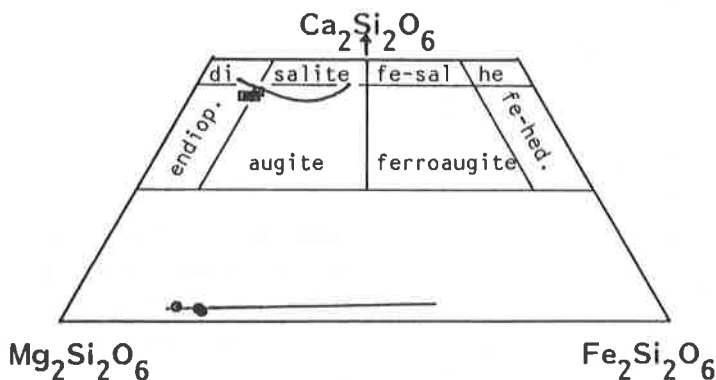


Figure 62: position des ortho- et clinopyroxènes de l'enclave de Colle d'Orano dans le diagramme de classification de Poldervaart et Hess (1951). Est également reportée la tendance évolutive des pyroxènes du complexe calco-alcalin corse (Rossi, 1986). Les points ont été reportés sur la base des composés Woll., Enst et Ferr de la formule structurale (voir annexe 3).

Orthopyroxène

C'est une bronzite (En79-76; Fs18-22; Wo2-2,9) à teneur en calcium faible. Elle est comparable aux orthopyroxènes les plus magnésiens des massifs calco-alcalins basiques de Corse (Rossi, 1986).

Clinopyroxène

Il est situé à la limite entre les champs du diopside et de la salite (Poldervaart et Hess, 1951) avec une composition de En45-48; Fs9-11; Wo43. Ses teneurs en Ti et Al IV sont basses (0,01-0,02 et 0,03-0,08), ce qui reflète une importante activité de la silice dans le bain (Gupta et al., 1973; Johan, 1980).

Dans les diagrammes typologiques de Leterrier et al. (1982) (non représentés), ce chimisme est caractéristique de clinopyroxènes de magmas non-alcalins et orogéniques. Il est très semblable à celui des termes les moins évolués de la série des clinopyroxènes de divers complexes calco-alcalins comme celui de Guadeloupe en Californie (Best et Mercy; 1979) ou de Corse (Rossi, 1986) (fig. 62).

Géothermométrie

La distribution de Fe et Mg entre ortho- et clinopyroxène est une fonction de la température pour autant que ces minéraux aient cristallisé à l'équilibre (Kretz, 1963). Dans l'enclave FB 481b, le clinopyroxène se développe en bordure de l'orthopyroxène qu'il semble corroder ou indépendamment dans la roche. Ainsi, il ne semble pas y avoir eu équilibre, mais on ne devait pas en être éloigné, car la ligne joignant les deux pyroxènes coexistants dans le diagramme de Poldervaart et Hess (1951) (fig. 62) est parallèle à celle joignant des couples à l'équilibre.

Des températures ont été calculées à l'aide du géothermomètre de Wells (1977) sur deux couples d'analyses effectuées sur des grains d'ortho- et de clinopyroxène contigus. Les couples OP50-CP52 et OP66-CP67 donnent des températures de 1'010° et 1'048°C respectivement. A titre de comparaison, un couple de pyroxène (PC7) du massif basique de Pila Canale aux caractéristiques chimiques comparables donne une température de 917°C (Rossi, 1986). Ces valeurs sont purement indicatives, puisque l'équilibre n'est pas garanti et que le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} des analyses, dont dépend le géothermomètre, a été estimé par calcul et non par voie chimique.

En résumé

Les ortho- et clinopyroxènes de l'enclave de Colle d'Orano ont une composition proche de celle des couples les moins évolués de massifs basiques calco-alcalins typiques. Leur cristallisation s'est faite dans un bain relativement sili- ceux à des températures sans doute supérieures à 900°C.

4.4.6 Opaques

Les opaques, généralement associés à la biotite, sont toujours de l'ilménite. De nombreuses déterminations semi-quantitatives ont été faites au dispersif de la microsonde, mais seule une analyse complète issue d'une enclave à texture doléritique (FB 468) est disponible; elle est reportée ci-dessous (en % poids d'oxydes):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	total
0,10	52,36	0,04	0,00	41,72	5,56	0,10	0,12	100,0

formule structurale basée sur 6 oxygènes:

Si	Al	Cr	Ti	Fe ²⁺	Mg	Mn	Ca
0,005	0,000	0,000	1,996	1,760	0,008	0,223	0,007

Il s'agit d'un terme de la série ilménite (Fe₂Ti₂O₆) - pyrophanite (Mn₂Ti₂O₆), très proche de la composition moyenne des ilménites du massif granitique hyperalumineux de Huelgoat en Bretagne (Georget, 1986). Elle est par contre nettement plus manganésifère que l'ensemble des ilménites des massifs basiques calco-alcalins corses (Rossi, 1986). Selon Neumann (1974), ce minéral incorpore d'autant plus de Mn²⁺ par rapport à Fe²⁺ que la température de cristallisation décroît, ce qui explique bien les relations ci-dessus.

L'ubiquité de l'ilménite, déjà notée pour le granite encaissant, et l'absence apparente de magnétite suggèrent des conditions de cristallisation communes en milieu peu oxydant, c'est-à-dire sous faible pression d'oxygène. La teneur élevée en Mn, quant à elle, reflète une formation plutôt tardive contemporaine de la cristallisation de la matrice des enclaves.

4.4.7 Conclusion sur le chimisme des minéraux des enclaves

Tous les minéraux analysés ont les caractéristiques de ceux de suites magmatiques à caractère calco-alcalin. Le chimisme de certaines amphiboles suggère le remplacement de phases ferromagnésiennes anhydres (pyroxène?) induit par une forte augmentation de la pression d'eau dans le système. La présence en relique de cummingtonite va dans ce sens et nécessite d'autre part des températures de cristallisation supérieures à 800°C. L'hétérogénéité de composition des biotites dans les divers types d'enclaves met en évidence leur nature contrastée et exclut une filiation simple de ces dernières à partir d'un mélange binaire à pôles fixes.

4.5 CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION DU MAGMA DES ENCLAVES

On a vu que les enclaves résultent de mélanges de magmas impliquant pro parte le liquide granitique et qu'elles ont cristallisé en son sein alors que celui-ci était partiellement cristallisé au point de contenir déjà tous ses minéraux constitutifs.

Ainsi les conditions de cristallisation de plus de 80-90% du volume de ces gouttes de magma ont-elles été celles de leur encaissant, que ce soient la pression, la teneur en eau ou la fugacité de l'oxygène, paramètres très rapidement équilibrés entre les deux milieux.

La température s'est elle aussi rapidement homogénéisée, en quelques heures ou jours (Sparks et al., 1977; Hofmann, 1980; Watson, 1981), engendrant les textures de cristallisation rapide que l'on sait. Il n'y a aucun témoin minéral qui permette d'évaluer la température initiale du liquide hybride ou du pôle basique à l'origine du mélange, si ce n'est une cummingtonite en relique (§ 4.4.4) qui impose une température supérieure à 800°C. L'enclave à deux pyroxènes FB 481b fournit une température indicative de 1'000°C environ qui, elle, pourrait approcher celle du pôle basique.

Viscosité des magmas

Les enclaves ne se sont pas mélangées avec le magma granitique en raison de la viscosité élevée et de la température relativement basse de ce dernier au moment de la mise en contact.

Selon Frost et Mahood (1987), deux magmas ne peuvent se mélanger que si leurs viscosités sont comparables et peu élevées après homogénéisation thermique. Ils ajoutent qu'à partir de 15% de cristallisation, la viscosité du magma acide augmente très fortement et compromet les mélanges homogènes. Avec leur petit volume relatif, les enclaves ne sont pas parvenues à modifier les caractéristiques rhéologiques du magma granitique au contact en le réchauffant notablement, mais se sont au contraire refroidies brutalement et ont commencé à cristalliser. Au moment de l'égalisation des viscosités, celles-ci étaient si élevées qu'aucun mélange homogène (mixing) ne fut possible et que les magmas ont coexistés (mingling).

4.6 GENESE DES ENCLAVES MICROGRENUES VUE SOUS L'ANGLE PÉTROGRAPHIQUE

4.6.1 Résumé des contraintes

Enclaves microgrenues simples

De l'étude de terrain, des textures matricielles et des porphyrocristaux des enclaves microgrenues, on conclut que:

- les enclaves microgrenues sont des roches magmatiques,
- ce ne sont pas des xénolites incorporés lors de la mise en place du magma granitique,
- les enclaves sont des gouttes de magma ayant coexisté à l'état liquide avec le magma granitique,
- le magma des enclaves est hybride; il résulte de mélanges entre le magma granitique partiellement cristallisé et un (ou des?) liquide(s) plus basique(s),
- le magma hybride s'est résolu ultérieurement en enclaves et a cristallisé brusquement au contact de la masse granitique plus froide,
- certains faciès granitiques porphyriques trahissent aussi des mélanges, ils contiennent des feldspaths rapakivi et des plagioclases très riches en inclusions de petites biotites. A priori, on ne peut pas exclure que même les faciès texturalement homogènes résultent de mélanges efficaces entre magmas peu chargés en cristaux.

Enclaves microgrenues doubles

Les enclaves doubles ont les caractères macroscopiques et microscopiques des enclaves microgrenues les moins évoluées. L'habitus et la composition de leurs plagioclases et amphiboles rappellent certains porphyrocristaux isolés des enclaves microgrenues habituelles. Ceci suggère un continuum entre enclave double et ce type de porphyrocristaux, qui représenteraient un cas limite d'enclave monocristalline. La taille parfois très réduite des enclaves et leur tendance au démemberement dans leur hôte vont dans le sens de cette interprétation.

Les enclaves doubles ont la même origine que les enclaves microgrenues simples. Elles illustrent **l'imperfection et la répétition des mélanges** entre magmas de composition contrastée. Elles représentent différents stades de mise en contact d'un magma basique s.l. avec le magma granitique ou des fragments résultant du démantèlement précoce de la bordure incomplètement cristallisée de grandes enclaves. Après consolidation plus ou moins complète, ces roches sont englobées dans une matrice correspondant à un stade de mélange plus avancé.

Les enclaves doubles vont tendre à l'équilibration avec leur nouvel environnement, provoquant la déstabilisation de l'amphibole primaire et la calcitisation des plagioclases. Si l'enclave est entièrement cristallisée au moment de l'incorporation et que celle-ci se fait dans un magma peu hybridé et chaud, les plagioclases de l'enclave vont être partiellement résorbés et zonés en taches (FB 475).

Il n'est pas exclu que les petites enclaves doubles au contour irrégulier de quelques millimètres de diamètre correspondent à des grumeaux précocement cristallisés au sein de la fraction basique du mélange et non à des fragments de roches proprement dits.

Enclave microgrenue à pyroxène

Bien qu'on n'en ait aucune preuve, cette enclave à pyroxènes est une manifestation du magmatisme lié à la formation des enclaves microgrenues et non pas un morceau de socle ancien incorporé fortuitement. La similitude du chimisme des deux types de roches va dans ce sens (voir § 6.1), de même que la présence d'enclaves microgrenues banales dans le même filon encaissant. Dans cette hypothèse, la spécificité minéralogique de l'enclave à pyroxènes serait due à des conditions de cristallisation différentes de celles liées aux enclaves microgrenues. L'encaissant devait probablement être solide et pauvre en fluides, donc extérieur à la chambre magmatique granitique.

Il n'y a aucun signe de mélange magmatique dans cette enclave. Deux éventualités sont dès lors possibles: (a) il y a eu mélange parfait entre liquides dépourvus de phénocristaux ou (b) cette roche correspond à un magma ayant évolué pour son compte, sans interaction majeure avec un liquide granitique. Dans ce dernier cas, l'enclave à pyroxènes pourrait représenter approximativement le pôle mafique des mélanges à l'origine des enclaves microgrenues; il y aurait alors peu d'espoir de rencontrer au sein du granite des enclaves nettement plus basiques.

Nature des magmas

La nature du magma "basique" impliqué dans les mélanges est mal connue, Les éléments disponibles sont:

- la présence de phénocristaux de bytownite et peut-être de ferromagnésiens (amphibole et/ou pyroxène?),
- l'existence d'une enclave unique à pyroxènes dont le lien avec les autres est incertain. S'il se confirmait, le pôle basique pourrait correspondre approximativement à la composition de cette enclave.

Il y a une contribution crustale prépondérante dans la source du magma granitique au vu de sa richesse en enclaves xénolitiques hyperalumineuses.

En conclusion,

les enclaves microgrenues sont un bon indicateur de la coexistence de magmas de composition contrastée, mélangés imparfaitement et de manière répétitive en proportions quelconques. L'hybridation a eu lieu principalement avant l'individualisation des enclaves, à un niveau structural inférieur à celui où ces dernières se trouvent actuellement. En effet les enclaves reflètent par leur existence même une absence de mélange tardif avec leur environnement immédiat, ce dernier étant probablement trop visqueux ou le milieu trop peu dynamique au moment de la mise en contact.

4.6.2 Le concept de mélange de magmas dans la littérature géologique

Les notions de coexistence et de mélanges de magmas ne sont pas nouvelles. Elles ont été proposées et développées consécutivement à l'étude d'associations de roches acides et basiques dans des niveaux structuraux variés.

La coexistence de magmas a été invoquée en milieu plutonique surtout dans des batholites calco-alkalins riches en enclaves microgrenues, par exemple par Pabst (1928) et Frost et Mahood (1987) dans la Sierre Nevada; Leterrier (1972), Marre (1973, 1982) et Fourcade et Allègre (1981) dans le Quérigut; Otto (1974) en Forêt Noire; Barrière (1977) en Bretagne; Cocherie (1984) et Rossi (1986) en Corse, etc...; mais aussi dans des associations différentes, par exemple alcalines (Platevoet, 1983; Platevoet et al., 1988), hyperalumineuses (Georget, 1986) ou anorthositiques (Wiebe, 1980, 1984).

En contexte hypabyssal, les "composite-dykes", les "net-veined complexes", les intrusions de la Province Britannique Tertiaire en général, ont suscité les mêmes conclusions: voir par exemple les travaux désormais classiques de Blake et al. (1965), Walker et Skelhorn (1966) ou encore Wiebe (1973, 1974), Vogel et Wilbrand (1978).

En contexte volcanique, des épanchements contemporains de basalte et rhyolite ont été interprétés dans le même sens par Holmes (1931), Wilcox (1944) ou Yoder (1973) parmi d'autres. Van Bergen et al. (1983) ont observé des enclaves de minette dans les laves rhyodacitiques du M. Amiata (Italie) et concluent à une coexistence de magmas.

Des mélanges entre magmas coexistants ont été identifiés par la plupart des auteurs mentionnés ci-dessus. Notons qu'ils furent reconnus et admis plus facilement en contexte volcanique que plutonique, les signes de déséquilibre étant mieux préservés (Cantagrel et al., 1984). Kouchi et Sunagawa (1985) ont montré avec quelle facilité deux magmas de composition contrastée pouvaient se mélanger de manière homogène.

L'importance de ces mélanges est encore débattue. Ce processus est volontiers admis à petite échelle dans les cas de mélange incomplet, où les pôles non ou peu contaminés sont tous deux visibles sur un même affleurement et où la quantité de magma hybride est restreinte. Cette situation, désignée par le terme de "commingling" par Wiebe (1980), ou "mingling" tout court est celle des enclaves microgrenues à porphyrocristaux considérées dans leur environnement granitique.

Le problème est de déterminer si de grosses quantités de magma homogène de composition intermédiaire peuvent être produits par mélange complet ("mixing" ss. de Wiebe (1980)) de magmas acides et basiques, notamment les andésites, diorites et granodiorites calco-alkalines. Plusieurs auteurs le postulent en contexte volcanique, par exemple MacDonald et Katsura (1965), Sakuyama (1979, 1981), Eichelberger (1975; 1978), Anderson (1976). Selon McBirney (1980), la grande homogénéité de composition des roches intermédiaires des marges continentales actives exclut un processus dominant de mélange, qui produirait des hybrides variés.

En contexte plutonique, un mélange complet est invoqué pour certaines diorites et granodiorites contenant ou non des enclaves (p. ex. Hill et al. 1981; Cocherie, 1984; Frost et Mahood, 1987; Ayrton, 1988), en partie sur une base isotopique (Brown, 1977; Gray, 1984). Les conclusions d'Hibbard (1981) impliquent aussi des mélanges à grande échelle dans les massifs granitiques rapakivi.

A Elbe se pose donc la question cruciale, déjà évoquée, de la nature hybride ou non du massif granitique tout entier. Sa composition de tendance granodioritique est tout à fait compatible avec une telle hypothèse.

CHAPITRE 5: LES FILONS SOMBRES DANS LE GRANITE DU MONTE CAPANNE

5.1 CARACTERES MACROSCOPIQUES

Cinq filons d'épaisseur comprise entre 10 cm et 2,5 m, porphyriques, de couleur gris-beige foncé ont été repérés à Orano, Chiessi et San Andrea (voir carte, fig.3). Leur épaisseur et leur direction varient sensiblement sur de courtes distances; ils peuvent être coudés et leurs épontes sont onduleuses. Ceci leur confère un caractère apparemment synplutonique.

Mais l'étude détaillée des contacts à Colle d'Orano montre leur postériorité par rapport au granite. Les bords des filons sont nets, ils sectionnent les mégafeldspaths du granite; ce dernier est tantôt homogène tantôt intensément trituré: le quartz est granulé et le plagioclase réduit en mosaïques de sous-grains déformés. Localement, le magma du filon a pénétré dans son encaissant sur quelques millimètres le long de fines fractures et partiellement résorbé les grains. Quelques diaclases et failles parcourent le granite parallèlement aux filons.

Aucune roche hybride résultant d'un éventuel mélange de magmas n'a été observée le long des épontes. Le granite était manifestement induré pour être pareillement cataclasé. C'est probablement à la faveur de ces zones de cisaillement sinueuses que se sont mis en place les filons de Colle d'Orano.

A San Andrea, le filon est plus précoce; les mégafeldspaths du granite sont parallèles aux épontes sinueuses sur une distance latérale de quelques mètres, alors que leur direction régionale est très différente. Le cisaillement à l'origine de la fracture occupée par le filon a donc affecté le granite lorsqu'il n'était pas totalement consolidé, permettant ainsi la réorientation locale des mégafeldspaths. Un clivage schisteux tardif serré et d'orientation parallèle au filon tronçonne les mégafeldspaths et affecte l'ensemble des roches.

L'orientation de quatre filons est assez semblable: 109/58 à S. Andrea; 114/84 à Chiessi; 112/86 et 096/42 à Colle d'Orano. Le cinquième, FB 640 près d'Orano, est nettement discordant: 199/54. Il pourrait être conjugué aux autres. Ces données fragmentaires suggèrent un remplissage de fractures liées à un champ de contraintes commun à toute la partie occidentale de l'intrusion.

Dans les filons, les porphyrocristaux sont distribués de manière homogène; ils représentent 5% (FB 640) à 25 % (FB 819, 828) du volume total. Les mégafeldspaths (environ 1 à 5 par mètre) sont toujours ovoïdes et orientés parallèlement aux épontes. On rencontre occasionnellement des enclaves microgrenues (dont celle à pyroxènes) et xénolitiques, ainsi que des morceaux de granite de quelques centimètres arrachés à l'encaissant.

5.2 MINÉRALOGIE ET TEXTURE DES PORPHYROCRISTAUX

Les porphyrocristaux sont de même nature que les minéraux du granite. Ils présentent des signes de résorption spectaculaires.

Le quartz est en cristaux xénomorphes arrondis ou fortement lobés de 2 à 10 mm de diamètre. Les lobes sont occupés préférentiellement par une masse felsitique à texture fibreuse plus ou moins arborescente disposée perpendiculairement au contact et de manière centripète. On y trouve aussi des plages de quartz relativement grandes en continuité optique ou non avec le squelette, des biotites également assez grandes (0,8 mm) et du matériel matriciel banal. Ces quartz sont parfois auréolés d'une matrice particulièrement felsitique sur 0,1 à 0,2 mm. Certains ont un réseau de fractures dense et réticulé, comme certaines ocelles des enclaves.

Le plagioclase présente plusieurs habitus:

- une majorité de cristaux de 3 à 10 mm, parfaitement idiomorphes à légèrement arrondis, délicatement zonés, de composition An₃₅ à An₂₀ identique à celle des plagioclases du granite;
- des cristaux arrondis à lobés, à coeur homogène comme ci-dessus (An₃₅) et couronne trouble, "sale", d'épaisseur variant de 0 à 0,5 mm. Un limbe étroit et limpide à tendance idiomorphe borde le cristal. Il est fortement zoné de manière normale (An₆₀₋₇₀ à An₄₀). La couronne correspond à une association très fine et intime en microtaches de deux phases de composition contrastée, l'une à An₃₅ comme le coeur et l'autre à An₆₀₋₇₀ comme la partie interne du limbe. De fines paillettes de biotite sont présentes. La limite interne

de la couronne est dendritique, elle pénètre irrégulièrement dans le coeur homogène. Cette texture correspond à celle des "fritted" ou "dusty" plagioclases de la littérature;

- des cristaux lobés entièrement troubles, riches en inclusions de biotite, avec ou sans limbe limpide et zoné comme ci-dessus. Ce type résulte peut-être d'un effet de coupe du précédent;
- de petits cristaux de 0,2 - 0,5 mm consistent en un "cadre" calcique discontinu à contour extérieur idiomorphe et interne irrégulier, de composition An70-60. L'intérieur est tacheté et riche en inclusions de biotite. Ces cristaux se distinguent des précédents par le caractère discontinu du cadre, qui semble antérieur au coeur. Ils rappellent les cristaux à croissance dendritique de Lofgren (1974-a) et Hibbard (1981);
- des cristaux de taille comparable à celle des précédents, homogènes, fortement zonés de An 70 à An 40.

Les "dusty plagioclases" sont typiques de contextes de mélanges de magmas en milieu volcanique (revue de Tsuchiyama, 1985). Cette texture affecte les xénocristaux de plagioclase sodiques plongés dans un milieu hybride en équilibre avec un plagioclase plus calcique. Selon Tsuchiyama (1985), ces cristaux subissent une dissolution partielle en perdant leur fraction albitique, tandis que la partie squelettique résiduelle s'enrichit en calcium en s'équilibrant avec le magma environnant.

Le feldspath alcalin forme des mégacristaux à bordure fortement lobée, riches en vésicules de résorption de forme ovoïde ou quelconque, développées préférentiellement autour des inclusions et le long des clivages et de la macle de Carlsbad. Ces vacuoles sont tapissées d'une couche brunâtre de fibres à croissance centripète de feldspath potassique et d'albite intimement mêlées, épaisse de 0,1 à 0,5 mm. Vers l'intérieur, elle passe progressivement à des granules isométriques. Le centre des cavités est occupé par ce matériel ou par d'anciennes inclusions, des grains de quartz ou de la calcite.

Le mégafeldspath, dont la phase potassique a une composition moyenne de Or79 Ab20 An1, perd son Na et son Ca à l'approche des vacuoles sur une distance de 100 microns environ, pour atteindre la valeur de Or90,3 Ab9,5 An0,2 au contact.

Le remplissage essentiellement feldspathique des vacuoles suggère que le liquide résultant de la fusion ne s'est pas échappé. Ces figures de résorption sont les mêmes que celles observées à l'état fantomatique dans certains mégafeldspaths des enclaves microgrenues.

D'une manière générale, toutes les caractéristiques des mégafeldspaths des filons, résorption mise à part, sont les mêmes que celles de leurs équivalents granitiques (voir tableau RX).

La biotite forme des cristaux brun-rouge de taille millimétrique, au contour idiomorphe un peu arrondi. Seules les paillettes d'un des filons de Colle d'Orano (FB 640), pauvre en porphyrocristaux, sont fortement résorbées: elles sont lobées et riches en vacuoles. Sa composition est équivalente à celle des biotites incluses dans les mégafeldspaths et dans les grands plagioclases, de même qu'à celle des biotites du granite.

Un autre type de biotite, brun-jaune pâle, forme des agrégats pseudomorphosant d'anciens monocristaux millimétriques dont la silhouette idiomorphe rappelle celle d'une amphibole. Elle est nettement moins alumineuse que l'autre en gardant la mémoire du chimisme de l'amphibole.

Une hornblende actinolitique forme des agrégats polycristallins pseudomorphosant d'anciens monocristaux prismatiques d'amphibole (?) de 1 à 2 mm, comme la biotite pâle avec laquelle elle peut être associée (Filon de Chiessi). Lorsque c'est le cas, la biotite est périphérique. Dans le filon pauvre en porphyrocristaux d'Orano (FB 640), de petits monocristaux aciculaires d'amphibole verte (0,2 - 0,4 mm) sont abondants dans la matrice. Ils n'ont pas été analysés. En résumé, il y a une grande analogie entre enclaves et filons au niveau de l'amphibole.

L'apatite se rencontre en grosses plages idiomorphes indépendantes à contour un peu arrondi pouvant atteindre 0,2 à 0,8 mm.

L'hercynite en rares granules bordés ou non de mica blanc est associée à des glomérocristaux de plagioclase sodique ou indépendante dans la matrice.

Les opaques sont quasi inexistantes et n'ont pas fait l'objet d'analyses particulières.

5.3 LA MATRICE

A Chiessi (FB 456 et 653), elle est assez grossière et localement micropegmatitique, la taille des grains est supérieure à 0,01-0,02 mm.

A Colle d'Orano, dans les filons riches en porphyrocristaux, elle est plus fine et brunâtre; le fond est constitué d'une mosaïque de plages feldspathiques criblées d'inclusions de nature indéterminée. Le filon pauvre en grands cristaux (FB 640) a une matrice très fine indifférenciable.

Dans tous les cas, des baguettes de plagioclase calcique fortement zoné (An70-An40) et des paillettes de biotite de 0,01 à 0,2 mm de long détermine une fluidalité plus ou moins nette.

5.4 ORIGINE DES FILONS ET LIEN AVEC LES ENCLAVES MICROGRENUES

Les relations texturales et de composition entre les porphyrocristaux et leur matrice dans les filons sont très semblables à celles observées dans les enclaves microgrenues. Un bon exemple en est le plagioclase, pour lequel chaque habitus trouvé dans l'un des types de roches a son équivalent dans l'autre:

filons	enclaves
- porphyrocristaux sodiques (An35)	- idem (An35)
- cristaux à couronne, respectivement coeur trouble résorbé	- cristaux à couronne, respectivement coeur tacheté résorbé
- petits cristaux calciques squelettiques ou homogènes	- porphyrocristaux calciques
- matrice indifférenciée	- cristaux calciques matriciels

C'est pourquoi je considère le magma générateur des filons comme un hybride résultant de mélanges comparables à ceux des enclaves microgrenues, impliquant un pôle granitique chargé de cristaux et un pôle plus basique, contenant quelques petits phénocristaux de bytownite (et d'amphibole +pyroxène?).

L'existence de grands plagioclases sodiques non résorbés indique que des mélanges ont encore eu lieu peu de temps avant la mise en place du magma.

Les différences de textures de résorption entre les minéraux des enclaves et ceux des filons peuvent être attribuées à la composition et à la température du pôle basique, mais surtout à la différence de niveau de mise en place, qui implique une congélation plus rapide du magma des filons, donc une absence de "cicatrisation" dans les cristaux, ainsi qu'un milieu plus dynamique dans lequel les cristaux sont mobiles par rapport à leur matrice.

S'il s'avérait que le magma basique impliqué dans les mélanges filoniens soit le même que celui des enclaves, sa source aura été active durant toute la mise en place du massif granitique.

CHAPITRE 6: ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DU MASSIF DU MONTE CAPANNE

Les analyses chimiques sur roche totale considérées dans ce chapitre sont reportées en annexe. Des données complémentaires ont été tirées de Dupuy (1970), Juteau (1984) et Giraud et al. (1986).

6.1 CARACTERES GÉOCHIMIQUES GÉNÉRAUX

6.1.1 Les roches granitiques

Eléments majeurs

Les moyennes, écart-types, minima et maxima de 36 analyses sont reportées dans la figure 63. Leur gamme de variation est assez étroite et s'amenuise encore (66 - 69,2% SiO₂) si on écarte les échantillons siliceux "anormaux" prélevés au contact d'enclaves microgrenues (voir chapitre 7), ainsi que celui d'un faciès à cordiérite de la plage de San Andrea.

Il n'y a pas de différence de composition significative entre faciès de bordure et faciès central, ni de tendance évolutive à travers le massif. Toute la gamme de composition se retrouve à l'échelle de l'affleurement (p. ex. Piacentini); mais on notera que les échantillons de S. Piero ont systématiquement les teneurs en silice les plus basses.

	GRANITE				ENCL. DOLERITIQUES				ENCL. OPHITIQUES				ENCL. MICROGRANULAIRES				FILONS SOMBRES			
	m(36)	s	min	max	m(5)	s	min	max	m(10)	s	min	max	m(10)	s	min	max	m(7)	s	min	max
SiO ₂	68.25	0.72	66.08	70.86	62.82	1.47	59.74	64.71	66.17	0.60	64.57	66.94	68.12	0.52	66.79	69.00	65.79	0.96	64.19	67.24
TiO ₂	0.46	0.03	0.30	0.54	0.67	0.11	0.54	0.70	0.64	0.08	0.55	0.77	0.48	0.03	0.43	0.57	0.55	0.03	0.52	0.60
Al ₂ O ₃	15.62	0.26	14.95	16.36	16.21	0.39	15.35	16.92	16.21	0.22	15.80	16.67	15.55	0.24	15.12	16.05	15.78	0.28	15.28	16.27
Fe ₂ O ₃ *	3.00	0.23	2.02	3.52	5.50	0.46	4.70	6.37	4.03	0.35	3.57	4.68	3.18	0.22	2.89	3.75	3.86	0.15	2.71	4.38
MnO	0.05	0.00	0.03	0.06	0.09	0.01	0.07	0.11	0.07	0.01	0.06	0.09	0.06	0.00	0.05	0.06	0.07	0.01	0.05	0.10
MgO	1.32	0.18	0.73	1.87	3.79	0.89	2.58	5.59	1.25	0.21	0.84	2.05	1.32	0.12	1.08	1.77	2.29	0.53	1.86	4.15
CaO	2.69	0.20	1.59	3.15	3.92	0.22	3.53	4.28	3.08	0.28	2.54	3.99	2.58	0.17	2.30	3.06	3.23	0.32	2.42	3.65
Na ₂ O	3.31	0.10	2.99	3.56	3.06	0.33	2.63	3.57	3.59	0.14	3.32	3.83	3.16	0.11	3.01	3.41	3.28	0.16	3.10	3.49
K ₂ O	4.19	0.23	3.50	4.85	2.66	0.26	2.21	3.19	3.72	0.70	2.06	4.53	4.32	0.16	4.07	4.64	3.66	0.09	3.52	3.77
P ₂ O ₅	0.16	0.01	0.11	0.19	0.17	0.02	0.14	0.21	0.18	0.02	0.14	0.22	0.16	0.01	0.15	0.17	0.17	0.01	0.15	0.18
H ₂ O+	0.73	0.09	0.51	0.91	1.19	0.16	0.91	1.41	0.79	0.11	0.60	0.97	0.84	0.04	0.75	0.94	0.96	0.20	0.74	1.66
Nb	11	1	9	13	11	2	9	16	15	2	9	18	12	1	10	15	10	1	9	11
Zr	149	8	123	168	156	22	127	212	218	23	158	291	158	7	147	220	159	10	146	187
Y	20	2	14	28	16	2	11	18	26	5	11	38	22	2	18	26	19	1	18	22
Sr	192	17	141	243	205	19	180	235	209	18	174	263	181	12	163	212	271	57	218	469
Rb	282	11	244	344	321	32	263	378	287	12	270	317	307	14	265	354	268	23	236	296
Th	21	2	15	26	16	2	13	21	21	3	12	25	21	1	18	24	20	2	17	23
Pb	43	6	31	59	13	6	3	22	38	10	23	62	48	8	30	60	22	10	7	39
Ga	21	1	19	23	22	1	20	25	23	2	20	26	21	1	19	22	21	1	20	23
Zn	55	6	38	69	98	8	89	113	78	12	59	99	58	6	49	77	66	6	58	78
Cu	3	1	0	7	16	7	3	25	9	6	2	28	3	1	0	4	9	6	3	22
Ni	10	4	0	19	51	24	15	109	6	4	0	15	7	4	0	14	14	8	1	43
Cr	12	7	0	29	166	76	38	285	6	6	0	21	11	3	6	17	56	27	31	151
V	47	5	30	60	89	9	67	100	56	9	40	71	48	5	41	62	67	8	59	94
Ce	65	11	26	111	74	33	41	156	86	38	43	120	74	13	50	100	79	13	62	111
Nd	28	5	7	46	27	3	23	35	32	7	18	47	28	6	16	41	29	1	27	31
Balb	356	68	210	665	229	38	143	274	497	108	192	663	393	23	355	470	390	39	348	527
Bala	370	68	221	680	238	40	150	288	511	107	203	671	408	23	369	482	401	38	364	533
La	37	4	27	45	35	5	27	46	44	6	29	61	37	2	34	43	36	8	24	55
Sc	8	1	5	11	17	2	12	20	11	2	8	14	9	1	7	12	12	1	10	15

Figure 63: moyenne (m), écart-type (s), valeurs minimum (min) et maximum (max) des analyses chimiques sur roche totale du granite, des enclaves et des filons du M. Capanne. Les analyses individuelles et les limites de détection sont reportées en annexe; le nombre d'échantillons est donné entre parenthèses.

La composition moyenne de cette roche est celle d'une granodiorite assez évoluée, particulièrement riche en potassium (LeMaître, 1976). Tous les points d'analyse tombent dans ce champ dans le digramme R₁-R₂ de La Roche et al. (1980) (fig. 64). Il y a donc un léger décalage entre classification modale (fig. 8) et chimique. Je continuerai cependant à parler de granite au sens large. Quelques analyses de filons aplitiques du Monte Capanne et du microgranite porphyrique d'Elbe centrale sont aussi reportées dans cette figure. Elles correspondent à des roches plus évoluées de type granitique. Ainsi les porphyres d'Elbe centrale n'ont pas la même composition que celles du granite du M. Capanne, mais l'hypothèse d'une source commune reste possible, les différences n'étant pas importantes. Par la suite, je laisserai de côté ces roches, trop partiellement étudiées et échantillonnées.

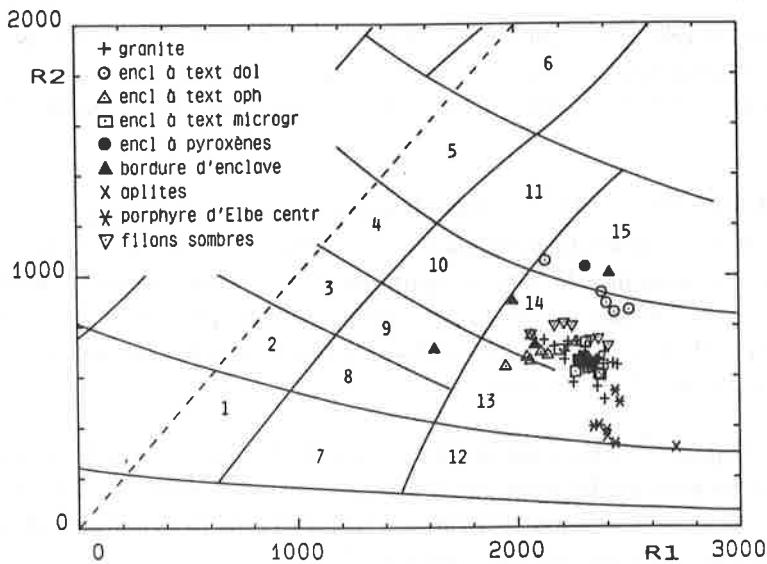


Figure 64: analyses des roches du M. Capanne et d'Elbe centrale dans le diagramme de classification géochimique de la Roche et al. (1980), modifié par Streckeisen (1981). Champs: 1(7): syénite alcaline (-qz), 2(8): syénite (-qz), 3(9): monzonite (-qz), 4(10) monzodiorite (-qz), 5(11): diorite (-qz), 6: gabbro, 12: granite alcalin, 13: granites A et B, 14: granodiorite, 15: tonalite, (-qz) = quartzifère. $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$, $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ (en millications).

Le granite du Monte Capanne est légèrement hyperalumineux au sens de Shand (1927): $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ (A / CNK) (en moles) est compris entre 1 et 1,1 (fig. 65), ce qui se traduit par 0,9 à 1,51% de corindon dans la norme CIPW (2,24% pour l'échantillon à cordiérite). Ces chiffres sont inférieurs à ceux des granites hyperalumineux à cordiérite ($c = 2,98\%$ en moyenne dans les massifs bretons, Georget, 1986) et même à ceux de certains granites calco-alcalins typiques (A / CNK = 1,1-1,3 et $c = 0-3\%$) dans l'association calco-alcaline corse, Rossi (1986).

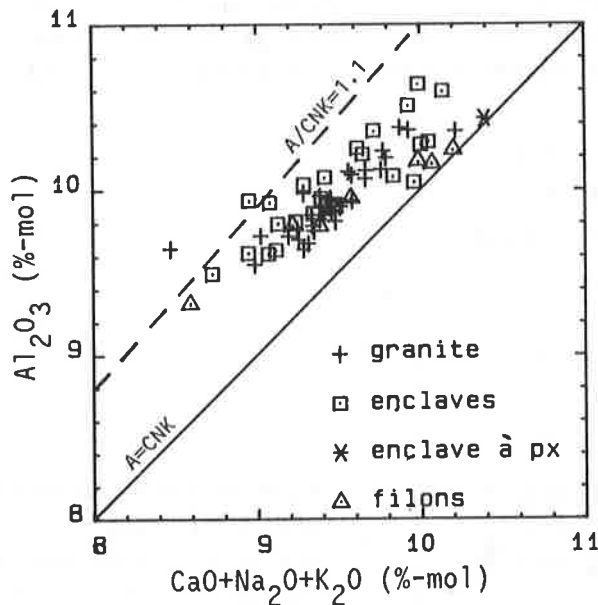


Figure 65: position des roches du massif du M. Capanne dans le diagramme $CaO + Na_2O + K_2O$ versus Al_2O_3 (molaire) illustrant leur caractère hyperalumineux au sens de Shand (1927) ($A/CNK > 1$).

Mis à part le sodium, tous les éléments majeurs sont corrélés linéairement avec la silice, qui peut être prise pour indice de différenciation (fig. A4). Comme c'est habituellement le cas, leur concentration diminue avec l'accroissement de cette dernière, à l'exception du potassium, qui a un comportement inverse. Aucune tendance évolutive ne peut être décelée dans le diagramme $SiO_2 - Na_2O$. Dans $SiO_2 - Al_2O_3$, quelques échantillons s'écartent de la tendance moyenne, avec une concentration relative en alumine anormalement élevée.

Éléments en traces

Leurs teneurs moyennes sont reportées dans la figure 63. Leur gamme de variation est étroite (voir écart-types) et leur concentration évolue plus ou moins régulièrement avec celle de la silice. On distingue ainsi plusieurs groupes d'éléments (fig. A4).

ÉLÉMENTS COMPATIBLES

Zr, Y, Sr, Cr, V, Sc, Zn et Ba ont un comportement d'éléments compatibles, leur teneur décroît linéairement avec l'augmentation de SiO_2 . Cette situation est habituelle, tous ces éléments entrant dans le réseau de phases cristallines susceptibles de fractionner, en particulier la biotite avec ses inclusions de zircon. La corrélation avec SiO_2 n'est

pas toujours très bonne, mais la tendance générale est nette. En ce qui concerne le zinc, sa concentration irrégulière peut être due à la présence sporadique de xénolites alumineux riches en cet élément (p. ex. xénolite FB 881a = 114 ppm).

La et Ce montrent une vague corrélation avec SiO₂ et se comportent plutôt en éléments compatibles, tandis que Nb a une distribution apparemment quelconque.

ELÉMENTS À COEFFICIENT DE DISTRIBUTION GLOBAL $D_{\text{MINÉRAUX/LIQUIDE}} < 1$

Rb et dans une moindre mesure Th ont un comportement d'éléments peu compatibles, leur teneur croissant linéairement avec celle en silice. Ce cas de figure est courant dans les séries magmatiques basiques dans lesquelles aucun minéral n'incorpore ces éléments. C'est plus rarement le cas dans les séries acides où des minéraux peuvent les piéger (p. ex. l'allanite pour le Th et la biotite pour le Rb) et réduire leur teneur dans les bains résiduels. D'autre part, les circulations de fluides tardomagmatiques peuvent affecter leur distribution spatiale.

D'une manière générale, le granite du M. Capanne est caractérisé par des teneurs élevées en Th, Rb et U; ce dernier élément a vraisemblablement le même comportement que les deux autres. En dehors de ces éléments lithophiles et des terres rares légères, toutes les autres traces sont en concentration inférieure par rapport à celle de la moyenne de la croûte supérieure et par rapport à celle de granodiorites calco-alkalines classiques (fig. 75).

TERRES RARES

Les spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (fig. 66) reflètent un fractionnement assez marqué ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 9,6-14,6$). Dans le détail, le gradient le plus fort se situe au sein des terres rares légères ($(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 3,4-3,7$), tandis que les terres rares lourdes déterminent un spectre plat ($(\text{Tb}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,0-1,1$). L'anomalie négative en Eu est petite ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}} = 0,62$). Ces profils sont comparables à celui de la moyenne des shales australiens, avec une concentration plus faible en terres rares lourdes. Ils ne représentent pas de particularité majeure vis-à-vis de celui d'autres granodiorites. On retrouve des spectres très semblables par exemple dans les granodiorites calco-alkalines corses (Cocherie, 1984, fig. 57). On retiendra en définitive le comportement très homogène des terres rares lourdes.

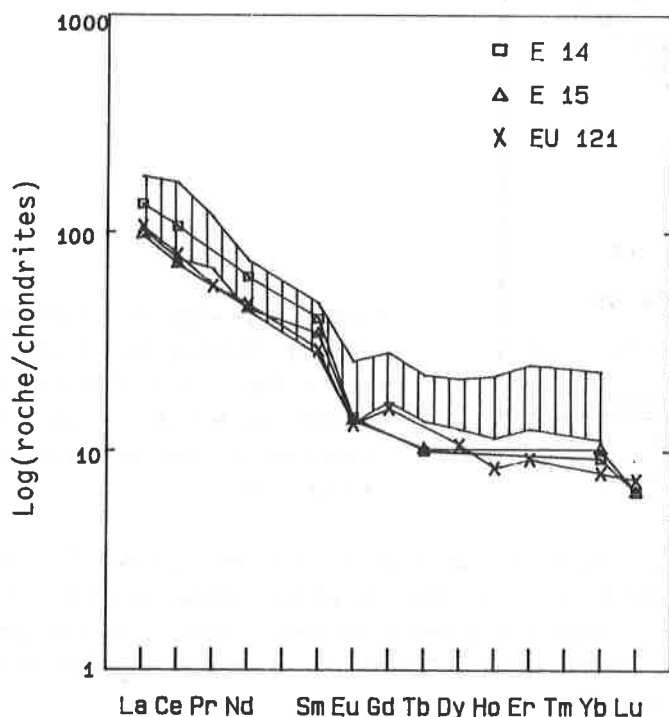


Figure 66: courbes de normalisation des terres rares par rapport aux chondrites pour quelques échantillons du granite du M. Capanne. EU 121, M. Perone (Thompson et al. 1984); E14 et E15 (Giraud et al., 1986). En hachuré, domaine de variation des shales australiens postarchéens (PAAS) selon Nance et Taylor (1976). Les valeurs de normalisation utilisées sont reportées en annexe.

Isotopes

Toutes les analyses sont tirées de la littérature et reportées synthétiquement dans la figure 79.

STRONTIUM

Les analyses sont issues de Juteau et al. (1984), Juteau (1984) et Giraud et al. (1986). Le granite du M. Capanne est caractérisé par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux élevés (0,714 - 0,715), qui reflètent la prépondérance d'un matériel crustal paradérivé dans la source de cette roche. Juteau et al. (1984) ont relevé des variations importantes de ces rapports dans le massif; ils les attribuent à des échanges avec les roches encaissantes de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas via des fluides deutériques et à d'éventuels mélanges imparfaits entre magmas de sources différentes. Cette dernière hypothèse est étayée

par la disposition linéaire des points d'analyse dans un diagramme $1/Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr_{initial}$ (fig. 94) suggérant un mélange simple entre deux pôles.

NEODYME

Les données à disposition sont celles de Juteau (1984) ou Juteau et al. (1986). Les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ initiaux (calculés sur la base d'un âge de 6,2 Ma U-Pb) varient de 0,5121 à 0,5122 (3 échantillons) et donnent un âge modèle de 1'124 à 1'240 Ma, calculé relativement à un manteau appauvri avec $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,222$ et $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,513114$. C'est l'âge théorique de la formation du matériau-source du granite à partir du manteau. La présence de zircons hérités, âgés de 1'200 Ma (intersection supérieure sur la concordia) dans le granite du M. Capanne (Juteau et al., 1984) donne quelque crédit à cet âge modèle et souligne ainsi l'importance de la croûte continentale dans la source du granite. La valeur du rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ initial va dans ce sens, puisqu'elle s'approche de celle de la moyenne des sédiments récents ($< 0,5120$, âge modèle 1'400 Ma), alors que celle du manteau actuel est nettement plus élevée (0,5130).

PLOMB

Les rapports isotopiques du plomb sont: $^{206}Pb/^{204}Pb = 18,713-18,734$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,694-15,726$; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,960-39,024$. Ces valeurs sont un peu plus élevées que celles des rapports du plomb moyen crustal actuel. Il n'y a pas de corrélation entre ces chiffres et les rapports isotopiques du Sm et du Nd, ni avec les concentrations en éléments majeurs. Selon Juteau et al. (1986), cet élément a une origine quasi purement crustale, un apport mantellique étant probablement très limité.

OXYGENE

Taylor et Turi (1976) ont mesuré des valeurs $\delta^{18}O$ de l'ordre de 11,4 pour-mille (pour mémoire, $\delta^{18}O = (^{18}O/^{16}O \text{ échantillon} / ^{18}O/^{16}O \text{ smow}) - 1 \times 1'000$, où smow = standard mean ocean water). Le faciès de bordure présente des valeurs plus faibles qui seraient dues à des interactions avec des eaux hydrothermales météoriques à $\delta^{18}O$ bas ayant circulé longtemps après la fin de la cristallisation. Ces valeurs de 12 à 13 pour-mille sont beaucoup plus élevées que celles de la majorité des intrusions granitiques dans le monde (dont la gamme varie de +8 à +9), notamment celles des magmas calco-alkalins. Elles sont comparables, voire encore supérieures, à celles des granites à muscovite. Ces auteurs concluent que le granite du M. Capanne (et tous les autres magmas du Nord de la Toscane) dérive de roches métasédimentaires argileuses riches en ^{18}O .

En résumé

Le granitoïde du M. Capanne a une composition assez uniforme de granodiorite évoluée tant au niveau des majeurs que des traces. Il est riche en potassium, rubidium, thorium et uranium. Tous les éléments exceptés Na et Nb sont linéairement corrélés avec la silice dans la petite gamme de variation observée, soit avec une pente positive (Rb, Th) soit négative (tous les autres). Toutes les données isotopiques (Sr, Nd, Pb et O) témoignent de la prépondérance d'une croûte continentale métasédimentaire dans la source du magma du M. Capanne.

6.1.2 Les enclaves microgrenues

Les moyennes, écart-types, minima et maxima des analyses complètes de tous les types d'enclaves sont reportés dans la figure 63.

Eléments majeurs

La gamme de variation des teneurs en éléments majeurs est nettement plus large et hétérogène que celle des granites, qui est presque totalement englobée. Dans le diagramme de classification R1-R2 (fig. 64), les enclaves correspondent à des granodiorites, rarement à des tonalites. Il y a de nouveau un décalage entre classification modale et chimique (voir QAP fig. 29). Le caractère chimiquement "anormal" des échantillons prélevés en bordure d'enclaves se reflète bien dans la dispersion des points d'analyse (voir chapitre 7).

Le report des données en diagrammes binaires "élément majeur-silice" n'est à priori pas justifié, étant donné que cette dernière a peut-être été mobile lors de phénomènes d'interactions avec le granite et aura, le cas échéant, affecté les proportions relatives des autres éléments. Ce report a cependant été fait en association avec les analyses du granite (fig. A 4) à des fins de comparaison.

La teneur en SiO_2 varie de 59,7 à 69,0%; il n'y a donc pas d'enclave basique au sens strict du terme, comme l'avait montré l'analyse modale. La grande cohérence au niveau minéralogique et textural dans la succession enclaves doléritiques-ophitiques-microgranulaires est globalement conservée, les enclaves doléritiques étant chimiquement les moins

évoluées et celles à texture microgranulaire les plus évoluées. Mais dans le détail, aucune tendance évolutive régulière n'est définie par l'ensemble des trois populations, chacune ayant des particularités bien affirmées notamment au niveau de Al_2O_3 , MgO et Na_2O .

En règle générale, il n'y a pas de relation chimique étroite entre enclave et granite environnant, comme cela a été décrit ailleurs (p. ex Debon et Leterrier, 1974), puisqu'on rencontre tous les types d'enclaves sur le même affleurement. Cependant, c'est bien dans le secteur granitique le moins différencié (S. Piero) que se trouvent les enclaves à texture doléritique les plus basiques.

Je vais brièvement passer en revue les caractères chimiques principaux des différentes catégories d'enclaves. On gardera à l'esprit qu'il y a un passage continu d'une texture à l'autre, notamment entre type doléritique et ophitique et que l'attribution d'un échantillon à l'une d'elles est parfois délicate et sujette à discussion.

Les enclaves à texture microgranulaire sont groupées dans le champ des points d'analyse du granite pour tous les majeurs, sauf en partie pour Na_2O et Al_2O_3 . Ces enclaves semblent bien résulter de la cristallisation d'un magma de composition granodioritique quasi identique à celui de leur encaissant, comme le suggérait leur texture de roche acide hypabyssale.

Deux points d'analyse se retrouvent dans le champ des enclaves à texture ophitique. Il s'agit d'enclaves doubles à texture en partie microgranulaire et en partie doléritique (les enclaves internes). Leur composition moyenne tombe fortuitement dans le champ des enclaves intermédiaires à texture ophitique.

Les enclaves à texture ophitique ont une composition générale de granodiorite anormalement pauvre en magnésium. Leur comportement chimique est irrégulier au sein de leur groupe (p. ex. pour Ti, Na). Par rapport au granite, elles en suivent la tendance évolutive pour les éléments Ca, Al et P; sont globalement un peu plus riches en Fe, Ti, K, Na et nettement plus pauvres en Mg. En conséquence, elles s'individualisent bien dans des diagrammes géochimiques basés sur le rapport $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ (fig. A6). La mobilité éventuelle de SiO_2 n'explique pas ces particularités, car dans des diagrammes opposants des éléments majeurs autres que la silice, soit isolément, soit en rapport d'éléments (fig. A 5), ce groupe d'enclaves se démarque toujours très nettement.

Les enclaves à texture doléritique ont une composition de tonalite ou de granodiorite riche en magnésium. Ce sont celles dont la gamme de variation est la plus large ($\text{SiO}_2 = 59,7 - 64,7$). Dans les diagrammes de Harker (fig. A4), elles se démarquent complètement de la tendance évolutive du granite. Elles déterminent parfois une tendance linéaire propre (fortuite?) incluant tous les échantillons (Fe_2O_3 tot, TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , CaO , MgO) ou ont une disposition plus irrégulière (Al_2O_3 , Na_2O). De toute manière, le nombre d'analyses est trop faible pour en dégager des principes généraux. Il reflète d'ailleurs la rareté de ce type d'enclaves dans le massif. Dans les diagrammes excluant SiO_2 (fig. A5 et A6), ce groupe d'enclaves se distingue toujours de l'ensemble des autres roches, notamment par un rapport $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ plus bas et un caractère proportionnellement moins alumineux.

En considérant maintenant l'ensemble des enclaves à textures doléritique et ophitique, on constate qu'elles ne déterminent pas de lignée évolutive régulière et cohérente, quel que soit le type de diagramme.

Eléments en trace

Seuls ceux analysables en fluorescence X sont disponibles. A l'instar des majeurs, leur gamme de variation est large (fig. 63) et les différents groupes texturaux d'enclaves s'individualisent bien.

Dans le détail, **les enclaves à texture microgranulaire** voient leur identité avec les granites confirmée, comme le montrent les diagrammes de Harker (fig. A4) et de normalisation par rapport au granite (fig. 67), dans lequel les teneurs sont très légèrement supérieures à la norme, sauf pour le strontium.

Les enclaves à texture ophitique se démarquent plus des granites au niveau des traces que des majeurs. Ainsi (fig. A4 et fig. 67), Y, Ba, Zr et Zn sont nettement plus abondants dans les enclaves, au contraire de Cr et Sr, corrélativement à SiO_2 . Comme pour les majeurs, on constate une hétérogénéité nette au sein même de la population (par exemple pour Zn, V, Y).

Les enclaves à texture doléritique voient leur indépendance confirmée vis-à-vis de la tendance évolutive linéaire du granite sauf pour Sc (fig. A4), on notera en particulier les teneurs étonnamment basses en Ba, Sr, Y et Zr corrélativement à SiO_2 et à l'inverse, des teneurs assez élevées en Cr (voir aussi fig. 68 a et b). Le profil moyen de ces enclaves a été reporté pour mémoire dans le diagramme normalisé par rapport au granite (fig. 67), qui ne tient évidemment pas compte du contraste de degré de différenciation entre les deux types de roches. A cet égard, les diagrammes de Harker sont plus démonstratifs.

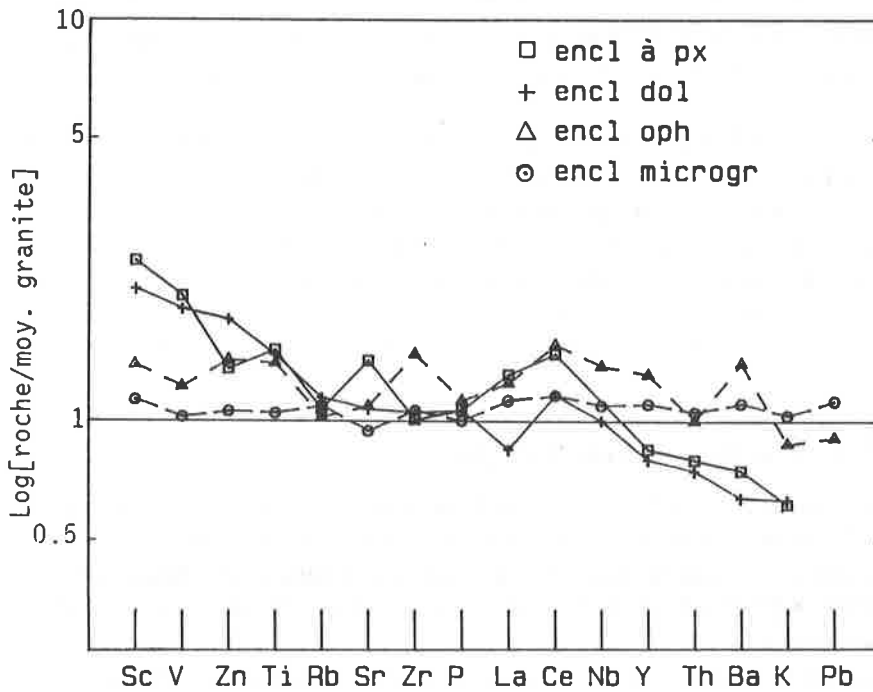


Figure 67: Courbes de normalisation (diagramme arachnéen) d'éléments en traces par rapport à la moyenne des granites (valeurs de normalisation, voir figure 63) pour les différents types d'enclaves du granite du M. Capanne (compositions moyennes).

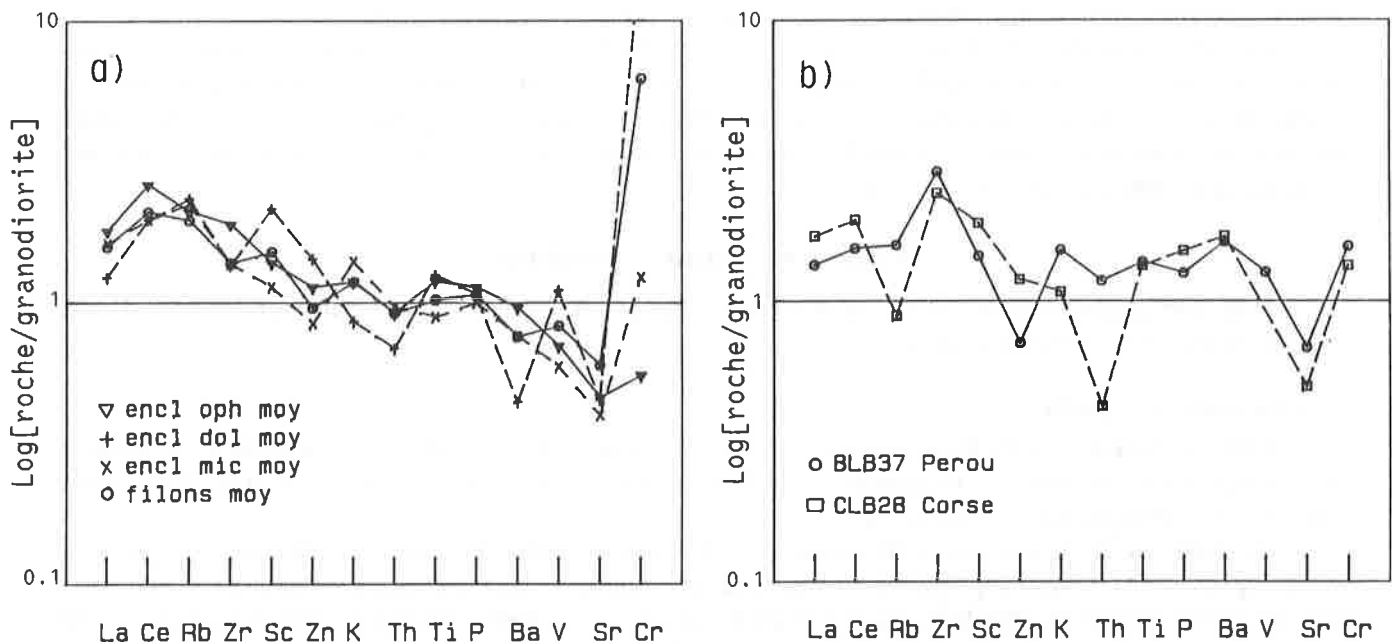


Figure 68: diagramme de normalisation d'éléments en traces par rapport à une granodiorite calco-alcaline de Tuolumne, Sierra Nevada (échantillon 5, Bateman et Chappell, 1979). a: moyenne des différents types d'enclaves et filons du M. Capanne; b: granodiorite calco-alcaline potassique BLB 37 ($\text{SiO}_2 = 64.94$) de Linga, Pérou (Le Bel et al., 1985); granodiorite calco-alcaline CLB 28 ($\text{SiO}_2 = 64.68$) de Corse (Cocherie, 1984).

Considérées ensemble au niveau des traces, les enclaves doléritiques et ophitiques sont si différentes (surtout pour Ba, Y et Zr), qu'il est absolument exclu d'imaginer un lien génétique simple entre ces deux populations, par exemple une cristallisation fractionnée ou un mélange binaire à pôles fixes et, à plus forte raison un tel lien entre elles et le granite.

Isotopes

Juteau (1984) a dosé les isotopes du strontium d'une enclave microgrenue de S. Andrea de type textural non précisé, probablement ophitique. Le rapport obtenu ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{act}} = 0,71337$; $i = 0,71303$; $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 3,89$) est inférieur à celui de tous les échantillons du granite, mais est proche de la tendance linéaire que ces derniers définissent dans le diagramme $1/\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (fig. 94).

6.1.3 Enclave à pyroxènes

On a vu que cette enclave unique trouvée dans un filon sombre de Colle d'Orano pouvait avoir une grande importance en tant que témoin peu ou non contaminé (mélange avec le magma granitique) du magmatisme générateur des enclaves.

Au niveau des majeurs, sa composition est celle d'une tonalite (fig. 64); elle est comparable à celle des enclaves doléritiques (fig. A4), tout en étant un peu plus calcique et moins magnésienne. Il en est de même pour les traces, à quelques détails près, par exemple des teneurs en Cr et Zn un peu plus basses (voir fig. 67).

Ces résultats sont fondamentaux, car ils confirment l'hypothèse de l'origine magmatique des enclaves doléritiques, géochimiquement identiques à une roche d'origine ignée indiscutable. D'autre part, la paragenèse à biotite \pm amphibole relique de ces enclaves résulte de conditions de cristallisation particulières en milieu hydraté, puisque le même liquide produit ordinairement du pyroxène. Le principe d'une coexistence liquide avec le magma granitique riche en eau est ainsi renforcé.

6.1.4 Enclaves xénolitiques

Deux enclaves schisteuses (FB825, Colle d'Orano et 881a, S. Piero) ont été analysées. Seule FB 825 est reportée dans les diagrammes de Harker (fig. A4), FB 881a étant trop basique pour y figurer ($\text{SiO}_2 = 56,8\%$). Toutes deux ont les caractéristiques chimiques de roches restitiques ayant perdu une partie de leur composante quartzo-feldspathique, soit une teneur en SiO_2 basse et des teneurs en Al_2O_3 , K_2O , Rb, Ba, Ti et Zr élevées à très élevées, reflétant une surconcentration en biotite, zircon et silicates d'alumine réfractaires.

La présence non décelée de petites enclaves de ce type dans des échantillons de granite va influencer leur composition chimique. Ainsi, les légères surconcentrations en Al_2O_3 de certaines analyses, par rapport à la tendance évolutive, pourraient résulter de ce phénomène de même que l'irrégularité des teneurs en zinc (fig. A4).

Par contre l'hypothèse de l'école de Chappell (par exemple Chappell, 1984), selon laquelle les tendances évolutives linéaires définies par les analyses de granite dans les diagrammes de Harker résulteraient d'un mélange en différentes proportions entre restites et liquide anatectique est peu crédible à Elbe. En effet, les analyses des xénolites ne sont pas dans la prolongation de la tendance évolutive du granite (condition nécessaire à un mélange de magma binaire) pour plusieurs éléments dont Ca, Mg, P, K, Al, Y, Zr et Rb.

6.1.5 Les filons sombres

Leur étude géochimique est cruciale, car ils pourraient être une manifestation tardive d'un magma hybride du type de celui (ou ceux) des enclaves microgrenues.

Eléments majeurs

Leur composition est celle de granodiorites dans le diagramme R1-R2 (fig. 64), où elles jouxtent et chevauchent partiellement les points d'analyse des granitoïdes. Elles ne présentent aucune particularité vis-à-vis de granodiorites calco-alcalines classiques (par exemple corses).

Par rapport à SiO_2 , leur gamme de variation est comparable à celles des enclaves ophitiques ($\text{SiO}_2 = 64,2-67,2\%$, fig. 63 et A4) et leur comportement est homogène à l'exception de l'échantillon le plus basique (FB 640, Nord de Colle d'Orano), riche en amphibole, qui se démarque souvent (par exemple pour Al_2O_3 , MgO et CaO) et qui sera traité séparément. Les tendances évolutives linéaires qu'ils définissent dans les diagrammes de Harker sont confondues avec celles des granites et les prolongent pour certains éléments (CaO, MgO) ou sont légèrement sécantes et moins pentées pour d'autres tels TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 . A cet égard, il n'y a apparemment aucun lien systématique entre ces filons et l'une ou l'autre des familles d'enclaves (voir p. ex. le diagramme SiO_2 -MgO) bien que, considérés isolément, leur composition chimique soit très proche de celle d'enclaves doléritiques ou ophitiques d'acidité comparable.

L'échantillon FB 640 a des caractéristiques si différentes de celles des autres filons qu'il ne leur est pas directement lié par un processus magmatique simple.

Eléments en traces

Les échantillons définissent également un groupe homogène (sauf FB 640) linéairement corrélé à SiO_2 et indépendant des enclaves pour la plupart des traces (fig. A 4). Leur tendance évolutive prolonge celle de la population des granites pour certains éléments (Rb, Zr, Sr, Sc) et s'en distingue nettement pour d'autres au point d'adopter une tendance opposée (Y, Ba, La?).

On notera que certains échantillons sont significativement moins riches en rubidium que l'ensemble des enclaves. Dans un diagramme normalisé par rapport aux chondrites (non représenté), les traces disponibles déterminent un profil

identique à ceux des enclaves et du granite et proche de ceux de différentes granodiorites et tonalites. L'échantillon FB 640 voit son caractère particulier confirmé par ses teneurs en éléments traces.

Isotopes

Juteau et al. (1984) ont analysé une série de dykes nommés rhyolites, qui sont les filons sombres. Leur âge Rb-Sr calculé sur paire biotite-roche totale (5,9; 6,6 Ma) est le même que celui du granite dans les marges d'incertitude. La gamme de rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenus sur roche totale est comprise entre 0,71139 et 0,71357; elle inclut celui de l'enclave microgrenue, mais est systématiquement inférieure à ceux du granite. Ainsi deux champs se distinguent clairement dans un diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (non représenté), reflétant bien l'hétérogénéité du massif. Toujours selon ces auteurs, les différences systématiques entre granite d'un côté et filons et enclave de l'autre seraient antérieures à la mise en place du pluton et à l'action des fluides hydrothermaux.

Dans le diagramme $1/\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ par contre, tous les points d'analyse réunis sont plus ou moins alignés (fig. 94), ce qui suggère des relations de mélanges de magmas entre ces roches (voir chapitre 8).

En résumé

Les roches filoniennes sombres du massif du M. Capanne ont une composition de granodiorite globalement semblable à celle de certaines enclaves ou échantillons de granite. Il n'y a pas de doute qu'elles ont un lien génétique avec ces roches au niveau de la source des magmas. Dans le détail, les tendances évolutives définies par ces filons sont distinctes de celles des enclaves et du granite, suggérant une histoire magmatique propre. La présence d'un filon de composition chimique et minéralogique très contrasté pose le problème d'une hétérogénéité dans la source du magma.

6.2 CLASSIFICATION ET TYPOLOGIE SYSTEMATIQUE

Divers diagrammes de classification basés sur le mode ou le chimisme des granitoïdes existent dans la littérature. Certains font appel à des notions génétiques ou de cadres géotectoniques, qui les rendent d'autant plus criticables qu'ils sont tributaires de concepts encore largement débattus.

J'en utiliserai quelques uns dans le but de situer l'intrusion du M. Capanne par rapport aux séries magmatiques classiques, mais toujours au "premier degré", c'est-à-dire sous l'angle descriptif comparatif et non génétique. Ainsi par exemple, si le granite du M. Capanne est d'affinité calco-alkaline, cela n'implique pas forcément dans mon esprit une origine liée à une subduction ou tout autre processus classiquement attribué à cette série. Je considérerai toujours l'ensemble granite-enclaves-filons, puisque ces roches sont contemporaines et très vraisemblablement cogénétiques.

6.2.1 Classification modale

La classification de Lameyre et Bowden (1982) discrimine les principales séries magmatiques dans le double triangle de Streckeisen (fig. 69). Tous les types de roches d'une intrusion ou d'une suite doivent y être simultanément reportés pour définir valablement une tendance. Celle du M. Capanne est plutôt horizontale et quelque peu sécante par rapport aux tendances habituelles, mais fait partie de la série "calco-alkaline granodioritique" ou "moyennement potassique", malgré sa teneur plutôt élevée en cet élément. Les batholites côtiers ouest-américains du Chili, du Pérou ou de la Sierra Nevada sont typiques de cette série.

6.2.2 Classification chimique sur roche totale

Base éléments majeurs

Le terme "calco-alkalin", défini par Peacock (1931), signifie que les roches d'une telle suite voient leur teneur pondérale en $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ égale à celle en CaO entre 56% et 65% de SiO_2 . Le meilleur diagramme discriminant à cet égard doit se baser sur cette définition, tel celui de Brown (1981) (fig. 70). Toutes les roches du M. Capanne, sauf le filon FB 640 tombent dans le champ calco-alkalin en déterminant une droite, conformément à toute suite magmatique typique. Cette affinité calco-alkaline se confirme avec le diagramme classique AFM (fig. 71) et celui de Besson et Fonteilles (1974) (fig. 72), dans lequel on constate que ces roches sont alumineuses relativement à leur teneur en silice par rapport à la tendance théorique de référence.

Dans la classification de Batchelor et Bowden (1985), basée sur le diagramme R1-R2 (fig. 73), les termes d'une suite donnée déterminent une droite rayonnant à partir du champ des granites évolués. Ce n'est pas le cas du M. Capanne considéré dans son ensemble. Les enclaves doléritiques et ophitiques sont dispersées de part et d'autre de la tendance linéaire du granite qui, elle, ressemble à nouveau à celle des batholites calco-alkalins ouest-américains et se situe en dehors

du champ des granites hyperalumineux à cordiérite. La dispersion des enclaves reflète leur caractère chimiquement anormal vis-à-vis des roches intermédiaires habituelles des suites calco-alcalines.

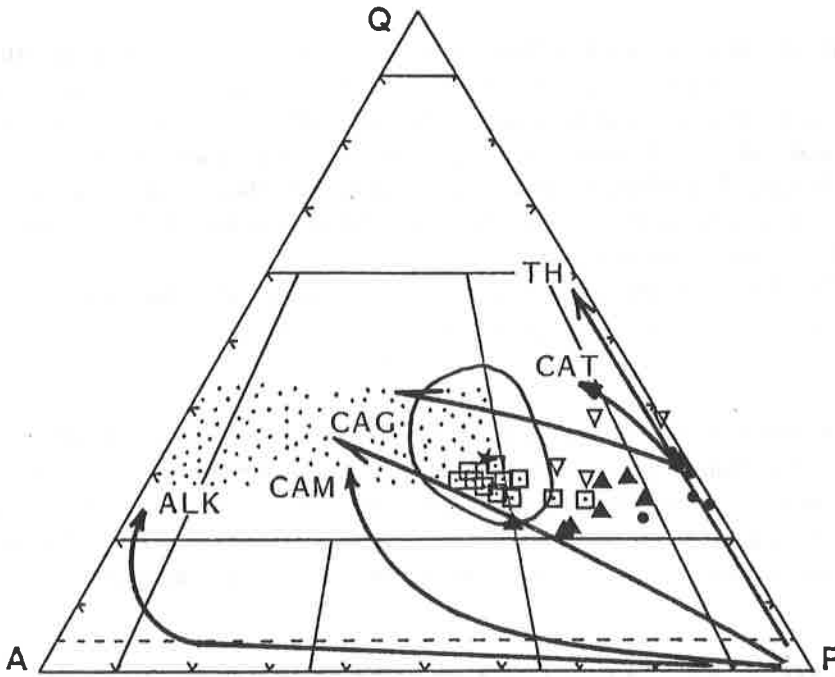


Figure 69: position des roches du massif du M. Capanne dans le diagramme de classification modal QAP des séries granitiques de Lameyre et Bowden (1982). TH = série tholéiitique; CAT = calco-alkaline trondhjemitique ou faiblement potassique; CAG = calco-alkaline granodioritique ou moyennement potassique; CAM = calco-alkaline monzonitique ou potassique; ALK = alcaline. Le domaine pointillé est celui des liquides anatectiques.

enclave à texture doléritique: ● , ophitique: ▲ , microgranul. : ◻
 analyses d'enclaves de Marinelli (1959): ▽ , moyenne et champ
 des granites selon Waldeck (1977): (*)

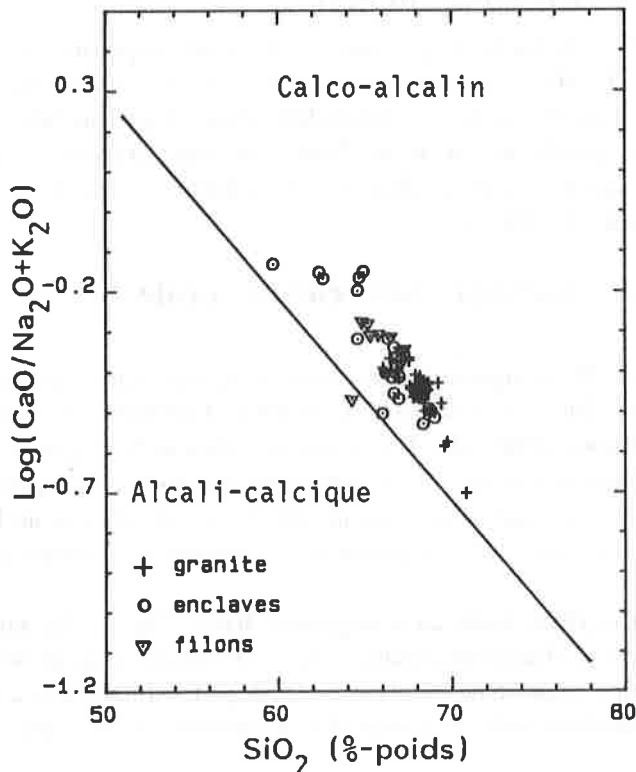


Figure 70: position de la suite magmatique du M. Capanne dans le diagramme discriminant de Brown (1981), basé sur la définition des termes "calco-alcalin" et "alcali-calcique" de Peacock (1931).

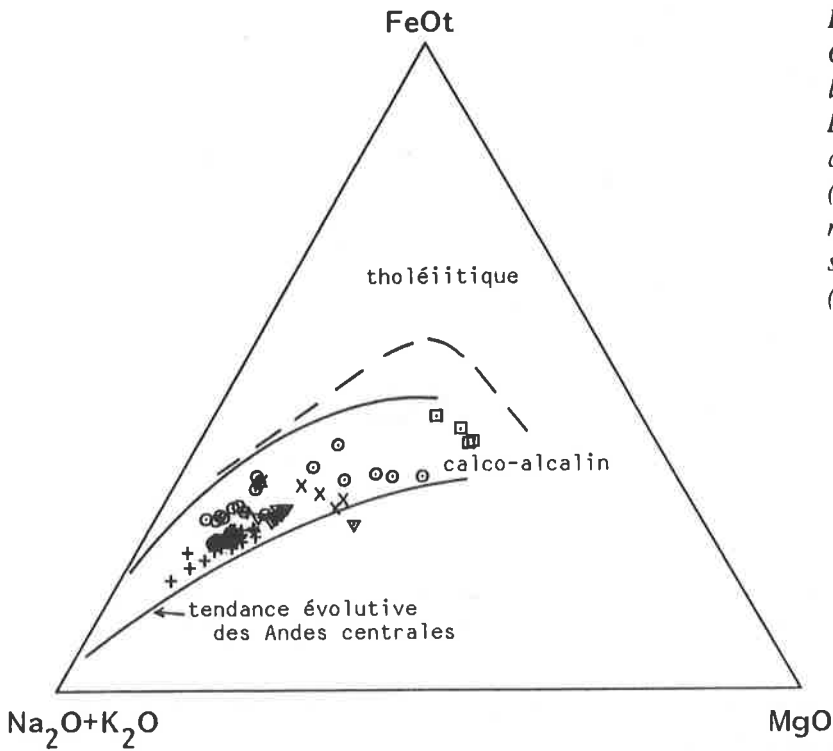


Figure 71: position des roches du M. Capanne et des volcanites de Capraia dans le diagramme AFM (%-poids d'oxydes). La limite entre les champs tholéiitique et calco-alcalin est celle d'Irvine et Baragar (1971). (+) = granite, (⊙) = enclaves microgrenues indifférenciées, (▽) = filons sombres, (x) = lati-andésites de Capraia, (□) = basaltes à olivine de Capraia.

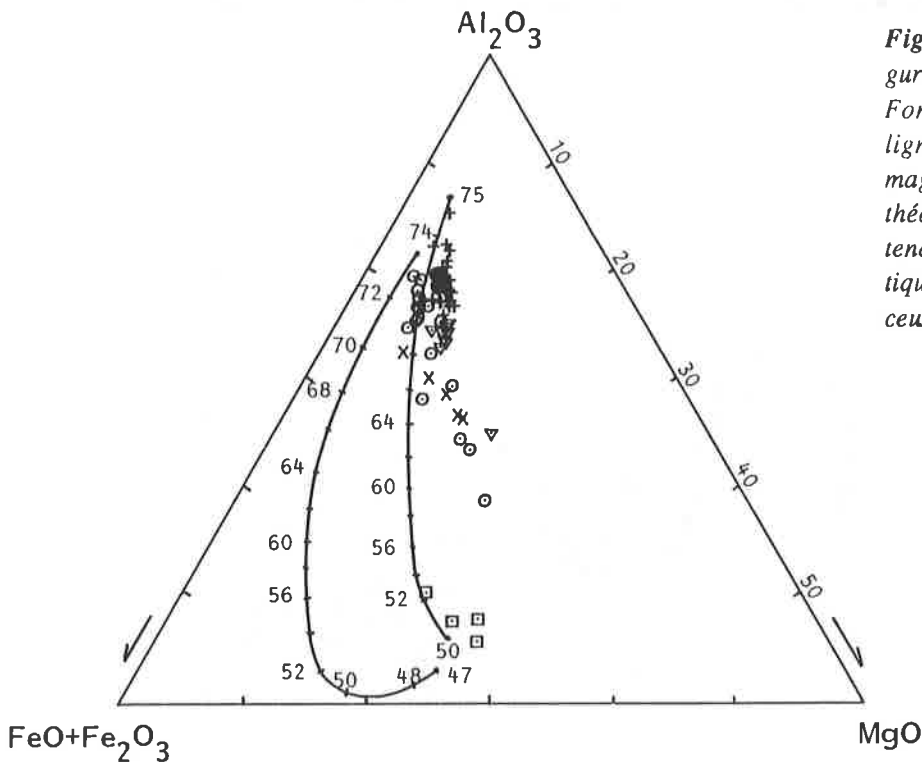


Figure 72: position des roches de la figure 71 dans le diagramme de Besson et Fonteilles (1974), mêmes symboles. La ligne évolutive de droite est celle des magmas calco-alcalins avec ses teneurs théoriques en SiO₂, celle de gauche la tendance suivie par les magmas tholéiitiques. Les résultats sont en accord avec ceux de la figure 71.

Base éléments en traces (diagrammes normalisés arachnéens)

GRANITE

La composition en éléments en traces du granite du M. Capanne est comparée à celle de granites et granodiorites de types variés (hyperalumineux à cordiérite, calco-alcalin hercynien et calco-alcalin de marge continentale active) dans deux diagrammes arachnéens, respectivement normalisés par rapport aux chondrites et à la croûte continentale supérieure (figs 74 et 75). Le profil général du M. Capanne (quasi identique pour tous les échantillons) est assez semblable à celui des granitoïdes calco-alcalins dans les deux diagrammes, avec quelques différences significatives.

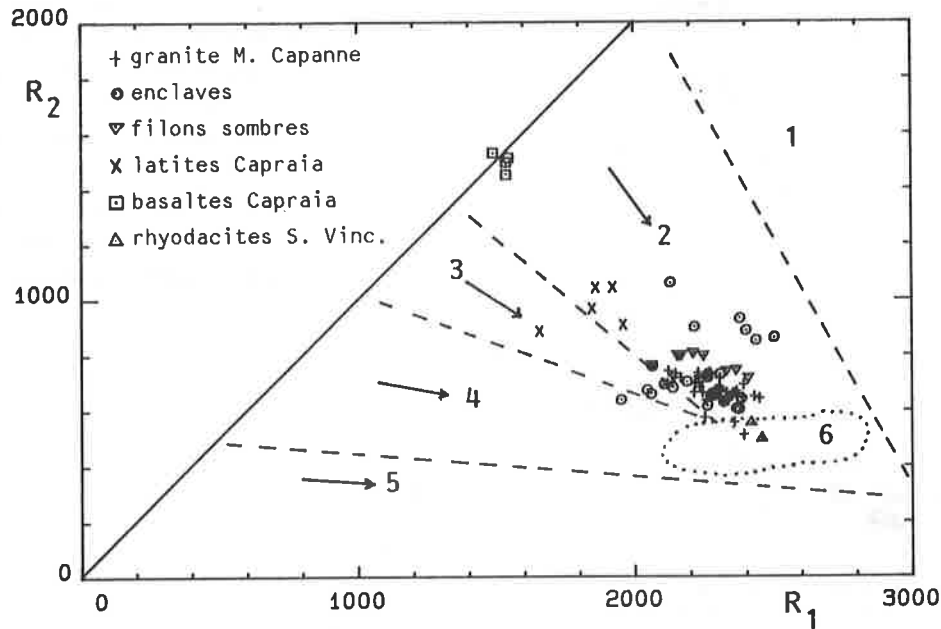


Figure 73: diagramme de classification typologique des séries granitiques de Batchelor et Bowden (1985) dans le diagramme R1-R2 (voir fig 64 pour la signification des facteurs R). Domaine 1: tholéiitique (différentiels mantelliques), 2: calco-alcalin et trondhjémitique (collision pré-plaque), 3: calco-alcalin potassique (soulèvement post-collisionnel), 4: sub-alcalin monzonitique (tardi-orogénique), 5: alcalin et hyperalcalin (anorogénique), 6: anatectique, granites à 2 micas (syn-collision).

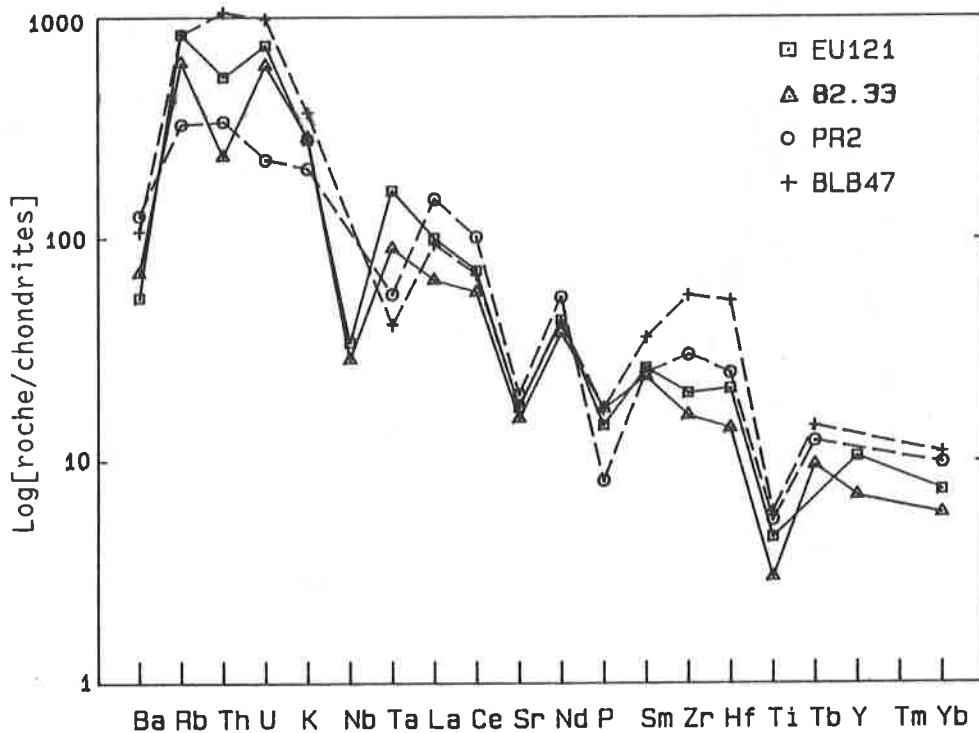


Figure 74: diagramme de normalisation par rapport aux chondrites pour différents granites et granodiorites. EU121 = granodiorite du M. Capanne ($SiO_2 = 68,309$) (Thompson et al., 1984); 8233 = granite hyperalumineux à cordiérite ($SiO_2 = 70,16$) de Huelgoat, Bretagne (Georget, 1986); PR2 = granodiorite ($SiO_2 = 68,11$) du complexe calco-alcalin corse (Cocherie, 1984); BLB47 = granodiorite calco-alcaline potassique ($SiO_2 = 68,08$) de Linga, Pérou (Le Bel et al., 1985), les valeurs et l'ordre de normalisation sont ceux de Thompson et al. (1984).

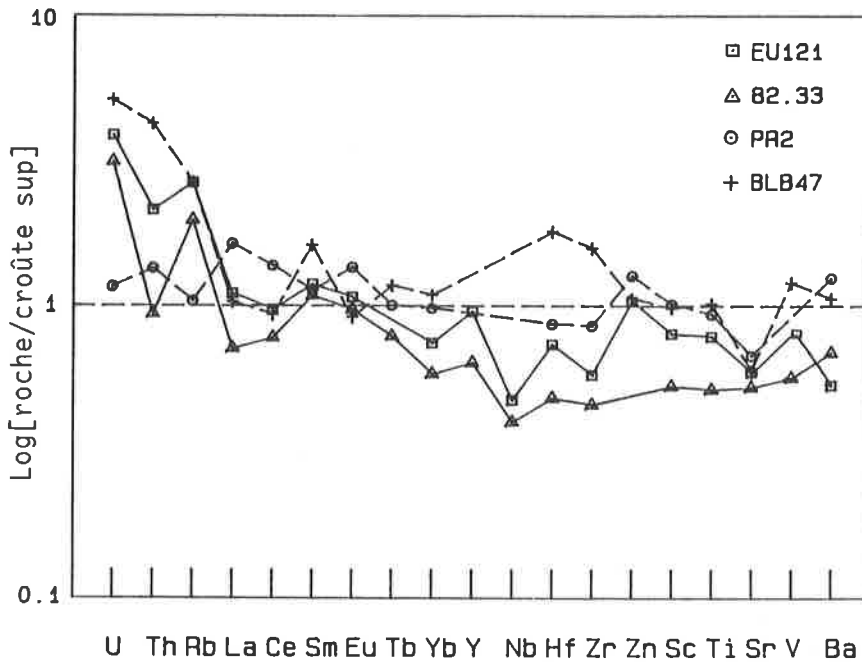


Figure 75: diagramme de normalisation par rapport à la croûte supérieure pour les roches de la figure 74: Les valeurs de normalisation sont celles de Taylor et McLennan (1981).

Ainsi, les rapports Th/U, Th/Ta et La/Ta sont-ils nettement contrastés (fig. 76). Ces éléments ayant un $D_{\text{minéraux/liquide}}$ global inférieur à 1 (sous réserve de La), leurs rapports ne sont que peu affectés par le degré de différenciation des roches: il y a donc bien une différence fondamentale entre le granite du M. Capanne et la famille calco-alcaline (des tests ont été menés avec les mêmes résultats sur d'autres plutons calco-alcalins). A l'inverse, le granite du M. Capanne présente des analogies systématiques avec le granite hyperalumineux breton au niveau du profil normalisé par rapport aux chondrites et des rapports entre éléments hygromagmatophiles, avec cependant des teneurs toujours plus élevées (sauf en Ba).

	SiO ₂	K/Rb	Th/U	Th/Ta	La/Nb	La/Ta	type de roche
EU 121 M. Capanne	68.30	115	2.3	6.8	2.8	10.1	
82.33 Huelgoat	70.16	158	1.3	5.4	2.1	11.8	hyperalumineux à cordiérite
PR2 Corse	68.11	217	4.9	12.6	-	43.7	calco-alcalin hercynien
BLB47 Pérou	68.08	151	3.5	54.4	-	38.0	calco-alcalin de marge cont.
G26 Chili	67.52	192	3.9	16.5	-	26.5	idem Pérou

Figure 76: rapports d'éléments hygromagmatophiles pour différents granites et granodiorites. Références des analyses, voir figure 74; G26 = granodiorite calco-alcaline tertiaire chilienne (Lopez-Escobar et Oyarzum, 1974; Lopez-Escobar et al., 1979).

Dans le diagramme normalisé par rapport à la croûte (fig. 75), le comportement relatif de Ti, Sc et V par rapport au strontium est par contre plus proche de celui des granites calco-alcalins. Mais ces éléments sont compatibles et leur valeur comparative est restreinte, puisque leurs rapports sont liés non seulement à la nature des sources magmatiques, mais aussi au degré et au type de fractionnement des roches.

En conclusion, les concentrations et rapports de concentrations en éléments en traces dans le granite du M. Capanne présentent des similitudes tant avec les granitoïdes calco-alcalins que hyperalumineux à cordiérite. Cependant

les rapports entre éléments peu compatibles, qui sont à mon sens les plus discriminants, suggèrent des affinités plus grandes avec ce dernier type.

ENCLAVES ET FILONS

Ces roches n'ont été analysées que par fluorescence X, les éléments les plus discriminants tels U et Ta ne sont donc pas disponibles et le report en diagrammes de normalisation n'a plus beaucoup d'intérêt. De fait, normalisés par rapport aux chondrites (diagramme non représenté) les échantillons de tous les types d'enclaves et ceux des filons ont un spectre confondu avec celui du granite. Comparées à diverses tonalites et granodiorites (batholite côtier péruvien, Le Bel et al., 1979; batholites hercyniens corse et pyrénéen, Cocherie, 1984), les enclaves et les filons ne s'en distinguent que par leurs teneurs nettement plus élevées en Rb et plus basses en Zr et Ba.

L'absence de dosage de U et Ta exclut une discrimination plus poussée. Ceci dit, je pense que les rapports de concentrations déterminés plus haut pour le granite (Th/Ta, etc...) sont probablement très proches de ceux des enclaves, qui ont dû être équilibrées avec le magma granitique en phase finale de cristallisation en présence de liquides résiduels enrichis en ces éléments hygromagmatophiles. L'uniformité du seul rapport disponible (La/Nb) (2,8 dans le granite, 2,7 à 3,0 dans les enclaves) le laisse entendre.

Ainsi, mais ce n'est qu'une présomption, les enclaves présenteraient les mêmes similitudes et différences par rapport aux tonalites que le granite du M. Capanne par rapport aux roches des suites calco-alcalines.

6.2.3 Classification sur la base de minéraux

Granite

Les observations qui précèdent sont confirmées par le chimisme des biotites et la typologie du zircon. On a vu au § 2.3.3, figure 12, que les biotites du granite du M. Capanne tombaient à cheval sur les champs calco-alcalins et aluminopotassiques (celui des granites à minéraux alumineux) du diagramme de Nachit et al. (1985), avec une prédominance du premier.

Dans le diagramme des domaines de répartition typologique des granites de Pupin (1988), on voit que les zircons du M. Capanne correspondent à ceux de granites calco-alcalins, mais sont assez proches de ceux de granites hyperalumineux intrusifs à cordiérite (dont fait partie le granite de Huelgoat considéré plus haut).

Enclaves et filons

La composition et les associations d'amphiboles décrites au § 4.4.4 sont typiques de roches calco-alcalines, tout comme les biotites, qui se distinguent de leurs équivalents granitiques par un déplacement de leur point moyen vers le champ alcali-calcique (sub-alcalin) peu alumineux du diagramme de Nachit et al. (1985) (fig. 59). Quant aux pyroxènes, leur composition et association est classique dans les roches calco-alcalines, mais pas discriminante vis-à-vis de suites tholéitiques.

En résumé, les minéraux des enclaves reflètent le caractère franchement calco-alcalin de ces dernières.

6.2.4 Conclusions sur la classification typologique

L'intrusion du M. Capanne est du type calco-alcalin par ses caractéristiques générales, telles l'abondance d'enclaves microgrenues sombres d'origine magmatique, sa composition modale (de type calco-alcalin granodioritique), la typologie de ses zircons, sa composition chimique générale, la composition chimique des minéraux de ses enclaves microgrenues.

Le granite diffère néanmoins des granitoïdes calco-alcalins habituels par certains aspects qui le rapprochent des granites hyperalumineux à cordiérite, tels sa richesse en xénolites gneissiques restitiques à minéraux alumineux, la présence d'un faciès à cordiérite, des rapports de concentration entre certains éléments peu compatibles (Th/Ta, Th/U, La/Ta) typiques de granites à cordiérite et très différents du calco-alcalin, des rapports isotopiques du strontium et de l'oxygène très élevés.

Enfin, le caractère ambivalent de ce granite est souligné par le chimisme de ses biotites intermédiaire entre celui des suites calco-alcalines et aluminopotassiques.

CHAPITRE 7: ETUDE DES CONTACTS ENTRE GRANITE ET ENCLAVES: ÉCHANGES GÉOCHIMIQUES ET CONTAMINATION DES MAGMAS

La géométrie des contacts entre granite et enclaves a été décrite au paragraphe 4.1. Leur étude détaillée est capitale dans la mesure où elle peut fournir des renseignements sur les processus physico-chimiques ayant joué à la limite entre deux magmas de types contrastés.

7.1 ASPECT MINÉRALOGIQUE ET TEXTURAL

7.1.1 Composition modale

Il n'y a parfois aucune particularité de part et d'autre du contact (voir par exemple FB 480, fig 77b), mais on distingue généralement une bordure centimétrique relativement sombre dans l'enclave, associée à une auréole hololeucocrate parfois un peu plus épaisse (jusqu'à 5 cm) dans le granite.

a) FB 631		granite				enclave	
distance du contact	2-1cm	1-0.5cm	0.5-0cm	0-1cm	1-2cm	2-5cm	
pl	29	24	12	61	55	51	
bi	8	5	3	16	16	16	
qz	27	31	34	16	16	20	
fk	36	40	51	7	13	13	

	473 b		480		464		818	
	1 ^{er} cm	reste	1 ^{er} cm	reste	1 ^{er} cm	reste	1 ^{er} cm	2-4 cm
pl	66	56	56	55	53	42	45	40
bi	26	15	19	19	17	16	28	31
qz	3	22	24	25	15	19	27	29
fk	5	7	1	1	15	23	0	0

Figure 77: évolution de la composition modale des enclaves microgrenues et du granite dans la zone de leur contact. Les données sont tirées du tableau A2 (valeurs en %). **a:** profil à travers le contact entre l'enclave à texture ophitique FB 631 et son encaissant granitique, **b:** variations au sein de diverses enclaves microgrenues entre le premier centimètre au contact du granite et les 3 à 5 centimètres suivants.

Minéralogiquement, cela se traduit dans l'enclave par un appauvrissement relatif en quartz et/ou en feldspath alcalin et donc une surconcentration en plagioclase et biotite. L'évolution du rapport entre ces deux minéraux en approchant du contact varie d'une enclave à l'autre. Pour FB 473b, par exemple (fig. 77 b), il y a un enrichissement net en biotite et plagioclase par rapport au quartz et en biotite par rapport au plagioclase, alors que c'est l'inverse pour FB 464. Dans le granite, l'auréole claire se traduit avant tout par une quasi-absence de biotite et une teneur anormalement élevée en quartz et en feldspath alcalin.

Pabst (1928), Didier (1973) et Zorpi et al. (1989) signalent les mêmes auréoles claires et foncées au contact entre enclaves et granite. Wiebe (1973), Gamble (1979) et Brown & Becker (1986) entre autres, décrivent des bordures d'enclaves sombres, anormalement riches en biotite et/ou hornblende sur un à deux centimètres. Wiebe précise que le granite au contact est totalement dépourvu de feldspath alcalin, alors que Didier et Pabst mentionnent au contraire sa concentration dans la frange leucocrate.

7.1.2 Textures

L'aspect textural a été abordé au § 4.2. Dans les enclaves, en s'approchant du contact, le plagioclase et la biotite ont tendance à adopter une texture fluidale et une taille plus réduite. Dans les enclaves à quartz ophitique, ce dernier se raréfie brusquement, voire disparaît (FB 673b) à 1 cm du contact environ. Dans les enclaves où aucune variation modale n'est observée, il n'y a pas non plus de particularité texturale.

Au niveau du granite, la texture de l'auréole est tantôt banale, tantôt plus finement grenue et équi-granulaire lorsque la proportion de feldspath alcalin est vraiment élevée (FB 631, fig. 77 a).

7.2 PROFILS GÉOCHIMIQUES À TRAVERS LE CONTACT ENTRE GRANITE ET ENCLAVES

7.2.1 Description des profils

Des tranches de roches de 0,5 ou 1 cm ont été débitées le long de profils à travers le contact entre enclaves et granite. Malheureusement, les échantillons les plus démonstratifs au niveau modal (FB 631, FB 473b) n'ont pu être analysés, par leur trop petite taille. Quatre profils représentant différentes situations sont reportés dans la figure 78. On y constate une grande irrégularité dans les analyses successives du granite, due à la granulométrie grossière des échantillons par rapport au volume analysé. Il en résulte une difficulté d'interprétation dont il faudra tenir compte.

FB 818, enclave doléritique de San Piero, représente la catégorie des enclaves modalement homogènes (fig. 77 b). On observe de très faibles variations au niveau des majeurs, allant globalement dans le sens d'un rapprochement de la composition de l'enclave vers celle du granite encaissant. Ces gradients normaux correspondent à ceux mis en évidence expérimentalement entre magmas acide et basique par Yoder (1973), Alibert (1980) ou Johnston et Wyllie (1988). Au niveau des traces, on observe des contre-gradients pour Zr, Ba et Sr, dont la concentration diminue en direction du contact, alors que les teneurs correspondantes dans le granite sont plus élevées.

FB 643 est une enclave à texture à quartz ophitique exceptionnelle, dans ce sens que sa bordure est riche en feldspath alcalin poecilitique sur un centimètre. Les profils de teneurs sont plutôt homogènes, mais reflètent la composition modale au travers de valeurs élevées en K, Rb et Pb, mais pas en Ba, qui s'appauvrit en approchant du contact en tendant vers les valeurs du granite. Ceci suggère que la cristallisation exceptionnelle de feldspath poecilitique dans l'extrême bord de l'enclave s'est faite à partir de matériel granitique et en équilibre avec ce dernier plutôt qu'avec le coeur de l'enclave.

L'enclave à texture ophitique FB 464 représente la catégorie des enclaves à liseré sombre, encore que ce dernier y soit peu développé et que la biotite ne présente guère de variation (fig. 77 b), FB 656 est semblable, mais encore moins typique. Les profils observés pour Si, Al et la plupart des autres éléments majeurs évoluent en contre-gradient: leur teneur s'éloigne de plus en plus de celle du granite en approchant du contact, en contradiction avec toutes les expériences de laboratoire citées plus haut. Dans FB 464, qui va servir de base à la discussion, ces variations sont le reflet direct de celles de la composition modale (fig. 77 b): diminution du quartz et du feldspath alcalin et nette augmentation relative du plagioclase vers le contact, qui explique le saut dans les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 . Si tous les éléments, sauf K, s'enrichissent vers le contact, c'est en partie par un effet de concentration due à la perte importante en SiO_2 (5,2% sur le profil).

Les rapports entre éléments, eux, varient nettement moins, mais significativement. Ainsi en allant vers le contact, $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ tot passe de 0,21 à 0,25, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0,66 à 0,72, $\text{TiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ de 0,14 à 0,16 et $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 0,147 à 0,164. Tout se passe comme si la bordure était moins évoluée que le coeur de l'enclave: biotite plus magnésienne, plagioclase plus calcique.

Au niveau des traces, les teneurs croissantes vers le contact de Ba, Sr, Zr, V et Y vont dans le même sens. Par contre, l'enrichissement parallèle en éléments peu compatibles tels Rb et surtout La, Ca et Nd est contradictoire.

Le comportement du granite dans FB 656 est plus difficile à cerner au travers de ses irrégularités. Il y a un très léger enrichissement en Ca, Na, Ti, Mg, Sr, Zr, Zn et Y juste au contact; la proximité de l'enclave se fait donc sentir. Mais d'une manière plus générale, les analyses de granite effectuées près des enclaves, ont un caractère anormalement siliceux et différencié, reflet de leur composition modale, qui en font les échantillons les plus évolués dans les diagrammes de Harker (fig. A4).

Des profils géochimiques du même genre ont été exécutés par différents auteurs. Les résultats sont variables et aucun principe général ne s'en dégage. Ceux de Gamble (1979) présentent des gradients normaux tendant vers une homogénéisation à travers le contact. Ceux d'El Mouraouah et al. (1987) sont contrastés; TiO_2 , et K_2O déterminent des contre-gradients, SiO_2 , CaO et FeO des gradients normaux. La plupart des profils d'éléments de Wiebe (1973) sont en contre-gradients: TiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Na_2O , Fe_2O_3 , Rb et Sr.

7.2.2 Hypothèses génétiques

Ces variations sont toujours attribuées à des phénomènes de diffusion entre les deux milieux. Les travaux expérimentaux de diffusion entre magmas contrastés montrent tous des gradients normaux et réguliers tendant à réduire les différences de teneurs de part et d'autre du contact. L'homogénéisation est très nettement plus rapide et étendue en présence d'eau qu'à sec (de l'ordre de mille fois à 4 Kbar et 900°C entre rhyolite et phonolite, Alibert et Delbove, 1980). Les contre-gradients résultent donc d'un ou de plusieurs autres phénomènes, qui peuvent être:

- un phénomène de trempe du magma basique,
- une diffusion chimique due à un gradient de température (thermodiffusion ou effet-Soret),

- une cristallisation de minéraux spécifiques près du contact pendant la période de diffusion (Wiebe, 1973),
- une migration du liquide de l'enclave dans le granite après homogénéisation thermique (Bacon, 1986).

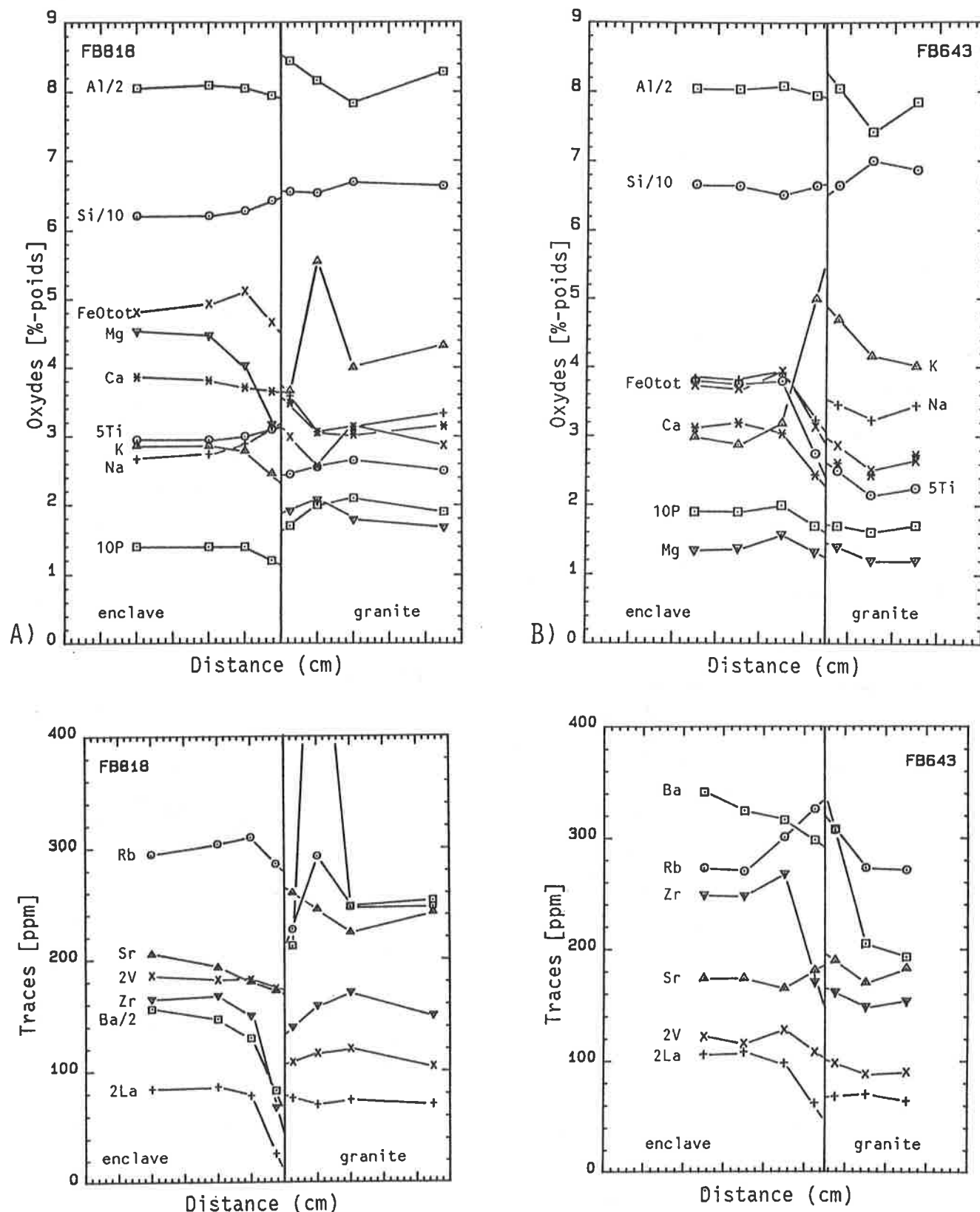


Figure 78 A-D: profils géochimiques (majeurs + traces) à travers le contact entre différentes enclaves microgrenues et le granite environnant. Les analyses ont été faites sur des tranches de roche de 0,5, 1 ou plusieurs centimètres et sont positionnées au milieu de la tranche correspondante par rapport à l'échelle horizontale graduée en cm. Le contact est marqué par un trait vertical et l'enclave est toujours à gauche. Les majeurs sont exprimés en %-poids d'oxydes (p. ex. Al/2 = $Al_2O_3/2$; 5 Ti = $5 TiO_2$ etc) et les traces en ppm.

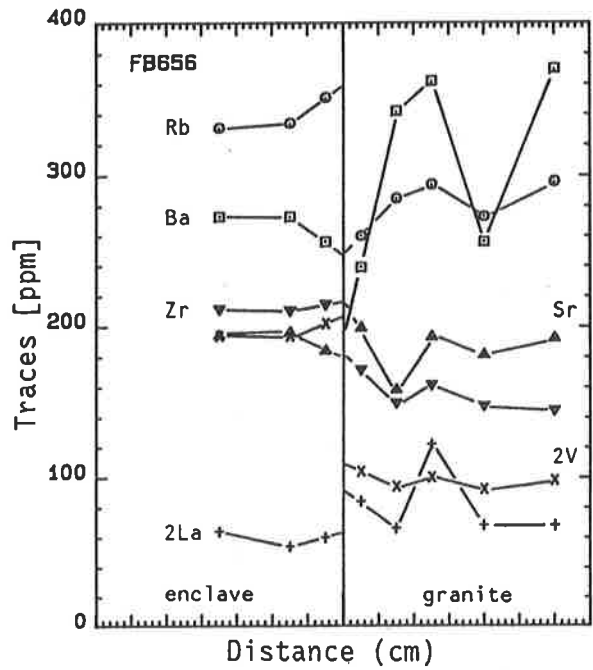
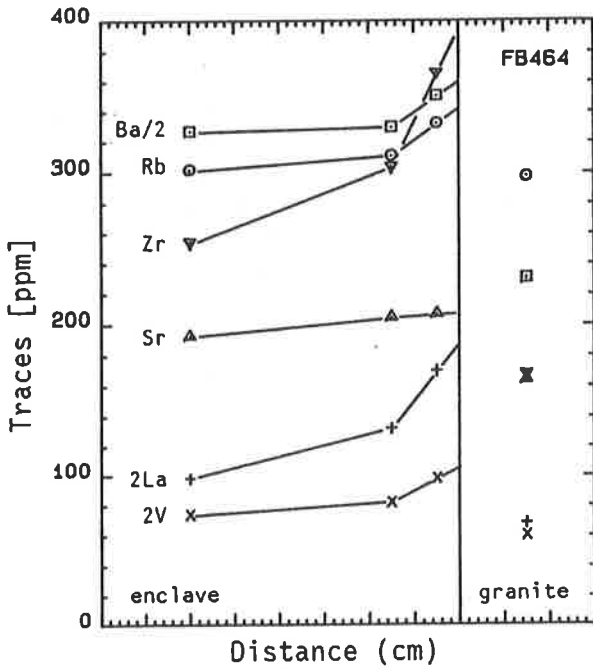
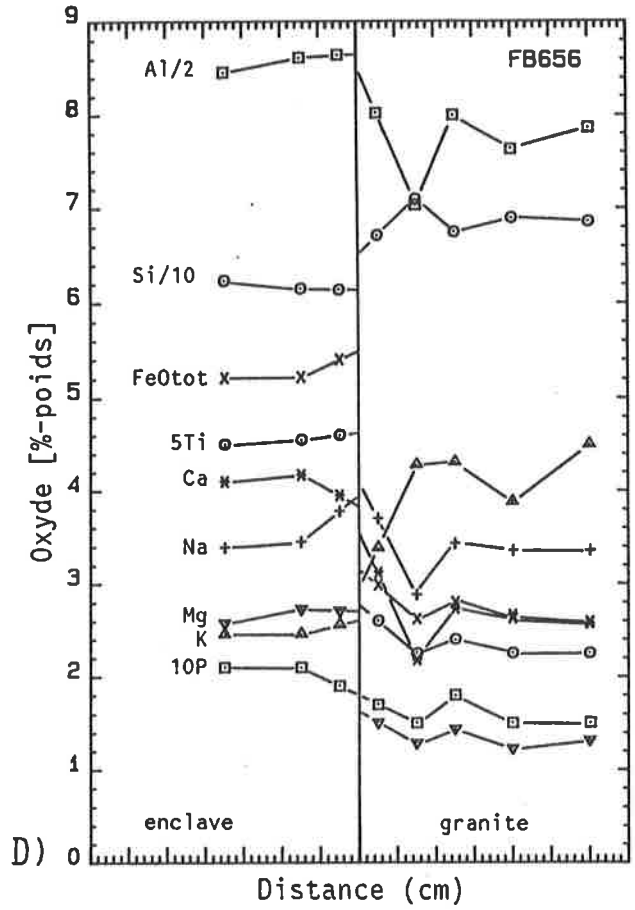
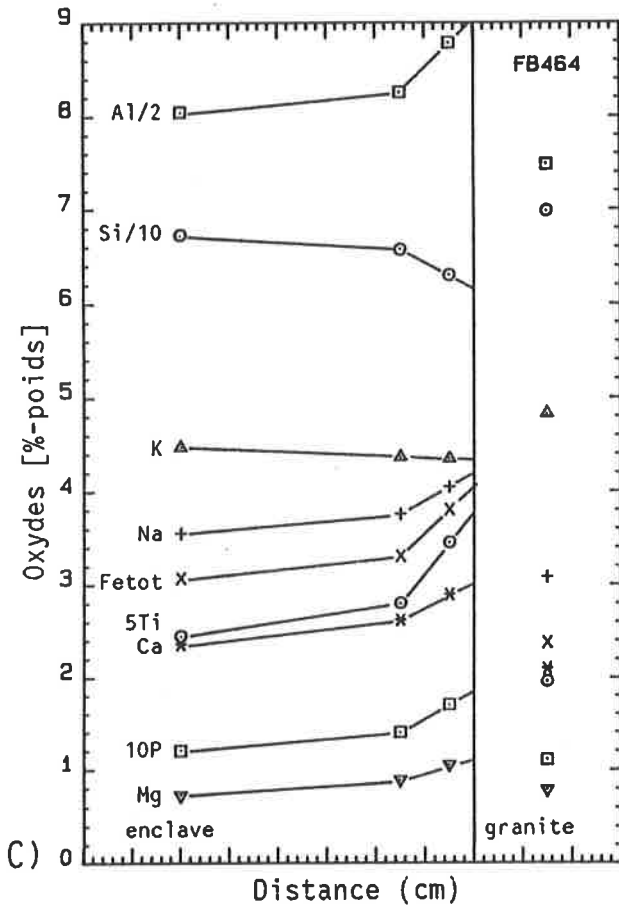


Figure 78: suite, C et D.

Trempe

La trempe a souvent été invoquée pour expliquer la bordure sombre des enclaves. Il est clair que cette dernière a dû commencer à cristalliser en premier, ce qui explique son caractère légèrement moins évolué que le centre de l'enclave au niveau des rapports entre éléments. Mais la présence d'une bordure dans de petites enclaves, dans lesquelles la température a dû s'homogénéiser en quelques heures (Wiebe, 1973, Sparks et al., 1977), l'absence de textures de trempe typiques tels des plagioclases en queue d'hirondelle et l'existence d'anomalies géochimiques complémentaires dans le granite excluent une prédominance de ce processus.

Thermodiffusion

Une thermodiffusion ou double-diffusion peut s'installer dans un système originellement homogène lorsqu'il est soumis à un gradient de température, c'est "l'effet Soret". Walker et al. (1981) et Walker et DeLong (1982) ont montré qu'un basalte soumis à une différence de température de l'ordre de 250°C pendant 140 heures à 10 Kbar présente des gradients très marqués sur 1 cm, semblables à ceux rencontrés dans la bordure sombre des enclaves. Mais ce processus n'entre pas en ligne de compte car, comme le précisent Schott (1983) et Peterson (communication personnelle, 1987), la diffusivité de la chaleur est beaucoup plus grande que celle de la matière (d'un facteur 1'000 à 10'000 environ, Sparks et al., 1977 comparé avec Alibert et Delbove, 1980) et le gradient sera annulé en quelques heures ou jours. Sparks et al. ont calculé qu'une enclave de basalte de 1 m de diamètre à 1'100 - 1'300°C plongée dans un magma granitique à 750 - 950°C était thermiquement équilibrée après 24 heures environ!

CONTROLE MINÉRALOGIQUE

La cristallisation des gouttes de magma "basique" hybride au contact du magma granitique s'est faite dans un environnement relativement riche en eau, qui a favorisé la migration des éléments (Alibert et Delbove, 1980; Johnston et Wyllie, 1988), notamment les alcalins comme l'ont constaté de nombreux auteurs (p. ex. Wiebe, 1973; Gamble, 1979; Letier et Debon, 1978; Watson, 1982; Brown et Becker, 1986; Huppert et al, 1982; Zorpi et al., 1989). Le plagioclase et la biotite ont commencé à cristalliser au bord de l'enclave en puisant leurs éléments constitutifs de part et d'autre du contact. Une fois le processus amorcé, le liquide environnant fut appauvri en ces éléments, ce qui maintint un gradient induisant une diffusion continue en provenance du granite et du coeur de l'enclave (Wiebe, 1973; Johnston et Wyllie, 1988). Ce contrôle minéralogique expliquerait l'enrichissement relatif de la bordure des enclaves en rubidium et autres ions préférentiellement incorporés par la biotite.

Mais il n'élucide pas l'absence quasi totale de quartz et sa concentration dans le granite, même si on admet une cristallisation en déséquilibre sous l'effet conjugué de la diffusion et de la surfusion.

Migration de magma résiduel

Bacon (1986) a observé en contexte volcanique que le liquide résiduel acide non cristallisé des enclaves tendait à quitter ces dernières par un mouvement centrifuge en empruntant de petits conduits vésiculaires préexistants. Dans de grandes enclaves, ceci se traduit par un coeur anormalement basique. Le mécanisme invoqué est celui du "gas filter press" proposé par Anderson et al. (1984), pour qui des différences de pression fluide dans un système partiellement cristallisé rigide et poreux entraînerait une migration du liquide résiduel dans les zones de moindre pression, en l'occurrence dans le magma granitique environnant.

Ce processus ne s'applique pas directement aux enclaves elbiennes dans la mesure où ces dernières ont une bordure et non un coeur plus basique; mais l'idée du transfert de liquide résiduel acide dans le granite est intéressante.

Hypothèse mixte du contrôle minéralogique et du transfert de liquide

Je propose le scénario suivant, basé en partie sur l'interprétation donnée à la texture à quartz poecilitique (§ 4.2.3):

- le magma hybride des enclaves plus ou moins chargé en xéno-cristaux entre un contact avec le magma granitique plus froid et hydraté, dans lequel toutes les phases cristallines sont déjà présentes;
- un transfert de chaleur va s'opérer de l'enclave au granite environnant, lequel sera fortement réchauffé (Sparks et al., 1977) sur un faible volume proportionnel à la taille de l'enclave;
- dans l'enclave, le plagioclase et la biotite matriciels commencent à cristalliser en drainant leurs éléments constitutifs. Si l'eau est en quantité suffisante (mettons ~3%), le quartz et le feldspath alcalin n'apparaîtront qu'à une température supérieure de quelques dizaines de degrés à celle du solidus de l'enclave (Whitney, 1975). Cette dernière ressemble à ce moment-là à une éponge à structure tridimensionnelle cohérente due à l'enchevêtrement de lattes de plagioclases, baignées par un liquide quartzo-feldspathique interstitiel;

- dans le granite au contact, l'apport de chaleur provoque une résorption locale des cristaux déjà formés, mis en déséquilibre thermique. Cette augmentation de température est rapidement résorbée par la masse importante du magma granitique environnant. Il en résultera au contact une légère surfusion relative et la cristallisation va être accélérée à la surface des cristaux résorbés. Ces derniers vont pomper le liquide quartzo-feldspathique interstitiel de l'enclave sur une faible distance, laquelle sera déterminée par la vitesse de diffusion de SiO_2 et Al_2O_3 (Watson, 1982; Johnston et Wyllie, 1988) et le temps disponible avant que l'enclave n'entre dans le champ de stabilité du quartz et du feldspath alcalin.

En résumé, il y aurait un transfert de matière dans les deux sens, déterminé par la nature des phases en équilibre de part et d'autre du contact.

Cette hypothèse rendrait compte des teneurs parfois un peu plus élevées en Ca et Sr dans le granite au contact; ces éléments proviendraient de l'enclave et auraient été fixés par les plagioclases du granite. D'autre part, l'absence d'enrichissement en K dans la bordure de l'enclave, malgré une grande proportion de biotite résulterait d'un transfert net de cet élément dans le granite via le liquide résiduel, fixé ensuite par le feldspath alcalin.

Les teneurs parfois très élevées en terres rares dans la bordure des enclaves par rapport à celles de leur coeur (p. ex dans FB 464, 85 ppm de La au contact et 43 ppm à plus de 2 cm) pourraient être dues à une cristallisation rapide d'apatite aciculaire, dont le coefficient de répartition pour les terres rares est très élevé (de l'ordre de 30 à 60; Arth, 1976).

L'absence d'auréole claire dans le granite résulterait d'un déplacement tardif de l'enclave en son sein ou d'un état de cristallisation peu avancé au moment de la mise en contact. L'absence de gradient dans les enclaves à texture doléritique de San Piero est aussi attribuée à leur mise en contact avec un magma granitique peu ou non cristallisé, comme le suggèrent l'absence de xénocristaux et la granulométrie relativement grossière (peu trempée) de ces enclaves.

7.3 AMPLEUR DES ÉCHANGES CHIMIQUES ENTRE GRANITE ET ENCLAVES - INCIDENCE SUR LEUR COMPOSITION CHIMIQUE

7.3.1 Diffusion au contact

Les interactions mises en évidence ci-dessus peuvent-elles affecter le volume total des enclaves et modifier profondément leur composition?

L'existence même de gradients opposés dans l'enclave et le granite milite pour une interaction localisée. L'enclave ne verra donc pas sa composition fondamentalement modifiée par ce processus, à moins d'avoir une taille centimétrique.

7.3.2 Transfert d'éléments par des fluides

Ce mécanisme a été invoqué par plusieurs auteurs dans le contexte d'associations acide-basique, pour expliquer le chimisme particulier des corps basiques dans leur ensemble, effets de contact mis à part, notamment leur teneur anormalement élevée en Rb et leur rapport K/Rb très bas par rapport à des roches magmatiques massives d'acidité semblable. Marmottans et al. (1977) attribuent aux fluides l'enrichissement en Rb et Li des enclaves et leur pauvreté relative en Sr. Letier et Debon (1978) parlent d'"importants phénomènes métasomatiques" conduisant à un transfert de Si, K, H_2O , Li et Rb du granite aux enclaves et de Ca, Fe, Mg, Sr, Cr, Ni et V en sens inverse. Coulon et al. (1984) invoquent les transferts par volatils de Si, K, Rb et Na d'un encaissant hydraté andésitique à dacitique dans des enclaves basaltiques, dont les vacuoles sont tapissées de minéraux pneumatolitiques riches en ces éléments. Fourcade et Allègre (1981) postulent une mobilité des terres rares et une rééquilibration de ces dernières entre granite et enclave par échange de fluides, excluant du même coup toute interprétation génétique basée sur l'étude de leur profil. Platevoet et al. (1988) attribuent à des volatils riches en eau et en fluor, porteurs d'alcalins et de silice, la formation de diorites quartziques à partir d'un gabbro placé en conditions subsolidus. Zorpi et al. (1989) attribuent la richesse "anormale" de leurs enclaves en Si, K, Rb, Y et Zr à de tels phénomènes. Van Bergen et al. (1983) enfin, observent également des teneurs invariablement élevées en K, Rb, Zr, Y, Nb, La et Ce dans toute la gamme de composition (48-59% SiO_2) des enclaves microgrenues des rhyodacites du M. Amiata et invoquent un transport rapide en présence d'une phase gazeuse.

La capacité d'une phase fluide à favoriser les transferts chimiques a été établie expérimentalement (p.ex. Alibert et Delbove, 1980). Récemment, Gieré (1986) a montré dans un contexte de métamorphisme de contact que des fluides fluorés (ayant engendré des phlogopites avec 0,3% de F) et peut-être phosphorés ont permis une mobilisation et un transport important de K, des terres rares et d'autres cations à valence élevée: Ti, Zr, U, Th, Nb et Y. Il remet ainsi en question le principe sacro-saint de l'immobilité du titane et confirme l'hypothèse de la mobilité des terres rares de Fourcade et Allègre (1981) et celle de Y et Zr postulée par Zorpi et al. (1989). Johnston et Wyllie (1988) par contre, accordent une importance minimale à un transfert d'éléments par une phase vapeur, étant donné la grande similitude des

profils d'interaction obtenus expérimentalement avec et sans sursaturation en eau. Selon eux, les processus de diffusion sont dominants et leur amplitude sera déterminée par la quantité d'eau dissoute dans les magmas.

Cette brève revue montre que la contamination sélective du magma des enclaves semble être la règle et que les fluides y ont sans doute joué un rôle important. Mais est-ce le cas au M. Capanne et si oui, a-t-elle eu lieu principalement avant ou après l'individualisation des enclaves?

Contamination tardive

Le magma granitique du M. Capanne contenait environ 2 à 3,5% d'eau en cours de cristallisation (voir § 2.5), ainsi que du fluor comme l'attestent les teneurs de 0.5 à 0.7 % de cet élément dans les biotites (Dupuy, 1970). D'après les diagrammes expérimentaux de Naney (1983), ce n'est qu'à 10°-15°C au-dessus du solidus qu'une phase fluide a pu s'individualiser. Ainsi, un transfert chimique par ce vecteur est-il improbable si les enclaves sont entrées en contact avec le granite alors que ce dernier était nettement au-dessus de ce seuil. Mais beaucoup d'enclaves contiennent des xénocristaux de mégafeldspaths alcalins, qui étaient donc présents dans la masse granitique au moment des mélanges précédant l'individualisation des enclaves, et si tel était le cas, le magma acide devait se trouver très près de la limite de saturation en eau, car à 3-3,5% d'eau et 2 kbar de pression totale, le feldspath alcalin n'apparaît que quelques degrés au-dessus de cette limite (Naney, 1983).

Ainsi une contamination sélective des enclaves par des fluides est-elle envisageable; elle dépendra de l'état de cristallisation du magma acide au moment de la mise en place finale des gouttes de magma hybride en son sein. Si elle a eu lieu, on peut s'attendre à un transfert net de certains des éléments mentionnés par Gieré (1986), fonction de la nature des minéraux en phase de cristallisation accélérée dans les enclaves. La biotite va fixer K, Rb, Ti et Ba, l'apatite va absorber P, Y et toutes les terres rares, le zircon Zr, Th et U.

Les transferts ont pu se faire jusqu'au coeur des enclaves pendant toute la durée de la cristallisation en déséquilibre de ces dernières. La migration des fluides et du liquide granitique résiduel environnant(?) a pu se faire par les multiples joints de contraction thermique de la bordure des enclaves. La concentration finale des différents éléments mobiles dépendra de la composition modale de la roche et les gradients de bordure d'enclave ne seront pas effacés.

L'importance du transfert de Si est délicate à évaluer, il est probable que lors de sa cristallisation, le quartz plus ou moins poecilitique des enclaves a dû fixer la silice présente dans les fluides, mais à mon avis pas en très grande quantité, car le gradient de bordure en SiO₂ aurait été perturbé. On devra néanmoins tenir compte de ce fait dans l'examen de diagrammes de Harker.

Si aucune phase fluide indépendante n'existait au moment de la cristallisation des enclaves, l'eau était de toute manière abondante sous forme dissoute et a pu favoriser la diffusion de certains éléments dans les enclaves sur une plus grande épaisseur que celle de leur bordure, les alcalins bien sûr, mais peut-être aussi quelques éléments peu compatibles.

Contamination précoce

Lors des phases de mélange mécanique entre magmas contrastés, la cristallisation a dû être très limitée et il n'y a pas eu de transfert d'éléments par contrôle minéralogique. Une contamination sélective n'est envisageable que par diffusion d'ions dont le coefficient de partage magma basique/magma acide est nettement supérieur à 1. Selon Watson (1976), c'est le cas des petits ions fortement chargés tels (par ordre décroissant), les terres rares, Ta, Ca, Cr, Ti, Zr. La question est évidemment de déterminer si les vitesses de diffusion ont été suffisantes pour contaminer massivement le liquide hybride. A mon avis ce n'est probablement pas le cas même en présence d'une éventuelle phase fluide. Ce processus est sans doute subordonné par rapport aux contaminations tardives évoquées plus haut; lors de cette étape, les mélanges mécaniques ont largement primé.

7.3.3 Conséquences sur le chimisme des enclaves

Un transfert par fluides permettrait d'expliquer certaines des anomalies géochimiques des enclaves par rapport à la population des échantillons du granite encaissant et par rapport à des roches intermédiaires normales.

Ainsi, dans les diagrammes de Harker (fig. A4) et en tenant compte d'un décalage éventuel des points d'analyse des enclaves vers des teneurs en SiO₂ plus basses, on constate conformément au modèle que les enclaves à texture ophitique ou microgranulaire sont plus riches en K, P, Ti, Na, Zr, Rb, Ba, Y et La que le granite. Elles sont par contre légèrement plus pauvres en Sr que ce dernier, comme l'ont signalé Marmottans et al. (1977), Leterrier et Debon (1978) ou Zorpi et al. (1989) par exemple. Ceci est curieux dans la mesure où la cristallisation de plagioclase calcique devrait piéger cet élément...

Le comportement des enclaves à texture doléritique de S. Piero est totalement différent et nécessite une autre explication.

7.3.4 Conclusion sur les échanges chimiques entre granite et enclaves

Le chimisme originel de la bordure des enclaves microgrenues peut être très fortement modifié au niveau des majeurs sur une épaisseur de 1 à 2 cm. D'autre part, la circulation de fluides fluorés d'origine granitique pourrait affecter leur composition en profondeur au niveau des éléments en traces, en les enrichissant sélectivement en alcalins, terres rares et ions à forte densité de charge (Ti, Zr, P, Y). Ces caractéristiques ne sont acquises que tardivement, lorsque la matrice des enclaves cristallise sous l'effet du refroidissement brusque consécutif à leur mise en contact finale avec l'encaissant granitique. La contamination du magma des enclaves par diffusion ou transfert de fluides a dû être mineure dans le (ou les) stade(s) antérieur(s) de mélange mécanique.

En conséquence, il faut à tout prix éviter d'analyser de très petites enclaves ou la bordure des plus grandes car les résultats seront aberrants (voir fig. A4 et fig. 64 p. ex.). D'autre part, il sera très difficile d'identifier les caractéristiques originelles du magma basique générateur des enclaves, car aucun élément ou rapport d'éléments en traces ne fournira d'informations dignes de confiance.

Au niveau du granite, je ne pense pas que sa composition puisse être globalement très affectée, si ce n'est dans des zones très riches en enclaves (plus de 10% du volume total) ou au contact direct de ces dernières (voir analyses fig. A4).

CHAPITRE 8: LA GENESE DU GRANITE DU M. CAPANNE DANS LE CADRE DE LA PROVINCE MAGMATIQUE TOSCANE

Plusieurs travaux ont abordé cette question dans des études spécifiques à ce massif ou en marge du problème plus général du magmatisme toscan.

De fait, toutes les manifestations ignées de la région semblent étroitement liées dans l'espace et dans le temps, ce qui rend leur connaissance nécessaire à toute interprétation. J'évoque ci-dessous leurs caractéristiques principales, résumées dans la figure 79.

centre magmatique	Capraia 1)-2)		M. Capanne granodiorite -monzogranite	Elbe		La Serra monzogranite	Montecristo 8)
	coulées+dykes latitiques ignimbrites qz-latitiques	coulées de trachybasalte		Elbe centrale microgranite porphyrique			
types de roches							
minéraux principaux	pl(An40), ol, opx, cpx, bi, hb, verre	pl(An50-55) ol, cpx, bi, mt	pl(An40-20) fk, bi, qz	pl, fk, bi, qz	pl, fk, bi, qz ± cord	pl, fk, bi, qz ± cord	
SiO ₂ %poids	60.5-65.4	51.0-52.0	66.0-70.8	68.8-72.0	7) 68.8-71.4	69.4-71.2	
K ₂ O %poids	2.78-4.08	2.05-2.78	3.5-4.94	3.27-5.08	3.32-4.43	4.15-4.70	
A/CNK	0.81-1.00	0.67-0.71	1.03-1.14	1.17-1.37	1.09-1.116	0.96-1.08	
âge + méthode	9.5 et 7.4 Ar	4.9-4.8 Ar	4) 6.2 Pb	5-6) 6.2, 8.5 Ar	7) 5.7 Ar, 4.9 Sr	2) 7.0 Ar	
87Sr/86Sr i	.7073-.7095	.7031-.7072	4) .7143-53		0.719		
87Sr/86Sr act	.7075-.7096	.7032-.7073	.7146-.7157		0.7201		
143Nd/144Nd			4) 0.5121				
d18 O p.mil 3)			6.2-11.4	8.2	5.1	11.53	

centre magmatique	Giglio 8)	Gavorrano 8)	S. Vincenzo 9)	Roccastrada 9)	M. Amiata 9)-11)	Radicofani 13)	Cimino 13)
types de roches	granite	granite	rhyolites	rhyolites	qz-latites rhyodacites trachytes	latite-andésite latites	ignimbrites qz-latites rhyodacites latites
minéraux principaux	pl, fk, bi, qz ± cord	pl, fk, bi, qz ± cord	pl, fk, bi, qz cord	pl, fk, bi, qz cord	r. acides: pl, fk opx, cpx, bi r. trach: +ol	ol, pl, cpx, fk bi	pl, opx, cpx fk, bi
SiO ₂ %poids	m(7)=69.5	m(8)=71.6	67.8-70.2	72.3-74.0	60.3-67.6	51.6-54.2	62.9/57.1
K ₂ O %poids	4.7	5.12	4.52-4.67	4.69-5.09	5.44-5.86	3.31	4.78/6.5
A/CNK	1.03	1.11	1.09-1.18	1.17-1.24	0.81-1.02	0.7-0.8	1.13/0.68
âge + méthode	5.0 Ar	4.9 Ar	8) 4.7 Ar	8) 2.3 Ar	12) 0.29-0.18 Ar	8) 0.97 Ar	8) 1.01-1.35 Ar
87Sr/86Sr i							
87Sr/86Sr act			.7133-.7156	.7180-.7197	10) .7118-30	10) .7135-55	10) .7128-36
143Nd/144Nd			10) .5122-23	10) 0.5122	10) .5124-26		
d18 O p.mil 3)	12.08		14.1-14.3	13.4	12.36		11.37

Figure 79: tableau synthétique des données minéralogiques et géochimiques disponibles sur les différents centres magmatiques de la Province Toscane. Voir la figure 1 pour leur localisation géographique. A/CNK = Al₂O₃/CaO + Na₂O + K₂O (moles); i = initial, a = actuel. Références: 1) Franzini (1964); 2) Borsi (1967); 3) Taylor et Turi (1976); 4) Juteau (1984); 5) Venzlaff et Waldeck (1974); 6) Borsi et Ferrara (1971); 7) Saupé et al. (1982); 8) Barberi et al. (1971); 9) Giraud et al. (1986); 10) Hawkesworth et Vollmer (1979); 11) Van Bergen, (1984); 12) Bigazzi et al. (1981); 13) Poli et al. (1984).

8.1 CARACTERES GÉNÉRAUX DES ROCHES IGNÉES TOSCANES

Leur distribution spatiale et temporelle est représentée dans la carte de la figure 1. Le point le plus remarquable est la diminution progressive et régulière de l'âge des roches en direction de l'Est. En dehors du M. Capanne et du microgranite d'Elbe centrale, toutes les roches plutoniques intrusives sont des granites légèrement hyperalumineux contenant de la cordiérite dispersée (La Serra, Giglio, Montecristo, Gavorrano). Les centres volcaniques peuvent être séparés en trois groupes: 1) Capraia à l'Ouest, 2) San Vincenzo et Roccastrada au centre de la province et 3) M. Amiata, Radicofani et M. Cimino au Sud-Est.

San Vincenzo et Roccastrada

Ces centres sont les plus typiques de la province et consistent en coulées, dômes et ignimbrites de composition rhyolitique à rhyodacitique. Ces roches sont porphyriques à matrice vitreuse et phénocristaux de plagioclase, sanidine,

quartz, biotite et cordiérite. Selon Barberi et al. (1967a), la cordiérite (avec inclusions de sillimanite) et une partie du quartz seraient des minéraux restitiques; des enclaves xénolitiques métasédimentaires sont d'ailleurs fréquentes. Elles sont accompagnées d'enclaves mafiques d'origine magmatique selon les termes de Barberi et al. (op. cit.). Certaines rappellent les sélagites (trachyte potassique sombre) d'Orciatico et de Montecatini (fig. 1), d'autres (présentes dans pratiquement tous les échantillons) représenteraient des fragments de coulées basiques à plagioclase calcique (An50-60) et augite. Toujours selon Barberi et al., ces enclaves témoigneraient d'une activité magmatique basique antérieure à la mise en place des roches acides. En fait, les descriptions n'excluent pas une contemporanéité.

D'un point de vue chimique, ces rhyolites sont nettement hyperalumineuses et ont des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ extrêmement élevés (0,7133-7197 et +13,4-14,4 pour-mille respectivement) typiques de roches anatectiques paradérivées. Leurs rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, compris entre 0,51225 et 0,51214 sont parmi les plus bas mesurés sur des roches volcaniques récentes (Hawkesworth et Vollmer, 1979), c'est-à-dire très éloignées d'un pôle mantellique.

Un profil de terres rares représentatif de chaque centre est reporté dans la figure 80. Celui de San Vincenzo est régulièrement fractionné et ses teneurs en terres rares lourdes sont très basses. Celui de Roccastrada reflète un fractionnement probable de feldspaths par son anomalie en Europium.

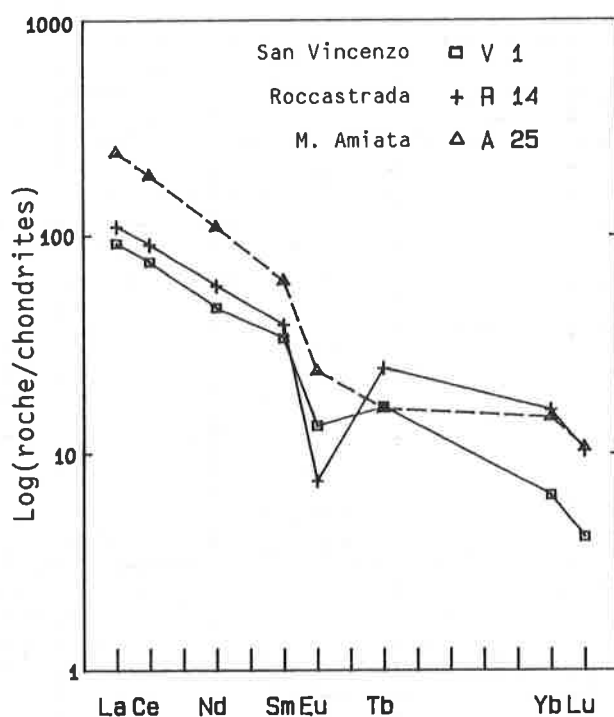


Figure 80: courbes de normalisation des terres rares par rapport aux chondrites (valeurs de normalisation en annexe) pour quelques volcanites toscanes. Données de Giraud et al. (1986).

M. Amiata, Radicofani et M. Cimino

Ces centres ont des caractéristiques significativement différentes, qui en font la charnière entre la Province Toscane proprement dite et la Province Potassique Romaine.

Au M. Amiata, qui est le volcan le plus jeune (0,18 - 0,29 Ma, selon Bigazzi et al., 1981), on distingue quatre unités (Van Bergen, 1985): 1) Des ignimbrites et laves acides précoces, 2) des dômes de laves acides, 3) des laves acides plus tardives et 4) des laves trachytiques récentes en petits volumes. Les laves acides sont des rhyodacites et des latites porphyriques à matrice vitreuse et phénocristaux de sanidine, plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène et biotite. Les trachytes seraient des hybrides dont les phénocristaux proviendraient en partie des laves acides et en partie d'un magma basaltique (olivine et clinopyroxène) (Van Bergen, 1985). Les roches acides contiennent d'abondants xénolites métasédimentaires plus ou moins restitiques (Van Bergen, 1985) et des enclaves microgrenues mafiques.

Le petit volcan très érodé de Radicofani consiste en latites andésites et latites à olivine nettement plus basiques, à phénocristaux d'olivine (Fo75), augite, plagioclase (An85-75) et matrice vitreuse (85%) ou microlitique (Pichler, 1970).

Le complexe du M. Cimino présente des roches et une évolution analogues à celles du M. Amiata avec une succession d'ignimbrites latitiques à rhyodacitiques, de dômes de composition semblables, puis de coulées plus basiques latitiques à trachytiques (Pichler, 1970).

D'un point de vue chimique, les roches acides de ces complexes présentent des affinités avec celles de San Vincenzo et Roccastrada, tout en étant moins siliceuses et nettement plus riches en terres rares légères (fig. 80). Elles sont

hyperalumineuses et leurs rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont toujours élevés (0,7129-0,7137; +11,37-12,36 pour-mille respectivement).

Les roches basiques ont par contre des affinités avec celles de la province romaine; elles sont potassiques, non hyperalumineuses et ont des rapports isotopiques se rapprochant de ces dernières (trachyte du M. Amiata à 58% SiO_2 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{act}} = 0,7118$, $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{act}} = 0,51216$; trachyte de Vico, province romaine: 0,710512; 0,51218). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont par contre encore élevées (Cimino: + 11,2-11,4 pour-mille; Vico: 8,9-9,1 pour-mille, Turi et Taylor, 1976; Taylor et Turi, 1976).

En conclusion, on constate qu'au niveau des enclaves, les centres du M. Capanne, de San Vincenzo, Roccastrada et du M. Amiata ont les mêmes caractéristiques: une association de xénolites hyperalumineux et d'enclaves microgrenues mafiques d'origine magmatique.

Capraia

Ce complexe éruptif consiste en deux volcans d'âge et de composition différents (Franzini, 1964). L'appareil le plus ancien est constitué chronologiquement de coulées et dykes andésitiques, de pyroclastites, puis d'ignimbrites rhyodacitiques, dont l'âge est compris entre 9,5 et 7,5 Ma (K/Ar, Borsi, 1967).

Les andésites contiennent toujours des phénocristaux d'andésine, salite, hypersthène et biotite dans une matrice microlitique (70%). Les rhyodacites sont des perlites à cristaux d'andésine, salite, hornblende brune et biotite. Selon Franzini (1964), ces roches résulteraient d'un mélange entre magmas "sialique" et "simatique", vu la présence de plagioclases zonés en taches.

Le volcan le plus récent est un neck trachybasaltique avec quelques coulées et projections daté de 4,5 à 5 Ma (K/Ar, Borsi, 1977). La roche contient des phénocristaux d'olivine (Fo73) dans une matrice microlitique à labrador, augite non-titanifère, sanidine, biotite et magnétite. Quelques analyses chimiques de ces roches sont reportées en annexe. Du fait de leur importance potentielle dans la genèse du granite du M. Capanne voisin et de l'absence d'une étude géochimique récente à leur sujet, quelques diagrammes sont présentés pour les caractériser.

Dans la classification R1-R2 (fig. 81), elles correspondent respectivement à des basaltes à olivine juste saturés, des andésites, dacites et rhyodacites. Les points d'analyse des roches intermédiaires et acides sont reportés dans les diagrammes de Harker du granite (fig. A4).

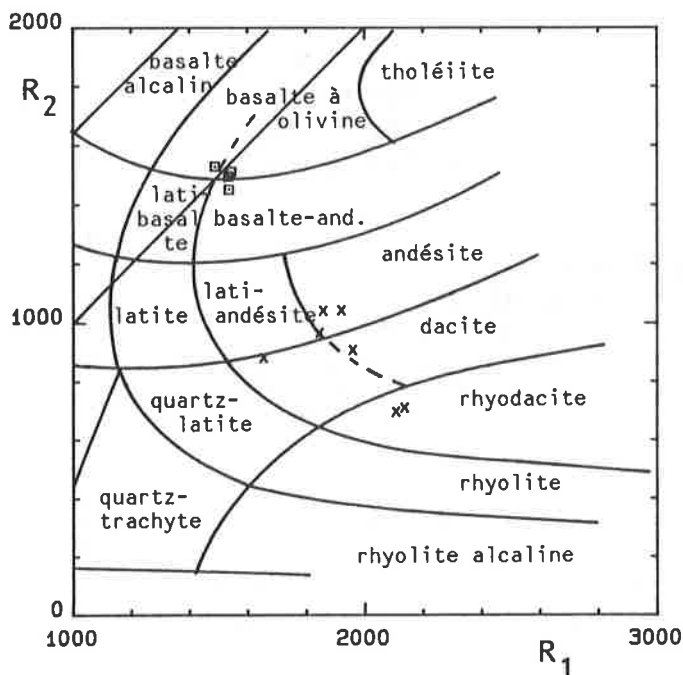


Figure 81: position des volcanites de l'île de Capraia dans le diagramme de classification de La Roche et al. (1980), croix = volcanites intermédiaires et acides précoces; carrés = basaltes plus jeunes. La signification de R1 et R2 est donnée dans la figure 64.

Les andésites n'ont pas été analysées en activation neutronique. Les éléments dosés par fluorescence X confèrent à ces roches un caractère calco-alcalin dans différentes classifications: le diagramme AFM (fig. 71), celui de Besson et Fonteilles (1974) (fig. 72), de Brown (1981) ou ceux de Miyashiro (1974) (fig. A6). Dans le diagramme SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ par contre, ces roches sont un peu trop alcalines pour entrer dans le champ calco-alcalin de Kuno (1966).

Les basaltes sont alcalins selon les critères d'Irvine et Baragar (1971) et shoshonitiques selon ceux de Peccerillo et Taylor (1976). Leur profil d'éléments en traces normalisé par rapport aux chondrites (fig. 82) révèle de très hautes te-

neurs en éléments hygromagmatophiles (Rb, U, Th, K) comparativement à des basaltes de divers contextes géotectoniques. Le reste du profil se rapproche de celui de basaltes calco-alcalins de marge continentale contaminés par de la croûte continentale (Thorpe et al., 1984) et exclut toute affinité avec des basaltes d'îles océaniques et de basaltes continentaux de plateau.

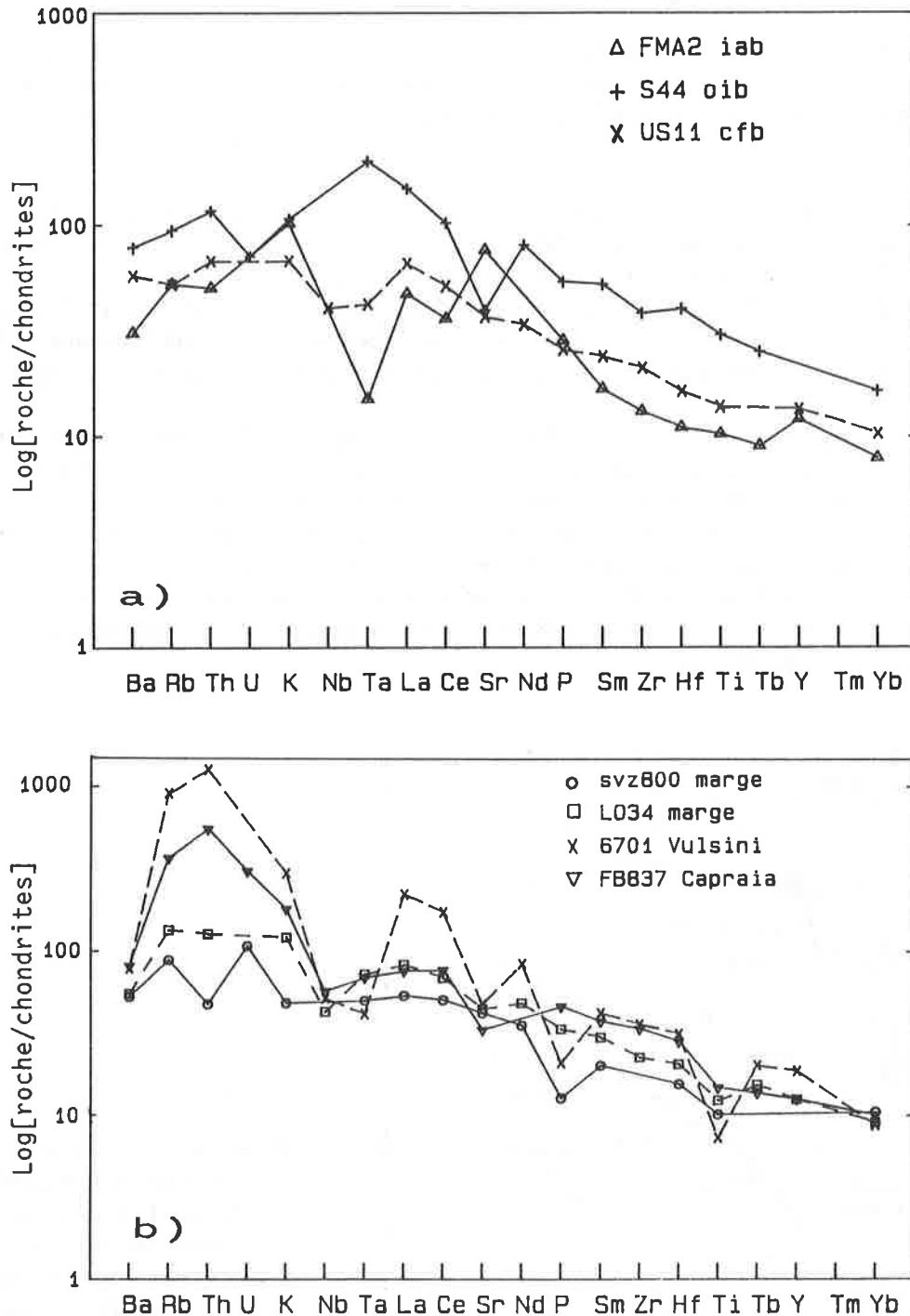


Figure 82: courbes de normalisation par rapport aux chondrites (valeurs de Thompson et al., 1984) pour différents types de basaltes a: FMA2 = basalte d'arc insulaire (iab), Dupuy et al (1982); S44 = basalte de type île océanique, Ethiopie, Barberi et al, (1975), US11 = basalte de plateau (cfb) rift Rio Grande, Nouveau Mexique, Thompson et al. (1983); b: SVZ 800 = basalte alumineux de marge continentale active, Chili (Lopez-Escobar et al., 1977); LO34 = andésite basaltique de marge active contaminée par de la croûte continentale, Cerro Galan, Argentine (Thorpe et al., 1984); 6701 = trachy-basalte de Vulsini, province romaine, (Rogers et al., 1985) FB 837 = basalte à olivine de Capraia analysé au CEN de Saclay.

Ces hautes teneurs en éléments hygromagmatophiles sont communes à l'ensemble des basaltes de la région péri-tyrrhénienne (Locardi, 1985); cependant les basaltes de Capraia sont tout de même assez différents des roches basiques de la province romaine, nettement plus riches en Sr, Ba et terres rares notamment (figs 82 et 83). Dans les diagrammes Th, Ta, Hf/3 et Zr, 3Y, Ti/100, de Pearce et Cann (1973) (fig. 84), les points d'analyse sont partiellement ou totalement au-dehors des champs habituels, mais se rapprochent des basaltes calco-alcalins d'arc (Vab), les teneurs très élevées en thorium placent l'analyse FB 837 dans le secteur "croûte continentale" du diagramme Th-Ta-Hf/3 (Wood et al., 1979). Leur rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est compris entre 0,7031 et 0,7072 (Borsi, 1967).

En résumé, les caractéristiques géochimiques des volcanites de Capraia sont très différentes de celles des roches typiques de la Province Toscane, ce qui pose le problème de son rattachement à ce cycle magmatique. Selon Marinelli (1975), un tel lien est exclu et l'activité de Capraia serait plutôt liée aux dernières phases du volcanisme sarde. Quoi qu'il en soit, ce volcanisme s'est développé pendant la même période que l'activité du M. Capanne et à moins de 40 km de ce dernier.

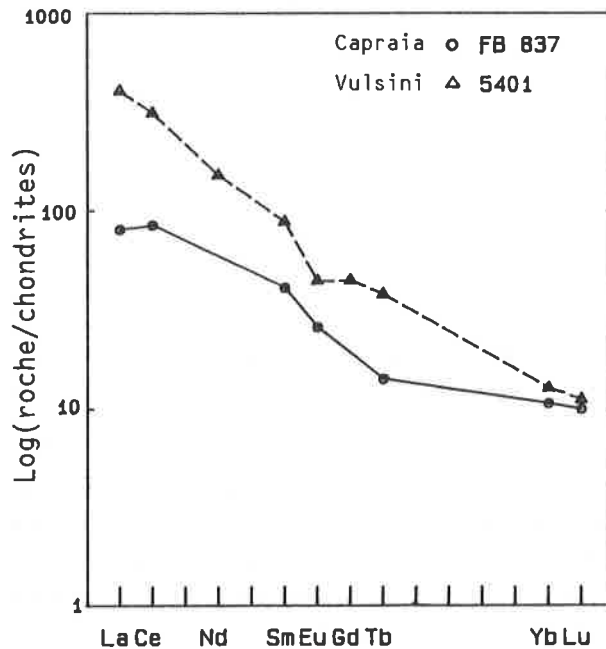


Figure 83: courbes de normalisation par rapport aux chondrites d'un basalte à olivine de Capraia et d'une tephrite à leucite de Vulsini (roche la plus proche de FB 837 analysée par Rogers et al., 1985).

8.2 HYPOTHESES GÉNÉTIQUES SUR LA PROVINCE MAGMATIQUE TOSCANE DANS LA LITTÉRATURE

Capraia mise à part, les auteurs s'accordent pour voir dans le magmatisme toscan les produits d'une fusion anatectique de croûte continentale métapélitique, que ce soit sur une base minéralogique (Marinelli, 1961, 1967, 1975; Barberi et al., 1967a; 1971), géochimique (Dupuy, 1970; Dupuy et Allègre, 1972; Poli et al., 1984; Giraud et al., 1986) ou isotopique (Ferrara et al., 1961; Taylor et Turi, 1976; Hawkesworth et Vollmer, 1979; Juteau, 1984). Les roches les plus typiques en seraient les volcanites de San Vincenzo et de Roccastrada. Plus à l'est, des mélanges entre un liquide anatectique de type toscan et un magma mantellique potassique et sous-saturé de la province romaine seraient à l'origine de la vaste gamme de laves et d'enclaves mafiques du M. Amiata et du M. Cimino (Van Bergen et al., 1983; Poli et al., 1984; Van Bergen, 1985).

Giraud et al. (1986) ont étendu ce concept à l'ensemble de la province. Non seulement les roches du M. Amiata, mais le granite du M. Capanne et les laves les moins acides de San Vincenzo résulteraient d'une interaction entre liquide anatectique et basaltes potassiques du manteau supérieur. Il est à noter que cette suggestion n'est basée que sur le contenu et le rapport isotopique en strontium de ces roches. Quant aux laves de Roccastrada et à la majeure partie de celles de San Vincenzo, elles proviendraient d'une pure fusion partielle de roches pélitiques du socle paléozoïque toscan (groupe des micaschistes) laissant un résidu composé de biotite, cordiérite et quartz \pm plagioclase ou grenat. L'enrichissement en potassium et autres éléments lithophiles serait dû à une contamination sélective par des fluides.

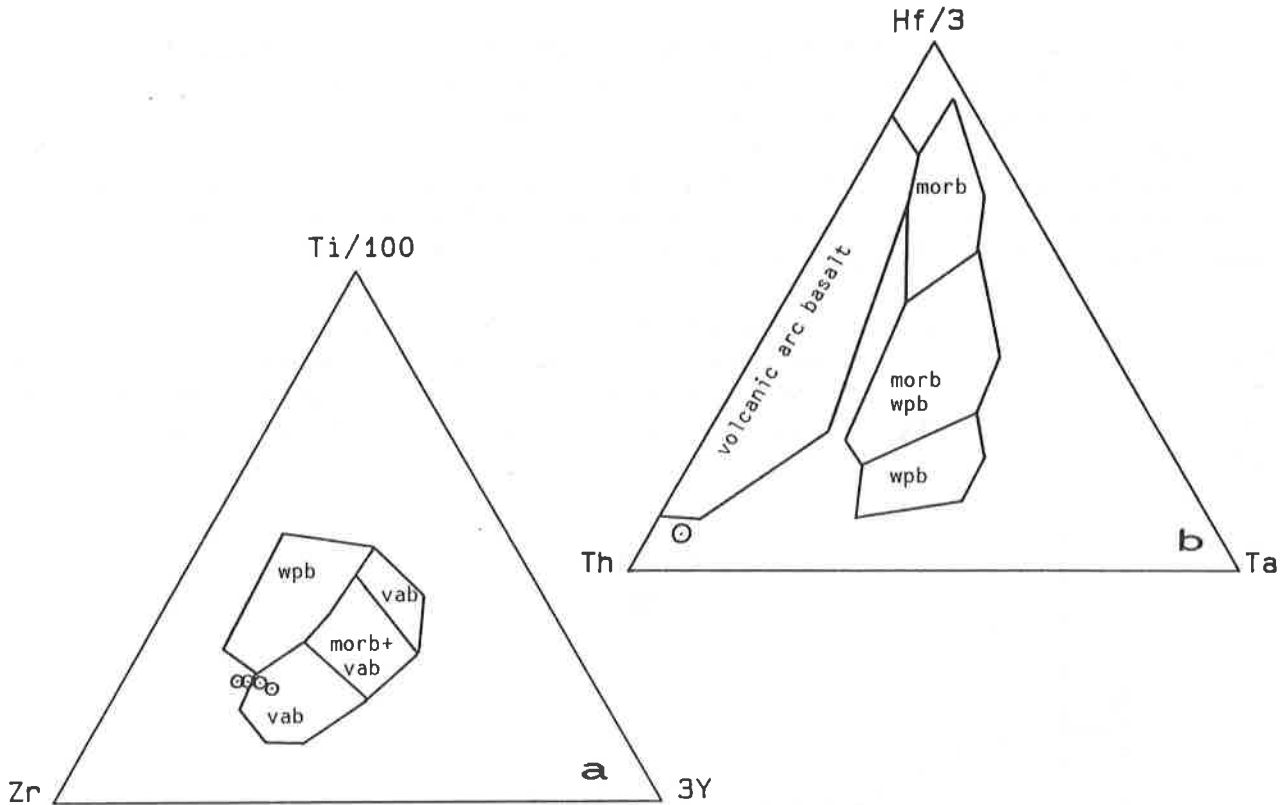


Figure 84: position des basaltes à olivine de Capraia dans les diagrammes discriminants de Pearce et Cann (1973) (a) et Wood et al. (1979) (b); toutes les valeurs sont en ppm. morb = basalte de ride médio-océanique; wpb = basalte intraplaque; vab = basalte d'arc volcanique.

Sur une base purement isotopique (Sr, Nd et Pb), Juteau et al (1986) concluent aussi pour le M. Capanne à une interaction entre un magma acide résultant d'une anatexie de la croûte suffisamment importante pour en homogénéiser les propriétés isotopiques et un composant dérivé du manteau, tels des magmas différenciés d'arcs insulaires ou des ophiolites obductées impliquées dans le processus d'anatexie. Ces auteurs excluent la participation directe d'un basalte mantellique primitif. Leur modèle est basé sur l'étude à grande échelle de granites périméditerranéens (d'Afrique du Nord, Grèce, Elbe et Alpes du Sud).

A ma connaissance, seuls Baron et al (1986) ont intégré Capraia dans la province. Ils en font un équivalent occidental des basaltes potassiques romains, tous deux liés aux flancs d'un bombement asthénosphérique situé à l'aplomb de la Toscane ("Etruscan swell" de Marinelli, 1975) et se mettant en place à la faveur de fractures distensives nord-sud.

8.3 PROCESSUS MAGMATIQUES À L'ORIGINE DU GRANITE DU M. CAPANNE

La genèse du M. Capanne ayant été traitée tout à fait marginalement dans l'étude de Giraud et al. (1986) et plus généralement toujours sur une base isotopique ignorant les enclaves microgrenues et les filons, je vais reprendre et tester les principaux processus magmatiques susceptibles d'être à l'origine de ce granite.

On tentera tout d'abord de déterminer quels processus pétrogénétiques fondamentaux sont à l'origine de la gamme de composition chimique observée dans le granite, à savoir une cristallisation fractionnée, une fusion partielle ou/et un mélange simple de magmas? Dans un deuxième temps, on cherchera à préciser l'origine ou les origines de ce magma.

8.3.1 Discrimination graphique des processus pétrogénétiques

L'utilisation de diagrammes binaires spécifiques opposant des éléments en traces permet, dans les cas favorables, d'identifier le(s) processus pétrogénétique(s) dominant(s) à l'origine de la gamme de variation chimique d'un ensemble de roches.

Diagrammes log-log entre élément compatible et élément hygromagmatophile

L'utilisation de ces diagrammes a été promue par l'école française (voir par exemple Joron et al., 1978, Cocherie, 1984, 1986). Elle permet de distinguer aisément une suite de liquides évoluant par cristallisation fractionnée d'une suite évoluant par fusion partielle. Son principe repose sur l'idée suivante: on reporte dans un diagramme binaire log-log deux éléments dont le coefficient de distribution global minéraux/liquide D est très différent: $D_1 \gg 1$ et $D_2 \ll 1$. Dans le cas 1 de la figure 85, l'élément compatible j (avec $D > 1$) est incorporé dans les minéraux et sa teneur décroîtra rapidement dans les liquides résiduels, tandis que l'élément hygromagmatophile i (avec $D_i < 1$) s'y concentrera. En conséquence, les points d'analyse détermineront une droite subverticale de pente négative. Dans une situation de fusion partielle et pour un taux de fusion raisonnable, de l'ordre de 10% à 50% c'est l'élément hygromagmatophile i qui présentera de grandes variations de teneur, alors que les liquides produits ne s'enrichiront que lentement en l'élément j , piégé par les minéraux au résidu.

Un mélange de magmas est par contre difficile à diagnostiquer dans de tels diagrammes, surtout pour une gamme de teneurs peu étendue; il en résultera une figure proche de celle d'une cristallisation fractionnée.

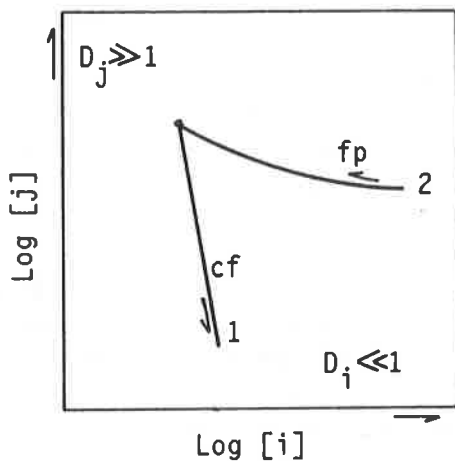


Figure 85: diagramme bilogarithmique opposant un élément hygromagmatophile i à un élément compatible j dans lequel se distinguent très nettement des liquides évoluant par cristallisation fractionnée (1) de ceux générés par une fusion partielle progressive (2). Explications dans le texte. D_i = coefficient de distribution global solide/liquide de l'élément i .

Dans le cas du granite du M. Capanne, ce type de diagramme est inutilisable en raison de l'absence de tout élément véritablement hygromagmatophile dosé avec suffisamment de précision. L'hypothèse d'une fusion partielle progressive ne peut donc être testée directement. A mon avis, ce processus n'est très probablement pas responsable de la tendance évolutive observée, étant donné la grande cohérence de cette dernière et le fait que le magma a parcouru une distance verticale considérable entre son lieu de production et celui de sa mise en place, qui aura largement permis son homogénéisation, puis son fractionnement éventuel.

Diagrammes log-log / décimaux entre éléments en traces

Il s'agit dès lors de déterminer si cette tendance évolutive est due à une cristallisation fractionnée ou à un mélange de magmas. Ces deux types de processus peuvent être discriminés en opposant des paires d'éléments en traces en parallèle dans des diagrammes à échelle tantôt décimale, tantôt logarithmique.

La distribution des éléments en trace lors d'une cristallisation fractionnée suit la loi de distribution de Rayleigh (1896) (voir § 8.3.2); en conséquence, les points d'analyse correspondant à une succession de liquides résiduels vont se disposer selon une droite dans un diagramme à échelle bilogarithmique et selon une courbe dans un diagramme à échelle décimale. Le comportement inverse est observé au sein de différents liquides résultant d'un mélange binaire à pôles fixes (voir § 8.3.3).

Dans le cas du granite du M. Capanne (diagrammes non représentés), les tendances évolutives observées pour différentes paires d'éléments en traces sont quasi identiques pour les deux types de représentation, ce qui n'est guère étonnant dans le cadre d'une gamme de composition aussi étroite. Il est donc objectivement impossible d'identifier le processus dominant sur une telle base graphique.

Dans le but de disposer de critères plus objectifs qu'une évaluation graphique pour tenter tout de même une discrimination entre cristallisation fractionnée et mélanges, un calcul de bilan de masse a été effectué au niveau des éléments majeurs, lui-même contrôlé par un calcul de distribution des éléments en traces, ceci pour les deux types de processus considérés.

8.3.2 Cristallisation fractionnée

Bilan de masse sur les éléments majeurs

Considérons comme liquide initial du modèle, l'échantillon le moins siliceux du granite prélevé à distance de toute enclave (FB 660). On va calculer quelles proportions de plagioclase, biotite, feldspath alcalin, quartz, ilménite et/ou magnétite doivent être soutirées de FB 660 pour obtenir une composition aussi proche que possible de celle de différents échantillons parmi les plus différenciés (bordures d'enclaves exceptées). Le calcul est réalisé au moyen d'un programme de moindres carrés (NTMOD, écrit par A. Colombi, Lausanne, sur la base d'un algorithme de Davis, 1973).

Les compositions choisies pour les minéraux (fig. 86) sont déduites d'analyses à la microsonde et d'analyses sur minéraux séparés, évoquées au paragraphe 2.3. Différentes compositions ont été utilisées à titre de comparaison, leur choix n'affecte pratiquement pas les proportions obtenues. Le programme est construit de telle sorte que c'est la composition du liquide initial qui est déterminée par calcul et comparée à celle de FB 660. L'écart est exprimé par la somme des carrés des résidus obtenus sur les huit éléments majeurs utilisés. Elle devra être d'autant plus faible que la composition des deux roches (liquides initial et résiduel) sera proche.

[%-poids]	plagioclase	F. alc.	Biotite
SiO ₂	58.15	65.50	35.90
TiO ₂	0.00	0.00	3.20
Al ₂ O ₃	26.57	18.56	16.45
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	21.13
MgO	0.00	0.00	10.80
CaO	8.35	0.00	0.00
Na ₂ O	6.93	2.26	0.00
K ₂ O	0.00	13.68	8.25

Figure 86: composition des minéraux utilisés dans le modèle de cristallisation fractionnée. Celle de la biotite (E10) est tirée de Dupuy (1970).

On constate qu'aucune solution cohérente n'est possible si du quartz, de l'ilménite et/ou de la magnétite doivent fractionner. Si seuls le plagioclase, la biotite et le feldspath alcalin sont soutirés, on obtient des bilans de masse plus ou moins satisfaisants suivant les échantillons (fig. 87), avec des taux de fractionnement de l'ordre de 10% à 15%. Dans le détail (non reporté), on constate des résidus assez importants pour MgO, CaO et NaO, de l'ordre de 0,1 à 0,3% de poids oxyde (écart absolu). Même en considérant les analyses de biotite (Mg) et de plagioclase (Ca, Na) les plus favorables à la réduction des résidus, ces derniers restent non négligeables.

	SiO ₂	F	plagio	F. alc.	biot	$\Sigma(\text{résid.})^2$
FB 660	66.41					
FB 491	68.04	0.914	0.053	-	0.031	0.077
FB 506	68.27	0.906	0.055	0.002	0.035	0.072
FB 632	68.55	0.895	0.064	0.001	0.035	0.051
FB 500	68.57	0.888	0.072	0.001	0.036	0.066
FB 655	68.60	0.913	0.037	0.001	0.041	0.131
FB 509	69.21	0.853	0.076	0.016	0.052	0.084

Figure 87: proportions relatives calculées des minéraux et du liquide résiduel (F) résultant de la cristallisation fractionnée d'un liquide initial (FB 660) passant à un liquide final représenté par divers échantillons granitiques. L'adéquation entre calculs et analyses est exprimée par la somme des carrés des différences (ou des résidus) subsistant sur l'ensemble des éléments majeurs considérés. Plus cette somme est faible, meilleur est le résultat.

DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS EN TRACE

Les solutions du modèle précédent vont être testées par le calcul de la distribution des éléments en trace entre les cristaux et le liquide résiduel selon l'équation de Rayleigh (1896):

$$C^l/C_0 = F(D - 1)$$

où C^l = concentration d'un élément en trace dans le liquide résiduel; C_0 = dans le liquide initial; F = rapport de la masse de liquide sur la masse initiale du système, compris entre 0 et 1; D = coefficient de distribution global pour un assemblage de plusieurs minéraux en équilibre avec un liquide, avec $D = \sum X_i K_i/l$ ou K_i/l = coefficient de répartition pour l'élément considéré entre la phase cristallisée i et le liquide l et X_i = proportions des phases cristallines telles que $\sum X_i = 1$.

La concentration C_0 sera celle de FB 660 et F sera la fraction de liquide déterminée dans chaque cas par le programme des moindres carrés.

L'estimation de D nécessite la connaissance des coefficients de répartition K minéral/liquide pour chaque espèce fractionnant et chaque élément chimique considéré. Les valeurs proposées dans la littérature pour les minéraux en équilibre avec des liquides dacitiques à rhyodacitiques présentent une gamme de variation étendue (voir fig. 88).

Réf.	plagioclase			FK			biotite			grenat		cord.
	Dupuy	Dudas	Philp.	Dupuy	Philp.	Giraud	Dupuy	Philp.	Giraud	Irving	Arth	Giraud
Rb	-	0.13	0.05	1.79	0.66	0.8	2.9	3.26	1.9		0.01	0
Sr	3.2	6.6	2.84	1.25	3.87	1.7		0.67	0.03		0.02	0
Ba	0.27	0.65	0.36	3.1	6.12	7.8	1.53	6.36	2.9		0.02	0
Sc		0.13			5 *)					20.2		0.47
V									12			5.5
Zn		0.37							13			4
									7.4			

Figure 88: coefficients de répartition minéral/liquide ou minéral/roche totale (Dupuy, 1970; Georget, 1986) de quelques éléments en traces pour différents minéraux intervenant dans les modèles pétrogénétiques. Références: Dupuy (1970); Dudas et al. (1971), Arth (1976), Philpotts et Schnetzler (1970); Giraud et al. (1986), Irving et Frey (1978), *) = Georget (1986).

Ceci constitue le point faible de ce type de modèle, car le choix des coefficients de répartition a une grande influence sur le résultat des calculs. Il faudrait idéalement procéder à une détermination expérimentale avec un liquide de la composition des roches étudiées et dans les mêmes conditions physiques de cristallisation. Un palliatif est de calculer le rapport des concentrations d'un élément donné dans un minéral et dans la roche totale correspondante, en postulant que celle-ci était bien un liquide. Cette méthode fournit des résultats approchant la réalité comme on peut le contrôler dans le cas de roches volcaniques à matrice vitreuse.

Dupuy (1970) a séparé et analysé la biotite et les feldspaths du granite du M. Capanne et il est possible de calculer des K minéral/roche totale pour chacun d'eux pour Rb, Sr et Ba. Même si les analyses ne sont pas très précises, notamment pour Ba, ces chiffres donnent un ordre de grandeur; ils sont reportés dans la figure 88 parallèlement aux valeurs déterminées par Giraud et al. (1986) à partir d'une volcanite de San Vincenzo. D'autres chiffres y sont également reportés à titre de comparaison. Les écarts soulignent à quel point il est nécessaire de calculer les K directement à partir des roches qu'on étudie.

Deux valeurs de D ont été utilisées à chaque test pour Rb, Sr et Ba; l'une obtenue à partir des K minéral/roche totale de Dupuy (1970), l'autre à partir des coefficients de Giraud et al. (1986). L'appréciation des résultats est évidemment un peu arbitraire et subjective. On ne pourra pas admettre de décalage substantiel entre valeurs calculées et analyses réelles en l'absence d'une grande différence de composition entre la roche représentant le liquide initial (FB 660) et celles représentant les liquides résiduels.

D'une manière générale, les résultats sont médiocres, surtout pour le baryum avec des écarts de l'ordre de 100 ppm (fig. 89). Quant au rubidium, son coefficient de distribution global calculé avec les données de Dupuy est supérieur à 1, c'est-à-dire que les liquides résiduels vont s'appauvrir en cet élément au contraire de la réalité. Le coefficient calculé sur la base de la volcanite de San Vincenzo est inférieur à 1, mais ne suffit pas à un enrichissement notable. Ces différences impliquent pour moi le rejet du modèle, les bons résultats au niveau de Sc et Zn étant dûs aux petites concentrations de ces éléments dans le granite.

Un test au niveau des terres rares au sein des échantillons de Giraud et al (1986) n'a pas été possible, car ces derniers n'ont pas fourni de solution satisfaisante avec les majeurs: par contre un autre échantillon de granite peu évolué (FB 815) a été retenu comme liquide initial potentiel avec les mêmes résultats que pour FB 660.

En conclusion, la gamme de composition observée dans le granite du M. Capanne ne résulte pas d'un simple processus de cristallisation fractionnée.

8.3.3 Mélanges de magmas

Le mélange entre un magma acide et un magma plus basique est potentiellement réalisable dans un milieu suffisamment dynamique (Kouchi et Sunagawa, 1985). Dans le cas idéal de mélanges binaires à pôles fixes, il y aura une corrélation linéaire multi-éléments parfaite entre liquides hybrides (voir par exemple Gray, 1984).

La réalité est sans doute très différente, les pôles n'auront jamais une composition fixe au cours du processus, les mélanges se faisant à répétition comme le suggère l'existence d'enclaves doubles (Barbarin, 1988). D'autre part, l'état physique du composant acide exclut pratiquement un comportement géochimique idéal. Ce dernier ne sera pas surchauffé jusqu'à la fin de l'interaction et sera plus ou moins chargé de cristaux et peut-être de fragments restitiques, qui vont engendrer des irrégularités dans la distribution des éléments. De plus, la mise en contact de deux magmas contrastés im-

plique des échanges chimiques par diffusion et/ou assimilation, qui n'obéissent pas aux lois d'un mélange binaire. Enfin, dès l'apparition de cristaux, un processus de cristallisation fractionnée est susceptible de se développer en parallèle.

n°éch	SiO2 [%]	F	Dcalc type	Fb			Sr			Ba			Sc			Zn		
				DFb	calc	mes	DSr	calc	mes	DBa	calc	mes	DSc	calc	mes	DZn	calc	mes
660	66,41					2 6 1			2 2 9			4 3 7			1 1			6 3
500	68,57	0,89	1	1,06	2 5 9	2 8 2	1,90	2 0 6	1 8 3	0,76	4 5 0	3 2 4	4,07	7,7	8	2,7	5 2	5 6
			2	0,72	2 7 0		2,14	2 0 1		1,44	4 1 5							
655	68,60	0,91	1	1,59	2 4 7	2 8 7	1,37	2 2 1	1 9 6	1,01	4 3 6	3 0 9	6,28	6,7	9	4,00	4 7	3 9
			2	1,06	2 6 0		1,53	2 1 8		1,94	4 0 0							
632	68,55	0,09	1	1,13	2 5 7	2 7 3	1,83	2 1 0	1 9 0	0,80	4 4 6	3 8 1	4,3	7,7	9	2,85	5 2	6 1
			2	0,76	2 6 8		2,06	2 0 5		1,54	4 1 3							
509	69,21	0,85	1	1,32	2 4 8	2 9 2	1,70	2 0 4	1 8 1	1,07	4 3 2	2 5 4	4,49	6,2	6	2,89	4 6	4 3
			2	0,85	2 6 8		1,89	1 9 8		2,23	3 5 8							
491	68,04	0,91	1	1,14	2 5 8		1,81	2 1 2	1 8 0	0,78	4 4 6	3 1 9	4,46	7,9	8	2,94	5 2	6 0
			2	0,78	2 6 7		2,04	2 0 8		1,42	4 1 8							
506	68,27	0,91	1	1,22	2 5 6	2 8 0	1,74	2 1 4	1 8 1	0,86	4 4 3	3 0 9	4,65	7,8	8	3,03	5 2	5 9
			2	0,82	2 6 6		1,96	1 0 9		1,68	4 1 0							

Figure 89: comparaison entre teneurs en éléments en traces réelles et calculées de différents échantillons de granite supposés dériver de FB 660 par cristallisation fractionnée. Le calcul est basé sur l'équation de Rayleigh (1896) et utilise les valeurs de F et les proportions minérales reportées dans la figure 87. Les coefficients de distribution globaux D sont calculés d'une part avec les K(roche totale) de Dupuy (1970) (1), d'autre part avec ceux de Giraud et al, (1986) (2) (fig 88). Toutes les teneurs des traces sont en ppm, celles de SiO2 en %-poids d'oxyde.

L'ensemble de ces phénomènes va perturber plus ou moins fortement la corrélation linéaire entre les échantillons, qui reste cependant le seul "témoin géochimique" de mélanges. A cet égard, la géochimie classique est certainement un outil moins puissant que la minéralogie ou la géochimie isotopique dans l'identification de tels processus. Tout en étant conscient de la complexité de ces phénomènes, je vais tester un modèle de mélange binaire à pôles purs, qui est la seule base de travail permettant une interprétation ultérieure plus nuancée.

Tester un mélange revient donc à tester la colinéarité multi-éléments de différents échantillons ou liquides hybrides. Dans un cas idéal on peut obtenir la composition de n'importe quel liquide intermédiaire par combinaison linéaire d'une paire de liquides situées de part et d'autre de ce point. On peut ainsi tester un mélange en l'absence des pôles originaux en essayant d'obtenir la composition de tous les échantillons d'une suite à partir d'une combinaison des analyses extrêmes à disposition. Ce procédé a l'avantage d'être moins abstrait que le simple calcul d'un coefficient de corrélation et ces résultats peuvent être directement comparés à ceux obtenus par un modèle de cristallisation fractionnée.

L'échantillon de granite FB 660 a été considéré comme pôle basique relatif et FB 509 comme pôle acide. Le programme de moindres carrés NTMOD a été utilisé pour calculer au niveau des éléments majeurs les proportions relatives de ces deux roches entrant dans la composition de différents échantillons intermédiaires. Les résultats sont reportés dans la figure 90 avec les sommes des carrés des résidus entre compositions calculées et compositions réelles. On constate que les résidus sont non négligeables, ce qui n'est pas étonnant, mais du même ordre que ceux laissés par le calcul de cristallisation fractionnée. Ainsi, au niveau des majeurs, aucun des deux modèles ne semble préférable à l'autre.

pôles 660/509	FB490	FB491	X5/82	FB506	FB820	FB632	FB500	FB655	656m2
SiO2 (%-poids)	67.89	68.04	68.15	68.27	68.38	68.55	68.57	68.6	68.6
X 660 ds le mél.	0.41	0.41	0.46	0.35	0.31	0.29	0.23	0.38	0.25
Σr^2 mélange	0.086	0.075	0.096	0.023	0.185	0.02	0.093	0.141	0.068
Σr^2 crist fract	0.059	0.077	0.164	0.072	0.166	0.051	0.066	0.13	0.059

Figure 90: proportions des granodiorites FB 660 (pôle basique) et FB 509 (pôle acide) nécessaires à l'obtention de divers échantillons de composition intermédiaire par mélange binaire simple. Le modèle est basé sur un bilan de masse au niveau des majeurs. L'adéquation des résultats est exprimée par la somme des carrés des résidus (Σr^2m), elle est comparée à celle obtenue par le modèle de cristallisation fractionnée à partir de FB 660 (Σr^2cf). X 660 = proportion du pôle FB 660 dans le mélange.

Dans un deuxième temps, les teneurs en éléments en traces ont été calculées pour chaque échantillon sur la base des proportions relatives de FB 660 et 509 (fig. 91). En règle générale, la coïncidence avec les teneurs réelles des roches est très nettement meilleure avec ce modèle qu'avec celui de la cristallisation fractionnée, surtout pour le baryum.

En conclusion, la distribution des éléments en traces dans les échantillons du granite du M. Capanne favorise un processus dominant de mélange(s) de magmas; la relative dispersion des points d'analyses reflète l'hétérogénéité de ce dernier et n'exclut pas l'intervention d'autres facteurs.

[ppm]	FB 500			FB 655			FB 632			FB 491			FB 506		
	anal.	mél.	cf	anal.	mél.	cf	anal.	mél.	cf	anal.	mél.	cf	anal.	mél.	cf
Fb	282	285 1	259 8	287	282 2	247 14	273	284 4	257 6	287	279 3	258 10	280	282 1	256 9
Sr	183	192 5	201 10	196	201 3	218 11	190	195 3	205 8	180	201 12	208 16	181	198 9	209 15
Ba	324	296 9	415 28	309	326 6	400 29	381	307 19	413 8	319	328 3	418 31	309	318 3	410 33
Sc	8	7.2 10	7.7 4	9	8 11	6.7 26	9	7.4 18	7.7 14	8	8 0	7.9 1	8	7.7 4	7.8 3
Zn	56	48 14	52 7	39	51 31	47 21	61	49 20	52 15	60	51 15	52 13	59	50 15	52 12
Zr	149	146 2	-	145	151 4	-	152	147 3	-	152	150 1	-	152	149 2	-
V	44	45 2	-	49	49 0	-	48	47 2	-	47	49 4	-	47	48 2	-

Figure 91: concentrations en éléments traces obtenues pour différents échantillons par mélange binaire entre FB 660 et FB 509 selon les proportions calculées dans la figure 90, avec $[Rb]_{mél} = [Rb]_{FB660} \cdot X_{660} + [Rb]_{FB509} (1 - X_{660})$. Les résultats sont comparés avec les teneurs réelles (anal.) et celles calculées par cristallisation fractionnée (cf) (fig 89). Les chiffres en italique sont les écarts relatifs (%) des concentrations calculées par rapport aux concentrations réelles.

8.3.4 Caractérisation des pôles du mélange

Si un élément chimique est étroitement corrélé avec SiO₂ dans un diagramme binaire par une droite de pente négative (élément compatible), l'intersection de cette dernière avec l'axe de la silice déterminera la teneur maximale en SiO₂ du pôle acide d'un mélange (Gray, 1984), étant entendu qu'aucun élément chimique ne peut avoir de concentration négative. Le même principe peut être appliqué à des éléments hygromagmatophiles dont la droite de corrélation à pente positive fournira une valeur minimale en SiO₂ pour le pôle basique.

Pôle acide

C'est le magnésium qui définit la valeur maximale de SiO₂ la plus basse: 73,9% pour MgO = 0. Mais on peut admettre une teneur minimale de 0,2% pour cet élément au vu des analyses de différents liquides anatectiques, ce qui place la limite supérieure de SiO₂ à 73,08%. On peut dès lors calculer la composition générale de ce pôle théorique minimal sur la base des équations des droites de corrélation entre SiO₂ et les autres éléments majeurs ou en traces (fig. 92):

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	TiO ₂	Sr	Rb	V	Sc
Comp. Lim.	73.08	(>)14.38	(>)1.61	0.2	(>)1.28	(>)0.25	(>)90	(<)352	(>)17	(>)3
R19	72.98	13.26	1.76	0.26	0.72	0.19	45	470	12	-

Figure 92: a: composition du pôle acide maximal (comp. lim.) envisageable dans l'hypothèse où le granite du M. Capanne résulterait d'un mélange binaire simple. La concentration en SiO₂ est fixée par celle de MgO (= 0,2% au minimum), les autres sont déduites par corrélation linéaire. Majeurs en %-poids d'oxydes, traces en ppm. b: R19 = composition d'une rhyodacite de Roccastrada, (Giraud et al., 1986) d'acidité comparable au pôle théorique ci-dessus.

Les autres éléments sont trop mal corrélés avec SiO₂ pour en estimer la concentration. Ces chiffres ne précisent guère le profil géochimique de ce pôle acide, qui peut correspondre à un magma anatectique.

Comparée aux roches de Roccastrada d'acidité identique réputées d'origine anatectique (Giraud et al., 1986), cette composition-limite théorique s'en distingue assez nettement, notamment pour Al₂O₃ et Rb (R19 fig. 92). En fait les laves de Roccastrada ont probablement subi un fractionnement par cristallisation, comme le suggère leur importante anomalie en Europium (fig. 80), qui pourrait expliquer ces différences.

Inversement, on peut tester la colinéarité des roches (moins évoluées) de San Vincenzo avec les échantillons du granite du M. Capanne. Elle est assez bonne pour les deux rhyodacites à cordiérite les plus acides de Giraud et al. (1986) (V₁ et V₈), qui sont reportées dans les diagrammes de Harker de la figure A4, avec un certain décalage pour V₁ (le plus acide). Ainsi ces laves, aux caractéristiques typiquement anatectiques, pourraient représenter approximativement le pôle acide du mélange de magmas à l'origine du granite du M. Capanne. L'absence de dosage du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr dans V₁ et

V₈ ne permet pas de vérifier cette hypothèse au niveau isotopique. Notons encore que l'échantillon FB 509 utilisé comme pôle acide relatif dans le test de colinéarité au sein du granite a un chimisme très proche de celui de V₈ (fig. A4).

Pôle basique

Seul Rb, dont le coefficient de répartition D est inférieur à 1, permet de fixer une limite inférieure à la teneur en SiO₂ du pôle basique du mélange, qui est de 48,8% poids pour Rb = 0 ppm. On obtient dès lors la composition-limite théorique suivante (fig. 93):

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	TiO ₂	Sr	Rb	V	Sc
Comp. lim.	48.8	(<)21.0	(<)8.5	(<)5.8	(<)8.3	(<)1.30	(<)604	0	(<)69	(<)31
TEL5401	48.4	19.5	8.3	2.6	8.5	0.75	2008	400	211	---

Figure 93: a: composition du pôle basique minimal (comp. lim.) envisageable dans l'hypothèse où le granite du M. Capanne résulterait d'un mélange binaire simple. La teneur en SiO₂ est fixée par celle du rubidium (Rb = 0 ppm) et les autres sont calculées par corrélation linéaire (majeurs en %-poids d'oxyde et traces en ppm). b: TEL5401 = composition d'une leucitite téphritique de la province magmatique romaine (Vulsini, Rogers et al., 1985) de teneur en silice approchant celle du pôle ci-dessus.

Elle rappelle, par sa très haute teneur en Al₂O₃ associée à une teneur en Rb très basse, certains basaltes aluminés calco-alkalins d'arc insulaire (voir par exemple Myers et al., 1986). Ces calculs excluent d'emblée des basaltes de la province romaine comme représentants de ce pôle basique, hypothèse proposée par Giraud et al. (1986). Ils ont en effet des teneurs en Sr et Rb très élevées incompatibles avec le modèle (TEL5401, fig. 93).

Les enclaves du M. Capanne représentent-elles ce pôle basique? En tout cas pas celles à texture microgranulaire ou ophitique, puisqu'elles-mêmes reflètent des mélanges importants et sont contenues dans la gamme de variation définie par le granite. Quant aux enclaves à texture doléritique, plus basiques, elles ne sont guère colinéaires avec les échantillons de ce dernier, ni dans les diagrammes de Harker (fig. A4), notamment pour MgO, Al₂O₃, P₂O₅, Zr, Sr, Ba, ni dans les diagrammes excluant la silice (fig. A5). Il en est de même de l'enclave à pyroxènes, étroitement associée aux précédentes. Les filons sombres poursuivent bien la tendance évolutive du granite (à quelques exceptions près comme Ba ou La), mais reflètent des mélanges importants et sont à peine plus basiques que ce dernier. Ainsi, aucune des roches associées au granite du M. Capanne ne semble correspondre à un éventuel pôle basique de mélange binaire.

Y a-t-il en Toscane des roches susceptibles de l'être? Les roches basiques de l'Est de la province sont de type romain plus ou moins marqué et donc exclues, de même que les "sélagites" d'Orciatico et de Montecatini (Barberi et Innocenti, 1967) (fig. 1). Restent les trachybasaltes et les andésites de Capraia, dont l'appartenance à ce cycle magmatique est discutée. Les premiers n'entrent pas en ligne de compte en raison de leur caractère peu alumineux (environ 15% Al₂O₃ pour 51% de SiO₂). Les andésites, par contre, présentent un champ de variation situé en bonne partie dans le prolongement linéaire de la tendance établie par le granite (voir fig. A4). A cet égard la moyenne des échantillons est toutefois un peu déficiente en Al₂O₃, Sc et riche en Sr et Th.

En fin de compte, ce type de roche, dont l'âge est un peu plus élevé que celui du granite du M. Capanne, est le seul dont les caractéristiques géochimiques globales pourraient en faire le pôle basique du mélange binaire recherché. Mais selon les observations minéralogiques de Franzini (1964), les andésites de Capraia résultent elles aussi d'un mélange. Ainsi ces dernières ne représenteraient pas forcément le pôle basique ultime recherché, qui, toujours dans l'hypothèse d'un mélange binaire unique, se rapprocherait de la composition-limite calculée avec un caractère de basalte ou d'andésite calco-alkalin alumineux.

Apport des isotopes

Les points d'analyse de liquides résultant d'un mélange binaire sont alignés dans un diagramme ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initial versus 1/Sr. Pour des roches d'âge semblable d'une province donnée, le résultat est à peu près le même dans un diagramme ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr mesuré versus 1/Sr.

Dans la figure 94, les points d'analyse du granite, des filons sombres et d'une enclave microgrenue définissent effectivement une tendance linéaire, qui confirme la nature hybride de ces roches. La qualité des mesures isotopiques des andésites de Capraia est très mauvaise et le domaine d'incertitude noté dans la figure 94 ne tient même pas compte de l'erreur sur la mesure du rapport ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, déterminée à une décimale par Borsi (1967). L'interprétation du diagramme est donc délicate, mais n'exclut pas l'intervention de ce type de roches dans le processus de mélange. D'autre part, la droite de corrélation basée uniquement sur les données du granite détermine une valeur minimale de 0,706 pour le rapport initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr du pôle basique et exclut donc un magma basaltique mantellique de type normal.

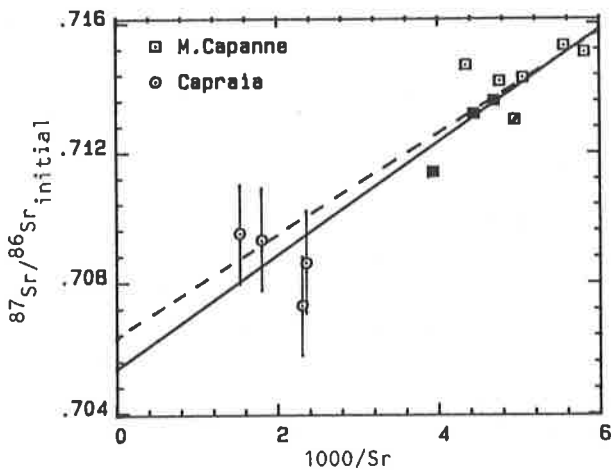


Figure 94: Analyses isotopiques des roches du M. Capanne (Juteau, 1984) et des andésites de Capraia (Borsi, 1967) reportées dans le diagramme $1000/Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial. Les rapports initiaux sont calculés sur la base d'un âge de 6,2 Ma (U-Pb) à Elbe et de 9,5 Ma (K-Ar) à Capraia avec une constante de désintégration de $1,42 \cdot 10^{-11} \text{ ans}^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977). Les marges d'incertitude sont inférieures à la taille du symbole pour ceux d'Elbe. Carré noir = filons sombres, carré vide = granite, carré barré = enclave microgrenue. La droite de régression continue est basée sur tous les échantillons, celle en trait interrompu sur ceux d'Elbe uniquement. L'alignement relatif des points suggère un mélange.

C'est sur la base du diagramme de la figure 95 que Giraud et al. (1986) ont postulé qu'un magma de type romain correspondait au pôle basique. Dans le détail (fig. 95 b)), on voit que c'est très improbable, ce qui confirme la conclusion tirée de l'étude des éléments en traces. Par contre, l'hypothèse d'un mélange entre roches basiques romaines et pôle acide de type toscan pour les roches du M. Amiata (Vollmer et Hawkesworth, 1979; Poli et al. 1984) se confirme.

Les points d'analyses des laves de San Vincenzo déterminent aussi une droite, parallèle à celle du granite du M. Capanne et passant par les points représentatifs des volcanites romaines de Vulsini. Ainsi, il s'agirait aussi de roches hybrides impliquant le magmatisme romain comme pôle basique, en accord avec l'hypothèse de Giraud et al. (1986). Il est probable que V1, non analysé isotopiquement, appartienne à cette droite et ne puisse ainsi constituer exactement le pôle acide de la suite du M. Capanne.

Au vu de la variation progressive des âges et des caractéristiques des magmas acides toscans dans le temps et l'espace, on peut se demander s'il n'y a pas eu parallèlement une évolution continue d'ouest en est au niveau du pôle basique du mélange, tendant progressivement vers un type romain.

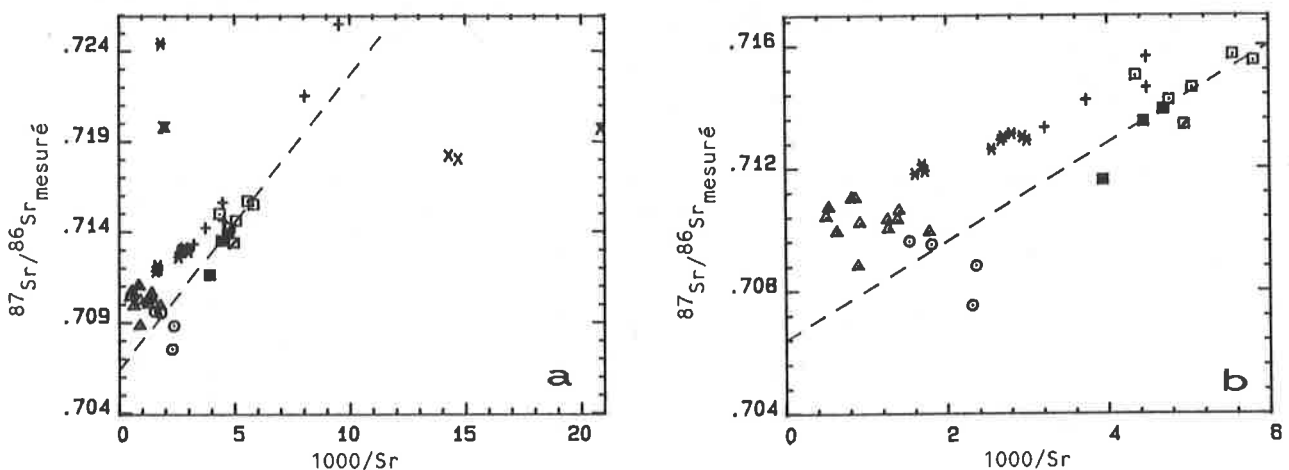


Figure 95: a: analyses isotopiques de roches des Provinces Toscane et Romaine dans le diagramme $1000/Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ mesuré. Références et symboles: (\square) = granite, filon et enclaves d'Elbe (cf fig 94); (o) = andésites de Capraia (idem); (+) = rhyodacites de San Vincenzo, (x) de Roccastrada, (Giraud et al., 1986), (*) volcanites du M. Amiata (Giraud et al. 1986; Hawkesworth et Vollmer, 1979; Poli et al., 1984), (Δ) roches basiques romaines (Poli et al., 1984; Rogers et al., 1985). b: détail de a. La droite de régression est basée sur les échantillons d'Elbe comme dans la figure 94.

Le diagramme de variation $^{143}Nd/^{144}Nd$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ de Juteau (1984) (non reporté) confirme l'hypothèse d'un mélange entre un pôle crustal et un pôle de filiation mantellique pour le M. Capanne, les points d'analyse du granite se disposant sur une hyperbole, dont les pôles auraient, selon son modèle, les caractéristiques suivantes:

	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
pôle acide	0.725	0.51205
pôle basique	0.703	0.51300

Les valeurs du pôle acide sont typiquement crustales; le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,09 à 0,12 du pôle basique exclut un magma de type morb et de la plupart de ceux des îles océaniques (OIB) et favoriserait plutôt un magma basique de type arc insulaire, habituellement enrichi en terres rares légères (Juteau et al., 1986). Ces auteurs ajoutent que l'ensemble des données géochimiques nécessite un pôle basique déjà différencié, intermédiaire à acide. Ils n'excluent pas une origine par refusion de matériel ophiolitique. Ces conclusions sont en accord avec ce qu'on a vu précédemment.

Validité des pôles choisis dans le modèle de mélange binaire

Bien que les rhyodacites de San Vincenzo n'aient pas exactement les caractéristiques isotopiques requises, l'hypothèse d'un mélange entre elles et un magma latitique de type Capraia va être testé par le programme de moindres carrés sur les éléments majeurs. La latite FB 832 a été utilisée comme pôle basique relatif et a été combinée successivement avec les laves V1 (la plus acide) et V8 (Giraud et al., 1986) de San Vincenzo. On constate que les résidus sont plus faibles pour V1 que pour V8, mais sont en moyenne nettement plus élevés que ceux des tests de mélange entre granites (fig. 96a). Ces résultats s'expliquent en partie par le plus grand écart de composition entre les pôles considérés. Les proportions relatives de la fraction acide (pour V1) seraient alors comprises entre 55% et 75% pour la gamme de composition observée dans le granite.

Au niveau des traces, les écarts sont surtout marqués pour Sr et Ba (fig. 96b). A mon avis, ce décalage ne remet pas en cause le principe de mélange, mais démontre que les pôles choisis n'ont pas exactement la composition des véritables magmas à l'origine du granite et que d'autres processus entrent en ligne de compte, comme une cristallisation fractionnée ou surtout une hétérogénéité et une répétition des mélanges, qui se reflètent au niveau isotopique (Juteau et al., 1984).

Le même test peut être appliqué aux filons sombres. Les résultats sont comparables à ceux du granite et même nettement meilleurs si, au lieu de prendre V1 comme pôle acide, on considère un granite de composition intermédiaire (résidu de 0,039 pour le filon FB 653 par mélange entre FB 832 et FB 655). Ainsi le magma des filons pourrait résulter d'un mélange tardif entre un pôle basique relativement invariable et un magma granitique déjà largement hybridé. Il en est sans doute de même avec les enclaves, qui contiennent d'abondants cristaux typiquement granitiques.

a

n°éch	granite												filon	
	FB 490		FB 509		FB632		FB636a		FB 665		FB 815		FB 456	
	Xacide	$\Sigma r2$	Xaci	$\Sigma r2$	Xaci	$\Sigma r2$	Xaci	$\Sigma r2$	Xaci	$\Sigma r2$	Xaci	$\Sigma r2$	Xaci	$\Sigma r2$
832-V1	66%	0,180	77	0,640	70	0,209	74	0,138	66	0,018	54	0,017	38	0,165
832-V8	74%	0,225	86	0,637	78	0,267	82	0,185	74	0,165	60	0,202	42	0,203

b

[ppm]	FB 490		FB 509		FB 632		FB 636a		FB 665		FB 815	
832-V1	anal.	calc.	anal.	calc.	anal.	calc.	anal.	calc.	anal.	calc.	anal.	calc.
Fb	285	255	292	268	273	260	292	264	277	255	269	240
Sr	190	230	181	192	190	220	173	204	194	232	224	281
Ba	341	433	254	384	381	420	296	399	431	436	480	499
Sc	8	8	6	7	9	8	9	7	9	8	10	9
Zn	59	62	43	62	61	62	55	62	52	62	57	62
Zr	140	152	140	139	152	149	150	143	144	153	160	172
V	51	53	41	45	48	51	50	47	48	53	58	63

Figure 96: a: Test de mélange par bilan de masse sur éléments majeurs entre une andésite de Capraia (FB 832) et une volcanite de San Vincenzo (V1 et V8, Giraud et al., 1986) pour l'obtention de la composition de divers échantillons de granite du M. Capanne. Les résultats sont exprimés par la proportion du pôle acide (Xacide) et la somme des carrés des résidus. **b:** idem a, mais sur les éléments en traces et en utilisant les Xacide déterminés ci-dessus. Les résultats sont comparés avec les teneurs réelles des différents échantillons de granite (valeurs en ppm). Le principe du calcul est donné dans la figure 91.

8.3.5 Origine du pôle acide du (des) mélange(s)

On a vu que la rhyodacite V1 (Giraud et al., 1986) de San Vincenzo était la roche qui devait s'en rapprocher le plus et qu'elle avait par ailleurs toutes les caractéristiques géochimiques et minéralogiques d'un produit de l'anatexie de métapélites. Le granite du M. Capanne quant à lui, comprend un faciès à cordiérite et à enclaves microgrenues (San Andrea) dont la composition d'un échantillon (FB 627) est très proche de celle de V1.

L'hypothèse d'une origine anatectique va être testée sur ces deux roches, sur la base d'un calcul de bilan de masse au niveau des majeurs, puis d'une étude de la distribution des éléments en traces. Le modèle va dépendre du choix de la roche-source et surtout de la composition minéralogique du résidu non fondu, en particulier pour les éléments en traces, puisque leur répartition sera entièrement déterminée par les coefficients de répartition de chacun des minéraux.

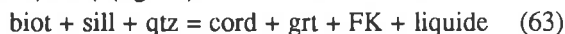
Les seules métapelites connues dans le soubassement paléozoïque toscan sont celles du "groupe des micaschistes" Gianelli et Puxeddu (1979) en donnent dix analyses, dont la moyenne est reportée dans la figure 97. Leur gamme de teneurs est comparable à celle des schistes elbiens de Calamita (Barberi et al., 1967b).

	[%pds]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P.F.
micaschistes toscans	m(10)	62.91	0.79	18.19	0.71	5.26	0.06	2.31	0.99	1.81	3.21	0.16	3.83
	<i>Sigma</i>	7.26	0.13	3.30	0.32	2.40	0.06	0.60	0.54	0.86	0.86	0.10	1.03
gr cord M. Capanne	FB627	70.9	0.3	15.3	0.69	1.2	0.03	0.73	1.59	3.26	4.78	0.15	0.92
rhyodac S. Vincenzo	V1	70.2	0.3	15.1	2.07		0.03	0.66	1.54	3.11	4.53	0.14	2.92

	[ppm]	Zr	Sr	Fb	Ba	Zn	Sc
micaschistes toscans	moy(10)	289	180	128	536	85	13
	<i>sigma</i>	107	43	36	169	73	
gr cord M. Capanne	FB627	123	141	344	369	47	5
rhyodac. S. Vincenzo	V1	107	107	298	275	63	5

Figure 97: composition moyenne et écart-type de dix analyses du groupe des micaschistes toscans de Gianelli et Puxeddu (1979), utilisée comme source dans le modèle de fusion partielle et report des analyses de FB 627 (faciès à cordiérite du granite du M. Capanne) et de V1 (rhyodacite de San Vincenzo, Giraud et al., 1986), qui en représentent les produits de fusion.

En postulant une source métapelitique, la caractérisation du résidu dépendra de l'évaluation des conditions physiques au moment de la fusion. Barberi et al. (1967a) ont proposé pour les volcanites de San Vincenzo des températures maximales de 850° - 900°C sur la base de la composition du plagioclase. On a vu d'autre part au paragraphe 2.5 que la température maximale du magma du M. Capanne a dû dépasser 800° à 850°C et que la pression devait être comprise entre 3Kb et 5Kb sur le lieu de la source. Dans ces conditions de faciès granulitique de basse à moyenne pression, la cordiérite, le grenat et le feldspath alcalin coexistent et sont les seuls minéraux en équilibre. Cette association résulte de la réaction 63 de Thompson (1982) (fig. 26):



Plusieurs arguments montrent que cette réaction a bien lieu dans le cas du M. Capanne:

- les conditions physiques de P et T étaient remplies,
- selon Vielzeuf et Holloway (1988), la fusion de la biotite est nécessaire pour produire des magmas (fortement sous-saturés en eau) en volumes suffisants (> 40%) pour qu'ils puissent quitter la zone source et parcourir de longues distances - elle est également nécessaire pour que le liquide ait une teneur en SiO₂ inférieure à 74%.

Ainsi, le résidu de fusion est susceptible de contenir, outre de la cordiérite, du grenat et du feldspath alcalin, un ou deux des trois minéraux réactants, voire les trois si la réaction (63) n'a pas été complète. D'autre part, du plagioclase résiduel peut être présent (Green, 1976; Vielzeuf et Holloway, 1988), associé à des accessoires comme le zircon, le spinelle, l'ilménite et/ou le rutile. Les nombreux xénolites restitiques rencontrés au M. Amiata (Van Bergen, 1983) et à San Vincenzo (Barberi et al., 1967a) présentent différentes combinaisons de ces minéraux, dont un cas d'enclave à grenat + cordiérite seuls.

bilan de masse sur éléments majeurs

Considérons dès lors les éléments suivants du modèle: (1) une roche source dont la composition est celle de la moyenne des micaschistes; (2) un résidu de fusion formé potentiellement des minéraux évoqués ci-dessus et dont la composition est reportée dans la figure 98; (3) l'échantillon dont on veut tester l'origine anatectique (V1, FB 627) comme représentant du liquide.

On constate tout d'abord (résultats non reportés) qu'il est impossible d'obtenir la composition d'un quelconque échantillon du granite, faciès à cordiérite excepté, car leur concentration en calcium est beaucoup trop élevée par rapport à celle de la source. Même en considérant l'échantillon le plus calcique des micaschistes analysés par Gianelli et Puxeddu (1979) (1,7% CaO), il n'y a pas de solution satisfaisante. **Ce test confirme ainsi que le granite du M. Capanne ne résulte pas d'une pure fusion du "groupe des micaschistes" toscans.**

La même conclusion s'applique aux volcanites de San Vincenzo dont tous les échantillons sauf le plus acide (V1) sont également très calciques. V1 et FB 627 par contre, peuvent être obtenus par ce modèle. Plusieurs solutions sont présentées dans la figure 99a avec un écart minimal à nul par rapport à la composition théorique. Les taux de fusion sont de l'ordre de 47% à 54%.

%poids	Qtz	Biotite	Grenat	Cord	Plagio	Sillim	Rutile	FK
SiO ₂	100.00	36.00	37.00	48.00	56.90	36.70	0.00	65.20
Al ₂ O ₃	0.00	16.00	21.00	32.00	27.40	62.73	0.00	18.75
FeO _t	0.00	23.00	36.00	10.00	0.00	0.57	0.00	0.00
MgO	0.00	7.00	4.00	8.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	1.40	0.00	9.37	0.00	0.00	0.45
Na ₂ O	0.00	0.40	0.00	0.00	6.33	0.00	0.00	3.00
K ₂ O	0.00	8.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	12.40
TiO ₂	0.00	5.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	0.00

Figure 98: composition des minéraux constituant le résidu non fondu dans le modèle de fusion partielle des métapelites toscanes. La composition du plagioclase est celle des cristaux les plus calciques du granite du M. Capanne; celles du grenat, de la cordiérite et de la biotite sont tirées de Van Bergen (1984); celle du feldspath alcalin correspond aux proportions moléculaires d'Or et Ab des sanidines de San Vincenzo (Barberi et al., 1971), celles du rutile et de la sillimanite sont théoriques.

a

éch. testé	sol n°	F	quartz	grenat	cord	biotite	plagio	FK	sillim	rutile	Σr2
V1	1	0.48	0.11	0.08	0.22		0.01	0.03			0
V1	2	0.51	0.14	0.02	0.14	0.12	0.03		0.04		0.009
FB627	3	0.54	0.12	0.04	0.15	0.09	0.01		0.05	0.002	0
FB627	4	0.47	0.11	0.09	0.21		0.01	0.09	0.02	0.007	0
FB627	5	0.52	0.1	0.08	0.21			0.07	0.02	0.007	0.003

b

n° sol	solution 1			solution 2			solution 3			solution 4			solution 5		
	D1	V1	fourchette	D2	V1	fourch.	D3	FB627	fourch.	D4	FB627	fourch.	D5	FB627	fourch.
Fb	0,14	298	165-298	0,48	298	122-221	0,35	344	130-236	0,13	344	168-305	0,11	344	158-287
Sr	0,42	107	193-316	0,34	107	200-327	0,14	141	224-366	0,54	141	179-293	0,24	141	212-348
Ba	1,34	275	312-599	0,76	275	416-800	0,53	369	468-899	1,28	369	320-615	1,09	369	351-675
Sc	3,52	5	5,6	3,95	5	5,3	4,14	5	5,3	3,51	5	5,6	3,91	5	5,4

Figure 99: résultats des tests de fusion partielle. Source = micaschistes toscans (fig 97); résidu = minéraux de la figure 98; liquide anatectique = FB 627 (M. Capanne) ou V1 (San Vincenzo) (fig 97) a: proportions relatives de la fraction liquide (F) et des minéraux du résidu calculées sur la base d'un bilan de masse pour obtenir la composition de liquides anatectiques représentés par V1 ou FB 627. Plusieurs solutions sont présentées en fonction du type de résidu choisi; leur adéquation est donnée par la somme des différences entre teneurs calculées et analysées (Σr2). b: teneurs en éléments en traces des échantillons FB 627 et V1 et valeurs calculées pour les liquides anatectiques théoriques 1 à 5 obtenus sous a. Le calcul de concentration est basé sur l'équation de fusion partielle à l'équilibre de Shaw (1979) $C_p = C_0/[D + F(1 - D)]$. Les coefficients de répartition utilisés sont ceux de Giraud et al. (1986), complétés par d'autres reportés dans la figure 88. Les fourchettes de teneurs sont obtenues en considérant les concentrations en traces de micaschistes toscans (fig 97), respectivement diminuées et augmentées de leur écart-type.

Distribution des éléments en traces

Ces solutions doivent être testées par les éléments en traces. Malheureusement, les terres rares ne sont dosées ni dans FB 627, ni dans les micaschistes et seuls quelques autres éléments (Rb, Sr, Ba, Sc) ont des coefficients de distribution minéraux/liquide connus pour l'ensemble des phases du résidu, à l'exception de la sillimanite. Le test est néanmoins digne d'intérêt, car ces éléments sont peu sensibles à la présence difficilement quantifiable au résidu de zircon, allanite ou autres accessoires. Leur concentration dans le liquide anatectique est calculée à l'aide de l'équation de Shaw (1970):

$$C^l/C_0 = 1/D + F(1 - D)$$

où C^l/C_0 = concentration de l'élément i dans le liquide (la source); D = coefficient de distribution global entre le liquide et le résidu à l'équilibre, avec $D = K^m_i X_m + K^n_i X_n + \dots$ où K^m_i = coefficient de répartition de i entre le minéral m et le liquide et X_m la proportion relative de m dans le résidu; F = taux de fusion compris entre 0 et 1.

Les coefficients de répartition utilisés sont ceux de Giraud et al. (1986), calculés sur une rhyodacite de San Vincenzo et complétés par des valeurs tirées de la littérature (fig. 88). Ceux de la sillimanite sont inconnus. D'après Deer et al. (1982), ce minéral peut contenir du V, Cr et Ba en petites quantités. Il n'en sera pas tenu compte dans le calcul.

Le test est effectué en comparant V1 ou FB 627 aux valeurs de C^1 déterminées par l'équation de Shaw (fig. 99b), dans laquelle on reporte les coefficients calculés avec les éléments majeurs. La fourchette de valeurs de C^1 est obtenue en utilisant pour C_0 la moyenne des teneurs données par Gianelli et Puxeddu (1979) diminuée, respectivement augmentée de son écart-type.

On constate que les solutions avec biotite résiduelle sont exclues, car ce minéral retient le Rb à la source et engendre un liquide nettement trop pauvre en cet élément. Mais même en l'absence de "piège à rubidium" au résidu, c'est-à-dire pour un D résidu/liquide tendant vers zéro, la concentration en Rb du magma ne dépassera pas la valeur $C_0(\text{Rb})/F$. Autrement dit, pour obtenir un liquide avec la teneur de FB 627 (344 ppm), F maximal devrait être de 37%.

Les solutions sans biotite résiduelle sont peu satisfaisantes, surtout pour le strontium, qui est toujours plus abondant dans les liquides calculés que dans les roches. Il est possible que ces dernières aient subi un fractionnement de feldspaths les appauvrissant en cet élément. Une cause plus indirecte peut être invoquée. La faible teneur en calcium de la source choisie par rapport aux liquides calculés induit un résidu pratiquement exempt de plagioclase, qui est le principal piège à strontium. Le coefficient de distribution global D sera donc faible et les liquides calculés enrichis en cet élément.

Tout en gardant à l'esprit l'influence déterminante du choix des coefficients de répartition sur les résultats des calculs, on peut penser que **ni le faciès à cordiérite du M. Capanne, ni la rhyodacite V1 de San Vincenzo ne résultent d'une pure fusion du groupe des micaschistes toscans.**

Cette conclusion est en désaccord avec celle de Giraud et al. (1986), qui considèrent les micaschistes comme source unique des volcanites de type V1 de San Vincenzo sur la base du modèle ci-dessus. Ils admettent un résidu à biotite (malgré un taux de fusion calculé de 65%), qui engendre des décalages importants au niveau des traces entre liquides calculés et échantillons allant dans le même sens que mes résultats. Ces auteurs rapportent la teneur élevée en rubidium des volcanites à une contamination sélective par des fluides (?) et ont admis d'autre part des coefficients de répartition de Ba pour la biotite de 15 et de Sr pour la plagioclase de 10 à 15 pour pallier à la trop forte concentration en ces éléments dans C^1 calculé vis-à-vis des échantillons...

Conclusion

Du modèle précédent peuvent être tirées les conclusions et informations suivantes:

(1) Il se confirme que ni le granite du M. Capanne, ni la plupart des volcanites de San Vincenzo ne dérivent de la fusion du seul groupe des micaschistes toscans;

(2) Les faciès les plus acides à cordiérite (FB 627, V1) peuvent résulter de la fusion assez poussée (de l'ordre de 50%) d'une formation à dominante métapélitique plus calcique que la moyenne des micaschistes toscans. Il peut s'agir d'un membre de cette formation ou d'une source composite métapélitique-métagrauwackeuse. Ils peuvent aussi résulter d'un mélange entre un magma issu de la fusion unique des micaschistes et une faible proportion de magma plus basique et calcique, comme le suggère la présence d'enclaves microgrenues dans FB 627. Dans cette éventualité, le pôle acide choisi dans le modèle du M. Capanne serait lui-même hybride et la composition du liquide anatectique ultime, s'il a existé, serait proche de celle calculée dans la figure 92;

(3) Le résidu de fusion est probablement très pauvre en biotite et contient du grenat et de la cordiérite, en accord avec la température maximale atteinte par les magmas, les volumes relatifs de ces derniers par rapport à celui de la source (Vielzeuf et Holloway, 1988) et leur faible teneur en terres rares lourdes;

(4) Les températures nécessaires à l'obtention d'importants volumes de magma anatectique nécessitent l'existence d'une anomalie thermique importante, sans rapport avec les conditions de métamorphisme régional pouvant régner dans une croûte aussi peu épaisse que celle de Toscane (environ 20 km). L'intervention du manteau paraît nécessaire. Elle pourrait se faire sous la forme de magmas basiques, qui induiraient l'anatexie poussée des métapélites (Huppert et Sparks, 1988) et en hybrideraient les produits de fusion.

8.3.6 Origine du pôle basique du mélange

J'ai déjà souligné que le principe d'un mélange simple entre deux pôles purs invariants était caricatural au point d'en être assurément faux. Le schématisme du modèle appliqué ne porte pas trop à conséquence dans l'évaluation des caractéristiques et de l'origine du pôle acide du mélange, car les informations pétrographiques et géochimiques dont on dispose sont assez contraignantes. Il n'en va pas de même pour le ou les pôles basiques, raison pour laquelle je me contenterai d'avancer quelques hypothèses d'ordre général et spéculatif.

Frost et Mahood (1987) ont montré, dans leur modèle de mélanges de magmas basé sur un calcul des viscosités, qu'il était très difficile d'obtenir par un mélange binaire unique entre un basalte (50% de SiO_2) et une felsite (70% de

SiO₂) des hybrides dont la teneur en SiO₂ dépasse 63%. Ils en concluent que des roches plus acides - comme le granite du M. Capanne - ne peuvent que résulter d'une cristallisation fractionnée à partir de tels hybrides. Ces auteurs n'ont pas abordé la question des mélanges répétés à grande échelle qui, eux, pourraient produire des roches dépassant 63% de SiO₂.

En reprenant le mécanisme global proposé par Barbarin (1988 a + b) et les contraintes physiques imposées par le modèle de Frost et Mahood (1987), on peut imaginer la mise en contact d'un magma basaltique (SiO₂ - 50%) avec un liquide anatectique (SiO₂ = 70% dans le modèle de Frost et Mahood), produit par la présence de précurseurs du premier (Huppert et Sparks, 1988). Si les liquides acide et basique contiennent respectivement 2 - 3 et 0 - 1% d'eau, on peut facilement obtenir un hybride avec environ 60% de SiO₂ (comme les andésites de Capraia), pour autant que le magma acide soit surchauffé ou très proche de son liquidus. Le magma résultant, très chaud, pourra lui-même se mélanger avec un liquide anatectique, en fonction de la géométrie du système et de son niveau d'énergie et produire ainsi des bains nettement plus acides. Ce processus n'est guère susceptible de se renouveler plusieurs fois à grande échelle, car à chaque étape la température d'homogénéisation sera plus basse et la viscosité plus élevée.

La nature hybride des andésites de Capraia et leur composition (SiO₂ = 60-61%) s'inscrivent dans ce modèle. Elles pourraient représenter un premier stade de mélange entre des pôles purs. La caractérisation de ces derniers est un pas de plus dans le domaine de la spéculation. La participation d'un pôle crustal est évidente par les très hautes teneurs en thorium des andésites. Quant au pôle basique, il doit être d'origine mantellique comme l'attestent les reliques d'olivine; ce pourrait être un basalte calco-alkalin, au vu des affinités géochimiques des andésites avec des roches typiques de cette suite.

Pour revenir au granite du M. Capanne, si les magmas primitifs impliqués ne furent issus que de deux sources principales, tous les hybrides des diverses générations de mélange devraient être plus ou moins linéairement corrélés, comme on l'a vu au § 8.3.3. Ceci impliquerait, pour le magma basique originel, une composition se rapprochant de la composition-limite calculée (fig. 93), soit, ici encore, celle d'un basalte ou d'un basalte andésitique alumineux pauvre en titane de type calco-alkalin.

Le défaut majeur de cette hypothèse réside dans l'absence totale de basaltes de ce type dans la région toscane. Les plus proches sont ceux de Sardaigne occidentale (Savelli et al., 1979), qui sont nettement plus anciens. Néanmoins, la présence de basaltes à olivine récents à Capraia, qui ont quelques affinités calco-alkalines, pourrait témoigner d'une activité basique antérieure de caractère calco-alkalin plus affirmé.

Une variante de l'hypothèse ci-dessus serait un magma d'origine mantellique déjà différencié, telle une andésite, qui aurait suivi une évolution tout à fait indépendante du système anatectique avec lequel elle n'aurait interagi que tardivement. Toutes les solutions intermédiaires sont aussi possibles (contaminations de nature et amplitude variables d'un magma mantellique), toutes satisfont aux contraintes isotopiques (Juteau et al., 1986).

Enfin, on ne peut exclure une origine purement crustale pour ce pôle basique, résultant par exemple d'une fusion de roches calco-alkalines préexistantes. Mais la température aura dû être très élevée, elle aura impliqué l'intervention du manteau et une localisation de la source en base de croûte, ce qui revient à peu près à la situation précédente.

8.4 RÉSUMÉ ET CONCLUSION SUR LA GENESE DU GRANITE DU MONTE CAPANNE

Les principales caractéristiques minéralogiques, chimiques et isotopiques (Sr, O) des magmatites toscanes sont typiques de produits d'anatexis d'une source métapélitique. Parallèlement, de nombreux indices dénotent une activité mantellique dans toute la région, ce sont: (1) l'omniprésence d'enclaves microgrenues parfois très basiques, d'affinité mantellique nette dans les centres orientaux (M. Amiata p.ex.); (2) les laves trachytiques du M. Amiata; (3) les laccolites de trachytes à leucite de type potassique romain d'Orciatico et Montecatini situés en zone occidentale; (4) le magmatisme basaltique de Capraia et (5) les données isotopiques du samarium-néodyme au M. Capanne.

Des mélanges de magmas anatectiques et mantelliques ont été invoqués par plusieurs auteurs pour les centres orientaux du M. Amiata et du M. Cimino.

Le caractère nettement calco-alkalin du granite du M. Capanne exclut une origine par fusion pure de métapélites du groupe des micaschistes toscans. Un modèle de mélanges de magmas est proposé, qui est compatible avec les variations de composition observées. Le pôle acide ultime de ces mélanges serait représenté par le produit d'une fusion poussée des micaschistes correspondant à 40%-50% de leur masse. Un magma basaltique mantellique serait à l'origine du pôle basique. Des mélanges successifs auraient été nécessaires à la production d'une gamme d'hybrides aussi acides que les échantillons du granite du M. Capanne. Par leur composition et leur nature hybride, les andésites de l'île de Capraia pourraient être témoin de l'un des mélanges intermédiaires. Des extrapolations linéaires dans les diagrammes géochimiques confèreraient un caractère calco-alkalin de type alumineux au basalte primitif.

Que ce modèle soit exact ou non, il n'en demeure pas moins que **le manteau a joué un rôle déterminant dans la province comme pourvoyeur de chaleur**, car les volumes de magma acides produits et la température maximale qu'ils ont atteinte sont inconcevables dans une croûte continentale aussi mince sans son intervention.

CHAPITRE 9: ORIGINE DES ENCLAVES MICROGRENUES ET DES FILONS SOMBRES DU GRANITE DU M. CAPANNE

9.1 CONTRAINTES GÉOCHIMIQUES SUR L'ORIGINE DES ENCLAVES

On a vu dans les chapitres 6 et 7 que les enclaves microgrenues avaient des compositions variées, mais toujours compatibles avec une origine magmatique, confirmant ainsi les conclusions déduites des observations minéralogiques et texturales (§ 4.6). Considérées globalement, elles ont toutes des affinités chimiques plus ou moins prononcées avec le granite et avec les roches calco-alcalines en général. Dans le détail, les concentrations parfois anormales en certains éléments (Rb, Ti, Zr, terres rares) ont été partiellement rapportées à une contamination sélective par le granite au moment de la cristallisation en déséquilibre du magma des enclaves, effaçant du même coup leur signature géochimique originelle.

Je vais maintenant passer en revue les différentes catégories d'enclaves et de filons en discutant plus en détail leurs caractéristiques propres décrites au chapitre 6.

9.1.1 Les enclaves à texture microgranulaire

Leur composition est quasi identique à celle du granite. Au vu de l'absence de textures de recristallisation, il ne s'agit pas d'un phénomène de granitisation d'enclaves originellement plus basiques, mais bien de représentants finement grenus du magma granitique lui-même. Les légères surconcentrations relatives en Rb, Zr, Ba ou K par exemple sont attribuées à la cristallisation rapide en déséquilibre de ce magma au contact de son équivalent plus froid. J'exclus du même coup l'hypothèse d'une incorporation de fragments d'une carapace granitique périphérique précoce, démantelée lors de l'ascension diapirique.

L'hypothèse la plus probable est celle d'une injection de liquide granitique peu cristallisé et relativement chaud provenant d'une partie inférieure du système magmatique du M. Capanne, dans les parties supérieures et périphériques déjà plus froides. L'injection a pu être facilitée par les différences de densité entre magmas et se faire par exemple à la faveur de proto-fractures (dyke synplutonique).

9.1.2 Les enclaves à texture ophitique

Ce type d'enclaves a les particularités géochimiques évoquées par d'autres auteurs pour des roches semblables: teneurs anormalement élevées en Rb, Ti, Zr, Y et terres rares (voir revue du § 7.3). On a vu qu'elles étaient en partie attribuées à une contamination sélective par le granite environnant.

A mon avis, ce processus est insuffisant pour expliquer l'intégralité des différences de chimisme entre ces enclaves et les échantillons du granite d'indice de différenciation équivalent. Le contraste du rapport $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ en particulier (~2,85 pour les enclaves et 2,0 pour le granite) (fig. A5 et 6) requiert une autre explication, car il n'y a pas de différence notable entre les vitesses de diffusion de Mg^{2+} et Fe^{2+} . D'autre part, si le granite environnant avait réellement fourni aux enclaves plus de fer que de magnésium, il serait anormalement riche en ce dernier élément dans les zones de contact, alors qu'on observe exactement le contraire, ce qui suggère que c'est plutôt les enclaves qui ont contaminé le granite à ce niveau-là.

Si on considère dès lors que ce rapport FeO/MgO élevé est une caractéristique primaire du magma des enclaves et que ce dernier résulte de mélanges avec le magma granitique (constatés pétrographiquement) de rapport FeO/MgO plus bas, on doit admettre que le pôle basique des mélanges devait avoir un rapport encore supérieur à celui des enclaves et une teneur absolue en MgO ne dépassant guère 1% poids. Ces caractéristiques ne seraient plus tout à fait celles de liquides calco-alcalins typiques, car ces derniers n'évoluent pas vers des termes aussi ferrifères (Besson et Fonteilles, 1974; Fonteilles, 1976) (fig. 100), mais celles de roches d'affinité légèrement tholéiitique, comme on peut l'extrapoler dans les diagrammes de Miyashiro (1974).

Cette situation rappelle un peu celle décrite en Sardaigne par Cocirra et Orsini (1986), Cocirra et Michon (1987), Zorpi et al., (1989), où les enclaves microgrenues du pluton zoné calco-alcalin de Bono présentent plusieurs tendances évolutives (fig. 100). On distingue tout d'abord une tendance linéaire interne à chaque unité granitique concentrique due à des mélanges binaires simples entre le pôle granitique correspondant et un pôle basique bien défini. D'autre part, ce pôle basique évolue d'une unité à l'autre vers des termes de plus en plus ferrifères à rapport $\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{MgO}$ croissant correspondant à une évolution de type tholéiitique. Les auteurs ci-dessus pensent à un réservoir de magma basique évoluant pour son compte suivant une tendance tholéiitique et dont des ponctions successives se mélangeraient à un magma acide calco-alcalin évoluant en parallèle selon une tendance calco-alcaline. Cette hypothèse est confortée par l'existence d'un massif gabbroïque voisin à évolution tholéiitique comparable à celles des enclaves.

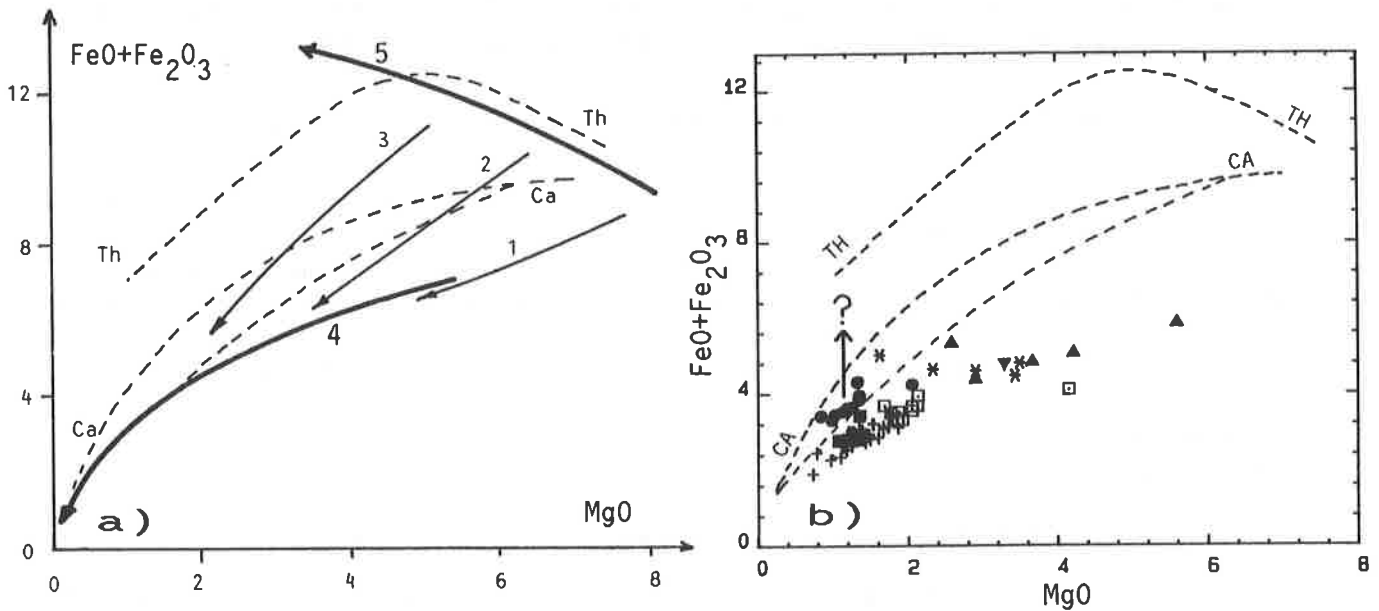


Figure 100: a) tendances évolutives des granitoïdes et des enclaves microgrenues du massif calco-alcalin zoné de Bono, Sardaigne septentrionale (tiré de Cocirta et Orsini, 1986). 1, 2 et 3 = tendances définies par les populations d'enclaves de chaque unité concentrique du massif par mélange entre un pôle basique et un pôle granitique; 4 = tendance évolutive des granitoïdes des 3 zones; 5 = tendance évolutive de caractère tholéiitique définie par les pôles basiques à l'origine des enclaves. TH et CA = tendances tholéiitique et calco-alcaline de référence (Fonteilles, 1976). b) même diagramme que a avec les données du M. Capanne. On remarquera le caractère relativement magnésien de toute la suite magmatique du M. Capanne et particulièrement celui des enclaves à texture doléritique.

L'analogie avec le M. Capanne est évidemment très lointaine, car les teneurs absolues en MgO et Fetot des enclaves des deux massifs sont très différentes et l'évolution tholéiitique observée en Sardaigne se fait entre des unités granitiques contrastées, bien que comagmatiques. Par contre les enclaves sardes à rapport FeOt/MgO le plus élevé présentent les mêmes enrichissements relatifs en Ti, P et Zr que celles du M. Capanne.

Ainsi, une première hypothèse pour l'origine des enclaves à texture ophitique basée sur la géochimie serait celle d'un mélange entre le magma granitique déjà hybride du M. Capanne avec un magma plus basique d'origine mantellique de caractère intermédiaire calco-alcalin-tholéiitique. Ce magma devait être très évolué, car sa teneur en MgO serait de l'ordre de 1% poids pour une teneur en FeOt supérieure à ~4,5% comme on peut l'estimer dans le diagramme MgO versus FeOt (fig. 100).

Selon Besson et Fonteilles (1974), le caractère calco-alcalin ou tholéiitique d'un magma résulterait d'une différence dans la nature des minéraux fractionnants sous l'effet d'une pression d'eau contrastée. Ainsi, la suite tholéiitique serait enrichie en fer par un fractionnement précoce du plagioclase apparaissant rapidement au liquidus dans des conditions de faible pression d'eau, tandis que les roches calco-alcalines dériveraient d'un fractionnement dominant de pyroxène dans des conditions de forte pression d'eau retardant l'apparition du plagioclase.

Au M. Capanne, un réservoir de magma basaltique aurait évolué dans des conditions de pression d'eau légèrement inférieures à celles du système granitique et un de ses termes très différenciés se serait introduit et hybridé dans ce dernier.

D'autres hypothèses sont envisageables qui ne donnent pas au pôle basique recherché une origine mantellique indépendante: il pourrait s'agir d'un liquide issu d'une couche inférieure plus mafique de la chambre magmatique granitique (Vernon, 1983, 1984), ou d'un produit de la fusion anatectique de roches de composition intermédiaire de la croûte continentale, par exemple du premier résidu laissé par le magma granitique.

La zonation compositionnelle de chambres magmatiques acides a été postulée par Hildreth (1981), pour qui la base de ces dernières pourrait être nettement plus chaude et moins évoluée que leur partie sommitale. Je ne pense pas que cette hypothèse puisse être retenue, car en dehors du fait que le pluton du M. Capanne ne semble pas zoné, j'imagine mal que des magmas consanguins de la même chambre puissent acquérir des rapports FeOt/MgO si contrastés. D'autre part, un apport d'énergie extérieur au système serait nécessaire pour permettre le mélange mécanique intime des différentes couches, dont la source reste à trouver. Ce problème ne se pose pas dans le cas d'un apport mantellique indépendant et chaud, comme on le verra au paragraphe 9.2.

Une origine anatectique est tout à fait possible, je ne vois aucun critère géochimique permettant de l'exclure. Mais pour produire un liquide de teneur en SiO_2 inférieure à 64%, une température élevée sera nécessaire et seul le manteau ou ses dérivés basaltiques pourront la fournir.

En résumé, le chimisme du pôle basique des enclaves hybrides à texture ophitique requiert la participation du manteau, soit comme simple pourvoyeur de chaleur dans l'hypothèse d'une origine anatectique de ce liquide, soit comme source directe par le truchement d'une évolution propre anté-mélange de tendance intermédiaire calco-alkaline à tholéiitique. Je ne vois aucun argument décisif permettant d'être plus précis. Néanmoins, les similitudes géochimiques entre ces enclaves et celles de Sardaigne d'origine mantellique sûre et le contexte général du M. Capanne me font pencher pour la seconde hypothèse.

9.1.3 Les enclaves à texture doléritique

On devrait plutôt parler du groupe des enclaves à amphibole, car certaines d'entre elles ont une texture à tendance ophitique (p. ex. FB 818). On a vu que ce sont celles dont le chimisme est le moins acide et le plus contrasté par rapport à celui de la tendance évolutive du granite. Elles ne contiennent que peu ou pas de xénocristaux, donc les mélanges avec un composant granitique ont été limités, à moins que ce dernier n'ait été surchauffé à ce moment-là. Plusieurs constatations peuvent être faites sur le magma de ces enclaves.

1) Son rapport FeO/MgO est très bas (1-2). S'il correspond à un liquide calco-alkalin classique dans les diagrammes de Miyashiro (1974) (fig. A6) ou AFM (fig. 71), il est proportionnellement trop magnésien par rapport à la tendance calco-alkaline normale définie par Besson et Fontelles (1974) (fig. 72) ou Fontelles (1976) (fig. 100). Dans la figure 72, les points sont décalés sur la droite de la tendance normale, ce que Rossi (1986) attribue à un effet de cumulat. Bien qu'on n'observe aucun indice textural allant dans ce sens, une légère surconcentration en inosilicates magnésiens relativement riches en Cr, V et Zn expliquerait bien les tendances observées dans les diagrammes de Harker (fig. A4). Ainsi, les enclaves ophitiques et doléritiques ne peuvent-elles dériver de mélanges à partir d'un pôle basique identique.

2) Sa teneur en Baryum est anormalement basse pour un magma calco-alkalin contenant 60 à 65% de silice (comparaison faite avec divers massifs de marge active ou hercyniens), tout comme celle de l'enclave à pyroxènes FB 481. Deux explications sont possibles: (a) en l'absence de feldspath alcalin susceptible de la fixer et malgré la présence de biotite, le baryum aurait migré dans le magma granitique où le feldspath l'aura incorporé; quant à l'enclave à pyroxène, cet élément se serait échappé pour les mêmes raisons lors de la fusion partielle de la roche dans le filon sombre de Colle d'Orano; (b) c'est une caractéristique originelle du magma qui serait ainsi d'un type tout à fait particulier. Je ne vois pas de critère déterminant en faveur de l'une ou de l'autre.

3) les teneurs en Zr et Y sont également basses, légèrement inférieures à celles de roches andésitiques de la province méditerranéenne non potassique (Ewart, 1982). Comme pour le baryum et le rapport FeO/MgO , il y a un contraste marqué avec les enclaves à texture ophitique. Il n'est pas possible ici d'invoquer des processus de contamination sélective du magma, puisque les tendances observées vont en sens contraire de ce qu'on devrait attendre en pareil cas. La similitude de composition entre ces enclaves et celle à pyroxène, qui n'a pas cristallisé dans les mêmes conditions, le confirme. Ces caractéristiques géochimiques seraient donc originelles et confèreraient à ce magma une nature particulière distincte des liquides calco-alkalins classiques et plus encore des roches de la province romaine.

L'origine de ce magma est dès lors difficile à établir. Il peut être de souche mantellique et avoir suivi une évolution originale tout en ne représentant plus un véritable liquide (effet de cumulat?). Il peut aussi résulter de l'anatexie de roches de composition intermédiaire de la base de la croûte, nécessitant alors une température ambiante très élevée de plus de 1'000 °C (Wyllie, 1984), comme l'impose le chimisme des pyroxènes de l'enclave FB 481. Il peut être également hybride. Le nombre limité d'échantillons et la gamme étroite de leur composition ne permet pas d'être plus précis.

9.1.4 les filons sombres

Mis à part l'échantillon FB 640, ils déterminent une tendance évolutive assez régulière plus ou moins distincte de celle du granite, qu'ils prolongent vers des termes moins acides. Leur contenu important en xénocristaux dénote des mélanges importants avec le magma granitique, confirmés par modélisation (voir chapitre 8).

On constate que pour la plupart des éléments (sauf Rb et Na, mobiles, et La), l'enclave à pyroxènes peut représenter un pôle basique relatif de mélange, en d'autres termes, que son point d'analyse est dans le prolongement linéaire de la tendance évolutive des filons (fig. A4). Ceci est particulièrement frappant pour Ba, Y, Sr, Zr et Ti.

Cette relation peut être liée au fait que l'enclave à pyroxènes était contenue dans l'un de ces filons et s'est partiellement équilibrée avec ce dernier, au vu de ses traces de fusion partielle. Mais il est improbable que ce mécanisme ait affecté les concentrations en éléments compatibles fixés dans les inosilicates. Dans tous les cas, une extrapolation linéaire de la tendance évolutive des filons suggère un pôle basique aux caractéristiques un peu différentes de celles du pôle à l'origine des roches granitiques et présentant des affinités avec celles des enclaves à texture doléritique.

Les mélanges, bien qu'évidents texturalement, ne sont pas forcément responsables de la gamme de composition observée. Dans des caisses filoniennes assez étroites comme celles du M. Capanne, une différenciation mécanique par effet Bagnold ou fractionnement de xénocristaux a pu se produire si le magma n'était pas trop visqueux.

Au vu du chimisme somme toute très semblable du granite et des filons, leur origine est à chercher dans les parties internes du système magmatique. Après un mélange entre un pôle "basique" et le magma granitique partiellement cristallisé et déjà hybride, ce liquide relativement chaud aura été injecté dans les fissures affectant la bordure de l'intrusion plus ou moins consolidée.

L'échantillon FB 640, dont la singularité s'explique au niveau minéralogique par une abondance d'amphibole, reflète l'hétérogénéité de composition des liquides présents dans le système magmatique du M. Capanne.

9.1.5 Conclusions sur l'origine des enclaves vue sous l'aspect géochimique

Le chimisme des enclaves microgrenues du granite du M. Capanne est varié et aucune tendance évolutive unique ne permet de les relier. Cet aspect est assez remarquable dans un si petit pluton, comparativement aux données de la littérature où des tendances régulières se dessinent (p. ex. Cocirta et Orsini, 1986; Frost et Mahood, 1987).

La part des variations dues à une contamination sélective par le granite est difficile à évaluer. Si on postule un comportement semblable du fer et du magnésium à ce niveau-là, on est forcé de conclure à une diversité des magmas à l'origine des enclaves. Celle-ci pourrait résulter d'une évolution indépendante d'un magma basaltique d'origine mantellique, dont différents termes se seraient mélangés au magma granitique, mais on ne peut pas imaginer une évolution linéaire unique dans la mesure où les filons tardifs ne représentent pas les liquides basiques les plus différenciés. Le principe d'apports successifs et répétés de magma basaltique à la base du système granitique est donc nécessaire dans cette hypothèse.

On ne peut pas exclure que l'un ou l'autre des types d'enclaves corresponde à un liquide anatectique crustal. Les contraintes thermiques sont telles qu'il serait alors très improbable que sa source soit au même niveau que les métapelites impliquées dans la genèse du granite; elle serait plutôt située en base de croûte continentale où la quantité de chaleur fournie directement ou indirectement par le manteau serait supérieure. On en conclut que quelle que soit l'origine des magmas des enclaves, l'intervention du manteau est nécessaire.

La gamme relativement étroite de composition des enclaves, notre méconnaissance des contaminations effectives à partir du granite environnant, l'ampleur des mélanges mécaniques et l'absence de roches véritablement mafiques dans ou autour du massif excluent une caractérisation typologique précise de ce magmatisme basique. A mon avis, ce dernier a des affinités calco-alkalines, assez éloignées du magmatisme de la province romaine.

9.2 MÉCANISMES DE FORMATION ET DE MISE EN PLACE DES ENCLAVES

On distingue deux étapes dans la formation des enclaves, celle de la production de leur magma hybride, caractérisée par des mélanges homogènes (mixing) impliquant une composante granitique partiellement cristallisée et celle de leur mise en place et de leur individualisation dans le niveau supérieur de l'intrusion, caractérisé par une coexistence de magmas virtuellement immiscibles (mingling).

9.2.1 Production du magma hybride des enclaves

Les filons sombres sont témoins de l'existence de magmas hybrides homogènes dans le système magmatique du M. Capanne. Selon Frost et Mahood (1987), un magma basique ($\text{SiO}_2 = 50\%$) ne pourra se mélanger à un magma acide que si ce dernier est surchauffé, pour des raisons de viscosité. Or à Elbe, la composante granitique du mélange était passablement cristallisée, puisqu'elle contenait déjà toutes ses espèces minérales.

Dans ces conditions, un mélange mécanique efficace n'a pu se faire qu'avec un pôle "basique" de composition intermédiaire (résultant de mélanges antérieurs ou/et d'autres mécanismes de différenciation) suffisamment proche de celle du magma granitique pour qu'après homogénéisation thermique, leurs viscosités soient comparables. Ces dernières devant être assez élevées à ce moment-là, le mélange n'a pu se faire qu'en milieu turbulent. De telles conditions ont pu être réalisées si le magma "basique" a été injecté dans la masse granitique en étant initialement beaucoup plus chaud (il était pratiquement dépourvu de phénocristaux d'après les données minéralogiques), moins visqueux et de densité comparable à cette dernière (Campbell et Turner, 1986).

La résultante sera un hybride plus chaud, moins visqueux et moins dense que le magma granitique (à composition égale, la densité diminue avec l'augmentation de la température (Bottinga et Weill, 1970)), qui sera gravitativement

instable et aura tendance à monter dans les niveaux supérieurs. Cette migration sera facilitée par la mise en mouvement de cellules de convection induites par l'apport de chaleur du liquide "basique".

9.2.2 Individualisation et mise en place des enclaves

Une fois créé, le magma hybride a été transporté à un niveau du système granitique nettement plus froid et visqueux, puisqu'il s'est figé à son contact sans se mélanger. Divers processus ont été invoqués pour expliquer la dispersion d'un magma basique en enclaves dans un magma granitique, par exemple une vésiculation (séparation d'une phase vapeur) dans ces gouttes de magma, provoquant une diminution de leur densité et induisant leur montée dans la chambre granitique (Eichelberger, 1980) ou une convection turbulente de tout le système avec le même résultat (Huppert et al., 1982).

A Elbe, il n'y a aucune trace de vésiculation dans les enclaves, ce qui ne signifie pas que ce processus n'ait pas eu lieu. Mais la concentration des enclaves en essaims et leur forme rappelant parfois des morceaux de filons (fig. 27 et affleurement de la Punta Sprizze) suggèrent plutôt un démantèlement de dykes synplutoniques semblables, mais antérieurs aux filons sombres. Plusieurs auteurs ont proposé ce mécanisme d'intrusion de magma basique dans des "protofractures" affectant précocement une masse granitique assez consolidée (avec au minimum 65-70% de cristaux selon Hibbard et Watters, 1985) pour réagir de manière cassante, mais capable de fluer, de déformer et de démanteler ces filons ultérieurement (p. ex. Wager et Bailey, 1953; Roddick et Armstrong, 1959; Didier, 1973; Otto, 1974; Bacon, 1986).

La localisation des essaims d'enclaves en bordure du pluton serait liée à l'injection de magmas dans les fractures précoces de la périphérie refroidie du diapir, soumise à des contraintes cisailantes lors de son ascension ou directement le long de la surface de contact avec l'encaissant (Ayrton, 1988). La dispersion ultérieure des enclaves vers le haut serait favorisée par les déformations cisailantes liées à la poursuite de la montée du diapir et par d'éventuelles cellules de convection bordières si l'injection de magma "basique" s'est faite suffisamment tôt (Bacon, 1986; Ayrton, op. cit.). Au fur et à mesure de la consolidation du magma granitique, les filons potentiels seront moins susceptibles d'être démantelés et finiront par subsister avec des épontes tout d'abord sinueuses (San Andrea) puis rectilignes (Colle d'Orano).

Ainsi plusieurs phases de mise en place de magmas hybrides sont reconnaissables dans le massif du M. Capanne, successivement sous forme d'enclaves et de filons. La diversité des enclaves rencontrées en un même lieu implique que plusieurs types de magmas ont emprunté les mêmes zones de faiblesse de la bordure du pluton.

CHAPITRE 10: CADRE GÉOTECTONIQUE DU MAGMATISME TOSCAN

10.1 CONTEXTE TECTONIQUE RÉGIONAL ACTUEL

La péninsule italienne est caractérisée à l'Est (fig. 101) par le front de la chaîne des Apennins, qui se suit en direction du Sud jusqu'en Calabre, au large de laquelle il dessine un arc très serré qui le ramène en Sicile. Cette ceinture a été active du Miocène inférieur au Pliocène, voire au Quaternaire (fig. 105). Les masses charriées apennines de vergence Est à Nord-Est consistent en roches sédimentaires allochtones initialement déposées sur la croûte continentale et transitionnelle de la plaque adriatique (Royden et al., 1987), puis décollées de leur substratum par charriage. Ce dernier a résulté de la subduction vers l'Ouest de la lithosphère adriatique sous les Apennins. Une zone de Béniouff est encore présente en Calabre (fig. 101), qui s'enfonce jusqu'à une profondeur de 500 Km dans la mer Tyrrhénienne et est à l'origine de l'arc volcanique des îles éoliennes.

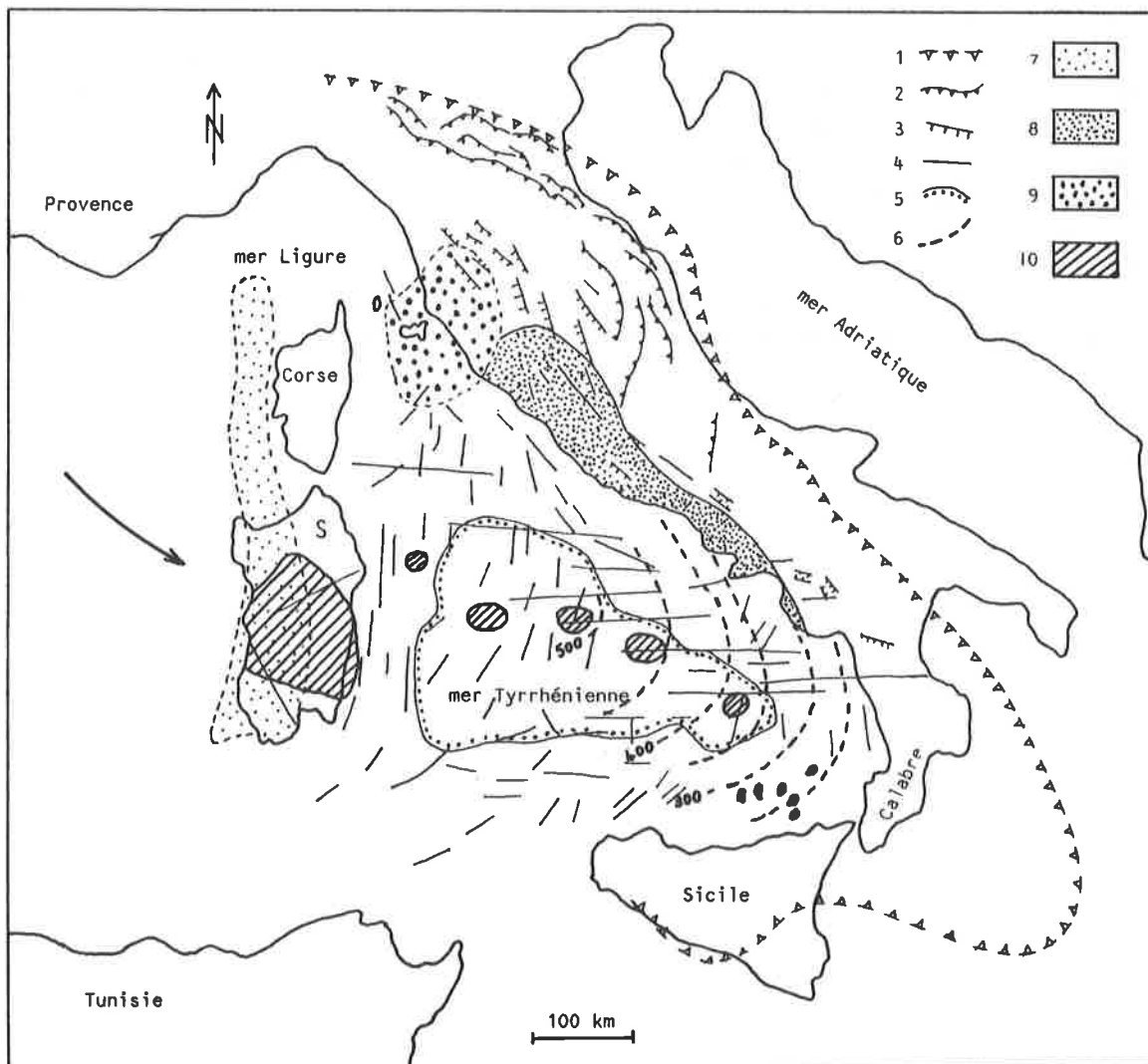


Figure 101: carte tectonique schématique de l'Italie et de ses provinces magmatiques principales (sauf Sicile). 1: front des Apennins; 2: chevauchements principaux; 3: failles normales bordant des grabens plio-quaternaires; 4: failles, linéaments tectoniques et failles transformantes (longs traits de direction Est-Ouest); 5: limite de la plaine abyssale (-3000m) et de la croûte océanique; 6: courbes isobathes du plan de Béniouff calabrais avec indications de profondeur en km; 7: province calco-alcaline corso-sarde (31-13 Ma); 8: province potassique romaine (1-0 Ma); 9: province anatectique toscane; 10: volcanisme basaltique intra-plaque anorogénique (Sardaigne 5,1 Ma - plaine abyssale tyrrhénienne <1 Ma). D'après des données de Selli (1985), Royden et al. (1987) et Di Girolamo (1988).

En direction de l'Ouest, derrière le front de la chaîne, s'observent une série de plans de chevauchements séparant les différentes nappes apennines, puis à moins de 100 Km du front, une succession de grabens et horsts de direction nord-sud qui se poursuivent dans la mer Tyrrhénienne jusqu'en Corse-Sardaigne (fig. 101). Ainsi, la demi-largeur occidentale de la péninsule et toute la mer Tyrrhénienne sont-elles en régime d'extension, à tel point que le fond de cette dernière s'est partiellement océanisé.

Toute la Toscane est donc en extension, y compris son archipel. Les données géophysiques indiquent une épaisseur de croûte très réduite à l'aplomb de l'île d'Elbe (20 Km), qui va en augmentant vers l'Est. où elle atteint 25 Km vers la fin de la zone à grabens (Morelli, 1985). Un soulèvement de quelque 200 à 300 Km aurait affecté la partie centrale de la Toscane durant le Néogène (Marinelli, 1975) en formant une sorte de dôme elliptique de 200 à 300 km (l' "Etruscan swell" de cet auteur) caractérisé par un gradient de température très élevé, en particulier aux alentours du champ géothermique de Lardarello.

Les données sismiques sur un profil Corse-Toscane (fig. 102) révèlent la présence à l'aplomb de l'île d'Elbe d'une couche à faible vitesse située sous le Moho, qui a été interprétée comme un redoublement de croûte continentale.

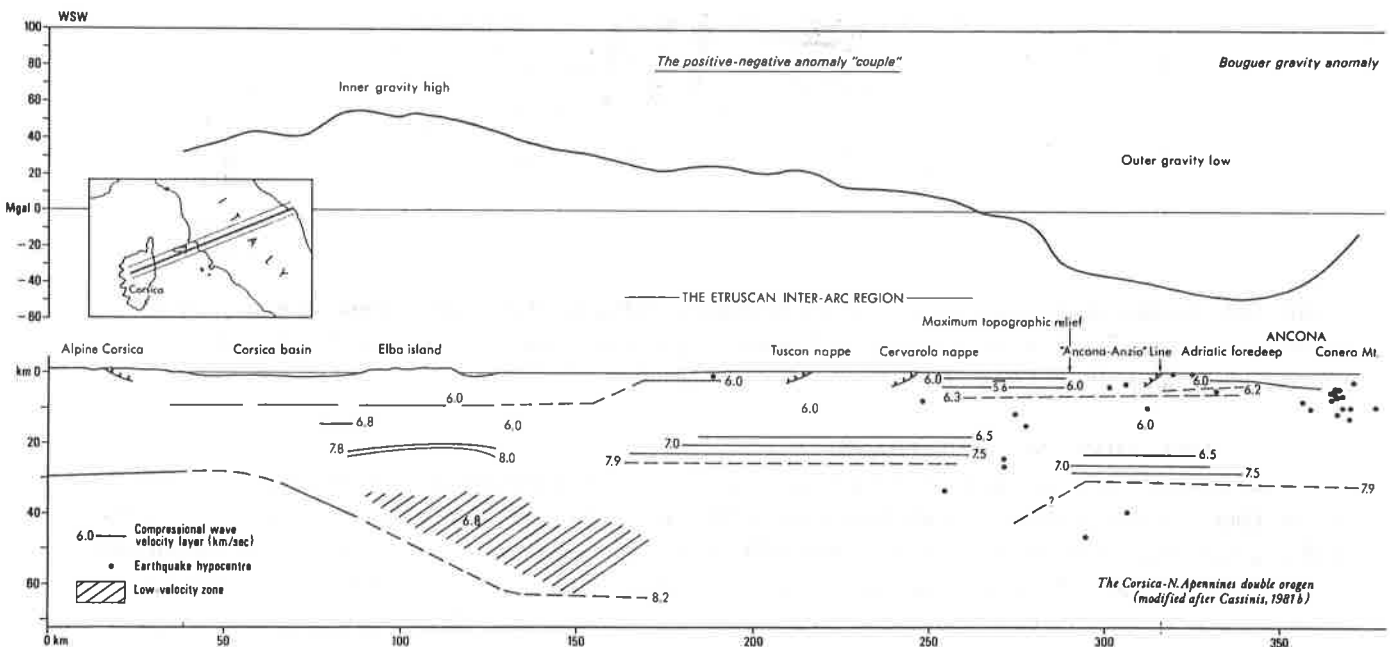


Figure 102: coupe sismique et profil gravimétrique le long d'une transversale nord-tyrrhénienne entre la Corse et le front des Apennins (dessin tiré de Wezel (1985) basé sur les données de Cassinis (1981, 1983)). La zone à faible vitesse sous l'île d'Elbe a souvent été interprétée comme un redoublement de croûte continentale due à la subduction de la Corse sous la péninsule italienne (voir discussion dans le texte et coupe fig. 103).

10.2 HYPOTHESES SUR LA GENESE DU MAGMATISME TOSCAN DANS LA LITTÉRATURE

Diverses hypothèses ont été émises tentant de concilier la nature anatectique du magmatisme toscan avec sa migration d'Ouest en Est au cours du temps.

1) Il résulterait de la subduction de la micro-plaque Corse-Sardaigne sous la péninsule entre 12 et 6 Ma environ (Alvarez, 1972; Reutter et al., 1978) (fig. 103).

2) Un point chaud (hot spot) mantellique fixe serait situé à l'aplomb de la Toscane et aurait fondu la croûte continentale pendant un mouvement vers l'ouest de la lithosphère italienne, qui aurait une vitesse d'environ 1 cm par an (Marinelli, 1975).

3) La formation et l'ascension des magmas acides seraient liées au régime d'extension de la région tyrrhénienne, qui aurait aminci la croûte et favorisé sa fusion par une activité importante du manteau. Le site d'extension se serait propagé d'Ouest en Est. Plusieurs auteurs ont invoqué ce mécanisme, tout en le plaçant dans des contextes géodynamiques très différents, "plaquistes" ou "non-plaquistes".

Pour Wezel (1985), un dôme asthénosphérique assimilable à une boursoufflure (krikogène) se serait déplacé vers l'Est à la manière d'un pli dans un tapis, provoquant sur son passage le soulèvement puis l'effondrement de la lithosphère continentale et parallèlement sa fusion partielle.

Pour Civetta et al. (1978), le régime en extension de la mer tyrrhénienne serait dû à la rotation vers l'Est des Apennins, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour d'un point fixe situé au nord de la botte. Cette mer serait assimilable à un bassin d'arrière-arc lié à la subduction de la plaque adriatique sous l'Italie.

Di Girolamo (1984, 1988) partage ce point de vue et précise que le magmatisme de la Province Romaine et de Capraia (volcan andésitique) est orogénique et directement lié à la plaque adriatique subductée. Il reste plus vague sur la Province Toscane en notant (1988) que l'anatexie résulte d'une remontée des isothermes liée à l'extension régionale.

Malinverno et Ryan (1986) admettent l'extension de la mer Tyrrhénienne, mais réfutent l'ensemble des modèles géodynamiques précédents en stipulant qu'il ne peut s'agir d'un bassin d'arrière-arc habituel avec océanisation symétrique de part et d'autre d'une ride médiane. Ils proposent un modèle de migration de l'arc orogénique vers l'Est par enfouissement et retrait de la lithosphère adriatique subductée (fig. 107b).

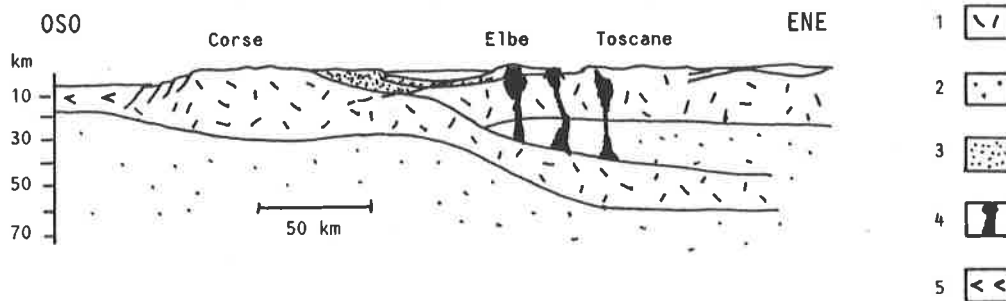


Figure 103: interprétation géologique d'un profil de sismique réfraction Corse-Elbe-Sienne de Reuter et al. (1978) d'après Letz et al. (1978). 1: croûte continentale; 2: manteau supérieur; 3: unités pennines-ligures; 4: roches plutoniques pliocènes; 5: croûte océanique ligure (voir données dans la figure 102).

DISCUSSION DES HYPOTHESES

Les observations et arguments de Malinverno et Ryan (1986) permettent de rejeter bon nombre des hypothèses ci-dessus. Pour commencer, les contraintes thermiques et de temps excluent le principe du dôme mantellique de Wezel (1985); quant à l'hypothèse du point chaud de Marinelli (1975), aucune observation ne permet de conclure à un déplacement vers l'Ouest de la lithosphère italienne et sa présence fortuite à cet endroit s'intègre mal dans le cadre géodynamique régional. De plus, on peut sérieusement se demander si l'"Etruscan swell" de cet auteur ne correspond pas à une zone préservée de l'effondrement régional (horst relatif) plutôt qu'à un réel soulèvement.

L'hypothèse de la subduction de la plaque corso-sarde sous l'Italie (Alvarez, 1971) (de vergence opposée à celle de la marge active apennine) est mieux étayée que les précédentes par la présence du redoublement de croûte continentale sous l'île d'Elbe. Plusieurs auteurs ont interprété ce dernier dans le sens d'Alvarez (p.ex. Giese et al., 1982; Giese, 1984; Morelli, 1985) en proposant des coupes du type de celle de la figure 103. Si cette hypothèse permet un raccordement logique de ce secteur avec celui des Alpes occidentales, dont la subduction vers l'Est a notamment induit le magmatisme oligocène des Alpes italiennes du sud, elle se heurte à d'importants problèmes. En premier lieu, le bloc corso-sarde a migré vers l'Est non pas entre 12 et 6 Ma, comme le pensait Alvarez, mais de 30 à 19 Ma (Burrus, 1984) (fig. 105). Cette période correspond à celle du volcanisme calco-alcalin sarde (29 à 13 Ma, Savelli et al., 1979) et implique une subduction vers l'Ouest, c'est-à-dire celle de la croûte océanique téthysienne de la plaque adriatique (africaine) sous la micro-plaque corso-sarde (voir fig. 107a) (D'Argenio et al., 1980; Rehault et al., 1984; Di Girolamo, 1988; Malinverno et Ryan (1986), etc...). La collision continentale proprement dite serait située dans le Burdigalien supérieur (p. ex. Rehault et al., 1984), aux environs de 17 Ma (Malinverno et Ryan, 1986) et sa géométrie suggère que la portion de croûte redoublée sous l'île d'Elbe pourrait être d'origine adriatique. Cette opposition de vergence entre les secteurs alpin et tyrrhénien nécessite dès lors dans ce dernier un changement de direction de subduction dans l'espace et/ou dans le temps, comme l'illustre le schéma complexe de Reuter et al. (1978) (fig. 104), qui propose une alternance multiple avec une phase finale de subduction vers l'Est.

En conclusion, aucune hypothèse ne permet d'intégrer de manière simple l'ensemble des observations disponibles. Il n'en demeure pas moins que, quelle que soit sa provenance, une portion de croûte de nature très probablement continentale est située en profondeur à l'aplomb de la Toscane et qu'une subduction importante de vergence ouest de la lithosphère adriatique est seule à même d'expliquer l'important magmatisme calco-alcalin oligo-miocène de Corse et de Sardaigne. Si cette dernière est globalement admise par la plupart des auteurs récents, les interprétations détaillées divergent. Selon Rehault et al. (1984) (fig. 107a), il y aurait eu redoublement du plan de subduction, ce qui confère une origine adriatique au socle toscan. Pour Malinverno et Ryan (1986) (fig. 106 et 107b), c'est la bordure orientale du bloc corso-

sarde qui aurait été étirée et formerait la croûte toscane. D'Argenio et al (1980) disent simplement que l'extension a affecté la "zone de suture des systèmes de nappes alpin et apennin".

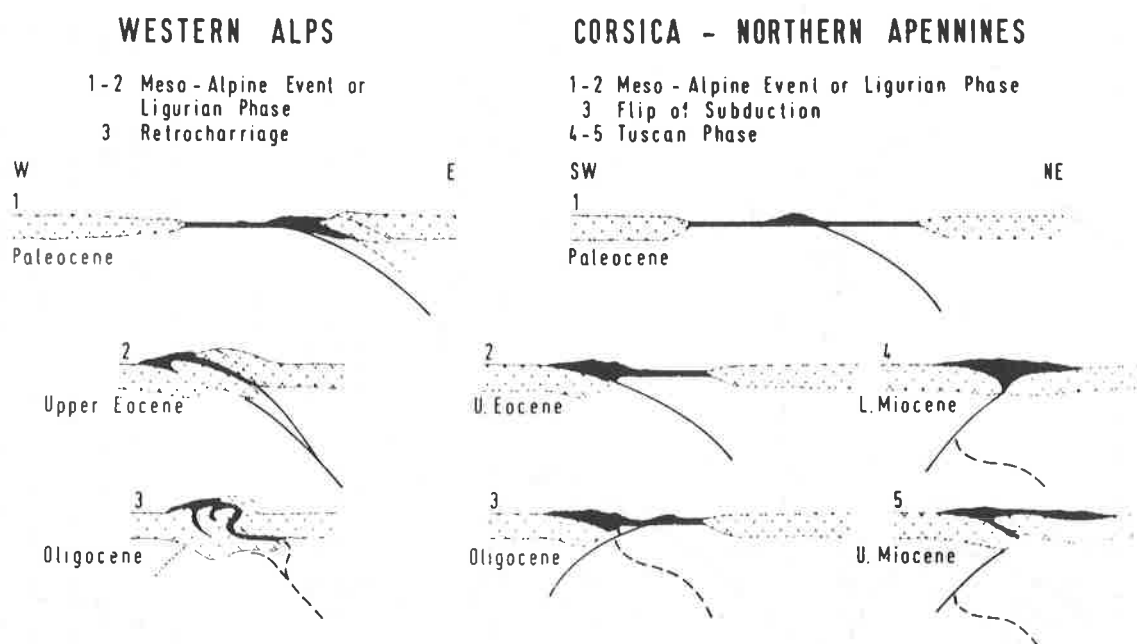


Figure 104: évolution géotectonique comparée des Alpes occidentales au-delà de la terminaison des Apennins septentrionaux et du secteur orogénique Corse-Toscane selon Reutter et al. (1978).

10.3 ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA RÉGION TYRRHÉNIENNE ET MAGMATIQUE TOSCANE

Sur la base des différents travaux mentionnés ci-dessus, on peut résumer l'évolution géotectonique et magmatique de la région tyrrhénienne de la manière suivante (Di Girolamo, 1988) (voir fig. 105, 106 et 107a+b).

De 35 à 19 Ma, la microplaque continentale corso-sarde s'est détachée de la Provence et a pivoté vers le Sud-Est jusqu'à sa position actuelle en raison de l'ouverture du bassin arrière-arc provençal (ou ligure) liée à la subduction vers l'Ouest de la croûte océanique téthysienne de la plaque africaine (promontoire adriatique). Il en est résulté le volcanisme calco-alcalin d'arc de Sardaigne occidentale (32-13 Ma) et du large de la Corse.

Vers 17 Ma survint la collision continentale entre la bordure du bloc corso-sarde et la plaque adriatique. Les sédiments déposés sur la plaque subductée sont décapés et forment un prisme d'accrétion constituant l'empilement actuel des nappes apennines. Le raccourcissement total dans la chaîne est compris entre 170 à 270 Km (Malinverno et Ryan, 1986) et aurait eu lieu principalement entre 16 et 7 Ma.

Dès 15-13 Ma et jusqu'à 3,5 Ma, peut-être 1,7-1,2 Ma (?), un régime d'extension a affecté la partie orientale du bloc corso-sarde (fig. 107b) ou l'ex-bordure occidentale de la plaque adriatique (fig. 107a), juste en arrière du front des nappes. Il conduit à l'ouverture en coin du bassin tyrrhénien et à la rotation antihoraire de la péninsule, confirmée par paléomagnétisme (D'Argenio et al., 1980). La croûte continentale est étirée au nord (épaisseur de 20 Km) et déchirée au sud où se forme une croûte océanique et se mettent en place des tholéiites et des basaltes intra-plaques.

Quelle que soit la cause de cette ouverture, on constate **une migration du site d'extension vers l'Est** à travers le bassin tyrrhénien ((Boccaletti et al., 1984; Hutchison et al., 1985). Pour Malinverno et Ryan (1986), elle pourrait être liée au retrait progressif dans cette direction de la plaque adriatique subductée.

Dans ce contexte, le magmatisme toscan pourrait s'expliquer de la manière suivante:

- aux alentours de 15 Ma débute le régime d'extension tyrrhénien; Elbe et Capraia sont à l'aplomb d'une croûte subductée de nature transitionnelle océanique-continentale. Le magmatisme andésitique de Capraia (9,5 Ma) résulte au départ de la présence de croûte océanique dans le manteau. Il parvient à la surface par les premières fissures extensives de direction Nord-Sud.

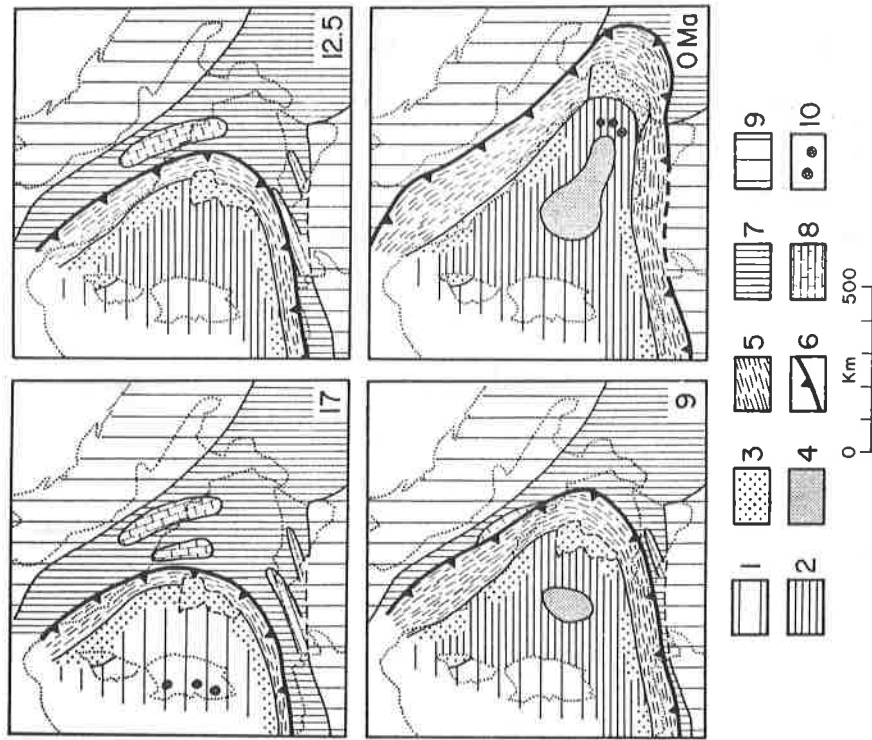


Figure 106: évolution du bassin tyrrhénien du Burdigalien (17 Ma) à nos jours selon Malinverno et Ryan (1986), voir discussion dans le texte. 1: bloc Corse-Sardaigne-Calabre; 2: partie étirée du domaine tyrrhénien; 3: chaîne alpine anériéure; 4: front des Apennins (plan de subduction); 5: prisme d'accrétion apennin; 6: bassins profonds du domaine afro-adriatique; 7: plateformes carbonatées du même domaine; 8: avant-pays africain et adriatique; 9: volcans calco-alcalins actifs.

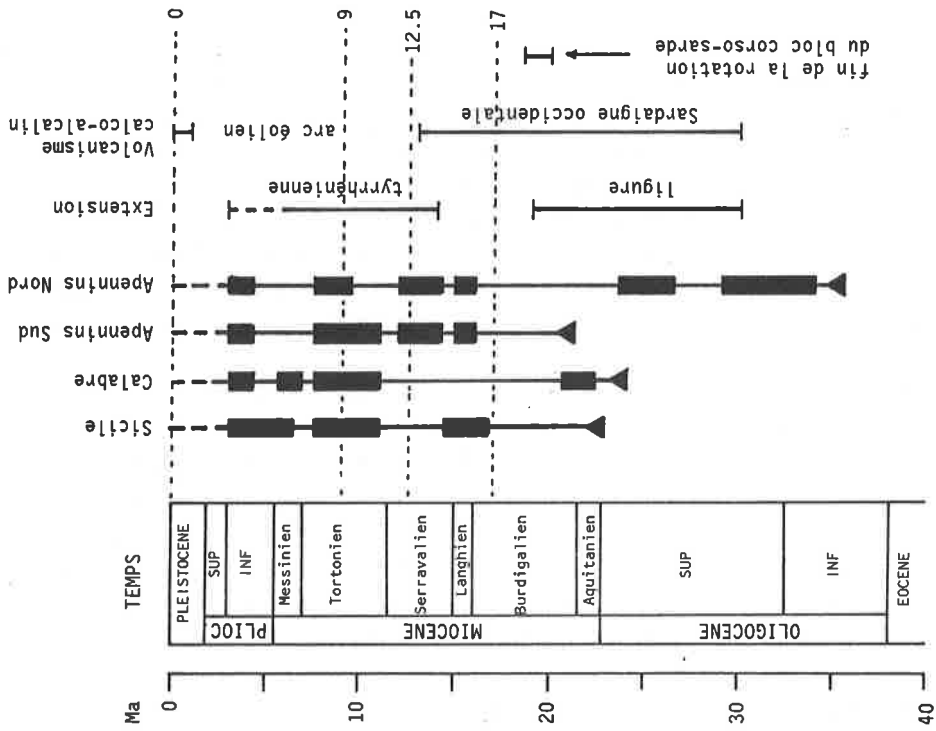


Figure 105: tableau synoptique des événements tectoniques apennins, de l'extension et du volcanisme calco-alcalin dans la Méditerranée occidentale (repris de Malinverno et Ryan, 1986). Les triangles marquent le début des événements compressifs et les plages noires, les périodes de plissement et de chevauchement majeurs. Les lignes en traitillé font référence aux cartes de la figure 106.

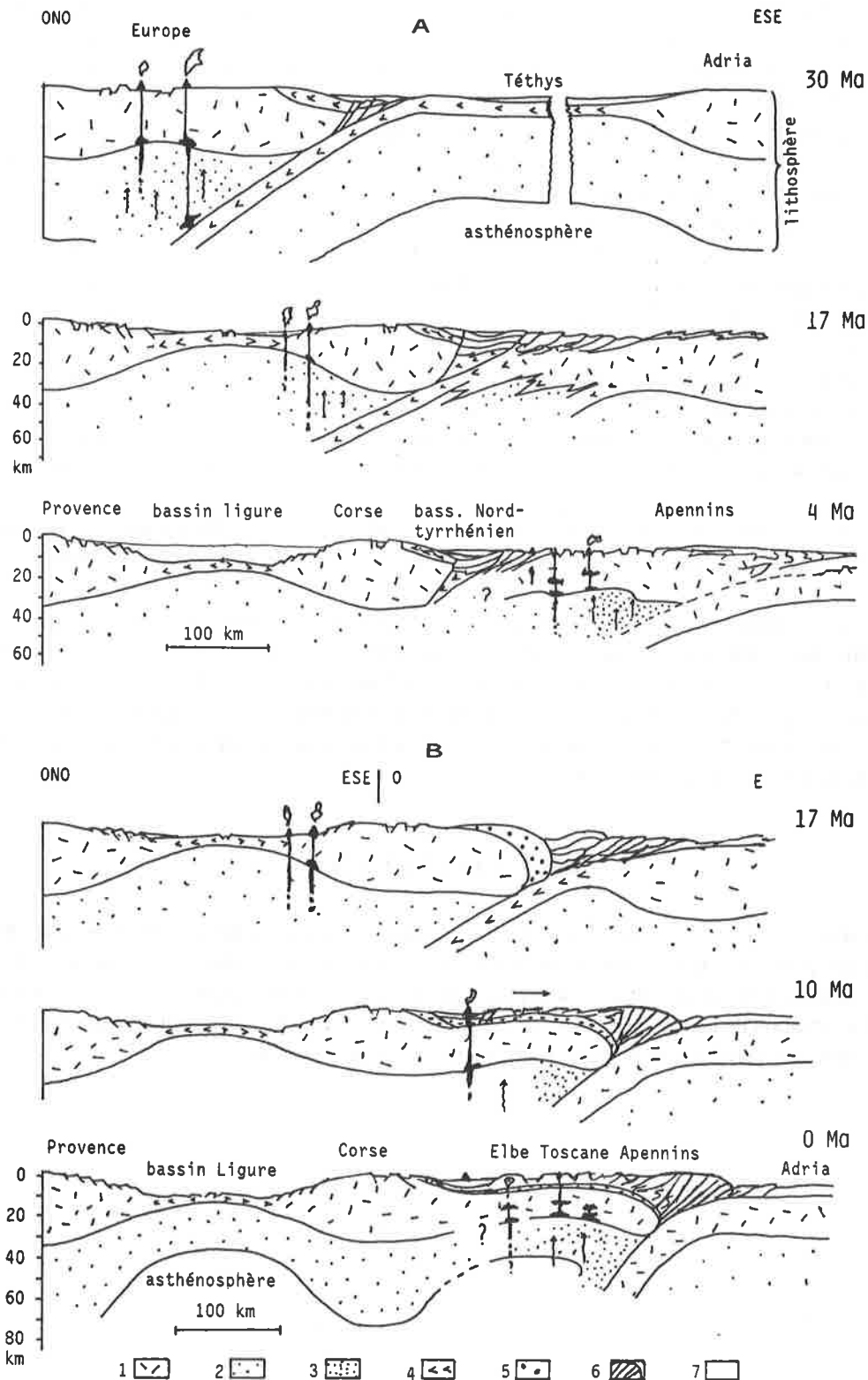


Figure 107: évolution géodynamique de la région tyrrhénienne de l'Oligocène moyen à nos jours selon deux interprétations conférant au substratum toscan une origine adriatique (a) ou européenne (corso-sarde) (b). a: coupes légèrement modifiées de Rehault et al. (1985); b: coupes très schématiques illustrant le concept de Malinverno et Ryan (1986) d'extension de la bordure orientale du bloc corso-sarde lié à un retrait vers l'Est du front des Apennins. Ces dessins sont inspirés d'une succession de coupes entre la Sardaigne et la Calabre présentées par ces auteurs. Comparer avec les cartes de la figure 106. Figuré commun à toutes les coupes: 1: croûte continentale; 2: manteau supérieur; 3: manteau métasomaté par du matériel subducté; 4: croûte océanique; 5: unités alpines; 6: prisme d'accrétion apennin; 7: sédiments et roches sédimentaires; en noir: manifestations magmatiques.

Vers 6 Ma, l'extension s'est développée (fig. 107). La lithosphère s'est amincie et les isothermes sont remontées. Parallèlement, la croûte subductée a hydraté le manteau, favorisant sa fusion partielle. Les liquides qui ont pu être produits sous le moho à une profondeur de 30 Km peuvent être des andésites, des basaltes tholéitiques ou à olivine, suivant l'eau disponible et la température ambiante (Wyllie, 1984). Les liquides auront migré dans la croûte continentale, s'y seront différenciés et/ou contaminés et auront contribué à augmenter sa température. Dès lors, de nouvelles venues basaltiques auront facilement fait fondre des formations métapélitiques et engendré des magmas anatectiques alumineux (Huppert et Sparks, 1988). Si les venues basaltiques sont concentrées dans des zones bien précises, la fusion avancée de la croûte va les empêcher d'atteindre la surface, même si le contexte est en extension. La production de magmas hybrides comme celui du M. Capanne est cohérente dans ce contexte.

Quant à la zone à faible vitesse située entre 30 et 60 Km sous l'île d'Elbe, si sa nature est bien continentale, elle aura partiellement fondu dans son environnement mantellique et produit des liquides différenciés, susceptibles de se mélanger aux basaltes mantelliques ou de contribuer directement en proportions inconnues à la production des liquides anatectiques alumineux...

Avec le temps, le site d'extension aura migré vers l'Est parallèlement à l'anomalie thermique et la croûte subductée adriatique sera franchement continentale. Le manteau supérieur sera enrichi en eau et en éléments incompatibles et lithophiles. Les magmas qu'il produira seront anormalement riches en Rb, Sr, K, Ba, Th, U et terres rares, tels ceux des centres volcaniques de l'Est de la Province Toscane (M. Amiata, etc...) et ceux encore plus orientaux de la Province Romaine.

Les basaltes à olivine de Capraia, d'émission fissurale Nord-Sud (5 Ma), reflètent une activité mantellique où la subduction se fait déjà moins sentir que dans le premier volcan, si ce n'est par des teneurs anormales en éléments lithophiles.

On peut se demander pourquoi le magmatisme de type toscan est si bien limité dans l'espace. Royden et al. (1987) ont montré que la plaque adriatique était "frangée" dans le bassin avant-arc comme des touches de piano. C'est-à-dire que l'inclinaison de l'écaille subductée varie latéralement le long de la chaîne. Dans le secteur toscan, elle est particulièrement raide (ce qui se traduit par un bassin d'avant-arc rempli de 6'000 m de sédiments pliocènes et plus jeunes) et en retrait des segments voisins. Ceci a permis un grand développement de la zone en extension sur la péninsule, donc des processus de fusion mentionnés plus haut.

10.4 CONCLUSION

Le caractère à la fois calco-alcalin et anatectique des magmas toscans s'explique par le contexte inhabituel d'une zone de subduction active à l'aplomb d'une croûte continentale d'épaisseur très réduite contenant des formations métapélitiques. Les conditions thermiques induites par la proximité du manteau et des magmas issus de ce dernier ont permis la production et l'hybridation de larges volumes de magmas anatectiques dans la croûte continentale, puis leur déplacement jusqu'en (sub-)surface, favorisé par un contexte tectonique régional en extension.

DEUXIEME PARTIE:
LE MASSIF GRANITIQUE DU MONT-BLANC

CHAPITRE 11: INTRODUCTION GÉNÉRALE

11.1 SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le massif cristallin du Mont-Blanc, auquel appartient le granite intrusif tardi-varisque du même nom, est sans doute le plus célèbre d'Europe par le fait qu'on y trouve son plus haut sommet, le Mont-Blanc, culminant à 4'807 m. Jouxant le massif des Aiguilles-Rouges, il est situé en bordure occidentale de l'arc alpin, à cheval sur les territoires français, italien et suisse (fig. 108). Il est limité par les vallées du Rhône au Nord, de l'Arve à l'Ouest, par le val Ferret à l'Est et se termine en coin entre le Val du Bon Nant (France) et le Val Veni (Italie) en direction du Sud. L'altitude moyenne du massif du Mont-Blanc est très élevée et sa topographie tourmentée; une grande partie de sa surface est recouverte de glaciers, d'où émergent de très nombreux pics granitiques élancés dont la beauté a contribué à sa réputation alpinistique et touristique.

11.2 CADRE GÉOLOGIQUE

Le massif du Mont-Blanc fait partie des massifs dits "cristallins externes" de l'arc alpin occidental, qui jalonnent ce dernier du Sud de la France (Argentera) au Nord de la Suisse (Aar-Gotthard) (fig. 108) et dont la caractéristique commune est d'être constitués de terrains anté-triasiques.

Tous ces massifs témoignent d'une histoire géologique polycyclique complexe, dont le dernier événement majeur - l'orogénèse alpine - a déterminé leur position structurale actuelle et leur a imprimé un métamorphisme et des déformations d'intensité variable. Malgré ces transformations tardives, de caractère destructif, l'ensemble de ces massifs révèle des lithologies et une évolution géologique très comparables mises en évidence par Von Raumer (1981, 1984 a+b, 1987). Cet auteur propose une reconstitution globale pour la région durant le Paléozoïque, basée au départ sur ses observations dans les massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc et sur des corrélations à grande échelle avec des terrains varisques non affectés par l'orogénèse alpine (Bretagne, Massif Central). Les points essentiels en sont les suivants (Von Raumer, 1984 b, 1987):

Aspects lithologiques, métamorphiques et tectoniques

Cambrien-Ordovicien

Présence d'un socle ancien encore mal connu et d'âge indéterminé, constitué apparemment de gneiss granitiques et de migmatites, avec quelques amphibolites, quartzites et roches calcosilicatées. Sur ce substratum s'est déposée une série sédimentaire composée de bas en haut de grès, d'une majorité de grauwackes et argilites interstratifiées, de rares bancs carbonatés, puis de roches volcaniques acides et basiques. Ces dépôts se seraient effectués en contexte de distension, comme le suggèrent le caractère bimodal du volcanisme et la mise en place d'une série ophiolitique cambro-ordovicienne dans un bassin marginal originellement ensialique (Ménot, 1987) dans le secteur du massif de Belledonne.

Ordovicien-Dévonien

Présence (locale?, bassin "pull apart?") d'une croûte océanique, formation de paragenèses éclogitiques en domaine profond. Après une subduction probable de la croûte océanique, une collision conduit à l'épaississement de la croûte continentale par la formation de nappes. Les témoins de cet événement seraient les lentilles d'éclogites et d'ultramafites dispersées dans l'ensemble des massifs, des déformations intenses avec plis mégascopiques et la formation de paragenèses de haute pression à disthène dans les métapélites et les zones mylonitiques.

Dévonien-Viséen

Croissance du gradient géothermique (métamorphisme de type barrowien); dans les niveaux structuraux profonds se forment des paragenèses à sillimanite et des plissements à axe horizontal. Cette tendance se poursuit jusqu'à un maximum thermique, qui induit une anatexie et des diapirs intrusifs granitiques (phase acadienne s.l.?). En surface, une érosion active est reflétée par le dépôt supposé de sédiments dévoniens et par celui (localement préservé au Sud des Aiguilles-Rouges) de sédiments clastiques grossiers, de schistes argileux et de produits volcaniques à volcano-détritiques basiques et acides datés du Viséen (Bellière et Streeel, 1980).

Carbonifère moyen-Permien

Tectonique distensive avec formation de horsts et grabens, dans lesquels s'accumulent des conglomérats, des grès, des schistes argileux et localement des lits charbonneux, dont la flore donne un âge westphalien D - stéphanien

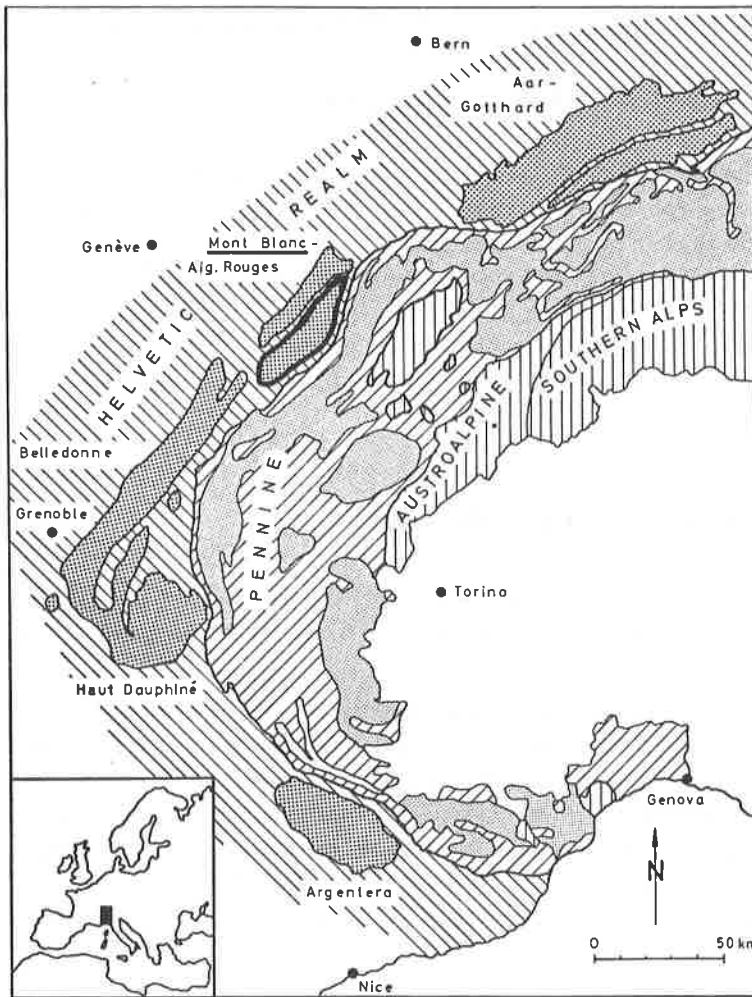


Figure 108: carte tectonique schématique de l'arc alpin occidental tirée de Von Raumer (1984), dans laquelle les Massifs Cristallins Externes sont représentés par une trame pointillée gras.

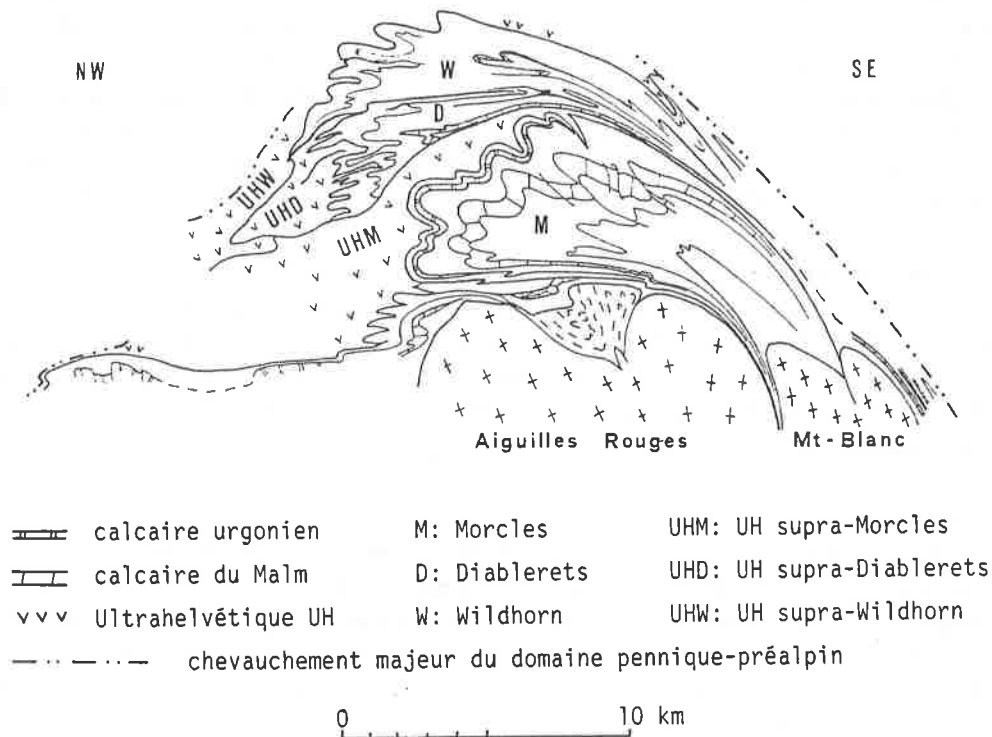


Figure 109: coupe géologique schématique à travers le domaine helvétique du secteur du Mont-Blanc - Aiguilles-Rouges des Alpes occidentales, illustrant les relations géométriques entre le socle prétriasique et sa couverture sédimentaire déplacée vers le NO sous forme de nappes par l'effet de l'orogénèse alpine (Masson et al., 1980).

(Jongmanns, 1960). Des granites tardi-varisques font intrusion, dont celui du Mont-Blanc et des rhyolites s'épanchent en surface. Des décrochements dextres (N80°E) affectent la région à grande échelle.

Activité magmatique

Des roches magmatiques, principalement granitiques au niveau d'observation structural actuel, apparaissent par intermittence au cours des événements géologiques décrits ci-dessus.

Roches basiques et ultrabasiques

Elles apparaissent:

- dans le socle ancien en boudins amphibolitiques épars;
- principalement dans le complexe ophiolitique de Chamrousse du massif de Belledonne (Ménot, 1987) et sous forme de lentilles d'éclogites et d'ultramafites (associées?) dispersées dans les autres massifs;
- dans les complexes leptyno-amphiboliques rapportés au Paléozoïque inférieur et considérés par Von Raumer (1984b) et Vivier et al. (1987) comme l'expression possible d'un volcanisme bimodal acide-basique;
- dans les formations volcano-sédimentaires viséennes;
- associées aux plutons granitiques intrusifs calco-alkalins et alcali-calciques ("subalcalins") tardi-varisques, sous forme de masses enclavées et de filons "lamprophyriques".

Si ces roches ne représentent jamais de grands volumes, leur signification géotectonique est capitale.

Roches granitiques

Sur une base chronologique, on distingue trois groupes principaux de granitoïdes (Von Raumer, 1987): (1) des orthogneiss anciens plus ou moins ocellés; (2) des granitoïdes à cordiérite datant de la limite Dévonien-Carbonifère et du Carbonifère inférieur; (3) des granites intrusifs tardi-varisques mis en place du Carbonifère moyen au Permien inférieur.

Les orthogneiss (1) regroupent sans doute des métagranites et peut-être des métavolcanites d'âges variés. On ne peut exclure que certains d'entre eux soient précambriens. Selon Von Raumer (1987), ils représenteraient des granites discordants ordoviciens à siluriens ou des volcanites acides du type "Ollo de Sapo" espagnol cambriennes à ordoviciennes.

Les granites à cordiérite (2), autochtones à intrusifs, seraient liés à l'élévation progressive du gradient géothermique survenue du Dévonien jusqu'au Carbonifère inférieur. Ce réchauffement aurait induit des migmatites autochtones, puis des mobilisats parautochtones et enfin, aux environs de 350 Ma à la limite Dévonien - Carbonifère, de véritables masses intrusives, tel le granite à cordiérite de Vallorcine dans le massif des Aiguilles-Rouges. Des roches basiques à intermédiaires sont parfois associées à ces granitoïdes, par exemple sous forme d'enclaves microgrenues dans celui de Vallorcine (Ayrton, communication personnelle, 1989) ou d'enclaves microgabbroïques dans le massif migmatitique voisin de Fully (Bovay, 1988). Notons en ce qui concerne ces deux exemples, que le granite de Vallorcine n'a pas été daté avec précision et que son attribution au Dévono-Dinantien est discutable; d'autre part que des résultats préliminaires sur des zircons des enclaves gabbroïques de Fully donnent un âge d'environ 320 Ma (Gebauer, communication personnelle à S. Ayrton, 1988).

Les granites intrusifs tardi-varisques (3) dont fait partie celui du Mont-Blanc sont particulièrement abondants dans les massifs externes et semblent évoluer à partir de termes calco-alkalins monzonitiques jusqu'à des termes alcali-calciques au Permien inférieur, puis franchement alcalins au Permien moyen (Bonin, 1987). Des rhyolites se sont encore épanchées en surface durant la période permienne. Ces manifestations tardives sont à relier, selon Von Raumer (op. cit.), à "une réactivation générale du manteau et de la croûte dans un domaine de subduction".

Typologie granitique dans les massifs externes

Dans son article sur la répartition des granitoïdes dans les massifs cristallins externes, Bonin (1987) constate que l'ensemble des séries typologiques granitiques connues y est représenté et ceci dans un ordre chronologique bien défini. Il distingue ainsi, mis à part les orthogneiss dont la datation est incertaine, les séries suivantes:

- **tholéitique**, avec les plagiogranites liés aux ophiolites cambro-ordoviciennes de Chamrousse;
- **calco-alkaline tonalitique**, au Dévonien terminal, représentée par de rares massifs précoces orthogneissifiés, riches en Ca et pauvres en K;
- **anatectique**, représentée par des corps migmatitiques autochtones et des diapirs tardifs (hercynotypes), parfois mêlés de produits basiques calco-alkalins, apparaissant dès la limite Dévonien - Carbonifère et pendant le Carbonifère inférieur; (p. ex. Fully, Vallorcine);

- **calco-alkaline granodioritique**, représentée par des intrusions carbonifères;
- **calco-alkaline monzonitique à "subalkaline"**, du Permien inférieur, avec des massifs plutoniques et volcaniques riches à très riches en K et en minéraux magnésiens;
- **alkaline**, avec le complexe subvolcanique permien du Combeynot dans le Pelvoux.

Cette succession typologique dans le temps est comparable, selon Bonin, avec un cycle orogénique dit "de Wilson" avec ouverture - fermeture par subduction et collision - ouverture. Cet auteur souligne son analogie générale avec le calendrier des événements magmatiques proposé par Duthou et al. (1984) pour le Massif Central français. Précisons cependant que Duthou et al. considèrent dans leur article qu'il n'y a pas de relation évidente entre l'âge et la composition chimique des granites et qu'ils ne relient pas la genèse de ces roches à un processus de subduction.

Quelle que soit l'interprétation qu'on en donne, cette diversité des types granitiques est remarquable et témoigne de conditions de genèse contrastées dans l'espace et dans le temps. Les différentes hypothèses génétiques seront discutées dans le chapitre 16, de même que la position du granite du Mont-Blanc dans cette classification typologique.

11.3 GÉOLOGIE DU MASSIF CRISTALLIN DU MONT-BLANC

11.3.1 Bref historique

Par sa topographie exceptionnelle, le massif du Mont-Blanc a suscité très tôt l'intérêt de savants, tant géomètres, que physiciens ou naturalistes dans l'âme et non dénués d'un certain esprit aventurier qui, en parcourant cette région, en ont rapporté les premiers croquis et observations. Je citerai en particulier de Saussure (1779-1796), Favre (1867), Gerlach (1873) et Viollet-le-Duc, auteur d'une remarquable carte topographique au 1: 40'000, levée entre 1865 et 1879.

Par la suite, les travaux détaillés de Duparc et Mrazec (1898) apportent une contribution importante à l'étude pétrographique du massif. Au début des années vingt, Oulianoff commence un travail gigantesque de levé cartographique du massif du Mont-Blanc, sur une base topographique au 1:20'000 obtenue grâce à un procédé stéréoscopique tout à fait nouveau à l'époque. Cette tâche l'occupera pratiquement jusqu'à la fin de sa vie. Le résultat, superbe et d'une précision remarquable, est un assemblage de treize feuilles couvrant le secteur français du massif, qui sert encore de référence aujourd'hui (Corbin et Oulianoff, 1927-1970).

Dès 1949, Bellière étudie tout particulièrement le socle cristallin dans lequel a fait intrusion le granite (1949, 1956, 1980, 1988), tout comme Von Raumer (p. ex. 1971, 1976), après une étude pétrographique et structurale dans le granite proprement dit (1967).

Il faut dès lors attendre les années quatre-vingt pour que le granite du Mont-Blanc suscite un regain d'intérêt et que son étude soit abordée avec des moyens analytiques performants et avec l'expérience acquise sur les granitoïdes varisques au cours des deux décennies précédentes. Marro effectue un levé cartographique détaillé de la partie suisse du granite, met en évidence de nouveaux types de granitoïdes filoniens et propose un modèle de mise en place spatio-temporel pour l'ensemble de l'intrusion (1986, 1987, 1988).

Les enclaves microgrenues, abondantes dans le granite, ont été mentionnées par les auteurs précédents. Jacquemin (1981) les a étudiées spécifiquement dans le cadre d'un mémoire de fin d'étude, dont les principaux résultats sont reportés dans Jacquemin et Bellière (1984).

11.3.2 Description géologique

Le massif du Mont-Blanc est un dôme tectonique allongé de 55 Km de long sur 14 Km dans sa plus grande largeur, qui affleure à la manière d'une boutonnière circonscrite par des terrains mésozoïques en discordance appartenant à l'ensemble helvétique (fig. 110). Il est séparé du massif cristallin voisin des Aiguilles-Rouges par une bande étroite de Mésozoïque, dénommée "Zone de Chamonix". Celle-ci témoigne de déformations alpines intenses et présente des structures tectoniques complexes (Ayrton, 1980).

L'orogénèse alpine a rapproché le massif du Mont-Blanc de son voisin des Aiguilles-Rouges, tout en le déformant et en le dégageant de sa couverture mésozoïque et tertiaire, déplacée vers l'extérieur de la chaîne sous forme de nappes (fig. 109). Les estimations divergent sur la distance initiale qui devait séparer les deux massifs, en fonction de la position initiale attribuée aux différentes nappes. Un chiffre de 30 Km est avancé par Ayrton (1980), de 20 Km par Epard (communication personnelle, 1989).

Les unités lithologiques principales du massif sont (fig. 110): (a) un ensemble de schistes cristallins et de gneiss redressés de composition variée; (b) le granite du Mont-Blanc intrusif dans ces derniers et (c) des porphyres quartzifères flanquant le granite sur sa bordure orientale.

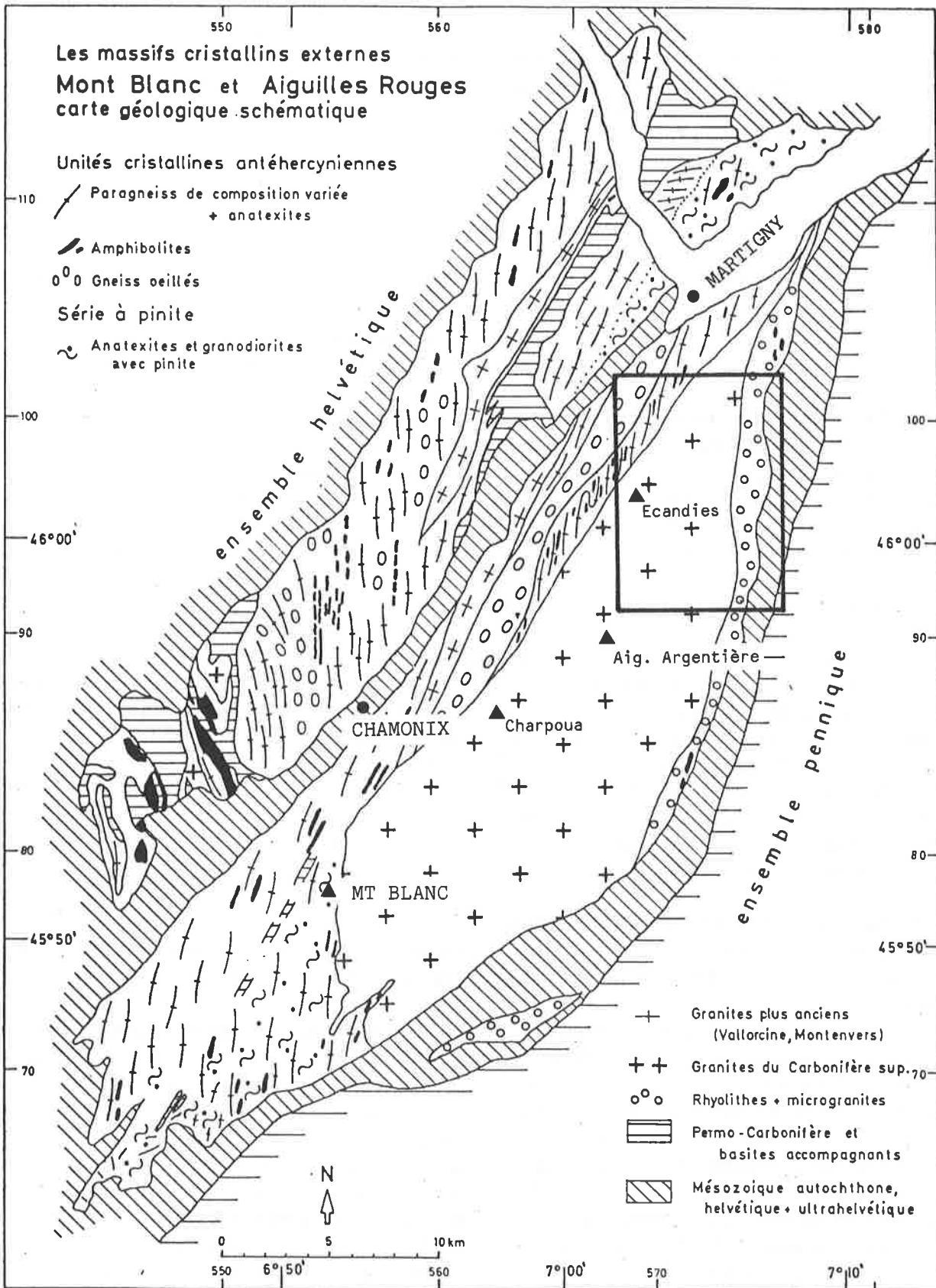


Figure 110: carte géologique générale des Massifs Cristallins Externes du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges de Von Raumer (1976). Le rectangle correspond à la carte détaillée de la figure 111.

(a) Gneiss et schistes cristallins

Ils constituent l'encaissant du granite du Mont-Blanc et regroupent les divers types de roches antécarbonifères mentionnées dans l'introduction régionale du § 11.2. On distingue:

- des gneiss et micaschistes stratifiés avec intercalations minces d'amphibolites, de calcaires à silicates et de gneiss fins leucogranitiques, engendrés dans des conditions métamorphiques du faciès amphibolite à almandin. Ils contiennent des masses concordantes de gneiss oeillés ou non, probablement orthodérivés. L'ensemble de ces roches a une schistosité subverticale d'orientation N20° à N25° E. Dans la reconstitution proposée par Von Raumer (1987), il s'agirait là du socle ancien et de sa couverture volcano-sédimentaire cambro-ordovicienne. Le métamorphisme de faciès amphibolite daterait de la phase tectonométamorphique ordovicienne-silurienne;
- le granite à enclaves microgrenues du Montanvers, dénommé classiquement "granite ancien", qui affleure en une large bande sur le versant nord-ouest du massif. Son âge est inconnu, mais postérieur aux événements ci-dessus. Il a été affecté, comme la plus grande partie du massif, par une phase de déformation mylonitique ultérieure (anté-dévonienne?) développée en faciès schistes verts à biotite (Bellière, 1980), engendrant une schistosité subverticale N20° à N 25°E;
- des anatexites et des mobilisats hyperalumineux à cordiérite, bien représentés dans la partie sud du massif, correspondant à la phase de réchauffement dévonienne de Von Raumer (1987).

(b) Le granite du Mont-Blanc

Le granite du Mont-Blanc est un corps intrusif de forme amygdalaire d'environ 40 Km de longueur, dont le contact magmatique originel avec les schistes cristallins est préservé sur son flanc sud-ouest. Il est visible sur une courte distance à Plan de l'Aiguille au-dessus de Chamonix (Corbin et Oulianoff, 1927) et se poursuit au sud sous les glaces en direction du sommet du Mont-Blanc qui, soit dit en passant, n'est pas constitué par le granite, mais par son encaissant. Aucune auréole thermométamorphique n'est visible. Ce granite est par ailleurs limité au nord-ouest par une zone mylonitique sub-verticale, connue sous le nom de "faille de l'Angle" (Bellière, 1988), dont la direction moyenne N35° à N40° E est identique à celle de la zone de Martigny- Chamonix.

Sur le versant oriental, les choses sont moins claires. Selon Marro (1987), le granite principal du Mont-Blanc est séparé de la formation rhyolitique par une "semelle" de granite leucocrate porphyrique (voir coupes, fig. 111). Marro explique cette géométrie par l'intrusion filonienne tardive du leucogranite porphyrique dans la bordure du granite principal à la faveur d'une fracture horizontale, suivie d'une érosion amenant le filon à l'affleurement, puis d'un épanchement de rhyolite au-dessus. Dans cette hypothèse, aucun des contacts n'aurait joué tectoniquement durant l'orogénèse alpine. Au Sud de la formation rhyolitique, le contact est souvent masqué par le quaternaire, il est de nature tectonique.

L'intrusion granitique du Mont-Blanc regroupe plusieurs faciès pétrographiques mis en évidence cartographiquement (fig. 111) et géochimiquement par Marro (1986, 1987, 1988) dans le secteur suisse de l'intrusion. Leur étude détaillée fait l'objet du chapitre 12. L'ensemble de ces faciès doit se retrouver dans les secteurs français et italien d'après les notices explicatives des cartes d'Oulianoff (1927-1970).

(c) La formation des porphyres quartzifères

Elle flanque le granite du Mont-Blanc sur son versant oriental en une bande large de plusieurs centaines de mètres et longue de quelque 30 Km. Elle est limitée à l'Est par des roches mézozoïques helvétiques discordantes et fortement redressées.

Cette formation est hétérogène. Au Nord, elle consiste en une rhyolite massive à matrice aphanitique verdâtre esquilleuse et à phénocristaux millimétriques (quartz, feldspaths et biotite), qui contient quelques enclaves d'amphibolites rubanées. Son contact avec le filon leucogranitique porphyrique est parfois marqué par une roche métamorphique gneissique (Marro, 1986). Au Sud (p.ex. à la Fouly ou dans les contreforts du Dolent), cette rhyolite alterne avec des gneiss et schistes cristallins du socle, revêtant ainsi un caractère filonien.

La rhyolite a une composition chimique granitique, mais se distingue des différents faciès du granite du Mont-Blanc par des teneurs élevées en Baryum (Marro, 1987). Selon cet auteur, son âge de mise en place serait postérieur à celui du granite, qu'elle recouperait en un "probable filon" dans la région septentrionale du Catogne.

Cette formation mérite une étude spécifique et détaillée, qui permettrait notamment de mieux comprendre l'évolution des relations géométriques entre la rhyolite s.s et son encaissant. Il n'en sera plus question dans la suite de ce travail.

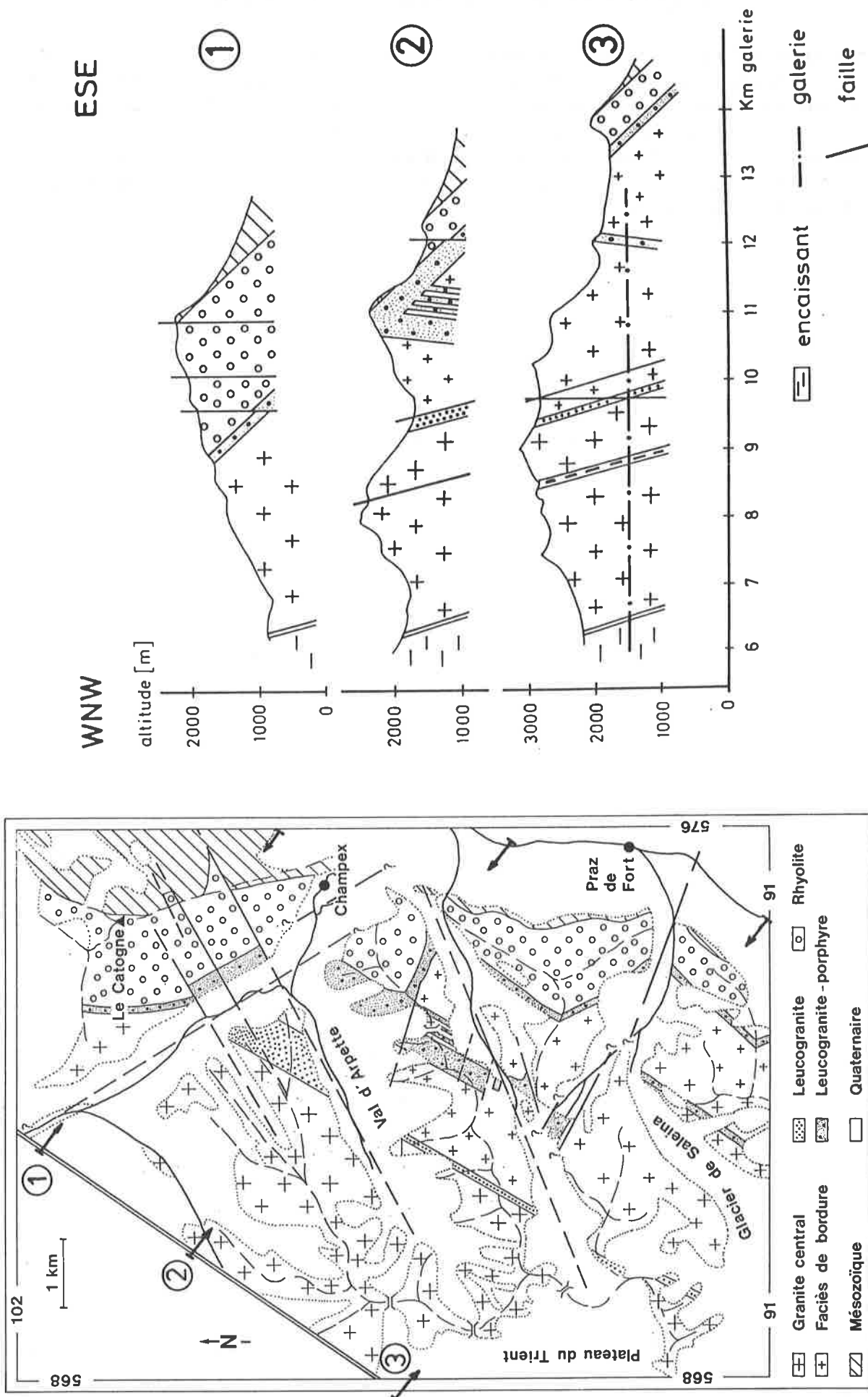


Figure 111: carte et coupes géologiques détaillées du secteur suisse de l'intrusion granitique du Mont-Blanc par Marro (1987 et 1988). La localisation du secteur est reportée dans carte de la figure 110.

11.4 DÉLIMITATION DU TERRAIN D'ÉTUDE

La topographie très accidentée du massif du Mont-Blanc limite fortement les domaines d'investigation accessibles en solitaire, sans matériel d'escalade particulier. Mon étude s'est donc arrêtée au terrain déjà couvert par Marro (1986), aux zones accessibles du territoire français situées au nord de la région Montenvers - Mer de Glace et à la bordure orientale du massif dans le Val Ferret italien. Aucune carte n'a été levée. Je me suis basé sur celle de Marro (1986, 1987) et celles d'Oulianoff (1927-1970), dans lesquelles sont reportées les principales zones riches en enclaves microgrenues.

Les coordonnées des échantillons prélevés sont données en annexe sur la base du réseau topographique suisse, ainsi que le numéro des cartes couvrant ce territoire.

CHAPITRE 12: LES GRANITES DU MONT-BLANC

12.1 OBSERVATIONS DE TERRAIN ET STRUCTURES

12.1.1 Nature des roches

Les travaux récents de Marro (1986, 1987, 1988) ont mis en évidence un corps granitique principal parcouru par différents types de roches filoniennes. On distingue ainsi (voir carte et coupes, fig. 111 et photographies dans Marro, 1987):

- un **granite central porphyrique à biotite**, largement prépondérant, à mégafeldspaths alcalins pluricentimétriques, anciennement connu sous le nom de "protogine". Ce dernier passe progressivement à un "**faciès de bordure**" (Von Raumer, 1967), équigranulaire (la taille des grains est comprise entre 5 et 10 mm), en tous points semblable au premier, mégacristaux mis à part;
- un **granite fin** (0,5 mm), **porphyrique** ("granite-porphyre" de Marro) à mégafeldspaths semblables à ceux du granite central, occupant un filon unique subvertical, large de quelques dizaines de mètres, dans le Val d'Arpette;
- un **leucogranite équigranulaire** (2 mm), localement pegmatitique, occupant un gros filon central, subvertical, d'orientation N30°E;
- un **leucogranite porphyrique** à matrice fine (0,5 mm) et à porphyrocristaux de quartz et de feldspath alcalin. Il occupe plusieurs filons subverticaux d'orientation N30°E dans la partie orientale du massif et constitue la semelle séparant le granite principal des rhyolites;
- des **aplites**, en filonnets concentrés aux abords du leucogranite, de direction une fois encore NNE;
- des roches plus basiques, représentées d'une part par les **enclaves microgrenues** dont il va être question plus loin, d'autre part par quelques **filons "lamprophyriques"** épais de un à quelques mètres, reconnus dans le secteur Omy-Arpette et d'orientation NS environ.

12.1.2 Structures du massif

Structures magmatiques

Von Raumer (1967) a mis en évidence dans le secteur Nord du massif (Trient-Arpette-Omy) une grande structure primaire en forme de coupole dont les dimensions latérales sont celles de l'intrusion. Elle est définie par l'orientation de schlieren à biotite et/ou à mégafeldspath alcalin et par l'arrangement individuel de ces derniers. L'axe longitudinal de cette coupole a une orientation NNE. Les mégafeldspaths alcalins adoptent parfois une structure "tourbillonnante", interprétée comme le témoin de mouvements convectifs magmatiques.

Dans d'autres secteurs, notamment à l'Est de Chamonix, une structure subverticale d'orientation Nord-Sud à Nord 20°E est marquée à nouveau par l'orientation préférentielle des mégafeldspaths qui se disposent souvent en traînées à forte concentration, ainsi que par celle des enclaves microgrenues ellipsoïdales, qui constituent fréquemment des essaims dont l'orientation générale est identique. Cette structure est en partie d'origine magmatique fluidale: elle est souvent reprise en concordance et fortement accentuée par la phase de déformation mylonitique de deuxième génération décrite ci-dessous.

Structures tectoniques

Toutes les roches du pluton sont déformées à des degrés divers. On observe tous les termes de passage entre des faciès apparemment intacts comme dans le granite de bordure au Plan de l'Aiguille (en réalité déformé à l'échelle microscopique) et des faciès mylonitiques à ultramylonitiques. Une structure plus ou moins gneissique est couramment observée.

MYLONITES

Trois générations de mylonites sont observées dans le massif du Mont-Blanc, dont les deux dernières sont postérieures à l'intrusion granitique (Bellière, 1988). La première affecte pratiquement la totalité de l'encaissant; elle est caractérisée par un assemblage minéral du faciès schistes verts à biotite, par une orientation constante N20°-25°E et un fort plongement vers l'Est avec une linéation d'étirement marquée, parallèle à la direction de plongement. Cette dernière serait due, selon Bellière, à une déformation cisailante au cours de laquelle le compartiment oriental serait monté par rapport à

l'autre. Le faciès de bordure isotrope et peu déformé du granite du Mont-Blanc du secteur du Plan de l'Aiguille fait intrusion dans ces schistes mylonitiques, démontrant ainsi son âge plus récent.

La seconde génération de mylonites a exactement les mêmes caractéristiques que la première, dont elle ne se distingue pas dans l'encaissant, mais elle affecte de grands volumes du pluton granitique. Il en résulte une réorientation complète des cristaux (notamment les mégafeldspaths) et des enclaves microgrenues, qui sont parfois très fortement étirées (Corbin et Oulianoff, 1926a; George, 1985).

La troisième génération de mylonites diffère des précédentes par son orientation et son extension limitée. Ces mylonites ont une direction N 45°E; elles constituent des zones ou "couloirs" de quelques mètres à une centaine de mètres de largeur. La plus importante d'entre elles, la "faille de l'Angle" (Bellière, 1988), forme le contact tectonique Nord-Ouest du granite. Toutes les autres caractéristiques de ces mylonites sont identiques à celles des générations précédentes (plongement, linéation, minéralogie).

L'âge de cette troisième génération, classiquement rapportée à l'orogénèse alpine en raison de son orientation parallèle à celle de la Zone de Chamonix (voir p. ex. Corbin et Oulianoff, 1926a et références dans Bellière, 1988), a été récemment rediscuté par ce dernier auteur, qui en fait un événement résolument anté-alpin tout comme Marro (1987). Les arguments avancés ne font pas l'unanimité parmi les chercheurs travaillant dans la région, dont certains persistent à lui donner un âge alpin (Epard, communication personnelle).

STRUCTURES ALPINES

Dans le secteur étudié par Marro (1987), elles se concentrent autour de trois orientations bien visibles sur sa carte géologique (fig. 111): (a) N38°-N60°E, (b) N140°-147°E, (c) N106°E. Elles sont considérées par cet auteur comme le reflet d'un champ de contraintes dont la direction de compression maximale serait N140° (modèle de Jamier, 1975 dans Marro op. cit.). Selon ce modèle, (a) serait la direction d'élongation maximale, (b) celle de compression maximale et (c) celle de cisaillements dextres.

Des miroirs de failles horizontaux tapissés d'épidote ont été décrits par Von Raumer (1967). Ils sont rapportés aux mouvements alpins, de même que l'ensemble des diaclases et des fines zones cataclastiques développées en faciès schistes verts à chlorite (Bellière, 1988).

PERSISTANCE DE LA DIRECTION TECTONIQUE N-N30°

Il est frappant de constater que pratiquement tous les événements géologiques de la fin du Paléozoïque de ce secteur sont réglés par une direction tectonique d'orientation comprise entre NS et N30°, notamment:

- le développement dans le socle de la première génération de mylonites, antérieure à l'intrusion du granite du Mont-Blanc,
- l'intrusion du granite lui-même, dont le contact originel et les structures magmatiques internes (fluidalités, axe longitudinal du dôme) ont une orientation NNE,
- le développement des fractures à l'origine des filons de granites leucocrates et de lamprophyres injectés dans le granite, notamment celle du filon leucogranitique central dont le rejeu a mis en contact les faciès porphyrique et de bordure du granite du Mont-Blanc (Marro, 1987),
- la seconde génération de mylonites affectant l'intrusion et se superposant aux structures magmatiques pré-existantes,
- enfin en surface, par exemple dans le secteur Aiguilles-Rouges, des systèmes de failles engendrant des bassins d'effondrement intramontagneux dans lesquels s'accumulent des dépôts continentaux du Carbonifère supérieur et du Permien.

La persistance de cette direction NNE, soulignée par différents auteurs (p. ex. Von Raumer, 1976; Marro, 1987, 1988) est probablement contrôlée par une structuration précoce du socle, qui aura joué au cours des différents événements tectoniques ultérieurs.

Métamorphisme alpin

Il a atteint le faciès schistes verts à chlorite et se traduit par différentes transformations et néoformations minérales. Ainsi apparaissent l'épidote, la clinozoïste, la chlorite et le stilpnomélane (Von Raumer, 1967, 1969). La biotite brune originelle se transforme en biotite verte plus ou moins recristallisée, en perdant de son titane, fixé dans des granules de sphène secondaire. Les âges K/Ar sur ces biotites sont partiellement alpins (Soom, en préparation). Le plagioclase est généralement saussuritisé, sa composition devenant albitique. Le feldspath alcalin, dont l'indice de triclinicité est compris entre 0,93 et 1,00, est partiellement albitisé et tronçonné; ses fissures contiennent des paragenèses à biotite verte, quartz et albite.

Il est probable que la microclinisation du feldspath alcalin et les déformations et recristallisations visibles au sein du quartz soient en partie antérieures au métamorphisme alpin et liées aux déformations tardi-varisques (deuxième génération de mylonites de Bellière, 1988).

L'étude d'inclusions fluides dans des quartz de fissures alpines du granite (Poty et al., 1974) suggèrent des conditions de pression et de température de l'ordre de 2,5 Kbar et 400°C, en accord avec les associations minérales décrites ci-dessus.

12.2 PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

12.2.1 Le granite central et son faciès de bordure

Composition modale

Le granite central porphyrique à biotite du Mont-Blanc et son faciès de bordure ont une composition modale variable s'inscrivant dans les champs des granites A et B du triangle QAP de Streckeisen (1974) (fig. A 17). D'une manière générale, le granite de bordure est un peu plus riche en quartz que le faciès central, ce que reflètent les calculs de norme.

Le granite peut être assez hétérogène à l'affleurement. Il présente des concentrations locales en biotite sous forme de schlieren, dans lesquels ce minéral constitue jusqu'à 50% du volume. Ces schlieren se rencontrent principalement dans le faciès de bordure. De même, les mégafeldspaths alcalins sont parfois fortement concentrés en "traînés" au contour plus ou moins bien délimité. Je les considère comme des concentrations mécaniques de cristaux survenues au sein du magma granitique.

Minéralogie systématique

PLAGIOCLASE

Il forme des cristaux subidiomorphes pouvant atteindre le centimètre, toujours maclés selon la loi de l'albite et souvent selon celle de Carlsbad et du péricline. Des individus de plus petite taille sont inclus dans les mégafeldspaths alcalins. Il n'est jamais interstitiel.

Ce minéral est toujours très altéré en épidote, séricite et parfois biotite verte (saussuritisation), surtout dans la partie centrale des cristaux et parfois le long de couronnes périphériques. Cette disposition reflète un zonage compositionnel initial parfois récurrent. La composition du plagioclase déterminée à la microsonde est tantôt albitique, tantôt comprise entre An27 et An20 dans la partie centrale des cristaux et entre An20 et An12 dans leur bordure. Une teneur de An20 à 22 est courante.

QUARTZ

Il forme des cristaux subidiomorphes à globuleux souvent un peu lobés, exceptionnellement parfaitement idiomorphes. Leur taille est comprise entre 5 et 15 mm dans le faciès central, elle ne dépasse guère 5 à 8 mm dans celui de bordure. La proportion de ces quartz, considérés comme précoces, augmente en direction de la bordure du massif, où ils peuvent représenter plus de la moitié de la fraction totale de ce minéral. Certains d'entre eux sont inclus dans les mégafeldspaths alcalins.

D'une manière plus générale, le quartz est interstitiel, en plages limitées par les faces des autres minéraux principaux. Il est probable que par l'effet de la déformation, des cristaux initialement subidiomorphes soient inclus dans cette seconde catégorie.

FELDSPATH ALCALIN

Il se présente en porphyrocristaux et en plages interstitielles. Les premiers sont idiomorphes, rectangulaires et peuvent atteindre 7 cm. Ils sont maclés selon la loi de Carlsbad, parfois selon l'association albite-péricline typique du microcline et présentent les mêmes caractéristiques texturales internes que leurs homologues du M. Capanne, c'est-à-dire:

- des inclusions de biotite souvent chloritisée et de plagioclase, disposées parallèlement aux faces du mégacristal en chapelets successifs, généralement moins nombreux qu'à Elbe. Les plagioclases ont souvent un contour sinueux et un limbe albitique. Leur composition est identique à celle des cristaux indépendants de la roche (environ An20 à 22),
- parfois un à deux sous-grains de feldspath alcalin en position centrale, d'orientation différente de celle du cristal principal,

- des inclusions de quartz en septa de forme irrégulière souvent géométrique à tendance concave. On observe parfois une association symplectitique graphique quartz-feldspath juste en bordure interne du mégacristal. Quelques quartz subidiomorphes au contour sinueux résorbé (?) sont également observés.

Ces mégacristaux contiennent toujours un réseau dense et régulier de perthites en veines, veinules ou fuseaux. A ce dernier se superposent parfois des taches albitiques irrégulières correspondant probablement à des perthites de remplacement. Elles sont concentrées en bordure des cristaux.

A proximité des zones riches en enclaves microgrenues, les mégafeldspaths peuvent développer une couronne plagioclasique de type rapakivi. Le coeur alcalin est alors arrondi et la couronne consiste le plus souvent en quelques grands plagioclases maclés albite orientés parallèlement aux plans réticulaires principaux du coeur. Dans le sens de l'épaisseur, cette couronne n'est généralement formée que d'un seul individu.

Une origine magmatique est attribuée à ces mégacristaux de feldspath alcalin (qui sont donc des phénocristaux) sur la base des critères énumérés dans le paragraphe 2.4.

Le feldspath alcalin matriciel est xénomorphe, en plages plurimillimétriques présentant les mêmes types de perthites et de macles que les mégacristaux. Il contient nettement moins d'inclusions que ces derniers.

D'une manière générale, le feldspath alcalin est kaolinisé à des degrés divers et contient parfois de fines fractures remplies de carbonates.

Données analytiques

Quelques mégacristaux du granite ont été analysés aux rayons X. Leur indice de triclinicité est compris entre 0,94 et 0,96; il s'agit donc de microcline presque maximum. La teneur en molécule orthose de la phase potassique de ces cristaux, calculée à partir de la relation de Wright (1968) (voir § 2.3.4), est comprise entre 91% et 96% (% Or ob).

Les quelques résultats d'analyses à la microsonde sont du même ordre avec une fourchette de composition comprise entre Or88 et Or95. La phase potassique des cristaux matriciels, également analysée à la sonde, est semblable à celle des mégacristaux (Or90 à Or97).

Un profil de teneur en baryum a été effectué sur deux cristaux issus du même échantillon (FB 806) et mesurant chacun 2 cm de long (fig. 112). Il est probable que les sections analysées ne passent pas par le coeur de ces grains. Les résultats, semi-quantitatifs, reflètent une variation irrégulière des teneurs, comprise entre 350 et 6'000 ppm de Ba pour le premier cristal et entre 1'100 et 5'000 ppm pour le second. Quelques analyses ponctuelles faites sur des cristaux matriciels environnants ont montré des variations très importantes comprises entre 0 et 8'700 ppm.

Ces résultats sont évidemment trop partiels pour permettre une généralisation, notamment aux mégacristaux de très grande taille. Néanmoins, les valeurs obtenues et leurs variations sont comparables à celles observées dans les zones intermédiaires des mégacristaux étudiés par d'autres auteurs (voir § 2.4.1), ce qui confirme leur origine magmatique.

BIOTITE

Sa concentration dans le granite est de l'ordre de 5%, schlieren mis à part. Elle se présente sous trois formes, liées à l'histoire tectono-métamorphique du granite. Les biotites originelles sont brun foncé, idiomorphes hexagonales à xénomorphes, de taille pouvant atteindre 3 à 5 mm. Elles sont riches en inclusions idiomorphes d'apatite et de zircon. Cet habitus est plutôt rare. En général, les biotites ont perdu plus ou moins complètement leur teinte brune, présente en relique au coeur de certains cristaux; il en résulte une deuxième catégorie largement dominante de biotites vertes aux caractéristiques identiques à celles des précédentes, mais contenant en plus de nombreuses aiguilles de rutilé maclé sagénite, quelques opaques et des granules de sphène souvent concentrés autour des inclusions d'apatite ou en bordure du cristal. Le changement de couleur du mica est lié à la perte de son titane et éventuellement au changement du degré d'oxydation du fer qu'elle contient; ce phénomène a souvent été imputé au seul métamorphisme alpin. Des datations au K/Ar sur certaines des biotites des granites du Haut-Dauphiné ont cependant montré des âges tardi-varisques (Demeulemeester, 1982). Il convient donc d'être prudent.

Dans les zones un peu déformées, une biotite verte de deuxième génération remplace les plages préexistantes en agrégats de petites paillettes d'orientation quelconque ou réglée par la schistosité. Elles ne contiennent pratiquement pas d'inclusions. Celles qui préexistaient (apatite, zircon), ainsi que les minéraux titanés, se retrouvent indépendants dans ces agrégats, auxquels peut s'associer l'épidote.

Une altération en chlorite peut affecter l'ensemble des trois types de biotite.

Données analytiques

La composition originelle de la biotite est susceptible d'avoir changé par l'effet de processus deutériques tardi-magmatiques et/ou au cours des événements tectono-métamorphiques varisques et alpins. Ainsi, l'effet du métamorphisme alpin sur les biotites des lamprophyres des massifs cristallins externes des Alpes Centrales (Aar, Gotthard) se

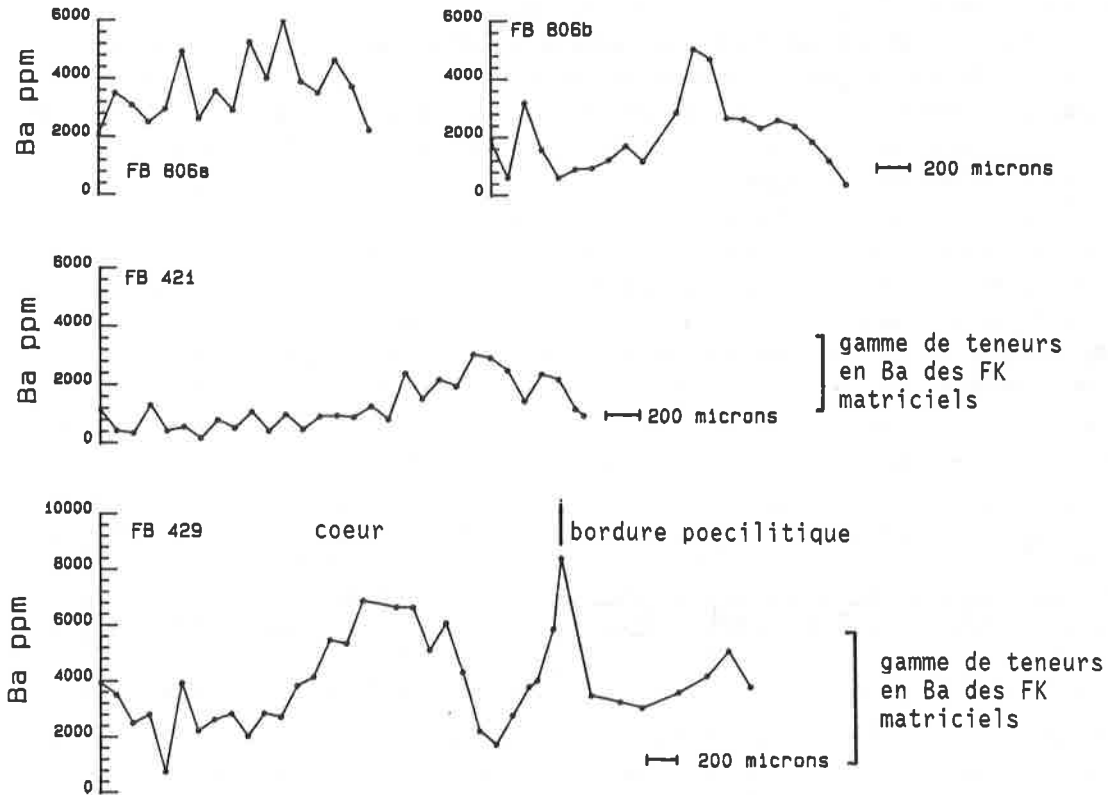


Figure 112: teneurs ponctuelles en baryum dans quelques mégafeldspaths alcalins à couronne rapakivi à plagioclases indépendants issus du granite du Mont-Blanc (FB 806a et b) le long de profils perpendiculaires au plan de leur macle de Carlsbad. Le profil débute sur la macle en direction de l'extérieur (demi-longueur) et s'arrête au contact des plagioclases, sauf pour FB 429 où a été analysée une bordure localement poecilitique.

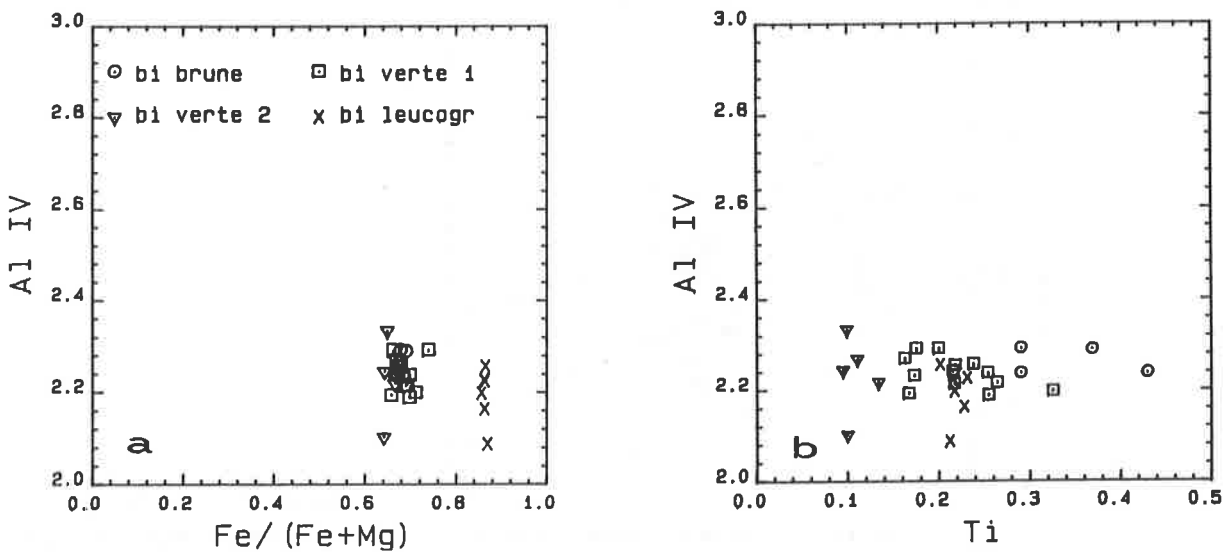


Figure 113 a: composition des trois types pétrographiques de biotite (bi) du granite du Mont-Blanc et de celles d'un échantillon de leucogranite équigranulaire (FB 744); biotite brune et biotite verte 1 = grands cristaux de la paragenèse primaire; biotite verte 2 = paillettes recristallisées. b: diagramme Ti - Al IV montrant que le changement de couleur du brun au vert est lié à une perte en titane.

traduit par une perte importante de Ti, remplacé par Fe; substitution couplée à un remplacement de Al IV par Si (Oberhänsli, 1985). Le résultat est un enrichissement relatif en fer et en Al VI. On note aussi une teneur en Al total (IV + VI) significativement plus élevée dans ces biotites métamorphiques.

Dans le granite du Mont-Blanc, l'appauvrissement progressif des biotites en titane est net dans le sens biotite brune - biotite verte de première génération - biotite secondaire recristallisée (fig. 113b); ce qui confirme le lien entre la couleur du mica et sa teneur en titane. Par contre on n'observe pas d'appauvrissement simultané significatif en Al IV. Reportées dans le diagramme de classification Mg/(Mg + Fe) versus Al IV (fig. 113a), toutes les analyses reflètent un caractère ferrifère et relativement peu alumineux.

Cette richesse en fer se confirme lorsqu'on compare le rapport cationique Fetotal/Mg des biotites du Mont-Blanc (obtenu après division des proportions pondérales de Fetot et MgO par leur poids moléculaire respectif) avec celui des biotites d'autres granitoïdes calco-alcalins d'acidité semblable (fig. 114). Même les micas du granite alcali-calcique ferro-potassique de Ploumanac'h ont un rapport Fe/Mg inférieur. Cette comparaison est d'ordre purement qualitatif, car le rapport Fe/Mg dépend de différents facteurs, notamment l'activité de l'aluminium; d'autre part, la silice n'est pas un indice de différenciation idéal, donc des roches à teneurs en SiO₂ comparables ne sont pas forcément au même stade d'évolution. Il n'en demeure pas moins que les biotites du granite du Mont-Blanc ont un caractère très ferrifère, typique des granitoïdes ferro-potassiques alcali-calciques (= subalcalins) (Barrière, 1977).

Biotites	Mont-Blanc		Corse 1)			Ploumanac'h 2)	
	gr. central	leucogr.	gr. Mg-K	monzogr. calco-alc. ss	monzogr. leucocrates	Traouiéros	Clarté
% SiO ₂ roche	71.6-72.3	FB744:76.80	71.5-72.5	71.4-74.7	74.9-75.5	67.4-71.5	74.4-77.4
Fetot/Mg Cations	3.20-3.98	5.90-6.37	0.99-1.07	1.09-2.73	4.25-13.6	1.39-1.95	3.01-4.91

Figure 114: tableau comparant le rapport cationique Fetot/Mg des biotites de différents massifs granitiques. 1) batholite calco-alcalin corse (Rossi, 1986) incluant les granitoïdes de séries calco-alcaline magnésio-potassique (gr Mg-K) et calco-alcaline s.s. avec faciès leucocrates; 2) granite ferro-potassique de Ploumanac'h (Barrière, 1977).

Les analyses des biotites du Mont-Blanc ont été reportées dans le diagramme typologique de Nachit et al. (1985) (fig. 115); malgré le fait qu'elles aient été plus ou moins affectées par un métamorphisme. Les auteurs du diagramme mentionnent le danger d'utiliser des analyses dans lesquelles la teneur en TiO₂ est inférieure à 2% poids. J'ai donc distingué deux catégories de points en fonction de ce critère et exclu d'emblée les biotites vertes recristallisées. On a vu d'autre part que les biotites métamorphiques avaient tendance à s'enrichir légèrement en Al total, ce qui fait que leur position originelle dans le diagramme était peut-être située un peu plus bas.

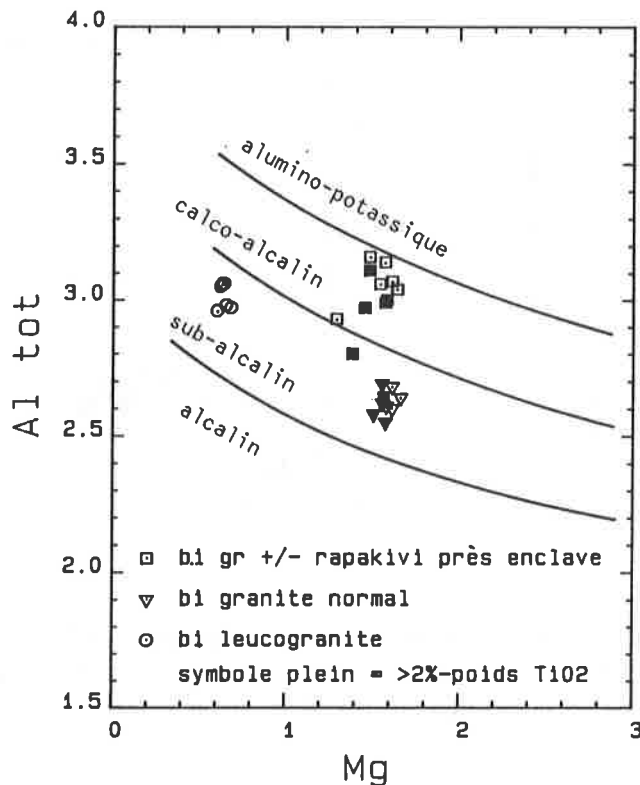


Figure 115: report des analyses de biotite des granitoïdes du Mont-Blanc dans le diagramme typologique des granites de Nachit et al. (1985). Mg et Al tot = nombre de cations; formule structurale basée sur 22 oxygènes.

On constate que les biotites du granite normal tombent dans le champ des granitoïdes subalcalins, ce qui confirme les conclusions tirées de l'étude du rapport Fet/Mg. Les biotites d'échantillons granitiques à feldspath alcalin plus ou moins rapakivi prélevés à proximité d'enclaves microgrenues tombent dans le champ calco-alcalin. Ce fait reflète une influence chimique des enclaves calco-alcalines sur le granite environnant; il est en bon accord avec l'hypothèse selon laquelle le faciès granitique rapakivi résulte d'un mélange de magmas dont la proportion du pôle basique calco-alcalin, représenté par les enclaves, fut suffisant pour affecter sensiblement le chimisme des biotites.

AMPHIBOLE

Des pseudomorphoses d'amphibole en biotite ont été mentionnées par Von Raumer (1967) et Marro (1987). Une hornblende vert foncé, idiomorphe, plurimillimétrique, pléochroïque, partiellement remplacée par de la biotite, a été observée à une ou deux reprises à proximité immédiate d'enclaves microgrenues. Elle est peut-être liée à la présence de ces dernières. Une amphibole aux caractéristiques optiques et texturales identiques est présente dans quelques enclaves microgrenues à biotite riches en porphyrocristaux (p. ex. FB 804, FB 745). Je lui attribue une origine xénocristalline granitique au même titre qu'à l'ensemble des autres porphyrocristaux. Dans cette hypothèse, ces cristaux d'amphibole seraient des témoins de la minéralogie du granite, préservés d'une déstabilisation totale en biotite telle qu'on l'observe dans ce dernier.

Deux analyses ponctuelles à la microsonde ont été faites sur un porphyrocrystal d'amphibole issu d'une enclave à biotite (FB 804). Il s'agit d'une ferro-hornblende dans la classification de Leake (1978) (fig. A9), dont la teneur totale en Na et K est respectivement de 0,46 et 0,19 et celle, calculée, de Na dans le site A de 0,23. Sa teneur en Ti (0,16 et 0,20) permet d'estimer une température de cristallisation de 760°C, respectivement 800°C ($\pm 50^\circ\text{C}$), à l'aide du géothermomètre de Colombi (1988): $T(^\circ\text{C}) = 980 \cdot \text{Ti}(\text{cation}) + 600$ (si $\text{Ti} > 0,08$).

Toujours dans l'hypothèse d'une filiation granitique, on peut comparer cette composition avec celle d'amphiboles d'autres granitoïdes calco-alcalins. On observe ainsi une grande similitude avec les amphiboles des granitoïdes calco-alcalins s.s. de Corse (Rossi, 1986) ou de Bretagne (Graviou, 1984), mais une différence nette avec celles des roches calco-alcalines magnésio-potassiques de Corse, illustrée par le contraste de leur rapport cationique Fetot/Mg (fig. 116).

Les amphiboles du massif ferro-potassique de Ploumanac'h sont des ferro-hornblendes légèrement plus ferrifères et titanées que celles du Mont-Blanc.

Amphiboles	Mt-Blanc FB 804	Corse 1)			Bretagne	
		calco-alcalin ss		calco-alc. Mg-K	calco-alc. ss 2)	calco-alc. Fe-K 3)
% SiO ₂ roche	62.65	70.16	70.58	57.3	71.4	67.4-71.50
Fetot/Mg Cations	1.64	1.67	2.00	0.53	1.72	1.80-1.99

Figure 116: tableau comparant le rapport cationique Fetot/Mg des amphiboles de différents massifs granitiques. 1) Rossi (1986), 3) Barrière (1977), voir détails figure 114; 2) Graviou (1984), granite cadomien de Port-Blanc.

APATITE

Relativement abondante, elle est concentrée en inclusions idiomorphes trapues dans les biotites. Sa taille peut atteindre 100 à 150 microns.

ALLANITE

C'est un accessoire important qu'on rencontre à raison d'un à deux individus dans presque chaque lame mince. Elle forme des prismes idiomorphes parfois maclés de 1 à 2 mm de longueur ou des grains anguleux de forme variable, pléochroïques dans les brun-jaune à rouge très foncé. Certains cristaux métamictes sont presque opaques. L'allanite est souvent associée à la biotite. Une surcroissance tardive et irrégulière de clinozoïsite ou d'épidote est parfois visible. Elle semble se développer lorsque recristallisent les cristaux de biotite voisins.

Une allanite a été analysée à la microsonde (FB 806), mais seulement pour ses éléments majeurs (voir ci-dessous). Il en résulte une somme très inférieure à 100%, qui peut être imputée, par comparaison avec des analyses complètes de la littérature (Deer et al., 1986), à de fortes teneur en La₂O₃ et Ce₂O₃. Un calcul théorique (assurément inexact) de formule structurale est proposé à titre indicatif pour illustrer le rôle important joué par les terres rares et probablement le thorium dans ce minéral dont ils pourraient occuper idéalement quelque 60% à 80% d'un site à coordinence 9 (Site A2). Le calcul est basé sur une occupation totale du site tétraédrique par Si. La proportion de Fe³⁺ a été déterminée de telle sorte que le premier site octaédrique soit entièrement occupé ($\text{Al} + \text{Fe}^{3+} = 2$).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
29.12	1.62	12.67	15.83	0.51	0.66	10.38	0.0	0.0	70.79

Allanite: (Ca, Mn, Ce, La, Y, Th)₂(Fe²⁺, Fe³⁺, Ti)(Al, Fe³⁺)₂O.OH [Si₂O₇][SiO₄] (Deer et al., 1986)

Formule structurale basée sur 3 Si dans le site tétraédrique:

3.0			2.0			1.11 (1.0)			1.18 (occupation théorique = 2.0)		
Si	Al	Fe ³⁺	Ti	Mg	Fe ²⁺	Mn	Ca	Na	K	TR	Th
3.0	1.53	0.47	0.12	0.10	0.89	0.04	1.14	0	0	?	?

L'omniprésence de l'allanite et ses caractéristiques chimiques peuvent avoir des implications importantes sur l'évolution géochimique du massif granitique et sur son interprétation. Il sera notamment exclu de tenter une modélisation de processus magmatiques basée sur les terres rares, puisque leur concentration sera uniquement dépendante de ce minéral (infiniment plus que de l'apatite ou du zircon), dont on ne connaît pas les proportions et le comportement dans les mécanismes de fractionnement (Fourcade et Allègre, 1981).

ZIRCON

Les zircons de deux échantillons ont été analysés par la méthode typologique de Pupin (1976). L'un provient du faciès central (tunnel du Mont-Blanc) et l'autre du faciès de bordure (FB 893, Plan de l'Aiguille) (fig. 117). Les deux populations sont très semblables; elles sont caractérisées par la prépondérance du prisme {100} et de la pyramide {101}. Selon Pupin (1980), ces formes reflètent une température de cristallisation élevée de l'ordre de 850°C, voire 900°C pour quelques cristaux dénués de prisme {110} récemment identifiés par cet auteur (communication orale, 1988). Cette association typologique est pratiquement identique à celle du granite central du massif cristallin externe de l'Aar (échantillon SU136, Pupin, 1976) et se rencontre dans des granites alcali-calciques (subalcalins) ferro-potassiques, tel celui de Ploumanac'h et dans des granites alcalins.

OPAQUES

Les opaques de première génération, indépendants des transformations de la biotite, sont rares à très rares. On rencontre un grain polygonal xénomorphe toutes les dix lames minces environ. Aucun d'entre eux n'a été analysé à la microsonde.

MINÉRAUX SECONDAIRES

Les autres minéraux n'appartiennent pas à la paragenèse initiale du granite. Leur développement est lié à l'histoire tectono-métamorphique de la roche et sans doute en partie à une altération hydrothermale tardi-magmatique.

Le sphène, le rutile et quelques opaques sont liés à la déstabilisation de la biotite brune primaire. La calcite forme quelques plages indépendantes et remplit de fines fractures. La séricite se développe au détriment du plagioclase et se concentre en chapelets dans les zones déformées. La chlorite remplace la biotite. Enfin, l'épidote, la clinzoisite, le stilpnomélane, l'albite et le quartz apparaissent ou recristallisent préférentiellement dans les zones déformées, par exemple dans les fissures des feldspaths.

Ordre de cristallisation

Tous les minéraux primaires sont en partie idiomorphes et ont pu cristalliser librement dans le magma. Leur coexistence précoce est attestée par leur présence simultanée en tant que porphyrocristaux dans certaines enclaves. Les relations d'inclusion sont malheureusement limitées et ne permettent pas de définir un ordre d'apparition rigoureux. Seuls la biotite et le feldspath alcalin incluent systématiquement d'autres minéraux, à savoir l'apatite et le zircon pour l'une, le plagioclase, la biotite et le quartz pour l'autre. Encore faut-il tenir compte d'une absence d'inclusions dans le coeur des mégafeldspaths alcalins, notamment de la biotite.

Le plagioclase est certainement le premier minéral principal à cristalliser, suivi des autres dans un ordre indéterminé. D'après les travaux expérimentaux de Naney (1983), le feldspath alcalin doit précéder le quartz et la biotite pour des teneurs en eau inférieures à 3% poids et une pression quelconque.

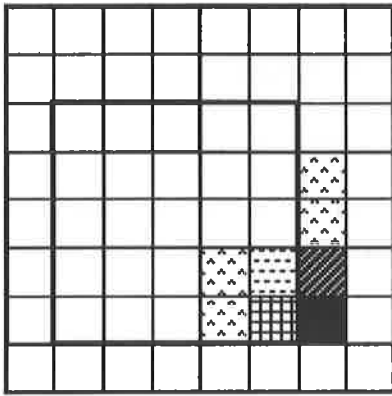
Tous ces minéraux croissent librement dans un magma suffisamment fluide pour permettre les mouvements de convection à l'origine des concentrations de cristaux visibles à l'affleurement. La cristallisation a dû commencer alors que le magma était en profondeur et se poursuivre lors de son ascension, comme le suggèrent les textures de certains quartz, interprétées comme les traces d'une résorption liée à une chute de pression lithostatique dans le magma (voir aussi Marro, 1987). Cette première étape de cristallisation a dû se dérouler sur un large intervalle de température, du li

a)

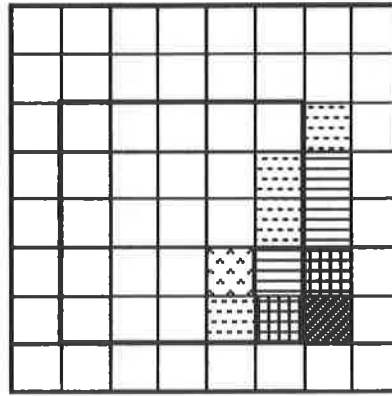
★ Gr. central (tunnel)

* Gr. de bordure (Plan Aig.)

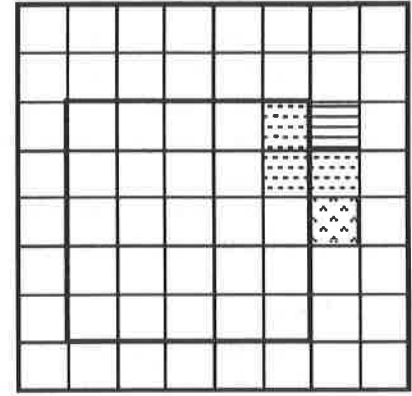
● Gr. leucocrate (Arpette)



I.A. = 681 I.T. = 664



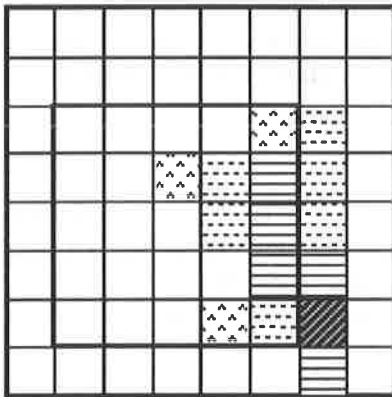
I.A. = 660 I.T. = 600



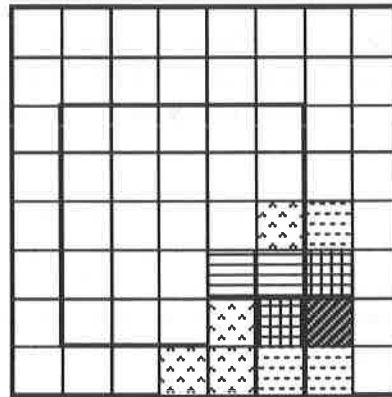
I.A. = 660 I.T. = 353

■ Enclave magnés. (Ecandies)

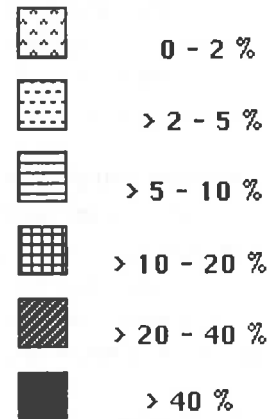
▲ Enclave ferrif. (Ecandies)



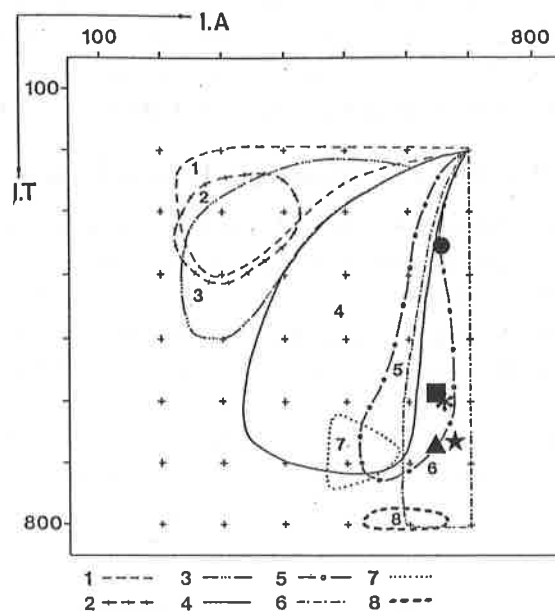
I.A. = 645 I.T. = 585



I.A. = 648 I.T. = 674



b)



1 - - - - 3 - - - - 5 - - - - 7 - - - -
 2 - - - - 4 - - - - 6 - - - - 8 - - - -

Figure 117 a: Typologie des zircons selon Pupin (1980) dans trois faciès du granite du Mont-Blanc et dans deux de ses enclaves microgrenues, l'une magnésienne (FB 808) et l'autre ferrifère (FB 811). La population du faciès central a été déterminée par J. Pupin (non publié) et celle de FB 811 par B. Barbarin (1989, non publié). **b:** domaines de répartition typologique des points moyens des principaux ensembles granitiques (Pupin, 1988) dans lesquels ont été reportés les points moyens de a. Figurés de b: 1: leucogranites alumineux; 2: monzogranites-granodiorites à cordiérite sub-autochtones; 3: idem 2, mais porphyroïdes et intrusifs; puis granites: 4, calco-alcalins plus ou moins potassiques (MgK), 5: subalcalins potassiques (FeK), 6: alcalin et hyperalcalin, 7: tholéïtique continental, 8: plagiogranites océaniques. Pour la signification de la grille de classification de a, voir figure 17 b.

quidus jusqu'à quelques dizaines de degrés au-dessus du solidus et correspondre à une cristallisation de l'ordre de 50%, d'après les travaux expérimentaux à disposition (p. ex. Winkler et Schultes, 1982).

La cristallisation s'est poursuivie et terminée à une température voisine de celle du solidus sur le lieu de mise en place final du granite avec l'augmentation de la taille des cristaux présents, notamment le feldspath alcalin, qui inclut progressivement toutes les autres espèces en chapelets périphériques et avec le développement interstitiel en masse de ce dernier et du quartz.

Les accessoires sont apparus avant la biotite et ont cristallisé jusqu'à la fin, comme l'atteste la typologie des zircons (les derniers zircons sont très métamictes, ayant incorporé les éléments incompatibles U et Th).

Textures

La texture originelle, rarement visible, est celle d'un granite classique, porphyrique dans le faciès central à équi-granulaire en bordure. Avec l'apparition et l'augmentation de la déformation, la roche est cataclasée, développe une schistosité fruste, puis mylonitique (Bellière, 1951). Le quartz est granulé, les feldspaths (alcalin et plagioclase) sont morcelés, surtout en périphérie, et leurs fragments entraînés et mélangés avec d'autres minéraux dans les plans de schistosité. Les phénoclastes résiduels sont fracturés et leurs fissures le siège d'une néoformation d'albite, quartz et biotite verte. La biotite est déformée, puis dilacérée et partiellement recristallisée en fines paillettes verdâtres. Aux néoformations mentionnées s'ajoutent l'épidote et la séricite, présentes tant dans les fissures que dans la matrice schisteuse.

Le produit ultime de cette déformation est un mylonitoschiste oeilé, dont les entités oeilées sont mono- ou polycristallines et mono- ou polyminérales et la matrice microgrenue et phylliteuse.

Granite-porphyre

Cette roche découverte par Marro (1987) dans le Val d'Arpette en un filon unique est identique au granite central, tant d'un point de vue pétrographique que chimique. Elle n'en diffère que par la granulométrie de sa matrice, de l'ordre de 0,5 mm. Les phénocristaux sont peu abondants et consistent en feldspath alcalin, plagioclase et quartz. Cette observation est importante, car elle confirme la coexistence précoce de ces phases dans un magma granitique de type Mont-Blanc et suggère que la biotite apparaît après le quartz.

En résumé

Le granite central du Mont-Blanc est un monzo à syénogranite à biotite et rares amphiboles, porphyrique à mégacristaux de feldspath alcalin, passant à une variété équi-granulaire plus riche en quartz sur sa bordure. Ses biotites et amphiboles ont un caractère ferrifère marqué (FeO/MgO élevé) et ses zircons présentent une association dominante exclusive des formes {100} et {101}. Les opaques sont très rares. Ces caractéristiques confèrent au granite du Mont-Blanc une ressemblance avec les granites dits "ferro-potassiques", tel celui de Ploumanac'h en Bretagne.

12.2.2 Les granites leucocrates

Je les ai très peu étudiés et reporterai principalement les observations de Marro (1987). Le leucogranite du filon central et le "leucogranite-porphyre" des filons orientaux ont les mêmes caractéristiques chimiques et minéralogiques aux phénocristaux près; ils seront considérés globalement.

Ce sont des roches de granulométrie régulière et d'aspect très clair, blanches à la cassure. Dans la variété porphyrique, le quartz ressort nettement en gouttes translucides grises à violacées plurimillimétriques; le feldspath alcalin peut atteindre 1 cm.

Vingt-quatre analyses modales de Von Raumer (1971) définissent une aire située à cheval sur les champs A et B des granites dans le diagramme QAP de Streckeisen (1974) (fig. A17). Ces roches contiennent par ailleurs 0,2 à 2,4% de biotite (Von Raumer, 1967).

Minéralogie

Le **plagioclase** est en plages subidiomorphes à xénomorphes polygonales. Il est maclé albite et légèrement saussuritisé. Sa composition déterminée à la microsonde (FB 744) varie de An9 au coeur des grains à An2 en bordure, pour une teneur en orthose ne dépassant pas 1,6%. Il forme parfois de petits phénocristaux saussuritisés dans les faciès porphyriques.

Le **feldspath alcalin** est essentiellement matriciel en plages de 0,5 à 5 mm xénomorphes à subidiomorphes de tendance rectangulaire, souvent maclées Carlsbad et albite + péricline (quadrillage du microcline). Des perthites en veines sont omniprésentes. Il inclut quelques quartz et plagioclases au contour sinueux, rarement disposés en chapelets. Les quelques phénocristaux rencontrés dans les faciès porphyriques ne se distinguent des cristaux matriciels que par leur

taille. Quelques analyses à la microsonde ont fourni une composition comprise entre Or_{92,5} et Or_{96,6} pour la phase potassique du feldspath alcalin et de Ab_{98,2} An_{1,2} Or_{0,6} pour la phase perthitique (FB 744).

La **biotite** est idiomorphe, généralement verte avec quelques reliques de sa teinte brune originelle. Elle peut atteindre 2 à 3 mm. Quelques analyses à la microsonde reflètent leur caractère très ferrifère (figs. 113a), en tous points comparable à celui des biotites des monzogranites leucocrates calco-alcalins différenciés de Corse (voir fig. 114). Ces analyses ont été reportées dans le diagramme typologique de Nachit et al. (1985) (fig. 115), malgré une teneur en TiO₂ toujours inférieure à 2%. Qu'il y ait eu ou non accroissement de Al tot dans ces biotites au cours du métamorphisme, leurs points d'analyses tombent dans le même champ sub-alcalin que celui du granite principal, ce qui suggère un lien génétique entre ces deux roches.

Les **minéraux accessoires** sont l'allanite, la muscovite, le zircon, l'apatite et des opaques. Les minéraux néoformés sont le sphène et le rutile, cristallisés aux dépens de la biotite; la séricite et l'épidote aux dépens du plagioclase. Les opaques sont fréquents, une analyse à la sonde (FB 744) a révélé la présence d'une magnétite pure dépourvue de titane. Une population de zircons (FB 744) a été analysée et reportée dans le diagramme de Pupin (1980) (fig. 117a). Ces cristaux sont petits, très métamictes et correspondent à des températures relativement basses (environ 650° à 700°C selon le géothermomètre de Pupin, 1980). Leur caractère métamicté est probablement dû à une incorporation importante d'éléments incompatibles comme Th et U, concentrés dans ces magmas très évolués. Dans le diagramme des domaines de répartition typologique des granitoïdes (fig. 117b), on constate que le point moyen du granite leucocrate est dans le prolongement de ceux du granite principal, ce qui suggère un lien de parenté direct entre ces roches.

Ordre de cristallisation et textures

Là encore, un ordre d'apparition des minéraux ne peut être établi avec certitude. Le plagioclase est apparu le premier, suivi du feldspath alcalin, puis du quartz et de la biotite dans un ordre indéterminé. Les trois premiers étaient en tout cas présents lors de la mise en place du magma dans les filons orientaux. Mais le volume principal du liquide a cristallisé après, avec le développement simultané de toutes les phases en présence. Il en résulte une granulométrie homogène et une texture finement grenue à caractère un peu polygonal.

Un faciès pegmatitique inclus dans le filon de leucogranite central a été découvert par Marro (1986). Les biotites y atteignent plusieurs centimètres de longueur et les cristaux de feldspath potassique en association graphique avec des quartz ont une surface apparente dépassant un décimètre carré. De même, les filons orientaux de "leucogranite-porphyre" contiennent parfois des miaroles, sortes de poches pegmatoïdes remplies de quartz et de feldspath (Marro, op. cit.).

On en conclut que les magmas à l'origine de ces leucogranites étaient saturés en eau au moment de leur mise en place et qu'une phase fluide s'est individualisée.

Les filons aplitiques

Ils ne présentent aucune particularité pétrographique. Leur composition minéralogique et leur texture sont les mêmes que celles de la matrice des filons de leucogranite-porphyre (Marro, 1987).

12.3 CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION DES MAGMAS

12.3.1 Granite principal

Les données minéralogiques disponibles pour évaluer les conditions de cristallisation des magmas sont quasi inexistantes. Selon Pupin (1980), les zircons indiqueraient un début de cristallisation à très haute température, de l'ordre de 850°C, soit le maximum enregistré par ce géothermomètre, dans un environnement largement déficitaire en eau. Une pauvreté en eau est généralement admise dans la genèse de magmas relativement potassiques (Wyllie, 1977a; Barrière, 1977; Rossi, 1986), associée à une faible fugacité d'oxygène. La rareté des opaques dans le granite du Mont-Blanc, son caractère ferrifère et la présence de sulfures dans ses enclaves associées est un indice allant dans ce sens. La teneur relative en eau a dû augmenter en cours de cristallisation et permettre la formation occasionnelle d'amphibole.

Aucune indication minéralogique ne permet d'estimer précisément la pression tant sur le lieu de production du magma que dans son site de mise en place final. Une détermination grossière peut être faite dans ce dernier cas, sachant que tant les mylonites de première que de deuxième génération, encadrant dans le temps l'intrusion du granite, ont été engendrées dans le faciès des schistes verts à biotite (Bellière, 1988), soit sous des pressions de l'ordre de 3 à 5 Kb. 3 Kb est sans doute un minimum, car aucune auréole thermométamorphique n'est décelable dans l'encaissant au contact du granite.

12.3.2 Leucogranites

Les miaroles et pegmatites présentes dans ces roches dénotent leur sursaturation en fluides au moment de leur cristallisation. Leur faible teneur en ferromagnésiens permet de comparer directement leur composition à celles de bains expérimentaux dans les diagrammes normatifs Ab-An-Or et Qz-Ab-Or (fig. 118). Leurs points moyens (Marro, 1987) se placent entre les minima eutectiques à 2 Kbar et 0,5 Kbar de pression d'eau du système Qz Ab Or de Tuttle et Bowen (1958). La comparaison avec ces courbes expérimentales est possible en première approximation au vu du rapport normatif Ab/An élevé de ces leucogranites (environ 17). On en conclut avec Marro (op. cit.) que le leucogranite central a cristallisé sous une $P(H_2O) \approx P_{total}$ de 1 à 1,5 Kbar, soit à une profondeur de quelque 3 à 5 Km et le leucogranite porphyrique à quelque 0,5 Kbar, soit très près de la surface. La température de mise en place de ces magmas a dû être de l'ordre de 650° à 700°C selon le géothermomètre de Pupin (1980). La présence de magnétite pure suggère une fugacité d'oxygène élevée dans ces magmas résiduels hydratés.

12.4 GÉOCHIMIE DES GRANITES DU MONT-BLANC

Dans ce qui suit, on gardera toujours à l'esprit que les roches étudiées ont subi les effets d'événements tectono-métamorphiques importants, qui ont pu conduire à une redistribution de certains éléments chimiques, comme cela a été démontré dans les zones déformées des massifs granitiques externes de l'Aar et du Gotthard (Marquer, 1987).

La plupart des échantillons sont ceux de Marro (1986), analysés à Lausanne dans les mêmes conditions que les miens; ils ont donc trait à la partie septentrionale du massif, située au Nord du glacier d'Argentière. Aucune étude systématique n'a été entreprise plus au Sud. Les conclusions auxquelles nous parviendrons n'y sont donc pas directement extensibles, bien que l'observation macroscopique des roches semble exclure toute différence majeure.

12.4.1 Caractères géochimiques généraux

Le granite central et son faciès de bordure

ÉLÉMENTS MAJEURS ET TRACES DOSÉES PAR FLUORESCENCE X

Les moyennes, écart-types, minima et maxima de 46 analyses du granite central et de 10 analyses de son faciès de bordure sont reportées dans la figure 119. Tous deux ont une composition typique de granite; leurs points d'analyses tombent dans le champ correspondant du diagramme de classification R1-R2 de La Roche et al. (1980) (fig. A18). Leur gamme de variation respective est assez étroite; elles se recouvrent partiellement. Le faciès de bordure apparaît comme un terme différencié de la masse principale.

Ces roches sont métalumineuses à très légèrement hyperalumineuses au sens de Shand (1927) (fig. A19), avec une teneur en corindon normatif comprise entre 0 et 1%. Elles ont un caractère relativement alcalin potassique avec une somme $Na_2O + K_2O$ comprise entre 7,6 et 8,9 et un rapport K_2O/N_2O pondéral de 1,1 à 1,5 dans toute la gamme de teneurs en SiO_2 . Ceci leur confère une affinité calco-alcaline à légèrement alcali-calcique au sens de Peacock (1931) dans le diagramme de Brown (1981) (fig. A20). Cette affinité se confirme au niveau des concentrations en éléments traces; elle est visualisée dans le diagramme arachnéen de la figure 121.

Sur la base de diagrammes binaires utilisant le titane, réputé peu mobile sous l'effet du métamorphisme, comme indice de différenciation, Marro (1987) a mis en évidence une excellente organisation géochimique régionale au sein du massif. On observe ainsi du centre en direction de la bordure septentrionale de l'intrusion une tendance évoluant régulièrement vers des termes de plus en plus différenciés. Au sein du faciès porphyrique et en direction de l'extérieur décroissent parallèlement à Ti les teneurs en Fe, Mg, V, Zr, Ba et Sr, tandis que croissent celles en Si, K et Rb. Le sodium a un comportement irrégulier, attribué à l'effet du métamorphisme. Le point moyen des analyses du faciès de bordure se trouve globalement dans le prolongement de la tendance définie par le faciès central, tout en étant relativement pauvre en K et Rb.

Cette tendance évolutive générale s'observe également dans les diagrammes de Harker (fig. A25). A cet égard, le choix du titane ou de la silice comme indice de différenciation n'a guère d'incidence sur la distribution des points d'analyse, bien qu'il soit évident que la silice ait été en partie remobilisée au cours du métamorphisme alpin comme en témoignent les nombreuses fissures à quartz présentes dans le massif. D'autres représentations ont été testées, utilisant par exemple l'aluminium comme indice de différenciation ou comme dénominateur commun dans des diagrammes binaires impliquant d'autres éléments. Les résultats obtenus ont toujours été semblables.

En résumé, tous les éléments majeurs voient leur teneur décroître avec l'augmentation de SiO_2 en direction de la bordure du massif, à l'exception de K et Na, peut-être remobilisés. Au niveau des traces, Zr, V, Ba, Sr, Sc font de même et se comportent en éléments incompatibles. Seul Rb a un coefficient de distribution global $D_{minéraux/liquide} < 1$,

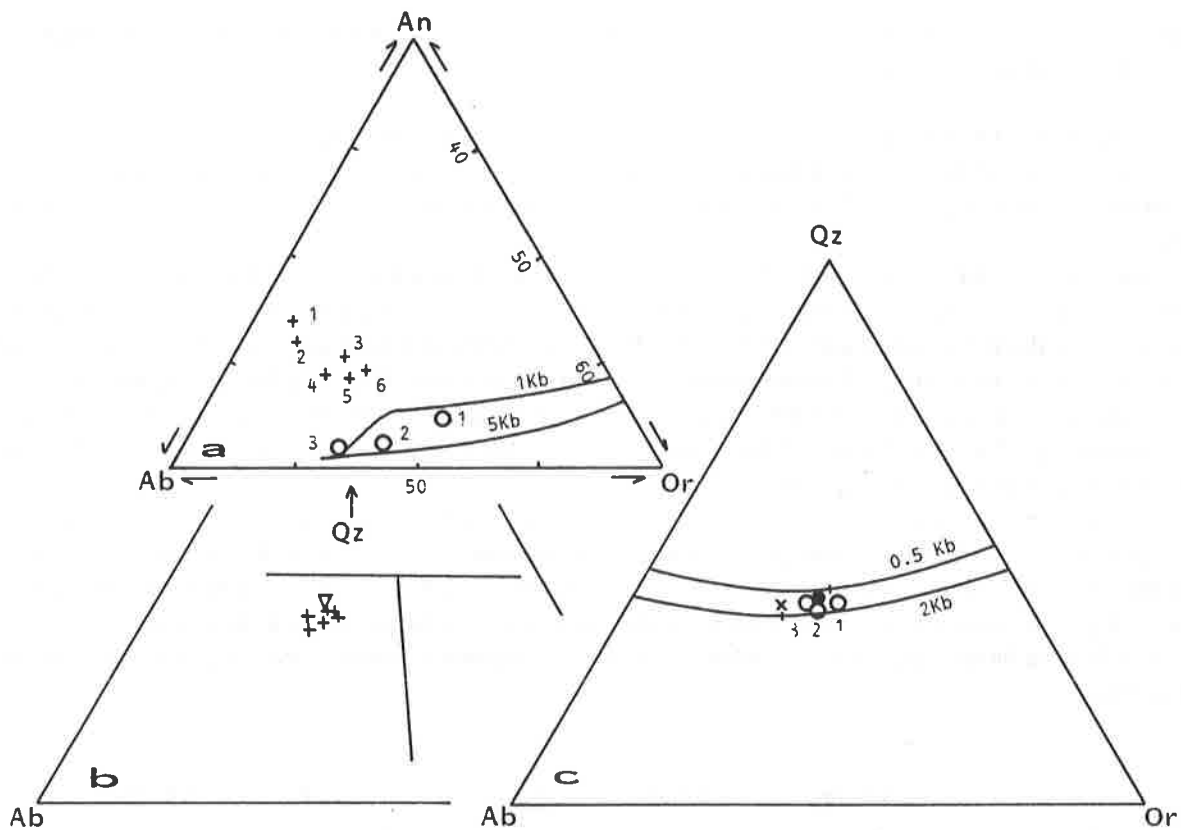


Figure 118: Position des points normatifs moyens des granitoïdes du Mont-Blanc dans les diagrammes Qz-Ab-Or et Ab-An-Or, repris avec de légères modifications de Marro (1987). a: Les croix numérotées correspondent aux six moyennes régionales du granite central calculées par Marro, 1 étant le faciès le moins évolué (région d'Argentière) et 6 le plus évolué (Catogne); de même, les cercles numérotés correspondent aux trois moyennes régionales d'acidité croissante du filon leucogranitique central. Ont été ajoutées les lignes cotectiques à 1 Kbar PH_2O selon James et Hamilton (1969) et à 5 Kbar selon Winkler et al. (1975). b: position des six points moyens du granite central et de celui de son faciès de bordure (triangle) avec les limites des champs de cristallisation primaire du quartz, du plagioclase et du feldspath alcalin pour $\text{PH}_2\text{O} = 1$ Kbar sur la section (Qz, Ab, Or)₉₅, An₅ selon James et Hamilton (1969). c: position du leucogranite central et du leucogranite-porphyre moyen (point noir) par rapport aux lignes et minima cotectiques à 0,5 et 2 Kbar de PH_2O de Tuttle et Bowen (1958). La croix est une estimation de la position du point eutectique à 2 Kbar de PH_2O pour le rapport normatif Ab/An du leucogranite (environ = 17) d'après Von Platten (1965).

	GRANITE CENTRAL				FACIES DE BORDURE				LEUCOGRANITE CENTRAL				LEUCOGRANITE-PORPHYRE			
	m (46)	S.	MIN	MAX	m (10)	S.	MIN	MAX	m (9)	S.	MIN	MAX	m (7)	S.	MIN	MAX
(%-poids)																
SiO ₂	72.45	0.74	70.21	74.49	74.22	0.74	71.95	75.25	76.52	0.28	75.96	77.00	76.93	0.44	75.96	77.56
TiO ₂	0.27	0.03	0.20	0.35	0.22	0.02	0.17	0.27	0.05	0.01	0.02	0.07	0.08	0.02	0.05	0.17
Al ₂ O ₃	13.83	0.33	12.93	14.97	12.99	0.31	12.58	13.88	12.38	0.10	12.19	12.55	12.32	0.12	12.15	12.53
Fe ₂ O ₃	2.29	0.19	1.71	2.67	1.95	0.15	1.63	2.28	1.07	0.14	0.77	1.32	1.12	0.15	0.92	1.62
MnO	0.05	0.01	0.03	0.07	0.05	0.01	0.03	0.07	0.04	0.01	0.02	0.06	0.04	0.01	0.03	0.06
MgO	0.48	0.07	0.33	0.95	0.45	0.07	0.26	0.61	0.12	0.03	0.04	0.17	0.21	0.08	0.13	0.49
CaO	1.31	0.19	0.70	1.86	1.23	0.17	0.87	1.40	0.44	0.12	0.15	0.61	0.34	0.06	0.13	0.45
Na ₂ O	3.60	0.13	3.32	4.16	3.52	0.13	3.02	3.72	3.56	0.27	2.92	3.98	3.74	0.10	3.52	4.01
K ₂ O	4.77	0.18	4.20	5.20	4.40	0.36	3.92	5.24	5.18	0.25	4.62	5.95	4.82	0.13	4.48	4.98
P ₂ O ₅	0.08	0.01	0.06	0.11	0.06	0.01	0.04	0.08	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05
P.F.	0.61	0.14	0.36	1.40	0.52	0.10	0.41	0.84	0.26	0.06	0.17	0.39	0.32	0.09	0.14	0.44
(ppm)																
Zr	178	15	128	220	130	19	104	189	72	10	44	94	79	17	59	122
Sr	109	13	77	159	96	13	66	113	18	16	3	62	16	7	5	38
Rb	267	28	202	349	226	25	167	275	340	85	222	487	367	48	280	437
Zn	29	5	15	46	23	6	8	38	7	3	1	12	5	5	0	18
Ba	509	72	368	762	406	36	261	480	47	39	12	185	46	30	14	105

Figure 119: moyennes (m, avec nombre d'analyses), écart-types (S), minima et maxima des analyses des différents granitoïdes du massif du Mont-Blanc. Les analyses individuelles sont reportées en annexe.

compte non tenu de sa teneur anormalement basse en zone de bordure. Th et La ont une distribution ambiguë ne permettant pas de conclure à cet égard.

ELÉMENTS EN TRACES DOSÉS PAR ACTIVATION NEUTRONIQUE

Quelques échantillons ont été analysés par activation neutronique au laboratoire Pierre Süe à Saclay. Leur nombre restreint permet tout au plus de caractériser le granite du Mont-Blanc sans que des variations d'ordre régional puissent être établies.

Au niveau des terres rares (fig. 120a), le **granite central** est caractérisé par un fractionnement important au sein des terres rares légères, une anomalie en europium très prononcée et un fractionnement faible, à pente positive ou négative, au sein des terres rares lourdes (l'échantillon FB 797 a été prélevé à proximité d'une enclave, la pente négative de la branche Tb-Yb pourrait être due à des interactions chimiques avec cette dernière). Les teneurs absolues sont assez élevées, spécialement pour les terres rares lourdes (fig. 121). Ces spectres sont comparables à ceux d'autres granites calco-alcalins (fig. 120c), notamment de Corse, pour lesquels on observe également une pente variable du profil normalisé des terres rares lourdes (Cocherie, 1984).

Le **faciès de bordure** est représenté par trois échantillons (fig. 120b), dont deux (FB 712 et 719) proviennent de la partie orientale du massif et l'autre (FB 893) de la partie occidentale. Ils présentent des spectres semblables à ceux du faciès central, mais dont la teneur totale en terres rares est assez variable. On y trouve à la fois l'échantillon le plus pauvre et le plus riche de tout le groupe. Leur anomalie en europium est en moyenne encore plus prononcée que celle des échantillons du faciès central. Elle est probablement liée à un fractionnement important de plagioclase et/ou de feldspath alcalin.

	(La/Sm) _N	(Tb/Yb) _N	Eu/Eu*	La (ppm)	Yb (ppm)
faciès central	3.19-3.88	0.79-1.16	0.31-0.52	33.8-47.6	4.2-4.5
faciès de bordure	2.96-3.70	0.75-1.05	0.23-0.41	25.8-54.1	3.8-5.5

U, Th et Ta ont été dosés. Leur gamme de teneurs est reportée dans le tableau ci-dessous. Il est tout à fait possible que ces éléments, surtout U, aient été remobilisés durant le métamorphisme, dénuant alors le rapport Th/U de toute signification. On n'observe aucune corrélation systématique dans l'évolution des teneurs de ces éléments, considérés deux par deux ou en fonction de la silice. Notons que les teneurs en U et Th sont relativement élevées par rapport à celles de granitoïdes calco-alcalins s.s. par exemple du Quérigut (Fourcade et Allègre, 1981) ou de Corse (Cocherie, 1984), mais nettement inférieures à celles des granitoïdes alcali-calciques potassiques des Vosges (Pagel, 1982).

(ppm)	U	Th	Th/U	Ta	Th/Ta
granite central	4.9-7.0	23.6-33.5	3.7-4.8	1.3-2.7	9.2-13.4
faciès de bordure	8.2-9.9	17.1-30.9	1.7-3.7	2.3-2.9	5.8-13.6

ISOTOPES

Baggio et al (1967) ont tenté une première datation du granite du Mont-Blanc par la méthode Rb-Sr. Leurs points d'analyse se sont révélés dispersés dans le diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ce qui n'est guère surprenant au vu du caractère très déformé des échantillons qu'ils ont utilisés. L'âge de 313,2 Ma proposé par ces auteurs après élimination de trois points "aberrants" doit donc être considéré avec réserve.

Marro (1986) a tenté une nouvelle datation dans un tout autre secteur du massif en analysant des roches des faciès central et de bordure. L'hétérogénéité isotopique du massif s'est confirmée, tant entre les deux faciès qu'au sein-même de ces derniers (fig. A16a). Il est probable que le métamorphisme en soit responsable, sans qu'on puisse exclure une hétérogénéité originelle. Sept échantillons provenant d'un secteur restreint du faciès central (région du Tour) se disposent en une hyperbole dans le diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (croix dans la figure A16). Cette disposition a été interprétée d'abord comme l'effet d'une double perturbation du Rb et du Sr ayant affecté chaque échantillon (Marro, 1987); une alternative est de considérer que seuls les points extrêmes ont subi une perte sensible en Rb sous l'effet du métamorphisme (Bussy et al., 1989). En les écartant, les cinq points restants définissent une isochrone dont l'âge est de $311,6 \pm 18,2$ Ma et le rapport initial de $0,705 \pm 0,002$. En elles-mêmes, ces valeurs n'ont guère de signification au vu de la sélection

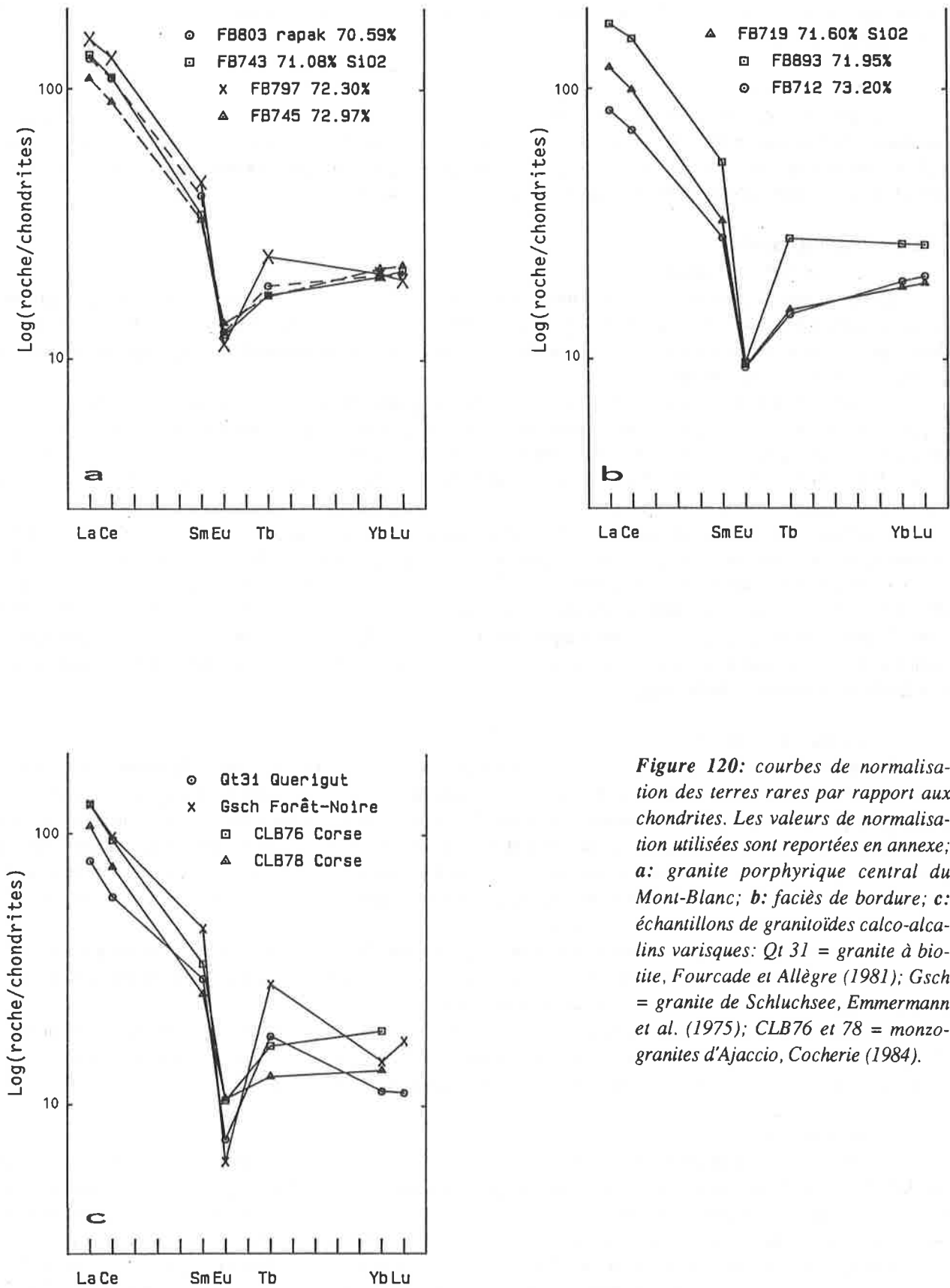


Figure 120: courbes de normalisation des terres rares par rapport aux chondrites. Les valeurs de normalisation utilisées sont reportées en annexe; a: granite porphyrique central du Mont-Blanc; b: faciès de bordure; c: échantillons de granitoïdes calco-alcalins varisques: Qt 31 = granite à biotite, Fourcade et Allègre (1981); Gsch = granite de Schluchsee, Emmermann et al. (1975); CLB76 et 78 = monzogranites d'Ajaccio, Cocherie (1984).

arbitraire des points d'analyse. Mais une étude isotopique complémentaire menée sur les enclaves microgrenues à hornblende (voir § 15.1.1) a fourni des résultats très semblables à ceux-ci ($316,1 \pm 19,5$ Ma; $0,7058 \pm 0,0005$) (Bussy et al., 1989). Nous avons admis que ces derniers chiffres étaient représentatifs de l'ensemble du massif. Dans cette hypothèse, le rapport initial du strontium serait relativement bas, à l'instar de celui des granites du massif cristallin externe de l'Aar: $0,7049 \pm 0,0014$ pour le granite central de l'Aar au Grimsel, $0,7050 \pm 0,0003$ pour celui du Reusstal (Schaltegger, 1989). Notons que celui des granitoïdes calco-alcalins s.s. corses n'est guère plus élevé ($0,7065$ pour les monzogranites, Cocherie, 1984).

EN RÉSUMÉ

Le granite du Mont-Blanc est un monzo- à syénogranite calco-alcalin à alcali-calcique à tendance potassique assez différencié, d'âge namuro-westphalien, dont le rapport isotopique initial du strontium est bas. Il présente une organisation géochimique interne cohérente et régulière allant dans le sens d'une différenciation croissante vers sa bordure.

Les leucogranites

ELÉMENTS MAJEURS

Les moyennes, écart-types, minima et maxima de 9 analyses du leucogranite central et de 7 analyses du leucogranite-porphyre, tirées à une exception près de Marro (1986), sont reportées dans la figure 119. On constate que ces deux types de roches ont une composition très acide quasi identique, tant au niveau des majeurs que des traces. Leur gamme de variation est très étroite.

Les points d'analyse tombent à cheval sur les champs des granites et des granites alcalins dans le diagramme R1-R2 de La Roche et al. (1980) (fig. A18). Ces roches ont des caractéristiques générales semblables à celles du granite principal, tout en étant un peu plus alcalines: rapport moléculaire $Al_2O_3/CaO + N_2O + K_2O$ proche de 1 (fig. A19), somme $N_2O + K_2O$ comprise entre 8,4 et 9,0, rapport pondéral K_2O/N_2O compris entre 1,1 et 2,0 (fig. A22) et caractère nettement alcali-calcique dans le diagramme de Brown (1981) (fig. A20).

On observe une tendance évolutive régionale au sein du gros filon de leucogranite central. En partant des parties internes du massif (Argentière) en direction de la périphérie septentrionale (Orny), Marro a mis en évidence un léger accroissement de la silice (qui passe en moyenne de 76,37% à 76,76%), de Na_2O (3,3-3,9%), de Zr (72-82 ppm) et de Rb (234-477 ppm), associée à un appauvrissement en CaO (0,58-0,23%), K_2O (5,41-4,61%), TiO_2 (0,07-0,05%) et Ba (106-31 ppm). Les autres éléments ont un comportement plus irrégulier. Ainsi, comme pour le granite principal, les roches tendent à être plus différenciées en direction de la bordure du massif. Il n'y a par contre aucune organisation au sein des filons leucocrates porphyriques.

ELÉMENTS TRACES

Les leucogranites sont caractérisés par des teneurs très basses en Sr, Ba, Zr et autres éléments de transition: V, Cr, Co, Ni, Zn, Sc (fig. A25). A l'inverse, Rb est abondant à très abondant, surtout dans les leucogranite-porphyres. On y trouve les plus fortes teneurs de l'ensemble des granitoïdes; il en est de même pour Th (max. 50 ppm), Ta (6,8 ppm), Nb (33 ppm). Ces quatre éléments ont ordinairement un comportement plus ou moins hygromagmatophile dans les processus magmatiques ou en tout cas un coefficient global de distribution $D < 1$. Leur concentration élevée, associée aux très faibles teneurs des éléments de transition et des alcalino-terreux, suggèrent que ces roches correspondent à des bains ultimes de fin de cristallisation fractionnée (fig. 126).

On n'observe pas de corrélation positive systématique entre Rb, Th, Ta et Nb considérés deux par deux dans les 3 échantillons analysés en activation neutronique, sauf pour le couple Ta-Nb, ce qui n'est pas surprenant au vu des caractéristiques chimiques très semblables de ces deux éléments.

Les concentrations en U dans les mêmes échantillons sont irrégulières, l'un d'entre eux étant relativement pauvre (5,6 ppm) et l'autre le plus riche de tous les granitoïdes analysés (16,3 ppm). Ceci suggère à nouveau que U a été mobile dans un stade tardi- à post-magmatique sous l'action de circulations de fluides probablement importantes.

TERRES RARES

Les trois spectres disponibles (fig. 122a) sont très différents de ceux du granite principal. Ils sont caractérisés par une forme en V due à une très forte anomalie en europium ($Eu/Eu^* = 0,084-0,164$) associée à des teneurs élevées en terres rares lourdes atteignant 40 fois celles des chondrites. Plus ces dernières sont élevées, plus les teneurs en terres rares légères sont basses, tout en restant dans une gamme de 70 à 115 fois celles de chondrites.

Ces spectres sont très semblables à ceux des monzogranites leucocrates de Corse (Cocherie, 1984) (fig. 122b), à celui de Bärhalde en Forêt-Noire (Emmermann et al., 1975) et plus généralement à ceux des faciès leucocrates des monzogranites calco-alcalins varisques (voir revue de Cocherie, 1984). L'analogie avec les monzogranites leucocrates de

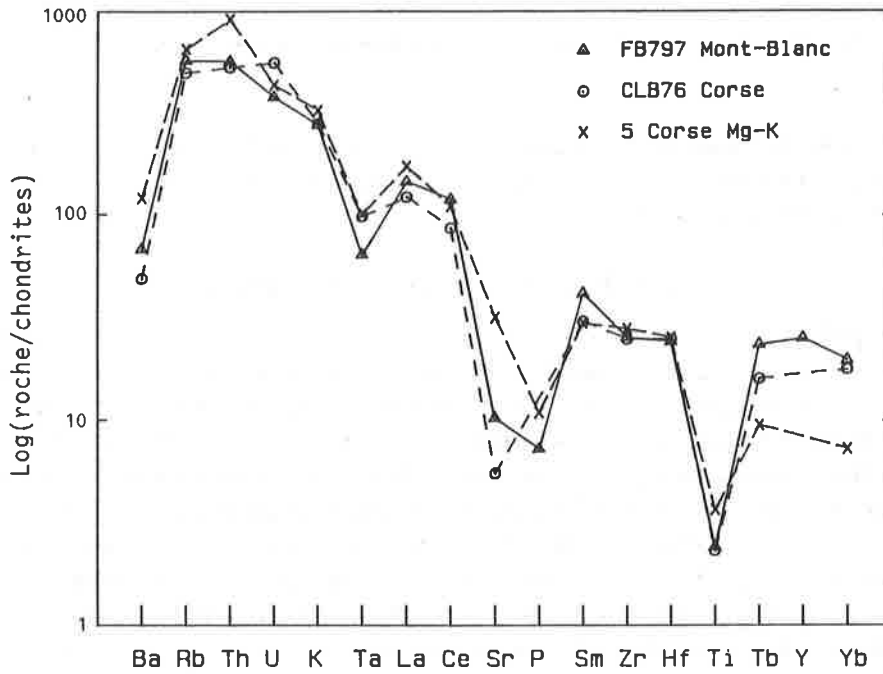


Figure 121: courbes de normalisation d'éléments en traces par rapport aux chondrites pour différents granites; CLB 76 et 5 sont des monzogranites du batholite varisque corse; le premier de la suite calco-alcaline s.s., le second de la suite calco-alcaline magnésio-potassique (Cocherie, 1984), FB 797 a une affinité plus prononcée avec CLB 36, notamment au niveau de Ba et des terres rares lourdes.

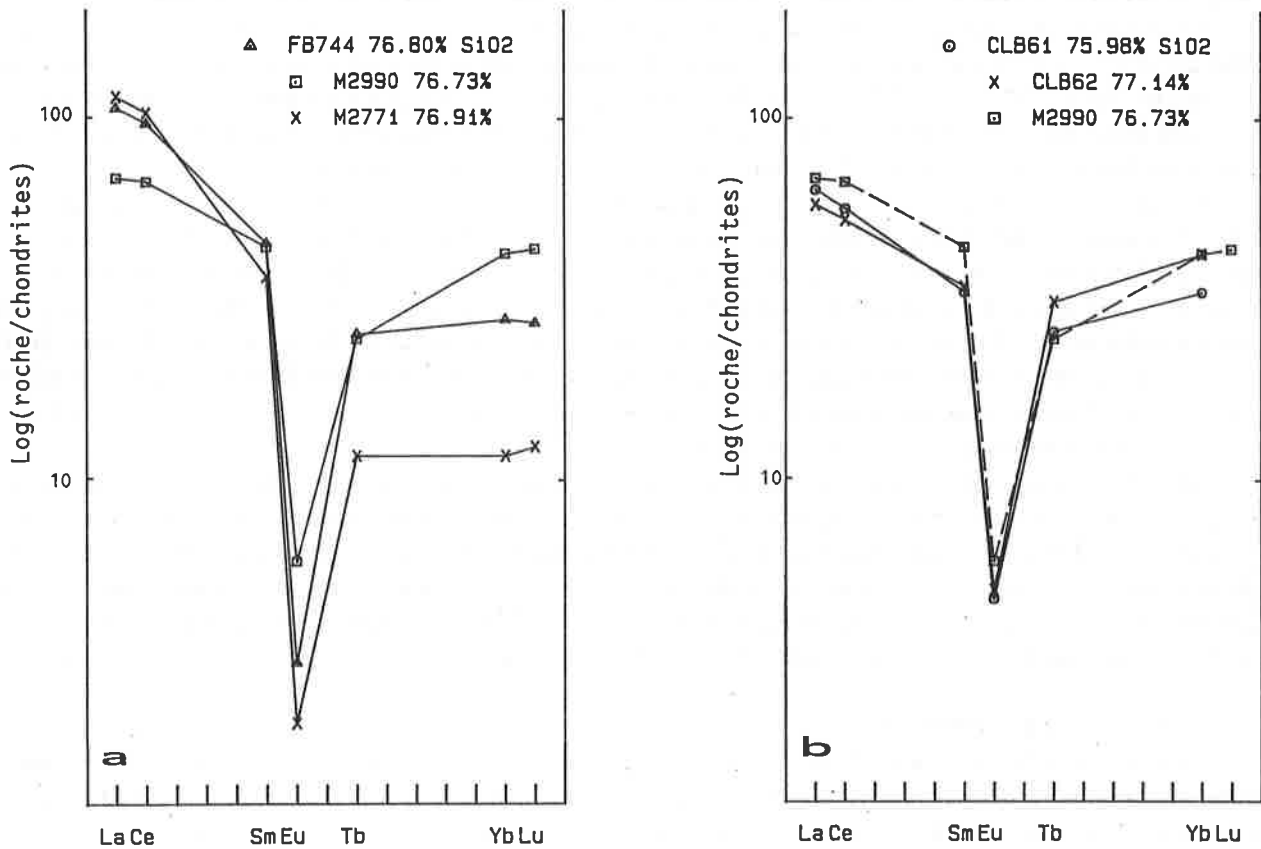


Figure 122 a: courbes de normalisation des terres rares par rapport aux chondrites pour des échantillons du leucogranite central (FB 744 et M 2771) et du leucogranite-porphyre oriental (M 2990) du massif du Mont-Blanc; **b:** profils de deux échantillons de monzogranites leucocrates du batholite calco-alcalin de Corse (CLB 61 et 62, Cocherie, 1984) comparés à celui de M 2990 du Mont-Blanc.

Corse, qui sont en fait des leucogranites au sens de Streckeisen (1974), s'étend d'ailleurs à l'ensemble des caractères chimiques: richesse en Th, Ta, Rb, U, pauvreté en éléments traces compatibles, acidité élevée.

EN RÉSUMÉ

Les leucogranites ont une composition de granite, voire de granite alcalin à tendance potassique extrêmement différencié. Le filon central équigranulaire présente une organisation géochimique interne tendant vers des termes plus évolués en direction de la bordure nord de l'intrusion.

12.4.2 Processus magmatiques

Granite principal

Des trois processus fondamentaux à l'origine des variations géochimiques au sein d'un magma - cristallisation fractionnée, fusion partielle, mélanges - le premier est le plus à même d'expliquer la tendance évolutive régulière observée au sein du granite du Mont-Blanc. C'est à cette conclusion qu'est parvenu Marro (1987) sur la base d'une analyse de diagrammes binaires. Afin de tester cette hypothèse, un modèle schématique de cristallisation fractionnée basé sur un bilan de masse au niveau des éléments majeurs a été appliqué. Il utilise le programme de corrélation linéaire multi-éléments NTMOD. Le test consiste à déterminer quelles proportions de minéraux doivent être soustraites d'un des échantillons les moins évolués du granite (M 2763 de la région du Tour) pour obtenir la composition des différents échantillons parmi les plus évolués. Les compositions des minéraux utilisés sont reportées dans la figure 123. Aucune analyse globale de feldspath alcalin n'étant disponible, sa composition a été estimée sur la base de l'analyse normative moyenne du granite. Le test a été mené sur des échantillons évolués appartenant au faciès central et au faciès de bordure. L'adéquation du modèle est exprimée par la somme des carrés des résidus subsistants entre la composition réelle de la roche source (M 2763) et sa valeur calculée pour huit éléments majeurs exprimés en pourcents.

FACIES CENTRAL

Compte tenu de l'approximation dans le choix de la composition du feldspath alcalin, les résultats de la modélisation sont bons avec des résidus de l'ordre de 0,1 (fig. 124a). Les variations chimiques observées peuvent être expliquées par un fractionnement maximum d'environ 20% poids de minéraux dans lequel domine le plagioclase.

Ces résultats basés sur les majeurs ont été testés au niveau des concentrations en Rb, Ba et Sr, qui sont les seuls éléments en traces dont la distribution soit indépendante des minéraux accessoires. Les calculs sont basés sur l'équation de Rayleigh (1896): $Co/C = F^{(D-1)}$. Les valeurs de F et les proportions de minéraux fractionnés sont repris de la figure 124a. Etant donné qu'aucune analyse sur minéraux séparés n'a été faite, les coefficients de répartition K minéral/liquide utilisés sont d'une part ceux de Arth (1976), d'autre part ceux de Mittlefehldt et Miller (1983).

Les résultats sont comparés aux valeurs mesurées pour chacun des éléments de deux des roches testées (fig. 124b). On constate que l'évolution générale des teneurs calculées par le modèle coïncide avec la réalité: Sr et Ba sont appauvris et Rb enrichi dans les liquides résiduels. Si les concentrations calculées pour Sr et Ba sont en bon accord avec les valeurs mesurées, il n'en est pas de même pour Rb, toujours sous-estimé dans les calculs. Cette différence n'est sans doute pas imputable au choix des coefficients K, dont l'incidence est faible au niveau du résultat final. Je pense plutôt que Rb a subi une remobilisation post-magmatique et qu'il peut avoir été légèrement enrichi dans certains échantillons testés ou appauvri dans l'échantillon source M 2763. Ces différences ne remettent pas en cause le modèle, qui explique par ailleurs très bien les tendances évolutives observées.

Mis à part les minéraux principaux, certains accessoires ont également fractionné. L'appauvrissement en Zr et P des roches les plus évoluées implique une soustraction de zircon et d'apatite, probablement sous la forme d'inclusions dans la biotite. L'allanite a peut-être aussi fractionné en très petite quantité. En effet, sa très grande affinité préférentielle pour les terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (d'un facteur mille, Fourcade et Allègre, 1981), pourrait expliquer l'enrichissement relatif en Yb par rapport à Tb dans les profils de terres rares du granite (fig. 120), soit le passage d'une pente négative (FB 797) du segment Tb-Yb des spectres à une pente positive (FB 745) (Cocherie, 1984).

FACIES DE BORDURE

Afin de déterminer si le faciès de bordure est un produit de cristallisation fractionnée avancée du faciès central, comme Marro (1987) le pense, le même modèle a été appliqué en considérant comme représentant du magma initial des roches évoluées, respectivement peu évoluées du faciès central. Notons d'emblée que les échantillons de granite de bordure n'ont pas été prélevés dans le prolongement géographique du faciès central le plus évolué, car il est absent à cet endroit (région du Catogne). Aucune solution satisfaisante n'est obtenue en considérant un échantillon porphyrique évolué comme source dans le modèle, très probablement en raison de la remarque qui précède. Par contre un bilan de masse au niveau des majeurs est possible en considérant un échantillon central peu évolué comme point de départ. Trois exemples sont reportés dans la figure 125a.

[%-poids]	plagioclase	f. alc.	biotite	ilménite
SiO ₂	62.06	66.21	35.90	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	2.09	52.65
Al ₂ O ₃	23.94	18.73	13.57	0.00
FeO	0.00	0.00	27.16	47.35
MgO	0.00	0.00	6.62	0.00
CaO	5.27	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	8.73	4.33	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	10.72	9.81	0.00

Figure 123: Composition des minéraux utilisés dans le modèle de cristallisation fractionnée appliqué aux granites du Mont-Blanc. Celle du feldspath alcalin est estimée à partir de la norme moyenne du granite et celle de l'ilménite est théorique.

a

[%]	SiO ₂	F	plagio	f. alc.	biot.	ilm.	Σ(résid.) ²
M2763	70.36						
M2713	74.49	83.7	10.6	2.4	3.2	0.1	0.085
M2716	73.20	82.7	10.4	4.4	2.3	0.1	0.103
M2712	73.41	87.9	7.8	2.2	2.0	0.1	0.093
M2702	74.01	80.5	9.5	7.3	2.6	0.1	0.105

b

n°éch	F	Dcalc type	Rb			Sr			Ba		
			DRb	Calc	mes	DSr	Calc	mes	DBa	Calc	mes
M2763					2 2 5			1 3 1			7 0 3
M2713	0.84	1	0.52	2 4 5	2 9 1	3.45	8 5	8 2	3.02	4 9 4	4 1 2
			0.71	2 3 7		3.24	8 9		3.32	4 6 9	
M2712	0.88	1	0.47	2 4 2	2 6 5	3.56	9 4	1 0 1	2.95	5 4 8	4 9 4
			0.67	2 3 5		3.33	9 7		3.65	5 0 1	

Figure 124 a: proportions relatives calculées des minéraux et du liquide résiduel (F) résultant de la cristallisation fractionnée d'un liquide initial (M2763) passant à un liquide final représenté par divers échantillons du granite central du Mont-Blanc. L'adéquation entre calculs et analyses est exprimée par la somme des carrés des différences (ou des résidus) subsistant sur l'ensemble des éléments majeurs considérés. Plus cette somme est faible, meilleur est le résultat. **b:** comparaison entre teneurs en éléments traces réelles et calculées de différents échantillons de granite supposés dériver de M 2763 par cristallisation fractionnée. Le calcul est basé sur l'équation de Rayleigh (1896) et utilise les valeurs de F et les proportions minérales reportées dans a. Les coefficients de distribution globaux D sont calculés d'une part avec les coefficients de répartition minéral/liquide de Arth (1976) (1), d'autre part avec ceux de Mittlefehldt et Miller (1983) (2). Toutes les teneurs sont en ppm.

a

[%]	SiO ₂	F	plagio	f. alc.	biot.	ilm.	Σ(résid.) ²
M2763	70.36						
M2950	75.12	71.4	9.1	15.6	3.7	0.1	0.052
M2886	74.81	71.5	9.6	15.0	3.7	0.2	0.079
FB557	73.45	83.3	12.9	1.3	2.4	0.2	0.244

b

n° éch.	F	Dcalc type	Rb			Sr			Ba		
			DRb	calc.	mes.	DSr	calc.	mes.	DBa	calc.	mes.
M2763					2 2 5			1 3 1			7 0 3
M2950	0.71	1	0.48	2 6 7	2 5 6	3.56	5 7	9 0	3.97	2 6 5	2 9 4
			0.82	2 3 9		3.31	6 1		6.13	1 3 0	
M2886	0.71	1	0.49	2 6 8	2 1 6	3.54	5 5	1 0 0	3.47	2 0 4	4 6 7
			0.93	2 3 2		3.28	6 0		7.9	7 2	
FB557	0.83	1	0.37	2 5 3	1 6 7	3.74	7 9	6 6	2.09	5 0 9	4 0 1
			0.51	2 4 7		3.51	8 2		2.43	4 7 8	

Figure 125 a: même situation que dans la figure 124a, mais le modèle est appliqué à des échantillons du faciès de bordure du granite du Mont-Blanc; **b:** vérification du modèle de cristallisation fractionnée au niveau des éléments traces, voir explications dans la figure 124b.

M 2950 et M 2886 proviennent d'un secteur situé à l'Est du filon de leucogranite central, qui met en contact tectonique faciès porphyrique et faciès de bordure (Marro, 1987); FB 557 vient de l'Ouest (Plan de l'Aiguille), région dans laquelle le passage d'un faciès à l'autre est progressif. On constate des différences sensibles dans les proportions minérales et le taux de fractionnement entre bordure ouest et bordure est du massif. Mais les analyses provenant de la bordure ouest sont trop peu abondantes pour qu'on puisse en faire une généralité.

Au niveau de la distribution de Rb, Sr et Ba, les résultats sont irréguliers (fig. 125b). Rb, notamment, peut présenter des teneurs réelles nettement inférieures à celles calculées (FB 557) (voir fig. A25) et Ba ne donne pas toujours des valeurs concordantes (M 2886). Ceci suggère que des processus autres qu'une simple cristallisation fractionnée peuvent être intervenus en bordure de l'intrusion, tels qu'une circulation de fluides, une assimilation de matériel encaissant, ou simplement des échanges chimiques avec ce dernier. Cependant, je pense qu'une différenciation par fractionnement reste le mécanisme fondamental à l'origine du caractère évolué de la bordure du granite du Mont-Blanc.

NATURE DU FRACTIONNEMENT

Comme l'ont souligné de nombreux auteurs, un mécanisme de fractionnement par séparation gravitative de cristaux est très improbable au sein d'un magma acide à viscosité élevée et teneur en eau modérée à faible. Deux autres processus menant à une séparation liquide-cristaux effective peuvent être invoqués dans le contexte d'une mise en place dynamique plus ou moins syntectonique du granite du Mont-Blanc.

La différenciation de flux ou "effet Bagnold" qui apparaît dans les caisses filoniennes et se traduit par la concentration centrale des cristaux sous l'action d'une pression dispersive centripète a été invoquée par Marro (1987). Mais Barrière (1976) a montré que ce mécanisme était inopérant à l'échelle du massif. Par contre, comme le souligne ce dernier auteur (1977), une différenciation de flux est localement possible par écoulement intramagmatique, par exemple dans des cellules de convection de taille réduite. Dès lors, un taux de cisaillement important au contact entre zones de viscosité ou cohérence différente induirait la migration des cristaux. Barrière (1977) a développé ce concept à partir de l'étude des schlierens concentrés à faible distance de la bordure du granite de Ploumanac'h, qui présente par ailleurs la même zonation que celui du Mont-Blanc avec un "coeur porphyrique peu évolué et une bordure équigranulaire différenciée". Dans le cas du Mont-Blanc, l'observation de nombreux schlierens à biotite et de lambeaux ou rubans à forte concentration de feldspaths alcalins pourraient être liés à ce phénomène.

Mais la différenciation à grande échelle du massif est plutôt liée à mon avis à une extraction partielle du magma résiduel de la "bouillie cristalline" par un effet proche de celui du "filter-press", associée à la mise en place dynamique du magma. Le liquide résiduel se serait concentré vers les parties sommitales et bordières de l'intrusion et aurait cristallisé assez rapidement en texture équigranulaire au contact de l'encaissant. Si la résultante de ce mécanisme est la même que celle d'une cristallisation fractionnée gravitative, son principe est dynamiquement opposé.

NATURE ORIGINELLE DU MAGMA GRANITIQUE

Les roches les moins évoluées du granite central le sont déjà passablement. En effet, même l'échantillon de granite rapakivi FB 803, l'un des moins acides analysés, présente un spectre de terres rares caractéristique de roches fractionnées: forte anomalie en europium ($Eu/Eu^* = 0,4$), teneur relativement élevée en terres rares lourdes. Il y a tout lieu de penser que l'ensemble des roches observées résulte de la différenciation d'un magma moins évolué invisible à l'affleurement. Des termes granodioritiques existent peut-être à un niveau structural inférieur, si on fait référence à la situation assez proche du granite de l'Aar associé à la granodiorite du Grimsel, considérés par Schaltegger (1989) comme les termes d'une suite unique ayant évolué par cristallisation fractionnée.

Tout modèle empirique cherchant à remonter par un procédé de calcul inverse à celui utilisé ci-dessus vers des termes supposés primitifs serait si peu contraint qu'il n'aurait aucun crédit géologique. Le problème de la nature originelle du magma granitique reste donc largement ouvert à ce niveau d'investigation.

LEUCOGRANITES

Les caractéristiques des leucogranites en font l'expression de liquides magmatiques très différenciés, comme on peut le constater dans des diagrammes log-log où sont opposés un élément à coefficient de distribution global $D < 1$ (ici Rb) et un élément compatible (fig. 126).

La tendance évolutive observée au sein du filon leucogranitique central peut-elle résulter d'une cristallisation fractionnée? Le modèle basé sur le bilan de masse au niveau des majeurs a été appliqué sur des couples d'échantillons contrastés. Les résultats sont très médiocres avec une somme des résidus dépassant 0,4 pour un fractionnement de l'ordre de 2% d'orthose et 2% de biotite. Les écarts sont surtout marqués pour Na_2O . Il est possible que ces mauvais résultats soient liés à la nature particulière de ces roches hyperacides et saturées en fluides. Le sodium a dû être redistribué en phase hydrothermale, comme en témoignent les recristallisations albitiques aux contacts des grains. Le même phénomène a été décrit dans les monzogranites leucocrates de Corse dont la répartition du Na entre les deux feldspaths indique

des températures d'équilibre de 475°C (Rossi, 1986). Il n'est pas exclu que la silice ait également migré, biaisant ainsi le calcul qui privilégie cet élément dominant dans la recherche de la meilleure corrélation.

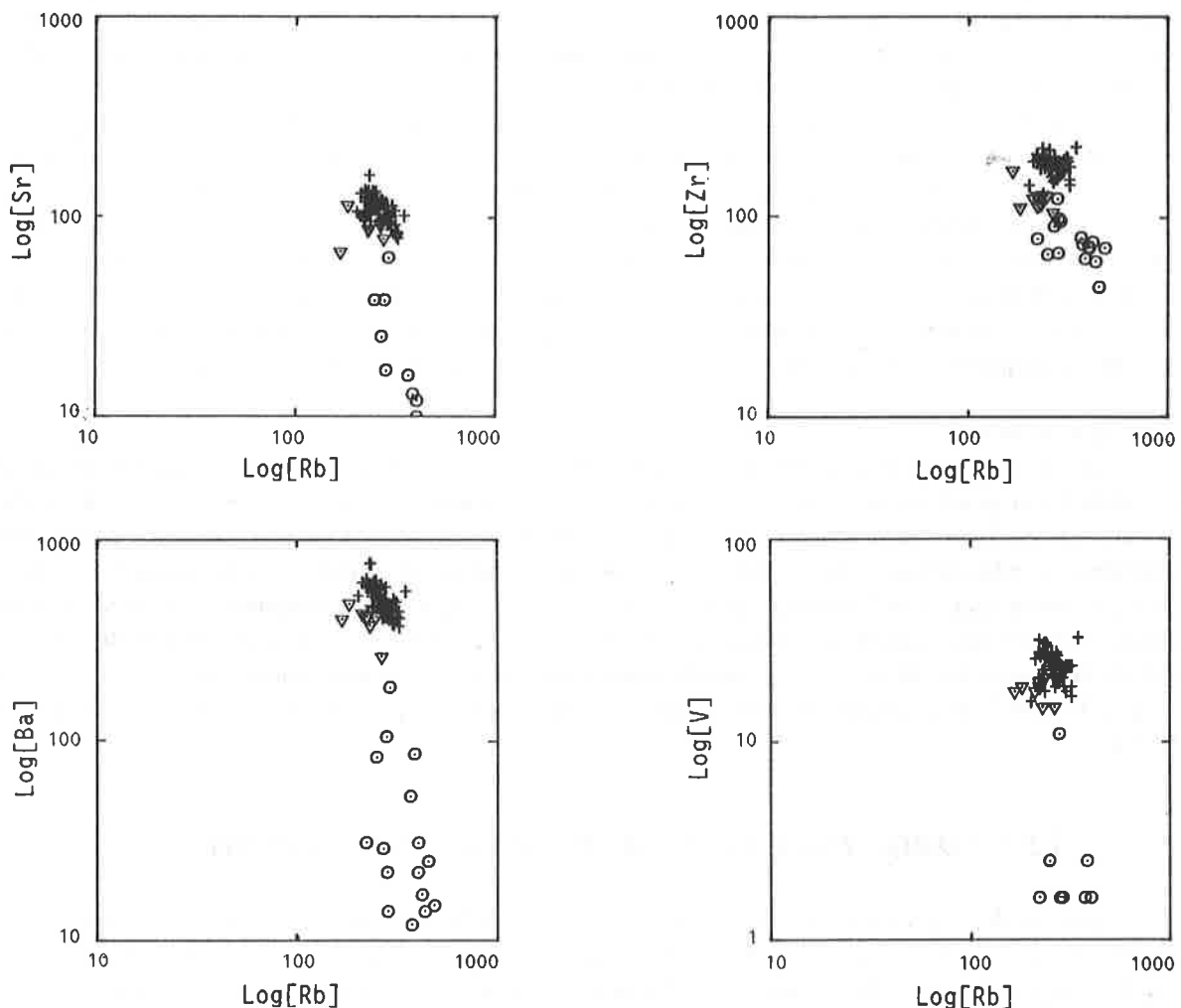


Figure 126: analyses des faciès granitiques du Mont-Blanc dans divers diagrammes bilogarithmiques opposant le rubidium ($D_{\text{minéraux/liquide}} < 1$) à un élément au comportement compatible ($D > 1$) (valeurs en ppm); les symboles utilisés sont habituels: croix = granite central, triangle = faciès de bordure, rond = leucogranites réunis. Le caractère très différencié des leucogranites est net.

En conclusion, la tendance évolutive observée peut résulter d'un fractionnement faible (F de l'ordre de 0,96) auquel se sont superposés des migrations chimiques hydrothermales.

Quant aux leucogranite-porphyrés, leur similitude chimique avec le leucogranite central équi-granulaire se retrouve au niveau de la modélisation et les mêmes conclusions peuvent en être tirées.

NATURE ORIGINELLE DU MAGMA LEUCOGRANITIQUE

Les spectres de terres rares en V de ces roches peuvent difficilement être expliqués par le seul processus de cristallisation fractionnée. Cocherie (1984) a largement discuté ce problème et en a conclu que si une partie de l'énorme anomalie en europium et de l'enrichissement en terres rares lourdes était sans doute due à un fractionnement conjugué de feldspaths et d'allanite, une circulation de fluides tardi-magmatiques a joué un rôle peut-être dominant dans la distribution des terres rares au sein de ces faciès leucocrates.

Marro (1987) a reporté les analyses régionales moyennes du filon de leucogranite central dans les diagrammes normatifs Qz-Ab-Or et Ab-An-Or (fig. 118). L'évolution des termes des moins aux plus différenciés ne se fait pas dans le prolongement de la tendance évolutive définie par le granite central, mais en sens opposé, dans une direction convergente. Il a conclu à l'impossibilité d'une filiation directe du leucogranite par cristallisation fractionnée à partir du magma granitique principal. Les phénomènes d'albitisation évoqués plus haut interviennent peut-être dans la disposition des points dans les diagrammes normatifs, encore que ces derniers s'alignent de manière cohérente par rapport aux courbes cotectiques expérimentales.

L'application d'un modèle de cristallisation fractionnée basé sur les majeurs et utilisant un échantillon de granite central comme source donne de mauvais résultats, principalement au niveau de CaO et Na₂O (résidus dépassant 0,7). On est donc confronté au même problème que ci-dessus. L'examen des diagrammes de Harker (fig. A25) montre par ailleurs que certains échantillons sont moins riches en Rb, Y et Nb que ceux du granite central, ce qui confirmerait qu'il n'y a pas de lien direct entre les deux types de roches, tout comme la distribution hétérogène des points d'analyse des leucogranites dans le diagramme logRb-logZr (fig. 126).

En définitive, l'importance des écarts dans les calculs de bilan de masse me font penser que le magma des leucogranites ne peut être directement issu par cristallisation fractionnée d'un magma dont la composition serait celle du granite central à l'affleurement. Je pense qu'il y a tout de même un lien très étroit entre les deux types de magmas à rechercher à un niveau structural inférieur, ne serait-ce qu'en raison de l'association très fréquente de ces roches dans divers massifs calco-alkalins. En Corse par exemple, bon nombre de massifs de leucogranite se sont mis en place en lames verticales ou subhorizontales exactement comme dans le Mont-Blanc. On peut imaginer que la brusque relaxation de pression liée à la fracturation du granite principal consolidé ait favorisé l'extraction d'un liquide résiduel riche en eau d'un niveau inférieur du pluton incomplètement cristallisé ou d'une venue magmatique ultérieure consanguine.

EN RÉSUMÉ

Les tendances évolutives géochimiques présentes dans le granite principal et dans le leucogranite central sont modélisables par un processus de cristallisation fractionnée. Le fractionnement est lié à la mise en place dynamique de l'intrusion par le jeu d'une extraction liquide et localement par l'effet d'une différenciation de flux à l'origine des cumulations biotitiques et feldspathiques visibles en particulier dans les régions périphériques. Le caractère différencié du granite porphyrique central suggère sa filiation à partir d'un magma moins évolué. Les leucogranites ont été affectés par une circulation de fluides tardi- à post-magmatique, sans doute partiellement responsable de la distribution du sodium et des terres rares dans ces roches. Ils ne dérivent pas directement d'un magma dont la composition serait celle de roches affleurantes dans le massif, mais pourraient correspondre à l'extraction d'un liquide résiduel ultime de base de chambre magmatique.

12.5 CONDITIONS DE MISE EN PLACE DES GRANITOIDES

La mise en place du magma principal a été contrôlée par la structuration mylonitique préexistante N20°E de l'encaissant, comme en témoignent la concordance des structures de flux magmatique avec cette dernière, ainsi que la direction des contacts primaires de l'intrusion. Le champ de contraintes à l'origine des premières mylonites a perduré jusqu'au-delà de la consolidation du magma, (après une période de relaxation ?), puisqu'une seconde génération de mylonites semblable à la première a profondément cataclaté le granite.

Ce dernier s'est consolidé à une profondeur inconnue, estimée grossièrement à quelque 10 à 15 Km (?) (équivalent de 3 à 5 Kbar) sur la base du faciès métamorphique dans lequel se sont développées les mylonites anté- et post-magmatiques.

La partie supérieure de l'intrusion a été fracturée et a permis l'injection d'un filon de granite porphyrique géochimiquement évolué d'orientation 134/75 dans le secteur d'Orny (Marro, 1987). Ces événements se sont produits dans un contexte de soulèvement épigénique rapide associé à une forte érosion. Au moment de l'intrusion du leucogranite dans une fracture subverticale centrale d'orientation N30°E, le massif n'est plus qu'à 3 à 4,5 Km de profondeur, puis à quelque 1-2 Km (0,5Kbar) lorsque le magma leucogranitique porphyrique est injecté dans des fractures verticales de même orientation et dans une fracture horizontale constituant actuellement la "semelle" redressée bordant le granite à l'Est (Marro, 1987). La rhyolite, enfin, se serait mise en place alors que le massif était peut-être à l'affleurement.

Notons que la zone mylonitique bordant le granite à l'Ouest dans la région de Trient (faille de l'Angle) a une orientation N35 très proche de celle des filons leucogranitiques, ce qui a conduit Marro (1987) à lui attribuer un âge varisque, rejoignant ainsi le point de vue de Bellière (1988) (voir § 12.1.2).

CHAPITRE 13: LES FILONS MAFIQUES DU GRANITE DU MONT-BLANC

13.1 LOCALISATION, DESCRIPTION

De rares filons sombres ont fait intrusion dans le granite du Mont-Blanc. Oulianoff mentionne un filon de lamprophyre dans le guide géologique suisse de 1934, situé derrière la cabane du Trient, sur l'arête sud de la Pointe d'Orny (569'475/94'475/3'200). Marro en a découvert un autre dans le Val d'Arpette au point 570'800/95'530/2'535. Ce dernier appartient en fait à tout un groupe de filons disposés en échelon qu'on peut suivre (périlleusement!) vers le Sud en direction du sommet des Aiguilles d'Arpette.

Tous sont sub-verticaux et ont une orientation Nord-Sud à N15°E, une épaisseur de 2 à 3 m, constante ou irrégulière en fuseau dans le groupe en échelon. La tectonique a le plus souvent rejoué le long des contacts avec le granite et sélectivement déformé la roche filonienne. Cette dernière est grise à verdâtre, microgrenue très fine, schistose et contient de petites ocelles de quartz arrondies de 2 à 4 mm de diamètre blindées de ferromagnésiens. Des xénolites du granite central et du granite leucocrate, de forme anguleuse ou amygdalaire et de taille centimétrique à décimétrique ont été rencontrés. Certains ont partiellement fondus et leurs cristaux résiduels sont dispersés alentours. Les relations géométriques observées confèrent à ces filons un âge de mise en place postérieur à celui du leucogranite central.

13.2 MINÉRALOGIE ET TEXTURES

13.2.1 Matrice

Elle est finement grenue (jusqu'à 0,15 mm) et consiste en un enchevêtrement de petites baguettes de plagioclase au contour irrégulier et de fines aiguilles d'actinote. L'altération du plagioclase en saussurite ou séricite est totale. On distingue d'abondants granules d'épidote, de sphène, de calcite, de la biotite verdâtre en petites paillettes, de l'apatite aciculaire; le quartz est peu abondant en grains interstitiels, le feldspath alcalin est absent. Outre des aiguilles vert pâle, l'amphibole forme des cristaux idiomorphes plus trapus, atteignant 0,5 mm, de couleur brune à orangé. Ces derniers sont eux-mêmes frangés d'actinote aciculaire.

La matrice est hétérogène. Dans certains échantillons apparaissent des entités sphériques atteignant 1 à 2 mm, caractérisées par une pauvreté relative en biotite et amphibole et par une cristallisation plus grossière du plagioclase et du quartz. Le plagioclase devient trapu, xénomorphe en plages équidimensionnelles; le quartz, anormalement abondant, se concentre volontiers au coeur de l'entité, parfois accompagné de calcite. Son contact avec le plagioclase est localement micrographique.

Ces entités distribuées régulièrement dans la roche, peuvent être interprétées de deux manières: (1) il s'agit d'une immiscibilité liquide-liquide ou d'une non-miscibilité de gouttes quartzo-feldspathiques issues de la fusion de xénolites granitiques; (2) il s'agit du remplissage de vésicules résultant de la démixtion d'une phase fluide consécutive à la mise en place du magma en conditions de faible pression.

Les entités ne sont pas directement liées à la présence des xénolites et ces derniers n'entrent probablement pas en ligne de compte. Pour le reste, il est difficile de trancher, je penche plutôt pour l'hypothèse de la vésiculation, d'autant plus que la minéralogie de ces roches reflète une importante teneur en fluides dans le magma initial.

13.2.2 Porphyrocristaux

Ils consistent en ocelles de quartz et en plagioclases. Les ocelles sont typiques, en monocristaux de 1 à 4 mm de diamètre, de forme subidiomorphe hexagonale à xénomorphe, au contour arrondi souvent lobé, rarement anguleux. Elles sont frangées d'amphibole aciculaire vert pâle, disposée radialement ou en amas enchevêtrés. Cette couronne est partiellement incluse dans la bordure poecilitique des ocelles.

Les plagioclases ont la même gamme de taille, sont subidiomorphes arrondis à parfaitement rectangulaires (rare), altérés. Leur composition et leur texture originelles sont inconnues. Certains d'entre eux parmi les plus grands contiennent très peu d'épidote et devaient correspondre à de l'oligoclase.

L'origine de ces porphyrocristaux n'est pas évidente. Si certains d'entre eux, notamment les "oligoclases" ci-dessus, proviennent sans aucun doute de la désagrégation observée de xénolites granitiques, ce n'est certainement pas le cas de tous. Ils peuvent résulter de mélanges de magmas antérieurs à l'injection de l'hybride dans la caisse filonienne ou représenter des phénocristaux d'un magma primitif. Le cas du plagioclase ne peut être discuté en raison de son altération. Quant aux ocelles, le problème de leur origine est le même que celui déjà évoqué pour les enclaves à hornblende. Je n'ai

pas d'argument supplémentaire à apporter en faveur de l'une ou l'autre hypothèse. Une fois encore, je penche pour une origine totalement xénocristalline de ces ocelles, compte tenu du contexte général de mélanges de magmas reconnu dans les enclaves.

13.2.3 Composition chimique des ferromagnésiens

Un échantillon a été analysé à la microsonde pour ses amphiboles et ses biotites (FB 330, filon d'Orny). L'amphibole brune est une hornblende tschermakitique au sens de Leake (1978) (fig. A9), dont la teneur en titane de 0,42 à 0,47 la place à la limite du champ des kaersutites ($\geq 0,50$ Ti). Cette teneur relativement élevée suggère une température de cristallisation de l'ordre de $1'000^{\circ}\text{C}$ à $1'060^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$ selon le géothermomètre de Colombi (1988) ($T(^{\circ}\text{C}) = 980 \cdot \text{Ti} + 600$) dont on atteint la limite supérieure de validité. Cette hornblende contient par ailleurs 0,52 à 0,54 Na tot, dont 0,2 à 0,3 en site A et 0,21 K. Ce type de composition peut se rencontrer dans les amphiboles des spessartites, encore que ces dernières soient souvent plus riches en Na et K (Rock, 1984; Oberhänsli, 1985).

L'amphibole aciculaire est une actinote banale (fig. A9), dont la teneur en Ti varie de 0,0 à 0,17, correspondant à des températures de cristallisation comprises entre 770°C et 450°C . 800°C pourrait être la température du magma au début de sa consolidation dans la caisse filonienne. Les actinotes les moins titanées peuvent résulter d'une recristallisation post-magmatique à métamorphique plus tardive.

Aucune analyse de biotite dont la somme soit supérieure à 91% n'a été obtenue sur FB 930. En conséquence, seules quelques indications semi-quantitatives peuvent être tirées. Le rapport cationique Fetot/(Fetot + Mg) de ce mica est de 0,45-0,47. Sa teneur en TiO_2 de 1% lui confère manifestement une origine secondaire métamorphique, comme le laissait supposer son habitus. Ce genre de composition s'observe dans les biotites métamorphiques de certains lamprophyres des massifs de l'Aar et du Gotthard (Oberhänsli, 1985). Mais d'une manière générale, les biotites typiques des lamprophyres calco-alcalins sont plus magnésiennes (Rock, 1984, Oberhänsli, 1985).

13.2.4 Conditions physiques de cristallisation du magma

De la minéralogie et des textures des filons sombres, on déduit que le magma qu'ils représentent avait une température initiale minimale de $1'000^{\circ}\text{C}$ à $1'050^{\circ}\text{C}$ et qu'il était relativement riche en eau. Il a cristallisé dans un environnement à température et pression basses, engendrant la démixtion (vésiculation) d'une phase fluide.

La pression peut être estimée à 1-1,5 Kbar au maximum (3-5 Km de profondeur), puisque la mise en place de ces filons s'est faite après celle du leucogranite central, à partir duquel ce chiffre a été déduit.

Une partie de ces roches a subi une "auto-altération" deutérique ou hydrothermale conduisant à la séricitisation totale du plagioclase et probablement à la recristallisation partielle de l'amphibole en actinote peu titanifère.

13.3 GÉOCHIMIE

13.3.1 Caractères géochimiques généraux

Eléments majeurs

Huit échantillons ont été analysés, dont sept sont issus du long filon d'Orny et un de l'un des filons en échelon d'Arpette. Au niveau des majeurs, les teneurs sont très homogènes, sauf pour les alcalins. On distingue nettement une classe d'échantillons à K_2O compris entre 2,4 et 3% poids et une autre à K_2O compris entre 4,0 et 4,2%. Les moyennes, écart-types, minima et maxima de la classe la moins potassique ont été reportées dans la figure A10.

Le groupe potassique inclus des roches dont le plagioclase est intégralement séricitisé, ce qui se traduit également par une baisse très nette de la teneur en sodium et par une augmentation des teneurs en rubidium et en eau. Le calcium, fixé dans l'épidote, n'est pas affecté par cette altération, qui se développe irrégulièrement dans les filons, pas nécessairement dans les zones déformées. Ainsi, seuls les échantillons relativement pauvres en potassium sont représentatifs du magma initial et seuls ces derniers seront pris en compte dans les diagrammes de classification, bien que tous les échantillons y soient reportés.

Les filons du Mont-Blanc correspondent à des monzodiorites (quartzifère pour un échantillon) dans le diagramme de classification R1-R2 de La Roche et al. (1980) (fig. A18) et à des andésites basaltiques potassiques ou des shoshonites dans celle de Peccerillo et Taylor (1976) (fig. A12). Au vu de leur texture, le terme de micromonzodiorite, porphyrique ou non, peut être appliqué à ces roches.

Elles sont métalumineuses au sens de Shand (1927) (fig. A19), relativement alcalines pour leur teneur en silice, avec un rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ pondéral compris entre 0,5 et 0,86 (fig. A22). La composition moyenne de ces filons est extrêmement proche de celle des enclaves microgrenues à hornblende les plus mafiques (fig. A10). Cette similitude se

retrouve au niveau des éléments en traces (voir p. ex. fig. A13). L'analyse de ce phénomène et ses implications génétiques seront abordées dans le chapitre consacré aux enclaves.

Eléments traces

Un échantillon d'un filon d'Arpette (FB 898) a été analysé par activation neutronique, les autres par fluorescence X. Les concentrations des principales traces sont reportées dans la figure A10. On constate à nouveau une grande homogénéité des teneurs d'un échantillon à l'autre, sauf pour Rb qui, on l'a vu, est enrichi dans les termes séricitisés, corrélativement à K_2O .

Le profil de terres rares de FB 898 (fig. 127) est peu fractionné au niveau des terres rares légères ($La/Sm/N = 3,06$), plat au niveau des terres rares lourdes ($Tb/Yb)_N = 1,04$ et présente une très faible anomalie en europium ($Eu/Eu^* = 0,808$).

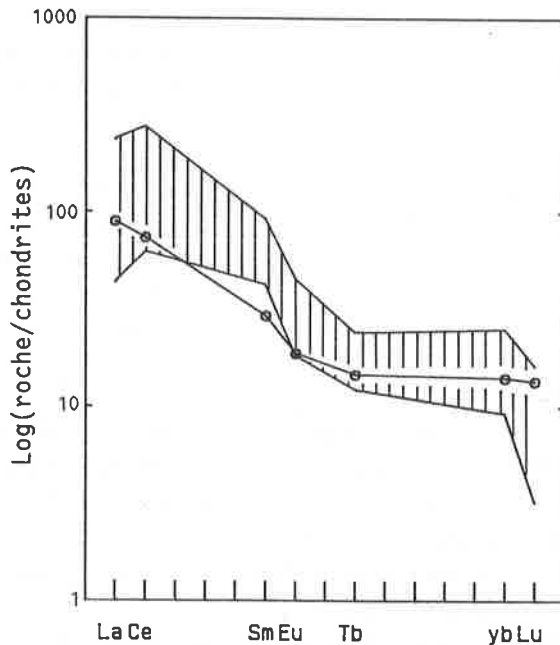


Figure 127: courbe de normalisation des terres rares par rapport aux chondrites d'un filon micromonzodioritique tardif du massif du Mont-Blanc (FB 898) comparée à la gamme des teneurs observées dans les filons lamprophyriques et métalamprophyriques des Vosges, de la Forêt-Noire et des Alpes centrales, données d'Oberhänsli (1986).

13.3.2 Classification typologique

Ce paragraphe a pour but de déterminer si les filons du Mont-Blanc doivent être assimilés à des lamprophyres ou à des roches calco-alcalines ordinaires. Leurs caractères géochimiques généraux en font indéniablement des roches calco-alcalines au sens large, dont elles satisfont les critères dans les diagrammes AFM et AIFM de Besson et Fonteilles (1974) par exemple (figs. A23 et A24). Elles sont de type potassique; leurs points d'analyse tombent dans les champs alcali-calcique du diagramme de Brown (1981) (fig. A20) et calco-alcalin potassique dans celui de Batchelor et Bowden (1985) (fig. 141).

Affinités avec les lamprophyres calco-alcalins

La norme CIPW des filons sombres du Mont-Blanc les place à la limite entre les champs des lamprophyres et des semilamprophyres de la classification de Wimmenauer (1973) (fig. 128). Par contre, leur teneur en diopside normatif est trop basse pour les faire entrer dans la catégorie des lamprophyres au sens de Rock (1984). Le terme de semilamprophyre s'applique à des roches filoniennes liées aux granites, contenant moins de 25% de ferromagnésiens, mais dont la composition minérale et la structure sont encore nettement lamprophyrique. Il inclut des variétés dites "porphyrites" et des micromonzonites (Wimmenauer, 1973).

Du point de vue des éléments traces, Oberhänsli (1985, 1986) a montré que les lamprophyres calco-alcalins des massifs cristallins hercyniens des Vosges, de la Forêt-Noire, de l'Aar et du Gotthard sont très variés, au sein même d'un massif et de l'un à l'autre. D'une manière générale, les véritables lamprophyres calco-alcalins présentent des teneurs très élevées en baryum (de l'ordre de 2'000 à 4'000 ppm), élevées en éléments compatibles Mg, Cr et Ni ($Cr \approx 200-800$ ppm; $Ni \approx 50-400$ ppm) et incompatibles (Rb, Sr, Nb, Th, U et terres rares) (Wimmenauer, 1973; Rock, 1984; Oberhänsli, 1985, 1986). Leurs spectres de terres rares normalisés par rapport aux chondrites sont souvent fortement et régulièrement fractionnés ($(La/Yb)_N \approx 30-50$) et dépourvus d'anomalie en europium (Rock, 1984), mais peuvent montrer une rupture de pente au niveau des terres rares lourdes (Oberhänsli, 1986) (fig. 127).

Par leurs teneurs très inférieures pour l'ensemble des éléments mentionnés ci-dessus, les filons du Mont-Blanc ne peuvent être assimilés à des lamprophyres typiques. Par contre, leur composition est comparable à celle de semilamprophyres des massifs de l'Aar et du Gotthard, caractérisés par de faibles concentrations en Cr (< 3-180 ppm dans l'Aar) et en Ni (< 3-60 ppm) (Oberhänsli, 1986). La distribution des éléments traces confirme ainsi la position des filons du Mont-Blanc dans le diagramme de Wimmenauer (1973).

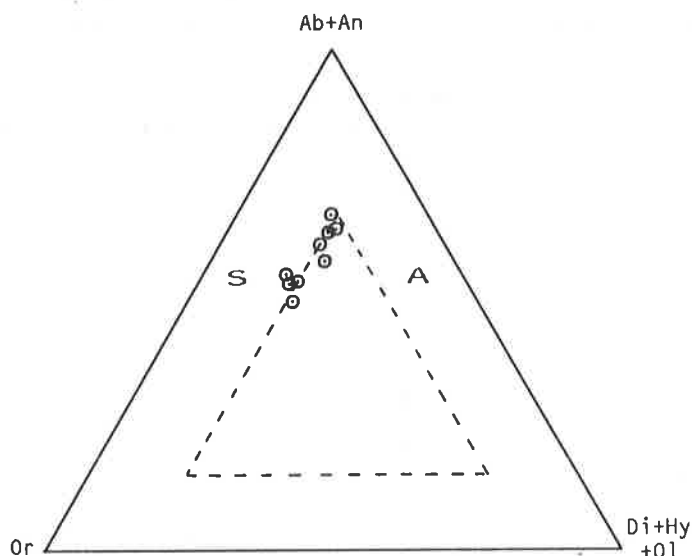


Figure 128: position des filons micromonzodioritiques tardifs du massif granitique du Mont-Blanc dans le diagramme de classification normalif (CIPW) des lamprophyres de Wimmenauer (1973). Or = orthose, Ab = albite, An = anorthite, Ol = olivine, Di = diopside, Hy = hypersthène, S = semilamprophyres et porphyrites, A = anchibasaltes.

Affinité avec les roches calco-alcalines s.s.

L'échantillon FB 898 est comparé à des roches calco-alcalines corses d'acidité semblable dans le diagramme arachnéen de la figure A13. On constate que l'allure générale de son spectre est bien celle d'une roche calco-alcaline, notamment par ses dépressions typiques en Ta et Ti. Par ailleurs, ses teneurs en ions lithophiles Ba, Rb, Th, U et K sont nettement plus élevées que celles de la diorite calco-alcaline s.s. CLB 36, mais inférieures (Rb mis à part) à celles de la monzodiorite calco-alcaline K 18 de la suite magnésio-potassique. On notera encore sa teneur relativement élevée en Yb, qui semble être une caractéristique de toutes les roches du Mont-Blanc.

Globalement considérés, ces filons ont donc des caractéristiques intermédiaires entre celles des deux suites calco-alcalines de Corse, ce que confirment des comparaisons faites avec d'autres massifs, notamment ceux à caractère magnésio-potassique des Vosges (Pagel et Leterrier, 1980), du Dauphiné (Banzet, 1987) et du Massif Central (Sabatier, 1980).

Conclusion

Les filons sombres du granite du Mont-Blanc ne sont pas des lamprophyres au sens strict du terme, même s'ils en partagent le mode de gisement. Il s'agit de micromonzodiorites calco-alcalines à tendance potassique, dont les caractéristiques sont intermédiaires entre celles des termes d'une suite calco-alcaline s.s. et celle des termes d'une suite alcali-calcique (subalcaline) magnésio-potassique. Il est probable que certains des semilamprophyres métamorphisés des massifs de l'Aar et du Gotthard soient du même type.

13.4 SIGNIFICATION GÉOLOGIQUE DES FILONS

La question de la genèse des filons sera traitée en même temps que celle des enclaves microgrenues à hornblende, leur chimisme étant identique. Leur présence dans le granite du Mont-Blanc signifie qu'un magmatisme "basique" a existé dans le secteur et s'est manifesté jusqu'après la mise en place et la consolidation du granite principal et de ses filons leucocrates. L'association de filons basiques et intermédiaires, lamprophyriques ou non, aux granites calco-alcalins est un phénomène si répandu (voir p. ex. Wimmenauer, 1983; Rock, 1984) qu'un lien génétique entre les deux types de roches est pratiquement certain. L'existence dans le granite du Mont-Blanc d'enclaves de chimisme similaire à celui de filons plus tardifs est un argument important en faveur de cette hypothèse.

CHAPITRE 14: PÉTROGRAPHIE DES ENCLAVES DU GRANITE DU MONT-BLANC

Le terme de "granite du Mont-Blanc" fera dorénavant référence au granite porphyrique principal et à son faciès de bordure associé, à l'exclusion des filons leucocrates tardifs. Le granite du Mont-Blanc contient trois types principaux d'enclaves: des xénolites, des enclaves microgrenues sombres et des fragments du granite lui-même (autolites).

14.1 LES ENCLAVES XÉNOLITIKUES

Elles sont rares et se rencontrent principalement en bordure du massif, à proximité immédiate du contact. Dans les environs du Plan de l'Aiguille au-dessus de Chamonix, elles consistent en fragments anguleux de roches encaissantes amphibolitiques ou gneissiques, plus ou moins rubanées et schisteuses. Leur taille est décimétrique à métrique. Elles sont parfois à peine détachées de l'encaissant par un réseau de filons granitiques.

La texture et la composition de ces xénolites ne sont pas différentes de celles des roches du socle voisin. Quelques échantillons d'amphibolite sombre et finement grenue ont été prélevés aux deux endroits. Leur composition modale et chimique, ainsi que leur texture sont identiques; elles n'ont par contre strictement rien de commun avec la famille des enclaves microgrenues, qui ont donc une origine différente. Aucune étude détaillée n'a été menée sur ces xénolites, dont l'origine locale est évidente.

On rencontre beaucoup plus rarement, voire exceptionnellement, des xénolites d'origine métamorphique à l'intérieur du massif. Quelques enclaves micaschisteuses décimétriques ont été repérées dans les parois du Rognon de la Charpoua, souvent en inclusion dans des enclaves microgrenues (enclaves doubles). Elles n'ont pas pu être échantillonnées.

14.2 LES ENCLAVES GRANITIKUES

Je comprends par ce terme l'ensemble des enclaves constituées par des faciès granitiques particuliers appartenant manifestement au système magmatique générateur du granite qui les inclut. On observe ainsi des enclaves décimétriques assez anguleuses de microgranite et de schlieren (Vallon de l'A Neuve), incorporées dans un faciès homogène. Des schlierens continus et du même type s'observent par ailleurs à faible distance. J'interprète ces enclaves comme le produit d'une dislocation et d'une réincorporation de faciès marginaux précocement indurés (d'où leur forme anguleuse) dans un magma encore fluide, à la faveur de mouvements convectifs et/ou de la montée diapirique du granite.

Des concentrations très élevées en mégafeldspaths alcalins définissent parfois des entités métriques à plurimétriques, ellipsoïdales ou rubanées, circonscrites, mais au contour souvent peu tranché. Elles sont incluses dans un granite de faciès banal. Il s'agit là formellement d'enclaves. Elles résultent probablement du démantèlement d'accumulations feldspathiques, dont les fragments ont été déplacés à la faveur de mouvements convectifs. L'état physique de ces lambeaux devait être celui d'une bouillie cristalline passablement visqueuse et tenace, virtuellement non miscible avec le magma environnant.

14.3 DISTINCTION DE DEUX FAMILLES D'ENCLAVES MICROGRENUES

Les enclaves microgrenues ont été signalées et décrites par plusieurs auteurs, notamment par Duparc et Mrazec (1898), par Oulianoff dans ses travaux de cartographie (Corbin et Oulianoff, 1927-1964, cartes et notices) et dans des articles spécifiques (Corbin et Oulianoff, 1937; Oulianoff, 1964), plus récemment par Von Raumer (1967), Jacquemin (1981), Jacquemin et Bellière (1984), Marro (1986, 1987), Bussy (1987), Bussy et al. (1989). Les interprétations qui en ont été données sont les mêmes que pour les enclaves d'Elbe ou celles d'autres massifs granitiques; elles reflètent la même évolution des idées avec une première interprétation magmatiste par Jacquemin en 1981.

L'étude d'un grand nombre d'enclaves a mis en évidence deux familles, dont les caractéristiques chimiques et minéralogiques sont différentes (Bussy, 1987). Le meilleur critère discriminant ces deux populations est le rapport FeO/MgO, ce qui se traduit par deux tendances évolutives bien distinctes dans le diagramme binaire MgO versus FeO.

(fig. A11). Ce diagramme servira de base terminologique et de référence dans l'interprétation géochimique des données pour la suite de ce travail. On distingue ainsi une famille d'enclaves **magnésiennes** ou **enclaves à hornblende et biotite** et une famille d'enclaves **ferrifères** ou **enclaves à biotite seule**.

Les **enclaves magnésiennes** sont caractérisées par un rapport FeOt/MgO de 1,4 à 1,7, par la présence de hornblende actinolitique et par des teneurs en Cr, Sr et Ba relativement élevées.

Les **enclaves ferrifères** ont un rapport FeOt/MgO de plus de 3,0, dû plus à une pauvreté en Mg qu'à une richesse en Fe. A cet égard le terme ferrifère est un peu abusif et pourrait être remplacé par "pauvre en magnésium"; il sera cependant maintenu dans un sens relatif, car il souligne bien le contraste entre les deux populations. Ces enclaves ne contiennent par ailleurs que de la biotite comme minéral ferromagnésien (sauf exception) et se distinguent des enclaves magnésiennes par des teneurs nettement plus élevées en Rb et Zr et plus basses en Ba, Sr et Cr.

La distinction entre les deux types d'enclaves ne peut pas toujours être faite sur le terrain; cependant je les traiterai d'emblée séparément.

14.4 LES ENCLAVES MICROGRENUES MAGNÉSIENNES À HORNBLLENDE ET BIOTITE

14.4.1 Observation de terrain

Localisation

J'en ai reconnu en deux endroits: dans la combe des Ecandies en amont du Val d'Arpette, près de Champex (569'200/95'700, coordonnées du réseau topographique suisse) et au Rognon de la Charpoua, près de Chamonix (562'500/86'000). Dans les deux cas, elles sont concentrées en grands essaims de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres de longueur. L'extension totale de ces deux zones est inconnue en raison de la discontinuité des affleurements (éboulis et glaciers).

Description

Ces enclaves sont extrêmement variées. Leur taille est comprise entre quelques centimètres et plusieurs dizaines de mètres. Il est fréquent que de grandes masses soient lardées de filonnets granitiques très leucocrates épais de 5 à 10 cm et de forme irrégulière. Ces derniers délimitent alors des enclaves métriques au contour sinueux à lobé.

La forme générale de ces enclaves n'est jamais anguleuse et rarement sphérique. Elles est plus ou moins ellipsoïdale et diversement allongée. Le contour en est régulier (crénelé dans le détail) à lobé en "choux-fleur". La couleur de ces roches passe du noir brillant au gris clair, en fonction de leur granulométrie plus que de leur contenu en minéraux colorés. Ainsi les enclaves de granulométrie inférieure à 50 microns sont foncées, tandis qu'elles sont méso-crates lorsque la taille des grains atteint 1 à 1,5 mm.

Comme à Elbe, une partie des enclaves présente une bordure plus foncée large d'un centimètre environ, ceci quelle que soit leur taille. Cette frange se caractérise macroscopiquement par une granulométrie plus faible que dans le reste de l'enclave. Elle est associée ou non à un halo leucocrate large de 1 à quelques centimètres dans le granite au contact. A l'inverse, on observe assez rarement une concentration de biotite dans le granite au contact de l'enclave. Elle consiste en une mince couronne, plus ou moins continue, de paillettes dont la taille est celle des biotites du granite. Il arrive que ce ruban soit localement écarté du contact et forme une sorte de petit schlieren, avec un gradient de concentration en biotite décroissant depuis la face orientée contre l'enclave vers l'extérieur.

Dans les zones non déformées, la structure matricielle des enclaves est équante, quel que soit leur allongement; il n'y a aucun rubanement, foliation ou schistosité rappelant une structure métamorphique.

Ces enclaves contiennent ou non des porphyrocristaux dont la nature et la taille sont comparables à celles des cristaux du granite environnant. Leur proportion peut dépasser 30% du volume total de la roche. On distingue en particulier des ocelles de quartz frangées de minéraux noirs (amphibole et biotite) et de grands feldspaths alcalins au contour arrondi en dragée souvent mantelés de plagioclase en texture rapakivi. Ces porphyrocristaux sont souvent orientés parallèlement à l'allongement des enclaves ellipsoïdales.

Les **enclaves doubles ou multiples** sont très fréquentes, surtout à la Charpoua. On distingue des enclaves internes microgrenues, xénolitiques et aplitiques. Les enclaves doubles microgrenue - microgrenue dominent très largement. Comme à Elbe, la roche enclavée est toujours plus mafique, plus finement grenue et moins riche en porphyrocristaux que son hôte. Dans de larges zones des deux localités, les enclaves les plus sombres forment des chapelets ou des essaims englobés dans des faciès hybrides hétérogènes, plus ou moins porphyriques, à grands feldspaths alcalins à texture rapakivi. Ces faciès ont eux mêmes un contour irrégulier au contact du granite normal qui les englobe.

Certains affleurements de la Charpoua particulièrement spectaculaires sur les polis glaciaires, présentent ainsi une grande variété d'enclaves imbriquées, dont les plus grandes et plus acides rassemblent tous les types intermédiaires imaginables entre elles et un pôle mafique fin et aphyrique. L'un de ces faciès, remarquable, est situé au pied de la falaise dominée par le refuge de la Charpoua et consiste en une roche mésocrate de granulométrie comprise entre 0,8 et 1 mm contenant de petites enclaves fines et sombres lenticulaires de 2 à 5 cm de longueur dont la fréquence dépasse trois cents par mètre carré.

Quelques enclaves doubles leucocrates à hololeucocrates, décimétriques, ovoïdes, aplitiques à microgrenues, exceptionnellement plus grossières (diamètre des grains de 2 mm), équantes, sont incluses dans les différents faciès microgrenus décrits ci-dessus. Il peut s'agir de fragments de roches préexistantes ou de gouttes de magma acide non mélangées au magma basique.

Enfin, quelques enclaves doubles xénolitiques, gneissiques à micaschisteuses, sont incluses dans certaines enclaves de la Charpoua. Leur présence est, comme à Elbe, un argument très fort en faveur de l'origine magmatique des enclaves microgrenues.

Structures et relations géométriques avec le granite

Dans les deux localités, les enclaves sont allongées dans un plan vertical d'orientation NS à N20°E; les essaims qu'elles définissent ont une extension verticale et horizontale dans le même plan.

Dans le Val d'Arpette, une schistosité mylonitique verticale d'orientation N20°E (deuxième génération de Bellière, 1988) affecte une partie de l'affleurement; elle est localement très développée. Il subsiste néanmoins des secteurs peu déformés dans lesquels les enclaves ont conservé leur contour lobé originel et des ocelles de quartz sphériques. On peut y vérifier que l'orientation préférentielle et l'allongement des enclaves, celle de leurs porphyrocristaux et celle des mégafeldspaths du granite environnant sont antérieures à la déformation et correspondent à une structure magmatique de flux. En outre, la forme en ruban allongé de certaines enclaves de la Charpoua et leur disposition en chapelets discontinus suggèrent pour ces dernières une origine par démantèlement de filons synplutoniques.

Ces relations démontrent la persistance, déjà évoquée au paragraphe 12.2.2, d'une direction NS à N20°E, qui a contrôlé la mise en place du magma granitique, celle, probable, de filons synplutoniques précoces, puis celle des déformations mylonitiques ultérieures.

A la Charpoua, une zone de mylonitisation intense d'orientation N45°E (troisième génération de Bellière, 1988) est localement développée, elle se superpose aux structures NS préexistantes en les réorientant complètement, enclaves comprises.

14.4.2 Composition minéralogique et modale

Les enclaves contiennent les mêmes minéraux que le granite du Mont-Blanc, ainsi que de l'amphibole, par définition. Leur composition modale et leur texture varient en continu entre deux pôles très contrastés. L'un correspond à une roche pratiquement dépourvue de porphyrocristaux (<<1%), riche en amphibole et biotite, de composition chimique mafique; les échantillons FB 896 et FB 897 de la Charpoua en sont l'exemple type. L'autre pôle est très riche en porphyrocristaux, a un aspect de microgranite porphyrique, contient très peu d'amphibole et sa composition chimique s'approche de celle du granite; les échantillons FB 905 et FB 906 de la Charpoua et FB 424 des Ecardies en sont représentatifs.

Quelques analyses modales sont reportées dans la figure A30 et dans les diagrammes QAP et Q-A+P-Maf de la figure A17. Dans QAP, toutes ont une teneur relative en quartz égale ou supérieure à 20%. Les enclaves les plus mafiques sont des tonalites dépourvues de feldspath alcalin et contenant quelque 35% de minéraux ferromagnésiens, alors que les plus riches en porphyrocristaux sont des granodiorites avoisinant le champs des granites du Mont-Blanc, avec moins de 10% de ferromagnésiens.

14.4.3 Description des minéraux matriciels et des textures

Enclaves mafiques aphyriques

PLAGIOCLASE

Il domine largement en petites lattes subidiomorphes à contour irrégulier, de 0,2 à 1,5 mm de longueur. Il est pratiquement toujours maclé selon la loi de l'albite et/ou de Carlsbad. Il est fortement et régulièrement zoné avec une composition d'An58-65 au coeur à An25-22 en bordure. Il inclut parfois de petits granules de hornblende et de biotite et très souvent des aiguilles d'apatite. Les plus petits cristaux sont interstitiels et xénomorphes.

Ce minéral est presque toujours saussuritisé (production d'épidote, séricite et albite). Dans les meilleurs cas, seul le coeur calcique est touché (enclaves de la Charpoua), mais le plus souvent, les cristaux sont entièrement transformés et engendrent une masse informe microgrenue dans laquelle toute texture est effacée. C'est le cas de la quasi-totalité des enclaves des Ecardies. Les causes de cette altération sont difficiles à cerner; elle pourrait aussi bien résulter d'un événement

deutérique post-magmatique que du métamorphisme alpin ultérieur ou de la résultante des deux. Son développement indépendant des zones de déformation mylonitique me fait pencher pour une origine post-magmatique.

BIOTITE

Elle est brun assez clair, en paillettes xénomorphes, rarement subidiomorphes, au contour irrégulier, de taille comprise entre 0,1 et 0,4 mm. Ses inclusions primaires sont des aiguilles d'apatite et du zircon. Elle contient systématiquement des aiguilles de rutile maclé sagénite et des granules de sphène, parfois accompagnés d'ilménite, qui sont concentrés en bordure de grain et autour des inclusions. La biotite est souvent concentrée en chapelets autour des agrégats de hornblende. Elle présente les mêmes types de transformations et d'altération que la biotite du granite; elle peut verdier, recristalliser en fines paillettes vertes dans les zones déformées et dans tous les cas être plus ou moins chloritisée.

Quelques analyses à la microsonde ont été faites sur des biotites de deux enclaves de la Charpoua (FB 897 et FB 899). Elles ont un caractère relativement magnésien, qui se reflète dans les diagrammes de classification Fe/(Fe+Mg) versus AlIV (fig. A7) et $Al_2O_3 - MgO - FeO_t$ de Nockolds (1984) (fig. A8). Leur teneur en TiO_2 est toujours inférieure à 2% poids, ce qui implique une perte assez importante de cet élément. Leur teneur en Al_2O_3 est par contre élevée, ce qui place les points d'analyse dans le champ des biotites non accompagnées par d'autres ferromagnésiens dans le diagramme de Nockolds. Cette situation est très surprenante puisque la hornblende est abondante dans ces roches. On en conclut que ces deux minéraux ne sont pas en équilibre, ce que confirme le diagramme de Gorbatshev (1970) (non représenté). Par comparaison avec les enclaves à hornblende actinolitique de S. Piero (Elbe), dont les biotites titanifères sont dans le champ à biotite + hornblende de Nockolds (137) (fig. 55), on peut imaginer que la teneur élevée en Al_2O_3 des biotites de la Charpoua soit une conséquence d'une transformation post-magmatique, liée à leur perte en titane (?).

AMPHIBOLE

Elle a exactement les mêmes caractéristiques que celle des enclaves doléritiques de San Piero à Elbe. Elle est vert pâle, forme des cristaux d'orientation quelconque, en petites plages isolées ou en agrégats de cristaux xénomorphes d'orientation quelconque pseudomorphosant un ancien minéral, dont la taille était comprise entre 0,2 et 2 mm. Ces "fantômes" ont une silhouette idiomorphe polygonale rappelant tantôt celle d'un pyroxène (contour octogonal trapu), tantôt celle d'une amphibole (contour hexagonal losangique). La bordure des pseudomorphoses est fréquemment plus colorée que leur centre. La hornblende peut inclure des granules d'opacités et de sphène, de petits plagioclases idiomorphes (rare) et de l'apatite en aiguilles ou en prismes étroits. Elle est localement remplacée par la biotite qui l'entoure. La même hornblende est par ailleurs concentrée autour des ocelles de quartz dans les enclaves porphyriques.

Une série d'analyses effectuées sur les amphiboles des enclaves FB 897 et FB 899 de la Charpoua présente une gamme de composition variant des hornblendes magnésiennes, pour les termes les plus colorés aux actinotes pour les plus clairs, en passant par des hornblendes actinolitiques (Leake, 1978) (fig. A9). Leur rapport $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ est assez constant, il augmente peut être très légèrement en direction des termes actinolitiques. Leurs teneurs en Naot (= 0,11-0,28) et K (0,02-0,09) sont toujours faibles. Celle en Ti décroît régulièrement des hornblendes magnésiennes aux actinotes (0,107-0,01), reflétant une gamme de température de cristallisation comprise entre 700°C et 470°C \pm 50°C selon le géothermomètre de Colombi (1988). Ces valeurs relativement basses, associées aux indications texturales et à la pauvreté en aluminium de ces amphiboles suggèrent que ces dernières se sont substituées à un clinopyroxène comme dans les enclaves de San Piero. Une seule analyse faite au coeur d'un grand cristal rectangulaire (2 mm), composé de deux phases amphiboliques verdâtres symplectitiques, a donné une composition de cummingtonite (Leake, 1978) de rapport $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ de 0,60. Ce résultat, qui nécessite confirmation, pourrait être interprété comme un témoin relique d'une amphibole primaire, qui aurait cristallisé au-dessus de 800°C sous une pression d'eau importante (voir discussion § 4.4.4). D'autres analyses de ce cristal rectangulaire correspondent à de l'actinote et de la hornblende actinolitique habituelles.

QUARTZ

Le quartz matriciel est toujours interstitiel, en grains irréguliers pouvant atteindre 0,8 mm. Près du contact avec le granite (FB 690), il peut devenir poecilitique et adopter une orientation unique sur des distances de plus de 2 mm en section. Il inclut de nombreuses apatites aciculaires.

FELDSPATH ALCALIN

Il est absent des enclaves les plus mafiques. Lorsqu'il apparaît (p. ex. 1% dans FB 808), c'est en cristaux xénomorphes développant à l'occasion une ou deux faces cristallines, moulées par le quartz. Il se greffe parfois sur des lattes de plagioclase et semble les remplacer localement dans certains cas. Il est légèrement perthitique et peut développer

l'association de macles albite et péricline du microcline. Il inclut de l'apatite aciculaire au même titre que le quartz, qu'il semble précéder dans l'ordre de cristallisation.

APATITE

C'est le minéral accessoire le plus abondant. Elle a les mêmes caractéristiques qu'à Elbe: habitus aciculaire tubulaire, rapport longueur sur largeur pouvant atteindre 190 (FB 916). Ce dernier est plus élevé dans les enclaves à grain fin que dans celles plus grossièrement cristallisées (p. ex. FB 808).

ZIRCON

Il est surtout localisé dans la biotite. D'un point de vue typologique, la population extraite d'une enclave des Ecardies (FB 808) est globalement semblable à celles du granite (fig. 117), tout en contenant des individus à indice T plus élevé (types J), caractéristiques de températures de l'ordre de 900°C (Pupin, 1980). Selon cet auteur (1976, communication personnelle, 1988), il est habituel que les zircons d'enclaves microgrenues présentent une gamme typologique plus étendue que celle du granite encaissant. D'un point de vue morphologique, trois familles de zircons peuvent être distinguées dans FB 808: des prismes allongés limpides (14% du total des grains), parfois à coeur noir, des cristaux bi-pyramidés à prisme très court souvent opaques (37%) et des cristaux tabulaires, aplatis selon deux faces {110} et à rapport d'élongation inférieur à 1 (32%). Ce dernier type, décrit par Pupin et Turco (1976), est anormalement abondant de l'opinion de Pupin, qui a examiné cet échantillon (communication personnelle, 1986), sa signification n'est pas claire.

ALLANITE

L'allanite, rouge foncé pléochroïque comme dans le granite, forme de rares cristaux xénomorphes maclés ou non, indépendants ou plus souvent greffés sur la hornblende (quelques grains par lame mince). Sa taille est de l'ordre de 0,1 mm dans les enclaves fines à 0,8 mm dans les plus grossières.

SPHENE

Il forme d'abondants petits granules secondaires au détriment de la biotite et quelques cristaux prismatiques subidiomorphes atteignant 0,6 mm, situés préférentiellement à proximité de l'amphibole ou au contact des rares plages d'épidote. Son origine pourrait être liée à la déstabilisation du ferromagnésien remplacé par la hornblende.

OPAQUES

Ils sont peu à très peu abondants, il y en a toujours nettement moins de 1%. Ils consistent en granules secondaires d'ilménite, ourlés ou non de sphène, en inclusion dans les biotites ou à leur contact. Une analyse à la sonde a révélé une teneur assez élevée en manganèse (4,3% MnO), caractéristique, selon la discussion du § 4.4.6, d'une température de cristallisation plutôt basse en accord avec les observations ci-dessus. De la pyrite est présente dans les enclaves de la Charpoua, ce qui se traduit par des concentrations en soufre de 500 à 1'100 ppm dans les analyses de roche totale. Elle forme des grains xénomorphes atteignant 0,4 mm, indépendants, liés à la biotite et/ou à l'amphibole ou inclus dans la phase sodique des plagioclases zonés en taches. Elle se présente aussi en plages irrégulières, interstitielles et moulantes, atteignant 2 mm. Aucune magnétite n'a été reconnue, mais les contrôles à la microsonde ont été très partiels.

L'épidote et la séricite sont très abondantes comme produits d'altération du plagioclase. L'épidote forme occasionnellement des plages xénomorphes extérieures à ce minéral, pouvant atteindre 0,6 mm. La chlorite se développe aux dépens de la biotite.

TEXTURES

Les textures développées dans les enclaves aphyriques à hornblende sont de type doléritique s.l. à microgabbroïque avec l'augmentation de la granulométrie de la roche. Les lattes de plagioclase d'orientation quelconque ne sont que rarement jointives; entre elles se disposent tous les minéraux décrits suivant une texture microgrenue régulière et isotrope. Le quartz n'est pas poecilitique. Une disposition fluidale avec orientation commune des plagioclases, des biotites et des agrégats de hornblende apparaît parfois en bordure d'enclave.

Enclaves porphyriques

A l'autre extrême de la gamme des enclaves magnésiennes à hornblende se trouvent les enclaves riches en porphyrocristaux (p. ex. FB 424, FB 906). Leur composition modale et chimique de granodiorite leur confère une texture matricielle typique des faciès fins de ce type de roches. Elle est microgrenue, équi-granulaire, à plagioclase en lattes très courtes à carrées ou en grains équidimensionnels xénomorphes à tendance polygonale, à l'instar du quartz et du feldspath alcalin. La granulométrie de la matrice est de l'ordre de 0,2 à 0,4 mm. Les autres caractéristiques descriptives des

minéraux sont semblables à celles évoquées pour les enclaves aphyriques. Le plagioclase est toujours complètement saussuritisé, sa composition originelle est inconnue, mais sans doute moins calcique que dans les enclaves aphyriques si l'on en juge par la moindre abondance de granules d'épidote (piège du calcium) néoformées dans ces cristaux.

TEXTURES

L'évolution des textures du pôle doléritique au pôle microgrenu se fait principalement par un changement de la morphologie du plagioclase, dont les lattes initialement allongées, deviennent progressivement plus trapues, puis équidimensionnelles. La granulométrie de la roche, elle, est irrégulière; on n'observe pas de tendance évolutive d'un pôle à l'autre. Le quartz matriciel en grains équidimensionnels dans les deux pôles, adopte occasionnellement une **morphologie poecilitique** dans les enclaves intermédiaires, qui contiennent par ailleurs des ocelles de quartz. Ces plages peuvent mesurer plus de 5 mm en section et se greffer sur les ocelles.

Ainsi, comme à Elbe, la texture à quartz ophitique se développe dans des enclaves intermédiaires entre un groupe tonalitique à texture doléritique et un groupe granodioritique à texture microgrenue.

Dans certaines enclaves intermédiaires, le sphène peut adopter une texture poecilitique en formant de grands cristaux (jusqu'à 1 mm) homogènes d'aspect cunéiforme moulant le plagioclase et l'amphibole.

14.4.4 Les porphyrocristaux

Les ocelles de quartz

DESCRIPTION

Elles consistent comme à Elbe en monocristaux de forme globuleuse, parfois lobée (p. ex. FB 423) dans les enclaves les plus mafiques, à parfaitement idiomorphe hexagonale dans certaines enclaves granodioritiques (FB 688). Leur taille est comprise entre 2 et 10 mm. On distingue à nouveau un coeur homogène et une bordure poecilitique.

Le coeur contient de rares inclusions primaires de zircon et d'apatite trapue. On y trouve également de petites plages de forme quelconque, parfois liées à une intersection de fractures, de feldspath alcalin et/ou de plagioclase avec leurs produits d'altération (séricite, épidote) et de un ou plusieurs des minéraux suivants: hornblende idiomorphe, apatite aciculaire, sphène, biotite.

Je relie ces plages aux golfes de résorption visibles en bordure d'ocelle, occupés par les mêmes minéraux, en particulier l'apatite aciculaire. Leur présence à l'intérieur du coeur quartzueux serait dû à un effet de coupe ou à un remplissage des noeuds d'un réseau de fractures. On observe par ailleurs de fines veinules remplies de calcite, de feldspath alcalin ou de plagioclase traverser l'ocelle de part en part, ainsi que les chapelets d'inclusions fluides décrits à Elbe.

La bordure poecilitique consiste en un blindage plus ou moins continu du coeur par des cristaux d'amphibole, dont l'orientation est quelconque ou plus souvent radiale et qui développent des faces cristallines propres au contact du quartz. La largeur de ce blindage est de l'ordre de 0,5 mm et consiste en un ou plusieurs cristaux accolés en épaisseur. Ces derniers ne sont le plus souvent que partiellement engagés dans l'ocelle, qu'ils débordent vers l'extérieur. Leur couleur est vert relativement foncé, comme celle des grains bordant les pseudomorphoses. Ils peuvent être accompagnés de rares paillettes de biotite en périphérie. Il n'y a par contre aucune concentration anormale en feldspath alcalin comme c'est le cas à Elbe.

Au niveau du quartz, le passage du coeur à la bordure se marque principalement par l'apparition de l'amphibole en inclusion, mais aussi par un chapelet discontinu de granules minuscules de nature diverse (calcite, amphibole, épidote), qui souligne la silhouette originelle du coeur et enfin par l'apparition de l'apatite aciculaire, semblable à celle de la matrice de la roche.

Une ocelle d'enclave à hornblende de la Charpoua a été examinée par la méthode de la cathodoluminescence par transmission sur le prototype mis au point par K. Ramseier à Berne (résultats, 1989). Elle présente un zonage géométrique délicat interprété comme les différentes phases de croissance d'un phénocrystal.

ORIGINE

A la nature près du minéral ferromagnésien du blindage, les ocelles des enclaves à hornblende ont les mêmes caractères texturaux que celles d'Elbe. Les mêmes arguments peuvent donc être invoqués pour en discuter l'origine. Je ne le ferai pas dans le détail. Il ne fait guère de doute qu'il s'agit là de cristaux initialement idiomorphes préexistants à la consolidation de la matrice de l'enclave. Ils ont été placés dans des conditions de déséquilibre qui ont conduit à leur résorption partielle, puis au développement d'une couronne de réaction minérale ferromagnésienne associée à une néoformation de quartz pendant la cristallisation de la matrice.

S'agit-il de phénocristaux propres à un magma mafique générateur des enclaves ou de xénocristaux issus du magma granitique incorporés par un mélange mécanique entre ce dernier et un pôle mafique? Une origine xénocristalline

est très probable pour les ocelles des enclaves riches en porphyrocristaux dont la nature et la taille sont identiques aux cristaux du granite environnant. Les choses sont moins claires pour certaines enclaves riches en ocelles (p. ex. FB 698, 3 à 5% du volume total), mais dépourvues de porphyrocristaux de feldspath alcalin et de biotite et dont la composition chimique est identique ou presque à celle des enclaves aphyriques les plus mafiques de la Charpoua.

S'il s'agit de xénocristaux, il faut admettre que le pôle granitique impliqué dans les mélanges ne contenait que des cristaux de quartz et de plagioclase ou que le feldspath alcalin et la biotite ont été totalement résorbés après mélange. Cela suppose aussi que les enclaves aphyriques de la Charpoua ont une origine hybride dont le pôle acide était presque entièrement liquide ou dont les cristaux ont été résorbés au contact du pôle mafique dominant.

Une origine phénocrystalline du quartz dans des magmas basiques à intermédiaires a été invoquée par plusieurs auteurs. Barrière (1977), préoccupé par la distribution homogène des ocelles dans le gabbro de Ste-Anne à Ploumanac'h, a suggéré un mécanisme de démixtion précoce de gouttes silicatées de chimisme acide; cette hypothèse a été reprise par Rossi (1986), qui cite McBirney et Nakamura (1974), dont les travaux dans le Skaergaard ont conclu à un tel phénomène. Nicholls et al. (1971) expliquent la présence d'ocelles dans des basaltes et basaltes andésitiques, dont les rapports initiaux du strontium ne reflètent apparemment aucune contamination crustale, par une cristallisation directe à haute pression. Leurs calculs thermodynamiques basés sur l'activité de la silice suggèrent des pressions de 25 à 27 Kbars pour une température de 1'100°C.

Il n'y a pas de réponse simple à ce problème. A mon avis, l'immiscibilité est à rejeter, car les ocelles représentent clairement une phase siliceuse pure (les autres minéraux provenant sans conteste de la matrice) dont la démixtion est très improbable (Philpotts, 1976, 1982 et communication personnelle, 1985). Je n'ai pas d'argument déterminant à opposer au principe d'une cristallisation précoce, encore que le critère du rapport isotopique bas invoqué par Nicholls et al. (1971) ne me semble pas exclure une contamination, par exemple par des roches à très faible temps de résidence crustale appartenant au même cycle orogénique de marge active que les basaltes étudiés par ces auteurs.

En ce qui concerne le Mont-Blanc, je penche pour une origine xénocrystalline de toutes les ocelles, sur la base du continuum textural observé entre les enclaves des pôles porphyrique et aphyrique. Les ocelles sont toujours accompagnées de quelques grands plagioclases arrondis provenant sans doute de la même source crustale (ils sont le plus souvent altérés). Si les mélanges de magmas ont eu lieu à pression relativement élevée (p. ex. 6-8 Kbar) et en milieu peu hydraté, le plagioclase et le quartz peuvent avoir été les seules phases présentes dans le magma acide, si ce dernier avait une composition granodioritique ou avoir été accompagnées par le feldspath alcalin dans le cas d'une composition granitique (Naney, 1983). Ce dernier minéral semble être plus facilement résorbé que les autres, comme on peut le constater dans les enclaves xénolitiques de granite incluses dans les filons mafiques tardifs du Mont-Blanc. Ainsi son absence des enclaves à ocelles les plus mafiques n'est pas contradictoire avec le principe de mélanges de magmas. Quant à la biotite, qui apparaît après les autres phases à faible pression d'eau, elle n'était pas présente au moment du mélange ou a été résorbée et n'est plus décelable à l'heure actuelle.

Les porphyrocristaux de plagioclase

DESCRIPTION

Dans les quelques enclaves mafiques fraîches de la Charpoua, deux catégories de plagioclase ont été mises en évidence:

- de rares cristaux idiomorphes de bytownite atteignant 1 à 1,5 mm, de composition An72 à 70 homogène, bordés d'un limbe fortement zoné de An50 à An25 environ. Ils sont étroitement associés aux fantômes pseudomorphosés en hornblende;
- des cristaux zonés en taches (rarement en associations gloméroporphyriques), dont la taille est comprise entre 0,2 et 10 mm. Ils consistent en un coeur plus ou moins dominant, à rares îlots calciques de composition An65 à 55 environ dispersés dans une phase principale de composition variable, en moyenne An40 à 35, riche en inclusions de minéraux matriciels (hornblende, apatite aciculaire, opaques, biotite), lui conférant un aspect criblé. Ce coeur est entouré d'une couronne calcique, continue ou non, de composition identique à celle des îlots (An65 à 55). Elle est suivie d'un limbe riche en inclusions donnant un contour subidiomorphe à idiomorphe au cristal. Il est fortement zoné dans la gamme de composition des plagioclases matriciels (An55 à 23 environ).

Dans les enclaves riches en porphyrocristaux, ceux de plagioclase ont une forme subidiomorphe au contour plus ou moins arrondi en dragée; leur taille varie de 2 à 12 mm. Pour autant qu'on puisse en juger à travers l'altération généralement développée, ils présentent une couronne calcique périphérique étroite, reflétée par un chapelet très dense de granules d'épidote. Leur coeur semble parfois zoné en taches, ce qui se matérialise par une abondance de petits grains de quartz, mais n'est que rarement criblé d'inclusions. Quelques analyses ponctuelles à la platine universelle ont donné des compositions de l'ordre de An20 à An30, semblables à celle des plagioclases du granite.

ORIGINE

Considérées globalement, les enclaves à hornblende contiennent les mêmes types de porphyrocristaux de plagioclase qu'à Elbe. Je les interprète de manière identique:

- les cristaux de bytownite seraient des phénocristaux issus de la fraction magmatique basique des mélanges;
- les cristaux zonés en taches résulteraient de la dissolution partielle des quelques phénocristaux issus de la fraction acide d'un mélange à pôle basique dominant, engendrant les enclaves mafiques;
- les cristaux d'oligoclase plus ou moins arrondis seraient aussi originaires de la fraction acide, passablement cristallisée et dominante dans les mélanges. Leur forme ovoïde résulterait d'une dissolution simple (Tsuchiyama, 1985) par élévation de la température du magma granitique au-dessus du liquidus du plagioclase avant le mélange effectif avec le magma basique pourvoyeur de chaleur. Le zonage en taches serait dû à une dissolution partielle après mélange.

Les porphyrocristaux de feldspath alcalin**DESCRIPTION**

Ils mesurent entre 1 et 3 cm, ont une forme ovoïde en dragée et présentent systématiquement une couronne plagioclasique de type rapakivi, bien que cette dernière puisse être très mince et discontinue. Le coeur alcalin a exactement les mêmes caractères texturaux que celui des feldspaths du granite. La couronne rapakivi a une épaisseur de 0,1 à 2 mm et un aspect variable d'une enclave à l'autre. On distingue:

- un type dominant à grands plagioclases subidiomorphes indépendants pouvant mesurer plus de 3 mm de long. Ils sont orientés parallèlement aux plans réticulaires principaux du coeur alcalin et présentent un contour lobé au contact de ce dernier. L'épaisseur de la couronne est de un à deux individus. L'altération exclut toute détermination de leur composition.
- un type semblable à celui de la "couronne mixte floconneuse" décrit à Elbe, qui donne texturalement l'impression d'un remplacement périphérique du coeur alcalin par du plagioclase disposé en taches informes, jointives en bordure, mais dispersées au contact du coeur auquel le passage se fait irrégulièrement et progressivement. Cette bordure est toujours altérée. Ce type de couronne et celui à plagioclases indépendants peuvent être développés sur différents individus d'une même enclave.
- un type mixte à couronne interne en damier passant vers l'extérieur à de grands cristaux dont l'orientation est plus irrégulière que dans le type précédent. On retrouve les caractéristiques des couronnes en damier d'Elbe: petits plagioclases isolés en forme de goutte, puis augmentation de leur fréquence, leur habitus devient carré et leur disposition géométrique est réglée par le réseau du coeur alcalin. Il y a du quartz interstitiel cunéiforme et poecilitique. Toute la couronne contient de petites inclusions de biotite, sphène, amphibole et apatite aciculaire. La composition des plagioclases de la couronne est de An30 environ. Certains sont tachetés d'îlots plus calciques. Ce type de couronne a été observé sur un individu unique d'une enclave mafique de la Charpoua (FB 904), dont les plagioclases matriciels sont zonés de An55 à An25. Cette différence de composition peut être liée au phénomène de bordure réactionnelle présenté au paragraphe 4.3.3 ou plus simplement à un développement de la couronne avant l'incorporation du feldspath dans le magma mafique (d'où l'apparition d'un léger zonage en taches dans ces plagioclases en déséquilibre).

Par rapport au Monte Capanne, on retrouve ici les mêmes types de couronne rapakivi, qui se développent également dans les enclaves de composition granodioritique. La différence réside dans l'absence apparente au Mont-Blanc de feldspaths alcalins à bordure poecilitique riche en inclusions et dépourvue de couronne plagioclasique dans les enclaves tonalitiques, qui contiennent au contraire quelques cristaux à texture rapakivi.

Cette divergence mérite confirmation par une étude complémentaire, car les enclaves tonalitiques contiennent rarement des porphyrocristaux de feldspath alcalin et seuls deux échantillons de cette catégorie ont été observés en lame mince. D'autre part subsiste le problème évoqué plus haut des mélanges multiples, au cours desquels un feldspath alcalin pourrait passer d'un milieu granodioritique dans lequel il développerait une petite couronne rapakivi à un milieu tonalitique. Il serait donc prématuré de remettre en question les observations et déductions faites à Elbe.

ORIGINE

Je retiendrai l'hypothèse d'une origine xénocristalline pour ces grands feldspaths alcalins, originellement développés en équilibre dans le magma granitique, puis incorporés dans un milieu hybride par mélange de ce magma avec un autre plus mafique. Déstabilisés, ils ont subi une dissolution simple les arrondissant et le liquide feldspathique qui en est résulté, visqueux, est resté au contact et a permis le développement de plagioclase à la manière d'une bordure réactionnelle.

Les porphyrocristaux de biotite

On ne les observe que dans les enclaves granodioritiques porphyriques les plus évoluées, dans lesquelles la hornblende est très peu abondante. Ce sont des cristaux subidiomorphes à idiomorphes hexagonaux de 1 à 2 mm, au contour indenté à finement lobé, de couleur brun-rouge clair à verdâtre sur les bords de grain. Certaines plages sont recristallisées en paillettes également brunes. Leurs inclusions sont identiques à celles des biotites du granite: zircon et apatite en prismes trapus; aiguilles de rutile, et granules de sphène secondaires.

Ces biotites dont la taille est identique à celle de leurs homologues du granite, sont considérées comme des xéno-cristaux issus de la fraction magmatique granitique des mélanges, au même titre que les autres espèces de porphyrocristaux qui les cotoient. Leur absence dans les enclaves porphyriques moins évoluées à hornblende abondante peut résulter de deux phénomènes: (1) les mélanges à l'origine de ces enclaves intermédiaires ont impliqué un magma granitique encore dépourvu de biotite, qui est la dernière phase à apparaître s'il y a moins de 2,5 - 3% d'eau dans ce dernier (Naney, 1983); (2) la biotite a été entièrement ou partiellement résorbée, soit précocement dans le magma granitique réchauffé par la proximité du magma mafique, soit après mélange dans la résultante hybride. Cette seconde hypothèse est plus vraisemblable dans la mesure où les enclaves avec et sans grandes biotites sont juxtaposées sur le même affleurement.

Autres porphyrocristaux

Les pseudomorphoses idiomorphes en hornblende actinolitique ont été mentionnées avec les minéraux matriciels, mais sont d'anciens phénocristaux. Leur abondance inversement proportionnelle à celle des autres types de porphyrocristaux dans les enclaves et leur association avec les plagioclases bytownitiques en font des phénocristaux issus de la fraction mafique des mélanges. Ils peuvent représenter jusqu'à 10 à 15% du volume de la roche. On a vu au § 14.4.3 que le minéral originel était probablement un clinopyroxène et/ou une amphibole ferromagnésienne.

Dans les enclaves riches en porphyrocristaux, l'apatite se présente comme à Elbe, en aiguilles et en prismes trapus identiques à ceux inclus dans les grandes biotites. Ces "gros" cristaux, absents des enclaves mafiques, sont considérés comme des xéno-cristaux issus de la fraction granitique des mélanges, tout comme les quelques cristaux idiomorphes d'allanite qui les accompagnent. Ces observations ont des conséquences géochimiques importantes. L'apatite aciculaire et l'allanite sont tous deux d'excellents pièges à terres rares, avec des coefficients de partage de l'ordre de 20 à 60 pour la première (Hanson, 1978) et de 1'000 pour La à 100 pour Lu pour la seconde (K minéral/roche totale, Fourcade et Allègre, 1981). L'incorporation d'une infime proportion de ces minéraux dans les enclaves va donc en affecter sensiblement le profil en terres rares, notamment par le caractère très fractionné de celui de l'allanite.

14.4.5 Les contacts entre le granite et les enclaves à hornblende

Les enclaves

On a vu que les enclaves présentaient souvent une bordure sombre large de 0,5 à 1 cm plus finement grenue que leur coeur. La minéralogie et la texture de cette bordure sont variables, mise à part une granulométrie toujours fine renforcée par la rareté des porphyrocristaux, dont la concentration augmente brusquement au-delà du premier centimètre. La hornblende est remplacée par la biotite. La proportion totale de ferromagnésiens et de plagioclase est un peu plus élevée qu'au coeur de l'enclave en raison de la rareté du quartz matriciel. Ceci n'est pas la règle, car il arrive que le quartz soit au contraire concentré dans cette bordure, en grandes plages poecilites dont certaines sont en continuité optique avec les cristaux de quartz du granite. Les baguettes de plagioclase sont souvent orientées parallèlement au contact.

La rareté des porphyrocristaux au contact est interprétée comme une frange de Bagnold, résultant d'une pression dispersive induite par le mouvement relatif du magma de l'enclave contre celui du granite. La texture fluidale du plagioclase va dans ce sens.

Le granite

Le granite au contact des différentes catégories d'enclaves (porphyriques ou non) présente divers aspects. Des filonnets leucocrates décimétriques séparent les enclaves des essais les plus denses. Il s'agit d'une roche à quartz, plagioclase et feldspath alcalin perthitique, pratiquement dépourvue de ferromagnésiens. Sa texture est aplitique.

D'une manière générale, je n'ai jamais observé de granite à texture "normale" au contact d'une enclave à hornblende, ceci sur une épaisseur de plusieurs centimètres à un mètre. On observe tous les intermédiaires entre un granite porphyrique à phénocristaux arrondis et matrice fine gris clair et un granite équigranulaire grossier, mais dont les minéraux sont toujours arrondis. Le passage au véritable granite du Mont-Blanc se fait progressivement. Dans tous les faciès, le feldspath alcalin a tendance à être rapakivi au point d'être le meilleur indicateur de la proximité d'une enclave.

Au microscope, les faciès porphyriques ressemblent aux enclaves les plus riches en porphyrocristaux, mais sont dépourvus de hornblende. Plagioclase, feldspath alcalin, quartz et biotite sont subidiomorphes à arrondis. Les plagioclase

clases ont parfois une fine couronne calcique. La matrice est équi-granulaire fine. On observe parfois dans les enclaves au contour lobé des digitations du granite dans lesquelles les phénocristaux sont très résorbés et plus ou moins incorporés dans l'enclave dont le quartz matriciel est fréquemment poecilitique.

J'attribue ces faciès particuliers à l'effet thermique induit par la mise en place des grandes masses d'enclaves au sein du magma granitique, ainsi qu'à de probables mélanges dans lesquels ce dernier dominait très largement. Dans cette hypothèse, le magma granitique devait être passablement cristallisé (environ 50% de son volume) au moment de l'arrivée du magma mafique chaud. A son contact, le magma granitique a été localement surchauffé et l'ensemble de ses phénocristaux a subi une dissolution simple conduisant à leur arrondissement. L'apport de chaleur étant limité, la masse granitique environnante a dû rapidement recouvrer sa température antérieure. Cette zone s'est alors trouvée en conditions de surfusion, d'autant plus marquée que d'éventuels mélanges ont pu modifier la composition du liquide résiduel vers des termes plus réfractaires. Il en est résulté une cristallisation rapide de ce dernier engendrant une texture microgrenue. Le gradient de température entre le magma des enclaves et celui de la masse granitique a contrôlé l'épaisseur de la zone granitique affectée.

Une situation un peu semblable a été décrite par Didier (1987) dans le granite anatectique du Velay au contact de la diorite du Peyron, à la différence que dans ce cas-là le granite semble avoir été totalement cristallisé au moment de l'intrusion basique.

Remarque : si les faciès porphyriques du granite au contact des enclaves sont en partie le résultat de mélanges, ces roches appartiennent à la famille des enclaves hybrides à hornblende, même si elles en sont dépourvues et que seule la biotite est présente.

14.4.6 Les effets de la déformation

L'ensemble des caractères texturaux décrits dans ce chapitre se rapportent aux enclaves et au granite non déformés. La déformation est souvent très développée et affecte les enclaves de la même manière que le granite. Les porphyrocristaux sont réorientés, éventuellement disloqués, fracturés à partir de leur bordure; une schistosité les moule et affecte intimement la matrice. Elle est marquée par l'orientation préférentielle du plagioclase, de la biotite et de la séricite. Le quartz est granulé dans les ocelles et la matrice. On observe tous les stades de déformation jusqu'à des roches mylonitiques.

14.4.7 Conclusion-interprétation

De l'ensemble des observations minéralogiques, structurales et texturales précédentes et des conclusions tirées de l'étude des enclaves du M. Capanne, je propose l'interprétation suivante.

Les enclaves magnésiennes à hornblende résultent de mélanges successifs et en proportions variables entre le magma granitique du Mont-Blanc et un magma mafique représenté par les enclaves tonalitiques les plus pauvres en porphyrocristaux de la Charpoua. Ce magma mafique était sans doute déjà hybride au moment des phases de mélange principales, car les enclaves contiennent toujours quelques ocelles et plagioclases tachetés, à l'instar des filons tardifs micromonzodioritiques de composition chimique identique. Il contenait par ailleurs de petits phénocristaux de bytownite et de clinopyroxène et/ou d'amphibole ferromagnésienne.

Au moment des mélanges, le magma granitique est cristallisé au point de contenir toutes ses espèces minérales. Il est le pourvoyeur de tous les porphyrocristaux visibles dans les enclaves. Les mélanges de magmas ont eu lieu en partie sur le lieu de mise en place définitif des enclaves et en partie à un niveau structural inférieur.

Une fois individualisées, les enclaves ont cristallisé plus ou moins rapidement en fonction de leur volume au contact de la masse granitique plus froide environnante. Le plagioclase, la biotite, puis l'apatite ont commencé à se former, suivis du quartz, du feldspath alcalin et de l'allanite. La transformation des phénocristaux ferromagnésiens issus du magma basique est intervenue tardivement, sous l'influence d'une augmentation de la quantité d'eau en provenance du granite.

L'orientation générale des essaims d'enclaves, la forme parfois filonienne de ces dernières, l'existence dans le granite de filons lamprophyriques (d'orientation semblable à celle des essaims et de composition proche de celle des enclaves) et les traces de résorption visibles sur les nombreux phénocristaux du granite au contact suggèrent que les enclaves résultent du démantèlement de proto-filons (dykes synplutoniques). Ces derniers se seraient mis en place dans un granite en moyenne suffisamment cristallisé (au minimum 70% de cristaux selon Hibbard et Watters, 1985) pour être fracturé sous l'effet de contraintes cisailantes et localement suffisamment plastique (favorisé par l'apport de chaleur) pour permettre leur résolution en enclaves.

14.5 LES ENCLAVES MICROGRENUES FERRIFERES À BIOTITE

14.5.1 Observations de terrain

Localisation

On les rencontre un peu partout dans le massif, en essaims nettement plus petits et dispersés que ceux des enclaves à hornblende. Certains secteurs du granite en sont cependant totalement dépourvus ou en contiennent très peu, notamment en zone de bordure, par exemple à Plan de l'Aiguille, dans le Val d'Arpette inférieur, les vallons de Saleinaz et de l'A Neuve, sur la rive droite du Val Ferret italien.

Les concentrations les plus importantes que j'ai pu examiner et qui sont reportées en grande partie sur les cartes d'Oulianoff sont localisées aux endroits suivants, du Sud au Nord du massif: environs du refuge du Requin (560'550/81'550), échelles menant au refuge d'Envers-des-Aiguilles (560'700/84'800), les Egralats (562'570/83'650), environs du Col du Tour (567'250/92'800), versant sud du Col des Eandies (568750/95'300). Par ailleurs, le pierrier à blocs frais de la petite Combe des Eandies est particulièrement riche en ce type d'enclaves, de même que les moraines des glaciers du Trient, du Tour et d'Argentière.

Pour des raisons de difficulté d'accès, certains essaims mentionnés sur la carte d'Oulianoff n'ont pas été visités, notamment les Rognons du Glacier du Géant, ou ont été observés sans être échantillonnés (paroi sud de l'Aiguille Purtscheller, 567'000/93'375). Les régions orientales ont été totalement délaissées pour les mêmes raisons (Mont Dolent, Grandes Jorasses, Aiguille du Géant, etc); selon la carte d'Oulianoff, elles contiendraient très peu d'enclaves, en tout cas leur parties découvertes de glace!...

Description

La plupart des caractères macroscopiques de ces enclaves sont les mêmes que ceux des enclaves à hornblende, au point qu'aucune distinction n'a été faite par les auteurs précédents.

Leurs particularités sont les suivantes: leur taille est généralement inférieure à un mètre, leur granulométrie est variable, de fine (0,2 mm) à relativement grossière (1 à 1,5 mm) au point de ne plus mériter le nom de microgrenue; les essaims qu'elles définissent sont constitués d'enclaves isolées dans un environnement granitique globalement normal. Il n'y a donc pas de vastes zones de composition intermédiaire autour des enclaves les plus sombres comme à la Charpoua. Dans un essaim, les enclaves constitutives peuvent être très différentes les unes des autres au niveau de leur taille, de leur granulométrie et de leur contenu en porphyrocristaux, compris entre 0 et plus de 30% du volume total.

La distribution des porphyrocristaux au sein d'une enclave est très variable; ils peuvent être répartis de manière homogène, ou concentrés au centre, en périphérie ou dans une portion restreinte quelconque de l'individu. Leur orientation est aléatoire dans les enclaves globuleuses, sinon parallèle à leur allongement, lorsque ces dernières sont ellipsoïdales. Certains cristaux, notamment les grands feldspaths alcalins, sont à cheval sur le contact entre le granite et l'enclave; lorsque leur densité est élevée, la limite entre les deux milieux devient imprécise. Le phénomène peut affecter tout ou partie de l'interface visible.

Les enclaves doubles sont apparemment moins fréquentes que dans la catégorie à hornblende. Elles sont de nature microgrenue - microgrenue. Dans un cas, j'ai observé l'inclusion d'un fragment anguleux hololeucocrate aplitique de quelques centimètres de longueur. Jacquemin (1981) mentionne quelques "rares cas" d'enclaves doubles de schistes cristallins amphibolitiques.

Structures

L'orientation préférentielle et l'allongement des enclaves à biotite ainsi que l'extension des essaims qu'elles constituent se font dans le même plan subvertical de direction NS à N20°E que celui défini par les enclaves à hornblende, parallèlement aux structures fluidales du granite. Dans les rares cas où aucune structure de flux n'est visible dans ce dernier, les enclaves ont tendance à être plus ou moins sphériques. La disposition de ces enclaves est donc à nouveau contrôlée par les mécanismes de mise en place du magma granitique intrusif.

Les effets des déformations mylonitiques ultérieures sont les mêmes que pour le granite et les enclaves à hornblende.

14.5.2 Composition minéralogique et modale

Les enclaves à biotite contiennent exactement les mêmes minéraux que le granite. Elles constituent un groupe hétérogène dans lequel on n'observe pas de relations simples, tant chimiques que pétrographiques, entre un pôle mafique aphyrique et un pôle acide porphyrique. Ainsi, certaines enclaves parmi les plus mafiques (p. ex. FB 811), contiennent quelque 5% de porphyrocristaux, notamment de biotite. Cette situation est donc très différente de celle des enclaves à hornblende.

Quelques analyses modales représentatives de la gamme de composition observée les situent dans les champs des diorites, des diorites quartzifères, des tonalites et des granodiorites du diagramme QAP de Streckeisen (1974) (fig. A17). La distribution inhomogène des gros porphyrocristaux rend l'estimation modale délicate, surtout pour le feldspath alcalin, qui a peut-être été un peu sous-estimé dans certains cas (défaut de l'ordre de 1 à 2% du volume au maximum). Les enclaves de composition dioritique sont les plus riches en biotite avec une proportion pouvant atteindre 30% de leur volume total (p. ex. FB 431, 811). Cette particularité n'est pas sans rappeler, de ce strict point de vue, certaines roches d'affinité lamproïtque comme les Vagnérites (Sabatier, 1980).

14.5.3 Les porphyrocristaux

Lorsqu'ils sont présents, ils ont globalement les mêmes caractéristiques que ceux des enclaves à hornblende. Je n'évoquerai que leurs particularités.

Le plagioclase se présente d'une part en cristaux plus ou moins arrondis à coeur homogène (An₂₂₋₂₅) et couronne tachetée très altérée, donc calcique au départ; d'autre part en cristaux de forme semblable, mais entièrement saussuritisés. La disposition réglée de l'épidote et la présence de grains de quartz dans certains de ces cristaux suggèrent un zonage initial en taches avec des îlots assez calciques. Aucune bytownite n'a été observée. Une albitisation totale des cristaux est fréquente.

Les ocelles de quartz présentent un liseré très fin de biotites souvent discontinu. Il disparaît dans les enclaves les plus acides au profit du feldspath alcalin. Le développement de quartz matriciel poecilitique en continuité optique avec ces ocelles est très fréquent. Notons un cas particulier important d'enclave à ocelles (FB 683), qui présente les caractéristiques texturales des enclaves des Ecandies, hornblende mise à part, et dont le liseré biotitique autour des ocelles est bien développé en agrégats rappelant des formes d'amphibole. Rien de tel n'est visible dans la matrice. Cette observation unique suggère un lien possible entre les enclaves à hornblende et les enclaves à biotite.

Le feldspath alcalin a toujours une couronne plagioclasique de type rapakivi, généralement formée de grands cristaux idiomorphes altérés orientés préférentiellement. Le quartz interstitiel cunéiforme est abondant. Dans un cas (FB 429) a été observée une bordure poecilitique de feldspath alcalin incluant quelques cristaux matriciels et passant latéralement à la couronne plagioclasique. Quatre individus ont été analysés aux rayons X (FB 429, 671, 804 et 807). Leurs caractéristiques sont très semblables à celles des feldspaths alcalins du granite, dont un indice de triclinicité supérieur à 0,93 et une teneur en molécule orthose de la phase potassique (% Or ob, Wright, 1968) comprise entre 92,6% et 95,5%. Ceci n'est pas étonnant dans la mesure où le métamorphisme alpin aura nivelé les éventuelles différences préexistantes.

Un profil de teneur en baryum a été mesuré sur trois feldspaths rapakivi (fig. 112). Ceux des enclaves FB 804 et FB 421 présentent des teneurs plutôt basses et assez monotones comprises entre 0 et 5'400 ppm de Ba pour le premier et entre 0 et 3'000 ppm pour le second. Le feldspath de l'enclave FB 429 est précisément celui qui possède une bordure poecilitique. Son coeur a des teneurs plus élevées que celles des cristaux précédents; elles sont comprises entre 2'200 et 6'900 ppm et atteignent 8'400 ppm juste au contact de la zone poecilitique, pour retomber entre 3'000 et 5'000 ppm dans la bordure même, soit dans une gamme équivalente à celle des feldspaths matriciels de l'enclave (1'000-5'700 ppm). Cette situation est semblable à celle observée dans le feldspath à bordure poecilitique FB 630 du M. Capanne (fig. 15), encore que pour FB 429, il soit délicat de déterminer si l'enrichissement en Ba est localisé dans le bord extrême du coeur résorbé ou déjà dans la zone poecilitique. En d'autres termes, cet enrichissement peut être dû à une concentration locale en Ba liée à la dissolution du feldspath ou à un passage du cristal résorbé dans un milieu momentanément riche en cet élément.

D'une manière générale, les données disponibles sont trop fragmentaires pour conclure à une différence significative dans la teneur moyenne en baryum; on retiendra tout de même les valeurs assez basses des échantillons FB 804 et FB 421 par rapport à FB 429 et par rapport aux cristaux FB 806b du granite.

La biotite ne présente aucune particularité par rapport à celle des enclaves porphyriques à hornblende (p. ex. FB 906). Quelques analyses à la microsonde de grands cristaux des enclaves FB 421 et FB 429 ne présentent aucune différence significative par rapport à celles de paillettes matricielles. La composition de ces biotites est discutée dans le paragraphe suivant.

De très rares cristaux de **hornblende ferrifère** verte ont été observés dans les enclaves à biotite (p. ex. FB 804, fig. A9). Ce sont des monocristaux idiomorphes de 2 à 3 mm de longueur, maclés, couronnés d'un chapelet de biotites. Leur composition a été décrite dans le paragraphe 12.2.1 consacré à la minéralogie du granite, puisqu'ils sont interprétés comme des phénocristaux issus de ce dernier.

L'apatite et **l'allanite** présentent chacune deux habitus contrastés comme dans les enclaves magnésiennes. Les cristaux idiomorphes sont tenus pour être d'origine granitique.

EN CONCLUSION

Tous les porphyrocristaux montrent des signes de déséquilibre texturaux et/ou chimiques avec leur matrice dans les enclaves mafiques. Ceci ajouté à leur similitude avec les cristaux du granite environnant suggère qu'ils en sont issus et qu'ils représentent des xénocristaux au sein des enclaves. Dans les enclaves les plus acides, le qualificatif "xénocristallin" devient abusif, dans la mesure où ces porphyrocristaux ne présentent pas de contraste de composition significatif avec les cristaux matriciels, mais uniquement des signes de résorption. On touche là au cas limite de mélanges à très forte dominante granitique.

14.5.4 Minéraux et textures matriciels

On distingue plusieurs catégories d'enclaves sur une base texturale, dont le passage de l'une à l'autre est plus ou moins continu.

Enclaves fines riches en biotite

Une première catégorie comprend des enclaves de couleur noire à gris foncé, caractérisées par une matrice fine, très riche en paillettes de biotite et dont les plagioclases sont totalement saussuritisés au point d'engendrer une masse informe. En font partie notamment les enclaves FB 431, 527, 530, 797, 798, 804, 809, 811, soit celles parmi les plus mafiques du groupe (fig. A11). Leur contenu en porphyrocristaux est assez élevé, de l'ordre de 5 à 10% du volume total.

La **biotite**, qui représente jusqu'à plus de 30% du volume matriciel (p. ex. FB 431, 524), se trouve partout: (a) en paillettes de 0,1 à 0,2 mm indépendantes ou incluses dans le quartz, brunes à vertes, bordées de granules de sphène; (b) en petits cristaux de même couleur associés à l'épidote dans les plagioclases altérés (la séricite est alors absente).

Le **plagioclase** est si altéré que sa silhouette ne peut être identifiée que dans les zones riches en quartz matriciel. Il y est idiomorphe, en lattes plus ou moins allongées d'orientation quelconque conférant à la roche une texture ignée indubitable. Son contenu élevé en épidote reflète une composition originelle calcique.

Le **feldspath alcalin** matriciel est rare, voire absent des enclaves les plus mafiques. Il est interstitiel en plages xénomorphes concentrées autour des ocelles de quartz.

Le **quartz** est rare dans les enclaves les plus mafiques et dans les premiers centimètres des autres enclaves au contact du granite (p. ex. FB 797). Mais en direction de leur coeur, il développe le plus souvent une extraordinaire texture poecilitique interstitielle, moulant les lattes de plagioclase et les biotites, en plages pouvant atteindre 5 à 10 mm d'envergure! Leur silhouette est arrondie, parfois à tendance idiomorphe hexagonale. Plusieurs de ces plages peuvent se disposer en chapelets mimant des filonnets ou se greffer sur des ocelles préexistantes. Le quartz a par ailleurs les mêmes caractères que celui des enclaves ophitiques d'Elbe: contenu élevé en apatite aciculaire, tendance à "disjoindre" les lattes de plagioclase qu'il inclut.

Le **sphène** adopte également cette texture poecilitique interstitielle en cristaux homogènes évidemment plus rares dont la taille peut atteindre 4 mm, ainsi que l'**allanite** dans une moindre mesure et à plus petite échelle.

Une population de **zircons** a été extraite d'une des enclaves les plus mafiques (FB 811). Sa détermination typologique a été faite par B. Barbarin (Université de Paris-Sud, non publié, avril 1989). Cette population est très homogène au niveau cristallographique avec un développement prépondérant, voire exclusif, des formes {100} et {101} (fig. 117). Les cristaux sont limpides (50%) à très colorés (50%), sans relation avec le type cristallographique. Des inclusions d'aiguilles d'apatite sont toujours présentes et même très abondantes dans des individus de couleur rosée. Environ 5% des cristaux contiennent une grosse inclusion ovoïde centrale sombre, correspondant peut-être à un noyau relique (?).

D'un point de vue typologique, cette population est très semblable, quoique moins étendue dans les indices T inférieurs à celle de l'enclave à hornblende (FB 808) et à celle des échantillons du granite. Ceci montre que l'ensemble de ces roches ont cristallisé dans des conditions comparables et qu'elles ont un lien de parenté géochimique. La relative abondance des types J4 et J5 (voir terminologie, fig. 17b) suggère une température initiale de cristallisation très élevée de 900°C ou plus selon Pupin (1980).

Les **opaques**, peu abondants sont liés à la biotite en grains xénomorphes souvent ourlés de sphène. Toutes les analyses à la microsonde ont révélé de l'ilménite.

En conclusion, lorsque les textures ne sont pas oblitérées par l'altération ou la déformation, elles sont clairement magmatiques de type doléritique, ou fluidal en bordure d'enclave. Le développement poecilitique des minéraux est considéré comme contemporain de la cristallisation finale de la matrice de l'enclave et non comme le résultat d'une croissance blastique ultérieure, pour les mêmes motifs que ceux invoqués à Elbe. La cristallisation de biotite dans les plagioclases résulte de la déstabilisation de ces derniers. Cet événement peut être tardi-magmatique ou alpin. Sa présence dans des enclaves non déformées est un argument en faveur d'une origine deutérique.

Enclaves grenues

Une deuxième catégorie regroupe des enclaves plus grossièrement cristallisées (granulométrie de 1 à 1,5 mm), dont les grains sont souvent visibles à l'oeil nu. Elles ne contiennent pas ou très peu de porphyrocristaux et leur taille est souvent petite, de un à quelques décimètres. Les enclaves FB 536, 542, 682 et M 2817, 2876, 2963 (fig. A11) en sont des exemples.

Leur texture varie en fonction de leur composition. Dans les enclaves mafiques, les plagioclases sont en lattes relativement allongées et les biotites en grandes paillettes, toutes d'orientation quelconque, conférant à la roche une texture ignée de type microdioritique. Le quartz est en plages interstitielles, poecilitiques ou non. Dans les enclaves plus acides, le plagioclase devient court, trapu, mais conserve sa disposition aléatoire. Le feldspath alcalin, abondant, forme des cristaux subidiomorphes rectangulaires de la taille des plagioclases ou des plages xénomorphes interstitielles. La biotite est aussi moins allongée et le quartz perd son caractère poecilitique. Dans toutes les enclaves de cette catégorie, l'apatite est nettement moins aciculaire que dans les enclaves fines.

Jacquemin (1981) a déjà souligné la relation entre granulométrie grossière et rareté des porphyrocristaux. Elle l'attribue à une cristallisation relativement lente d'un magma "mafique" au contact d'un magma granitique surchauffé dépourvu de phénocristaux. La petite taille de ces enclaves trouverait une explication dans cette hypothèse: la coexistence liquide des deux magmas aurait été assez longue et aurait permis la dispersion progressive et poussée du magma mafique dans l'autre par le jeu de mouvements convectifs successifs.

Enclaves fines pauvres en biotite

Une troisième catégorie comprend les enclaves fines, gris clair, au contenu en porphyrocristaux variable. Ce sont des enclaves de composition relativement acide incluant FB 516, 525, 781, 807 (fig. A11).

Les porphyrocristaux de feldspath alcalin ont toujours une texture rapakivi; les ocelles de quartz ne sont plus frangées de biotite, mais d'une couronne discontinue de cristaux de feldspath alcalin xénomorphes moulés par la bordure poecilitique du quartz. Son épaisseur est de l'ordre de 0,5 mm. Les textures matricielles sont typiques de celles de roches microgrenues acides: feldspaths et quartz sont en grains xénomorphes équidimensionnels. Le quartz peut être riche en petites inclusions de biotite, par ailleurs peu abondante. On observe quelques rares associations quartzo-feldspathiques graphiques au contact de grains.

Enclaves fines à amphibole matricielle

Deux enclaves gris foncé finement grenues contenant de l'amphibole matricielle ont été découvertes dans la moraine latérale de la Mer de Glace à la hauteur de la gare du Montenvers (FB 537 et 561). Leur provenance exacte est inconnue de même que leur taille initiale. Ces enclaves devraient être incluses dans la famille des enclaves à hornblende, si on privilégiait les critères de classification minéralogiques, mais leur texture et leurs caractéristiques chimiques les rapprochent plutôt des enclaves ferrifères, auxquelles elles ont été associées.

Elles contiennent quelques porphyrocristaux habituels de quartz et de plagioclase et se caractérisent par une absence totale de feldspath alcalin matriciel et par un plagioclase peu à non altéré. La matrice est finement grenue (0,2-0,4 mm) et consiste en:

- plagioclase en lattes allongées subidiomorphes à contour irrégulier et d'orientation quelconque, zoné, de composition variant de An45 à An20 environ (FB 561);
- biotite en petites paillettes brun clair à verdâtres, contenant quelques granules de sphène et d'ilménite et des aiguilles d'apatite tubulaires;
- amphibole verte à brun-olive pléochroïque, en petits cristaux subidiomorphes prismatiques homogènes ou partiellement remplacés par la biotite. Ce minéral représente environ 5% du volume total de la roche dans les deux enclaves. Il peut inclure de petits granules d'ilménite et des aiguilles d'apatite. Les cristaux sont le plus souvent isolés, parfois en petits agrégats de géométrie quelconque ou en couronne autour des ocelles de quartz;
- quartz, en plages interstitielles poecilitiques pouvant atteindre 0,5 cm de diamètre;
- accessoires comprenant apatite aciculaire, zircon, allanite, sphène interstitiel et ilménite en granules abondants, ourlés ou non de sphène. Une analyse d'ilménite dans FB 561 a donné une composition de 44,8% de FeO, 50,8% de TiO₂ et 4,9% de MnO (somme = 100,6).

La texture est microgrenue poecilitique. La présence d'amphibole dénote une pression partielle H₂O assez élevée au moment de la cristallisation de la matrice (Naney, 1983).

Enclave particulière

Une "enclave" unique d'un type particulier (FB 739, FB 743a) a été découverte sur le flanc sud du Val d'Arpette, au sommet d'un éperon rocheux (570°925/95°700/2'500). Les conditions d'affleurement sont telles (fauchage des roches, arête étroite) qu'il n'est pas possible de déterminer si cette roche est réellement une enclave ou un morceau de filon dont la continuité latérale est oblitérée par l'érosion.

Il s'agit d'un bloc de 1 m sur 5 m isolé de tout essaim d'enclaves habituelles et dont le contact avec le granite est franc. Des filonnets leucocrates relativement grenus le traversent de manière rectiligne. La roche est porphyrique, à matrice fine de couleur verdâtre et porphyrocristaux habituels au contour arrondi, dont de superbes feldspaths alcalins à texture rapakivi. De rares monocristaux centimétriques de hornblende verte ont été observés; ils sont partiellement recristallisés en biotite. Quelques enclaves doubles centimétriques arrondies noires, à plagioclase altéré disposé en texture doléritique, sont incluses. La texture matricielle est microgrenue (0,1 - 0,2 mm) équi-granulaire, de type microgranitique.

La composition chimique de cette roche est exactement celle des échantillons du granite les moins évolués (voir p. ex. fig. A11). Cette identité de chimisme ne peut être acquise par "granitisation" d'une enclave originellement plus mafique. Il s'agit bien là d'une roche représentant le magma granitique du Mont-Blanc. Elle peut dès lors résulter de différents processus:

- il s'agit d'une enclave microgrenue habituelle, résultant de la mise en contact d'un magma chaud et peu cristallisé avec le magma granitique principal. Cette éventualité pose un problème thermique. Si le magma principal était partiellement liquide au moment de la mise en contact, l'enclave aurait dû finir de cristalliser lentement après équilibration thermique, donc avoir une matrice à grain plus grossier.
- il s'agit d'un morceau de carapace granitique précoce démantelée lors de la montée du pluton. Aucun faciès de ce type n'a été observé en bordure du massif...
- il s'agit d'un filon plus tardif, injecté dans une masse granitique totalement ou presque totalement cristallisée.

Quelle que soit l'hypothèse retenue, on possède là un témoin probable du magma granitique du Mont-Blanc "figé" en cours de cristallisation. La texture rapakivi adoptée par le feldspath alcalin peut être interprétée de deux manières: (1) il s'agit d'un témoin de mélanges de magma, tout comme les petites enclaves doubles; le granite du Mont-Blanc aurait ainsi lui-même une origine hybride; (2) cette texture est liée à la chute de pression accompagnant la mise en place du magma du filon ou de l'enclave selon le processus décrit par Cherry et Trembath (1978). Dans le cas précis, la seconde hypothèse est tout à fait possible, aucun critère minéralogique ne permettant de l'exclure. Plusieurs mécanismes pourraient donc conduire à la formation de la texture rapakivi, sans exclure pour autant une origine hybride pour le granite du Mont-Blanc.

Composition des biotites et des amphiboles matricielles

Les biotites de quatre enclaves ferrifères ont été analysées à la microsonde (FB 421, 429, 797 et 812). Porphyrocristaux et paillettes matricielles ont la même composition, tout à fait distincte de celle des biotites des enclaves magnésiennes (figs. A7 et A8) par leur rapport cationique Fe/(Fe + Mg) nettement plus élevé. Ce contraste est le reflet de celui du rapport FeO/MgO observé au niveau des roches totales. Ces biotites sont en moyenne un peu moins ferrifères et contiennent moins d'AlIV que celles du granite environnant, peut-être en raison de leur degré de différenciation plus faible (?). Leur teneur en TiO₂ comprise entre 2,5 et 0,8% poids reflète une perte plus ou moins importante de cet élément, observée texturalement.

La biotite de l'enclave à hornblende matricielle FB 561 se distingue nettement des autres par son caractère un peu moins ferrifère, qui la place en position intermédiaire entre ces dernières et celles des enclaves magnésiennes dans les deux diagrammes de classification (figs. A7 et A8). On constate que dans celui de Nockolds, les points d'analyse ne tombent pas dans le champ à biotite + amphibole, malgré une cristallisation contemporaine des deux minéraux. Le déséquilibre est confirmé dans le diagramme de Gorbatshev (1979) (non représenté). Correspond-il à une modification du chimisme originel de la biotite, qui ne contient plus que 1,3 à 2,2% de TiO₂?

L'amphibole matricielle de FB 561 est une ferro-hornblende au sens de Leake (1978) (fig. A9), dont le rapport Mg/(Mg + Fe²⁺) est identique à celui du porphyrocrystal de l'enclave FB 804, c'est-à-dire nettement inférieur à celui des amphiboles des enclaves magnésiennes. Sa teneur en Na_{tot} est de 0,35-0,48, celle en K de 0,2 et celle en Ti est comprise entre 0,13 et 0,19. Elle suggère des températures de cristallisation de l'ordre de 730°C ± 50°C selon le géothermomètre de Colomby (1988).

Conclusions sur les observations matricielles

Lorsqu'elles ne sont pas affectées par la déformation et/ou l'altération, les textures matricielles des enclaves ferri-fères à biotite sont typiquement ignées et correspondent toujours à des conditions de cristallisation plus ou moins rapides. Leur diversité reflète la large gamme de composition visible au sein de ces roches.

La typologie des zircons et le chimisme des biotites et des amphiboles suggèrent un lien de parenté encore à définir entre ces enclaves et le granite qui les contient.

14.5.5 Les contacts entre le granite et les enclaves à biotite

J'ai déjà évoqué la fréquente bordure sombre centimétrique des enclaves, associées ou non à un halo leucocrate dans le granite. Ce dernier correspond minéralogiquement à une concentration anormalement basse en biotite. Contrairement à la situation des enclaves à hornblende, le granite au contact des enclaves à biotite semble normal, équi-granulaire; il ne contient que rarement des feldspaths alcalins à texture rapakivi. Notons que la déformation est souvent concentrée à la limite enclave-granite et qu'elle a pu oblitérer certaines caractéristiques texturales.

Deux profils géochimiques détaillés (FB 797 et 805, fig. 129) ont été faits selon la méthode des tranches d'épaisseur centimétrique décrite au chapitre 7. Tous les échantillons ont été dosés par fluorescence X et certaines des tranches de FB 797 par une analyse complémentaire en activation neutronique (fig. 130). Parallèlement, plusieurs échantillons de granite, récoltés au contact d'enclaves des types à hornblende et à biotite ont été analysés.

Les deux profils sont très proches l'un de l'autre et leur évolution générale est la même que celle du profil FB 464 d'une enclave ophiitique du M. Capanne (voir fig. 78). Cette dernière n'ayant subi aucun métamorphisme, on en conclut que les phénomènes observés dans le Mont-Blanc ne sont pas dus aux événements alpins, mais sont antérieurs.

COTÉ ENCLAVE

Tous les éléments majeurs et en traces sont enrichis en direction du contact, sauf la silice, qui est nettement appauvrie, et le sodium, dont le profil est relativement plat. Il est clair que l'enrichissement observé est directement lié à la forte diminution de SiO_2 par l'effet de somme des analyses à 100%. L'étude des rapports entre éléments nous affranchit de ce phénomène. On constate (fig. 129) que les valeurs de plusieurs d'entre eux changent le long du profil, en d'autres termes que les variations observées ne sont pas le seul fait d'une perte de quartz en bordure d'enclave, mais aussi d'un changement dans les proportions des minéraux. Ainsi l'augmentation des rapports $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ou $\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$ et celle des concentrations en Rb, Ba et V en direction du contact reflètent un accroissement de la teneur relative en biotite par rapport au plagioclase (qui sont les deux minéraux principaux), visible en lame mince. Le rapport $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ tot, lui, varie peu et en sens contraire dans les deux enclaves, il montre que la composition de la biotite ne change pas significativement le long des profils. L'évolution des spectres de terres rares en direction du contact (fig. 130) reflète également un enrichissement relatif en ces éléments, sans doute lié à une proportion modale croissante d'apatite et de zircon. Celle du zircon est démontrée par le comportement de Zr et celle de l'apatite est suggérée par l'allure du profil de terres rares le plus proche du contact. Ce dernier a une géométrie semblable à celle des courbes d'évolution des coefficients de répartition apatite/roche totale pour des roches intermédiaires à acides (Hanson, 1978). En résumé, l'évolution des teneurs chimiques reflète celle de la composition minéralogique et modale de l'enclave.

Si le métamorphisme alpin et/ou la phase d'altération tardi- à postmagmatique, responsable de la saussuritisation totale du plagioclase des enclaves ne sont pas à l'origine de ces gradients de composition, ils peuvent en avoir modifié certains aspects. Ainsi le sodium, qui tend à être équilibré avec le granite, a-t-il peut-être été remobilisé. Son utilisation dans les calculs de rapport d'éléments doit donc être faite avec prudence.

COTÉ GRANITE

Tous les éléments ont un comportement opposé à celui visible dans l'enclave pour FB 797; ils évoluent donc en contre-gradients. Dans FB 805, l'évolution est semblable sauf dans les deux premiers centimètres au contact, où les teneurs tendent à se rapprocher de celles des enclaves. Ceci s'explique par le caractère irrégulier de l'interface, qui a subi une déformation tectonique au cours de laquelle du matériel de l'enclave a été entraîné dans le granite par cisaillement le long de plans de schistosité. On fera donc abstraction des deux premières analyses côté granitique. Au niveau des terres rares, on constate que le profil du granite FB 797, analysé sur une tranche distante de 1 à 6 cm du contact, est pratiquement identique à celui du coeur de l'enclave, ce qui suggère une équilibration chimique entre les deux roches pour ces éléments.

De manière plus générale, les analyses d'échantillons de granite prélevés à proximité d'enclaves reflètent un déficit systématique en K et Rb, qui sont les éléments les plus mobiles entrant dans le réseau de la biotite, donc ceux susceptibles d'être drainés sur une grande distance autour des enclaves (fig. 131). Une partie de ce déficit est peut-être liée à la remobilisation de ces éléments durant la recristallisation.

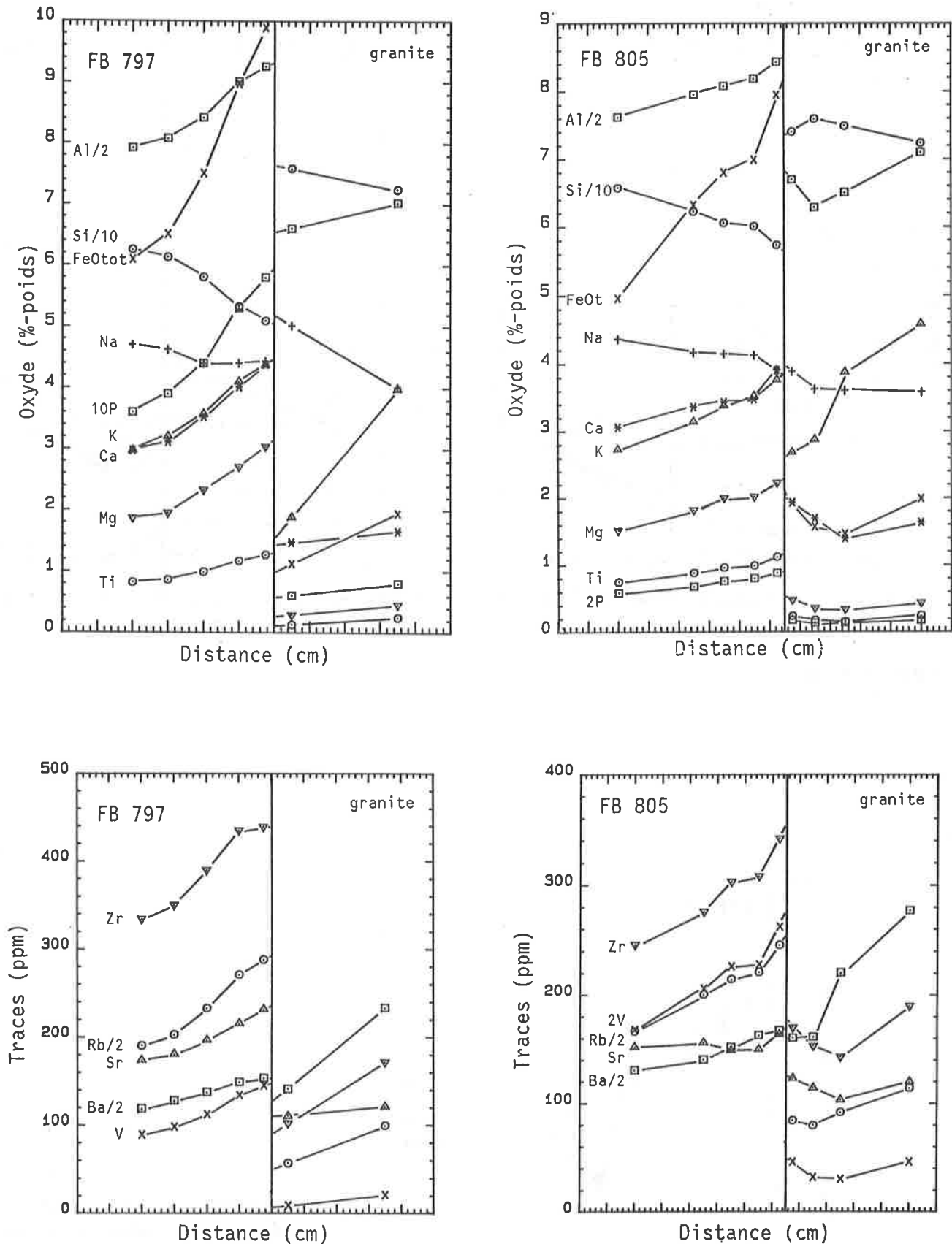


Figure 129: profils géochimiques (majeurs + traces + rapports d'éléments dosés par fluorescence X) à travers le contact entre deux enclaves microgrenues ferrifères et le granite environnant. Les analyses ont été faites sur des tranches de roche de 0,5, 1 ou plusieurs centimètres et sont positionnées au milieu de la tranche correspondante par rapport à l'échelle horizontale graduée en cm. Le contact est marqué par un trait vertical et l'enclave est toujours à gauche. Les majeurs sont exprimés en %-poids d'oxydes (p. ex. Al/2 = $Al_2O_3/2$; $5 Ti = 5 TiO_2$, etc) et les traces en ppm.

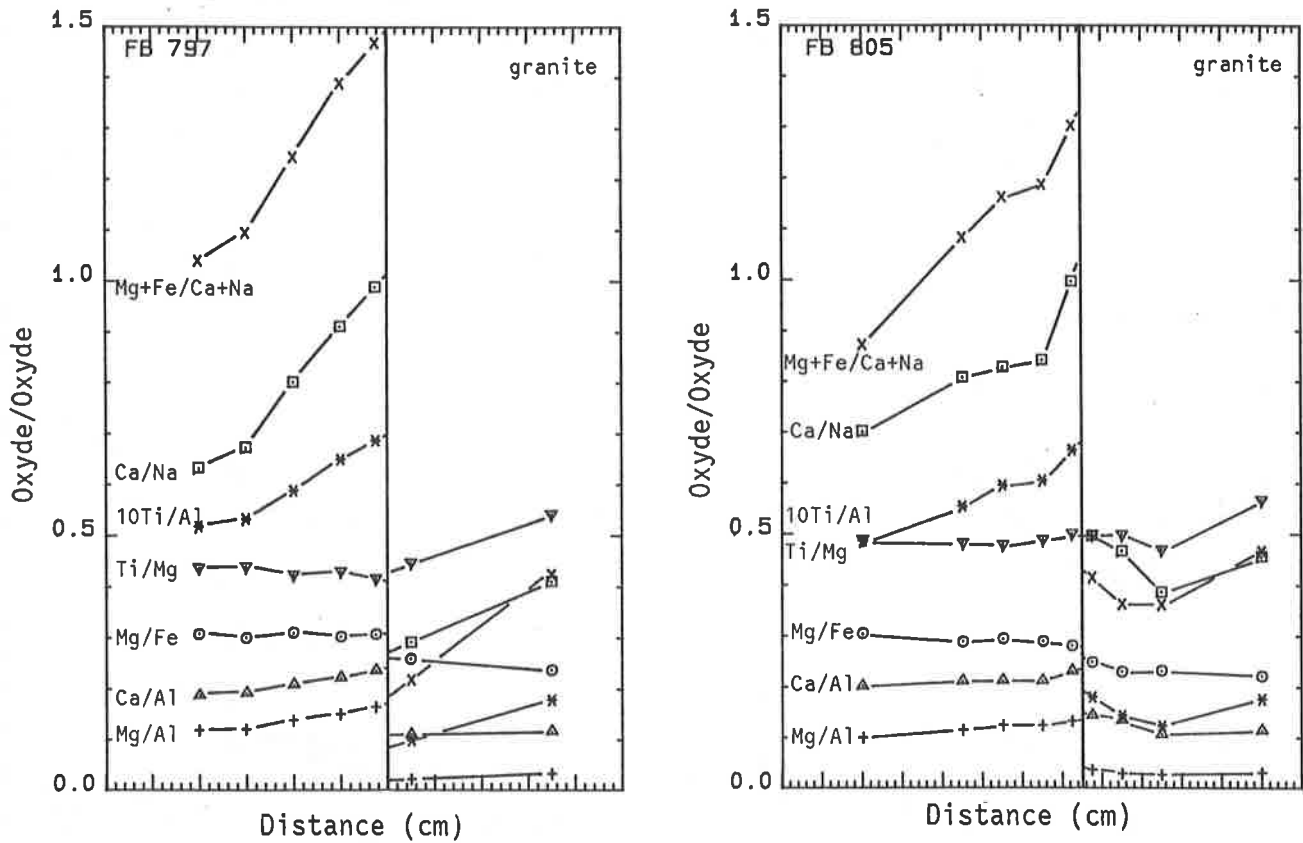


Figure 129: suite.

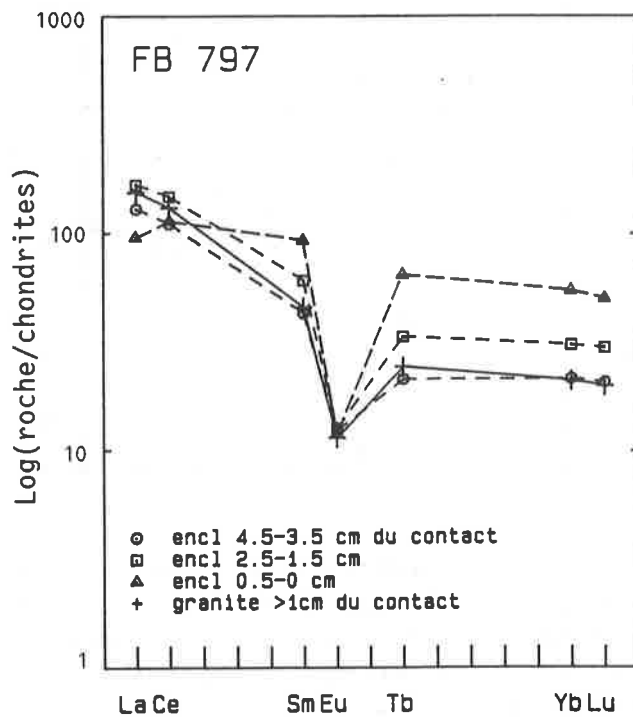


figure 130: évolution des profils de terres rares normalisés par rapport aux chondrites à travers le contact entre une enclave ferrifère (FB 797) et le granite environnant. Celui de l'extrême bord de l'enclave est probablement sous contrôle minéralogique de l'apatite.

On retrouve ainsi le comportement géochimique en contre-gradient observé à Elbe. Je l'explique de la même manière par la combinaison d'une cristallisation rapide et en déséquilibre de biotite, et de plagioclase dans une moindre mesure, dans la bordure de l'enclave et par un transfert net de liquide quartzo-feldspathique résiduel dans le granite au contact (voir détail de l'argumentation au § 7.2.2). La distribution des terres rares en bordure extrême des enclaves serait contrôlée par l'apatite, en phase de cristallisation rapide (habitus aciculaire), qui prélèverait ces éléments dans un stock encore important en fonction de ses propres coefficients de répartition.

Au Mont-Blanc pas plus qu'à Elbe ne peuvent être retenues les hypothèses liées à un pur phénomène de trempe ou d'effet Soret.

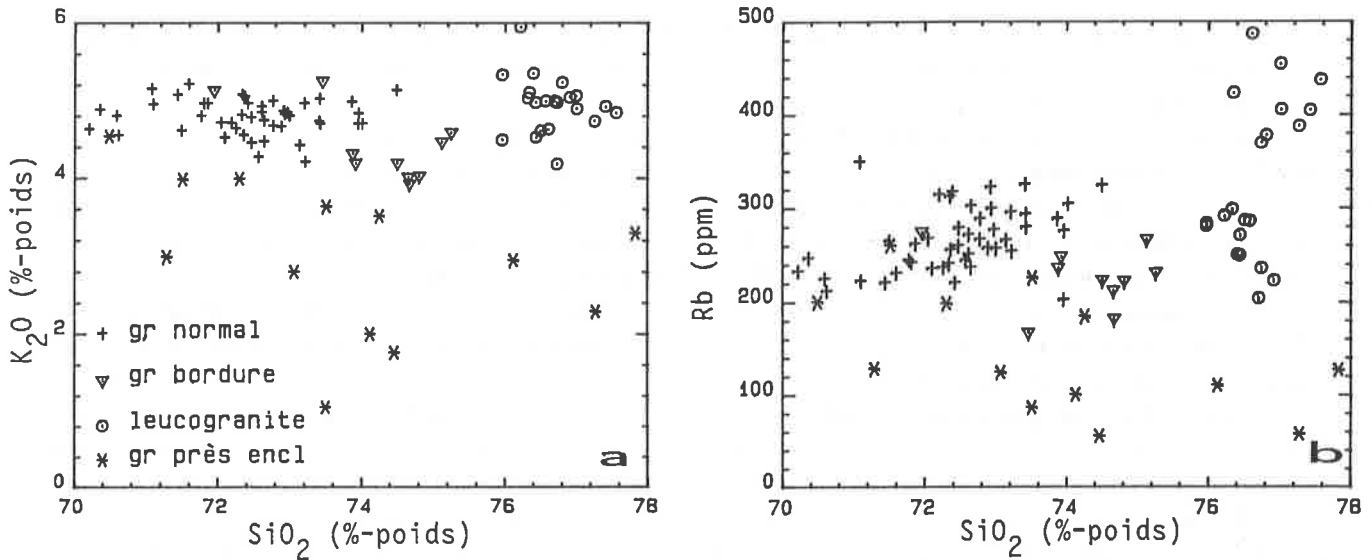


Figure 131: distribution du potassium (a) et du rubidium (b) dans les faciès granitiques du Mont-Blanc reflétant leur appauvrissement en ces éléments à proximité des enclaves, au profit de ces dernières.

14.5.6 Interprétation-conclusion

Les enclaves microgrenues ferrifères à biotite sont des roches magmatiques dont les textures soulignent le refroidissement rapide. Leur gamme de composition étendue résulte sans doute en grande partie de mélanges en proportions variées et répétés entre un magma mafique dont les caractéristiques initiales sont inconnues et le magma granitique partiellement cristallisé. Les mélanges ont eu lieu principalement à un niveau structural inférieur à celui de la mise en place définitive des enclaves, comme en témoignent l'hétérogénéité de ces dernières dans un essaim donné et l'homogénéité du granite environnant.

Après ces premières phases de mélange, les magmas hybrides ont été injectés dans un niveau structural supérieur de la chambre magmatique granitique, probablement en masses initialement assez compactes. Les turbulences thermiques et mécaniques induites par cet événement au sein du magma granitique, associées au contexte général dynamique de mise en place de ce dernier ont provoqué l'émiettement et la dispersion progressive de ces masses hybrides, par le jeu de mouvements convectifs et cisillants, en essaims d'enclaves orientés et étirés dans la direction de fluidalité dominante NS à N20°E. Ces enclaves ont brièvement coexisté à l'état liquide avec le magma granitique tout en refroidissant rapidement à son contact. L'accroissement accéléré de leur viscosité qui en est résulté a induit l'interruption des mélanges mécaniques majeurs. L'introduction ponctuelle et parfois partielle de cristaux granitiques s'est toutefois poursuivie à la faveur de mouvements cisillants au contact entre les deux milieux.

Cette hybridation mécanique du magma des enclaves s'est accompagnée d'échanges chimiques, également favorisés par la dynamique ambiante et contrôlés par la nature des minéraux en phase de cristallisation rapide dans les enclaves. Ils ont dû se poursuivre jusqu'à la solidification totale de ces dernières et du granite, soit longtemps après l'équilibration thermique entre les deux milieux et la disparition du contexte de surfusion au sein des enclaves.

La très forte altération de certaines enclaves et le développement secondaire de biotite dans les termes les plus mafiques sont sans doute tardi- à post-magmatiques, très probablement pas alpins, car ce phénomène n'est pas lié à la déformation et n'affecte pas les enclaves magnésiennes. Cette altération dénote un environnement riche en fluides.

14.6 LES ENCLAVES MICROGRENUES DANS LES GRANITES LEUCOCRATES FILONIENS

Selon Marro (1986), le leucogranite filonien central contient quelques enclaves microgrenues sombres. Elles sont dépourvues de porphyrocristaux tout comme la roche qui les contient. Cette observation renforce l'idée d'une origine xéno-cristalline granitique pour les porphyrocristaux des enclaves.

14.7 CONCLUSION À L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ENCLAVES

Comme la plupart des massifs calco-alcalins intrusifs, celui du Mont-Blanc contient divers types d'enclaves. Celles de nature xénolitique sont rares et concentrées en bordure d'intrusion, tandis que les enclaves microgrenues sont abondantes, distribuées dans tout le massif en essaims à forte concentration.

Les enclaves microgrenues sont des roches magmatiques de nature hybride, résultant de mélanges simples ou répétés entre un magma mafique et un magma acide partiellement cristallisé. Leurs textures témoignent d'un refroidissement rapide. Leur disposition en essaims dénote une mise en place assez tardive de magmas hybrides dans un magma granitique suffisamment fluide pour induire leur résolution en enclaves, mais déjà trop froid et visqueux pour permettre un mélange des deux magmas ou simplement une redistribution homogène des enclaves dans le massif.

On distingue deux types d'enclaves microgrenues: celles à hornblende et biotite ou **enclaves magnésiennes** et celles à biotite seule ou **enclaves ferrifères**. Leurs textures sont fondamentalement semblables, mais ces deux populations diffèrent par leur mode de gisement.

Les **enclaves magnésiennes** se sont pour la plupart mises en place tardivement, en venues successives, probablement sous forme de dykes synplutoniques dans un magma granitique largement cristallisé et assez statique qu'elles ont localement "remobilisé" par réchauffement et hybridé. Ceci est suggéré par la faible dispersion des essaims; la grande taille des enclaves; leur disposition en chapelets; les textures de résorption des phénocristaux du granite environnant, sa nature hybride (texture rapakivi) au contact des enclaves mafiques et plus généralement l'abondance de plusieurs générations d'enclaves emboîtées (enclaves multiples).

Les **enclaves ferrifères** se sont mises en place apparemment avant les autres (aucune observation géométrique n'a permis de préciser une chronologie relative) dans un magma granitique encore assez mobile, comme le suggèrent le caractère dispersé des essaims, voire l'occurrence d'enclaves isolées; la petite taille des enclaves; leur grande variété de composition dans un essaim donné et l'absence habituelle de textures particulières dans le granite à leur contact.

Par ailleurs, les enclaves magnésiennes contiennent des pseudomorphoses d'un minéral ferromagnésien qui était peu alumineux et riche en magnésium. Aucun indice ne permet d'en retrouver l'équivalent dans les enclaves ferrifères. Ceci suggère que ces dernières résultent de mélanges à partir de pôles basiques distincts.

CHAPITRE 15: GÉOCHIMIE DES ENCLAVES MICROGRENUES

Sur la base des observations pétrographiques précédentes et de l'étude des enclaves du M. Capanne à Elbe, il faut s'attendre à ce que la composition chimique des enclaves microgrenues du granite du Mont-Blanc résulte de la combinaison de plusieurs des facteurs suivants:

- de mélanges de magmas, simples ou répétés, entre deux ou plusieurs pôles dont la composition propre évolue probablement dans l'espace et dans le temps;
- de la diffusion sélective de certains éléments au cours de ces mélanges ne respectant pas le principe des proportions fixes des pôles du mélange, mais tributaires de coefficients de répartition magma/magma ou magma/fluides s'il en existe;
- d'interactions chimiques avec le magma granitique au moment de l'individualisation des enclaves et jusqu'à leur solidification complète. Le chimisme anormal des bordures d'enclaves et du granite environnant témoigne de ces phénomènes. Les éléments hygromagmatophiles (p. ex. Th, Ta, Nb, U, Rb) en particulier seront distribués tardivement entre les deux milieux, sans relation directe avec leurs rapports de concentration initiaux dans ces derniers, mais plutôt en fonction de la minéralogie et du mode respectif de ces roches;
- d'une altération deutérique et/ou hydrothermale parfois très intense, inconnue à Elbe, susceptible de redistribuer de manière sensible les éléments initialement inclus dans les minéraux altérés et à coefficient de partage fluide/roche élevé;
- des divers épisodes de déformation (Marquer, 1986) et du métamorphisme alpin, dont on sait par l'étude de fissures à quartz, épidote, chlorite, qu'il a remobilisé certains éléments en présence de fluides.

La situation du Mont-Blanc est de ce point de vue plus complexe que celle du M. Capanne et il faudra s'attendre à une dispersion plus grande des points d'analyse dans les diagrammes géochimiques et à des difficultés dans l'identification des processus magmatiques à l'origine de ces roches. On s'efforcera d'évaluer quels facteurs ont été déterminants dans la composition "anormale" de certains échantillons.

15.1 LES ENCLAVES MAGNÉSIENNES À HORNBLÉNDE

15.1.1 Caractères géochimiques généraux

Eléments majeurs

Les enclaves magnésiennes à hornblende présentent une gamme de composition étendue, reflet de la grande diversité de leur mode ($\text{SiO}_2 = 55,2-68,2\%$ poids). Dans le diagramme de classification R1-R2 de La Roche et al. (1980) (fig. A18), leur domaine de variation est à cheval sur les champs des diorites, des diorites quartzifères, des monzodiorites quartzifères et des granodiorites (échantillons "anormaux" exceptés, cf plus bas). Les échantillons les plus acides tendent vers ceux qui sont les moins évolués du granite du Mont-Blanc. Ces enclaves étant des roches hybrides, six échantillons parmi les plus mafiques et les plus pauvres en porphyrocristaux ($\ll 1\%$ du volume total de la roche) ont été retenus comme les plus approchant de la composition initiale du magma basique à l'origine des mélanges. Leurs moyennes, écart-types, minima et maxima sont reportés dans la figure A10. Ces six roches sont des diorites plus ou moins quartzifères dans le diagramme R1-R2.

Toutes les enclaves magnésiennes sont métalumineuses au sens de Shand (1927) (fig. A19) et seules les deux ou trois plus acides contiennent du corindon normatif (FB 905, 906, 423). Leur rapport FeO_t/MgO , sur lequel se base la discrimination en deux populations d'enclaves dans le granite du Mont-Blanc, évolue régulièrement de 1,30 pour l'analyse la plus basique à 2,90 pour la plus acide, ce qui se traduit par une tendance évolutive courbe dans le diagramme de référence MgO versus FeO_t (fig. A11). Leur proportions relatives en CaO , Na_2O et K_2O leur confèrent un caractère calco-alcalin dans le diagramme de Brown (1981) (fig. A20), mais proche du domaine alcali-calcique, en raison de leur richesse relative en potassium. En effet, le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ est de 0,7 dans les termes les plus mafiques et passe à 1,3 dans les enclaves les plus acides, alors qu'il vaut 0,5, respectivement 0,7, dans la moyenne des diorites et granodiorites calco-alcalines (Lemaître, 1976). Cette caractéristique est bien exprimée dans la classification de Peccerillo et Taylor (1976), en principe réservée aux roches volcaniques, dans laquelle les points d'analyse tombent dans les champs potassiques des roches intermédiaires (fig. A12).

DIAGRAMMES D'ÉVOLUTION - CHOIX D'UN INDICE DE DIFFÉRENCIATION

On a vu que les éléments hygromagmatophiles susceptibles de servir d'indice de différenciation dans les séries magmatiques ordinaires (Rb, T, Th, Nb) ont sans doute été distribués selon des lois différentes de celle de la cristallisa-

tion fractionnée ou de celle de mélanges simples. Un exemple en est donné par la bordure de l'enclave FB 797 (fig. 129), qui est à la fois basique et riche en Rb et Ta. Le rubidium en particulier est inutilisable par son caractère très mobile, illustré par la comparaison entre les échantillons FB 896 et 897 de la Charpoua, de composition quasi identique, mais dont les teneurs en Rb sont respectivement de 208 et 132 ppm pour une teneur en SiO_2 de 55,2 et 56,4%.

La silice, qui a aussi été mobile en bordure d'enclaves, reste à mon avis un indice de différenciation utilisable, dont le comportement est moins aléatoire que celui des éléments traces. Toutes les analyses d'enclaves ont donc été reportées dans des diagrammes de Harker (figs A25 et A26) parallèlement à celles des granites. Afin de s'affranchir de l'effet de somme qui peut donner l'illusion de tendances évolutives rectilignes et d'éventuels effets de dilution (au sens métasomatique du terme, Fonteilles, 1981), des diagrammes binaires excluant la silice ont été utilisés, notamment ceux préconisés par Fonteilles (1981). Cet auteur propose d'opposer des paires d'éléments parfaitement inertes au sens de Korzhinskii (1959) (Al, Fe, Mg, Mn, Ti, P), divisés par le dénominateur commun $S_1 = 100 (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$. Le rapport MgO/S_1 peut alors être considéré comme un indice de différenciation. Un dénominateur légèrement différent a été choisi par commodité, il est exprimé par $S'_1 = 0,01 (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$.

Ce type de diagrammes (fig. A27) est utilisé principalement pour contrôler les tendances évolutives visibles dans les diagrammes de Harker.

TENDANCES ÉVOLUTIVES OBSERVÉES

Au niveau des majeurs, on constate que les enclaves les plus basiques de la Charpoua sont un peu différentes de celles des Ecandies; ceci est très net pour P_2O_5 et pour Al_2O_3 dans une moindre mesure. La tendance évolutive générale dessinée par l'ensemble des enclaves magnésiennes est bien définie pour Ca, Fe, Mg, Al et Ti, dont les teneurs décroissent avec l'augmentation de SiO_2 ; elle est plus dispersée pour K et Na. Elle n'est pas rectiligne et peut-être subdivisée schématiquement en deux branches; l'une inclut les enclaves à teneur en MgO supérieure à 4% poids et teneur en SiO_2 inférieure à environ 58-60%, l'autre les enclaves plus acides. Cette subdivision est plus ou moins nette dans les diagrammes de Harker impliquant Al, Mg, Ti et Ca; elle est très marquée dans tous ceux où Mg est engagé, sauf MgO/S'_1 versus $\text{Al}_2\text{O}_3/S'_1$.

ECHANTILLONS "ANORMAUX"

Les échantillons FB 696 et 701a (et FB 690 dans une certaine mesure) se démarquent systématiquement des autres dans les diagrammes (notamment ceux de Fonteilles), où ils sont symbolisés par un carré plein. Ils ont notamment un rapport FeO/MgO élevé, sont relativement pauvres en Ca, Mg et riches en Fe et Ti. Ils ont été prélevés en bordure de grandes enclaves et ont en commun une quasi-absence de hornblende, remplacée par la biotite et une forte altération du plagioclase, partiellement biotitisé.

J'interprète ces anomalies chimiques comme le résultat d'interactions avec le granite environnant. Elles ne sont pas directement liées à une perte en silice, puisque les points d'analyse se démarquent bien dans les diagrammes de Fonteilles (fig. A27). Le rapport FeO/MgO plus élevé que la moyenne des enclaves environnantes suggère une équilibration partielle avec le granite à ce niveau-là.

Un deuxième groupe d'échantillons (FB 808 et 813 des Ecandies) est caractérisé par une teneur anormalement basse en Al, une relative richesse en Mg. Cette composition est due à une proportion ferromagnésien-feldspaths plus élevée que dans les enclaves habituelles d'acidité comparable (p. ex. FB 707). Elle reflète peut-être l'existence d'une composante cumulative.

SIMILITUDE DE COMPOSITION AVEC LES FILONS TARDIFS

Ainsi qu'il l'a été mentionné dans le chapitre relatif aux filons, la composition moyenne des six enclaves les plus mafiques de la Charpoua est très proche de celle de la moyenne des échantillons non altérés des filons tardifs. On le constate dans la figure A10 et dans les diagrammes de Harker (fig. A25).

On observe une petite différence au niveau de P_2O_5 , dont la teneur dans les filons est intermédiaire entre celle des enclaves de la Charpoua et celle des enclaves des Ecandies, ainsi qu'au niveau de CaO et de K_2O , ce qui se traduit par un décalage des points d'analyse des filons en direction du pôle monzonitique dans le diagramme R1-R2 (fig. A18). Ces différences sont minimales et l'analogie de composition est tout à fait remarquable au vu du gisement et de l'âge de mise en place contrastés de ces deux types de roches.

Eléments traces

La gamme de composition en éléments traces des enclaves magnésiennes est étendue, au même titre que pour les majeurs.

ENCLAVES MAFIQUES

La composition moyenne des six enclaves les plus mafiques de la Charpoua est reportée dans la figure A10. On retrouve une correspondance assez étroite avec les filons, visualisée au niveau des profils de terres rares (fig. 132b) et des profils d'éléments traces normalisés par rapport aux chondrites (fig. A13). La seule différence sensible concerne le soufre, absent des filons. Cette analogie globale de composition a trois implications fondamentales immédiates:

- les enclaves microgrenues magnésiennes sont bien des roches magmatiques, s'il fallait encore le prouver et résultent de la cristallisation d'un magma dioritique à monzodioritique indépendant du magma granitique, tel qu'il est représenté à l'affleurement;
- les enclaves les plus mafiques de la Charpoua n'ont pas été sensiblement affectées par des interactions chimiques avec le granite sur leur lieu de mise en place final.
- ces enclaves, comme les filons, sont peut-être l'expression du pôle basique primitif impliqué dans les mélanges principaux avec le magma granitique partiellement cristallisé à l'origine des enclaves plus évoluées.

En ce qui concerne la distribution des éléments traces dans les enclaves mafiques et leur affinité typologique géochimique, les conclusions du paragraphe 13.3.2 sont directement transposables, à ceci près que les enclaves ont un caractère un peu moins alcalin et sont légèrement moins riches en éléments lithophiles que l'échantillon de filon FB 898, qui a servi de base à la discussion. Ainsi, ces enclaves peuvent être considérées comme des diorites plus ou moins quartzifères calco-alcalines à légère tendance potassique, tant au niveau des éléments majeurs que des traces.

TENDANCES ÉVOLUTIVES

Elles sont dans l'ensemble beaucoup plus irrégulières que celles définies par les éléments majeurs. On en distingue néanmoins plusieurs types. Ainsi, avec l'augmentation de la teneur en silice:

- les éléments de transition habituels Zn, Ni, Cr, V, Sc, ainsi que Sr voient leur teneur décroître;
- Zr, Ba, La, Ce commencent par être concentrés jusqu'à un plateau qu'ils ne quittent plus jusque dans les termes les plus acides. Il en résulte une tendance évolutive coudée, dont la partie horizontale plus ou moins rectiligne rejoint les points d'analyse les moins acides du granite. La rupture de pente marquant le début du plateau est située aux alentours de $\text{SiO}_2 = 58-60\%$, soit au même endroit que celle visible dans les tendances évolutives des éléments majeurs;
- Th et Nb sont légèrement et régulièrement concentrés; ils ont donc un coefficient global $D < 1$;
- Rb et Y ont un comportement monotone.

Dans les termes mafiques, les enclaves des Ecandies sont un peu plus riches en Cr, Ni et Ba et un peu moins en V et Sc que celles de la Charpoua (compte tenu de leur différence de teneur en SiO_2) au point de dessiner des tendances évolutives séparées, convergentes en direction des termes acides (cf p. ex. Ba, Cr, Ni).

Les échantillons FB 696 et 701a, prélevés en bordure d'enclaves, voient leur caractère anormal confirmé au niveau des traces. Par rapport aux roches de la même localité, ils sont appauvris en Ba et Sr et nettement enrichis en Zn et Rb.

TERRES RARES

Les profils de terres rares de cinq enclaves couvrant toute la gamme de composition observée sont reportées dans la figure 132. Le spectre de l'enclave la plus mafique (FB 896) est peu fractionné au niveau des terres rares légères ($\text{La/Sm}_N = 3,06$), pratiquement plat au niveau des terres rares lourdes ($\text{Tb/Yb}_N = 1,18$) et dépourvu d'anomalie en europium ($\text{Eu/Eu}^* = 0,96$). La teneur absolue en La est de l'ordre de 90 fois celle des chondrites. Lorsqu'on passe à des enclaves plus siliceuses, les concentrations globales en terres rares augmente progressivement et une anomalie en Europium apparaît ($\text{Eu/Eu}^* = 0,55$ dans FB 906), mais le degré de fractionnement au sein des deux sous-groupes terres légères et lourdes ne change pas et les profils restent parallèles.

ISOTOPES

Cinq enclaves de la Charpoua et une des Ecandies ont été analysées pour leurs isotopes du rubidium et du strontium au laboratoire de géologie isotopique de Berne par U. Schaltegger. Les résultats d'analyse et la description des échantillons sont reportés dans la figure A15. Les cinq échantillons de la Charpoua définissent une isochrone satisfaisante dans le diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (fig. A16b), dont l'âge est de $316,1 \pm 19,5$ Ma et le rapport initial de $0,7058 \pm 0,0005$. L'échantillon des Ecandies (FB 424) tombe très près de la droite précédente, ce qui confirme sa parenté avec les enclaves de la Charpoua, mais a été écarté du calcul de régression, car elle appartient sans doute à un sub-système isotopique légèrement distinct.

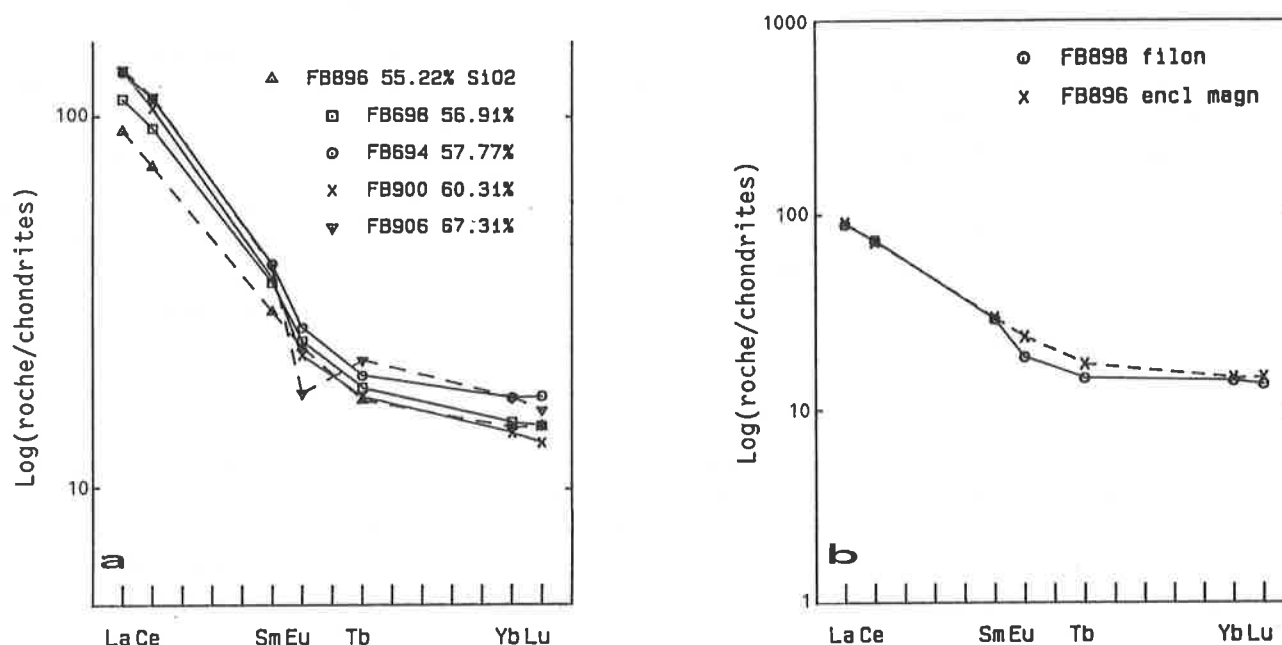


Figure 132 a: courbes de normalisation des terres rares par rapport aux chondrites d'enclaves microgrenues magnésiennes représentant toute la gamme de composition de la population; **b:** diagramme reflétant la quasi-identité des profils de terres rares d'une enclave magnésienne de la Charpoua (FB 896) et d'un filon micromonzodioritique tardif du val d'Arpette (FB 898); la similitude est confirmée au niveau de la composition générale de ces roches.

Quelle est la signification de cet âge et du rapport initial calculés? Toutes les enclaves analysées présentent des signes pétrographiques d'hybridation, impliquant des mélanges de magmas antérieurs et en partie synchrones (FB 904 et 906) de l'individualisation de ces dernières. Ces mélanges ont pu avoir lieu (1) entre des pôles acide et basique uniques ou plus vraisemblablement (2) entre plusieurs pôles acides et basiques diversement hybridés par répétition du processus. Dans les deux éventualités, les échanges isotopiques entre environnement granitique et enclaves n'ont pas cessé après l'individualisation et la cristallisation rapide de ces dernières. En effet, si cela avait été le cas, dans le scénario (1), les différents points d'analyse devraient être alignés sur une droite de mélange binaire dans un diagramme $1/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (non représenté), ce qui n'est pas le cas et dans le scénario (2), les points devraient être dispersés dans le diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, alors qu'ils sont alignés.

Nous avons conclu de ces observations qu'un équilibre isotopique complet s'est établi entre le granite et les enclaves (Bussy et al, 1989) et que l'âge de $316 \pm 19,5$ Ma date précisément cet événement. Cette hypothèse explique au mieux l'homogénéité isotopique des enclaves. Un tel mécanisme a été invoqué par Büsch et Otto (1980), Schuler (1983), Henjes-Kunst et al. (1984) et Rossi (1986). Barbarin (communication orale, février 1989) a également observé un équilibre isotopique entre enclaves et granite s.l. dans la Sierra Nevada. Ainsi, les échanges isotopiques, initiés au moment des mélanges mécaniques, se seraient poursuivis au-delà de la solidification totale des enclaves, qui n'intervient que quelques degrés ou dizaines de degrés avant celle du granite (Büsch et Otto, 1980), pendant la période de circulation des fluides granitiques tardi-à post-magmatiques. Le système isotopique des enclaves se serait fermé lorsque l'échelle des réactions ioniques entre la roche et la phase fluide aurait été plus petite que les dimensions des enclaves.

Si notre hypothèse est exacte, le rapport initial du strontium de $0,7058 \pm 0,0005$ serait aussi celui du granite. Cette valeur est compatible avec celle de Baggio et al. (1967), dont l'isochrone a été recalculée avec de nouvelles constantes ($0,7086 \pm 0,0037$; Schaltegger, communication personnelle, 1987) et avec celle de $0,705 \pm 0,002$, obtenue sur la base des cinq échantillons de Marro (1987). La vraisemblance d'un tel rapport initial pour le granite a été discutée au § 12.4.1.

RÉSUMÉ ET CONCLUSION

Les enclaves microgrenues magnésiennes ont une composition chimique correspondant à celle de diorites, diorites quartzifères, monzodiorites quartzifères et granodiorites de type calco-alkalin à tendance potassique. tant au niveau des éléments majeurs que des traces.

Les enclaves les plus mafiques de la Charpoua ont une composition très proche de celle des filons micromonzodioritiques tardifs; cette analogie confirme l'origine magmatique des enclaves microgrenues et suggère que le magma générateur de ces dernières et celui des filons sont issus du même réservoir ou en tout cas de la même source. Elle démontre aussi que ces enclaves n'ont pas subi d'interactions chimiques majeures avec leur environnement granitique sur

leur lieu de mise en place. La distribution de l'ensemble des points d'analyse des enclaves en fonction de leur degré de différenciation mène aux conclusions suivantes:

- les enclaves de la Charpoua et celles des Ecandies ont des caractéristiques légèrement différentes. Ainsi, par rapport aux premières, celles des Ecandies sont un peu plus riches en P, Cr, Ni et Ba et moins riches en Al, V et Sc;
- on observe divers types de tendances évolutives. La plupart des éléments voient leurs tendances décroître avec l'augmentation du degré de différenciation: tous les majeurs sauf K et Na; Zn, Ni, Cr, V, Sc et Sr. Th et Nb ont sans doute été remobilisés et présentent une certaine dispersion;
- certains éléments déterminent une tendance évolutive nettement coudée, dont la rupture de pente est située aux alentours de $\text{SiO}_2 = 58\text{-}60\%$, $\text{MgO} \approx 4\%$ et sépare les enclaves riches en porphyrocristaux des autres. Il s'agit de Mg, Ca, K(?), Al, Ti, Zr, Ba, La et Ce. En règle générale, la branche différenciée de la tendance évolutive rejoint les échantillons les moins acides du granite;
- les interactions chimiques entre enclaves et granite environnant sont illustrées par la composition "anormale" d'échantillons prélevés près de l'interface entre les deux milieux. Les deux analyses disponibles ont un comportement homogène ou non suivant les éléments considérés. Elles présentent un enrichissement relatif en Fe, Ti, Zn et Rb et un appauvrissement en Ca, Mg, Ba et Sr. Ce cas de figure diffère de celui étudié à Elbe ou dans les enclaves ferrifères du Mont-Blanc en ceci que d'autres éléments que la silice sont appauvris. Il est sans doute lié à l'altération deutérique (?) du plagioclase. La nature des éléments enrichis souligne un contrôle minéralogique par la biotite. Des fluides d'origine granitique ont sans doute joué un grand rôle dans ce contexte;
- les enclaves magnésiennes de la Charpoua constituent un système isotopique Rb/Sr homogène, reflétant une équilibration totale avec le granite environnant. L'âge calculé de $316,1 \pm 19,5$ Ma date cet événement et le rapport initial de $0,7058 \pm 0,0005$ est celui du granite. Ce n'est pas forcément celui qu'avait le magma des enclaves avant sa mise en place définitive; il pourrait avoir été plus faible.

15.1.2 Processus magmatiques

Ce paragraphe a deux buts: (a) l'évaluation qualitative des processus magmatiques prioritairement responsables des variations observées dans la composition des enclaves; (b) l'application de modèles pétrogénétiques quantitatifs simples tant dans le but de tester les hypothèses formulées sous (a) que le comportement des modèles eux-mêmes dans un cas de figure aussi complexe.

Evaluation qualitative des processus magmatiques

MÉLANGES DE MAGMAS

Partons de l'hypothèse que toutes les enclaves résultent de mélanges de magmas, puisqu'elles contiennent toutes des porphyrocristaux en déséquilibre avec leur matrice, même si leur proportion est très faible dans les enclaves les plus mafiques de la Charpoua. Dans ces conditions, plusieurs points peuvent être d'emblée soulignés.

1) Dans bon nombre de diagrammes (p. ex. Si-Al ou Mg-Al, figs A25 et A28), la tendance évolutive du granite n'est pas dans le prolongement rectiligne de celle des enclaves. L'ensemble de toutes ces roches ne peut donc résulter d'un mélange simple entre deux pôles magmatiques extrêmes, ce qui est en accord avec les conclusions tirées de l'étude du granite;

2) La tendance évolutive définie par l'ensemble des enclaves étant coudée, ce qui est particulièrement net dans les diagrammes Mg-Al et Mg-Ti (fig. A28) par exemple, elles-mêmes ne peuvent résulter d'un mélange simple entre un pôle représenté par l'échantillon de granite le moins évolué et un pôle basique représenté par l'enclave la plus mafique.

3) Par contre, la branche différenciée de cette tendance évolutive coudée est assez rectiligne et rejoint obliquement celle du granite (voir p. ex. les diagrammes Mg-Fe; Mg-Al; Si-Ca, figs A11, A28 et A25); étant donné qu'elle inclut précisément les enclaves riches en porphyrocristaux, elle pourrait résulter d'un mélange à deux composants dont le pôle acide serait le granite le moins différencié et le pôle basique, l'une des enclaves situées au "coude" de la tendance évolutive. Cette hypothèse est non seulement compatible avec les diagrammes basés sur les éléments majeurs, mais aussi avec la distribution des éléments en traces, notamment La, Zr, Sc, Ba.

4) La branche mafique de la tendance évolutive coudée est bifide puisque les enclaves de la Charpoua et celles des Ecandies sont un peu différentes. Ni l'une, ni l'autre de ces "sous-branches" ne peut résulter de mélanges binaires dont un pôle serait le granite, puisque leur prolongement ne converge pas vers ce dernier (voir p. ex. les diagrammes Fe-Mg, Mg-Al, Si-Ti, Si-P). Ces sous-branches peuvent refléter des mélanges de "2^{ème} génération" entre un pôle mafique représenté à l'affleurement par l'échantillon le moins différencié et un pôle plus évolué correspondant à un magma déjà

hybride représenté par l'une des enclaves situées au coude de la tendance évolutive. La mise en place de certaines de ces enclaves dans des faciès hybrides de composition intermédiaire va dans le sens de cette interprétation, de même que la présence de petites enclaves doubles plus mafiques en leur sein.

5) L'évolution des spectres de terres rares de l'échantillon le plus mafique (FB 896) au plus acide (FB 906) (fig. 132) peut être interprétée en termes de mélanges, à condition que le pôle granitique impliqué ait un profil de terres rares lourdes à pente négative, comme celui de FB 797 (fig. 137), c'est-à-dire une teneur en Yb relativement basse. On rappellera ici que l'allanite, riche en terres rares légères, peut être incorporée en tant que xéno-cristal dans les enclaves à porphyrocristaux abondants et en modifier sensiblement le profil général.

En résumé, si l'on admet que les mélanges de magmas sont seuls responsables des variations géochimiques observées, un scénario en deux temps impliquant des mélanges multiples est nécessaire. Ce dernier est tout à fait compatible avec les observations de terrain.

ROLE DE LA CRISTALLISATION FRACTIONNÉE

Ce terme est considéré ici au sens large; il inclut tous les mécanismes conduisant à la séparation effective de porphyrocristaux du magma qui les contient: différenciation de flux, "filter-press", séparation gravitative... Les données texturales excluent pratiquement un rôle majeur de la cristallisation fractionnée dans les enclaves riches en porphyrocristaux, qui résultent le plus souvent de mélanges sur leur lieu de mise en place final. Par contre, elle pourrait expliquer deux types de variations chimiques:

1) une dispersion assez importante des points d'analyse des enclaves des Ecardies, notamment au niveau d' Al_2O_3 . On a vu que FB 808 et FB 813 étaient anormalement pauvres en cet élément, qui est réputé peu sensible aux processus deutériques et métamorphiques, ce qui se traduit au niveau modal par un rapport amphibole/plagioclase élevé. Cette minéralogie pourrait résulter d'un effet de cumul de ferromagnésien;

2) la branche mafique de la tendance évolutive coudée des enclaves. Cette hypothèse est en accord avec l'orientation de cette tendance: pente négative pour les éléments majeurs et pour les éléments traces compatibles entrant dans les réseaux des minéraux soutirés du bain; pente positive pour les éléments traces à comportement hygromagmatophile dans ces magmas relativement basiques (p. ex. Ba, Zr, La, Th). Un problème se pose néanmoins pour P, qui adopte une pente négative pour les enclaves des Ecardies (fig. A25) alors que le magma correspondant ne devait pas avoir atteint la saturation en apatite (Green et Watson, 1982).

Un mécanisme de cristallisation fractionnée est tout à fait plausible dans le contexte de l'injection d'un volume restreint de magma mafique peu visqueux contenant une proportion réduite de porphyrocristaux. Le fractionnement se ferait essentiellement par différenciation de flux. A titre de comparaison, le filon sombre d'Orny présente une gamme de variations chimiques à l'échelle métrique qui résulte probablement de ce phénomène et qui est du même ordre de grandeur que celle dont il est question ici.

ROLE DE LA FUSION PARTIELLE

Ce troisième mécanisme fondamental dans l'évolution chimique des magmas pourrait être à priori invoqué pour expliquer les variations observées au sein des enclaves les plus mafiques. Il est à mon avis hautement improbable que les enclaves d'un essaim donné puissent représenter différents liquides anatectiques primitifs, alors que tout porte à croire au contraire qu'elles résultent de la dispersion d'une masse magmatique unique en un lieu éloigné de sa source à partir de laquelle elle aura eu largement le temps de s'homogénéiser.

PROCESSUS ANNEXES

En dehors des trois mécanismes fondamentaux évoqués ci-dessus, divers processus liés au contexte particulier de la coexistence momentanée de deux magmas contrastés et au métamorphisme alpin ont pu modifier la composition chimique des enclaves telle qu'elle devait être au moment de leur individualisation. Ces divers processus et leurs effets sur la distribution des points d'analyse dans les diagrammes géochimiques ont été invoqués dans le paragraphe précédent. Ils impliquent notamment un appauvrissement éventuel en SiO_2 des bordures d'enclaves, une remobilisation des alcalins, de Sr, Ba, voire de Ca, une modification du rapport FeO/MgO en bordure d'enclaves, ainsi qu'une distribution des éléments à coefficient de distribution global $D < 1$ sans relation directe avec le degré de différenciation de cette dernière.

EN RÉSUMÉ

Les tendances évolutives définies par les enclaves magnésiennes peuvent qualitativement être rapportées à des processus de mélanges multiples de magmas, en accord avec les observations texturales et de terrain. Les variations observées au sein des enclaves les plus mafiques sont aussi interprétables en termes de cristallisation fractionnée, de même que certaines teneurs anormales en Al et en Mg. Les processus d'interactions chimiques entre enclaves et granite durant

les stades magmatique, deutérique et métamorphique tendent à disperser les points d'analyse par rapport aux tendances évolutives principales.

Modèles pétrogénétiques quantitatifs

Sur la base de la discussion précédente, les modèles simples de cristallisation fractionnée et de mélange binaire de magmas déjà utilisés au cours de ce travail ont été appliqués. La complexité du cas de figure rend leur utilisation quelque peu discutable, mais l'expérience a été menée précisément dans le but d'évaluer l'intérêt de tels modèles.

CHOIX DES PARAMETRES DES MODELES

Les deux modèles sont basés sur un bilan de masse au niveau des éléments majeurs; la composition théorique des différents magmas étant représentée par celle d'analyses d'échantillons d'enclaves et de granite. Les solutions des modèles ne pourront pas être testées au niveau des éléments traces principaux comme Sr, Rb et Ba, car ces éléments sont sujets à des remobilisations tardives.

La cristallisation fractionnée pourrait intervenir dans les enclaves les plus mafiques. Les porphyrocristaux visibles dans ces dernières (celles de la Charpoua) sont: le quartz en rares ocelles, un plagioclase calcique (environ An 70), d'éventuels opaques, le ferromagnésien inconnu pseudomorphosé en hornblende. Il est probable que ce dernier existait en tant que tel au moment de l'éventuel fractionnement. Sa composition étant inconnue, elle a été remplacée par l'analyse d'une amphibole issue du coeur d'un agrégat. La biotite est toujours matricielle dans ces roches et n'est pas susceptible d'avoir fractionné. L'approximation due à la composition du ferromagnésien est doublée d'une autre; en effet le quartz ne peut être inclus dans l'assemblage minéral qui fractionne dans le type de modèle choisi, car les solutions contiennent alors des proportions minérales négatives.

La composition des minéraux soutirés du magma est reportée dans la figure 133. Les enclaves de la Charpoua et celles des Ecardies étant un peu différentes, ces deux groupes ont été considérés séparément.

[%-poids]	plagioclase	hornblende	ilménite
SiO ₂	50.54	53.50	0.00
TiO ₂	0.00	0.09	52.65
Al ₂ O ₃	31.70	1.75	0.00
FeO	0.00	12.62	47.35
MgO	0.00	15.53	0.00
CaO	14.36	11.75	0.00
Na ₂ O	3.40	0.41	0.00
K ₂ O	0.00	0.15	0.00

Figure 133: composition des minéraux utilisés dans le modèle de cristallisation fractionnée appliqué aux enclaves microgrenues magnésiennes.

ENCLAVES DE LA CHARPOUA

Mis à part les six échantillons les plus mafiques dont il a été souvent question dans les paragraphes précédents (FB 896, 897, 910, 916, 917 et 918), seuls quatre échantillons plus acides ont été analysés (FB 900, 904, 905 et 906). Parmi eux, 905 et 906 contiennent une grande proportion de porphyrocristaux (20-25%), 900 et 904 quelques ocelles et feldspaths (1-2%). FB 900, 905 et 906 appartiennent à la partie différenciée de la tendance évolutive coudée, les six échantillons mafiques à l'autre branche et FB 904 tantôt à l'une tantôt à l'autre.

Le modèle de cristallisation fractionnée a été appliqué: (a) au sein du groupe des six enclaves mafiques avec FB 918 comme représentant du magma non différencié (fig. 134a et b) aux enclaves plus acides pauvres en porphyrocristaux FB 900 et 904, dont on a cherché à obtenir la composition à partir de FB 910 (fig. 134b).

Le modèle de mélange binaire a été appliqué: (a) au sein du même groupe mafique que ci-dessus, avec FB 918 comme pôle basique et FB 910 comme pôle évolué (situé au coude de la tendance évolutive) (fig. 134a); cette démarche est justifiée, car si l'ensemble de ces enclaves correspond bien au produit d'un mélange binaire, n'importe quelle composition peut être obtenue par combinaison linéaire de celle de deux autres enclaves situées de part et d'autre sur la tendance évolutive; (b) à l'ensemble des enclaves plus acides, avec FB 910 comme pôle basique et l'échantillon de granite peu différencié FB 673 comme pôle acide (fig. 134b).

D'une manière générale, tous les tests effectués selon les deux modèles présentent des résidus importants au niveau des alcalins, surtout pour le potassium; les écarts peuvent dépasser 0,6% absolu de poids d'oxyde, soit environ 20% relatifs de la teneur en K₂O de l'analyse. Ces écarts suggèrent que la distribution du potassium (et du sodium dans une moindre mesure) a été sélectivement contrôlée par d'autres processus, y compris dans les enclaves les plus mafiques. Afin de s'abstraire de ces phénomènes parasites, les mêmes calculs ont été systématiquement refaits sans ces deux va-

riables et leurs résultats reportés en regard des premiers dans la figure 134. Les résidus sont toujours nettement plus faibles.

Au sein du groupe des enclaves mafiques, les résidus laissés par les deux modèles sont globalement du même ordre de grandeur et sont non négligeables au vu du faible écart de composition existant entre les différents échantillons. Pour certains éléments, le résidu entre composition calculée et réelle peut même dépasser l'écart existant entre les deux roches testées! Ces modèles simples ne rendent donc que partiellement compte de la réalité; ils ne fournissent aucun critère décisif pour la caractérisation du processus magmatique dominant dans la différenciation observée. La distribution des éléments traces n'est pas plus discriminante à cet égard, puisque les variations observées sont dans la gamme d'incertitude instrumentale.

a		cristallisation fractionnée à partir de FB 918						mélanges FB 918-FB 910	
[%]	SiO ₂		F	plagio	hb	ilm.	Σr ²	X910	Σr ²
FB 918	55.75								
FB 916	56.2	1	99.4	0	0.5	0.08	0.191	30.8	0.115
		2	98.8	0.3	0.8	0.01	0.004	12.2	0.019
FB 897	56.4	1	97.1	1.9	0.6	0.37	0.247	48.9	0.136
		2	95.7	2.6	1.3	0.38	0.032	44.8	0.046
FB 910	56.67	1	92.6	3.7	3.3	0.44	0.54		
		2	92	4.1	3.5	0.46	0.081		

b		cristallisation fractionnée source = FB 910				Mélange FB 673-FB 910			
No éch.	SiO ₂	F	Σ(r) ² (Na+K)	Σ(r) ² -(Na+K)	X673	Σ(r) ² (Na+K)	Σ(r) ² -(Na+K)		
900	60.31	0.73	1.953	0.802	0.29	0.892	0.337		
904	58.95	0.83	1.675	0.628	0.17	0.898	0.190		
905	68.19				0.79	0.101	0.084		
906	67.31				0.75	0.155	0.132		

Figure 134 a: résultats de l'application des modèles de cristallisation fractionnée et de mélanges de magmas au sein des enclaves microgrenues magnésiennes les plus mafiques de la Charpoua. Voir explications dans le texte. F = liquide résiduel, Σr² = somme des carrés des résidus entre teneurs réelles et calculées, X 910 = proportion de FB 910 dans les mélanges, 1 = prise en compte des alcalins Na₂O + K₂O; 2 = exclusion des alcalins. **b:** idem a, mais appliqué aux enclaves plus acides de la Charpoua.

Lorsque les écarts de composition entre les roches testées augmentent (fig. 134b), le modèle de mélange de magmas rend nettement mieux compte de la réalité que celui de la cristallisation fractionnée, tout en laissant des résidus importants. Ces derniers sont toujours non négligeables au niveau de MgO et parfois FeO; ils peuvent atteindre 0,2 à 0,4% absolu de poids d'oxyde, soit 5 à 10% relatifs par rapport à la teneur réelle. Cette inadéquation résulte sans doute en partie du schématisme extrême d'un modèle à deux pôles. La présence quasi systématique dans les échantillons analysés de petites enclaves doubles le démontre; cette hétérogénéité nécessiterait l'application d'un modèle de mélange à plusieurs composants et/ou de mélanges binaires répétés. La composition choisie pour le pôle acide est également très approximative; il faut s'attendre à ce qu'elle change passablement dans l'espace et dans le temps au contact du magma basique. Les différences sensibles entre les résultats obtenus par les deux modèles sont à mon avis suffisants pour préférer les mélanges de magmas comme processus de différenciation majeur au sein des enclaves, en accord avec les données texturales et de terrain.

Aucun contrôle quantitatif des modèles n'a été tenté par l'étude de la distribution des éléments traces, terres rares comprises, car les caractéristiques du pôle acide choisi (FB 673) peuvent être très différentes de celles du pôle acide réel. Les incertitudes des résultats ne seraient pas inférieures à celles obtenues par les majeurs.

ENCLAVES DES ECANDIES

Le modèle de cristallisation fractionnée a été appliqué: (a) entre différents couples d'enclaves parmi les plus mafiques et dont la teneur en SiO₂ est voisine (FB 684, 690, 694, 698); ces enclaves sont souvent riches en ocelles susceptibles de fractionner, ce qui rend le modèle appliqué nettement plus approximatif que dans le contexte de la

Charpoua; (b) aux enclaves à teneur en Al anormale (FB 800, 808, 813) dont on a tenté d'obtenir la composition à partir des enclaves ci-dessus; (c) à différentes enclaves plus acides relativement pauvres en porphyrocristaux.

Le modèle de mélange de magmas a été appliqué au sein des enclaves mafiques de (a) et plus globalement à l'ensemble des enclaves disposées le long de la tendance évolutive générale rectiligne rejoignant le domaine des analyses du granite dans la plupart des diagrammes, notamment Al-Si. Les pôles acide et basique sont représentés respectivement par l'échantillon granitique FB 673 et par les enclaves FB 684 et 690 (à tour de rôle). Les résultats sont globalement identiques à ceux obtenus sur les enclaves de la Charpoua; on observe les mêmes résidus importants et la même inadéquation au niveau des alcalins.

La composition des échantillons à teneur en Al anormale ((b) ci-dessus) n'a été approchée de manière satisfaisante par aucun des deux modèles. Les résidus sont globalement comparables (somme des carrés de 0,7 à 0,8 sans les alcalins), mais néanmoins inférieurs au niveau d'Al₂O₃ pour le modèle de cristallisation fractionnée. Ces résultats médiocres ne permettent pas de conclure; d'autres processus ont sans doute dû jouer un rôle dans la genèse de ces roches.

La composition des enclaves dont le comportement est régulier dans le diagramme Si-Al est mieux approchée par le modèle de mélange que par celui de cristallisation fractionnée. Les résultats obtenus par mélange sont reportés dans la figure 135. On constate que l'importance des résidus varie irrégulièrement d'une enclave à l'autre en fonction du pôle basique choisi. M 2862 est ainsi mieux modélisé à partir de FB 684, au contraire des autres enclaves. Ceci montre que l'adéquation à la réalité serait mieux approchée par des modèles complexes, à pôle basique variable et mélanges répétés.

No éch.	mélange entre FB 684 et FB 673			mélange entre FB 690 et 673		
	X673	$\Sigma(r)^2$ (Na+K)	$\Sigma(r)^2$ -(Na+K)	X673	$\Sigma(r)^2$ (Na+K)	$\Sigma(r)^2$ -(Na+K)
706	0.140	0.267	0.203	0.150	0.580	0.520
2862	0.290	1.631	0.019	0.290	1.203	0.205
423	0.510	1.114	0.450	0.510	0.657	0.253
424	0.610	0.303	0.192	0.610	0.135	0.105

Figure 135: résultats de l'application d'un modèle de mélange binaire aux enclaves magnésiennes des Ecardies avec un pôle basique variable (FB 684 et 690) et un pôle acide représenté par le granite (FB 673). X 673 = proportion de FB 673 dans les mélanges, $\Sigma(r)^2$ = somme des carrés des résidus. Voir explications dans le texte.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Les modèles simples de cristallisation fractionnée et de mélanges de magmas utilisés dans ce paragraphe ne rendent que médiocrement compte des variations géochimiques observées au sein de l'ensemble des enclaves magnésiennes. Ce genre de tests géochimiques ne sauraient se substituer aux observations texturales et de terrain qui, dans ce type de contexte magmatique complexe, auront toujours une importance prépondérante. L'application de modèles quantitatifs est tout de même digne d'intérêt et fournit en l'occurrence quelques informations:

- l'inadéquation quasi systématique entre calculs et analyses au niveau du sodium et surtout du potassium implique que la distribution de ces éléments a été spécifiquement contrôlée par d'autres processus, sans doute de diffusion sélective;
- le modèle de mélange laisse des résidus moins importants que celui de la cristallisation fractionnée pour l'ensemble des enclaves contenant plus de 58% de SiO₂. Ce processus a dû être largement dominant dans la production de ces enclaves, ce qui est en accord avec les observations texturales;
- les petites variations chimiques observées au sein des enclaves les plus mafiques peuvent aussi bien être expliquées par un modèle que par l'autre; les deux processus sont susceptibles d'avoir opéré. Les mélanges sont en tout cas probables d'après les observations de terrain.

D'une manière générale, les écarts observés entre les calculs et la réalité tiennent sans doute à plusieurs facteurs, parmi lesquels:

- le schématisme grossier des modèles utilisés, notamment au niveau du choix de la composition des magmas de départ, qui a dû évoluer au cours du temps dans les processus de mélanges;
- l'application toujours séparée des deux modèles, alors qu'un magma hybride est susceptible de se séparer de ses porphyrocristaux/xénocristaux, par différenciation de flux notamment;
- l'intervention d'autres processus mentionnés dans les paragraphes précédents, qui incluent les effets de bordure d'enclaves, d'altération, de déformation;

En conclusion, je considère que les variations chimiques principales observées au sein des enclaves résultent avant tout de mélanges souvent répétés entre un magma de composition dioritique et un magma de composition granitique.

15.1.3 Contraintes géochimiques sur l'origine du magma générateur des enclaves et des filons

Par leurs caractéristiques très semblables, les enclaves magnésiennes les plus mafiques de la Charpoua, celles des Ecardies et les filons tardifs sont l'expression d'un magmatisme basique unique. Ces roches seront considérées globalement dans la discussion qui va suivre. Deux questions fondamentales se posent à leur propos:

1) celle de leur degré d'évolution; en d'autres termes, les enclaves les plus mafiques représentent-elles un magma primitif ou fractionné? est-il contaminé par du matériel acide (en dehors des interactions tardives au niveau des alcalins sur son lieu de mise en place final) ?

2) celle de l'origine ultime de ce magma, qui peut être à priori recherché dans la croûte profonde ou dans le manteau.

NATURE DU MAGMA MAFIQUE GÉNÉRATEUR DES ENCLAVES

Deux arguments principaux peuvent être avancés en faveur du caractère primaire de ce magma: (1) la persistance de sa composition chimique dans le temps, puisqu'il s'exprime d'une part sous forme d'enclaves dans un granite non totalement cristallisé à ce moment-là et d'autre part sous forme de filons nettement plus tardifs, qui ont fait intrusion alors que le granite devait être déjà proche de la surface (voir chapitre 13); (2) le caractère peu fractionné et dépourvu d'anomalie en europium de son spectre de terres rares.

A l'opposé, nous avons vu que ces roches contiennent toujours une certaine proportion d'ocelles de quartz, qui ont été interprétées, sans preuve formelle il est vrai, comme le témoin d'une hybridation avec un matériel acide à un niveau structural profond.

Les caractéristiques chimiques des enclaves et des filons sont celles de roches calco-alcalines typiques à tendance potassique, contenant une proportion assez élevée d'éléments lithophiles (voir § 13.1.1). On peut les comparer d'une part avec des diorites de la série calco-alcalines s.s (ou calco-alcaline granodioritique au sens de Lameyre et Bowden (1982)), d'autre part avec des monzodiorites de la série calco-alcaline potassique (ou calco-alcaline monzonitique). Au niveau des terres rares, le spectre de roches basiques calco-alcalines considérées comme représentatives d'un magma primitif est toujours moins fractionné et moins riche en terres rares légères (Cocherie, 1985; Fourcade et Allègre, 1981). Celui de roches calco-alcalines potassiques est également dépourvu d'anomalie en Eu, mais est très fractionné, avec des teneurs nettement plus élevées en terres rares légères et plus basses en terres rares lourdes que celle des enclaves (Cocherie, 1985; Banzet, 1987). En fait, je n'ai trouvé de ressemblance pour le profil de terres rares des roches du Mont-Blanc qu'avec celui de roches dioritiques différenciées de la suite calco-alcalines s.s. de Corse provenant de petits massifs ou de septa isolés dans les monzogranites et pour lesquels Cocherie (1986) a invoqué des interactions ponctuelles avec un matériel crustal acide durant un processus de cristallisation fractionnée, hypothèse étayée par les données isotopiques du strontium et de l'oxygène. Dans leur étude du massif calco-alcalin du Quérigut, Fourcade et Allègre (1981) ont également mis en évidence de telles interactions.

Sur la base de ces travaux, je considère que le spectre de terres rares du magma des enclaves du Mont-Blanc n'est pas représentatif d'un liquide initial et qu'il résulte sans doute d'interactions avec un matériel crustal, qui pourrait être le magma granitique du Mont-Blanc.

Sa richesse en éléments lithophiles (Rb, Th, U, K), qu'on retrouve dans le granite, est à mon sens un argument supplémentaire en faveur de cette hypothèse. La richesse en éléments lithophiles de magmas basiques calco-alcalins à alcali-calciques peut également être une caractéristique mantellique originelle, notamment dans les magmas lamproïtiques. Dans le cas précis, on a vu au chapitre 13 que le magma des filons du Mont-Blanc n'avait aucun caractère lamproïtique ou subalcalin, mis à part les teneurs élevées précitées. C'est pourquoi je penche nettement pour un mécanisme dominant de contamination intracrustale.

ORIGINE DU MAGMA DES ENCLAVES ET DES FILONS

L'absence dans le massif du Mont-Blanc de grandes masses basiques moins évoluées que les enclaves et d'origine mantellique indubitable comme on les rencontre dans les massifs granitiques calco-alcalins de Corse, de Sardaigne ou des Pyrénées par exemple, pose la question de principe d'une origine intracrustale de ce magma.

Selon Wyllie (1984), la production d'un magma de composition andésitique peut être obtenue dans la croûte continentale inférieure si sa température excède environ 1'100°C. Cependant, selon les données expérimentales de Huang

et Wyllie (1986), l'anatexie de gabbros et de tonalites ou de leurs équivalents métamorphiques dans une croûte épaissie sous 15 Kbar de pression (55 Km de profondeur) produirait des liquides divergents de la tendance évolutive calco-alcaline.

Ces résultats et avant tout la comparaison entre les enclaves du granite du Mont-Blanc avec celles des massifs calco-alcalins varisques cités précédemment m'amènent à conclure à une origine mantellique pour le magma générateur des enclaves magnésiennes et des filons du massif du Mont-Blanc.

EN RÉSUMÉ

D'un point de vue géochimique, le magma générateur des enclaves magnésiennes et des filons micromonzodioritiques du granite du Mont-Blanc est un magma calco-alcalin d'origine mantellique. Il a été contaminé par un matériel crustal appartenant probablement à la chambre magmatique granitique du Mont-Blanc, par mélanges mécaniques et/ou diffusion sélective d'éléments et/ou assimilation. Il s'est ainsi enrichi en éléments lithophiles, probablement en silice et son spectre de terres rares originel a été modifié.

La durée de vie assez longue de ce magmatisme, mettons quelque 2 à 3 Ma (?), sans modification apparente notable de son chimisme pose la question de la pérennité d'une chambre magmatique basique pendant ce laps de temps, chambre qui pourrait être du type "complexe rubané associé aux granitoïdes varisques" décrits par Ohnenstetter et Rossi (1987). Ces auteurs soulignent que ces complexes se mettent en place à la base des massifs granitiques en même temps ou légèrement postérieurement à ceux-ci, situation qui cadre assez bien avec les observations faites à un niveau structural supérieur dans le Mont-Blanc.

On ne peut exclure évidemment deux venues successives de magma basique qui ne dériveraient pas directement de la même chambre et qui auraient subi fortuitement les mêmes contaminations crustales. Ce cas de figure implique néanmoins une source commune à un niveau plus profond.

15.2 LES ENCLAVES FERRIFERES À BIOTITE

15.2.1 Caractères géochimiques généraux

Les enclaves ferrifères seront souvent décrites en termes de comparaison par rapport aux enclaves magnésiennes; la lecture préalable du paragraphe 15.1 est donc recommandée. Leur caractéristique chimique principale est une gamme de composition très étendue et hétérogène ($\text{SiO}_2 = 54-70\%$), qui reflète leur grande diversité de composition minéralogique et modale; on observe souvent une absence de corrélation dans les variations de teneurs entre certains éléments. A cet égard, ces enclaves diffèrent nettement des enclaves magnésiennes. Sauf mention particulière, les trois échantillons de l'enclave particulière de composition granitique du val d'Arpette (FB 739, 740 et 746) (voir § 14.5.4) ne seront pas pris en considération dans ce paragraphe.

Eléments majeurs et éléments traces dosés par fluorescence X

La vaste gamme de composition des enclaves ferrifères est illustrée par les écarts importants enregistrés entre les minima et maxima des différents éléments (fig. 136). En conséquence trois compositions moyennes ont été calculées au lieu d'une seule globale, correspondant à trois sous-groupes d'enclaves arbitrairement délimités sur la base de leur teneur en silice. Elles sont reportées dans la figure 136 au côté d'analyses de roches calco-alcalines et alcali-calciques à teneur en SiO_2 semblable, typiques d'associations plutoniques acide-basique varisques. On constate des différences systématiques entre ces roches et les enclaves, particulièrement nettes dans les termes mafiques. Ces caractéristiques seront évoquées séparément pour les enclaves les plus mafiques et pour l'ensemble des autres, puis résumées synthétiquement.

ENCLAVES MAFIQUES

Le groupe d'enclaves mafiques considéré ici est constitué de six échantillons représentatifs (FB 431, 524, 527, 683, 798 et 811) dont la gamme de teneur en SiO_2 est comprise entre 54,2 et 57,7% pondéraux. Il s'agit de diorites quartzifères et de tonalites dépourvues de feldspath alcalin matriciel dans la classification modale de Streckeisen (1974). Leur contenu en porphyrocristaux est de 1 à 5% du volume de la roche.

Ces enclaves ont des caractères géochimiques tout à fait particuliers par rapport à des roches communes d'acidité semblable (fig. 136), reflet de leur minéralogie également exceptionnelle (teneur élevée en biotite). Elles sont avant tout fortement alcalines avec une somme moyenne $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de 7,87%. Le sodium est particulièrement abondant; il en résulte un rapport pondéral $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ (fig. A22). Cette caractéristique alcaline se reflète bien dans les diagrammes de classification de Kuno (1959) (fig. A21) ou de Peccerillo et Taylor (1976) (fig. A12), ce dernier réservé en principe aux roches volcaniques. Parallèlement, leur teneur moyenne en calcium est anormalement basse La résultante est un caractère nettement alcali-calcique au sens de Peakok (1931), illustré dans le diagramme de Brown (1981) (fig. A20).

	POP. TOTALE		ENCL BAS		60-65% SiO ₂		65-70% SiO ₂		ALB33	CLB36	K18	CLB21	78.28
	MIN	MAX	MOY (6)	S	MOY (19)	S	MOY (10)	S					
SiO ₂	54.26	71.60	56.18	0.99	62.87	1.10	67.70	0.96	56.57	56.08	57.30	67.93	56.38
TiO ₂	0.34	1.37	1.17	0.13	0.89	0.13	0.56	0.08	1.11	1.17	1.40	0.58	1.90
Al ₂ O ₃	13.85	18.84	17.11	0.42	15.89	0.32	15.11	0.15	17.07	17.50	16.10	15.28	14.00
Fe ₂ O ₃	1.36	9.38	8.93	0.55	6.30	0.48	4.17	0.48	6.79	7.53	6.68	4.12	13.17
MnO	0.07	0.32	0.19	0.03	0.14	0.02	0.09	0.02	0.11	0.13	0.10	0.08	0.16
MgO	0.48	2.62	2.30	0.15	1.63	0.30	0.99	0.20	4.84	3.54	4.70	0.96	1.69
CaO	0.55	4.97	4.24	0.31	3.23	0.47	2.09	0.61	7.73	6.92	5.30	3.09	4.66
Na ₂ O	2.57	5.74	4.64	0.30	4.14	0.55	4.49	0.54	2.96	3.37	2.70	3.59	3.31
K ₂ O	1.71	5.98	3.23	0.14	3.22	0.64	3.46	0.63	1.62	1.64	4.00	3.49	3.60
P ₂ O ₅	0.10	0.61	0.53	0.03	0.30	0.05	0.17	0.04	0.09	0.41	0.50	0.13	1.04
P.F.	0.50	2.11	1.11	0.19	1.10	0.26	0.87	0.15	1.41	1.06	1.10	0.43	
Nb	11	54	32	6	25	9	18	2					26
Zr	180	603	379	80	293	53	260	45	118	253	341	204	717
Y	38	158	94	22	65	18	52	6					78
Sr	49	318	141	8	158	19	130	28	300	433	527	165	294
Rb	131	673	455	23	357	97	294	44	61	40	159	152	33
Th	1	75	12	2	12	5	13	7	5	3	19	13	0.6
Zn	33	148	128	8	87	13	57	13	63	116	74	65	186
Ni	2	36	20	3	14	6	8	2	16	25	22	4	1
Cr	0	34	8	2	7	6	0	0	99	43	77	9	35
V	31	150	124	13	99	19	59	12					0.2
Ce	0	140	101	25	63	33	71	43	39	70	100	56	113
Nd	0	83	71	9	31	16	27	16	19	36		23	83
Ba	208	911	273	21	361	85	461	203	407	511	1602	556	1553
La	0	70	45	12	32	17	29	17	20	34	51	29	48
Sc	5	45	16	2	17	5	10	1					21

Figure 136: minima et maxima des analyses de la population totale des enclaves ferrifères et moyennes et écart-types au sein de trois sous-groupes de cette dernière, séparés sur la base de leur teneur en SiO₂. Sont reportées à titre de comparaison, les analyses de différentes roches calco-alcalines à teneur en silice équivalente et une analyse de monzonorite associée à un massif anorthositique: ALB 33 = diorite quartzifère du massif de l'Albère, Pyrénées orientales, CLB36 = septum isolé de diorite dans le massif de Fozzano-Peloso, CLB 21 = granodiorite calco-alcaline s.s., K18 = monzodiorite calco-alcaline magnésio-potassique. Ces trois échantillons sont issus du batholite calco-alcalin corse (analyses de Cocherie, 1984); 78.28 = monzonorite du massif anorthositique d'Åna-Sira, Norvège méridionale (Wilmart, 1988).

La seconde particularité des enclaves est leur teneur élevée en fer, associée à une teneur basse en magnésium, qui a précisément donné lieu à leur séparation du groupe des enclaves magnésiennes (fig. A11). Ce rapport FeO/MgO d'environ 4 les distingue des séries calco-alcalines classiques (fig. 136) et leur confère, de ce strict point de vue, une certaine affinité tholéiitique (figs. A14 et A23). Celle-ci est confirmée dans le diagramme AlFM de Fonteilles (1976) (fig. A24), dans lequel les enclaves les plus mafiques se disposent entre les tendances tholéiitique et calco-alcaline de référence. Par contre, les teneurs relatives en Al₂O₃ et SiO₂ de ces enclaves ne correspondent pas à celles des liquides tholéiitiques idéaux reportées dans ce même diagramme; elles sont plus caractéristiques de roches calco-alcalines. Il en est de même de leur teneur relativement basse en titane, qui exclut notamment leur affiliation à des séries alcalines.

Un rapprochement intéressant peut être fait entre ces enclaves et les roches monzonoritiques des séries charnockitiques associées aux grands complexes anorthositiques protérozoïques. Une analyse de monzonorite du dyke de Tellnes, intrusif dans le massif anorthositique de Åna-Sira situé en Norvège méridionale (Wilmart, 1988, Duchesne et al., 1989) est reportée dans la figure 136. L'analogie est frappante au niveau du rapport FeO/MgO élevé et des teneurs en Ca et alcalins, mais les différences sont tout de même très sensibles au niveau de Ti, P et Al.

Par rapport aux enclaves magnésiennes d'acidité équivalente, les enclaves ferrifères sont plus riches en Na, K, Fe, Ti, P et moins riches en Ca et Mg. Ces différences sont exprimées dans les diagrammes de Harker (fig. A25) et dans la figure 136.

En résumé et du point de vue des éléments majeurs, les enclaves les plus mafiques sont ferrifères, hypocalciques et riches en alcalins par rapport aux roches plutoniques communes d'acidité équivalente. Considérées simultanément, ces caractéristiques confèrent aux enclaves une nature singulière qui les distinguent des principales séries magmatiques classiques et les rapprochent, dans une certaine mesure, des roches de la suite monzonoritique-mangeritique.

Cette anomalie est bien illustrée par le décalage observé entre la dénomination de ces roches basée sur leur composition minéralogique et modale et celle basée sur des diagrammes chimiques. Dans le diagramme R1-R2 de La Roche et al. (1981) par exemple (fig. A18), les enclaves mafiques ne correspondent pas à des diorites ou des tonalites, mais à des syénites et des monzonites. Ce décalage tient en bonne partie à la teneur en biotite inhabituellement élevée de

ces enclaves par rapport à des diorites ou tonalites courantes, biotite dont le potassium est dévolu principalement au feldspath alcalin dans les classifications chimiques.

Au niveau des éléments traces principaux, le caractère inhabituel des enclaves ferrifères est encore plus manifeste. Par rapport aux roches de référence de la figure 136, aux enclaves magnésiennes (fig. A10) et plus généralement aux roches des séries calco-alcalines s.l., elles présentent des teneurs très élevées en Rb, élevées en Zr et Y; basses à très basses en Ba et Sr, en Cr dans une moindre mesure. Les valeurs élevées en Rb, Zr et Y rappellent celles de certaines roches shoshonitiques ou ultrapotassiques, c'est-à-dire lamproitiques au sens large, mais ces dernières ont des teneurs en Ba, Sr, Cr et des rapports K_2O/Na_2O et MgO/FeO également élevés à très élevés (Sabatier, 1984; Venturelli et al., 1984; Foley et al., 1987; Banzet, 1987) qui excluent tout rapprochement dans ce sens. L'analogie avec les monzonorites se confirme au niveau des teneurs élevées en Zr et Y et basses en Sr, mais des différences très importantes apparaissent pour Ba et Rb.

Il y a par contre une bonne corrélation au sein même des enclaves entre teneurs en éléments majeurs et en traces: soit une richesse globale en alcalins K, Na et Rb et une pauvreté relative en alcalino-terreux Ca, Sr et Ba. Cette corrélation suggère deux choses: (1) que la composition chimique des enclaves au niveau des traces est partiellement contrôlée par leur composition minéralogique; (2) que des processus de contamination et/ou d'altération s.l. des enclaves sont sans doute à l'origine des concentrations anormales en certains éléments traces aux propriétés chimiques voisines, dont la distribution aurait été affectée de manière comparable, notamment en présence d'une phase fluide.

Le contrôle minéralogique (1) est probable en ce sens que la richesse des enclaves en biotite est sans doute à l'origine de leurs fortes teneurs en Rb, puisque ce minéral est le seul de la paragenèse observée à incorporer préférentiellement cet élément. Par contre, il n'explique pas les teneurs très basses en Ba, dont les affinités pour la biotite sont comparables à celles de Rb, voire plus marquées, en tout cas en contexte magmatique (p. ex. Arth, 1976).

L'éventualité de processus de contamination chimique du magma (2) des enclaves par son environnement granitique sera largement abordée dans le paragraphe 15.2.3. Le comportement du baryum les sous-entend.

La composition chimique des enclaves ferrifères basiques est très semblable à celle des enclaves microgrenues des massifs calco-alcalins zonés sardes de Budduso (Orsini, 1979) et de Bono (Zorpi et al., 1989). On y retrouve pratiquement toutes les particularités mises en évidence ci-dessus: caractère ferrifère, hypocalcique, alcalin sodi-potassique; richesse en Zr et Y, pauvreté relative en Sr. Le comportement de Ba est difficile à cerner à partir des données disponibles dans les travaux mentionnés. Ce sont les enclaves de Budduso dont les teneurs se rapprochent le plus de celles des enclaves du Mont-Blanc, notamment par leur rapport $FeO + Fe_2O_3/MgO$ (fig. A14).

Cette analogie étroite de composition entre des enclaves de massifs par ailleurs assez différents suggère que leur caractère chimique inhabituel résulte de processus étroitement liés au contexte particulier de genèse et de mise en place de ces roches et non d'une histoire spécifique du massif du Mont-Blanc, impliquant par exemple le métamorphisme alpin.

En résumé, les enclaves ferrifères mafiques du granite du Mont-Blanc ont une composition chimique particulière, tant au niveau des majeurs que des traces, qui ne correspond globalement à aucun type commun de roches ignées. Considérés séparément, certaines de leurs caractéristiques les rapprochent de séries alcalines ($Na_2O + K_2O/SiO_2$), tholéitiques (FeO/MgO) calco-alcalines s.l. (TiO_2/SiO_2 ; Al_2O_3/SiO_2) ou alcali-calciques monzonoritiques. Cette composition "anormale" est très proche de celles des enclaves microgrenues de granites calco-alcalins variés de Sardaigne, ce qui suggère qu'elle résulte de processus spécifiquement liés au contexte génétique de ces roches.

ENCLAVES PLUS ACIDES

C'est une population assez hétérogène d'un point de vue minéralogique et modal, puisqu'elle englobe des tonalites, des granodiorites et quelques monzodiorites quartzifères contenant une proportion très variable de porphyrocristaux (0-20%). La différence fondamentale d'avec les enclaves mafiques est la présence de feldspath alcalin matriciel (xénocristaux mis à part) dans certaines enclaves dont la teneur en SiO_2 dépasse 62-63%.

Dans l'ensemble, les caractères chimiques des enclaves mafiques se retrouvent, mais de plus en plus atténués à mesure que croît l'acidité des roches. Les enclaves les plus siliceuses (voir moyenne 65-70% SiO_2 , fig. 136) conservent ainsi un caractère sodique ($Na_2O/K_2O >$ ou proche de 1), relativement hypocalcique, une richesse en Rb et Y et un déficit en Ba et Sr. Les autres éléments sont en concentrations comparables à celles des échantillons les moins évolués du granite (voir diagrammes de Harker, fig. A25). En conséquence, l'affinité typologique des enclaves les plus acides est proche de celle du granite dans les différents diagrammes de classification. à savoir calco-alcaline à tendance alcali-calcique, mais sodique plus que potassique (voir. p. ex. fig. A20).

Terres rares et autres éléments dosés par activation neutronique

Seules trois enclaves ferrifères ont été analysées par activation neutronique, FB 669 ($\text{SiO}_2 = 56,6\%$), 681 (67,4%) et 797a (62,5%).

TERRES RARES

Leurs profils de terres rares sont reportés dans la figure 137 en parallèle avec celui de l'enclave de composition granitique du Val d'Arpette (FB 745). Ils sont assez contrastés au niveau de leur anomalie en Eu, présentent un fractionnement comparable à celui du granite au niveau des terres rares légères (comparer avec la figure 120) et pratiquement nul au niveau des terres rares lourdes. Il n'y a pas de corrélation évidente entre teneur en SiO_2 de la roche et importance de l'anomalie en Eu. Dans la figure 120b, on notera l'identité quasi parfaite entre le spectre de l'enclave FB 797a et celui du granite environnant, malgré une composition chimique globale des deux roches très contrastée. A l'inverse, le profil de FB 681, dont la composition générale est très proche de celle du granite, est assez différent de ceux présentés par ce dernier au niveau d'Eu.

L'enclave du val d'Arpette FB 745 (voir description § 14.5.4) présente un spectre très proche de celui du granite encaissant (fig. 120c), qui confirme l'identité chimique quasi-parfaite observée par ailleurs entre ces deux roches.

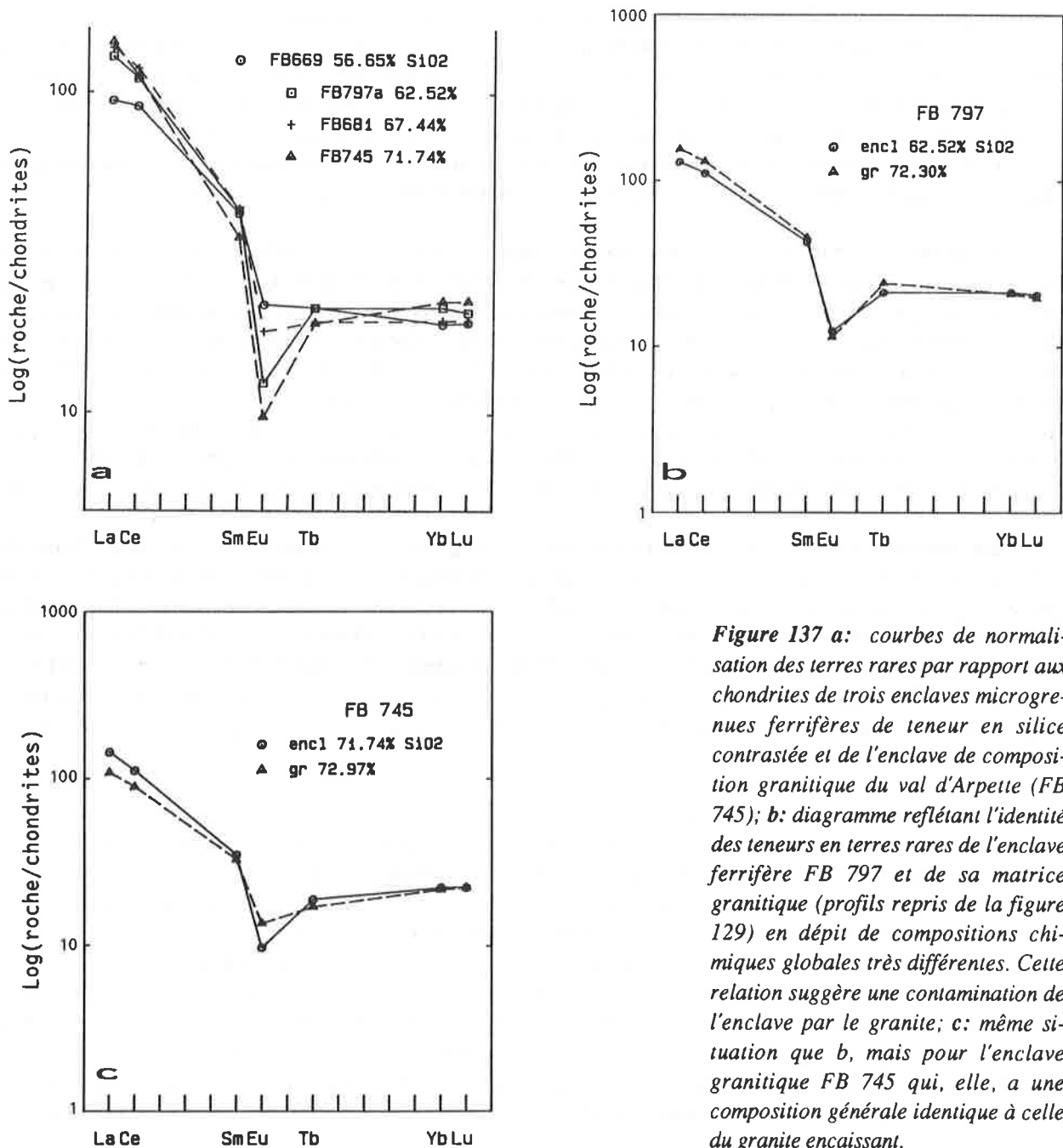


Figure 137 a: courbes de normalisation des terres rares par rapport aux chondrites de trois enclaves microgrenues ferrifères de teneur en silice contrastée et de l'enclave de composition granitique du val d'Arpette (FB 745); **b:** diagramme reflétant l'identité des teneurs en terres rares de l'enclave ferrifère FB 797 et de sa matrice granitique (profils repris de la figure 129) en dépit de compositions chimiques globales très différentes. Cette relation suggère une contamination de l'enclave par le granite; **c:** même situation que b, mais pour l'enclave granitique FB 745 qui, elle, a une composition générale identique à celle du granite encaissant.

L'absence d'une évolution marquée et cohérente au sein des profils de terres rares d'enclaves de compositions aussi contrastées et surtout l'identité des profils du granite et de l'enclave FB 797 m'incitent à penser que la distribution de ces éléments n'est pas déterminée par un processus magmatique simple (fractionnement, mélange), mais par des processus de contamination sélective par la masse granitique environnante. Dans ces conditions, l'utilisation des spectres de terres rares à des fins de classification typologique est exclue.

U, Th, Ta, Hf

Ces quatre éléments voient leur teneur augmenter régulièrement avec l'acidité croissante des enclaves, ce qui est conforme au comportement habituellement hygromagmatophile de Th, U et Ta (fig. 138). La distribution de Hf est plus inattendue, car elle ne suit pas strictement celle de Zr comme c'est généralement le cas et reste assez élevée dans les termes acides. La rareté des analyses exclut cependant toute généralisation à l'ensemble de la population.

A teneur en SiO₂ donnée, U, Th, Ta et Hf sont plus abondants dans les enclaves ferrifères que dans les enclaves magnésiennes du Mont-Blanc (fig. 138) ou les roches calco-alkalines s.s. de Corse, mais moins que dans celles de suites calco-alkalines à alcali-calciques magnésio-potassiques (Pagel et Leterrier, 1980; Cocherie, 1984; Banzet, 1987). En comparaison, les teneurs en Th et U des monzonorites de Norvège sont très basses et celles en Hf élevés

N°éch.	Massif du Mont-Blanc							Corse			Norvège
	Enclaves ferrifères			Enclaves magnésiennes			granite	calco-alkalins			monzo- norite
	669	797a	681	897	900	906		s.s.	Mg-K		
	669	797a	681	897	900	906	745	CLB36	CLB21	K18	78.28
SiO ₂	56.65	62.52	67.44	56.4	60.31	67.31	72.97	56.08	67.93	57.3	56.38
Th	8.5	13.6	17.3	9.2	10.5	14.3	24.7	3.5	13.1	19.4	0.59
U	3.9	4.2	6.3	2.9	2.4	4	6.3	1.1	3.8	4.9	0.18
Ta	1.2	1.5	1.6	0.96	0.96	1.1	2.7	0.89	1.36	1.32	1.27
Hf	6.2	7.3	8.3	5	5.4	6.4	5.5	5.6	5.3	8.8	17.3

Figure 138: teneurs en Th, U, Ta et Hf (ppm), dosés par activation neutronique, du granite du Mont-Blanc et de ses enclaves. Les analyses de roches calco-alkalines corses et alcali-calcique monzonoritique de Norvège sont reportées à titre de comparaison; leur identification est donnée dans la figure 136.

Isotopes

Cinq enclaves de la région des Ecanadies, dont deux du groupe basique (FB 431, 798) et trois plus acides (FB 675, 797a et 804; SiO₂ compris entre 59,6 et 62,6%) ont été analysées pour leurs isotopes du rubidium et du strontium. Les résultats et les descriptions des échantillons sont reportés dans la figure A15. Les points d'analyse sont quelque peu dispersés dans le diagramme ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (fig. A16b), révélant un déséquilibre isotopique et un âge apparent inférieur à celui calculé sur la base des enclaves magnésiennes, avec un rapport initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr plus élevé. Les valeurs du rapport ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr sont aussi nettement plus élevées; elles atteignent 10,5 ce qui est beaucoup trop pour un magma habituel de composition intermédiaire. Ainsi le caractère géochimique anormal de ces enclaves se retrouve au niveau isotopique, ce qui n'est pas étonnant au vu de leurs teneurs très élevées en Rb.

Ce contraste avec la population des enclaves magnésiennes dans le diagramme ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-⁸⁷Sr/⁸⁶Sr est sans doute imputable à des remobilisations post-magmatiques hydrothermales et/ou au métamorphisme alpin (Bussy et al., 1989), car il est très probable que ces enclaves ferrifères de petite taille aient été originellement en équilibre avec le granite encaissant à la fin du stade magmatique, comme ce fut le cas des enclaves magnésiennes.

On peut dès lors se demander pourquoi seul l'un des deux groupes d'enclaves aurait subi ces modifications. Nous pensons que la petite taille et le contenu élevé en biotite des enclaves ferrifères analysées les ont rendues plus sensibles à ces phénomènes de remobilisation (Bussy et al., 1989). Dans tous les cas, ces analyses isotopiques ne peuvent pas être interprétées en termes d'âge, ni sous un angle génétique.

Conclusion

Les enclaves ferrifères présentent une gamme de composition étendue, reflet de leur diversité de composition minéralogique et modale. Les plus mafiques d'entre elles se distinguent parfaitement de leurs équivalentes de la population magnésienne, tant au niveau des éléments majeurs que des traces et des isotopes du Rb et du Sr. Ces différences s'amménisent avec l'augmentation de la teneur en silice des enclaves, puisque les termes les plus acides des deux populations tendent vers la composition globale des échantillons les moins évolués du granite. Le diagramme de normalisation de la figure 139 résume les différences au niveau des traces entre une enclave ferrifère et une enclave magnésienne

d'acidité moyenne comparable. Au niveau des majeurs et à teneur en silice égale, les enclaves ferrifères sont plus riches en Na, K, Fe, Ti, et P que les enclaves magnésiennes et moins riches en Mg et Ca.

Les enclaves ferrifères les plus mafiques présentent des particularités chimiques dont la conjugaison complète est inconnue dans les roches magmatiques habituelles, mais qui se retrouve dans les enclaves microgrenues d'autres granites calco-alcalins. On en conclut que ce caractère anormal n'est pas propre au massif du Mont-Blanc, mais pourrait résulter de processus génétiques spécifiques aux enclaves microgrenues en général.

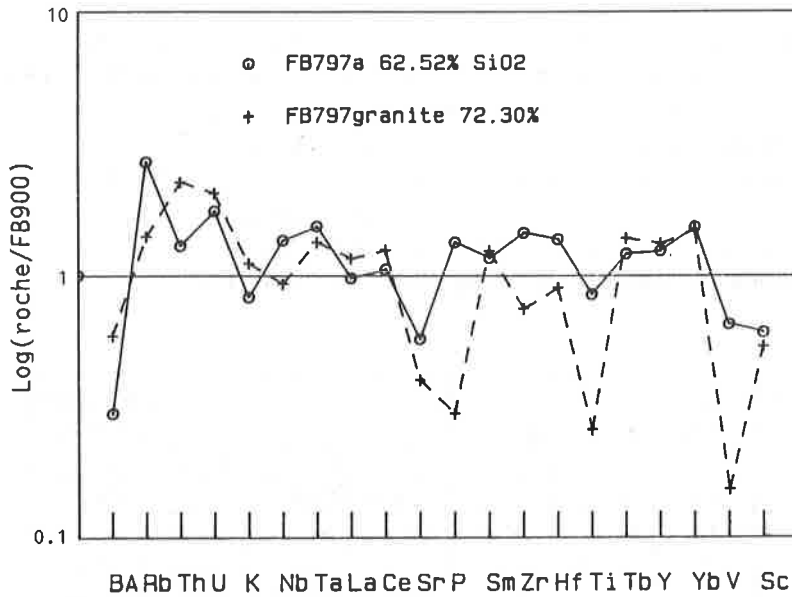


Figure 139: profil de normalisation par rapport à l'enclave magnésienne FB 900 (SiO₂ = 60,31%) d'une enclave ferrifère d'acidité semblable, mettant en évidence les importantes différences chimiques entre ces deux types de roches. Le granite environnant FB 797a est reporté à titre comparatif.

15.2.2 Evolution géochimique des enclaves ferrifères

L'ensemble des analyses ont été reportée dans les diagrammes utilisés pour les roches granitiques et les enclaves magnésiennes.

Diagrammes de Harker

Au niveau des majeurs (fig. A25), la majorité des points d'analyse définissent une tendance évolutive nette globalement rectiligne pour Al, Mg, Ti et Fe, plus dispersée pour Ca et P. Cette tendance a toujours une pente négative et rejoint plus ou moins obliquement celle définie par les échantillons de granite. K a un comportement irrégulier apparemment indépendant de SiO₂, qui se traduit par une grande dispersion des points d'analyse. Na, également un peu irrégulier, présente des teneurs uniformément élevées (>3,6-3,8% Na₂O), qui semblent légèrement décroître, mais la tendance n'est pas nette, dans les termes les plus acides.

Au niveau des traces, les tendances évolutives sont plus ou moins nettes, parfois absentes; la dispersion des points est souvent grande, surtout dans les termes mafiques, notamment pour Rb, Nb, Ba, Y et Zr. D'une manière générale, tous les éléments voient leurs teneurs décroître avec l'augmentation de SiO₂, excepté Th, qui a un comportement inverse de type hygromagmatophile; La (dosé approximativement par fluorescence X), qui a une distribution irrégulière dans les termes basiques et Ba. La distribution du baryum est singulière; les points d'analyse sont très dispersés, mais définissent une sorte de teneur-plancher à environ 250 ppm dans toute la gamme en SiO₂ des enclaves. Parmi les plus acides, il y a une corrélation positive entre teneur en Ba et proportion de feldspath alcalin, qu'il soit sous forme porphyrique ou matricielle. Mis à part le baryum, tous les autres éléments voient leurs concentrations approcher celles du granite dans les enclaves les plus siliceuses.

Le chimisme particulier des enclaves ferrifères se reflète dans les tendances évolutives. En effet, il est tout à fait inhabituel que Rb, Nb et Y voient leurs teneurs décroître avec l'augmentation de l'acidité des roches, alors que ces éléments ont un comportement ordinairement hygromagmatophile dans cette gamme de composition. De même Na₂O devrait être progressivement enrichi, puis éventuellement appauvri avec SiO₂ croissant et non présenter des teneurs maximales dès le départ. Ceci se traduit par une disposition oblique des points d'analyse par rapport à la limite des champs calco-alcalin et alcali-calcique dans le diagramme de Brown (1981) (fig. A20), limite correspondant à la direction normale des tendances évolutives magmatiques. Ces caractéristiques sont incompatibles avec un processus de différenciation par cristallisation fractionnée.

Diagrammes de Fonteilles (1981)

Les diagrammes opposant des rapports d'éléments avec dénominateur commun S₁ = (Al₂O₃ + FeO + MgO) x 0,01 confirment les tendances précédentes pour l'ensemble des éléments majeurs et en traces (fig. A27). On notera en

particulier l'allure globalement rectiligne des tendances évolutives dans les diagrammes impliquant les éléments majeurs réputés peu mobiles comme Fe, Al, Ti, P, avec cependant un certain étalement des points dans les termes mafiques. En règle générale, les points d'analyse situés à l'écart des tendances majeures dans les diagrammes de Harker conservent leur caractère singulier dans ceux de Fonteilles.

Ces analogies étroites entre les deux types de diagrammes démontrent que la silice n'a pas été un élément mobile au point d'affecter sérieusement les caractéristiques chimiques des enclaves ferrifères et leurs tendances évolutives. Les déductions basées sur les diagrammes de Harker sont donc utilisables dans l'évolution des processus à l'origine de ces roches.

Corrélation pétrographie-géochimie

Il n'y a pas de corrélation positive systématique entre l'acidité des enclaves et leur contenu en porphyrocristaux, contrairement au cas des enclaves magnésiennes. Les plus mafiques en contiennent souvent une proportion de 1 à 5% (p. ex. FB 431, 683, 798, 811) alors que certaines enclaves plus acides en sont totalement dépourvues. En outre, les subdivisions faites sur une base granulométrique (voir § 14.2) ne se retrouvent pas au niveau géochimique.

CONTROLE MINÉRALOGIQUE DU CHIMISME DES ENCLAVES

La composition minéralogique et modale des enclaves détermine bien évidemment leur composition chimique au niveau des majeurs. Les moins siliceuses d'entre elles étant des plagioclases riches à très riches en biotite et dépourvues de feldspath alcalin, on en tire deux conclusions:

1) le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ élevé de ces enclaves implique que le plagioclase, complètement altéré, a une composition moyenne anormalement sodique pour une teneur en SiO_2 de 54 à 60%. Ce caractère ne résulte pas de l'altération, car il se retrouve dans les enclaves ferrifères à plagioclase intact du massif de Budduso (voir Orsini, 1979);

2) leur teneur élevée en K résulte directement de leur richesse anormale en biotite. Il en est de même pour Rb, ce qui explique la tendance évolutive inhabituelle définie par cet élément en fonction de SiO_2 . Il y a donc bien un contrôle minéralogique sur la distribution de cet élément, comme suggéré dans le paragraphe 15.2.1.

ECHANTILLONS DE COMPOSITION PARTICULIÈRE

Certains points d'analyse ou groupes de points s'écartent des tendances évolutives générales pour un ou plusieurs éléments. On distingue ainsi:

- les enclaves tonalitiques à ferro-hornblende matricielle (FB 534, 537 et 561a), dépourvues de feldspath alcalin et à plagioclase non altéré, qui sont pauvres en K_2O et Rb et riches en Na_2O ;
- un groupe d'enclaves anormalement riches en Al_2O_3 (18-19%) bien individualisées dans le diagramme $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (fig. A28) (FB 811, M 2764, 2876, 2753). Elles sont par ailleurs relativement pauvres en Mg et V et riches à très riches en Zr. Leur proportion élevée de plagioclase est sans doute à l'origine de leur richesse relative en aluminium, à l'instar de ce qui est observé dans quelques enclaves ferrifères très riches en plagioclase (60% à 70% en volume) du massif de Budduso, dont les teneurs en Al_2O_3 atteignent 20 à 22% (Orsini, 1979). Des processus de fractionnement s.l. tels une cumulation de feldspaths ou un soutirage de minéraux ferromagnésiens sont sans doute à l'origine de ces compositions particulières, leur haute teneur en Zr suppose également une concentration de zircons (?);
- des enclaves très riches en potassium et pauvres en sodium (FB 669b, 814a, 542, 2706B); ce caractère est directement lié à une séricitisation totale du plagioclase;
- des enclaves pauvres en calcium (FB 677; M 2770), leur plagioclase est également très altéré et l'épidote est rare. Cet élément a probablement quitté l'enclave à la faveur de circulations de fluides au moment de l'altération;
- quelques enclaves à la fois riches en Na et relativement pauvres en K (M 2729, 2744 et 2770), de composition granodioritique. Cette richesse en Na ne peut être due qu'à l'abondance d'un plagioclase de composition très sodique;
- une grande dispersion dans les teneurs en P_2O_5 des enclaves mafiques, avec un échantillon très pauvre (M 2876), dont la teneur en TiO_2 est également basse, reflet d'une corrélation par ailleurs assez bonne entre ces deux éléments. M 2876 est une enclave "grossièrement" cristallisée, dont le plagioclase est saussurité, mais dépourvu de paillettes de biotite secondaire;
- au niveau de Ba, Y ou Nb, aucune relation entre minéralogie et chimie n'a pu être mise en évidence au sein des enclaves de comportement irrégulier.

Tendances évolutives dans les diagrammes de référence

La position des enclaves ferrifères mafiques, respectivement acides, dans divers diagrammes de référence a été commentée dans le § 15.2.1. Je rappellerai brièvement l'affinité des tendances définies par l'ensemble de la population des enclaves.

Dans les diagrammes AFM et MgO-FeO + Fe₂O₃ (figs. A23 et A14), la tendance générale est oblique par rapport à celles des séries magmatiques classiques. Elle s'enracine dans le domaine tholéitique, puis évolue en direction du domaine calco-alcalin où se situent les échantillons du granite du Mont-Blanc. Dans le triangle AlFM (fig. A24), elle est située entre les deux courbes de référence, mais il y a un décalage important entre les teneurs relatives en Al₂O₃ et SiO₂ théoriques et observées dans les enclaves. Le comportement anormal de Na et K au sein des enclaves rend le diagramme AFM ininterprétable. Les deux autres démontrent, à l'instar des diagrammes de Harker, que **l'évolution chimique observée au sein des enclaves ferrifères ne résulte pas d'un processus de différenciation habituel.**

Résumé - conclusion

L'évolution chimique des enclaves ferrifères est complexe. Il n'y a pas de relation directe entre leur teneur en silice et leur proportion de porphyrocristaux. Les tendances évolutives observées au sein de différents diagrammes incluant ou non la silice sont de qualité très variable. Elles sont toujours obliques par rapport à celles du granite, qu'elles tendent à rejoindre. Il y a une bonne corrélation linéaire entre les teneurs en MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃ et Zn. Les autres éléments ont un comportement plus irrégulier, notamment K, Rb et Ba.

La disposition des points d'analyse est due à l'hétérogénéité de composition minéralogique des enclaves, à des phénomènes d'altération tardifs remobilisant les éléments constitutifs du plagioclase et à d'autres processus non identifiables par un examen pétrographique, qui incluent certainement des contaminations sélectives par le granite environnant. Le caractère chimique particulier des enclaves ferrifères, mis en évidence au § 15.2.1, se reflète au niveau de leur évolution générale. Ainsi:

- Rb, Nb et Y ont un comportement d'éléments compatibles inhabituel dans cette gamme de composition. Leur distribution ne peut pas résulter d'un processus de différenciation par cristallisation fractionnée, celle de Rb est contrôlée par la proportion de biotite dans la roche;
- le sodium présente des teneurs maximales dans les termes les plus mafiques. Le rapport Na₂O/CaO résultant implique une composition anormalement sodique du plagioclase pour des roches aussi peu siliceuses;
- les tendances évolutives définies par l'ensemble des enclaves ferrifères dans les diagrammes de référence sont toujours sécants par rapport à celles des séries magmatiques habituelles.

En conclusion, non seulement les enclaves ferrifères les plus mafiques n'ont pas une composition de roche magmatique commune, mais leur évolution chimique en direction des termes plus acides est également singulière et exclut d'emblée un processus dominant de différenciation par cristallisation fractionnée.

15.2.3 Processus à l'origine de la diversité chimique des enclaves

L'étude pétrographique a montré que les enclaves ferrifères étaient des roches magmatiques indubitables, qu'une partie d'entre elles au moins résultaient de mélanges entre un magma mafique aux caractéristiques propres indéterminées et un magma granitoïdique à phénocristaux, sans doute celui du Mont-Blanc et qu'elles ont momentanément coexisté à l'état liquide avec ce dernier dans un niveau structural élevé. La plupart ont subi une forte altération en présence de fluides dans un stade magmatique et/ou métamorphique alpin, conduisant à la déstabilisation complète du plagioclase et au développement secondaire de biotite.

Divers processus génétiques ont sans doute contribué à la grande diversité chimique des enclaves ferrifères. On peut invoquer à priori les processus magmatiques fondamentaux que sont la fusion partielle, la cristallisation fractionnée et les mélanges et d'autres, plus directement liés au contexte des enclaves et à celui du massif du Mont-Blanc, incluant notamment des échanges sélectifs d'éléments entre magmas contrastés en coexistence liquide et des équilibres chimiques en phase d'altération s.l. Ces divers mécanismes seront successivement évoqués et leur intervention éventuelle évaluée sur la base des données des paragraphes précédents.

Rôle de l'altération

Il a été mis en évidence dans le § 15.2.2 avec le cas d'enclaves à teneurs en Ca, Na et K anormales. L'altération s.l. peut avoir redistribué les éléments réputés mobiles constitutifs du plagioclase et de la biotite et ceux qui s'y substituent, à savoir Ca, Na, K, Rb, Sr et peut-être Ba (?).

Un enrichissement en potassium est directement lié à une sérécitisation totale du plagioclase.

La remobilisation du **calcium** est incontestable, puisque le plagioclase est albitisé et qu'on retrouve cet élément sous forme d'épidote en granules ou veinules parcourant les enclaves et parfois sous forme de calcite. S'il a manifestement quitté certaines enclaves (cf FB 677 ou M 2770), la régularité relative des tendances évolutives définies par cet élément suggère une redistribution essentiellement interne.

La mobilité du **sodium** est une question cruciale, puisque cet élément a un comportement évolutif inhabituel par rapport à SiO_2 . Il est pratiquement certain que les enclaves à teneur en Na très basse (FB 814a, M 2706B) ou très élevée (2729, 2770) le doivent à une perte ou gain net de cet élément sous l'effet de l'altération comme le suggèrent les textures. Mais ce mécanisme n'est sans doute pas responsable de l'évolution générale de cet élément qui, on l'a vu, est la même que celle observée au sein des enclaves ferrifères non altérées du massif sarde de Budduso (Orsini, 1979).

La remobilisation évidente du **rubidium** et du **strontium** est reflétée par les données isotopiques et, pour Rb, par des teneurs extrêmes dans le diagramme SiO_2 -Rb. Mais là encore, les tendances évolutives générales de ces deux éléments sont sans doute préexistantes à l'altération proprement dite, à nouveau par comparaison avec les enclaves des massifs sardes (Orsini, op. cit.; Zorpi et al., 1989).

La teneur invariablement basse en **baryum** dans toute une gamme d'enclaves suggère un contrôle par un processus non magmatique, telle une rééquilibration entre granite et enclave avec un coefficient de distribution global granite/enclave supérieur à 1. Mais cet élément est peu mobile en phase post-magmatique, d'autre part la biotite le piège préférentiellement et devrait donc le retenir dans les enclaves mafiques. Si la plupart des enclaves pauvres en Ba ont des biotites recristallisées qui pourraient faire penser à une libération de cet élément sous des conditions particulières au moment de leur recristallisation, ce n'est pas le cas des enclaves tonaliques à ferro-hornblende matricielle et biotite saine. On en conclut qu'une partie au moins des enclaves ferrifères étaient déjà pauvres en Ba à la fin de leur cristallisation et plus généralement qu'une remobilisation tardive de cet élément n'est pas démontrée.

Les autres éléments chimiques dosés ne sont guère sujet à des remobilisations en cours d'altération, leurs variations de teneurs sont le fait de processus antérieurs.

EN RÉSUMÉ

Les éléments mobiles en présence d'une phase fluide deutérique ou hydrothermale constitutifs du plagioclase et de la biotite (Ca, Na, K, Sr, Rb) ont incontestablement subi une remobilisation interne aux enclaves au cours de l'altération post-magmatique s.l.. Dans quelques cas, elle s'est accompagnée d'une perte ou d'un gain net de la roche en l'un ou l'autre de ces éléments, se traduisant par une dispersion des points d'analyse dans les diagrammes géochimiques correspondants.

Par contre, les **tendances évolutives générales définies par ces éléments et leur teneurs moyennes ne sont pas le fait d'une altération post-magmatique**, puisqu'elles se retrouvent dans les enclaves microgrenues non altérées de Sardaigne.

Processus d'hybridation

Ils ont été largement évoqués à propos des enclaves microgrenues du Monte Capanne. On en distingue schématiquement deux grandes catégories: (1) les mélanges mécaniques simples ou répétés entre magmas de composition contrastée; (2) les interactions chimiques complexes entre ces magmas conduisant à des échanges et des concentrations sélectifs de certains éléments. Ces interactions sont susceptibles d'avoir eu lieu dès la première mise en contact des magmas acide et basique jusqu'à la solidification complète du système, en passant par les étapes d'injection des magmas hybrides dans un niveau structural supérieur de la chambre magmatique granitique, de leur résolution en enclaves, de la dispersion, du morcellement et de la cristallisation rapide de ces dernières au sein de la masse granitique.

Ces deux grands types de processus d'hybridation sont intervenus dans la genèse des enclaves ferrifères; l'existence de xénocristaux implique celle de mélanges mécaniques, la distribution de Rb, K et des terres rares celle d'interactions chimiques. Le gros problème est d'évaluer leur importance relative. En d'autres termes, lequel de ces deux processus majeurs est-il prioritairement à l'origine des tendances évolutives observées au sein des enclaves?

MÉLANGES DE MAGMAS

L'allure rectiligne des tendances évolutives définies par une majorité de points d'analyse dans des diagrammes binaires impliquant les éléments majeurs réputés peu mobiles (Fontelles, 1981) Al, Ti, Fe et Mg et les traces Zn, V et Zr, ainsi que la jonction de ces tendances avec celles du granite suggèrent, comme l'ont proposé Jacquemin et Bellière (1984), que les enclaves ferrifères résultent d'un mélange binaire entre un pôle acide représenté par le granite peu évolué et un pôle mafique représenté à l'affleurement par les enclaves les plus basiques, selon le schéma mis en évidence pour les enclaves magnésiennes.

L'absence de corrélation systématique entre la teneur en porphyrocristaux des enclaves ferrifères et leur acidité exclut l'idée d'un mélange simple à deux pôles aux caractéristiques peu variables. Il reste l'hypothèse d'un mélange bipo-

laire où seul l'état de cristallisation des deux pôles varierait et non leur composition. Dans ce cas, et au vu de la teneur en porphyrocristaux d'environ 5% de l'enclave la plus mafique (FB 811), la composition du pôle basique théorique doit être encore moins évoluée. Elle peut être approchée par extrapolation linéaire dans les diagrammes de Harker. Pour une teneur indicative de 50% de SiO₂, ce magma aurait la composition approximative reportée dans la figure 140, pour les éléments bien corrélés (oxydes en %-poids et traces en ppm).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Zn	V	Zr	Y
pôle théorique	50	1.55	18	10	3 - 3.5	5 - 6	160	175-210	275-400	75-125
encl. Budduso	48.6	1.34	19.6	11.9	3.63	5.3				
diorite corse	51.03	1.32	18.37	11.28	3.41	6.87	126		185	
monzonorite	50.05	3.06	13.21	15.64	2.76	6.86	262		535	85

Figure 140: composition calculée d'un hypothétique pôle basique de mélange à l'origine de la gamme de composition chimique de la population des enclaves ferrifères, obtenue par extrapolation linéaire pour une teneur en SiO₂ fixée à 50%. Sont reportées à titre comparatif, la composition d'une diorite à amphibole de Corse (CLB43, Rossi, 1986), celle d'une monzonorite de Norvège (T22-3, Wilmart, 1988) et la moyenne des enclaves dioritiques du massif sarde de Budduso (Orsini, 1979). Les majeurs sont exprimés en % de poids d'oxyde et les traces en ppm.

Cette composition ne correspond à celle d'aucun magma basaltique courant, elle a comme on devait s'y attendre, le même caractère "inhabituel" que celui des enclaves ferrifères les plus mafiques (§15.2.1). Elle est par contre assez proche de la composition moyenne des enclaves ferrifères dioritiques du massif de Budduso (Orsini, 1979) ou de celle d'une diorite à amphibole prélevée au contact entre une masse basique et un granitoïde corse (CLB45, Rossi, 1986); mais se distingue très nettement des monzonorites de Norvège au niveau de TiO₂ et de Al₂O₃.

Etant donné que la conjugaison de ces diverses teneurs ne se rencontre pas dans les séries magmatiques normales, il faut nécessairement invoquer l'intervention d'autres processus tels des interactions chimiques complexes entre ce magma basique et un ou des magmas acides et/ou des phénomènes de type cumulation - ségrégation de minéraux.

INTERACTIONS CHIMIQUES

L'importance des interactions chimiques entre magmas "basique" et acide a été discutée dans le § 7.3 sur la base des données disponibles dans la littérature et des observations faites sur les enclaves du M. Capanne. J'en rappelle les conclusions principales:

- en présence de fluides, il faut s'attendre à un transfert d'un ou plusieurs des éléments suivants de l'environnement granitique au magma des enclaves: Si, K, Rb, H₂O, Na, les terres rares et les cations à valence élevée P, Ti, Zr, U, Th, et Y.
- plusieurs auteurs ont invoqué une migration simultanée dans le sens inverse de Ca et Sr; voire de Fe, Mg, Cr, Ni et V pour Leterrier et Debon (1978).
- ces échanges sont probablement contrôlés par la nature de l'assemblage minéralogique en train de cristalliser dans le magma des enclaves et dans le magma granitique, plutôt que par des coefficients de distribution magma acide/magma basique, tels ceux mis en évidence par Watson (1976). En conséquence, ils seraient plutôt tardifs, contemporains de la cristallisation proprement dite des enclaves, donc postérieurs aux phases de mélange mécanique principales.

Les effets de contact entre enclaves ferrifères et granite du Mont-Blanc étudiés en détail au § 14.5.5 sont un premier type d'interactions physicochimiques évident. Ces derniers n'affectent en principe pas la distribution des points d'analyse dans les diagrammes géochimiques, car aucun échantillon prélevé à moins de 4 cm du granite n'y a été reporté, sous réserve des analyses fournies par Ch. Marro. On peut toutefois imaginer un morcellement tardif d'enclaves, dont certains fragments représenteraient ces bordures.

Les teneurs élevées notamment en Zr et Y des enclaves du Mont-Blanc impliquent, dans cette hypothèse d'interactions chimiques, que la contamination a été très forte, donc qu'une phase fluide était présente et que la période de cristallisation des enclaves fut relativement longue. Ces deux conditions ne sont pas immédiates. On a vu que le granite du Mont-Blanc ne devait pas être particulièrement riche en eau, en tout cas initialement; d'un autre côté, les enclaves ne contiennent que des ferromagnésiens hydratés; il faut donc admettre que ces dernières soient entrées en contact avec le magma granitique relativement tardivement, alors que la teneur en eau du système avait suffisamment crû. Par leur texture, les enclaves témoignent d'une cristallisation rapide (un peu moins pour celles qui sont plus grenues) pour l'essentiel de leur volume, mais on a vu également que leur solidus ne devait pas être beaucoup plus élevé que celui du

granite (Büsch et Otto, 1980) et qu'ainsi, après équilibration thermique avec ce dernier et disparition de la situation de surfusion par cristallisation rapide, la dernière fraction du magma des enclaves a dû subsister assez longtemps, baignant une masse de cristaux enchevêtrés.

Dans ces conditions, plusieurs caractéristiques des enclaves ferrifères pourraient être expliquées selon un scénario proche de celui proposé par Orsini (1979) et Zorpi et al. (1989) pour les enclaves des massifs sardes:

- le caractère hyperpotassique des enclaves les plus mafiques et leur richesse en Rb seraient dus à un apport important de ces éléments depuis le granite pour permettre la fixation des grandes quantités de fer et de magnésium des enclaves sous forme de biotite, seul silicate ferromagnésien alors en équilibre. L'appauvrissement en K et Rb du granite environnant les enclaves (voir fig. 131) va dans le sens de cette interprétation, mais une partie de cette anomalie pourrait être contemporaine de l'altération ultérieure;
- leur caractère à la fois hypocalcique et sodique résulterait d'une perte en Ca et en Sr, compensée par un gain en Na, correspondant à la cristallisation d'un plagioclase tendant à être en équilibre, surtout en phase terminale, avec celui sodique du granite environnant;
- Nb, Y, P et les terres rares, présents dans les fluides, seraient absorbés sélectivement par l'apatite, en phase de cristallisation accélérée, et Zr, Th et U par le zircon, contribuant à enrichir les enclaves en ces éléments;
- la pauvreté en Ba de nombreuses enclaves reste un problème, car la cristallisation en masse de biotite devrait l'avoir concentré dans ces dernières. Il faudrait admettre que le coefficient de distribution global de cet élément entre enclave et granite via la phase fluide soit nettement favorable à ce dernier, sous l'effet d'une cristallisation importante de feldspath alcalin en son sein, ou alors qu'il s'agisse d'une caractéristique primaire du magma basique.

Orsini (1979) et Zorpi et al. (1989) invoquent d'autre part une introduction tardive de silice dans les enclaves, qui pourrait représenter jusqu'à 10-15% d'augmentation de SiO₂ dans le bilan chimique final. Cette dilution par la silice serait responsable, selon Orsini, des tendances évolutives décroissantes observées pour certains éléments (Mg, Fe, Ti, ...) dans les diagrammes de Harker. Si la silice a incontestablement été mobile, rien dans les enclaves du Mont-Blanc ne permet d'invoquer de telles variations, comme le confirment les diagrammes de Fonteilles (1981).

Éléments immobiles

Les auteurs ci-dessus considèrent que Fe et Mg sont des éléments fondamentalement immobiles et que leur rapport de concentration dans les enclaves n'a pas été sensiblement affecté par la contamination. Cette thèse est lourde de conséquence en ce sens que le rapport FeO/MgO est dès lors considéré comme le seul témoin de la composition originelle du magma des enclaves, ce qui a conduit Cocirta et Orsini (1979) et Zorpi et al. (1989) à comparer directement les enclaves les plus mafiques des massifs sardes de Bono et de Budduso avec les termes plus ou moins différenciés d'une suite tholéiitique (voir fig. A14 et l'exposé de cette idée dans le § 9.1.2) dont les autres caractères chimiques sont par ailleurs assez différents.

Si les enclaves microgrenues ont subi une contamination aussi importante pour la plupart de leurs éléments, je doute que les proportions relatives de Fe et Mg n'en aient pas été au moins légèrement affectées. On constate par exemple que les échantillons "anormaux" de la population des enclaves magnésiennes du Mont-Blanc, qui ont été prélevés en bordure de grandes masses basiques et dans lesquels la hornblende a presque totalement disparu (FB 690, 696, 701a) ont un rapport FeO/MgO nettement plus élevé que celui du coeur des masses basiques, phénomène bien visible dans le diagramme de référence MgO-FeO (fig. A11). Le même contraste se retrouve entre les petites et les grandes enclaves analysées par El Mouraouah et al. (1987). Tout se passe comme si le granite avait modifié le rapport Fe/Mg des petites enclaves dans le sens d'une équilibration.

Conséquences de l'hypothèse d'une contamination poussée pour les enclaves ferrifères du Mont-Blanc

Accorder une importance majeure aux phénomènes de contamination dans la genèse des enclaves ferrifères du Mont-Blanc pose le problème de leur coexistence spatiale avec celles de caractère magnésien, manifestement peu contaminées. Partant du fait qu'une contamination a surtout lieu tardivement au cours de la cristallisation des magmas, la seule explication possible me semble résider dans la différence de volume et de contexte de mise en place de deux types d'enclaves. La petite taille des enclaves ferrifères et leur grande dispersion dans le magma granitique aurait permis leur contamination en profondeur, favorisée par le contexte dynamique de mise en place de ce dernier. A l'inverse, les enclaves magnésiennes auraient été préservées de l'influence du granite par leur plus grand volume, le caractère moins dynamique du milieu au moment de leur injection comme en atteste leur faible dispersion et la présence de zones tampons hybrides à caractère rapakivi, résultant de mélanges antérieurs, dont la composition chimique intermédiaire aurait atténué les gradients de concentration.

RÉSUMÉ-CONCLUSION

La contamination sélective des enclaves microgrenues ferrifères par leur environnement granitique sous contrôle minéralogique et en présence de fluides est à même d'expliquer plusieurs caractères chimiques anormaux des enclaves les plus mafiques, notamment leur richesse en K, Rb, Zr, Y, Nb et leur pauvreté relative en Ca et Sr. Le comportement de Ba reste énigmatique. Le contrôle minéralogique explique du même coup les tendances évolutives parfois inhabituelles définies par ces éléments.

Dans ce contexte, le comportement de Fe et Mg peut être considéré comme mobile ou non. Les tendances relativement régulières définies par ces éléments favorisent plutôt **une mobilité faible**. Dès lors, ces tendances évolutives peuvent être interprétées en termes d'effet de dilution par la silice ou en termes de mélanges de magmas dominants, dont l'intervention est par ailleurs démontrée par les relations texturales. La dilution par la silice n'est pas un processus quantifiable; la persistance des tendances dans les diagrammes de Fontelles (1981) incitent à minimiser son effet et à favoriser les mécanismes de mélanges. Notons encore qu' Al_2O_3 a sans doute été peu mobile au cours de ces processus de contamination. Il a le même comportement régulier que Fe et Mg. Les proportions relatives de ces trois éléments seraient ainsi les moins mauvais témoins de la composition originelle du magma basique générateur des enclaves ferrifères.

Rôles de la fusion partielle et des processus de fractionnement

Dans l'hypothèse d'interactions chimiques dominantes, l'accent est mis sur un contrôle minéralogique de la distribution des éléments, notamment par la biotite, pour expliquer les teneurs anormalement élevées en certains éléments. Une alternative serait de considérer les effets d'une concentration de minéraux d'origine mécanique et non chimique. Ainsi, une proportion anormale de biotite avec ses inclusions primaires habituelles de zircon et d'apatite, serait à même d'expliquer la richesse des enclaves en Fe, K, Rb, P, Ti, terres rares, Nb, Y, Zr... Deux éventualités sont dès lors envisageables: (1) le magma des enclaves est d'origine anatectique et contient un résidu ferromagnésien non fondu; (2) des mécanismes cumulatifs ont opéré lors de la mise en place et de la cristallisation des enclaves.

FUSION PARTIELLE

L'hypothèse (1) revient à attribuer aux enclaves une origine plus ou moins restitique (Chappell et White, 1977; Chappell, 1984). Rien dans les textures des enclaves ferrifères ne permet d'invoquer une telle origine; d'autre part, ces dernières devraient avoir un caractère nettement plus magnésien, si elles représentaient vraiment un matériel réfractaire.

D'une manière plus générale, il est très improbable que les variations chimiques observées au sein des enclaves ferrifères, notamment entre celles d'un essaim donné, puissent être le reflet d'hétérogénéités anatectiques originelles. Leur existence initiale éventuelle aura été largement effacée au cours des processus dynamomagmatiques ultérieurs. Une intervention de ce processus serait par ailleurs extrêmement difficile à mettre en évidence, car son identification repose sur l'étude de la distribution d'éléments hygromagmatophiles, sans doute affectée par les échanges tardifs avec le granite.

FRACTIONNEMENTS S.L.

L'hypothèse (2) pose la question plus générale du rôle joué par les processus de fractionnement s.l. Ils sont certainement intervenus à plusieurs niveaux:

- au sein du "réservoir" magmatique à l'origine de la composante basique du magma hybride des enclaves. Dès lors, différents liquides ont certainement été impliqués dans la genèse des multiples essaims d'enclaves dispersés dans le massif et ont défini des sub-systèmes d'hybridation;
- au sein des magmas riches en porphyrocristaux hybridés mécaniquement durant les phases d'injection de ces derniers dans le magma granitique, de leur morcellement et de leur dispersion progressive en enclaves sous l'effet de mouvements convectifs, puis cisailants. Ces processus de fractionnement seraient principalement liés à des mécanismes de différenciation de flux et/ou de "filter-press", prévisibles dans ce contexte dynamique. Ils sont suggérés par la distribution irrégulière des porphyrocristaux au sein des enclaves. Ils permettraient d'expliquer une partie de la mauvaise corrélation observée entre teneur en porphyrocristaux et degré d'évolution des enclaves;
- une ségrégation de cristaux "matriciels" des enclaves est envisageable en contexte très dynamique, si ces dernières sont morcelées tardivement après consolidation partielle sous l'action de mouvements cisailants. Ce mécanisme doit être assez marginal et n'explique sans doute pas la richesse en biotite de certaines enclaves.

La résultante de ces fractionnements, qui ont pu opérer successivement, va contribuer à la grande variété de composition des enclaves. Ils pourraient être à l'origine de groupes particuliers, telles les enclaves à hornblende matricielle ou celles riches en Al_2O_3 et en Zr. Par contre, un simple fractionnement à partir d'un magma hybride représenté par les

enclaves les plus mafiques ne peut être à l'origine des tendances évolutives observées, au vu de leur caractère souvent anormal ou alors rectiligne.

Quantification des processus

Une quantification des processus évoqués ci-dessus est totalement exclue en raison de leur superposition complexe et du manque de données permettant de contraindre d'éventuels modèles. A cet égard, les mauvais résultats obtenus par Jacquemin et Bellière (1984) avec un modèle de mélange binaire entre une enclave ferrifère mafique et le granite ne sont pas étonnants. Un test similaire a été tenté à titre purement indicatif sur la base des seuls éléments majeurs peu mobiles que sont Mg, Fe, Al et Mn entre diverses enclaves mafiques et l'échantillon de granite le moins évolué. Les résultats sont assez bons pour les échantillons bien corrélés dans le diagramme Al_2O_3 -MgO (fig. A28), c'est-à-dire une large majorité, avec des résidus dont la somme des carrés est comprise entre 0,02 et 0,3, soit un à deux ordres de grandeur plus faibles que ceux calculés par Jacquemin et Bellière. Ces résultats reflètent la bonne corrélation linéaire existant entre ces éléments, mais ne sauraient être un argument définitif en faveur d'un processus dominant de mélanges de magmas.

Conclusion

La vaste gamme de composition chimique des enclaves ferrifères et leur position dans les diagrammes géochimiques peut être qualitativement rapportées à la conjugaison complexe de plusieurs processus incluant des mélanges de magmas sans doute répétés, une contamination chimique sélective des enclaves par leur encaissant granitique sous contrôle minéralogique, un fractionnement de cristaux à diverses étapes de l'histoire magmatique du système, enfin à une redistribution occasionnelle d'éléments mobiles en contexte deutérique et métamorphique.

La linéarité des tendances évolutives observées et leur convergence en direction de la composition du granite résultent principalement des processus d'hybridation mécanique et chimiques. Une évaluation quantitative de leur importance relative est exclue. Certaines d'entre elles, telles celles définies par K et Rb peuvent sans doute être rapportées à l'effet dominant de la contamination. Quant à Fe, Mg et Al, considérés comme peu mobiles, leur distribution résulte probablement de mécanismes dominants de mélanges de magmas.

15.2.4 Caractérisation chimique et origine du magma basique générateur des enclaves

Le but de ce paragraphe est de tenter une caractérisation chimique du magma à l'origine des enclaves ferrifères afin de déterminer à quel type de magmatisme basique fondamental il peut être rattaché. Nous avons largement évoqué la composition anormale tant des enclaves les plus mafiques que d'un éventuel pôle basique de mélanges (fig. 140), conséquence probable d'une contamination chimique importante et peut-être de phases de mélanges précoces avec une faible proportion de matériel acide. La question est dès lors de savoir si un ou plusieurs des caractères chimiques de ces enclaves sont originels et pourraient servir de critère d'identification typologique ou si tous ont subi les effets d'une hybridation tardive avec le granite, excluant par là-même toute tentative dans ce sens. Cette question est ardue et n'a pas de réponse simple en l'absence d'une quantification possible des processus de contamination. On ne peut objectivement que formuler des hypothèses en se basant notamment sur l'exemple d'associations calco-alcalines plus riches en roches basiques.

Il est généralement admis, en tout cas d'un point de vue métasomatiste (Fonteilles, 1981), que les éléments Mg, Fe, Al, Mn, Ti et P sont peu ou pas mobiles, bien que nous ayons vu dans le paragraphe précédent que les ions à valence élevée comme Ti et P étaient susceptibles de l'être. Dans cette hypothèse, si les concentrations absolues de ces différents éléments ont pu être modifiées par dilution, leurs proportions relatives doivent être celles du magma de départ.

Affinité avec les basaltes alumineux

Dans le diagramme AlFM de Besson et Fonteilles (1974) (fig. A24), ces proportions, pour les enclaves les plus mafiques, sont celles de liquides évolués de type intermédiaire entre les lignées calco-alcalines et tholéitiques définies sur la base de suites volcaniques. Mais, ainsi que je l'ai déjà souligné (§15.2.1), les teneurs en silicé de ces enclaves sont nettement trop basses par rapport à celles qu'auraient des liquides théoriques à proportion de Mg-Al-Fe équivalentes. L'écart est surtout marqué avec la lignée tholéitique. En fait, ce diagramme ne fait référence qu'à deux types classiques de séries évolutives et ne prend pas en compte notamment la famille des basaltes alumineux. Or ces derniers et leurs différenciés présentent les mêmes décalages entre teneurs relatives en Al_2O_3 et SiO_2 que les enclaves ferrifères (voir p. ex. données de Myers et al., 1986). Si on admet que les enclaves n'ont pas été sensiblement appauvries en SiO_2 , c'est précisément à ce type de roches qu'elles ressemblent le plus. Le rapprochement est d'autant plus tentant que les massifs basiques non contaminés associés à de nombreux granitoïdes calco-alcalins varisques sont considérés comme issus d'une

souche basaltique hautement alumineuse, par exemple en Corse (Cocherie, 1984; Rossi, 1986), en Sardaigne (Braglia et al., 1981; Zorpi et al., 1989) ou dans les Pyrénées (Leterrier et Debon, 1978).

Le rapport Fe/Mg élevé du magma des enclaves pourrait être originel, de telles valeurs ont été rencontrées dans des basaltes alumineux d'arc insulaire considérés par Myers et al. (1986) comme primitifs, mais résulte plus vraisemblablement d'une différenciation par cristallisation fractionnée avec enrichissement en fer, telle qu'elle a été mise en évidence en Sardaigne (Braglia et al.; Zorpi et al. op. cit.) et dans les suites cumulatives basiques de Corse (Rossi, op. cit.), dans un contexte géologique plus proche de celui du Mont-Blanc. Cette évolution chimique pourrait être due, selon Rossi, à une absence de cristallisation précoce d'amphibole dans un contexte peu hydraté; on pourrait aussi invoquer le fractionnement massif d'olivine magnésienne. Les très faibles teneurs en Cr des enclaves pourraient refléter cette différenciation avancée.

Si ce rapprochement avec les basaltes alumineux est fondé, il implique une source ultime mantellique pour le magma des enclaves, soit par fusion au sein même du manteau de roches péridotitiques et/ou d'une croûte océanique subductée (revue de Myers et al., 1986), soit par fusion dans un contexte de base de croûte d'un coin de manteau lherzolitique (Rossi et al. 1986).

Affinité avec les monzonorites associées aux massifs anorthositiques

Les analogies chimiques entre enclaves ferrifères et monzonorites suggèrent, malgré un contexte géologique apparemment très différent, la possibilité d'une source semblable pour ces deux types de roches. Selon Duchesne et al. (1989), les monzonorites les moins évoluées correspondraient à des liquides primaires riches en fer, génétiquement indépendants des anorthosites environnantes, et engendrant par cristallisation fractionnée la série évolutive monzonorite - mangerite - mangerite quartzifère. Ces liquides monzonoritiques résulteraient d'une fusion partielle peu avancée, en conditions anhydres et à pression modérément élevée, de roches (méta)basiques de composition variable situées dans la croûte profonde, hypothèse étayée par les expériences de Baker et Eggler (1987).

Apport des éléments traces

Par le fait qu'on ignore dans quelle mesure les éléments traces du magma des enclaves ont pu être concentrés ou dilués par contamination, soit tardive avec le granite du Mont-Blanc, soit précoce selon des mécanismes à définir, leur utilisation à des fins typologiques est à mon avis exclue et le doute demeure quant au caractère originel ou non de leur teneur dans ces roches.

D'un côté et dans la perspective d'une origine anatectique crustale, les teneurs inhabituelles et irrégulières en certains éléments traces réputés peu mobiles des enclaves ferrifères, tel Zr ou Y, pourraient être imputées à la nature particulière du matériel basique fondu.

D'un autre côté, le fait que les mêmes éléments soient systématiquement concentrés ou dilués de la même manière dans des enclaves de composition très variée incluses dans des roches acides de types également très divers (p. ex. calco-alcalin granodioritique de Sardaigne, Zorpi et al., 1989; alumineux d'Elbe; potassique du Mte Amiata, Van Bergen et al., 1983; etc...) milite plutôt en faveur de mécanismes de contamination.

Conclusion

La composition chimique inhabituelle des enclaves ferrifères hypothèque fondamentalement toute recherche de parenté pour le magma générateur de ces roches. Je n'ai aucun argument objectif permettant d'écarter définitivement l'une ou l'autre des hypothèses formulées ci-dessus. On notera tout de même que le caractère alumineux et faiblement titané de ce magma s'accommode apparemment mieux d'une source mantellique que crustale...

15.3 RELATIONS GÉNÉTIQUES ENTRE ENCLAVES FERRIFÈRES, MAGNÉSIENNES ET LE GRANITE DU MONT-BLANC VU SOUS L'ANGLE GÉOCHIMIQUE

15.3.1 Relations entre enclaves magnésiennes et ferrifères

Elles dépendent étroitement de la succession d'hypothèses formulées à propos des enclaves ferrifères et ne sauraient être établies avec certitude.

Si le caractère anormal des enclaves ferrifères est originel, le magma qu'elles représentent n'a pas de lien avec les suites basiques classiques et sa source doit être recherchée dans la fusion de niveaux structuraux particuliers, en totale indépendance de celle des enclaves magnésiennes.

Si les quelques similitudes indéniables existant entre enclaves ferrifères et magnésiennes ont un caractère originel, elles pourraient être de filiation commune et dériver de roches basiques alumineuses calco-alcalines. Dans cette éventualité et si le rapport Fe/Mg des enclaves n'a pas été affecté par le granite, le magma générateur des enclaves ferrifères devait être distinct de celui des enclaves magnésiennes au moment des mélanges mécaniques principaux avec le magma granitique. Diverses situations peuvent dès lors être imaginées, en tenant compte d'une mise en place des enclaves ferrifères dans le granite légèrement antérieure à celle des autres et en s'inspirant des relations géométriques visibles entre massifs basiques stratifiés et granitoïdes dans les associations calco-alcalines de Corse (Rossi, 1986; Ohnenstetter et Rossi, 1987). Elles incluent l'existence de deux réservoirs de magma basique de filiation identique, mais évoluant sous des conditions de PH_2O différentes et injectant chacun une partie de leurs liquides résiduels dans le magma granitique sus-jacent; celle d'un seul grand réservoir profond hétérogène(?); celle d'un réservoir évoluant vers un enrichissement en fer avec des venues mantelliques tardives plus magnésiennes...

Dans l'éventualité peu probable où le rapport Fe/Mg du magma des enclaves aurait été déterminé par l'environnement granitique, soit tardivement, soit à un niveau plus profond, on peut imaginer qu'un seul réservoir magmatique basique fut présent, conférant aux deux populations d'enclaves un degré de parenté très étroit. Il subsisterait néanmoins la question de sa survivance jusqu'à la mise en place des filons tardifs, évoqués au § 15.1.3.

15.3.2 Relations entre enclave et granite

Il a été clairement démontré que les deux populations d'enclaves et le granite du Mont-Blanc tel qu'il est représenté à l'affleurement ne constituent pas les termes d'une suite unique de différenciation par cristallisation fractionnée, mais des sub-systèmes ayant interagi de manière plus ou moins complexe. Le granite étant l'expression d'un magma déjà différencié, on peut se demander si les magmas basiques à l'origine des enclaves pourraient représenter l'équivalent du magma granitique parental qui, lui, aurait évolué régulièrement par cristallisation fractionnée. Ce lien de parenté peut être invoqué sur la base des caractéristiques chimiques communes aux enclaves et au granite, qui leur confère à tous un caractère calco-alcalin s.l.

Les seules données chimiques disponibles ne permettent pas à mon avis de déterminer si ces similitudes sont le fait d'une origine commune et unique ou si elles résultent seulement d'une convergence entre deux matériaux fondamentalement différents, l'un mantellique et l'autre crustal, par le jeu d'hybridations successives. On touche là à la question fondamentale et largement débattue de l'origine des associations granitiques calco-alcalines, notamment varisques. Elle sera abordée à un niveau plus général dans le chapitre 16.

15.4 CONCLUSION

L'étude géochimique des enclaves microgrenues du granite du Mont-Blanc conduit à en distinguer deux populations:

les enclaves dites magnésiennes ont des caractéristiques de roches calco-alcalines relativement riches en potassium; leur gamme de composition résulte d'un processus dominant de mélanges de magmas entre un pôle acide représenté par le granite du Mont-Blanc et un pôle basique représenté par les enclaves les plus mafiques et par les filons micromonzodioritiques tardifs. Ce magma basique a une origine mantellique et a été contaminé par du matériel crustal avant les phases de mélange décrites ci-dessus;

les enclaves dites ferrifères ont également quelques caractéristiques fondamentales de roches calco-alcalines, mais une composition globalement anormale apparemment commune chez les enclaves microgrenues en général et qui est imputée principalement à des phénomènes de contamination chimique par le granite en présence d'une phase fluide sous contrôle minéralogique. La gamme de composition de ces enclaves résulte prioritairement de la conjugaison de ces processus d'hybridation chimique et de mélanges mécaniques de magmas dont l'importance relative est difficile à évaluer.

L'origine du magma basique générateur des enclaves ferrifères ne peut être déterminée avec certitude en l'absence d'une quantification possible des processus de contamination. Si l'on ne peut exclure une source crustale profonde, la préférence est accordée à une origine mantellique identique à celle du magma des enclaves magnésiennes. Dans cette hypothèse, la coexistence spatiale de deux populations d'enclaves au sein du granite du Mont-Blanc peut résulter de deux lignées de magmas basiques de souche commune se différenciant dans des conditions physiques différentes (PH_2O) avant d'être hybridés par le magma granitique.

CHAPITRE 16: CONCLUSION À L'ÉTUDE DU MASSIF DU MONT-BLANC

16.1 TYPOLOGIE DE L'ASSOCIATION MAGMATIQUE DU MONT-BLANC

Ce paragraphe a pour but de situer sous un angle purement comparatif et non génétique l'intrusion du Mont-Blanc, considérée dans son ensemble granites-enclaves-filons, par rapport aux séries magmatiques classiques et au sein de l'ensemble des granitoïdes varisques français. Bon nombre des classifications citées ont été décrites dans le paragraphe 6.2 et ne feront pas l'objet d'un commentaire détaillé.

16.1.1 Classification modale

L'aire de répartition des roches du Mont-Blanc dans le triangle QAP de Streckeisen (1974) s'inscrit parfaitement dans la tendance "calco-alcaline granodioritique" ou "moyennement potassique" de la classification de Lameyre et Bowden (1982) (comparer les figures A17 et 69), malgré leur teneur relativement élevée en potassium. On notera tout de même le léger débordement de l'aire des granitoïdes sur les champs des monzonites et syénites quartzifères.

16.1.2 Classification chimique sur roche totale

En raison de leur caractère chimique "anormal", certainement non originel au niveau des alcalins, les enclaves ferrifères ne seront pas prises en considération dans la plupart des diagrammes. Il a été abondamment question dans les chapitres précédents des diagrammes discriminants de Brown, AFM et AIFM (figs A20, A23 et A24), dans lesquels la suite filons - enclaves magnésiennes - granites a une affinité calco-alcaline à légèrement alcali-calcique pour les termes acides, due à leur richesse relative en alcalins, par ailleurs manifeste dans le diagramme de Kuno (1959) (fig. A21).

La classification de Batchelor et Bowden (1985), basée sur le diagramme R1-R2 (fig. 141) va dans le même sens; la tendance évolutive du Mont-Blanc s'enracine dans le champ calco-alcalin et évolue en direction du champ calco-alcalin potassique (dans lequel se trouvent déjà les filons sombres). Cette affinité calco-alcaline s.l. est confirmée au niveau des éléments traces, tant pour les enclaves et filons (voir diagramme arachnéen, fig. A13) que pour le granite (fig. 121).

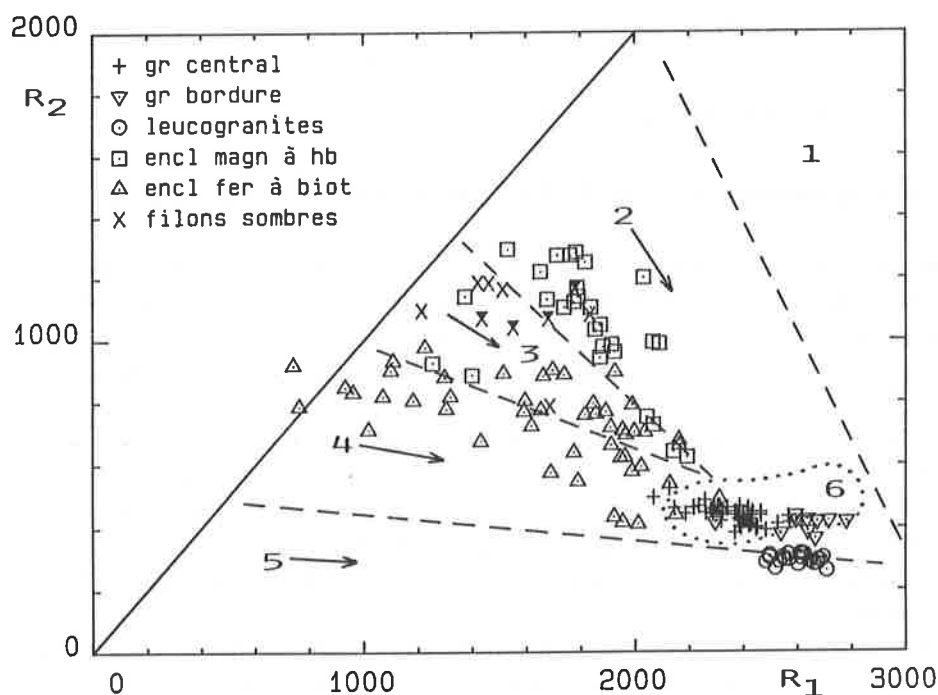


Figure 141: position des roches de l'association magmatique du Mont-Blanc dans le diagramme de classification typologique des séries granitiques de Batchelor et Bowden (1984) (voir fig. A18 pour la signification des facteurs R). Domaine 1: tholéiitique (différenciats mantelliques), 2: calco-alcalin et trondhjémitique (collision pré-plaque), 3: calco-alcalin potassique (soulèvement post-collisionnel), 4: sub-alcalin monzonitique (tardi-orogénique), 5: alcalin et hyperalcalin (anorogénique), 6: anatectique, granites à 2 micas (syn-collision).

16.1.3 Typologie chimico-minéralogique basée sur l'exemple des granitoïdes varisques français

L'abondance et la diversité des granitoïdes varisques en France a conduit à différentes classifications, dont le recouvrement est souvent partiel et dont l'utilisation en parallèle peut conduire à une certaine confusion. Afin de pouvoir situer le granite du Mont-Blanc dans son contexte ouest-européen et le comparer directement avec des plutons mieux connus d'un point de vue isotopique et plus riches en roches basiques à l'affleurement; j'ai tenté une synthèse des divers

critères chimiques et minéralogiques utilisés dans les principales classifications. On peut distinguer ainsi quatre groupes principaux de granites varisques sur la base des travaux de Stussi et La Roche (1984) et de Rossi (1986).

1) les **granites aluminopotassiques** (hyperalumineux) caractérisés par le développement de minéraux aluminés (cordiérite, sillimanite, grenat, muscovite) et de zircons à forme {211} dominante sur la forme {101} (indice A faible) (Pupin, 1980).

2) les **granites calco-alkalins s.s. des associations granodioritiques** (CAT et CAG de la classification de Lameyre et Bowden, 1982, fig.69), riches en roches basiques à intermédiaires de type dioritique, peu potassiques, clairement calco-alkalines dans le diagramme de Brown (1981), avec des zircons à formes {101} et {211} également développées (cf. fig. 17b et c). Ils incluent notamment les massifs pyrénéens de Caunterets-Panticosa, de la Maladetta, du Quérigut, une partie du batholite corso-sarde, le Champ-du-Feu dans les Vosges, etc...

3) et 4) les **granites calco-alkalins à alcali-calciques à caractère potassique des associations monzonitiques** également associés à des roches basiques (CAM de Lameyre et Bowden, 1982) appelés abusivement subalkalins potassiques à la suite de Barrière (1977). Ces roches se disposent le long de la limite entre les champs calco-alkalin et alcali-calcique du diagramme de Brown (1981) (p. ex. fig. A20) ou entièrement dans le second. On peut les subdiviser en deux catégories: les granites magnésio-potassiques et les granites ferro-potassiques.

3) Les **associations magnésio-potassiques** sont riches en termes monzonitiques, les faciès les plus sombres présentent souvent les caractères minéralogiques et chimiques typiques des vauugnérites ou des durbachites. Elles sont caractérisées par le comportement singulier de Mg et K: la teneur en K_2O est élevée et constante en fonction de MgO ou de SiO_2 . Ces granitoïdes sont par ailleurs riches en Ba, Sr, U, Th et terres rares légères, dont les spectres complets sont très fractionnés. Minéralogiquement (exemple de la Corse; Rossi, 1986), le feldspath alcalin est abondant, le sphène omniprésent en grands cristaux idiomorphes; les zircons ont des formes {101} et {201} également développées (indice A compris entre 400 et 500, fig. 17c). Les roches basiques associées et les termes intermédiaires contiennent du clinopyroxène, de l'amphibole et de la biotite, de composition magnésienne variant faiblement. Les sulfures, dont la pyrite, sont abondants et les oxydes ferrotitanés consistent en ilménite. Cette minéralogie reflète, selon Rossi (op. cit.), des conditions de cristallisation ayant débuté à haute température (900°C pour les biotites) sous faible $P(H_2O)$.

Les exemples de ce magmatisme magnésio-potassique sont nombreux dans le domaine varisque d'Europe occidentale: Balagne (Corse), Montagne Bourbonnaise (Massif Central français), massif des Ballons (Vosges) et plus près du Mont-Blanc, dans les massifs cristallins externes: le granite de la Lauzière (Belledonne) et ceux, multiples, du Haut-Dauphiné (Pelvoux): par exemple Colle-Blanche, Moutières, Grun, Rochail, etc...(Banzet, 1987).

4) l'**association ferro-potassique** est représentée par les "granites rouges" armoricains, dont celui de Ploumanac'h (Barrière, 1977), également associé à des roches basiques. Ce massif est souvent englobé dans la catégorie précédente, malgré ses caractéristiques très différentes: le clinopyroxène est absent, ses biotites sont ferrifères et ses zircons ont un indice A élevé (champ 5, fig. 17c) associé à un indice T également élevé (Pupin, 1980). Les roches de Ploumanac'h tombent dans le champ alcali-calcique du diagramme de Brown (1981), près de la limite du champ calco-alkalin. On devrait donc formellement parler de granite alcali-calcique à caractère ferro-potassique.

Position du granite du Mont-Blanc

L'aire de répartition des filons, enclaves magnésiennes et granites du Mont-Blanc est comparée avec celle de quelques associations granitiques varisques de France dans le diagramme SiO_2 -alkalins de la figure 142. Par l'ensemble de ses caractéristiques minéralogiques et chimiques, l'association magmatique du Mont-Blanc se distingue fondamentalement de celles à caractère magnésio-potassique. Elle présente par contre des affinités marquées au niveau des roches acides avec celles à caractère ferro-potassique, par sa teneur en alcalins, la composition de ses biotites (fig. 114 et 115) et la typologie de ses zircons (fig. 117b). Ces similitudes ne doivent cependant pas faire oublier l'absence de termes monzonitiques dans le Mont-Blanc (enclaves ferrifères comprises) et l'affinité fondamentalement calco-alkaline s.s de la famille des enclaves magnésiennes. Considérée dans son ensemble, l'association magmatique du Mont-Blanc a donc un caractère ambivalent original; essentiellement alcali-calcique (subalkaline), et subsidiairement calco-alkaline granodioritique. Cette ambivalence pourrait résulter d'une absence de relations génétiques originelles entre granite et enclaves magnésiennes... La prise en compte des enclaves ferrifères ne modifie en rien ces conclusions, leur caractère alcalin étant acquis secondairement.

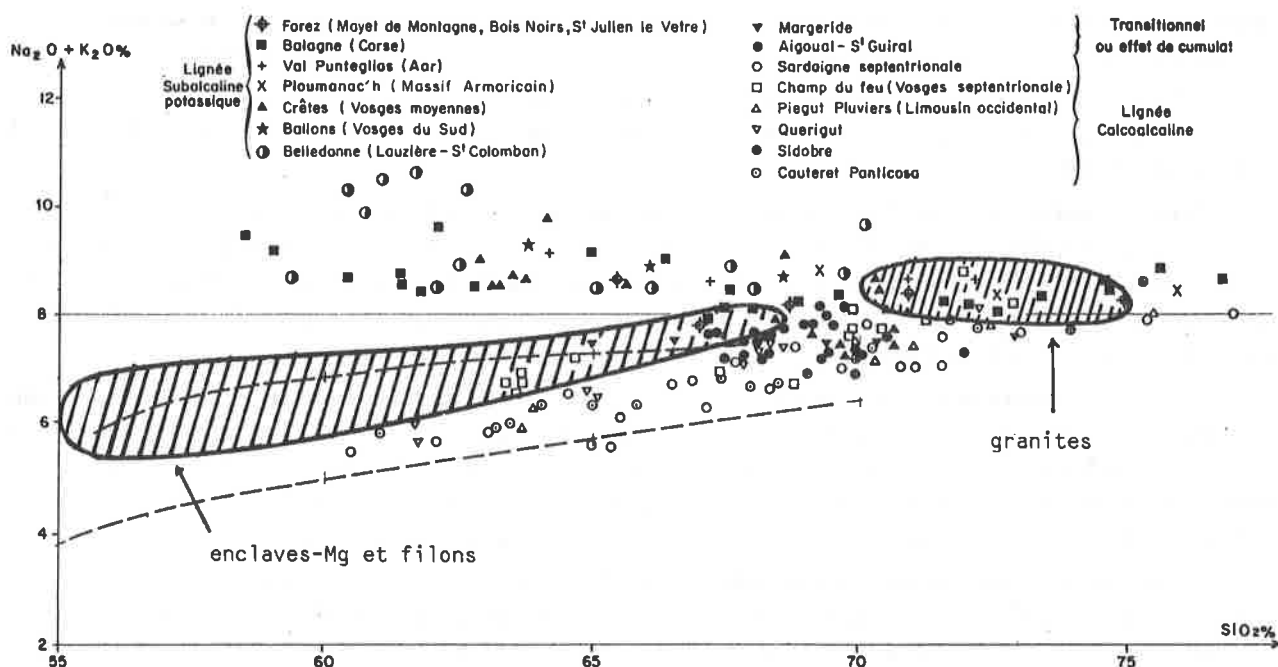


Figure 142: position des faciès principaux de l'association magmatique du Mont-Blanc au sein de quelques granitoïdes carbonifères français des lignées calco-alcalines et subcalcalines (alcali-calcique) potassique (tiré de Lameyre et Autran, 1980).

16.2 RELATIONS GÉNÉTIQUES ENTRE ENCLAVES ET GRANITE - ORIGINE DU GRANITE DU MONT-BLANC

Dans toute association spatio-temporelle de roches acides et basiques au sens large se pose inévitablement la question de leur cogénéisme éventuel et par voie de conséquence celle de l'origine ultime de l'ensemble de ces roches. Ces questions fondamentales ont été largement débattues à propos des granitoïdes calco-alcalins varisques, puisque leur caractéristique principale est précisément d'être associés à des masses basiques à ultrabasiques d'importance volumique variable. Avant d'aborder le cas particulier du granite du Mont-Blanc, délicat par la rareté des données isotopiques et l'absence de roches véritablement basiques en son sein, je vais passer en revue quelques exemples d'associations acide-basique dont la situation est plus favorable de ce point de vue.

16.2.1 Hypothèses génétiques sur les relations entre roches basiques et granitoïdes calco-alcalins varisques dans la littérature

Les associations calco-alcalines granodioritiques

QUÉRIGUT

Le massif pyrénéen du Quérigut présente une association très large de roches allant d'amphibolites et gabbrodiorites à des monzogranites et granites à deux micas en passant par des stocks dioritiques et granodioritiques (Leterrier, 1972; Marre, 1973). L'ensemble définit une tendance évolutive calco-alcaline parfaite dans le diagramme AFM. Selon Leterrier, cette association résulterait de la mise en place simultanée et de l'interaction de deux magmas indépendants, l'un basaltique mantellique hautement alumineux générateur des roches basiques et l'autre acide d'origine anatectique crustale. Les granodiorites et tonalites résulteraient d'interactions entre les deux. Les données isotopiques confirment ce point de vue. Selon Fourcade et Allègre (1981) et Ben Othman et al. (1984), les données Sm-Nd excluent une filiation à partir d'une source unique; les divers faciès granitiques présentent des hétérogénéités isotopiques au niveau du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et pour certains au niveau du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, qui indiquent une origine par anatexie crustale de terrains variés, ce que confirment les hautes valeurs de leur rapport initial du strontium (0,7095 à plus de 0,710). Les caractéristiques isotopiques des roches basiques suggèrent une évolution combinée par cristallisation fractionnée et assimilation de matériel crustal ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}} = 0,706$). Les granodiorites pourraient résulter de mélanges entre magma anatectique et magma basique différencié ou d'une simple fusion d'un niveau crustal particulier.

L'interprétation proposée est celle d'une intrusion de magma basique mantellique dans la croûte continentale, induisant sa fusion partielle et des mélanges de magmas.

SAINT-LAURENT - LA JUNQUERA

Ce complexe est situé à quelque 50 Km au Sud-Est de celui du Quérigut dans les Pyrénées orientales. Il est constitué d'une suite granodiorites - monzogranites - granites leucocrates à miaroles accompagnée de corps basiques relativement grands comprenant des gabbronorites, des cortlandites et des diorites (Autran et al., 1970). Les données isotopiques (Cocherie, 1984) indiquent une origine crustale pour l'ensemble "granodiorite et granites" avec un rapport initial du strontium de 0,7106 (âge de 282 ± 5 M.a) et des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 8,9 et 10,8. Les roches basiques apparaissent pour la plupart comme du matériel mantellique non cogénétique des granitoïdes, sur la base des éléments traces et de teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ parfois très basses (5,1 à 6,1 pour-mille), progressivement contaminé par du matériel crustal. Ceci est suggéré par une gamme étendue des rapports initiaux du strontium (0,7055-0,7110) et des $\delta^{18}\text{O}$ dans une moindre mesure (5,1 - 7,7 pour-mille), ces deux paramètres évoluant corrélativement.

Cocherie (1984) invoque un processus de cristallisation fractionnée pour la suite granodiorite-granites à partir d'un bain tonalitique d'origine crustale ou d'origine hybride par mélange avec des magmas mantelliques.

MALADETTA

Situé dans les Pyrénées centrales, ce complexe consiste principalement en granodiorites à biotite \pm amphibole riches en enclaves dioritiques, en un granite à deux micas entouré de granodiorite et diorite et en un seul petit stock (2 Km) marginal de gabbronorite mis en place précocement. Sur la base d'une étude isotopique de Sr, Pb et O, Michard-Vitrac et al. (1980) ont conclu à une origine totalement crustale par fusion à différents niveaux d'une source composite incluant des métasédiments et des roches d'origine mantellique, par exemple des amphibolites.

Ils interprètent les gabbronorites (à texture doléritique!) comme des cumulats issus d'un magma initialement plus siliceux (andésitique ou dacitique) et voient dans une partie des enclaves microgrenues l'expression de matériel restitique. Cette hypothèse me semble être en contradiction avec les données texturales; de manière plus générale on peut se demander si les roches basiques n'auraient pas acquis leurs caractéristiques isotopiques particulières ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}} = 0,7092$, $\delta^{18}\text{O} = 8,7-9,6$ pour-mille) par contamination crustale, tout en étant directement issues du manteau comme dans le cas des massifs évoqués précédemment.

CAUTERETS-PANTICOSA

Ce complexe des Pyrénées occidentales n'a, à ma connaissance, pas été étudié sous l'angle isotopique, mais a fait l'objet d'une thèse détaillée sur ses enclaves microgrenues (Debon, 1975). Il consiste en une juxtaposition de trois massifs zonés concentriquement et riches en enclaves isolées ou en essaims et amas de grandes dimensions. Les faciès acides comprennent des granodiorites, des monzogranites et des granites hyperalumineux à cordiérite; les faciès basiques consistent en gabbro-diorites et diorites plus classiques. Debon (1975, 1980) et Leterrier et Debon (1978) invoquent une origine mantellique (basalte alumineux) pour le magma à l'origine des enclaves et des septa basiques, qui aurait été diversement hybridé par des magmas granitiques d'origine crustale. Ces processus d'hybridation incluraient des mélanges mécaniques et surtout des échanges métasomatiques.

CONCLUSION SUR LES MASSIFS PYRÉNÉENS

Le caractère radiogénique de la croûte continentale pyrénéenne confère aux granitoïdes de ce secteur des rapports initiaux du strontium élevés, qui ne mettent pas en doute leur origine essentiellement crustale. L'exemple du Quérigut montre par ailleurs que les interactions entre des magmas d'origine contrastée, à savoir un magma basique mantellique et des magmas acides crustaux, peut engendrer une lignée évolutive calco-alkaline très régulière.

LE BATHOLITE CORSE

Le secteur sud-occidental de la Corse est presque exclusivement constitué d'intrusions calco-alkalines s.s. successives. Elles consistent en formations granodioritiques, monzogranitiques, monzogranitiques leucocrates et en massifs basiques à ultrabasiques plus ou moins stratifiés (Rossi, 1986). Les complexes basiques associés aux granodiorites se sont mis en place plus ou moins en même temps que ces dernières; ceux associés aux granites leur sont le plus souvent postérieurs. Les granodiorites contiennent toujours des matériaux dioritiques, parfois gabbroïques, sous forme d'enclaves, de septa et de corps plus grands. Granodiorites et diorites sont localement extrêmement imbriquées et donnent l'impression de mélanges.

L'origine mantellique des complexes basiques est évidente. Rossi (1986) a distingué deux subséries développées à partir du même basalte hautement alumineux, mais ayant évolué dans des conditions de $P(\text{H}_2\text{O})$ différentes; subsérie peu hydratée avec la succession péridotites - anorthosite - troctolite - gabbronorite à olivine - diorite à olivine; subsérie hydratée avec la succession cumulats à \pm plagioclase \pm olivine avec hornblende postcumulus, cortlandites, leucogabbros à hornblende, hornblendites, diorites à amphibole. Les termes de cette subsérie hydratée sont comparables aux roches basiques du massif du Quérigut, ce sont eux qui sont associés aux granodiorites. D'une manière générale, on observe tous

les passages de grands panneaux de diorite à amphibole jusqu'à de petites enclaves microgrenues dispersées dans la masse granodioritique. A cette diminution de taille correspond une diminution du caractère "mantellique" des diorites. Les plus petits septa et les enclaves ne montrent plus aucun contraste isotopique avec leur encaissant acide et les compositions de leurs ferromagnésiens respectifs deviennent sub-identiques. Ces phénomènes sont attribués aux effets d'une interaction entre magmas acide et basique. Les granodiorites elles-mêmes sont considérées par Cocherie (1984) comme le produit de mélanges entre ces derniers.

La source des granites est moins évidente en raison de leurs rapports isotopiques bas: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7065$ et $\delta^{18}\text{O} = 7,4-8,9$. Cocherie la situe dans un niveau homogène de la croûte continentale, dont les caractéristiques isotopiques seraient différentes de celles du protolite pyrénéen, signe probable d'un âge plus faible, estimé à 850 Ma.

En résumé, Rossi et Cocherie considèrent qu'il y a fondamentalement bimagmatisme acide et basique, impliquant des sources mantellique et crustale et que les termes intermédiaires de cette association résultent d'interactions entre ces magmas.

Les associations calco-alkalines magnésio-potassiques

CORSE

Les intrusions magnésio-potassiques sont bien représentées en Corse septentrionale (Balagne), où elles consistent en une association de termes acides (monzonites - monzonites quartzifères - monzogranites) et de termes basiques (méladiorites quartzifères et mélasynénites) proches des - ou identiques aux - vagnérinites et durbachites, formant des essaims déca- à hectométriques dans les granitoïdes et dont les relations texturales reflètent la nature comagmatique (Rossi, 1986). Il y a un lien certain entre roches basiques et granitoïdes au niveau minéralogique et chimique par leur similitude dans leurs teneurs en Mg et K, la composition de leurs opaques, l'omniprésence du sphène, le caractère magnésien de la biotite et barytique du feldspath alcalin.

Cocherie (1984) a rapporté l'ensemble de ces roches à une suite évoluant par cristallisation fractionnée à partir d'un magma unique monzodioritique d'origine crustale sur la base de la distribution des terres rares. Rossi réfute cette hypothèse et invoque un bimagmatisme sur la base du contraste existant entre les rapports isotopiques des termes acides et basiques. Il attribue une origine mantellique à ces derniers ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70476$; $\delta^{18}\text{O} = 6,2$ pour-mille) et une origine crustale aux granitoïdes ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7071$; $\delta^{18}\text{O} = 8,0-8,2$ pour-mille). Dans cette hypothèse, la consanguinité indéniable entre roches basiques et granitoïdes résulterait de mécanismes d'interactions encore à définir...

HAUT-DAUPHINÉ

Plusieurs intrusions de type magnésio-potassique ont été reconnues et étudiées par Banzet (1987) dans le massif cristallin externe alpin du Pelvoux. Elles consistent en l'association en proportions variables des mêmes types de roches que celles de Corse, avec parfois une nette dominance de termes sombres, basiques à intermédiaires (plutons de Colle-Blanche et de Moutières). Les relations texturales reflètent une mise en place synchrone de tous les faciès.

On observe à nouveau des liens chimiques étroits entre roches basiques et granitoïdes, telle leur richesse commune en MgO, K₂O, Ba, Sr, U, Th et terres rares légères. Comme Rossi (1986) et d'autres auteurs ayant travaillé sur les vagnérinites (p. ex. Sabatier, 1984; Montel et Weisbrod, 1986), Banzet rapporte les roches basiques à un magma basaltique d'origine mantellique. Il aurait une affinité shoshonitique due à la fusion partielle d'un manteau métasomatisé; puis aurait subi des interactions importantes et répétées avec du matériel crustal, conduisant à l'incorporation de zircons granulitiques et à un enrichissement éventuel en Sr, Ba, Th et U. Les granitoïdes auraient une origine crustale et auraient acquis leurs affinités magnésio-potassiques par interactions complexes avec le magma basique.

Les données isotopiques reflètent des rapports initiaux inhabituels; celui de certaines roches basiques est ainsi plus élevé que celui des granitoïdes (de l'ordre de 0,707), ce que Banzet attribue à la nature shoshonitique du magma basaltique initial.

L'ASSOCIATION ALCALI-CALCIQUE FERRO-POTASSIQUE DE PLOUMANAC'H

Ce complexe centré armoricain (Barrière, 1977) est formé d'un monzo- à syénogranite à gros grains principal périphérique, de monzogranites fins en anneau intermédiaire et d'un coeur monzogranitique à muscovite plus ou moins abondante et cordiérite. Des roches basiques et intermédiaires (gabbronorite, monzodiorite, diorite quartzifère, granodiorite) sont associées au granite à gros grains, en masses volumineuses ou en enclaves. Les relations texturales dénotent une mise en place synchrone. Selon Barrière, gabbros et granites à gros grains formeraient une série de différenciation de filiation mantellique avec une légère contribution crustale reflétée par la présence de zircons arrondis au sein des granites.

Un âge de 302 ± 25 Ma avec un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7058 \pm 4$ (, 1976 dans Albaredo et al., 1980) a été obtenu sur l'ensemble granites à gros grains - granites intermédiaires et roches basiques. Considérées séparément, ces dernières ont un rapport initial de l'ordre de 0,705 et les granites synchrones à gros grains de $0,7062 \pm 0,0005$. Une étude isotopique de l'oxygène a conduit Albaredo et al. à réfuter l'hypothèse de Barrière. Ces auteurs distinguent trois

magmas non cogénétiques: (1) un magma basique mantellique d'affinité alcaline ($\delta^{18}\text{O} \approx 6$), (2) un magma acide principal générateur des granites à gros grains et intermédiaires, dont les caractères isotopiques ($\text{Sr}_i = 0,7062$; $\delta^{18}\text{O} \approx 9$) situent sa source dans la croûte inférieure, le matériel fondu pouvant correspondre à des amphibolites, des granulites ou des métagraywackes immatures, (3) un magma acide hyperalumineux d'origine crustale indubitable ($\delta^{18}\text{O} = 12,3$), générateur du granite central à cordiérite et deux micas.

En conclusion

Ce rapide survol de diverses associations de roches basiques et granitiques calco-alkalines s.l. permet de dégager quelques points d'ordre général, au-delà du caractère interprétatif et encore débattu de certaines interprétations:

1) il y a généralement comagmatisme acide et basique, des phénomènes d'hybridation sont systématiques;

2) lorsque des roches basiques sont présentes en masses volumineuses, leurs caractéristiques sont franchement mantelliques. Mais dès que leur taille diminue et/ou qu'elle deviennent légèrement plus acides, elles acquièrent progressivement celles de leur environnement granitique, spécialement au niveau des alcalins, des isotopes du strontium et de l'oxygène;

3) les roches granitiques s.s. ont des caractéristiques isotopiques différentes de celles des grandes masses basiques, elles ne sauraient être de filiation purement mantellique;

4) les roches intermédiaires (granodiorites, respectivement monzonites) sont souvent localisées au contact entre masses basiques et granites s.s., ceci suggère qu'elles ont été générées par hybridation complexe entre magmas acide et basique, ce que confirment les données isotopiques (qui excluent généralement de simples mélanges mécaniques).

D'une manière générale, il y a un large consensus parmi les auteurs en faveur d'une coexistence de magmas acide et basique non consanguins. Lorsque des données isotopiques sont disponibles, l'origine du magma basique est considérée comme mantellique et celle du magma acide comme crustale. Ceci est particulièrement net dans le secteur pyrénéen où la croûte continentale est très radiogénique. De même, tous les auteurs s'accordent à souligner l'importance majeure de phénomènes d'hybridation, qui confèreraient à l'ensemble des roches un caractère consanguin d'origine secondaire. Cependant, les mécanismes de cette hybridation ne sont pas toujours clairs, spécialement dans le cas des associations magnésio-potassiques; les contraintes imposées par les bilans de masse au niveau des éléments majeurs impliquent la prédominance de contaminations sélectives, toujours délicates à démontrer.

16.2.2 Origine du granite et des enclaves du Mont-Blanc

En raison de l'absence de masses basiques importantes, de celle de larges volumes de faciès intermédiaires à acides (granodiorites ou monzonites quartzifères) et de la rareté des données isotopiques, la question de l'origine de l'association magmatique du Mont-Blanc ne peut être en définitive que matière à spéculations.

Il a été établi qu'il y avait fondamentalement comagmatisme acide - "basique" et que l'ensemble enclaves-granite ne pouvait pas correspondre à une suite de différenciation par cristallisation fractionnée, ce qui nous place dans le contexte de l'ensemble des exemples mentionnés dans le paragraphe précédent. Quatre hypothèses génétiques peuvent dès lors être envisagées avec des variantes intermédiaires: (1) toutes les roches sont d'origine crustale; (2) les enclaves sont les témoins d'un magma basique mantellique hybridés et le granite est d'origine purement crustale; (3) granite et enclaves ont une origine essentiellement mantellique et (4) les enclaves sont mantelliques et le granite largement hybride.

(1) La question de l'origine crustale ou mantellique des enclaves a été abordée au chapitre 15. Il n'y a pas d'arguments définitifs à ce propos, surtout pour les enclaves ferrifères dont la composition de départ est inconnue. Une origine mantellique est supposée pour les enclaves magnésiennes et les filons tardifs, notamment sur la base (fragile) des travaux de Huang et Wyllie (1986) (cf § 23.1.3).

(2) une origine crustale pour le granite est plausible. Ses caractéristiques chimiques générales, l'absence de minéraux alumineux, la typologie de ses zircons, son rapport initial du strontium bas ($0,7058 \pm 0,0005$) excluent d'emblée une source métapélitique, mais on peut envisager, comme Albaredo et al. (1980) pour Ploumanac'h ou Leake (1978) pour les granites calédoniens irlandais, la fusion à haute température d'une croûte profonde granulitique, qui aurait été appauvrie en ^{87}Rb , ce qui semble être couramment le cas des granulites (Leake, op. cit.), la fusion de matériel grau-wackeux immature ou, d'une manière plus générale, celle d'un protolite à faible temps de résidence crustale.

Le caractère potassique et ferrifère du granite est compatible avec cette hypothèse de fusion en milieu relativement sec et réducteur (p. ex. Wyllie, 1977; Huang et Wyllie, 1986). On notera que les granites rapakivi protérozoïques potassiques et (très) ferrifères associés, tout comme les monzonites, aux massifs anorthositiques sont précisément considérés comme des produits d'une telle fusion (Emslie, 1978).

Le magma des enclaves magnésiennes, d'origine mantellique, aurait acquis ses affinités avec le magma granitique (notamment sa richesse relative en K et en éléments lithophiles) par hybridation précoce avec ce dernier à un niveau structural profond, avant sa mise en place définitive sous forme d'enclaves ou de filons. Les diverses hypothèses relatives à la genèse des enclaves ferrifères, énumérées au § 15.2.4, ne s'opposent pas à ce modèle.

(3) Une contribution crustale pour le granite du Mont-Blanc est indéniable étant donné la présence en son sein de zircons reliques. Cependant et par analogie avec les batholites calco-alcalins de marge active dont les caractéristiques isotopiques dénotent la prépondérance d'une composante mantellique, on peut imaginer que ce granite dérive par cristallisation fractionnée d'un magma mantellique de composition basaltique andésitique, dont les enclaves magnésiennes seraient un témoin évolué. Une contamination crustale serait à l'origine du rapport initial du strontium observé et la teneur élevée en potassium du granite résulterait d'un phénomène analogue à celui observé dans les zones internes des marges continentales actives (p. ex. Lipman et al, 1972).

On touche là au problème du cogénéisme entre le granite du Mont-Blanc et ses enclaves magnésiennes. Cette hypothèse me semble peu probable, car les suites calco-alcalines évoluant par cristallisation fractionnée ont un rapport Mg/Fe relativement élevé (comme les enclaves) et constant (Brown, 1981), dû peut-être à la précipitation d'amphibole relativement riche en fer (Helz, 1976). Or il y a un contraste très net dans la valeur de ce rapport entre enclaves et granite, peu compatible avec une source commune, ce que suggèrent par ailleurs la disposition des points d'analyse dans les diagrammes de classification (voir § 16.1). Une origine mantellique pour le granite suppose dès lors une source distincte de celle des enclaves magnésiennes, ce qui rend cette hypothèse en définitive assez improbable.

(4) l'hypothèse d'une origine hybride mantellique - crustale pour le granite est concevable dans ce contexte de bimagmatisme acide-basique. On peut imaginer la production d'un magma de composition intermédiaire (p. ex. granodioritique) par hybridation successives d'un magma basique alumineux avec des matériaux anatectiques, qui aurait ensuite évolué par cristallisation fractionnée, en accord avec la nature différenciée du granite du Mont-blanc. Ses caractères potassique et ferrifère auraient été déterminés par la composante crustale ou partiellement par le pôle basique, en admettant que les enclaves ferrifères puissent en être l'expression. Il n'y a pratiquement aucune contrainte en faveur ou défaveur de ce modèle, si ce n'est qu'aucune observation texturale ne reflète la nature hybride du granite en dehors des zones à enclaves et qu'on peut se demander d'autre par si une hybridation mécanique peut conduire à un volume de magma homogène suffisamment important pour engendrer le massif du Mont-Blanc.

En définitive, les données disponibles ne permettent pas de trancher objectivement entre ces différentes hypothèses, qui sont classiquement invoquées à propos des massifs calco-alcalins. Par comparaison avec les exemples varisques cités dans le paragraphe précédent, notamment celui de Ploumanac'h, j'incline en faveur d'une origine à dominante crustale profonde pour le magma granitique, éventuellement hybridé dans une proportion inconnue par du matériel mantellique. Dès lors, la présence des enclaves peut être interprétée de deux manières:

(1) elles sont le témoin d'un magmatisme basique mantellique actif qui a fourni la chaleur nécessaire à la fusion de la croûte et qui est ainsi directement à l'origine du magma granitique. Ce scénario "actif" est couramment invoqué pour les associations de roches basiques et acides (p. ex. Blake et al., 1965; Didier et Lameyre, 1969; Presnall et Bateman, 1973; Fourcade et Allègre, 1981; Huppert et Sparks, 1988; etc...);

(2) elles résultent de la fusion de matériel mantellique imbriqué par chevauchements infracrustaux dans la croûte profonde d'un domaine en collision sous l'action d'une remontée adiabatique (Rossi, 1986). Dans cette situation, la magmatisme basique ne joue pas de rôle direct dans la genèse des granitoïdes (si ce n'est en les hybridant et en stimulant peut-être leur mise en place dans un niveau structural supérieur (p. ex. Sparks et al., 1977; Zorpi et al., 1989); les deux types de magmas naissent en parallèle dans un contexte de soulèvement épirogénique.

Ces hypothèses sont directement liées au contexte géodynamique dans lequel s'inscrit le magmatisme varisque du Mont-Blanc. Ce dernier est évoqué dans le paragraphe ci-dessous.

16.3 CADRE GÉOTECTONIQUE RÉGIONAL

16.3.1 Géodynamique de l'orogénèse varisque

Par ses caractéristiques très différentes de celles des chaînes alpine et himalayenne - large expansion de granitoïdes, métamorphisme de haute température et basse pression, verticalité des schistosités primaires, rareté des ophiolites - la chaîne hercynienne a souvent été opposée à ces dernières et a conduit au concept dualistique d'orogénèses "hercynotype" et alpinotype" (Zwart, 1967; Zwart et Dornsiepen, 1978). L'hercynotype serait essentiellement ensialique,

alors que l'alpinotype serait caractérisé par une intervention majeure de la tectonique des plaques conduisant à une tectonique tangentielle en nappes et à un métamorphisme de haute pression bien développés.

Depuis 1970 environ, diverses tentatives ont été faites pour expliquer l'orogénèse varisque en termes de tectonique des plaques (voir revues dans Bard et al., 1980; Ziegler, 1986, Matte, 1986) et ont conduit à supposer l'existence en Europe d'océans paléozoïques, dont le nombre, la localisation et l'extension varient suivant les modèles.

A l'heure actuelle, il semble bien établi qu'il y a eu mouvements relatifs de plaques sur la base de données paléomagnétiques (Bonhommet et Perroud, 1986), ce qui exclut le concept d'ensialisme pur pour l'orogénèse varisque. De même, l'existence de croûte océanique est attestée par la présence de metabasites d'affinité médio-océanique en de nombreux points du segment français de la chaîne (Bodinier et al., 1986), notamment à Chamrousse dans le massif externe de Belledonne. Une inconnue de taille demeure quant aux dimensions de ce ou ces bassins océaniques. Matte (1986) reconnaît que les données paléomagnétiques sur l'Ordovicien ne permettent pas de les mettre en évidence. Bodinier et al. soulignent que s'il y a eu océanisation précoce, certaines caractéristiques des roches basiques sont incompatibles avec une genèse au niveau d'une ride, dans un vaste domaine océanique, notamment l'existence de séries calco-alcalines et leur association à de puissantes séries détritiques. Ces auteurs proposent un modèle de bassins marginaux ou d'arrière-arc en bordure de marge continentale. Ménot (1987) conclut également à une océanisation limitée pour le massif de Chamrousse.

Enfin, il est maintenant largement admis qu'une tectonique tangentielle s'est manifestée dans l'orogénèse varisque (Matte, 1986), se traduisant par de grandes nappes et chevauchements, dont l'amplitude peut atteindre 200 Km. D'autre part, des témoins d'un métamorphisme granulitique et éclogitique de haute pression (10-16 Kb), daté de 430 - 400 Ma, sont reconnus dans les parties cristallines internes des divers secteurs de la chaîne (Matte, op. cit.) et interprétées comme les témoins d'une subduction-obduction.

Les modèles

Parmi les nombreux modèles proposés, je n'en évoquerai que deux, qui ont des implications directes sur l'interprétation géotectonique donnée aux granitoïdes calco-alcalins varisques d'Europe occidentale. Celui de Matte (1986) est fondé sur les données géologiques du secteur Espagne - Armorique - Massif Central; celui d'Ohnenstetter et Rossi (1987) sur celles du bloc corso-sarde.

EXISTENCE D'OCÉANS DANS LE SECTEUR FRANÇAIS DE LA CHAÎNE VARISQUE

Matte envisage l'existence de deux domaines océaniques au Cambro-Ordovicien, l'un situé au Nord de la chaîne actuelle (Rhéic), l'autre au Sud (l'océan du Massif Central), dont les traces seraient attestées par des zones de suture jalonnées de metabasites. Matte propose un modèle d'obduction-collision avec la succession chronologique suivante (fig. 143), qui recouvre celle proposée par Von Raumer (1987) pour le secteur des massifs cristallins externes (voir § 11.2):

- Cambro-Ordovicien: contexte extensif, existence de domaines océaniques de taille inconnue,
- subduction-obduction dès le Silurien (métamorphisme de haute pression vers 430-380 Ma),
- collision continentale durant le Dévonien inférieur à moyen (car anatexie précoce rapportée aux chevauchements intracrustaux et fort épaissement de la croûte (30-60 Km) conduisant à sa fusion partielle, soit à un niveau structural intermédiaire en contexte hydraté (granites hyperalumineux entre 370 et 300 Ma), soit à un niveau basal en contexte peu hydraté (granitoïdes calco-alcalins hybrides avec participation mantellique),
- érosion précoce et très intense dès le Carbonifère inférieur (350 Ma), forte surrection du bâti.

Matte exclut les modèles géodynamiques où sont proposées des zones de subduction de type andin (océan-continent) orientées vers le Nord, actives pendant le Dévonien ou le Carbonifère, car ils sont incompatibles avec les données géologiques disponibles.

Si le modèle de Matte intègre bien les données des secteurs ibérique, armoricain et du Massif Central, sa prolongation vers l'Est pose de sérieux problèmes, notamment dans la région des massifs cristallins externes alpins et celle de la Corse - Sardaigne. Ces derniers pourraient résulter de l'existence de plusieurs microcontinents indépendants avant leur regroupement final au Carbonifère.

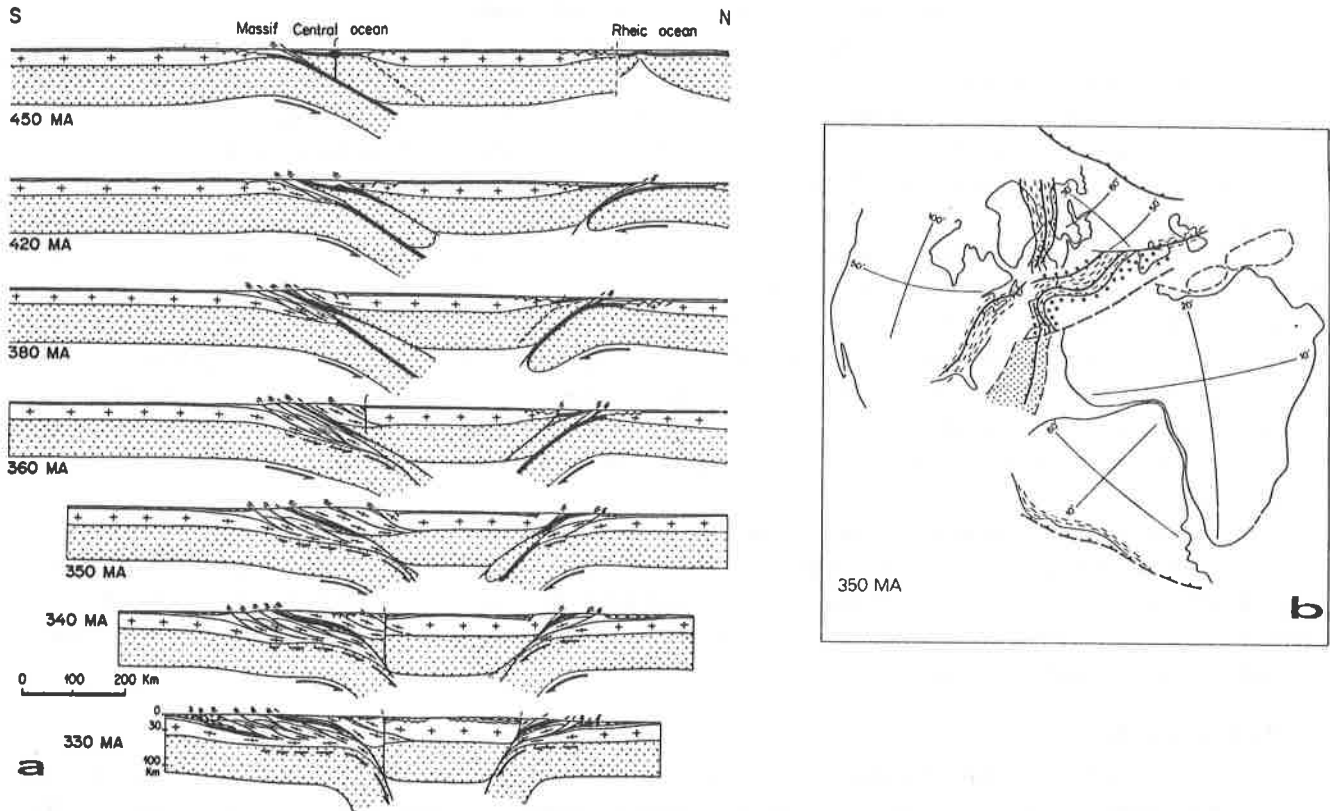


Figure 143 a: modèle d'évolution de la chaîne varisque d'Europe sur la transversale Ardennes-Massif central français de Matte (1986). Pointillé = manteau, croix = croûte continentale, noir = croûte océanique ou d'arc, blanc = sédiments paléozoïques, cercles ouverts = bassins d'avant-chaîne dévono-carbonifères. **b:** position des continents au Carbonifère inférieur selon le même auteur, pointillés = océans, traits gras = sutures.

MARGE ACTIVE ORIENTALE

Selon Ohnenstetter et Rossi (1987), on peut reconnaître en Europe occidentale deux ceintures de structuration varisque parallèles à l'arc alpin. La première, occidentale, est caractérisée par la présence de granitoïdes magnésio-potassiques précoces et par une abondance d'intrusions basiques associées aux granitoïdes; la seconde, orientale, par une association d'ultramafites mantelliques/granulites accompagnée de complexes basiques stratifiés, comme dans la zone d'Ivrée. Ces auteurs interprètent cette double ceinture comme le témoin d'une marge continentale active dans laquelle la bordure d'un continent occidental (incluant la France) aurait plongé sous la bordure d'un continent oriental "austro-alpin - apulien" selon la géométrie proposée dans la figure 144. La collision aurait débuté vers 430-400 Ma (Rossi, 1986) et se serait achevée vers 375-350 Ma (Dévonien supérieur).

Ce modèle repose en bonne partie sur l'interprétation génétique donnée aux granitoïdes magnésio-potassiques et à leurs roches basiques associées qui, selon Rossi, impliquent la remontée par cisaillement d'un coin de croûte granulitique sèche et de matériel mantellique (voir § 16.3.2) au-dessus d'une croûte moyenne plus froide et hydratée.

Pour le secteur plus occidental de la chaîne (France continentale), Ohnenstetter et Rossi admettent l'existence probable d'un océan médio-européen au Nord du massif armoricain à l'Ordovicien, séparant le continent du Gondwana (dont ferait partie l'ensemble corso-sarde) des continents Baltica et Laurentia et celle, possible, de rifts ou de petits bassins océaniques à la même période au sein du socle Gondvanien lui-même. Ils soulignent l'importance des chevauchements infra-crustaux des zones internes de la chaîne (Massif Central, Vendée = suture de l'océan méridional de Matte) dans les processus d'épaississement crustal siluro-dévonien.

Ce modèle accorde une importance mineure à la croûte océanique dans le domaine varisque méridional. Selon Rossi (1986), elle pourrait même avoir été totalement absente dans le futur secteur de la marge active, celle-ci prenant naissance en domaine ensialique par distension, puis "subduction continentale" selon le modèle de Kröner (1984).

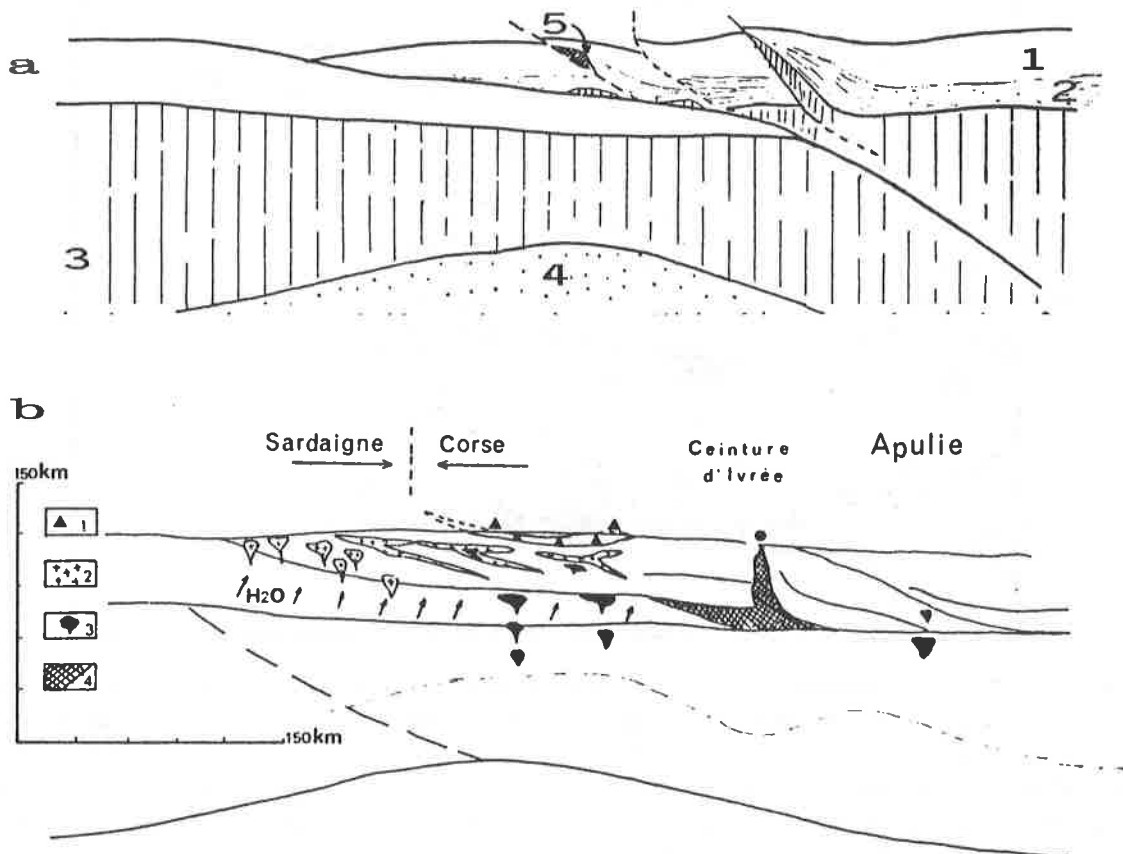


Figure 144a et b: illustration du modèle géodynamique d'Ohnenstetter et Rossi (1987) pour la chaîne varisque d'Europe méridionale, basé sur la reconnaissance d'une double ceinture magmatique associée à une marge continentale active. **a:** coupe schématique de Rossi (1986) à travers le bloc corso-sarde au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur, 1 = croûte continentale, 2 = zone ductile, 3 = lithosphère mantellique, 4 = asthénosphère, 5 = croûte soumise à un métamorphisme de haute pression - haute température. **b:** idem a, tiré d'Ohnenstetter et Rossi (1987), mais au Carbonifère supérieur, 1 = suite de granitoïdes magnésio-potassiques, 2 = granodiorite et monzogranite, 3 = poches de magma basique à différentes étapes de leur ascension, 4 = manteau sous-continental.

En conclusion

La nature fondamentalement distincte des deux modèles évoqués ci-dessus illustre parfaitement la difficulté d'intégrer toutes les données géologiques dans une reconstitution géodynamique globale de l'Europe occidentale. Je ne jugerai pas de leurs qualités et défauts respectifs, mais retiendrai les points fondamentaux suivants, qui se dégagent tant de ces deux modèles que de nombreux autres à propos de la géodynamique varisque:

- il y a certainement eu mouvements relatifs de blocs continentaux,
- les dimensions des bassins océaniques sont inconnues; ces derniers pourraient se limiter à peu de chose et correspondre à de petites bassins en "pull-apart" liés à un contexte à dominante continentale,
- une tectonique tangentielle est incontestable et a conduit à un fort épaissement crustal soumettant la base de cette dernière à des conditions de métamorphisme élevé (faciès granulite),
- s'il n'y a pas eu obduction, il faut en tout cas admettre l'existence de mégachevauchements infra-crustaux amenant du matériel élogitique et granulitique dans la croûte moyenne,
- les domaines océaniques ont disparu précocement et on ne peut plus parler de subduction croûte océanique - marge continentale dès le Dévonien inférieur à moyen. L' "ambiance" est dès lors totalement crustale,
- une surrection rapide du bâti est reconnue par tous les auteurs dès le début du Carbonifère.

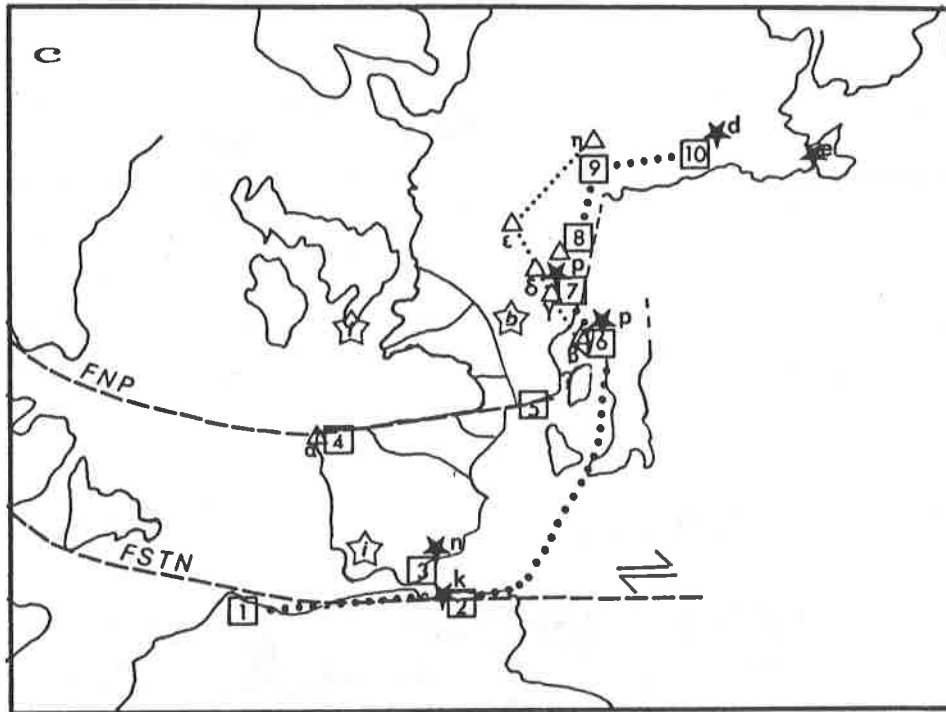


Figure 144 c: carte tirée d'Ohnenstetter et Rossi (op. cit.) reflétant la position de la double ceinture magmatique en Europe occidentale (disposition à 300 Ma). carrés = lherzolites "infracrustales" liées à des roches granulitiques, 1 = Beni-Boussera, 2 = petite kabylie, 3 = Ronda, 4 = Cabo Ortegal, 5 = Lherz, 6 = Corse, 7 = zone d'ivrée, 8 = vallée d'Ulten, Autriche, 9 = massif de bohème, Tchécoslovaquie, 10 = zone centrale et occidentale des dinarides, Yougoslavie. triangles: suite des granitoïdes magnésio-potassiques, a = Cap finistère, b = Corse, suite de la Bretagne, g = Saint-Colomban, Lauzière, Alpes, d = Morvan, Aar, e = Vosges, Forêt-Noire, èh = Bohème centrale. Etoile vide: massifs ophiolitiques résultant d'une océanisation probable au dévonien supérieur, l = Lizard, b = Beaujolais-Brévenne, i = ceinture sud-ibérique et complexe de Beja. Etoile noire: ophiolites liées à une océanisation mésozoïque s'achevant au Jurassique, K = Rekkada-Metletine, Petite Kabylie, N = ensemble névado-filabride, cordillères bétiques, P = domaine liguro-piémontais, d = Dinarides internes, e = Hellenides internes. FNP = faille nord-pyrénéenne, FSTN = faille du Sud de Terre-Neuve.

16.3.2 Genèse des granitoïdes varisques vue sous l'angle géotectonique

Divers contextes géotectoniques ont été invoqués pour expliquer l'important développement des granitoïdes de la chaîne varisque, notamment ceux à caractère post-tectonique. On distingue schématiquement les hypothèses faisant intervenir une subduction océan-continent et celles de caractère ensialique.

GENESE DES GRANITES CALCO-ALCALINS EN RELATION AVEC UNE CROUTE OCÉANIQUE SUBDUCTÉE

Dès la formulation de modèles géodynamiques plaquistes pour l'orogénèse varisque, divers auteurs ont tenté d'y intégrer les diverses manifestations du magmatisme granitique. Ainsi, Autran et Lameyre (1980) proposent de relier à une subduction dirigée vers le Nord et localisée au Sud-Ouest de la Bretagne et du Massif Central (suture d'orientation NW-SE), le fameux chapelet d'intrusions de diorites quartzifères et tonalites calco-alkalines dévoniennes du Limousin (ligne tonalitique limousine de Didier et Lameyre, 1971), de même que le caractère potassique croissant des granitoïdes en direction du Nord-Est de la France, comparable à celui observé dans la marge active de l'Ouest des Etats-Unis (p. ex. Lipman et al., 1972). Ils évoquent également la nécessité d'une subduction orientée vers le Sud et localisée au Nord des Vosges (à l'instar de Matte, 1986) pour expliquer l'existence de granite calco-alkalins dans ce secteur.

Pupin (1985) arrive à la même conclusion sur la base d'une étude typologique du zircon. Il met en évidence dans les domaines armoricain et du Massif Central une zonation magmatique parallèle à la suture proposée ci-dessus avec la succession en direction du continent: granites calco-alkalins hydratés - granites anatectiques alumineux autochtones, puis intrusifs - granites calco-alkalins issus de magmas de plus en plus secs - granites subcalcalins potassiques.

Dans le secteur des massifs cristallins externes alpins, Bonin (1987) voit dans la succession des types granitiques représentés, l'expression d'un cycle subduction-collision ouverture (§ 11.2), mais souligne la difficulté de reconnaître une zonalité magmatique en raison de la forte surimpression tectonique alpine, qui a certainement modifié la position relative initiale des différents massifs. Leur distribution parfois irrégulière du point de vue typologique pourrait s'expliquer, selon

cet auteur, par la juxtaposition de sites géodynamiques différents liés à l'existence de microplaques continentales (voir p. ex. Ziegler, 1986) situées entre l'Europe et l'Afrique avant leur accréation finale au Permien.

L'hypothèse "subduction" se heurte à un problème temporel non négligeable. Il y a en effet un important décalage entre la collision continentale supposée (environ 380 Ma) et la mise en place des granites les plus tardifs (320-285 Ma, Duthou et al., 1984). Ce décalage est interprété par les auteurs ci-dessus comme un retard entre la fin du processus de subduction et sa réponse magmatique, retard également invoqué pour la cordillère ouest-américaine (Smith, 1977) ou pour les chaînes himalayenne et calédonienne (Zhou, 1985). Si un certain décalage est inévitable dans un contexte de subduction (la plaque subductée ne va pas instantanément disparaître après collision entre deux continents et son influence va perdurer), son importance très considérable dans le cas précis me semble être un handicap pour cette hypothèse. Si l'existence d'une croûte subductée peut avoir modifié la composition du manteau sus-jacent, il me semble peu probable que des magmas calco-alcalins ainsi formés puissent avoir été à l'origine des granites les plus tardifs.

GENESE DES GRANITES VARISQUES EN CONTEXTE ENSIALIQUE

Antérieurement et parallèlement au développement d'hypothèses génétiques impliquant la participation d'une croûte océanique subductée, l'origine des granites calco-alcalins (et hyperalumineux) varisques a souvent été rapportée au surépaississement crustal induit par la collision continentale, y compris par Matte (1986)!

Pitcher (1982, 1987) inclut les granites calco-alcalins tardi-varisques dans son type "calédonien", caractéristique d'un contexte tectonique ensialique postcollisionnel en surrection, génétiquement indépendant de processus de subduction. Le modèle proposé est une fusion partielle de la croûte inférieure et éventuellement de manteau supérieur induite par une décompression adiabatique associée à la surrection et à l'érosion rapides de la chaîne, consécutives à son épaississement. Une fracturation profonde favoriserait l'anatexie en amenant des portions chaudes de cette croûte dans des zones à pression inférieure; elle faciliterait également la concentration des magmas ainsi produits, leur déplacement dans la croûte supérieure et leur hybridation. Les liquides générés dans le manteau supérieur pourraient avoir fourni un apport de chaleur important dans la fusion crustale sus-jacente.

Ce genre de modèle est invoqué notamment par Michard-Vitrac et al. (1980) pour le massif pyrénéen de la Maladetta, qui mentionnent des taux de décompression/érosion de 2 mm/an pour l'orogénèse varisque.

Une variante d'épirogenèse postcollision est proposée par Rossi (1986) et Ohnenstetter et Rossi (1987) pour l'ensemble des granitoïdes et roches basiques calco-alcalins de Corse. Après collision et subduction continentales, un coin de croûte inférieure granulitique sèche accompagnée de fragments de manteau supérieur chevauche une croûte plongeante relativement froide et hydratée. Dans ce contexte et compte tenu d'une forte surrection (une vingtaine de Km au total dans la partie centrale la plus épaisse) prennent successivement naissance:

- les magmas granitiques calco-alcalins magnésio-potassiques, par fusion sèche de la croûte granulitique surchauffée en conditions de décompression adiabatique;
- les magmas basiques par fusion des parties de manteau supérieur entraînées dans le chevauchement, pour les mêmes raisons physiques et grâce à un apport d'eau depuis la plaque plongeante en voie de déshydratation;
- les magmas granitiques calco-alcalins s.s. dans la même croûte chevauchante, mais désormais hydratée par la plaque plongeante et placée en condition de pression plus faible par la surrection du bâti; des magmas basiques sont encore générés. Les magmas produits migrent le long de fractures engendrées par la décompression isostatique, s'y mélangent et se mettent en place dans des niveaux structuraux plus élevés.

Ce modèle présente une analogie avec celui basé sur la subduction d'une croûte océanique par le fait que tous deux font intervenir une plaque descendante pourvoyeuse d'une certaine quantité d'eau favorisant l'anatexie, notamment des roches mantelliques. Ohnenstetter et Rossi (1987) expliquent la formation des autres granitoïdes calco-alcalins tardi-varisques, dont ceux du Massif Central français, de la même manière par une fusion de différents niveaux d'une croûte épaissie en contexte de surrection.

Ces modèles épirogéniques ont été "taillés" à la mesure des orogénèses par collision continentale et s'appliquent évidemment bien au cas varisque. Leur point faible réside dans notre ignorance de la réalité d'une fusion possible par décompression adiabatique. La diffusion thermique est-elle vraiment beaucoup plus lente que la chute de pression? D'une manière générale, on est un peu confronté au même problème de décalage entre fin de collision et genèse des magmas que dans le cas de la subduction... mais au niveau thermique. Dans ces conditions, un apport de chaleur par l'intermédiaire de magmas basiques mantelliques ne serait-il pas une nécessité?

EN CONCLUSION

Aucun des modèles géotectoniques proposés pour la genèse des granites calco-alcalins tardi-varisques ne s'impose irréfutablement. Ceux impliquant la subduction d'une croûte océanique se heurtent au problème d'un grand décalage entre collision et activité magmatique et dépendent de l'existence non démontrée de domaines océaniques de dimensions im-

portantes. Ceux invoquant une fusion par décompression adiabatique font appel à un phénomène dont la réalité n'est pas démontrée et qui pourrait s'avérer insuffisant du point de vue énergétique.

Le rôle attribué aux magmas basiques n'est pas le même dans les deux cas. En contexte de subduction, ils représentent le vecteur énergétique directement à l'origine des magmas granitiques; en contexte de fusion adiabatique, ils représentent des co-produits du magmatisme acide et leur rôle énergétique est diversement interprété (essentiellement passif pour Rossi, 1986; sans doute actif pour Pitcher, 1987); leur importance pourrait bien être cruciale.

16.3.3 Les volcanites dans le contexte géodynamique varisque

Les manifestations volcaniques sont abondantes dans la chaîne varisque, notamment pendant la période s'étendant du Dévonien terminal au Permien inférieur. On distingue ainsi un volcanisme essentiellement calco-alcalin incluant des laves andésitiques et rhyolitiques durant le Dévonien terminal, le Carbonifère et le Permien inférieur, parfois sub-alcalin potassique à affinité shoshonitique dans le secteur alpin, puis un volcanisme alcalin rhyolitique au Permien supérieur (p. ex. Bebien et al., 1980; Duthou et al., 1984; Banzet et al., 1985; Cortesogno et al., 1988 et références citées dans ce travail).

Les volcanites localement très volumineuses et mélangées à des sédiments se sont mises en place en milieu continental, le plus souvent dans des grabens ou demi-grabens, reflet d'un contexte général en extension. Cortesogno et al. (1988) ne précisent pas le contexte géotectonique dans lequel les volcanites du Carbonifère supérieur - Permien inférieur du domaine briançonnais ligure ont pris naissance, mais invoquent une origine par mélange de magmas basique mantellique et acide crustal pour les andésites calco-alcalines. Sur la base de données géochimiques, Bebien et al. (1980) rapportent le volcanisme dévono-dinantien calco-alcalin du Massif Central, des Vosges et sans doute des Alpes externes en partie à l'influence finissante de phénomènes de subduction éodévoniens et en partie à des phénomènes magmatiques de type bimodal intraplaque, tels ceux observés dans la province des "Basins and Range" de l'ouest des Etats-Unis (Scholz et al., 1971). Dès le Viséen supérieur et jusqu'au Carbonifère supérieur, le volcanisme essentiellement rhyolitique serait dû à "une participation active de zones remobilisées de la croûte continentale, liée à des phénomènes d'épaississements crustaux".

En définitive, la composition de roches volcaniques tardi-varisques reflète celle des granitoïdes mis en place en profondeur et dénotent l'existence d'une fracturation importante liée à la surrection du bâti et à un régime tectonique distensif, favorisé dès le Carbonifère supérieur par le jeu de grands décrochements à l'échelle européenne (Ziegler, 1980).

16.3.5 Genèse du granite du Mont-Blanc dans son contexte géodynamique régional

Les données géologiques disponibles (Von Raumer, 1987) font de la région du Mont-Blanc un segment interne de l'orogénèse à fort épaississement crustal, dont la structuration est acquise dès le Dévonien. Les ressemblances avec d'autres secteurs comme le Massif Central sont étroites. Ainsi dès le Carbonifère inférieur (ou avant?), une activité magmatique bimodale acide-basique (Viséen des Aiguilles-Rouges) et l'accumulation de dépôts continentaux reflètent un régime tectonique distensif accompagné d'une surrection du bâti. Le même régime est en vigueur dès le Westphalien supérieur (attesté par les dépôts de sillons intramontagneux).

Dans l'intervalle (330-310 Ma), c'est-à-dire pendant la période au cours de laquelle le granite du Mont-Blanc s'est mis en place, aucun enregistrement stratigraphique ne permet de définir le contexte tectonique. Si la surrection n'a pas dû cesser, comme l'atteste la montée rapide du massif du Mont-Blanc entre la cristallisation du granite principal et celle des filons de leucogranite-porphyre (§ 12.5), le régime des contraintes n'est pas connu. Si on admet avec Bellière (1987) que le granite du Mont-Blanc a été affecté par une déformation mylonitique anté-alpine (2ème génération), on est conduit à admettre une alternance de phases compressives et de relaxation, peut-être dans un contexte de décrochement (?) conduisant d'une part à l'intrusion des magmas sous le contrôle de failles préexistantes (NS à N20°E), d'autre part aux déformations mylonitiques.

Dans ce cadre général, la genèse du magma granitique du Mont-Blanc peut être expliquée de deux manières, compte tenu du caractère calco-alcalin alumineux des enclaves et filons associés:

1) par un mécanisme inspiré du modèle d'Ohnenstetter et Rossi (1987), à savoir la fusion d'une portion de croûte granulitique profonde en milieu peu hydraté, favorisée par une remontée adiabatique. Le magma basique générateur des enclaves et des filons résulterait de la fusion de matériel mantellique entraîné par les chevauchements crustaux. Si ce dernier a été produit à un niveau structural inférieur à celui de la source du granite, il pourrait en avoir favorisé la fusion en fournissant un apport d'énergie au système;

2) par la fusion du même matériel que 1), mais induite prioritairement par l'intrusion de magmas basiques en provenance directe du manteau supérieur, dont la fusion partielle aurait été déclenchée par un régime tectonique en distension et éventuellement favorisée par une nature hydratée acquise de longue date par l'intervention de phénomènes de subduction, qui seraient ainsi indirectement impliqués dans la genèse de ces magmas. Si on admet avec Banzet (1987) que les roches potassiques des massifs cristallins externes résultent d'un magmatisme lamproïtique issu d'un manteau métasomatisé (opinion qui n'est pas partagée par tous ceux qui travaillent sur les lamproïtes, voir revue dans Banzet), l'intervention de phénomènes de subduction semble inévitable.

Dans les deux scénarios, les magmas acide et basique auraient été collectés le long de fractures et se seraient mis en place à un niveau structural supérieur en s'hybridant mutuellement. La composition intermédiaire des enclaves et des filons les plus basiques visibles dans le granite peut avoir été acquise par simple hybridation précoce avec du matériel crustal ou après évolution dans une chambre magmatique (ou des chambres magmatiques, si les enclaves ferrifères représentent un liquide d'identité propre) située à la base ou en-dessous de la chambre granitique à l'instar de celle mise en évidence par Ohnenstetter et Rossi (1985) en Corse. Les sources magmatiques étant distinctes, une activité basique a pu se manifester tardivement, après la consolidation du granite, sous forme de filons contrôlés par le même réseau de fractures.

Je n'ai pas d'arguments définitifs en faveur de l'une ou de l'autre de ces hypothèses, mais dans tous les cas, le magmatisme basique revêt sans doute une importance majeure du point de vue énergétique dans la production du magma granitique.

16.3.6 Conclusion

L'intrusion du Mont-Blanc, d'âge namuro-westphalien, est caractérisée par l'association d'un magma granitique calco-alcalin à tendance ferro-potassique et d'enclaves et filons représentatifs d'un magma basique diversement hybridé par le premier et dont la souche probable est un basalte calco-alcalin alumineux. Il y a fondamentalement bimagmatisme acide-basique, mais non cogénéisme. La source du magma granitique est à rechercher dans les niveaux profonds d'une croûte continentale épaissie de faciès métamorphique granulitique; celle du magma basique dans des roches mantelliques (éventuellement metabasiques crustales pour une partie des enclaves), soit incorporées dans la croûte profonde par chevauchements infracrustaux, soit localisées dans un manteau supérieur dont la composition et la teneur en eau auraient pu être affectées par l'existence antérieure de phénomènes de subduction.

Les processus de fusion ont été induits par épirogenèse postcollisionnelle en régime distensif d'un segment crustal épaissi. La coalescence des magmas et leur mise en place dans un niveau supérieur de la croûte ont été favorisées par une fracturation importante au sein de cette dernière. Le magma basique a sans doute joué un rôle énergétique déterminant dans la fusion de la croûte continentale granulitique et peut-être dans la mise en mouvement du magma acide résultant.

TROISIEME PARTIE:
CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

C.1 PROCESSUS GÉNÉRAL DE FORMATION DES ENCLAVES MICROGRENUES

La comparaison des enclaves microgrenues des granites du Monte Capanne et du Mont-Blanc révèle de très nombreuses caractéristiques communes au niveau structural (forme, taille, disposition dans la matrice granitique), textural (textures matricielles ignées, porphyrocristaux résorbés, feldspaths alcalins rapakivi, plagioclases tachetés), minéralogique (nature des porphyrocristaux, richesse en biotite) et géochimique (richesse en alcalins, teneurs anormales en certains éléments tels Zr, Y, Sr, ...). Par ailleurs, ces similitudes se retrouvent partiellement ou totalement dans la plupart des associations acide-basique plutoniques, hypabyssales et volcaniques calco-alcalines, ainsi que dans d'autres suites, notamment alcalines, anorthositiques, aluminopotassiques et lamproitiques.

Cette ubiquité implique une signification phénoménologique unique pour ces enclaves. En l'occurrence, ces roches de nature ignée témoignent indubitablement (1) de la coexistence liquide momentanée de magmas de composition contrastée, (2) de la complexité et de la multiplicité des interactions physicochimiques entre ces derniers à différents stades de leur évolution respective et (3) de la réalité des mélanges de magmas.

Un processus de formation unique peut être invoqué pour les enclaves microgrenues des massifs du Monte Capanne et du Mont-Blanc, extensible à celles d'autres massifs intrusifs calco-alcalins. Deux phases peuvent être distinguées, bien qu'imbriquées dans la réalité.

(1) **Mise en contact** d'un magma mafique s.l. chaud et peu cristallisé avec un magma partiellement cristallisé à un niveau inférieur de la chambre magmatique granitique. Des **mélanges mécaniques** répétés et en proportions variables entre ces derniers en découlent, avec production de magmas hybrides. Des **échanges chimiques** sélectifs peuvent déjà survenir à ce stade, favorisés par la présence de fluides.

(2) **Injection** - notamment sous forme de filons synplutoniques - et **dispersion en enclaves** des magmas hybrides dans les parties supérieures plus froides et visqueuses de la chambre magmatique. Il y a **coexistence liquide** momentanée des magmas accompagnée d'une **cristallisation rapide des enclaves** jusqu'à disparition du contexte de surfusion dans ces dernières. Parallèlement, le **réchauffement local du magma granitique** au contact des enclaves induit la résorption partielle de ses phénocristaux. Des **échanges chimiques sélectifs intenses** ont lieu entre les deux milieux, favorisés par la présence de fluides et contrôlés par la nature des minéraux en phase de cristallisation rapide, tant dans les enclaves que dans le granite au contact. Les enclaves s'enrichissent en alcalins et ions à forte densité de charge et développent une bordure centimétrique sombre associée à un halo leucocrate dans le granite au contact. **Les enclaves achèvent leur cristallisation plus lentement**, en parallèle avec celle du granite et en équilibre avec ce dernier, ce qui se traduit notamment par une composition identique de la bordure sodique des plagioclases des deux roches et par une équilibration isotopique plus ou moins aboutie entre ces dernières.

Une conséquence fondamentale de cette évolution magmatique est que la conjugaison de ces interactions va masquer la nature originelle du magma mafique générateur des enclaves. Elle pose ainsi le problème crucial, auquel on s'est heurté tant au Monte Capanne qu'au Mont-Blanc, de la consanguinité réelle ou apparente des magmas en présence et, partant, celui de l'origine ultime, mantellique ou crustale, de ces derniers.

D'une manière plus générale, cet obstacle ne pourra que difficilement être franchi pour la grande majorité des intrusions granitiques auxquelles aucune masse basique volumétriquement importante et peu contaminée n'est associée. L'intrusion de filons mafiques tardifs dans ces granites pourrait, dans certains cas, représenter ce témoin peu contaminé.

De ce constat se dégage une direction de recherche ultérieure prioritaire, celle de la quantification des phénomènes de contamination des enclaves par leur matrice granitique, basée sur l'étude comparée des enclaves et des masses basiques associées aux granitoïdes dans les occurrences les plus favorables, à l'instar de ce qu'ont fait Zorpi et al. (1989) en Sardaigne par exemple.

C.2 SIGNIFICATION GÉNÉTIQUE DES ENCLAVES MICROGRENUES ASSOCIÉES AUX GRANITOIDES CALCO-ALCALINS

La présence systématique d'enclaves microgrenues dans les massifs calco-alcalins démontre qu'un magmatisme de composition basique à intermédiaire est toujours associé au magmatisme granitique. La durée de vie de cette activité basique s.l. recouvre sans doute complètement celle de nature acide et leur interaction a pu se dérouler durant tous les stades de l'évolution du système granitique.

En effet, l'association constante de ces magmatismes suggère un **lien génétique** étroit entre eux, dans le sens où l'existence du magma basique a pu **précéder et induire** celle du second par apport de chaleur.

Les volumes souvent importants de magmas de composition intermédiaire présents dans ces massifs peuvent dès lors résulter de **mélanges précoces efficaces** entre ces pôles basique et acide.

Les enclaves, quant à elles, représentent un stade d'interaction postérieur, pendant lequel les magmas n'avaient déjà plus la possibilité de se mélanger parfaitement en raison du refroidissement avancé du système granitique.

Enfin, les filons à épontes mobiles, puis ceux à épontes rigides, témoignent de la mise en place de magma basique dans un environnement granitique de plus en plus froid et consolidé.

D'une manière plus générale, les conclusions développées ci-dessus suggèrent que le manteau a sans aucun doute joué un rôle essentiel, soit directement comme pourvoyeur de magma, soit indirectement comme simple source de chaleur, dans la genèse du magmatisme granitique calco-alcalin.

BIBLIOGRAPHIE

- Albarede F., Dupuis, C. & Taylor, H.P. Jr (1980): O18/16 evidence for non-cogenetic magmas associated in a 300 Ma old concentric pluton at Ploumanac'h (Brittany; France). *J. geol. Soc. London*, 137: 641-647.
- Alibert, C. (1980): Etude expérimentale de la diffusion chimique des éléments majeurs entre verres et liquides de compositions rhyolitique, basaltique et phonolitique. Thèse, Université Paris VII, 3ème cycle.
- Alibert, C. & Delbove, F. (1980): Données préliminaires sur le rôle de l'eau dans la diffusion chimique entre rhyolite et phonolite fondues à 900°C sous une pression d'eau de 4Kbar. *C.R. Acad. Sci. Paris* 291: 789-792.
- Allègre, C.J., Provost, A. & Jaupart, C. (1981): Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth. *Nature* 294: 223-228.
- Aloisi, P. (1919): Il Monte Capanne. Pisa (Nistri).
- Alvarez, W. (1972): Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. *Nature*, 235: 103-105.
- Anderson, A.T. (1976): Magma mixing: Petrological process and volcanological tool. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1: 3-33.
- Anderson, A.T.Jr (1984): Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego volcano, Guatemala. *Amer. Mineralogist* 69: 660-676.
- Anderson, A.T.Jr, Swihart, G.H., Artioli, G. & Geiger, C.A. (1984): Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation. *J. Geol.* 92: 55-72.
- Angus, N.S. (1962): Ocellar hybrids from the Tyrone igneous series, Ireland. *Geol. Mag.* 99: 9-26.
- Arth, J.G. (1976): Behavior of trace element during magmatic processes. A summary of theoretical models and their application. *J. Research U.S. Geol. Survey* 4: 41-47.
- Autran, A., Fonteilles, M. & Guitard, G. (1970): Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. France* (7), 12: 673-731.
- Ayrton, S. (1980): La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continentale). *Eclogae geol. Helv.* 73/1: 137-172.
- Ayrton, S. (1988): The zonation of granitic plutons: the "failed ring-dyke" hypothesis. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68: 1-19.
- Bachinski, S.W. & Müller, G. (1971): Experimental determination of the microcline-low albite solvus. *J. Petrol.* 12: 329-356.
- Bacon, C. R. (1986): Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geoph. Res.* 91/86: 6091-6112.
- Baggio, P., Ferrara, G. & Malaroda, R. (1967): Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont-Blanc tunnel. *Boll. Soc. geol. ital.* 86: 193-212.
- Bagnoli, G., Gianelli, G., Puxxedu, M., Rau, A., Squarci, P. & Tongiorgi, M. (1978): The tuscan Paleozoic: a critical review. In "Report on the tuscan Paleozoic basement", Tongiorgi, M. ed. 90 p., Pisa.
- Baker, D.R. & Eggler, D.H. (1983): Fractionation paths of Atka (Aleutians) high alumina basalts: constraints from phase relations. *J. Volcanol. geotherm. Res.* 18: 387-404.
- Baker, D.R. & Eggler, D.H. (1987): Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: application to the Aleutian volcanic center of Atka. *Amer. Mineralogist* 72: 12-28.
- Banzet, G. (1987): Interactions croûte-manteau et genèse du plutonisme subalcalin du Haut-Dauphiné occidental (massifs cristallins externes, Alpes): vaugnérîtes, durbachites et granitoïdes magnésio-potassiques. *Géol. alp.* 63: 95-117.
- Banzet, G., Lapiere, H., Le Fort, P. & Pecher, A. (1985): Le volcanisme carbonifère supérieur du massif des Grandes Rousses (zone dauphinoise - Alpes externes françaises): un magmatisme à affinités shoshonitiques lié à la fracturation crustale tardi-varisque. *Géol. alp.* 61: 33-60.
- Barbarin, B. (1988a): Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint-Julien-La-Vêtre monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Canad. J. Earth Sci.* 25: 49-59.
- Barbarin, B. (1988b): Mise en évidence des différentes étapes d'un processus global de mélange de magmas acides et basiques: les interactions entre la diorite de Piolard et le monzogranite de Saint-Julien-La-Vêtre (Monts du Forez, Massif Central, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 306, Série II: 129-134.
- Barberi, F., Dallan, L., Franzini, M., Giglia, G., Innocenti, F., Marinelli, G., Raggi, G., Squarci, P., Taffi, L. & Trevisan, L. (1969): Carta geologica d'Italia 1: 100'000, Isola d'Elba Foglio 126 (Isola d'Elba) + notice (41 p), Napoli (Ercolano).
- Barberi, F. & Innocenti, F. (1967): Le rocce selagitiche di Orciatice e Montecatini in Val di Cecina. *Atti Soc. tosc. Sci. nat.* A74: 139-186.
- Barberi, F., Innocenti, F. & Mazzuoli, R. (1967a): Contributo alla conoscenza chimico-petrografica e magmatologica delle rocce intrusive, vulcaniche e filoniane del Campigliese (Toscana). *Mem. Soc. geol. Ital.* VI: 643-681.
- Barberi, F., Innocenti, F. & Ricci, C. A. (1967b): Il complesso di Capo Calamita (Isola d'Elba). *Atti. Soc. tosc. Sci. nat. Mem. A* 74: 579-617.
- Barberi, F., Innocenti, F. & Ricci, A. (1971): Il magmatismo nell' apennino centro settentrionale. In: "La Toscana Meridionale". *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrogr.* 27. fasc. speciale, p. 169-210.
- Barberi, F., Santacroce, R., Ferrara, G., Treuil, M. & Varet, J. (1975): A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.* 16: 22-56.
- Bard, J. P. (1982): Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques Masson éd. 192 p.
- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, Ph. & Ribeiro, A. (1980): La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. *Mém. BRGM* no 108: 233-246.

- Baron, M., Lammerer, B. & Weber-Diefenbach, K. (1986): Genese und Geodynamik der toskanischen Magmenprovinz. Résumés, symposium "Granite" de Giessen, 6-7.
- Barrière, M. (1976): Flowage differentiation: limitation of the "Bagnold effect" to the narrow intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55: 139-145.
- Barrière, M. (1977): Le complexe de Ploumanac'h, massif armoricain. Thèse de doctorat, Université de Brest.
- Batchelor, R. A. & Bowden, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem. Geol.* 48: 43-55.
- Bateman, P.C. & Chappell, B.W. (1979): Crystallization, fractionation and solidification of the Tuolumne intrusive series, Yosemite National Park, California. *Bull. geol. Soc. Amer.* 90/1: 465-482.
- Bateman, P.C., Clarck, L.D., Huber, N.K., Moore, J.G. & Rinehart, C.D. (1963): The Sierra Nevada batholith: a synthesis of recent work across the central part. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 414-D.
- Bateman, P.C. & Nockleberg, W.J. (1978): Solidification of the Mont Givens granodiorite, Sierra Nevada, California. *J. Geol.* 86: 563-579.
- Bebien, J., Gagny, C. & Rocci, G. (1980): La place du volcanisme dévono-dinantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. *Mém. BRGM no. 108*: 213-225.
- Bellière, J. (1949): Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. géol. Belg. L XXIV*: 143-154.
- Bellière, J. (1951): Les équilibres minéralogiques alpins dans le massif du Mont-Blanc (Haute-Savoie). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 94, fascicule III.
- Bellière, J. (1980): Massif du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. Structure et pétrologie du socle. *Géol. alp.* 56: 237-249.
- Bellière, J. (1988): On the age of mylonites within the Mont-Blanc massif. *Geodinamica Acta* 2: 13-16.
- Bellière, J.T. & Streel, M. (1980): Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles-Rouges (Haute Savoie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 290D: 1341-1343.
- Ben Othman, D., Fourcade, S. & Allègre, C.J. (1984): Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis: the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth and planet. Sci. Lett.* 69: 290-300.
- Bernasconi, S. (1986): Serpentin Metamorphose auf Elba (Italien). *Résumés Réunion. annu. Soc. Suisse minéral. pétrogr.* Berne.
- Besson, M. & Fontelles, M. (1974): Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Mineral. Cristallogr.* 97: 445-449.
- Best, M.G. & Mercy, E.L.P. (1967): Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe igneous complex, California. *Amer. Mineralogist* 52: 436-474.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., Ghezzi, C., Giuliani, O., Radicati di Brozolo, F. & Rita, F. (1981): Geochronological study of the Mount Amiata lavas (Central Italy). *Bull. Volcanol.* 44: 455-465.
- Blake, D.H., Elwell, R.W.D., Gibson, I.L., Skelhorn, R.R. & Walker, G.P.L. (1965): Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. J. geol. Soc. London* 121: 31-49.
- Boccaletti, M., Nicolich, R. & Tortorici, L. (1984): The calabrian arc and the Ionian sea in the evolution of the Central Mediterranean. *Marine Geol.* 55: 219-245.
- Bodinier, J.L., Giraud, A., Dupuy, C., Leyreloup, A. & Dostal, J. (1986): Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. géol. France* (8), II: 115-123.
- Bonhommet, N. & Perroud, H. (1986): Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale. *Bull. Soc. géol. France* (8), II: 35-42.
- Bonin, B. (1987): Réflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Géol. alp.* 63: 137-149.
- Borsi, S. (1967): Contributo alla conoscenza dell'età e della origine magmatica del vulcanismo dell'Isola di Capraia (Arcipelago toscano). *Atti Soc. tosc. Sci. nat. Mem. ser. A*, vol. 74/1: 232-243.
- Borsi, S. & Ferrara, G. (1971): Studio con il metodo K/Ar dei rapporti cronologici tra le rocce costituenti il complesso intrusivo dell'Isola d'Elba. *Convegno della Soc. It. Mineral. Petrol.*
- Bottinga, Y. & Weill, D. F. (1970): Densities of liquide silicate systems calculates from partial molar volumes of oxide components. *Amer. J. Sci.* 269: 169-182.
- Bovay, P. (1988): Pétrographie et géochimie d'une association de roches acides et basiques. *Diplôme de minéralogie, Université Lausanne*, 59p., inédit.
- Braglia, A., Ghezzi, C., Guasparri, G. & Sabatini, G. (1981): Aspetti genetici del batolite Sardo-Corso. *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 38: 701-764.
- Brown, G.C. (1977): Mantel origin of Cordilleran granites. *Nature*, 265: 21-24.
- Brown, G.C. (1981): Space and time in granite plutonism. *Phil. Trans. r. Soc. London A.301*: 321-336.
- Brown, P.E. & Becker, S.M. (1986): Fractionation, hybridization and magma-mixing in the Kialineq centre East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 57-70.
- Burrus, J. (1984): Contribution to a geodynamic synthesis of the provençal basin (North-western mediterranean). *Marine Geol.* 55: 269-274.
- Busch, W. & Otto, J. (1980): Endogenic inclusions in granites of the Black Forest, Germany. *N. Jb. Miner. Mh* : 269-282.
- Bussy, F. (1987): Interactions physico-chimiques entre le granite du Mont-Blanc et ses enclaves. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3: 380-384.

- Bussy, F., Schaltegger, U. & Marro, C. (1989): The age of the Mont-Blanc granite (Western Alps): a heterogeneous system dated by Rb-Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69: 3-13.
- Campbell, I. H. & Turner, J. S. (1986): The influence of viscosity on fountains in magma chambers. *J. Petrol.* 27/1: 1-30.
- Cantagrel, J.M., Didier, J. & Gourgaud, A. (1984): Magma mixing: origin of intermediate rocks and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Phys. Earth Planet. Interiors* 35: 63-76.
- Cassinis, R. (1981): The structure of the Earth's crust in the Italian region. In "Sedimentary basins of Mediterranean margins", F. C. Wezel (ed): 19-31.
- Cassinis, R. (1983): Seismicity and crustal structure in the Italian region. A preliminary zoning. *Boll. geofis. teor. appl.* 25: 3-26.
- Chappell, B.W. (1984): Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, southeastern Australia. *Phil. Trans. r. Soc. London A310*: 693-707.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geol.* 8: 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. & Wyborn, D. (1987): The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.* 28: 1111-1138.
- Cherry, M.E. & Trembath, L.T. (1978): The pressure quench formation of rapakivi texture. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68: 1-6.
- Civetta, L., Orsi, G., Scandone, P. & Pece, R. (1978): Eastwards migration of Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines. *Nature*, 276: 604-606.
- Clemens, J.D. & McMillan, P.F. (1982): A discussion of "biotite melting in high-grade metamorphic genesis from the Haut-Allier (French Massif Central)" by Nédélec et Paquet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 436-438.
- Clemens, J. D. & Vielzeuf, D. (1987): Constraints of melting and magma production in the crust. *Earth. and planet. Sci. Lett.* 86: 287-306.
- Cocherie, A. (1984): Interaction manteau-croûte, son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du Strontium et de l'Oxygène). Thèse, Univ. de Rennes I, 246 pp.
- Cocherie, A. (1986): Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites. *Geochim. cosmochim. Acta* 50: 2517-2522.
- Cocirta, C. (1986): Les enclaves microgrenues sombres du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). Signification pétrogénétique des plagioclases complexes et de leurs inclusions. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 302, sér. II/7: 441-446.
- Cocirta, C. & Michon, G. (1987): Evolution des magmas basiques à l'origine des enclaves microgrenues sombres des granitoïdes de Sardaigne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, série II: 1085-1091.
- Cocirta, C. & Orsini, J.B. (1986): Signification de la diversité de composition des enclaves microgrenues sombres en contexte plutonique. L'exemple des plutons calco-alcalins de Bono et de Budduso (Sardaigne septentrionale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 302, sér.II/6: 331-336.
- Cocirta, C., Orsini, J.B. & Coulon, C. (1988): Exemples de mélange de magmas en contexte plutonique: les enclaves des tonalites-granodiorites du massif de Bono (Sardaigne septentrionale). soumis à publication.
- Colombi, A. (1988): Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). Thèse, Lausanne, 216 p., inédit.
- Corbin, P. & Oulianoff, N. (1926a): Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. vaud. Sci. Nat.* 56: 101-114.
- Corbin, P. & Oulianoff, N. (1927): Les contacts, éruptif et mécanique, de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. géol. France* t (11), XXVI: 153-162.
- Corbin, P. & Oulianoff, N. (1927-1970): Cartes géologiques du Mont-Blanc au 1 : 20'000, feuilles: Servoz-les Houches (1927), Les Tines, Chamonix (1928), Vallorcine (1930), Le Tour (1931), Argentière (1932), Mont-Dolent (1934), Talèfre (1935), Le Tacul-Col du Géant (1938), Mont-Blanc (sommets) (1951), Aiguille du Midi (1956), Miage (1959), Tré La Tête (1964), Pormenaz (1970).
- Corbin, P. & Oulianoff, N. (1935): Quelques observations nouvelles sur le granite du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. géol. France* (5), IV-49: 767-770.
- Corbin, P. & Oulianoff, N. (1937): Diorite à épidote provenant de la zone à enclaves basiques de la Charpoua. *Bull. Soc. géol. France* t VII, s(5): 329-342.
- Cornélius, C.D. (1957): Plutonik des Capanne-Massivs. Fazies und Gefüge eines miozänen Plutons und seiner Hülle auf der Insel Elba. *Diss.*, 143 S., Frankfurt a. M.
- Cortésogno, L., Dallagiovanna, G., Vannucci, R. & Vanossi, M. (1988): Volcanisme, sédimentation et tectonique en Briançonnais liguré pendant le Permo-carbonifère. *Eclogae geol. Helv.* 81/2: 487-510.
- Coulon, C., Clochiatti, R., Maury, R. C. & Westercamp, D. (1984): Petrology of basaltic xenoliths in andesitic to dacitic host lavas from Martinique (Lesser Antilles): evidence for magma mixing. *Bull. Volcanol.* 47/4: 705-734.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S. & Atkin, S.A. (1981): Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. geophys. Res.* 86/B 11: 10431-10469.
- Czamanske, G.K. & Wones, D.R. (1973): Oxydation during magmatic differentiation, Finmarka complex, Oslo area, Norway, Part 2: the mafic silicates. *J. Petrol.* 14: 349-380.
- D'Arco, P., Maury, R.C. & Westercamp, D. (1981): Geothermometry and geobarometry of a cumingtonite-bearing dacite from Martinique, Lesser Antilles. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77: 177-184.
- D'Argenio, B., Horvath, F. & Channell, J.E.T. (1980): Palaeotectonic evolution of Adria, the African promontory. *Mem. BRGM* 115: 331-351.
- Davis, J.C. (1973): *Statistics and data analysis in geology.* Wiley, 550p.

- De Albuquerque, C.A.R. (1973): Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. cosmochim. Acta* 37: 1179-1802.
- De Saussure, H. B. (1796): *Voyages dans les Alpes*. Neuchâtel.
- Debon, F. (1975): Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Causerets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs ensembles. Thèse, Nancy, *Sci. de la Terre Mém.* 33, 396 p.
- Debon, F. (1980): Genesis of the three concentricity-zoned granitoid plutons of Causerets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geol. Rundsch.* 69: 107-130.
- Debon, F. & Leterrier, J. (1974): Liaisons chimico-minéralogiques entre les granites et leurs enclaves microgrenues dans six unités granitiques de la zone axiale pyrénéenne (massif de Causerets, Panticosa et Quérigut). *C. R. Acad. Sci. série D*, t. 279: 1825-1828.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1982): *Rock-forming minerals: 1A, Orthosilicates*. Longman ed., 919p.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1986): *Rock-forming minerals: 1B, Disilicates and ring silicates*. Longman ed., 629p.
- De Jongh, W.K. (1973): X-ray fluorescence applying theoretical matrix corrections, stainless steel. *X-ray Spectrom* 2: 151-158.
- Demeulemeester, P. (1982): Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises). Distribution cartographique des âges sur biotites et amphiboles. Thèse de doctorat, Université de Grenoble: 227p., inédit.
- Dennen, W.H., Blackburn, W.H. & Quesada, A. (1970): Aluminium in quartz as a geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 27: 323-342.
- Deschamps, Y., Dagallier, G., Macaudière, J., Marignac, C., Moine, B. & Saupé, F. (1983): Le gisement de pyrite-hématite de Valle Giove (Rio Marina, Ile d'Elbe, Italie), partie 1. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63/1: 149-165.
- Deschamps, Y., Moine, B. & Saupé, F. (1979): Etude chimique des séries porteuses des minerais de fer d'Elbe, Italie. 7ème réunion annu. *Sci. terre*, Lyon, p. 161.
- Di Girolamo, P. (1984): Magmatic character and geotectonic setting of some tertiary-quaternary Italian volcanic rocks: orogenic, anorogenic and "transitional" association - A review. *Bull. volcanol.* 47/3: 421-432.
- Di Girolamo, P. (1988): Geodynamic significance of late Oligocene-Quaternary tuffites from southern Italy. *Bull. Soc. Geol. Ital.* 107: 17-23.
- Dickson, F.W. (1968): Exsolution origin of zoned, twinned, preferentially concentrated plagioclase inclusions in K-feldspar crystals. (abstract). *Geol. Soc. Spec. Pap.* 121: 74-75.
- Didier, J. (1964a): Les enclaves des granites dans la littérature géologique. *Bull. B.R.G.M.* 3: 31-48.
- Didier, J. (1964b): Etude pétrographique des enclaves des quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand* 23, 254 pp.
- Didier, J. (1973): *Granites and their enclaves*. Elsevier publisher, 393 p.
- Didier, J. (1987): Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rdsch.* 76/1: 41-50.
- Didier, J. & Barbarin, B. (1988): 16ème réunion annuelle des sciences de la terre, St-Etienne.
- Didier, J. & Lameyre, J. (1969): Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24: 219-238.
- Didier, J. & Lameyre, J. (1971): Les roches granitiques du Massif central. In "Symposium J. Jung", Plein Air Service ed., Clermont-Ferrand, 133-155.
- Dodge, F.C.W., Smith, V.C. & Mays, R.E. (1969): Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California. *J. Petrol.* 10: 250-271.
- Dowty, E. (1980): Synneusis reconsidered. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74: 75-84.
- Duchesne, J.C., Wilmart, E., Demaiffe, D. & Hertogen, J. (1989): Monzonorites from Rogaland (Southwest Norway): a series of rocks coeval but not comagmatic with massif-type anorthosites. Precambrian. Res. In press.
- Dudas, M.J., Schmitt, R.A. & Harward, M.E. (1981): Trace element partitioning between volcanic plagioclase and dacitic pyroclastic matrix. *Earth and planet. Sci. lett.* 11: 440-446.
- Duparc, L. & Mrazec, L. (1898): *Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont-Blanc*. Georg éd, Genève, 227 p.
- Dupuy, C. (1968): Composition chimique des biotites de la granodiorite du Monte Capanne (Ile d'Elbe) et des ignimbrites de Toscane (Italie). *Sci. de la Terre XIII/3*: 207-231.
- Dupuy, C. (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. Thèse, Université de Montpellier, 401p.
- Dupuy, C. & Allègre, C.J. (1972): Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de réjuvenation crustale. *Géochim. Cosmochim. Acta* 36: 437-458.
- Dupuy, C., Dostal, J. & Fratta, M. (1982): Geochemistry of the Adamello massif (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 80: 41-48.
- Duthou, J.L., Cantagrel, J.M., Didier, J. & Vialette, Y. (1984): Paleozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by 87Rb-87Sr system. *Phys. Earth Planet. Interiors* 35: 131-144.
- Eichelberger, J.C. (1975): Origin of andesite and dacite: evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other Circum-Pacific volcanoes. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 86: 1381-1391.
- Eichelberger, J.C. (1978): Andesites in island arcs and continental margins: relationship to crustal evolution. *Bull. Volcanol.* 41: 480-500.

- Eichelberger, J.C. (1980): Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. *Nature*, 288: 446-450.
- Eichelberger, J.C. & Gooley, R. (1977): Evolution of silicic magma chambers and their relationship to basaltic volcanism.
- El Mouraouah, A., Didier, J. & Fernandez, A. (1987): Interactions entre un magma dioritique et un magma granitique paléogénétique au Peyron, près de Burzet (Ardèche, Massif Central français). *C.R. Acad. Sci. Paris D*, 305: 193-198.
- Elder, J.W. (1970): Quantitative laboratory studies of dynamical models of igneous intrusions. In "Mechanism of igneous intrusion", Neval, G. & Rast, N. eds, Gallion Press. Liverpool: 245-260.
- Elliston, J.N. (1985): Rapakivi textures: an indication of the crystallization of hydrosilicates II. *Earth-Sci. Rev.* 22: 1-92.
- Emeleus, C.H. (1970): Acid inclusions in the porphyritic granophyre ring dyke, Slieve Gullion, Co. Armagh. *Irish nat. J.* 16/11: 322-325.
- Emmermann, R., Daieva, L. & Schneider, J. (1975): Petrologic significance of rare earth distribution in granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 52: 267-283.
- Emslie, R.F. (1978): Anorthosite massifs, rapakivi granites and late proterozoic rifting of North America. *Precambrian Res.* 7: 61-98.
- Ernst, W.G. (1976): *Petrologic phase equilibria*. Freeman ed., 333p.
- Ewart, A. (1982): The mineralogy and petrology of tertiary-recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. In "Andesites", Thorpe, R.S. ed: 25-95.
- Fabries, J., Conquere, F. & Arnaud, G. (1984): The mafic silicates in the Saint Quay-Portrieux gabbro-diorite intrusion: crystallization conditions of a calc-alkaline pluton. *Bull. Mineral.* 107: 715-736.
- Favre, A. (1867): *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisine du Mont-Blanc*. Genève.
- Ferrara, G., Hirt, B., Marinelli, G. & Tongiorgi, E. (1961): Primi risultati sulla determinazione con il metodo del rubidio-stronzio dell'età di alcuni minerali dell'Isola d'Elba. *Boll. Soc. geol. ital.* 80: 145-150.
- Fonarev, V.I. & Korolkov, G.J. (1980): The assemblage orthopyroxene + cummingtonite + quartz. The low temperature stability limit. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73: 413-420.
- Fonteilles, M. (1976): *Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origine métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales)*. Thèse de doctorat d'Etat, Université Paris VI.
- Fonteilles, M. (1981): The role of metasomatism in the origin of diorites (with examples from Agly massif, eastern Pyrenees, France). *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo sec. II*, 20/3: 117-179.
- Foster, M.D. (1960): Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Surv. prof. Pap.* 354-B: 49pp.
- Foucault, A. & Raoult, J.F. (1988): *Dictionnaire de géologie*. Masson, Paris 3ème édition, 352 p.
- Fourcade, S. & Allègre, C.J. (1981): Trace elements behavior in granite genesis: a case study, the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 76: 177-195.
- Franzini, M. (1964): Studio mineralogico e litologico dell'isola di Capraia. *Atti Soc. tosc. Sci. Nat. sér. A*, 71: 328-386.
- Franzini, M. & Leoni, L. (1974): Synneusis of plagioclase with K-feldspar in Mte Capanne (Elba island) granodiorite. *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 30: 21-30.
- Franzini, M., Leoni, L. & Orlandi, P. (1974): Mineralogical and geochemical study of K-feldspar megacrysts from the Elba (Italy) granodiorite. *Atti Soc. tosc. Sci. nat. Mem.* A81: 356-378.
- Frasl, G. (1954): Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granitegneise und Augen-gneise Österreichs. *Geol. Bund. Austria Jb.* 97: 71-132.
- Frost, T.P. & Mahood, G.A. (1987): Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interactions in the Lamarch granodiorite, Sierra Nevada, California. *Bull. Soc. geol. Amer.* 99: 272-291.
- Gamble, J.A. (1979): Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the tertiary central complex of Slieve Gullion, Northwest Ireland. *J. Volcanol. geotherm. Res.* 5: 297-316.
- George, L. (1985): *Observations structurales dans le granite du Mont-Blanc*. Université de Liège, mémoire de fin d'études, inédit.
- Georget, Y. (1986): *Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées*. Thèse, Univ. de Rennes, 250 pp.
- Gerlach, D.C. & Grove, T.L. (1982): Petrology of Medicine Lake Highland volcanics: characterization of endmembers of magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80: 147-159.
- Gerlach, H. (1873): *Das südwestliche Wallis*. *Beitr. geol. Karte der Schweiz* 9.
- Gianelli, G. & Puxeddu, M. (1979): An attempt at classifying the Tuscan Paleozoic: geochemical data. *Mem. Soc. geol. Ital.* 20: 435-446.
- Gieré, R. (1986): Zirconolite, allanite and hoegbonite in a marble skarn from the Bergell contact aureole: implications for mobility of Ti, Zr and REE. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93: 459-470.
- Giese, P. (1984): Die Krustenstruktur entlang des Randes der adriatischen Mikroplatte. *Bull. Oceanol. teor. appl.* II/2: 141-149.
- Giese, P., Reutter, K.J., Jacobshagen, V. & Nicolich, R. (1982): Explosion seismic crustal studies in the alpine mediterranean regions and their implications to tectonic processes. In "H. Berckhemer and K. Hsü (eds). *Alpine-mediterranean geodynamics series*. *Amer. geophys. Un.* 7: 39-73.
- Giraud, A., Dupuy, C. & Dostal, J. (1986): Behavior of trace elements during magmatic processes in the crust: application to acidic volcanic rocks of Tuscany (Italy). *Chem. Geol.* 57: 269-288.
- Goldsmith, J.R. & Laves, F. (1954): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geochim. cosmochim. Acta*, 6: 100-118.

- Gorai, M. (1951): Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Mineralogist* 36: 884-901.
- Gorbatshev, R. (1970): Distribution of tetrahedral Al and Si in coexisting biotite and Ca-amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.* 28: 251-258.
- Graviou, P. (1984): Pétrogenèse des magmas calco-alkalins: exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (massif Armoricain). Thèse de doctorat, Université de Rennes: 236p.
- Gray, C.M. (1984): An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in SE Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70: 47-60.
- Green, T.H. (1976): Experimental generation of cordierite-garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology* 4: 85-88.
- Green, T.H. & Watson, E.B. (1982): Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 96-105.
- Grout, F.F. (1937): Criteria of origin of inclusions in plutonic rocks. *Bull. geol. Soc. Amer.* 48: 1521-1572.
- Gupta, A.K., Onuma, K., Yagi, K. & Lidiake, E.G. (1973): Effect of silica concentration on the diopside pyroxenes in the system Diopside-CaTiAl₂O₆-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.* 41: 333-343.
- Hammerschlag, J.G. (1985): Métamorphisme progressif dans la séquence quartzofeldspathique, profil Aar-Bergell (Alpes Centrales). Thèse de Doctorat, Université de Lausanne, 419p.
- Hanson, G.N. (1978): The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth planet. Sci. Lett.* 38: 26-43.
- Haslam, H.W. (1983): An isotropic alteration product of cordierite. *Mineral. Mag.* 47: 238-240.
- Hawkesworth, C.J. & Vollmer, R. (1979): Crustal contamination versus enriched mantle: ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr evidence from the Italian volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69: 151-165.
- Heltz, R.T. (1976): Phase relations of basalts in their melting ranges at PH₂O = 5 Kbar. Part II. Melt compositions. *J. Petrol.* 17/2: 139-193.
- Henjes-Kunst, F., Altherr, R. & Otto, J. (1984): Zur Genese von endogenen Einschlüssen in I-typ-Granitoiden: Argumente aus Sr-Isotopenuntersuchungen. *Fortschr. Mineral.* 62/1: 87-89.
- Hermann, A.G. & Knacke, D. (1973): Coulométrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-Carbonat- und Nichtcarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. *Z. Anal. Chem.* 266: 196-201.
- Hibbard, M.J. (1965): Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. *Amer. J. Sci.* 263: 245-261.
- Hibbard, M.J. (1981): The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76: 158-170.
- Hibbard, M.J. & Watters, R.J. (1985): Fracturing and dyking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos* 18: 1-12.
- Higgins, N.C. & Kawachi, Y. (1977): Microcline megacrysts from the Green lake granodiorite, eastern Fiordland, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.* 20: 273-286.
- Hildreth, W. (1981): Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. geophys. Res.* 86/B11: 10153-10192.
- Hill, M., Morris, J. & Whelan, J. (1981): Hybrid granodiorites intruding the accretionary Prism, Kodiak, Shumagin and Sanak islands, southwest Alaska. *J. geophys. Res.* 86/B11: 10569-10590.
- Hofmann, A.W. (1980): Diffusion in natural silicate melts: A critical review. In "Physics of magmatic processes", Hargraves R.B., ed., Princeton, N. J., Princeton University Press: 380-417.
- Holmes, A. (1931): The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. *Geol. Mag.* 68: 241-255.
- Huang, L.W. & Wyllie, P.J. (1986): Phase relationships of gabbro-tonalite-granite-water at 15 Kbar with applications to differentiation and anatexis. *Amer. Mineralogist* 71/3: 301-317.
- Huppert, H.E. & Sparks, R.S.J. (1988): The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* 29: 599-624.
- Huppert, H.E., Stephen, R., Sparks, J. & Turner, J.S. (1982): Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature*, 297.
- Hutchison, I., Von Herzen, R.P., Loudon, K.E., Sclater, J.G. & Jamsek, J. (1985): Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian basins, Western Mediterranean. *J. geophys. Res.* 76: 2542-2561.
- Irvine, T. N. & Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 8: 523-548.
- Irving, A.J. & Frey, F.A. (1978): Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochim. cosmochim. Acta* 42: 771-787.
- Ishihara, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining geol.* 27: 293-305.
- Jacquemin, Ch. (1981): Les enclaves dans le granite du Mont-Blanc. Mémoire de fin d'étude, Université de Liège, 90 p., inédit.
- Jacquemin, Ch. & Bellière, J. (1984): Origine magmatique des enclaves du granite du Mont-Blanc. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/3: 373-388.
- Jaffrezic, H., Joron, J.L., Treuil, M. & Wood, D.A., (1980): A study of the precision attained by neutron activation analysis using international standard rocks GSN and BCR-1 as examples. *J. Radioanal. Chem.*, 55: 417-425..
- James, R.S. & Hamilton, D.I. (1969): Phase relations in the system NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - CaAl₂Si₂O₈ - SiO₂ - at one kilobar vapour pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.* 21: 11-141.
- Jamier, D. (1975): Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie et de la géochimie des eaux profondes des massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc. Thèse, Université de Neuchâtel, inédit.

- Johan, Z. Le Bel, L. & McMillan, W.J. (1980): Evolution géologique et pétrologique des complexes granitoïdes fertiles. In "Minéralisations liées aux granitoïdes", Z. Johan coord. Mém. du BRGM no 99: 21-70.
- Johan, Z., Le Bel, L. & McMillan, W.J. (1980): Evolution géologique et pétrologique des complexes granitoïdes fertiles. Etude comparative des batholites de La Caldera (Pérou) et de Guichon Creek (Canada), deux exemples de plutonisme à minéralisations associées de la Cordillère péri-pacifique. In "Minéralisations liées aux granitoïdes". Mém. B.R.G.M., n° 99: 21-70.
- Johnston, A.D. & Wyllie, P.J. (1988): Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 kbar with H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98: 352-362.
- Jongmanns, W.J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz N.F.* 108, Bern.
- Jorgenson, D.B. (1971): Origin of patchy zoning in plagioclase from gabbroic rocks of southwestern Oregon. *Bull. Soc. geol. Amer.* 82: 2667-2670.
- Joron, J.L., (1974): Contribution à l'analyse des éléments en traces dans les roches et les minéraux par activation neutronique. Application à la caractérisation d'objets archéologiques. Thèse, Orsay.
- Joron, J.L., Bougault, H., Wood, D.A. & Treuil, M. (1978): Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, (7), T. XX, no 4: 521-531.
- Juteau, M. (1984): Les isotopes radiogéniques et l'évolution de la croûte continentale. Thèse, CNRS, INPL, Institut National Polytechnique de Lorraine).
- Juteau, M., Michard, A. & Albarede, F. (1986): The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum mediterranean granites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92: 331-340.
- Juteau, M., Michard, A., Zimmermann, J.L. & Albarede, F. (1984): Isotopic heterogeneities in the granitic intrusion of Monte Capanne (Elba Island, Italy) and dating concepts. *J. Petrol.* 25/2: 532-545.
- Kawachi, Y. & Sato, T. (1978): Orthoclase megacrysts in the Yakushima granite, southern Kyushu, Japan. *N. Jb. Mineral. Abh.* 132: 136-152.
- Kirkpatrick, R.J. (1975): Crystal growth from the melt: a review. *Amer. Mineralogist* 60: 798-814.
- Korzhinskii, D.S. (1959): Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. Transl. from russian. Consultants Bureau Inc. New York.
- Kouchi, A. & Sunagawa, I. (1985): A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89: 17-23.
- Kretz, R. (1963): Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblages. *J. Geol.* 71: 773-785.
- Kroll, H. (1980): Estimation of the Al, Si distribution of alkali-feldspars from lattice translation $\tau(110)$ and $\tau(1-10)$. Revised diagrams. *N. Jb. Mineral. Mh.* 1: 31-36.
- Kröner, A. (1984): Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. *Bull. Soc. géol. France* (7) XXVI: 297-319.
- Kuno, H. (1959): Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. volcanol.* 20: 37-76.
- Kuno, H. (1966): Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. volcanol.* 29: 195-222.
- Kuo, L.C. & Kirkpatrick, R.J. (1982): Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 13-27.
- La Roche de, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29: 183-210.
- Lameyre, J. & Autran, A. (1980): Les granitoïdes de France. *Mém. BRGM no.* 107: 51-97.
- Lameyre, J. & Bowden, P. (1982): Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. volcanol. Geotherm. Res.* 14: 169-186.
- Le Bel, L., Cocherie, A., Baubron, J.C., Fouillac, A.M. & Hawkesworth, C.J. (1985): A high-mantle derived plutonic suite from "Linga", near Arequipa (Peru). *J. Petrol.* 26/1: 124-148.
- Leake, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineralogist* 16/4: 501-520.
- Leake, B.E. (1978): Granite emplacement: the granites of Ireland and their origin. In "Crustal evolution in north-western Britain and adjacent regions". Special issue *J. Geol.* 10: 221-248.
- Lemaître, R.W. (1976): The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.* 17: 589-637.
- Leoni, L. (1975): I feldspati delle rocce porfiriche dell'isola d'Elba. *Studio mineralogico e chimico. Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 31: 41-63.
- Leoni, L. & Rivalenti, G. (1974): An evaluation of the temperature and the volatile content pressure during the crystallization of granitic rocks. *Atti Soc. tosc. Sci. Nat. Mem.* A81: 379-386.
- Leterrier, J. (1972): Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège). Thèse, Nancy, *Sci. de la Terre Mém.* 23, 320 p.
- Leterrier, J. & Debon, F. (1978): Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX/1: 3-10.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 59: 139-154.
- Letz, H., Reichert, C., Wigger, P. & Giese, P. (1978): Seismic refraction measurements in the Ligurian sea and in the northern apennines. In "Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists". *Inter-Union Comm. on geodyn. sci. rep. n° 38. Schweizerbart'sche Stuttgart ed.* 215-220.

- Lipman, P.W., Protska, H.J. & Chistiansen, R.L. (1972): Cainozoic volcanism and plate tectonic evolution of the western United States. I. early and middle Cainozoic. *Phil. Trans. roy. Soc. London A* 271: 217-248.
- Locardi, E. (1985): Neogene and quaternary mediterranean volcanism: the Tyrrhenian example. In "Geological evolution of the Mediterranean basin", Stanley, D.J. & Wezel, F.C. eds, Springer-Verlag, 273-291.
- Lofgren, G. (1974a): An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *Amer. J. Sci.* 274: 243-273.
- Lofgren, G.E. (1974b): Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. Hargraves R.B. ed., *Physics of magmatic processes*, Princeton, N.J., Princeton University Press: 487-551.
- Lofgren, G.E. & Norris, P.N. (1981): Experimental duplication of plagioclases sieve and overgrowth textures. *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.*
- Long, P.E. et Luth, W.C. (1986): Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: implications of a partitioning model for baryum. *Amer. J. Sci.* 71: 367-375.
- Long, P.E. & Luth, W.C. (1979): Petrogenesis of microcline megacrysts from Precambrian granitic rocks of the Dixon-Penuasco area, northern New Mexico. *New Mexico Geol. Soc. Guidebook* 30: 145-153.
- Lopez-Escobar, L., Frey, F.A. & Oyarzun, J. (1979): Geochemical characteristics of Central Chile (33-34 deg.S) granitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.* 70: 439-450.
- Lopez-Escobar, L., Frey, F.A. & Vergara, M. (1977): Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63: 199-228.
- Lopez-Escobar, L. & Oyarzun, J. M. (1974): Uranium in calc-alkaline granitoids of Central Chile. *Pacific Geol.*: 47-50.
- Lotti, B. (1886): Descrizione geologica dell'Isola d'Elba. *Memorie descr. cartageol. ital.* Vol. II, 254 p., Roma (Tip. Nazionale).
- Malinverno, A. & Ryan, W.B.F. (1986): Extension of the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5: 227-245.
- Marchand, J., Bossière, G. & Leyreloup, A. (1982): Pinite and pseudo-"glass" in high-grade metamorphic gneiss. A discussion of "biotite melting in high-grade metamorphic gneiss from the Haut-Allier (French Massif Central)" by Nédélec et Paquet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 439-442.
- Marinelli, G. (1955): Le rocche porfiriche dell'Isola d'Elba. *Atti Soc. tosc. Sci. nat.* 62: 269-418.
- Marinelli, G. (1959): Le Intrusioni terziarie dell'Isola d'Elba. *Atti Soc. tosc. Sci. nat.* 66: 50-256.
- Marinelli, G. (1975): Magma evolution in Italy. In "Geology of Italy" Squyres, C.H. ed. 1975.
- Marmottans, M., Dupuy, C., Orsini, J.B. & Bruneton, P. (1977): Les enclaves microgrenues basiques du massif de Budduso (Sardaigne nord-orientale). Répartition des alcalins et des alcalino-terreux en traces, interprétations. *C. R. Acad. Sci. Paris* 284: 337-339.
- Marquer, D. (1987): Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gotthard. (Alpes centrales, Suisse). Thèse, Univ. Rennes, 250 pp. Mem. & Doc. CAESS no 10.
- Marre, J. (1973): Le complexe éruptif de Quérigut. Pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse, Univ. Toulouse, 536 pp.
- Marre, J. (1982): Méthodes d'analyses structurale des granitoïdes. *Manuels et méthodes n°3*, B.R.G.M.
- Marro, Ch. (1986): Les granitoïdes du Mont Blanc en Suisse. Thèse, Uni. Fribourg, 145 pp.
- Marro, Ch. (1987): Histoire des granitoïdes du Mont-Blanc en Suisse. *Bull. Soc. frib. Sci. nat.* 76: 73-128.
- Marro, Ch. (1988): Organisation géochimique et intrusion du granite du Mont-Blanc et de deux leucogranites. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68: 521-529.
- Masson, H., Herb, R. & Steck, A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland: excursion 1. In "Geology of Switzerland, a guide-book", part B: geological excursions: 109-154.
- Matte, Ph. (1986): La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. France* (8), II/1: 9-24.
- Matteucci, R.V. (1897): Le rocce porfiriche dell'isola d'Elba. *Boll. Soc. geol. ital.* 16: 97-121.
- McBirney, A.R. & Nakamura, Y. (1974): Immiscibility in late-stage magmas of the Skaergaard intrusion. *Geophys. Lab. Carnegie Inst.* 1655: 348-352.
- McBirney, A.R. (1980): Mixing and unmixing of magmas. *J. volcanol. Geotherm. Res.* 7: 357-371.
- McDonald, G.A. & Katsura, T. (1965): Eruption of Lassen Peak, Cascade Range, California, in 1915: example of mixed magmas. *Bull. geol. Soc. Amer.* 76: 475-482.
- Mehnert, K.R. & Büsch, W. (1981): The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. *N. Jb. Mineral. Abh.* 140/3: 221-252.
- Mehnert, K.R. & Büsch, W. (1985): The formation of k-feldspar megacrysts in granites, migmatites and augengneisses. *N. Jb. Mineral. Abh.* 151/3: 229-259.
- Ménot, R.P. (1987): Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne. Thèse Université de Lyon 1, 364p.
- Mergoïl-Daniel, J. & Sabourdy, G. (1974): Les feldspaths composites des granophyres de l'Aigoual (Massif Central français) et leur genèse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 279: 1233-1236.
- Michard-Vitrac, A., Albarède, F., Dupuis, C. & Taylor Jr, H.P. (1980): The genesis of variscan (Hercynien) plutonic rocks: inferences from Sr, Pb and O studies on the Maladeta igneous complex, central Pyrénées (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* 72: 57-72.
- Mittlefehldt, D.W. & Miller, C.F. (1983): Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: implications for "anomalous" trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. *Geochim. cosmochim. Acta* 47: 109-124.

- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.* 274: 321-355.
- Montel, J.M. & Weisbrod, A. (1986): Characteristics and evolution of "vaugneritic magmas": an analytical and experimental approach, on the example of the Cévennes Médiannes (French Massif Central). *Bull. Minéral.* 109: 575-587.
- Morelli, C. (1985): Geophysical contribution to knowledge of the mediterranean crust. in " Geological evolution of the Mediterranean basin", Stanley, D.J. & Wezel, F.C. eds, Springer-Verlag, 66-82.
- Myers, J.D., Marsh, B.D. & Sinha, A.K. (1986): Geochemical and strontium isotopic characteristics of parental aleutian arc magmas: evidence from the basaltic lavas of Atka. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94: 1-11.
- Nachit, H., Razafimahafa, N., Stussi, J.M. & Caron, J.P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris* 301, série II, no.11: 813-818.
- Nance, W.B. & Taylor, S.R. (1976): Rare earth element patterns and crustal evolution - I: Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochim. cosmochim. Acta* 40: 1539-1551.
- Naney, M.T. (1983): Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.* 283: 993-1033.
- Nedelec, A. & Paquet, J. (1981): Biotite melting in high-grade metamorphic gneisses from the Haut-Allier (french Massif Central). *Contrib. Mineral. Petrol.* 77: 1-10.
- Neilson, M.J. & Haynes, S.J. (1973): Biotites in calc-alkaline intrusive rocks. *Mineral. Mag.* 39: 251-253.
- Neumann, E.R. (1974): The distribution of Mn²⁺ and Fe²⁺ between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *Amer. J. Sci.* 274: 1074-1088.
- Newton, N.C. (1983): Geobarometry of high grade metamorphic rocks. *Amer. J. Sci.* 283A: 1-28.
- Nicholls, J., Carmichael, I.S.E. & Stormer Jr, J.C. (1971): Silica activity and Ptotal in igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 33: 1-20.
- Nickel, E., Kock, H. & Nungässer, W. (1967): Modellversuche zur Fließregelung in Graniten. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 47/2: 399-498.
- Nisbet, E., Dietrich, V & Eesenwein, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence: *Fortschr. Mineral.* 57: 262-279.
- Nockolds, S.R. (1933): Some theoretical aspects of contamination in acid magmas. *J. Geol.* 41: 561-589.
- Nockolds, S.R. (1947): The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. J. Sci.* 245: 401-420.
- Oberhänsli, R. (1985): Mineralogy and geochemistry of meta-lamprophyres from the central swiss Alps. *Habilitationsschrift, Uni. Bern*, 180 pp.
- Oberhänsli, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66: 315-342.
- Ohnenstetter, M. & Rossi, Ph. (1987): Signification des complexes basiques-ultrabasiques associés aux granitoïdes dans l'évolution de la chaîne varisque du Sud de l'Europe. *Bull. Soc. geol. France* (8), III/5: 801-810.
- Orsini, J. (1979): Contribution à la connaissance des granitoïdes tardi-orogéniques du batholite corso-sarde. *Trav. Labo. Sci. Terre* série C, n°3, St-Jérôme, Marseille, 104 p.
- Orsini, J.B. (1979): Existence d'une zonation spatiale de la chaîne varisque française aux temps carbonifères à l'aide de marqueurs plutoniques. Implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.289, sér. D: 1109-1112.
- Otto, J. (1974): Die Einschlüsse im Granit von Oberkirch (Nordschwarzwald). *Ber. Naturf. Ges. Freiburg/Br* 64: 83-174.
- Oulianoff, N. (1964): Feldspaths "zonés" dans les enclaves du granite du massif du Mont-Blanc. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 44/1: 137-155.
- Pabst, A. (1928): Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. *Bull. Dep. geol. Sci. Univ. California* vol 17, n°10: 325-386.
- Pagel, M. (1982): The mineralogy and geochemistry of U, Th and REE in two radioactive granites of the Vosges, France. *Mineral. Mag.* 46: 151-161.
- Pagel, M. & Leterrier, J. (1980): The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos* 13: 1-10.
- Palivcova, M. (1978): Ocellar quartz leucogabbro (central bohemian pluton) and genetic problems of ocellar rocks. *Geologicky zbornik - geologica Carpathica* 29/1: 19-41.
- Palivcova, M. (1981): Microtextures of gabbroic and dioritic rocks associated with intrusive granitoid complexes. *Geologicky zbornik - geologica Carpathica* 32/5: 559-589.
- Peacock, M.A. (1931): Classification of igneous rock series. *J. Geol.* 39: 54-67.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planet. Sci. Lett.* 19: 290-300.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58: 63-81.
- Philpotts, A.R. (1976): Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Amer. J. Sci.* 276: 1147-1177.
- Philpotts, A.R. (1982): Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80: 201-218.
- Philpotts, J. A. & Schnetzler, C. C. (1970): Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. cosmochim. Acta* 34: 307-322.
- Pichler, H. (1970): Italienische Vulkan-Gebiete I. Somma-Vesuv, Latium, Toscana. *Sammlung geol. Führer* 51, Bornträger, Berlin-Stuttgart, 258 p.

- Pitcher, W.S. (1982): Granite type and tectonic environment. In "Mountain building processes", K.J. Hsu ed., acad. Press, New York: 19-40.
- Pitcher, W.S. (1987): Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rdsch* 76: 51-79.
- Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (1985): Magmatism at a plate edge: the peruvian Andes. Blackie ed. 328p.
- Pitcher, W.S. & Berger, A.R. (1972): The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. Wiley Interscience, New-York, 435p.
- Platevoet, B. (1983): Etude pétrographique d'une association acide-basique dans le complexe annulaire anorogénique de Porto (Corse). Thèse 3ème cycle. Paris VI, 182p.
- Platevoet, B., Bonin, B., Pupin, J.P. & Gondolo, A. (1988): Les associations acide-basique du magmatisme alcalin anorogénique de Corse. *Bull. Soc. géol. France* (8), IV: 43-55.
- Poldervaart, A. & Hess, H.H. (1951): Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *J. Geol.* 59: 472-489.
- Poli, G., Frey, F.A. & Ferrarra, G. (1984): Geochemical characteristics of the south Tuscany (Italy) volcanic province: constraints on lava petrogenesis. *Chem. Geol.* 43: 203-221.
- Poty, B.P., Stalder, H.A. & Weisbrod, A.M. (1974): Fluid inclusions studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54: 712-752.
- Presnall, D.C. & Bateman, P.C. (1973): Fusion relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith. *Bull. geol. Soc. Amer.* 84: 3181-3202.
- Pringle, G.J., Trembath, L.T. & Pajari, G.E. Jr (1974): Crystallization history of a zoned plagioclase. *Min. Mag.* 39: 867-877.
- Pupin, J.P. (1976): Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Doct. Etat Univ. Nice (France), 394 p.
- Pupin, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73: 207-220.
- Pupin, J.P. (1985): Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 65: 29-56.
- Pupin, J.P. (1988): Granites as indicators in paleogeodynamics. *Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol.* 43/2: 237-262.
- Pupin, J.P. & Turco, G. (1976): Occurrence of peculiar tabular zircon crystals. *Mineral. Mag.* 40: 790-792.
- Ragland, P.C. (1970): Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton. *Lithos* 3: 167-189.
- Ramsay, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill ed., 568p.
- Ramsay, J.G. (1985): Structures des batholithes granitiques. 3ème cycle romand, Lausanne, mars 1985, inédit
- Ramsay, J.G. & Hubert, M.I. (1983): The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis. Academic Press ed., 307p.
- Rayleigh, J.W.S. (1896): Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philos. Mag.* 42: 77-107.
- Read, H.H. (1926): The mica-lamprophyre of Wigtonshire. *Geol. Mag.* 63: 422-429.
- Rehault, J.P., Boillot, G. & Mauffret, A. (1984): The western mediterranean basin geological evolution. *Marine geology* 55: 447-477.
- Reusser, E. (1987): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (Graubünden Schweiz/Prov. di Sondrio, Italien). Ph. D. dissertation, ETH-Zürich.
- Reutter, K.J., Günther, K. & Groscurth, J. (1978): An approach to the geodynamics of the Corsica-northern Apennines double orogene. In "Alps, Apennines, Hellenides, Geodynamic investigations along geotraverses by an international group of geoscientists". Inter-Union Comm. on geodyn. sci. rep. n° 38. Schweizerbart'sche Stuttgart ed: 299-311.
- Rittmann, A. (1973): Stable mineral assemblages of igneous rocks. Springer Verlag 262 p.
- Rock, N.M.S. (1977): The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations. *Earth-Sci. Rev.* 13: 123-169.
- Rock, N.M.S. (1984): Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vosgesites, kersantites and spessartites. *Trans. r. Soc. Edimburgh. Earth Sci.* 74: 193-227.
- Roddick, J.A. & Armstrong, J.E. (1959): Relict dikes in the Cast mountains near Vancouver, B.C. *J. Geol.* 67: 603-613.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J., Parker, R.J. & Marsh, J.S. (1985): The geochemistry of potassic lavas from Vulsini, central Italy and implications for mantle enrichment processes beneath the roman region. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90: 244-257.
- Rosenbusch, H. (1887): Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. II. Massige Gesteine. Stuttgart, 877 p.
- Rossi, P. (1986): Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique, le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paul Sabatier, Toulouse. 292 p.
- Royden, L., Patacca, E. & Scandone, P. (1987): Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution. *Geology* 15: 714-717.
- Sabatier, H. (1980): Vagnérites et granites: une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéral.* 103: 507-522.
- Sabatier, H. (1984): Vagnérites et granites magnésiens dans le Massif Central français: une association particulière de roches grenues acides et basiques. Etude pétrographique. Thèse d'état, Univ. P. et M. Cuire, n° 84-56, *Mém. des Sci. de la Terre*, 559 p.
- Sakuyama, M. (1978): Petrographic evidence of magma mixing in Shirouma-Oike volcano, Japan. *Bull. Volcanol.* 41: 501-512.

- Sakuyama, M. (1979): Evidence of magma mixing: petrological study of shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5: 179-208.
- Sakuyama, M. (1981): Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanos, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing. *J. Petrol.* 22: 553-583.
- Sato, H. (1975): Diffusion coronas around quartz xenocrysts in andesite and basalt from tertiary volcanic region in NE Shikoku, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.* 50: 49-64.
- Saupé, F., Marignac, Ch., Moine, B., Sonet, J. & Zimmermann, J.L. (1982): Datation par les méthodes K/Ar et Rb/Sr de quelques roches de la partie orientale de l'île d'Elbe (province de Livourne, Italie). *Bull. Mineral.* 105: 236-245.
- Savelli, C., Beccaluva, L., Deriu, M., Macciotta, G. & Maccioni, L. (1979): K-Ar geochronology of the Tertiary "calc-alkalic" volcanism of Sardinia (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5: 257-269.
- Schaltegger, U. (1989): Geochemische und Isotopengeochemische Untersuchungen am zentralen Aaregranit und seinen assoziierten Gesteinen zwischen Aare und Reuss (Aarmassiv, Schweiz). Thèse, Université de Berne, 144 p., inédit.
- Scholz, C.H., Barazangi, M. & Sbar, M.L. (1971): Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic interarc basin. *Bull. geol. Soc. Amer.* 82: 2979-2990.
- Schott, J. (1983): Thermal diffusion and magmatic differentiation: a new look at an old problem. *Bull. Mineral.* 106: 247-262.
- Schuler, C. (1983): Die interne Sr-Isotopensystematik des herzynischen Albtalgranits (Schwarzwald). Thèse ETH-Zürich, 187p. n° 7356, inédit.
- Seck, H.A. (1971a): Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung Koexistierender Alkalifeldspäte und Plagioclase im System NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 31: 67-86.
- Seck, H.A. (1971b): Koexistierende Alkalifeldspäte und plagioclase im System NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-H₂O bei Temperaturen von 650°C bis 900°C. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 115: 315-345.
- Selli, R. (1985): Tectonic evolution of the Tyrrhenian sea. In "Geological evolution of the Mediterranean basin", Stanley, D.J. & Wezel, F.C. eds, Springer-Verlag: 131-151.
- Shand, S.J. (1927): Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore deposits. Murby ed. London.
- Shaw, D.M. (1970): Trace elements fractionation during anatexis. *Geochim. cosmochim. Acta* 34: 237-243.
- Sigurdsson, H. (1971): Feldspar relations in a composite magma. *Lithos* 4: 231-238.
- Smith, J.C. & Brown, W.L. (1988): Feldspar minerals. 1, crystal structures, physical, chemical, and microtextural properties. Springer-Verlag 2nd ed. 828 p.
- Smith, J.V. (1974): Feldspar minerals. 1. Crystal, structure, and physical properties; 2. chemical and textural properties. Springer-Verlag, 622p, 690p.
- Smith, R.B. (1977): Intraplate tectonics of the western North-American plate. *Tectonophysics* 37: 323-336.
- Smithson, S.B. (1965): Oriented plagioclase grains in K-feldspar porphyroblasts. *Contr. Geol.* 4: 63-68.
- Sparks, S.R.J., Sigurdsson, H. & Wilson, L. (1977): Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature* 267: 315-318.
- Speer, J.A. (1981): Petrology of cordierite- and almandine-bearing granitoid plutons of the southern appalachian Piedmont, U.S.A. *Canadian Mineralogist* 19: 35-46.
- Speer, J.A. (1984): Micas in igneous rocks. In "Micas", reviews in Mineralogy 13, Bailey, S.W. ed., Mineralogical Soc. Amer.: 299-356.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977): Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and planet. Sci. Lett.* 36: 359-362.
- Stewart, D.B. (1956): Rapakivi granite from eastern Penobscot Bay, Maine. *Résumé 20ème Cong. geol. Internat. Mexico*, 11A: 293-320.
- Stewart, D.B. & Wright, T.L. (1974): Al/Si order and symmetry of natural alkali feldspars, and the relationship of strained cell parameters to bulk composition. *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.* 97: 356-377.
- Streckeisen, A. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Rdsch.* 63: 773-786.
- Streckeisen, A. (1981): Provisional remarks on chemical classifications. *IUGS Subc. Igneous Rocks*, circ. 34, contr. 90.
- Stussi, J.M. & La Roche de, H. (1984): Le magmatisme orogénique granitique de la chaîne varisque française. Typologie chimique et répartition spatiale. *C. R. Acad. Sci. Paris* 298: 43-48.
- Swanson, S.E. (1977): Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Amer. Mineralogist* 62: 966-978.
- Taylor, H.P. & Turi, B. (1976): High-18O igneous rocks from the tuscan magmatic province, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55: 33-54.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1981): The composition and evaluation of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. r. Soc. London A301*: 381-399.
- Thélin, Ph. & Ayrton, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle antétriasique dans le domaine pennique (Valais). Données récentes, synthèse chronologique et suggestions de recherches ultérieures. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63: 393-420.
- Thomas, H.H. & Smith, W.C. (1932): Xenoliths of igneous origin in the Tregastel-Ploumanac'h granite, Côtes du Nord, France. *Quart. J. geol. Soc. London* 88: 274-296.
- Thompson, A.B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Amer. J. Sci.* 282: 1567-1595.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P. & Hendry, G.L. (1983): Continental flood basalts...arachnids rule OK? In "Continental basalts and mantle xenoliths" Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. eds, Shiva pub: 158-185.

- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. & Parry, S.J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. r. Soc. London A310*: 549-590.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W. & O'Callaghan, L. (1984): Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of andean volcanic rocks. *Phil. Trans. r. Soc. London A310*: 675-692.
- Tobi, A.C. (1987): A guide of plagioclase twinning, and an urge to further research on its petrological significance. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67: 127-136.
- Trevisan, L. (1953): L'Elba orientale e la sua tettonica di scivolamento per gravità. *Boll. Soc. geol. ital.*, 70: 435-470.
- Tsuchiyama, A. (1985): Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89: 1-16.
- Tsuchiyama, A. & Takahashi, E. (1983): Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84: 345-354.
- Turi, B. & Taylor, H. P. (1976): Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman Province Central Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 55: 1-31.
- Turner, F.J. (1981): *Metamorphic petrology: mineralogical, field and tectonic aspects*. 2nd ed. McGraw-Hill: 542 p.
- Tuttle, O.F. and Bowen, N.L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O. *Geol. Soc. Amer., Memoir n° 74*: 153p.
- Van Bergen, M.J. (1983): Polyphase metamorphic sedimentary xenoliths from Mte Amiata volcanics (Central Italy); evidence for a partially disrupted contact aureole. *Geol. Rundsch.* 637-662.
- Van Bergen, M.J. (1984): Magmas and inclusions of Monte Amiata Volcano, Tuscany, Italy. *Geologica Ultraiectina* 37, 172p.
- Van Bergen, M.J. (1985): Common trace-element characteristics of crustal- and mantle-derived k-rich magmas at Mt-Amiata (Central Italy). *Chem. Geol.* 48: 125-135.
- Van Bergen, M.J., Ghezzi, C. & Ricci, C.A. (1983): Minette inclusions in the rhyodacitic lavas of Mt Amiata (Central Italy): mineralogical and chemical evidence of mixing between tuscan and roman type magmas. *J. Volcanol. geotherm. Res.* 19: 1-35.
- Vance, J.A. (1965): Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *J. Geol.* 73: 636-651.
- Vance, J.A. (1969): On synneusis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24: 7-29.
- Venturelli, G., Thorpe, R.S., Dal Piaz, G.V., Del Moro, A. & Potts, P.J. (1984): Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 86: 209-220.
- Venzlaff, V. & Waldeck, H. (1974): Geochemical investigations on the island of Elba, II: age dating of central and western Elbe granites: a comparison. *N. Jb. Mineral. Abh.* 120/3: 315-323.
- Vernon, R.H. (1983): Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *J. Proc. roy. Soc. New South Wales* 116: 77-103.
- Vernon, R.H. (1984): Microgranitoid enclaves in granites-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* 309: 438-439.
- Vernon, R.H. (1986): K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Sci. Rev.* 23: 1-63.
- Vidal, Ph. (1976): L'évolution poly-orogénique du Massif armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. Thèse Univ. Rennes, Mém. Soc. géol. et Min. de Bretagne.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. (1988): Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98: 257-276.
- Visser, W.A. (1980): *Geological Nomenclature*. Martinus Nijhoff ed. The Hague. 540 p.
- Vivier, G., Ménot, R.P. & Giraud, P. (1987): Magmatismes et structurations orogéniques paléozoïques de la chaîne de Belledonne (massifs cristallins externes). *Le domaine Nord-Oriental. Géol. alp.* 63: 25-53.
- Vogel, T.A. & Wilband, J.T. (1978): Coexisting acidic and basic melts: geochemistry of a composite dyke. *J. Geol.* 86: 353-371.
- Von Raumer, J.F. (1967): Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc Granit. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 47/2: 499-579.
- Von Raumer, J.F. (1969): Sitplnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc Granit. *Contr. Mineral. Petrol.* 21: 257-271.
- Von Raumer, J.F. (1971): Das Mont-Blanc Massiv Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphe. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51/1: 193-225.
- Von Raumer, J.F. (1976): Le massif du Mont-Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 65/2: 123-155.
- Von Raumer, J.F. (1981): Variscan events in the alpine region. *Geol. Mijnbouw* 60: 67-80.
- Von Raumer, J.F. (1984a): The external massifs, relics of variscan basement in the Alps. *Geol. Rundsch.* 73: 1-31.
- Von Raumer, J.F. (1984b): The hercynian basement in the helvetic realm and central Alps. *Mem. Soc. geol. ital.* 29: 57-69.
- Von Raumer, J.F. (1987): Les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges: témoins de la formation de croûte varisque dans les Alpes occidentales. *Géol. alpine* 63: 7-24.
- Wager, L.R. & Bailey, E.B. (1953): Basic magma chilled against acid magma. *Nature*, 172: 68-69.
- Wager, L.R., Brown, G.M. & Wadsworth, N.J. (1960): Types of igneous cumulates. *J. Petrol.*, 1: 73-85.
- Wager, L.R., Vincent, E.A., Brown, G.M. & Bell, J.D. (1965): Marscoite and related rocks of the western red hills complex, isle of Skye. *Phil. Trans. roy. Soc. London* 257: 273-307.

- Waldeck, H. (1977): Die Insel Elba - Mineralogie, Geologie, Geographie, Kulturgeschichte. Sammlung Geologischer Führer, 64, Gebrüder Bornet.
- Walker, D. & Delong, S.E. (1982): Soret separation of mid-ocean ridge basalt magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79: 231-240.
- Walker, D., Leshner, C.E. & Hays, J.F. (1981): Soret separation of lunar liquid. *Proc. lunar planet. Sci.* 12B: 991-999.
- Walker, G.P.L. & Skelhorn, R.R. (1966): Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth-Sci. Rev.* 2: 93-109.
- Watson, E.B. (1976): Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 56: 119-134.
- Watson, E.B. (1979): Apatite saturation in basic to intermediate magmas. *Geophys. Res. Lett.* 6: 937-940.
- Watson, E.B. (1981): Diffusion in magmas at depth in the earth: the effects of pressure and dissolved H₂O. *Earth and planet. Sci. Lett.* 52: 291-301.
- Watson, E.B. (1982): Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80: 73-87.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and planet. Sci. Lett.* 64: 295-304.
- Wegmann, C.E. (1938): Geological investigation in southern Greenland. Part I: On the structural division of southern Greenland. *Medd. Gronland* 113: 1-148.
- Wells, A.K. & Wooldridge, S.W. (1931): The rock groups of Jersey, with special reference to intrusive phenomena. *Proc. geol. Assoc.* 42: 178-215.
- Wells, P.R.A. (1977): Pyroxenes thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62: 129-139.
- Wezel, F.C. (1985): Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian sea. In "Geological evolution of the Mediterranean basin", Stanley, D.J. & Wezel, F.C. eds, Springer-Verlag, 153-194.
- White, A.J.R. & Chappell, B.W. (1977): Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.
- Whitney, J.A. (1975): The effects of pressure, temperature and XH₂O on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geol.* 83: 1-31.
- Wiebe, R.A. (1968): Plagioclase stratigraphy: a record of magmatic conditions and events in a granite stock. *Amer. J. Sci.* 266: 690-703.
- Wiebe, R.A. (1973): Relations between coexisting basaltic and granitic magmas in a composite dike. *Amer. J. Sci.* 273: 130-151.
- Wiebe, R.A. (1974): Coexisting intermediate and basic magmas, Ingonish, Cape Breton Island. *J. Geol.* 82: 74-87.
- Wiebe, R.A. (1980): Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. *J. Geol.* 88: 197-209.
- Wiebe, R.A. (1984): Commingling of magmas in the Bjerkrem-Sogndal lopolith (SW Norway): evidence for the compositions of residual liquids. *Lithos* 17: 171-188.
- Wilcox, R.E. (1944): Rhyolite-basalt complex on Gardiner river, Yellowstone park, Wyoming. *Bull. geol. Soc. Amer.* 55: 1047-1080d
- Wilmart, E. (1988): Etude géochimique des charnockites du Rogaland. Thèse de Doctorat, Univ. Pierre. et Marie. Curie, Paris, 342 p.
- Wilson, A. (1960): The microdetermination of ferrous iron in silicate minerals by a volumetric and colorimetric method. *Analyst* 85: 823-827.
- Wimmenauer, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine. *Fortschr. Mineral.* 51: 3-67.
- Winkler, H.G.F., Boese, M. & Marcopoulos, T. (1975): Low temperature granitic melts. *N. Jb. Mineral. Mh* 6: 245-268.
- Winkler, H.G.F. & Schultes, H. (1982): On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks. *N. Jb. Mineral. Mh* 12: 558-564.
- Wones, D. R. & Eugster, H. P. (1965): Stability of biotite: experiment, theory, and application. *Amer. Mineral.* 50: 1228-1272.
- Wood, B.J. & Carmichael, I.S.E. (1973): Ptotal, PH₂O and the occurrence of cummingtonite in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40: 149-158.
- Wood, D.A., Joron, J.L. & Treuil, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and planet. Sci. Lett.* 45: 326-336.
- Wright, T.L. (1968): X-ray and optical study of alkali feldspar, II: An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2 theta values for three reflexions. *Amer. Mineral.* 53: 88-104.
- Wyllie, P.J. (1977a): Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics* 43: 41-71.
- Wyllie, P.J. (1984): Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products. *Phil. Trans. r. Soc. London A310*: 439-456.
- Wyllie, P.J., Cox, K.G. & Biggar, G.M. (1962): The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petrol.* 3: 238-243.
- Yoder, H.S. (1973): Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *Amer. Mineralogist* 58: 153-171.
- Zhou, J. (1985): The timing of calc-alkaline magmatism in parts of the alpine-Himalayan collision zone and its relevance to the interpretation of Caledonian magmatism. *J. geol. Soc. London* 142: 309-317.
- Ziegler, P.A. (1980): Northwestern Europe: subsidence of Post-variscan basins. *Mém. BRGM no 108*: 249-280.
- Ziegler, P.A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of western and central Europe. *Tectonophysics* 126: 303-328.

- Zorpi, M.J., Coulon, C., Orsini, J.B. & Cocirca, C. (1989): Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics* 157: 315-329.
- Zwart, H.J. (1967): The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnb.* 46: 283-309.
- Zwart, H.J. & Domsiepen, U.F. (1978): The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnb.* 57: 627-654.

ANNEXES

ANNEXE 1: FIGURES ET TABLEAUX

Localité	granite de bordure					granite central					
	Piacentini		Orano	Pomon.	moy.	Poggio	Vallebuia		S. Pier	S. Ilar	moy.
no échantillon	6	7	8	9		3	10	11	16	17	
Or mégaFK	71.1	72.4	74.6	76.3	73.6	76.7	75.2	73.4	76.1	76.8	75.6
FK matriciels	73.7	77.8	78.0	79.6	77.3	79.2	81.0	81.3	81.4	81.1	80.8
Ab mégaFK	27.6	25.3	23.4	22.0	24.6	22.4	24.0	25.7	22.6	22.0	23.3
FK matr.	25.3	20.6	20.6	18.8	21.3	19.8	18.3	17.9	17.3	17.8	18.2
An mégaFK	1.4	2.3	2.1	1.7	1.9	0.9	0.8	0.9	1.3	1.2	1.0
FK matr.	0.1	1.6	1.4	1.6	1.2	1.0	0.7	0.8	1.3	1.1	1.0

Tableau A1: report de la composition chimique globale de mégacristsaux de feldspath alcalin (mégaFK) déterminée par fluorescence X par Franzini et al. (1974). Valeurs recalculées en %-moléculaires. moy. = moyenne.

échantillon	texture	roche totale				porphyrocrist. sur échantillon				matrice lame mince				lame totale				QAP r. tot.			
		Pl	Qz	Bi	Fk	Pl	Qz	Bi	Fk	% mat.	Pl	Qz	Bi	Fk	Pl	Qz	Bi	Fk	P	Q	A
FB 450	Oph	47	17	19	17	5	2	1	2	90	46	17	20	17	47	17	19	17	58	21	21
464 1er cm	Flu	53	15	17	15	4	1	0	0	95	52	15	18	15	53	15	17	15	64	18	18
464 b	Oph	42	19	16	23	1	1	0	0	98	42	18	16	24	42	19	16	23	50	23	27
471 b	Mic	36	24	13	27	14	8	3	4	74	32	22	14	33	38	25	13	24	41	28	31
472 double	Dol	52	18	26/4hb	0	0	0	0	0	100	52	18	26/4hb	0	52	18	26/4hb	0	75	25	0
473 b 1er cm	Flu	66	3	26	5	10	0	0	0	90	62	3	29	6	66	3	26	5	89	4	7
473 b >1cm	Oph	56	22	15	7	5	0	0	0	95	54	22	16	8	56	22	15	7	66	26	8
475	Oph	46	17	20	17	3	1	1	1	94	46	17	20	17	46	17	20	17	58	21	21
475 double	Dol	52	18	22	8	0	0	0	0	100	52	18	22	8	52	18	22	8	67	23	10
476	Mic	42	23	12	23	19	1	4	3	76	32	30	11	27	43	24	12	21	48	26	26
477	Mic	37	24	15	25	8	1	3	0	88	33	26	13	28	37	24	15	25	43	28	29
480 1er cm	Oph	56	24	19	1	0	0	0	0	100	56	24	19	1	56	24	19	1	69	30	1
480 reste	Oph	56	25	18	1	5	2	1	0	90	51	28	20	1	55	25	19	1	68	31	1
483'	Dol	46	23	30	1	0	0	0	0	100	46	23	30	1	46	23	30	1	66	33	1
489	Mic	39	25	12	24	13	1	3	1	83	33	29	11	27	40	25	12	23	44	28	28
502 b	Mic	47	23	13	17	15	3	3	<1	79	41	25	13	21	47	23	13	17	54	26	20
504	Mic	35	26	14	25	11	1	1	3	87	29	30	14	27	36	27	14	23	41	30	29
504 a double	Dol	55	20	24	1	9	0	1	0	90	51	22	26	1	55	20	24	1	72	26	2
630 b	Oph	48	22	24	7	5	2	1	2	90	48	22	25	6	-	-	-	-	62	29	9
631 a Z1	Gre	29	27	8	36	0	0	0	0	100	29	27	8	36	29	27	8	36	32	29	39
631 a Z2	Mic	24	31	5	40	0	0	0	0	100	24	31	5	40	24	31	5	40	25	33	42
631 a Z3	Mic	12	34	3	51	0	0	0	0	100	12	34	3	51	12	34	3	51	12	35	53
631 a Z4	Flu	61	16	16	7	0	0	0	0	100	61	16	16	7	61	16	16	7	73	19	8
631 a Z5	Dol	55	16	16	13	0	0	0	0	100	55	16	16	13	55	16	16	13	65	19	16
631 b	Oph	51	20	16	13	0	0	0	0	100	51	20	16	13	51	20	16	13	61	24	15
634	Mic	37	22	19	22	5	<1	1	1	91	35	23	20	22	41	22	18	20	46	27	27
635	Mic	38	27	13	22	11	3	3	0	83	33	30	11	26	38	27	13	22	44	31	25
639	Mic	39	25	15	21	12	<1	3	1	85	32	29	15	24	40	25	15	20	46	29	25
641	Oph	50	25	15	10	3	2	1	0	96	50	25	15	10	50	26	14	10	59	29	12
656	Flu	50	21	29	0	1	<1	<1	<1	97	50	21	29	0	51	21	28	0	70	30	0
818 1er cm	Dol	40	29	31	0	0	0	0	0	100	45	27	28	0	45	27	28	0	63	37	0
818 2-4 cm	Dol	40	29	31	0	0	0	0	0	100	40	29	31	0	40	29	31	0	58	42	0
X 82(3)	Mic	41	25	14	20	20	4	4	1	71	31	27	11	27	42	25	14	19	48	29	23
X 82(1)	Mic	47	21	19	13	10	1	1	0	88	42	23	20	15	47	21	19	13	58	26	16

Tableau A2: report de la composition modale d'enclaves microgrenues déterminée au compteur de points sur lames colorées. P, Q et A = proportions modales relatives de plagioclase, quartz et feldspath alcalin destinées au report des échantillons dans le diagramme QAP de Streckeisen (1974). Le type de texture de l'enclave analysée est précisé: Oph = ophitique, Flu = fluidale, Dol = doléritique, Mic = microgranulaire.

	MEGAFELDSPATHS DU GRANITE				COUPLES DE MEGACRISTAUX ENCLAVE-GRANITE				MEGAFELDSPATHS ZONES D'ENCLAVES				MEK D'ENCLAVES		MEGAFELDSPATHS DE FILONS				
	FB 491	FB 626	FB 636	FB 824	FB 921	FB 642 en	FB 642 gr	FB 828 en	FB 828 gr	FB452 coeur	FB452 bord	FB494 coeur	FB494 bord	FB 469	FB 630	FB 639	FB 479	FB 654	FB 819
a	8.5741	8.5659	8.5656	8.575	8.5678	8.5687	8.5713	8.561	8.5659	8.5598	8.5745	8.5659	8.5699	8.5693	8.5674	8.5674	8.5616	8.5629	8.5636
± a	0.0015	0.0029	0.0055	0.0026	0.0026	0.0017	0.0024	0.0025	0.003	0.0029	0.0047	0.002	0.0026	0.0031	0.0037	0.0028	0.0024	0.0033	0.0023
b	12.9812	12.9983	12.9912	12.9902	12.9882	12.9959	12.996	12.9961	12.9907	12.9929	12.9826	12.9903	12.9953	12.9947	12.9815	12.9936	12.9906	12.9907	12.9978
± b	0.0023	0.0044	0.0056	0.0082	0.0026	0.0022	0.003	0.0043	0.0059	0.0042	0.0045	0.0033	0.0039	0.0033	0.0041	0.0036	0.0039	0.0039	0.0042
c	7.1916	7.1899	7.1919	7.2009	7.1943	7.1931	7.1903	7.2012	7.1918	7.1931	7.1927	7.1885	7.1905	7.1918	7.1989	7.1919	7.1945	7.1948	7.1902
± c	0.001	0.002	0.0025	0.0024	0.0018	0.0012	0.0017	0.0018	0.0027	0.002	0.0024	0.0014	0.0021	0.0018	0.0022	0.0017	0.0015	0.0024	0.0022
alpha	0	0	90	90	90	90	90	90	90	90	0	0	0	0	90	90	90	0	0
± alpha	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
beta	116.069	116.001	115.957	116.054	116.043	116.009	116.001	116.025	116.027	115.997	115.987	116.046	116.011	116.069	116.05	116.032	116.038	116.023	116.027
± beta	0.014	0.03	0.046	0.024	0.02	0.016	0.022	0.023	0.033	0.034	0.05	0.019	0.025	0.024	0.028	0.024	0.021	0.027	0.027
gamma	0	0	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
± gamma	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
a*	0.129859	0.12992	0.129844	0.12981	0.129806	0.129854	0.129806	0.129898	0.129918	0.129977	0.129743	0.129938	0.129839	0.129912	0.12992	0.12999	0.129995	0.129958	0.129951
± a*	0.000025	0.000051	0.0001	0.000084	0.000044	0.000028	0.000039	0.000043	0.000053	0.000049	0.000083	0.000035	0.000046	0.000049	0.000063	0.000048	0.000042	0.000052	0.000039
b*	0.077054	0.076933	0.076975	0.076981	0.076947	0.076947	0.076947	0.076946	0.076978	0.077024	0.077026	0.076981	0.076951	0.076955	0.077033	0.076961	0.076979	0.076978	0.076936
± b*	0.000013	0.000026	0.000033	0.000049	0.000015	0.000013	0.000018	0.000025	0.000035	0.000025	0.000027	0.000019	0.000023	0.000021	0.000024	0.000021	0.000023	0.000023	0.000025
c*	0.154799	0.154747	0.154645	0.154581	0.154707	0.154688	0.154737	0.154712	0.154537	0.154674	0.154667	0.154835	0.154747	0.154794	0.154618	0.154743	0.154697	0.154671	0.154774
± c*	0.000019	0.000048	0.000069	0.000045	0.000038	0.000023	0.000032	0.000044	0.000056	0.000044	0.000072	0.000028	0.000047	0.000041	0.000044	0.000032	0.000035	0.000049	0.000046
alpha*	0	0	90	90	90	90	90	90	90	90	0	0	0	90	90	90	90	90	90
± alpha*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
beta*	63.991	63.999	64.043	63.946	63.957	63.991	63.999	63.975	63.973	64.003	64.013	63.954	63.99	63.931	63.95	63.968	63.962	63.977	63.973
± beta*	0.014	0.03	0.046	0.024	0.02	0.016	0.022	0.023	0.033	0.034	0.05	0.019	0.025	0.024	0.028	0.024	0.021	0.027	0.027
gamma*	0	0	90	90	90	90	90	90	90	90	0	0	0	90	90	90	90	90	90
± gamma*	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
% Or ob	87.53	86.65	86.65	87.53	85.77	87.53	88.4	86.65	87.63	86.21	86.65	87.53	85.77	86.65	86.65	86.65	85.77	86.65	85.77
% Or ca	87.79	85.42	85.6	88.14	86.56	86.47	86.91	85.07	86.3	84.72	87.44	86.65	86.65	86.82	86.65	86.3	85.33	85.51	85.51
% Or Vc	88.86	89.68	90.35	93.22	89.62	91.22	91.21	89.21	91.7	87.49	90.8	87.93	90.65	89.82	89.64	89.88	88.7	89.34	89.27
Delta	0.09	0.02	0.04	0.01	0.04	0.01	0.03	-0.02	-0.02	0.05	0.07	0.06	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01
V	719.014	719.321	719.568	720.611	719.299	719.889	719.886	719.146	720.063	718.492	719.733	718.659	719.679	719.373	719.305	719.393	718.951	719.193	719.17
± ob	0.04	-0.23	-0.13	-0.08	0.1	-0.03	-0.08	-0.08	0.13	0.04	0.1	-0.23	-0.03	-0.13	-0.13	-0.13	-0.13	-0.08	-0.14
± ca	0.08	-0.2	0	0.13	0.07	-0.05	-0.15	-0.05	0.21	0.1	0.09	-0.13	-0.14	-0.08	0.24	-0.05	0.05	0.06	0.06
tr(110)	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78	7.78
t10(1)	0.38	0.35	0.37	0.39	0.37	0.36	0.36	0.36	0.39	0.38	0.38	0.36	0.36	0.36	0.39	0.36	0.37	0.37	0.35
t20(1)	0.12	0.15	0.13	0.11	0.13	0.14	0.14	0.14	0.11	0.12	0.12	0.14	0.14	0.14	0.11	0.14	0.13	0.13	0.15
t10(2)	0.38	0.36	0.38	0.39	0.38	0.37	0.37	0.39	0.39	0.39	0.39	0.36	0.37	0.36	0.4	0.37	0.38	0.37	0.36
t20(2)	0.12	0.14	0.12	0.11	0.12	0.13	0.13	0.13	0.11	0.11	0.11	0.14	0.13	0.14	0.1	0.13	0.12	0.13	0.14
Delta	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau A3: données cristallographiques obtenues par rayons X sur différents types de mégacristaux du massif du Monte Capanne. Tous les cristaux sont monocliniques. a, b, c et Δa en Å; a*, b*, c* en Å⁻¹, α, β, γ, α*, β*, γ* en degrés; % Or en % pondéral; V en Å³; tr(110) = tr(110) en Å; t10(i) = t1m(i), t20(i) = t2m(i) (i=1,2). Explications des paramètres au § 2.3.4.

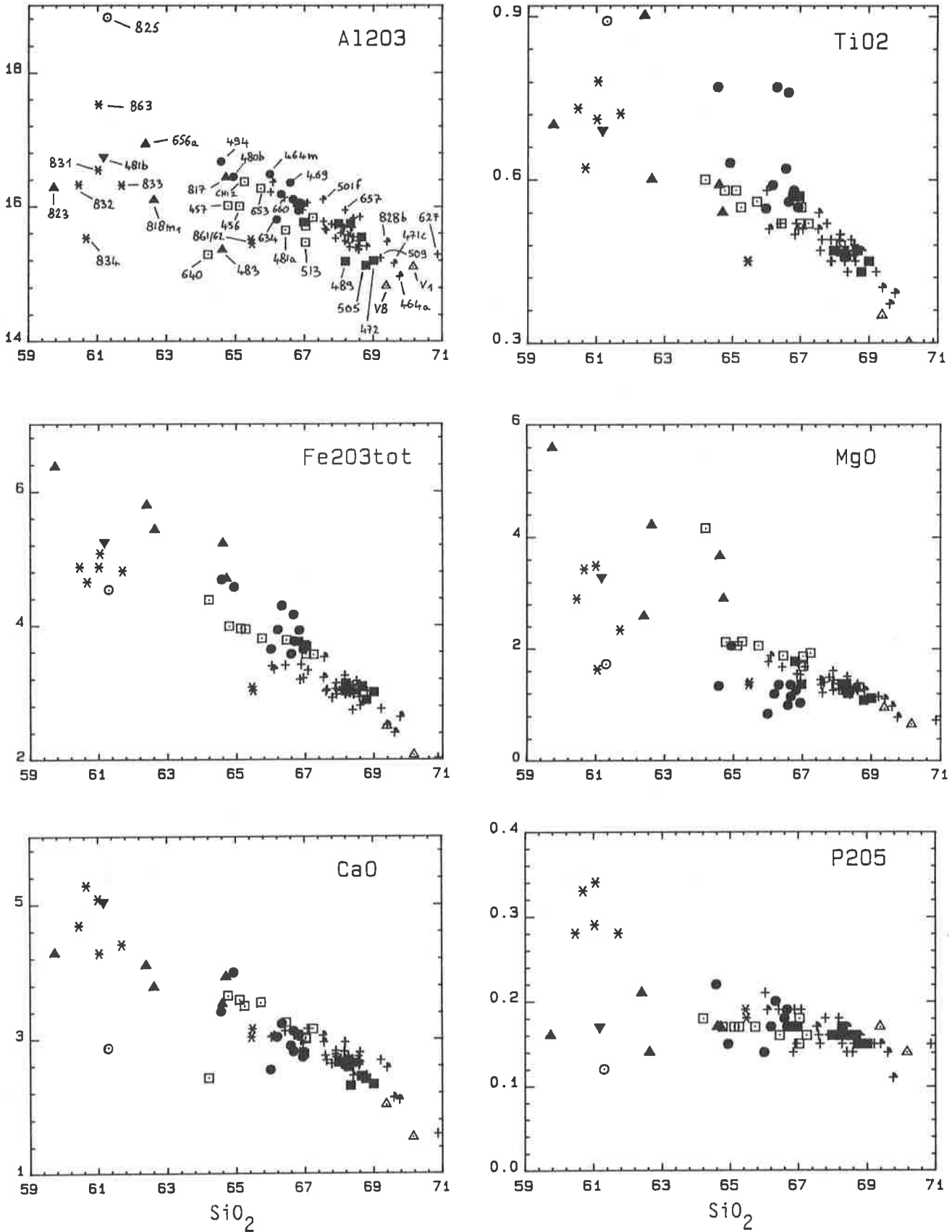


Figure A4: report des différentes catégories de roches du massif du M. Capanne, de rhyodacites de San Vincenzo, d'andésites et de rhyodacites de Capraia dans des diagrammes de Harker "élément versus SiO_2 ". Les majeurs sont exprimés en %-poids d'oxydes et les traces en ppm. L'échelle horizontale est uniforme.

Figuré: granite: +, granite au contact d'enclaves microgrenues: ⋈, enclaves à texture microgranulaire: ■, -ophitique: ●, -doleritique: ▲, enclave à pyroxènes (FB 481b): ▼, filons sombres: □, xénolite alumineux: ⊙, rhyodacites de San Vincenzo (V1 et V8, Giraud et al., 1986): △, andésites et rhyodacites de Capraia: *.

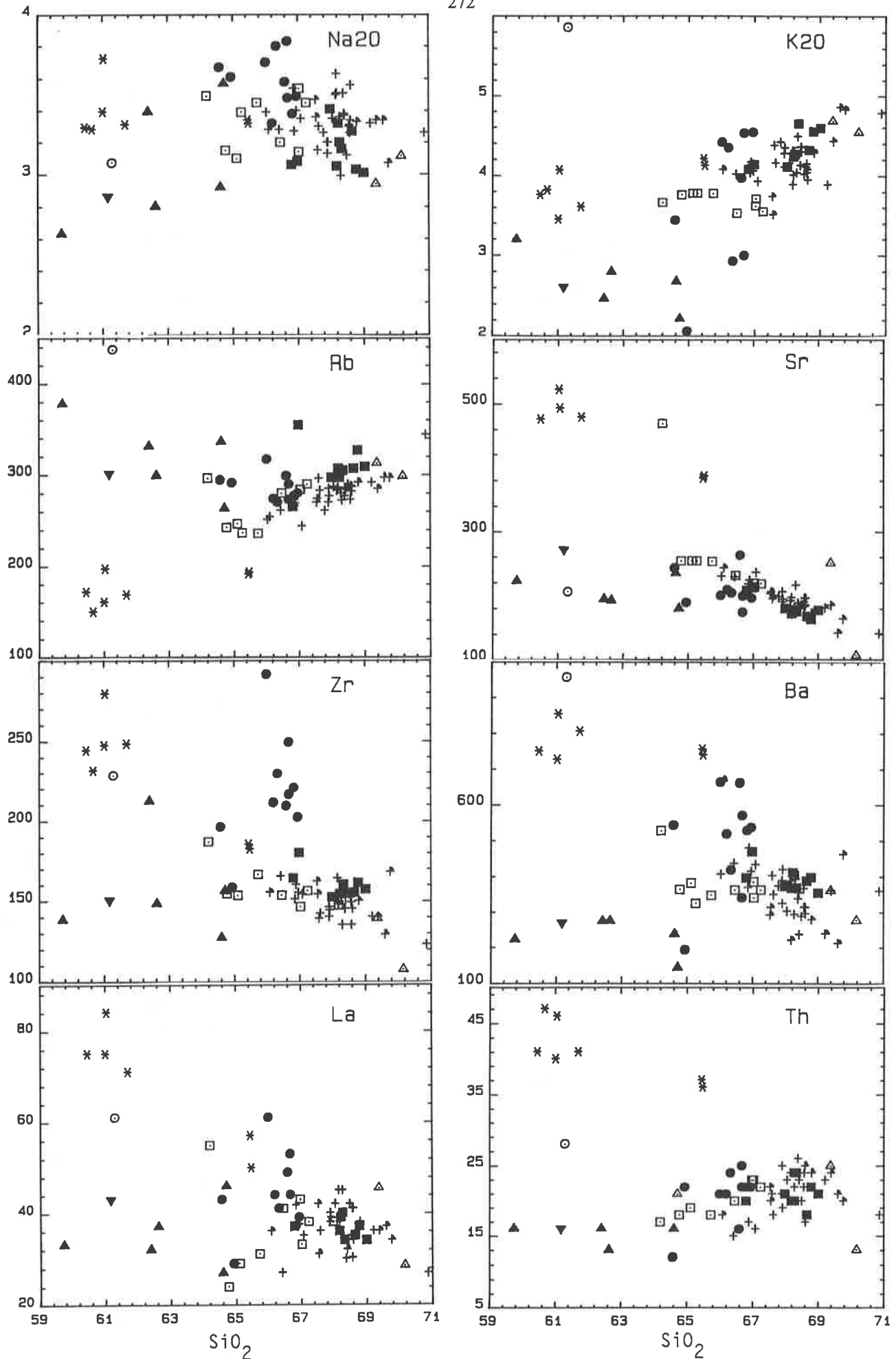


Figure A4: suite. Figuré: +, granite au contact d'enclaves microgrenues; +, enclaves à texture microgranulaire; ■, -ophitique; ●, -doleritique; ▲, enclave à pyroxènes (FB 481b); ▼, filons sombres; □, xénolite alumineux; ○, rhyodacites de San Vincenzo (V1 et V8, Giraud et al., 1986); △, andésites et rhyodacites de Capraia; ✕.

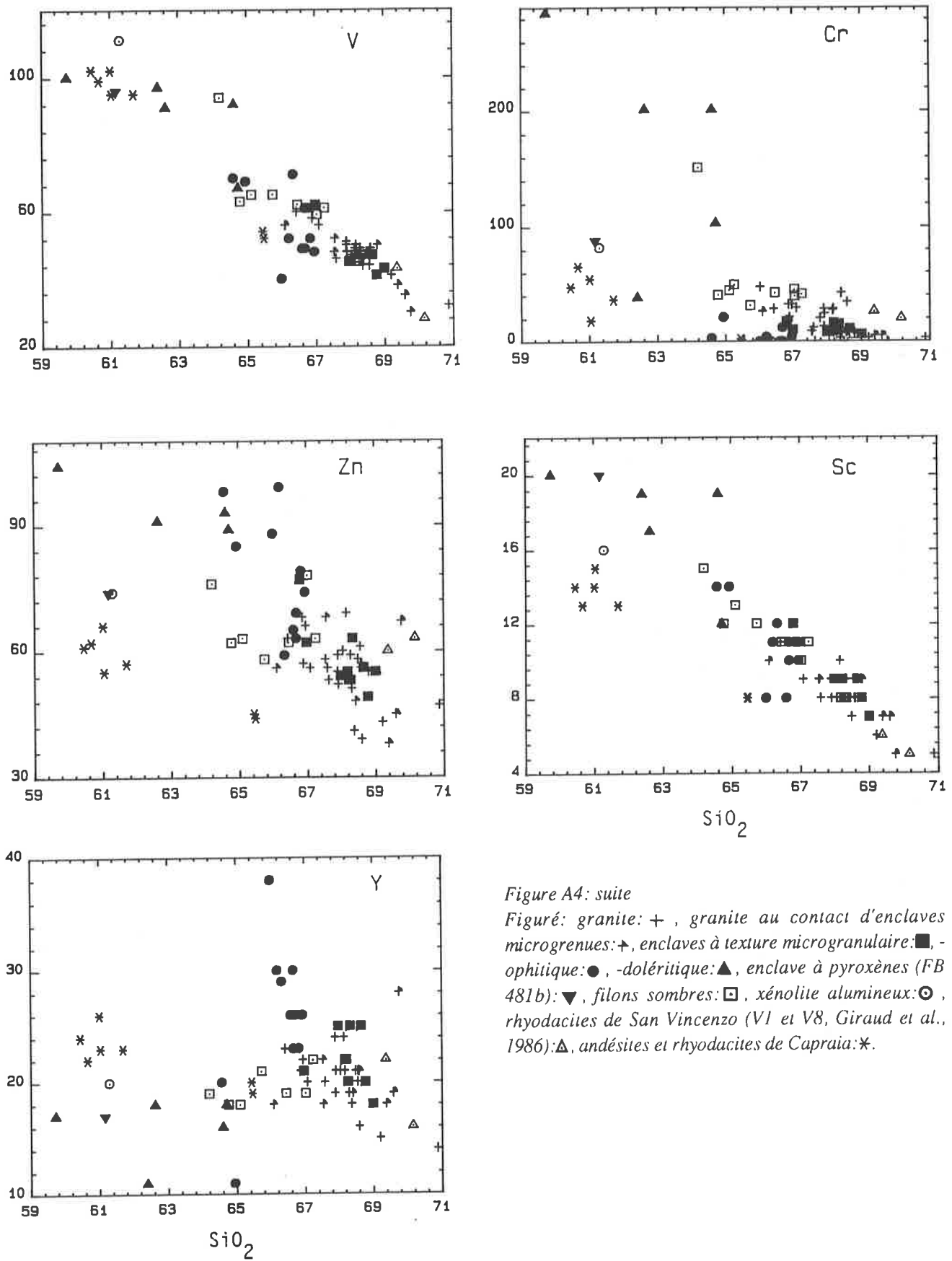


Figure A4: suite

Figuré: granite: + , granite au contact d'enclaves microgrenues: ⊕, enclaves à texture microgranulaire: ◻, ophitique: ●, -doléritique: ▲, enclave à pyroxènes (FB 481b): ▼, filons sombres: ◻, xénolite alumineux: ⊙, rhyodacites de San Vincenzo (V1 et V8, Giraud et al., 1986): ○, andésites et rhyodacites de Capraia: △, Capraia rhyodacites: *

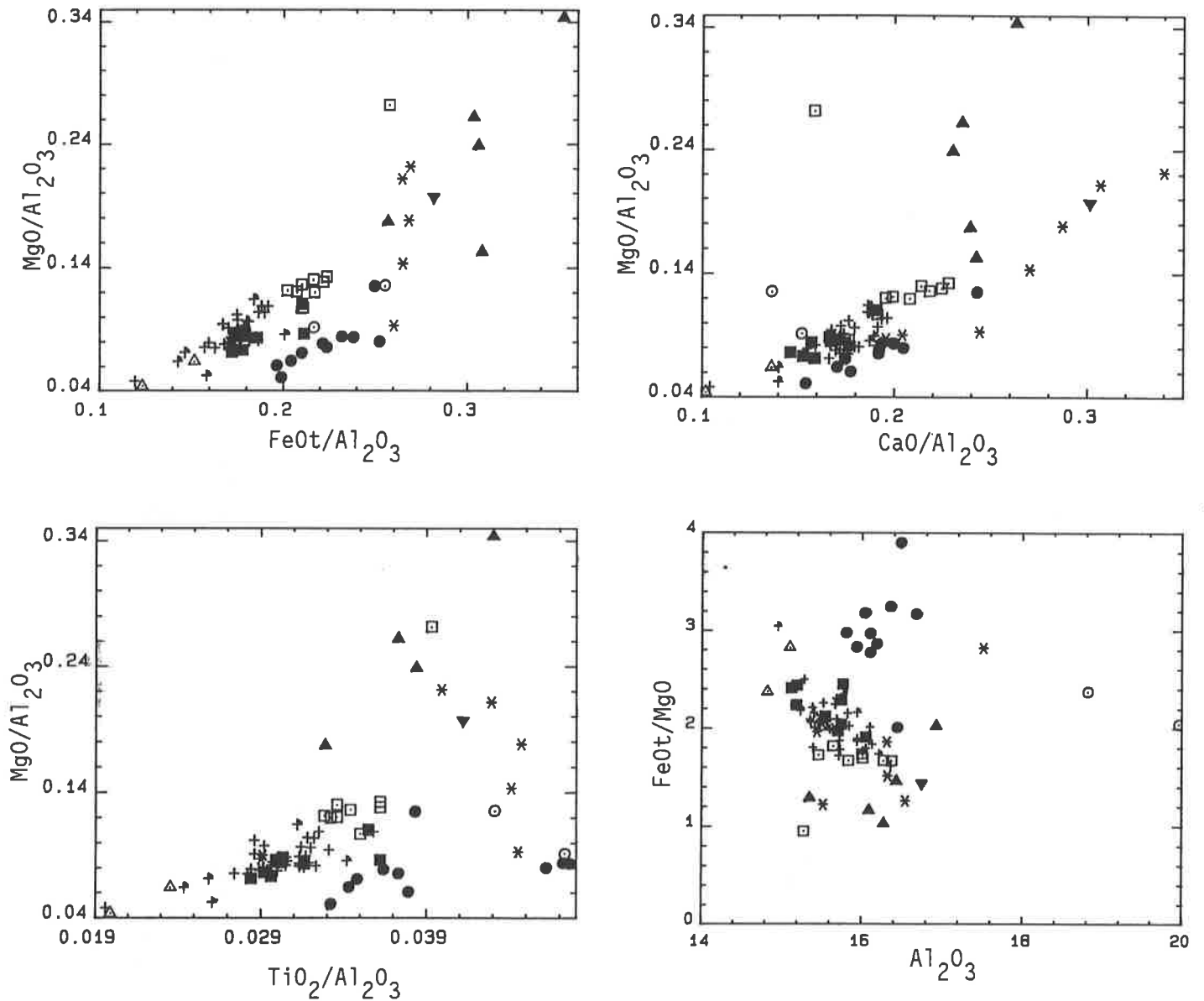


Figure A5: report des analyses de la figure A4 dans des diagrammes binaires opposant des rapports d'éléments insensibles à d'éventuels effets de dilution par la silice. L'aluminium a été choisi pour son caractère peu mobile et le magnésium pour sa concentration très variable dans les enclaves, qui permet d'en discriminer les différentes populations.

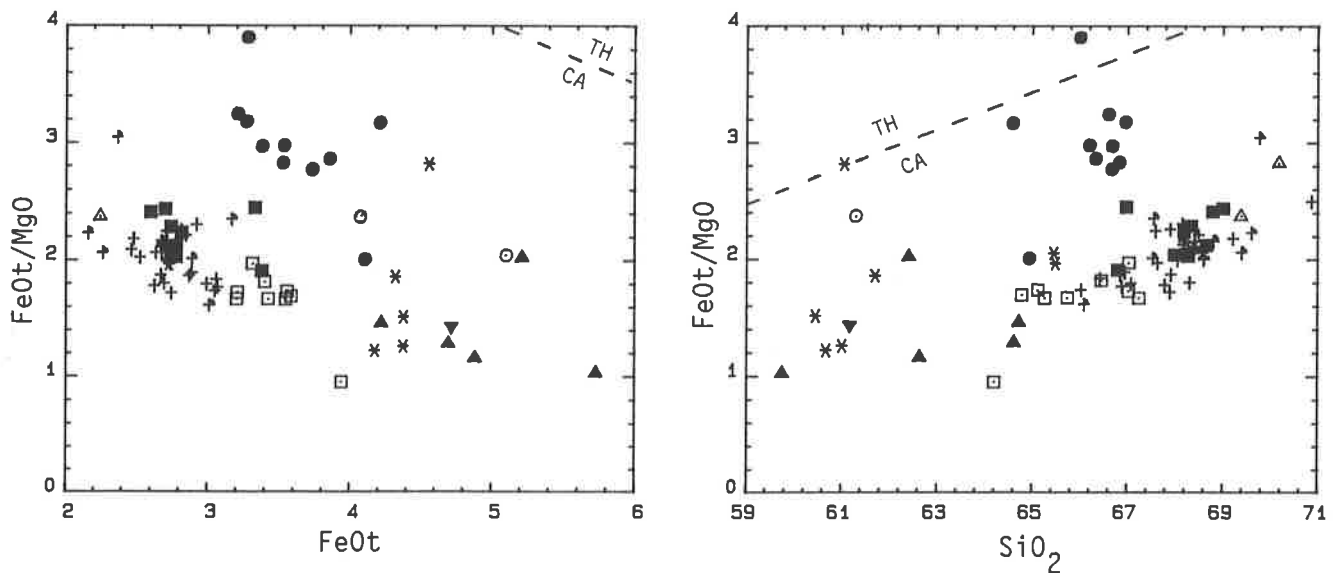


Figure A6: report des analyses de la figure A4 dans les diagrammes discriminants de Miyashiro (1974). TH = domaine des roches tholéiitiques, CA = domaine calco-alcalin.

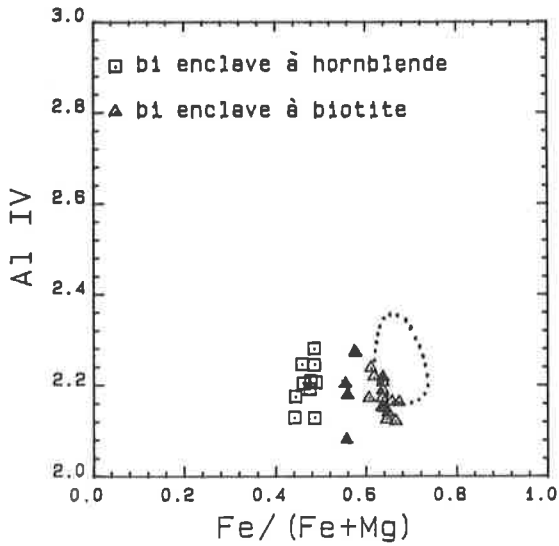


Figure A7: report dans le diagramme de classification $Fe/Fe + Mg - AlIV$ (cations) des analyses de biotites des enclaves microgrenues magnésiennes à hornblende et ferrifères à biotite du massif du Mont-Blanc. Les triangles pleins correspondent aux biotites de l'enclave ferrifère à ferro-hornblende matricielle FB 561a et le champ pointillé au domaine des biotites du granite.

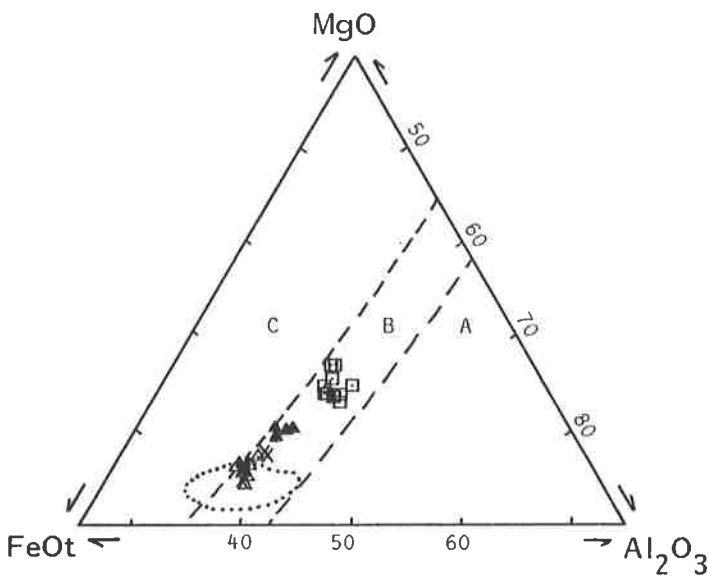


Figure A8: diagramme de classification des biotites de Nockolds (1947), champ A = biotites accompagnées de muscovite ou autres silicates d'alumine, B = biotites seules, C = biotite et amphibole. Mêmes symboles que dans A7, avec subdivision au sein des biotites des enclaves ferrifères sur la base de leur couleur brune (triangle évidé) ou verte (croix). On observe une inadéquation entre la position des analyses dans les champs de Nockolds et la réalité minéralogique pour les biotites des enclaves contenant de l'amphibole.

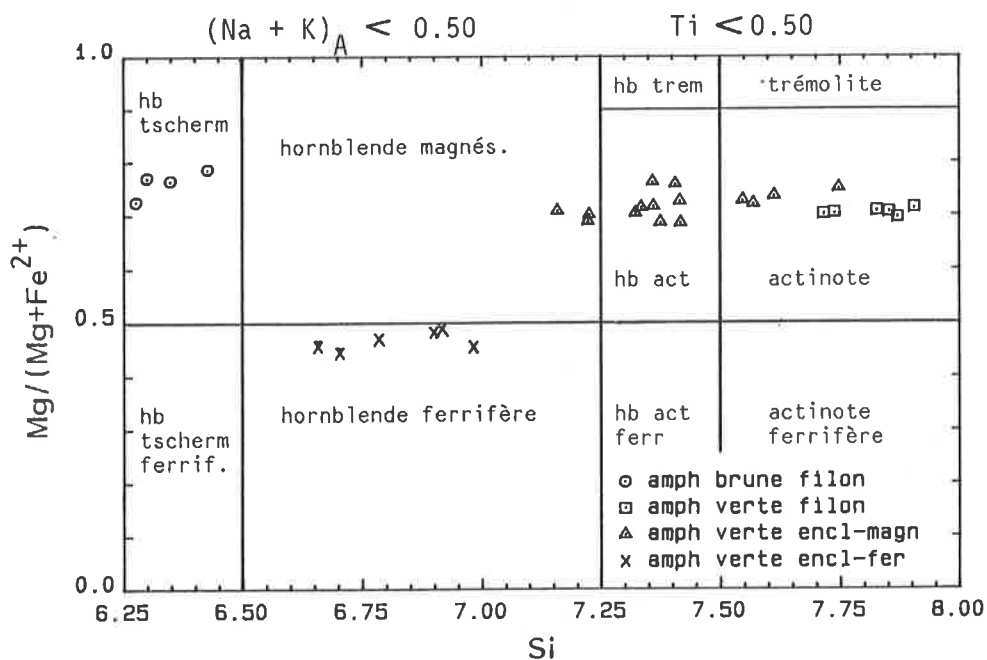


Figure A9: position des amphiboles des enclaves microgrenues magnésiennes, ferrifères et de celles d'un filon microzonodioritique tardif (FB 930) du massif du Mont-Blanc dans la classification de Leake (1978). Les croix simples correspondent aux analyses de cristaux matriciels (FB 561a) et les 2 croix partiellement noircies aux analyses d'un porphyrocrystal de l'enclave ferrifère FB 804, dont l'origine est probablement granitique (xéno cristal).

	ENCLAVES-MG				ENCLAVES-FE				FILONS SOMBRES			
	MOY (6)	S	MIN	MAX	MOY (6)	S	MIN	MAX	MOY (5)	S	MIN	MAX
(%-poids)												
SiO ₂	56.03	0.40	55.22	56.67	56.18	0.99	54.26	57.68	55.22	0.37	54.40	55.82
TiO ₂	1.04	0.02	1.02	1.06	1.17	0.13	0.98	1.37	0.99	0.03	0.94	1.03
Al ₂ O ₃	16.39	0.12	16.19	16.64	17.11	0.42	16.64	18.36	16.27	0.18	16.02	16.58
Fe ₂ O ₃	7.54	0.09	7.39	7.66	8.93	0.55	7.93	9.58	7.43	0.14	7.10	7.74
MnO	0.12	0.01	0.11	0.13	0.19	0.03	0.16	0.24	0.17	0.02	0.15	0.19
MgO	4.70	0.16	4.36	5.19	2.30	0.15	2.03	2.49	5.09	0.15	4.81	5.37
CaO	6.62	0.12	6.37	6.78	4.24	0.31	3.57	4.97	5.31	0.33	4.89	5.72
Na ₂ O	3.49	0.21	3.24	3.83	4.64	0.30	4.19	5.12	3.82	0.55	2.77	4.77
K ₂ O	2.45	0.12	2.35	2.72	3.23	0.14	3.02	3.49	2.68	0.26	2.38	3.01
P ₂ O ₅	0.22	0.01	0.21	0.23	0.53	0.03	0.50	0.61	0.29	0.01	0.28	0.30
P.F.	1.29	0.20	1.00	1.83	1.11	0.19	0.87	1.68	2.22	0.58	1.70	3.67
(ppm)												
Nb	12	1	10	14	32	6	21	49	12	1	10	14
Zr	188	2	183	191	379	80	291	585	151	2	147	154
Y	36	1	34	37	94	22	68	158	41	5	28	45
Sr	311	9	298	322	141	8	130	157	360	31	306	411
Rb	146	30	114	208	455	23	414	496	155	18	134	200
Th	7	1	5	9	12	2	8	16	8	1	6	10
Pb	9	2	5	12	5	3	2	11	22	19	9	69
Ga	18	0	17	18	23	1	21	26	17	0	17	18
Zn	73	3	70	77	128	8	117	148	99	8	86	116
Ni	18	3	13	21	20	3	15	24	56	2	51	60
Cr	97	7	84	109	8	2	4	11	108	11	81	120
V	160	4	153	164	124	13	100	139	139	3	131	144
Ce	82	15	58	101	101	25	66	140	71	14	58	106
Nd	33	8	21	42	71	9	52	83	30	7	14	38
Ba	514	20	456	546	273	21	249	319	587	95	461	705
La	48	12	28	58	45	12	27	65	25	7	17	36
Sc	26	2	23	29	16	2	13	18	22	1	20	24
S	895	212	532	1161	0	0	0	0	0	0	0	0

Figure A10: moyennes, écart-type (S), minima et maxima de (n) échantillons parmi les plus basiques des deux catégories d'enclaves microgrenues (magnésiennes et ferrifères) et des filons tardifs du granite du Mont-Blanc.

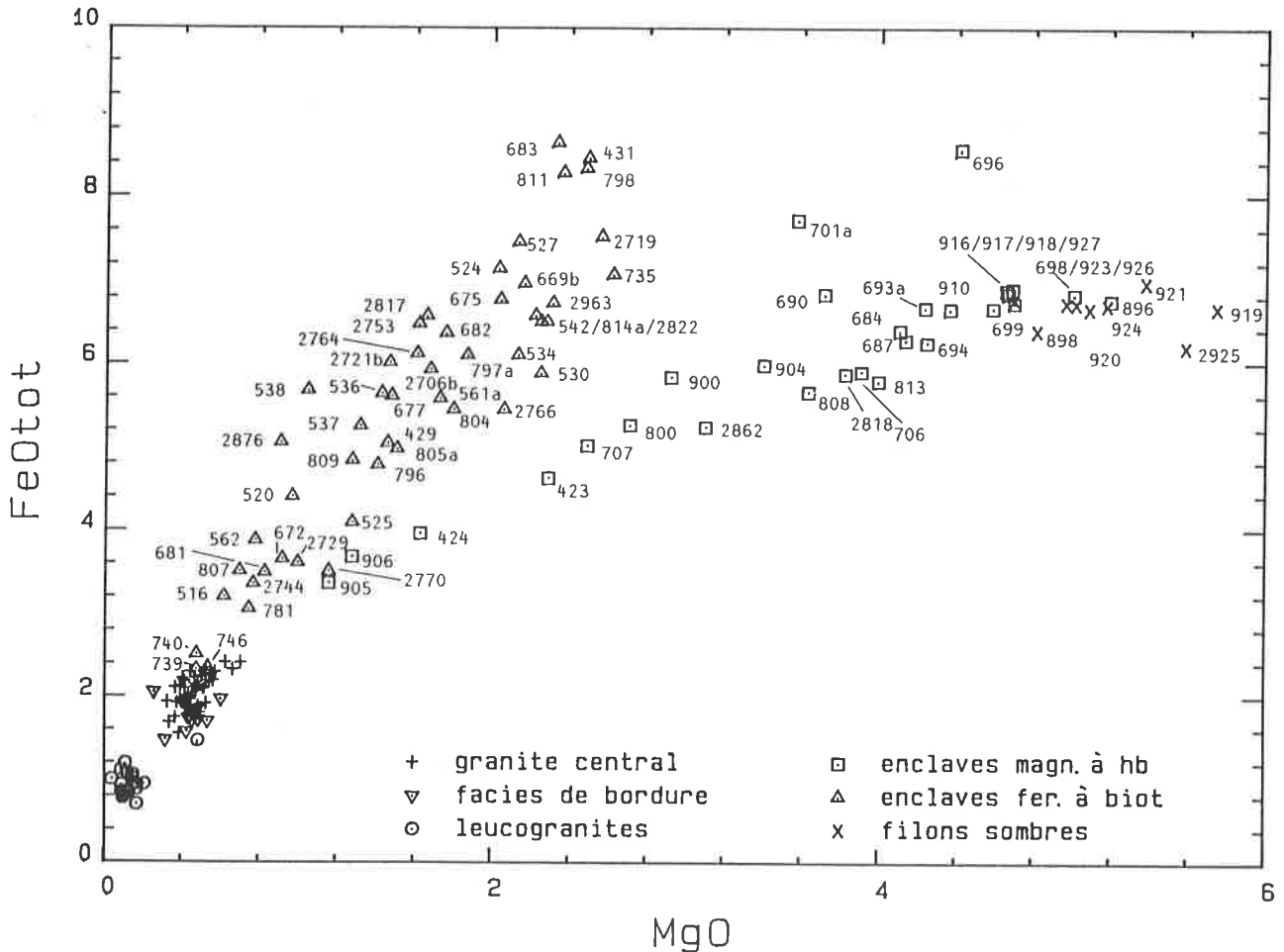


Figure A11: diagramme de référence MgO-FeOtot (% poids d'oxydes) à partir duquel ont été distinguées deux populations d'enclaves microgrenues dans le granite du Mont-Blanc. Les nombres à 4 chiffres ont un label M non reporté et correspondent à des échantillons fournis par Ch. Marro.

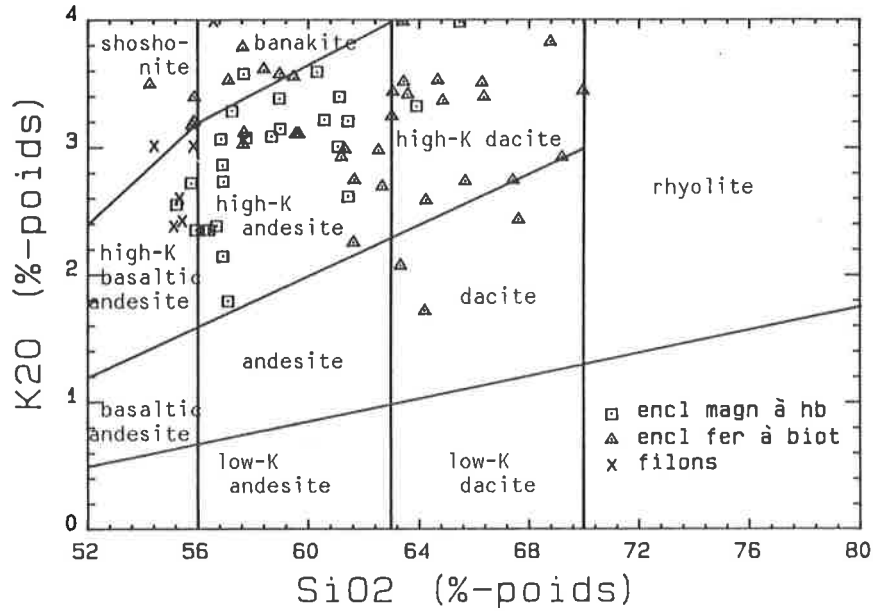


Figure A12: position des enclaves et des filons sombres du granite du Mont-Blanc dans la classification des roches volcaniques de Peccerillo et Taylor (1976). Ce diagramme n'est présenté qu'à titre indicatif pour souligner le caractère potassique des enclaves et non dans un but de nomenclature.

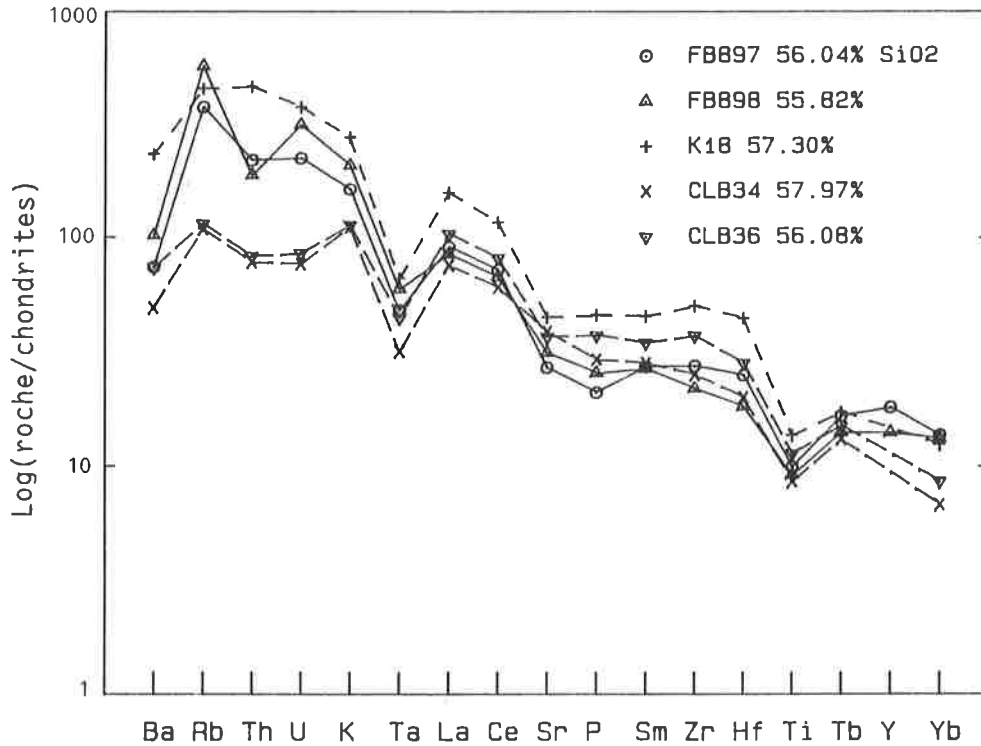


Figure A13: courbes de normalisation d'éléments traces par rapport aux chondrites (valeurs de Thompson et al., 1984) pour différentes roches calco-alcalines d'acidité comparable. FB 897 = enclave magnésienne de la Charpoua; FB 898 = filon tardif d'Arpette; K18 = monzodiorite de la suite magnésio-potassique de Corse; CLB 34 et 36 = diorites en septiums de la suite calco-alcaline s.s. de Corse (données de Cocherie, 1984).

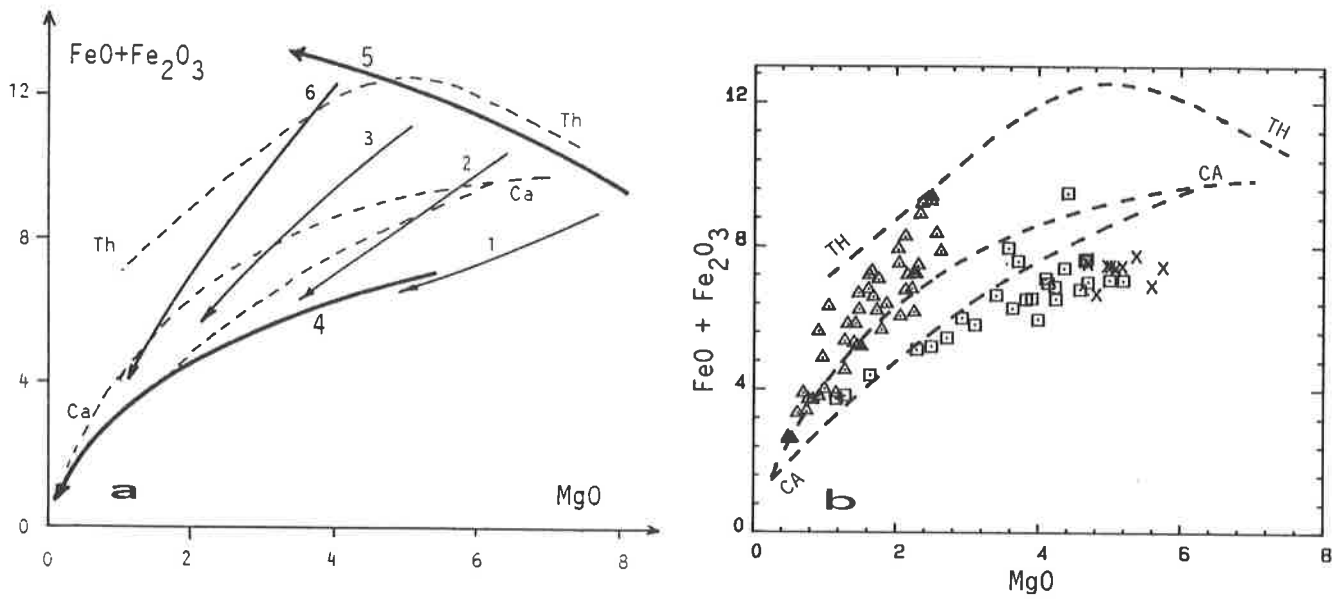


Figure A14 a: tendances évolutives des granitoïdes et des enclaves microgrenues des massifs calco-alcalins zonés de Bono (1-3) et de Budduso (6), Sardaigne septentrionale (tiré de Cocirra et Orsini, 1986). 1, 2 et 3 = tendances définies par les populations d'enclaves de chaque unité concentrique du massif par mélange entre un pôle basique et un pôle granitique; 6 = idem pour la population d'enclaves très ferrifères de Budduso; 4 = tendance évolutive des granitoïdes encaissants; 5 = tendance évolutive de caractère tholéiitique définie par les pôles basiques à l'origine des enclaves. TH et CA = tendances tholéiitique et calco-alcaline de référence (Fonteilles, 1976). **b:** même diagramme que a avec les données du Mont-Blanc (symboles habituels, cf fig. A11). On notera la grande similitude entre les tendances évolutives définies par les enclaves ferrifères du Mont-Blanc et par celles de Budduso (6).

a

sample	87 Rb ppm	Sr ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr	+/- 1 sigma
KAW 770	74.78	120.73	6.349	0.735620	0.000021
KAW 803	93.50	54.03	17.805	0.773914	0.000019
KAW 804	91.64	41.85	22.569	0.791805	0.000029
KAW 806	79.68	60.93	13.445	0.766827	0.000011
KAW 1908	63.63	121.40	5.370	0.731199	0.000005
KAW 1909	49.47	153.86	3.291	0.719402	0.000009
KAW 2895	49.08	309.08	1.624	0.712578	0.000090
KAW 2896	60.65	198.18	3.132	0.719955	0.000066
KAW 2897	37.24	317.34	1.200	0.710871	0.000026
KAW 2898	108.14	184.61	6.002	0.731287	0.000056
KAW 2899	50.51	305.60	1.690	0.713415	0.000065
KAW 2900	33.92	320.27	1.083	0.710838	0.000081
KAW 3114	61.00	234.18	2.666	0.719104	0.000045
KAW 3115	142.48	139.39	10.482	0.740244	0.000047
KAW 3116	123.56	203.96	6.205	0.728533	0.000047
KAW 3117	136.85	148.43	9.453	0.738546	0.000024
KAW 3118	92.22	167.67	5.634	0.728373	0.000028
KAW 3119	43.98	353.73	1.272	0.712204	0.000196

b

KAW	locality	coordinates	rock	type	mineralogical composition
770	Saleinaz	572875/92395/1557	granite	border	overall composition of the border facies: 36% qtz, 24% plag (ser, ep), 37% kfs, 3% bio (chl); acc: zr, ap, sph, all
803	Saleinaz	571415/95885/1538	aplite	border	
804	Saleinaz	573515/91080/1561	granite	border	
806	Saleinaz	573235/91710/1559	granite	border	
1908	Argentiere	568000/87090/2950	granite	border	
1909	Argentiere	567250/88260/2870	granite	border	
2895	Charpoua	562715/86225/2990	enclave	Mg	2% xen (qtz, plag, kfs, bio); matrix: plag (ep, ser) 55%, hbl 30%, bio 5-10%, qtz 5%; acc: zr, ap, sph, all, op.
2896	Charpoua	562400/86225/2680	enclave	Mg	20% xen, matrix: plag (altered) 40%, hbl 5%, bio 10%, qtz 15%, kfs 10%; acc: zr, ap, op, all, sph.
2897	Charpoua	562715/86230/2990	enclave	Mg	<<1% xen; matrix: plag (ep, ser) 55%, hbl 30%, bio 5-7%, qtz 5-10%, kfs 1-2%; acc: zr, ap, op, sph
2898	Ecandies	569000/95300/2760	enclave	Fe	no xen; plag (ep, bio) 60%, bio 25%, qtz 15%, acc: zir, ap, op, sph
2899	Charpoua	562700/86210/2980	enclave	Mg	<1% xen; matrix: idem 2897, plag less altered
2900	Charpoua	562710/86225/2990	enclave	Mg	1% xen; matrix: idem 2897, plag fairly altered
3114	Ecandies	569125/95660/2520	enclave	Mg	10% xen; matrix: plag (ep, ser) 40%, hbl 5-10%, bio 5%, qtz 20-25%, kfs 15-20%, acc: zr, ap, op, sph, all
3115	Ecandies	568750/95275/2820	enclave	Fe	1% xen; matrix: plag (ep, bio) 60%, bio 25%, qtz 10%, kfs 2-3%, acc: zr, ap, op, sph
3116	Ecandies	568825/95525/2690	enclave	Fe	1-2% xen; matrix: plag (ep, ser, bio) 60%, bio 10-15%, qtz 20%, sph 1%, acc: ap, zr, op
3117	Ecandies	569000/95300/2750	enclave	Fe	<<1% xen; matrix: idem 3115
3118	Ecandies	568775/95270/2825	enclave	Fe	5% xen; matrix: plag (ep, bio) 60%, bio 20%, qtz 15%, kfs 1-2%, acc: zr, ap, op, sph, all
3119	Charpoua	562450/85825/2700	enclave	Mg	1-2% xen; matrix: plag (ep, ser) 60%, hbl 10%, bio 15%, kfs 2-3%, qtz 10%, acc: zr, ap, op, sph, all

Figure A15 a: résultats d'analyses isotopiques sur les roches du massif du Mont-Blanc effectuées par U. Schaltegger à Berne. **b:** localisation et description des échantillons. KAW 2895 = FB 896, 2896 = 906, 2897 = 918, 2899 = 910, 2900 = 916, 3119 = 904, 3114 = 424, 2898 = 797a, 3115 = 431, 3116 = 675, 3117 = 798 et 3118 = 804. Abréviations: acc = accessoires, all = allanite, ap = apatite, bio = biotite, ep = épidote, hbl = hornblende, Kfs = feldspath alcalin, op = opaques, plag = plagioclase, qtz = quartz, ser = sericite, sph = sphène, xen = xénocristaux, zr = zircon. Les coordonnées sont celles du réseau topographique fédéral suisse (figures reprises de Bussy et al., 1989).

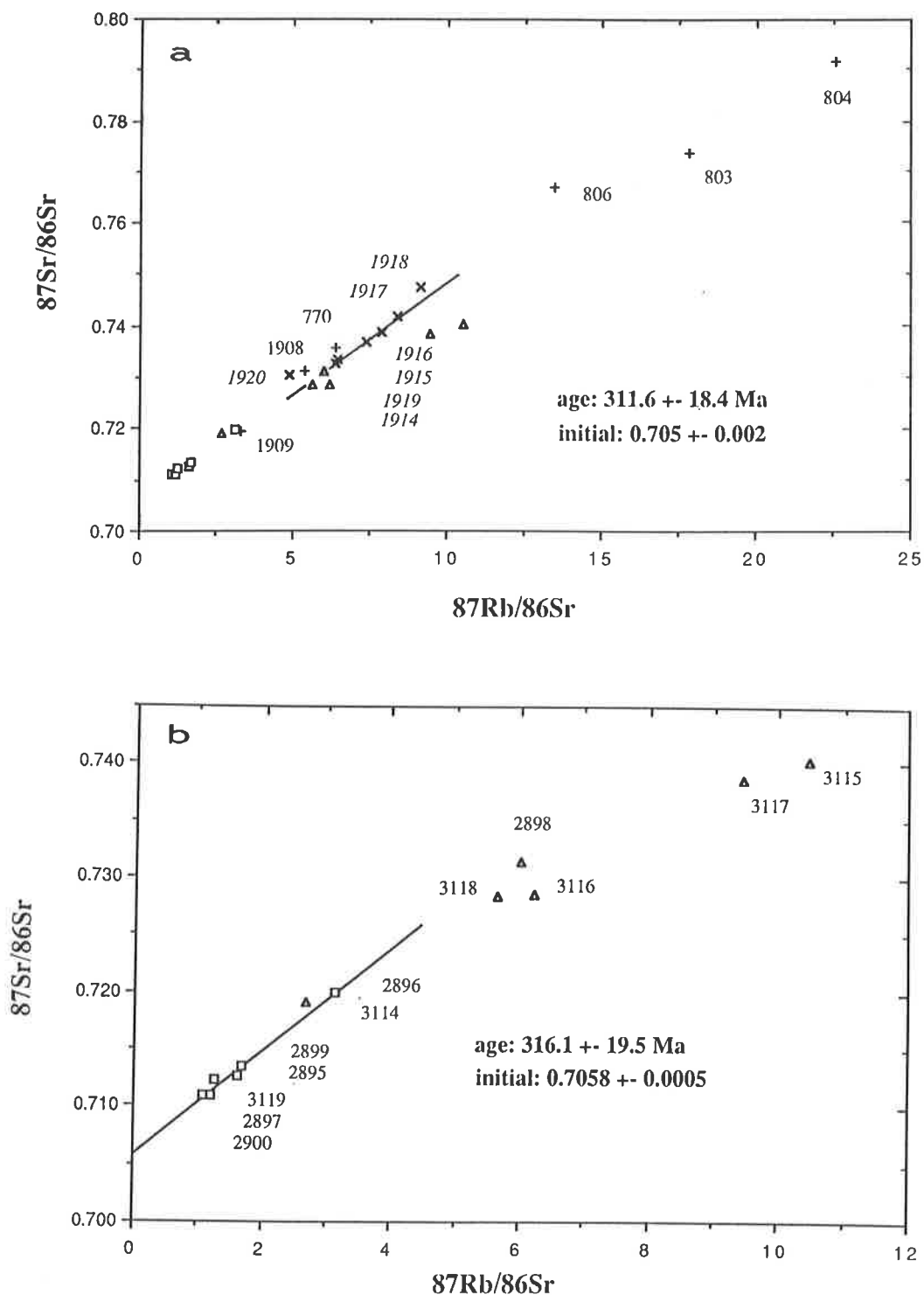


Figure A16 a: diagrammes isotopiques $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour tous les échantillons de granite et d'enclaves du Mont-Blanc disponibles (repris de Bussy et al., 1989). Symboles: triangles = enclaves ferrifères, carrés = enclaves magnésiennes, + = granite de bordure, x = échantillons de granite central (région du Tour) analysés par Marro (1987). Pour les numéros d'échantillons des enclaves, voir b, L'isochrone de 311,6 Ma est calculée sur la base des cinq points (KAW 1914-1917, 1919) de Marro (1987). **b:** diagramme détaillé pour les enclaves. L'isochrone est calculée sur la base des enclaves magnésiennes seules, les incertitudes sur l'âge et le rapport initial correspondent à deux écart-types.

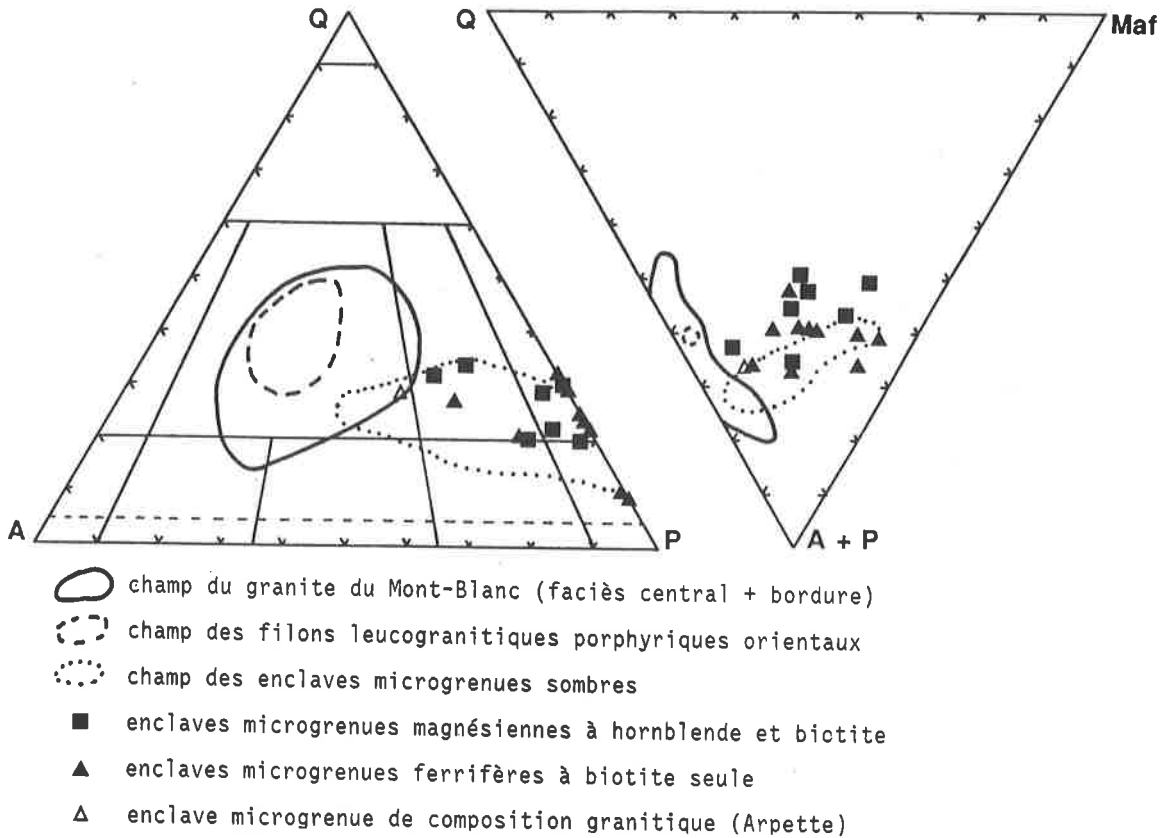


Figure A17: Aires de distribution des analyses modales de Von Raumer (1971) sur les granites et enclaves du Mont-Blanc dans les diagrammes QAP de Streckeisen (1974) et Q, A + F, Maf où Maf = biotite + accessoires. Les symboles correspondent à de nouvelles analyses dont les valeurs sont reportées dans la figure A30

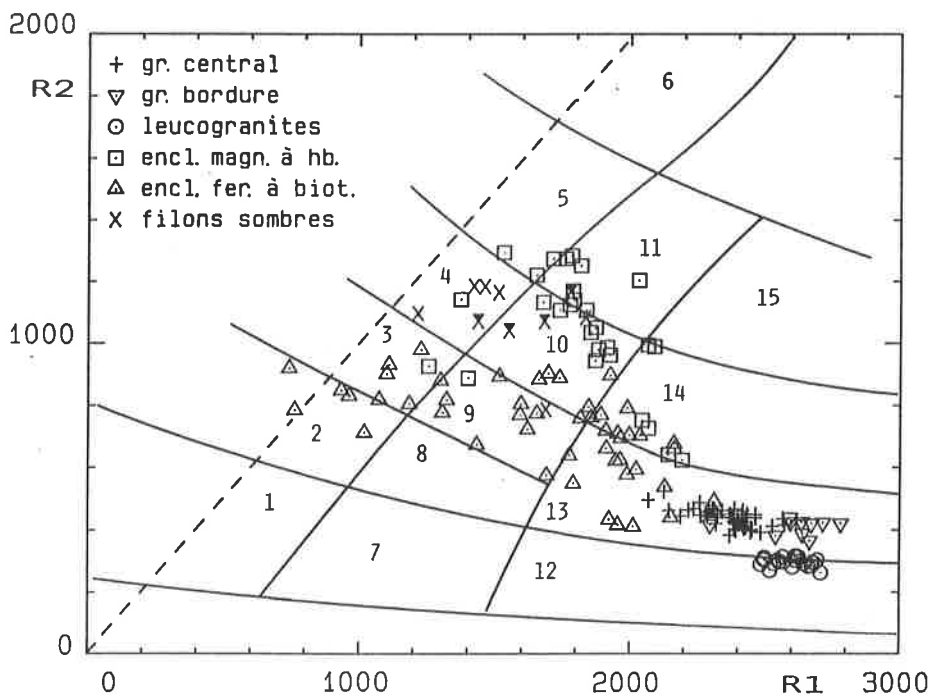


Figure A18: analyses des roches du massif granitique du Mont-Blanc dans le diagramme de classification géochimique de la Roche et al. (1980), modifié par Streckeisen (1981). Champs: 1(7): syénite alcaline (-qz), 2(8): syénite (-qz), 3(9): monzonite (-qz), 4(10) monzodiorite (-qz), 5(11): diorite (-qz), 6: gabbro, 12: granite alcalin, 13: granites A et B, 14: granodiorite, 15: tonalite, (-qz) = quartzifère. $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$, $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$ (en millications). Les croix partiellement noircies correspondent aux filons altérés enrichis en potassium. Les autres symboles s'appliquent à tous les diagrammes géochimiques ultérieurs.

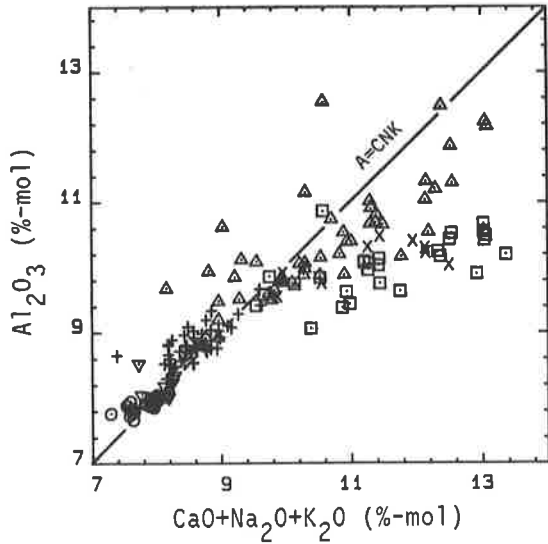


Figure A19: position des roches du massif du Mont-Blanc dans le diagramme $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus Al_2O_3 (molaire) illustrant le caractère neutre à très légèrement hyperalumineux des granites au sens de Shand (1927) ($A/CNK \geq 1$) et celui, métalumineux, de la plupart des enclaves et filons ($A/CNK < 1$).

Figure A20: position des roches du Mont-Blanc dans le diagramme discriminant de Brown (1981), basé sur la définition des termes "calco-alcalin" et "alcali-calcique" de Peacock (1931). Les termes d'une suite magmatique donnée se disposent parallèlement à la droite limitant les deux champs. Les enclaves ferrifères définissent une tendance évolutive oblique en raison de leur richesse anormale en alcalins dans les termes basiques.

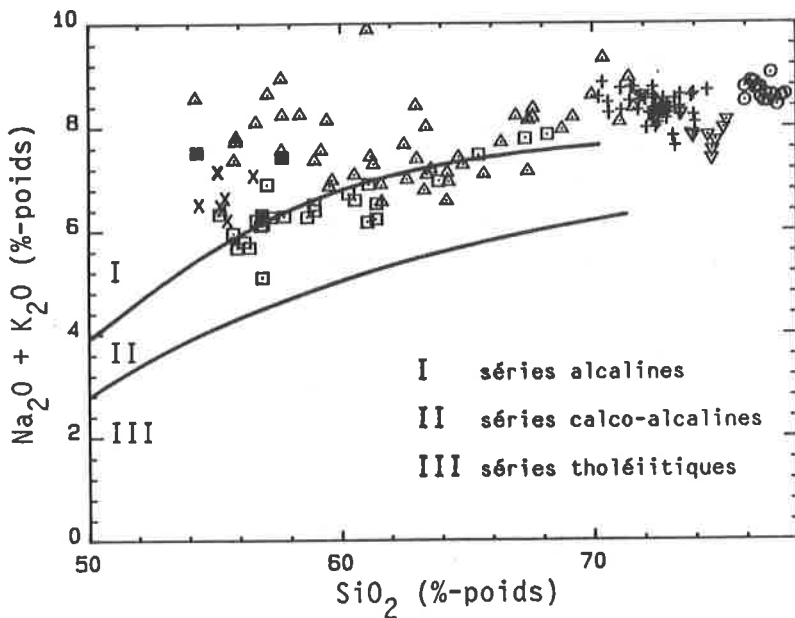
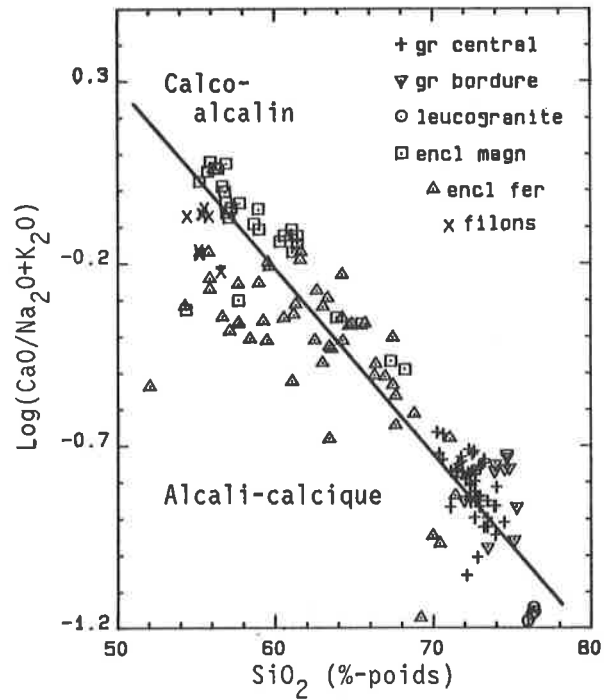


Figure A21: illustration de la richesse en alcalins des granitoïdes du Mont-Blanc et de leurs enclaves ferrifères associées dans le diagramme de Kuno (1959).

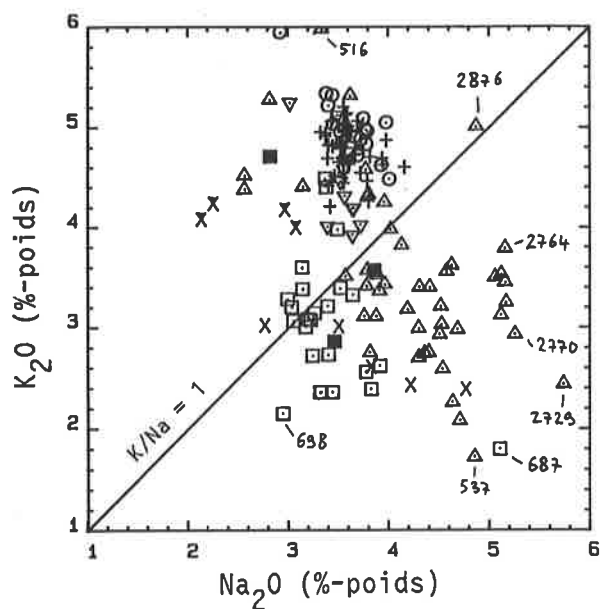


Figure A22: position des roches du Mont-Blanc dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$; le caractère sodique des enclaves ferrifères est très net (symboles. fig. A18).

Figure A23: distribution des roches du Mont-Blanc dans le diagramme AFM (%-poids d'oxydes). La limite entre les champs tholéitique et calco-alcalin est celle d'Irvine et Baragar (1971). Les populations d'enclaves magnésiennes et ferrifères définissent des tendances évolutives nettement distinctes.

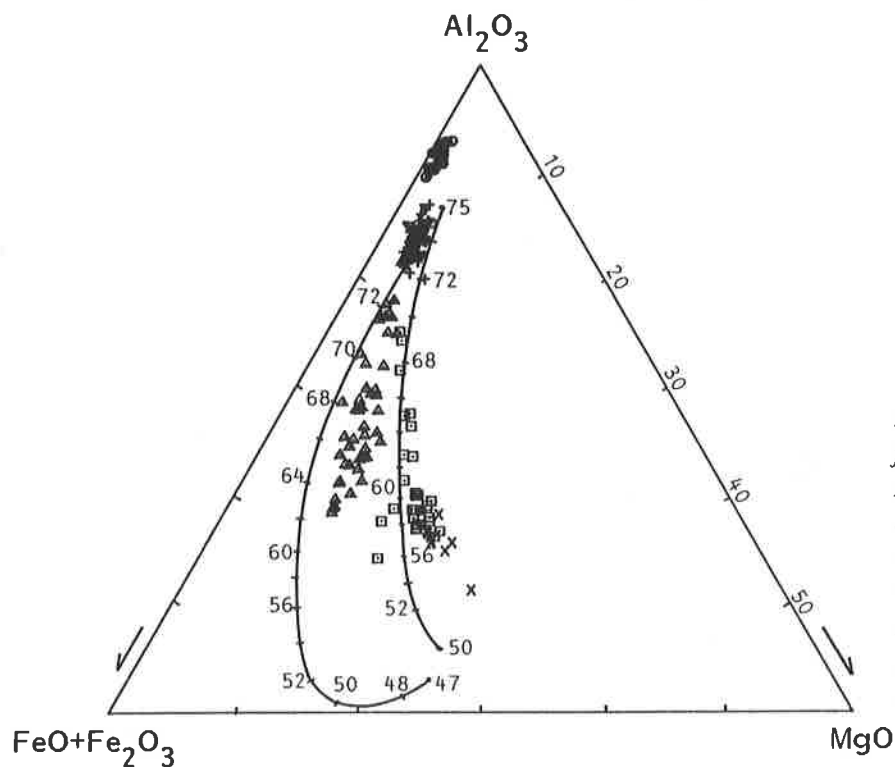
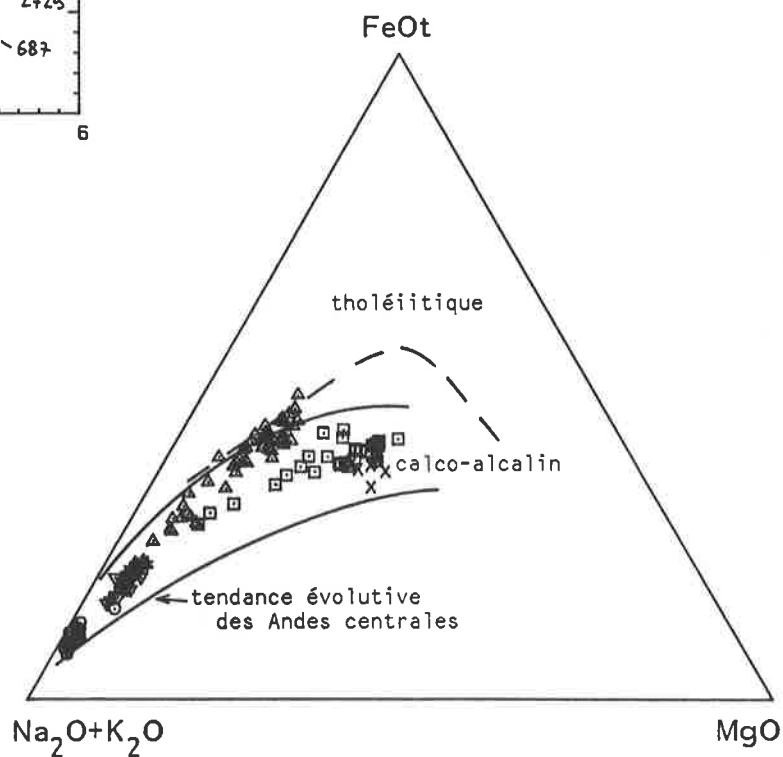


Figure A24: position des roches de la figure A23 dans le diagramme AIFM de Besson et Fonteilles (1974). La ligne évolutive de droite est celle des magmas calco-alcalins avec ses teneurs théoriques en SiO_2 , celle de gauche la tendance suivie par les magmas tholéitiques. La configuration des points d'analyse est semblable à celle de la figure A23.

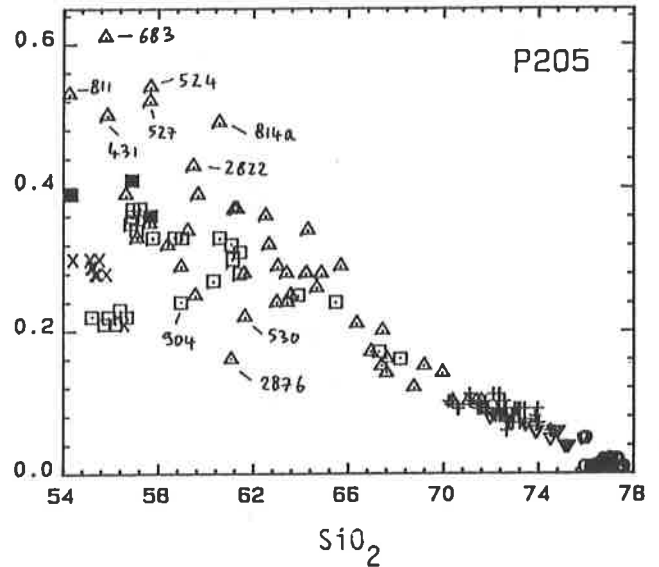
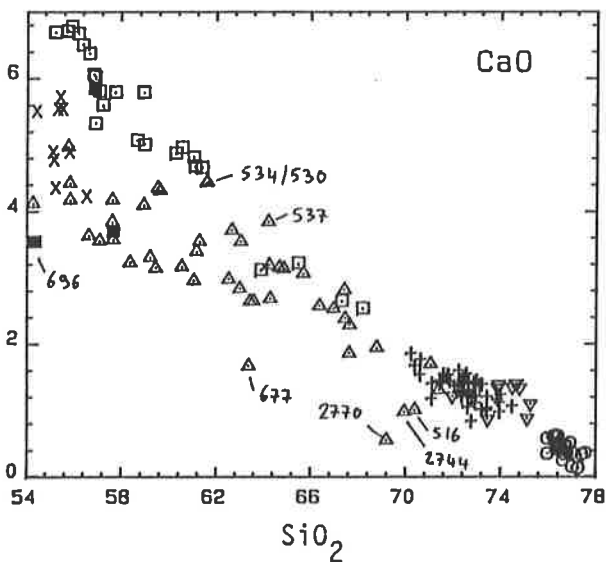
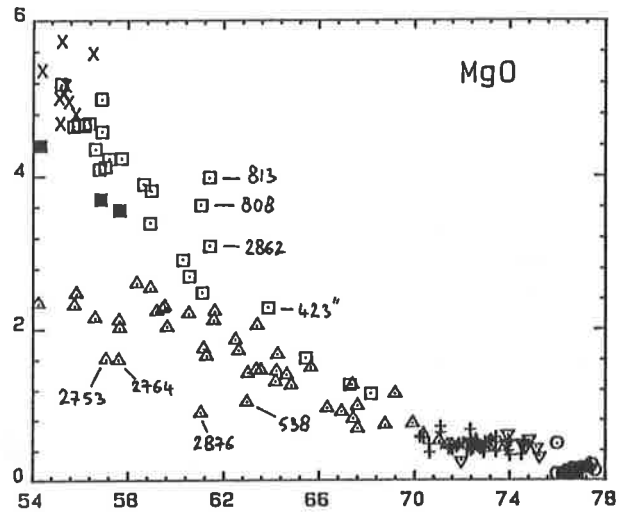
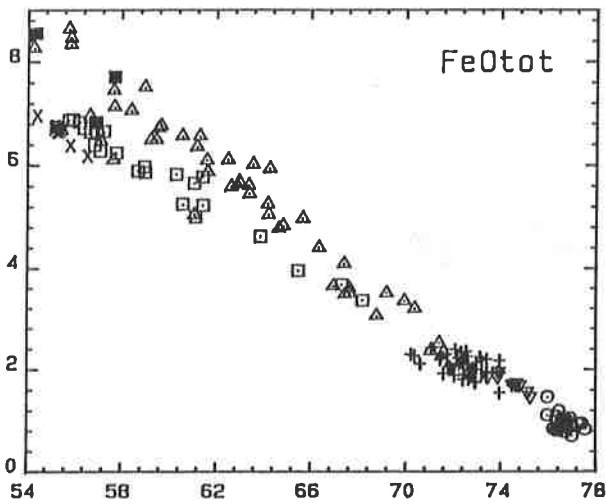
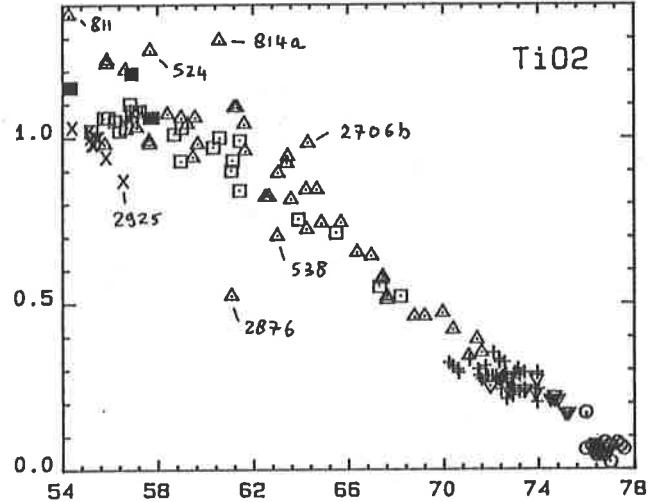
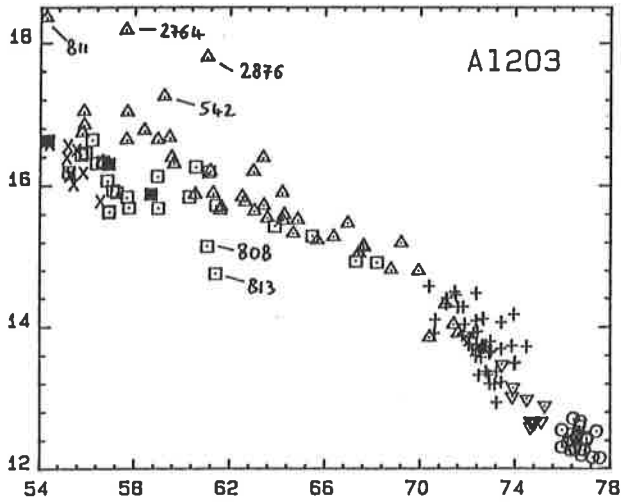


Figure A25: distribution de l'ensemble des roches du massif du Mont-Blanc dans des diagrammes de Harker "élément-SiO₂". Les majeurs sont exprimés en %-poids d'oxyde et les traces en ppm. Toutes les analyses ont été obtenues par fluorescence X. L'échelle horizontale est uniforme. Les symboles sont habituels: carrés = enclaves magnésiennes, carrés pleins = échantillons anormaux de bordure d'enclaves magnésiennes, triangles pointés vers le haut = enclaves ferrifères, x = filons tardifs, + = granite central, triangles pointés vers le bas = faciès de bordure, ronds = leucogranites indifférenciés.

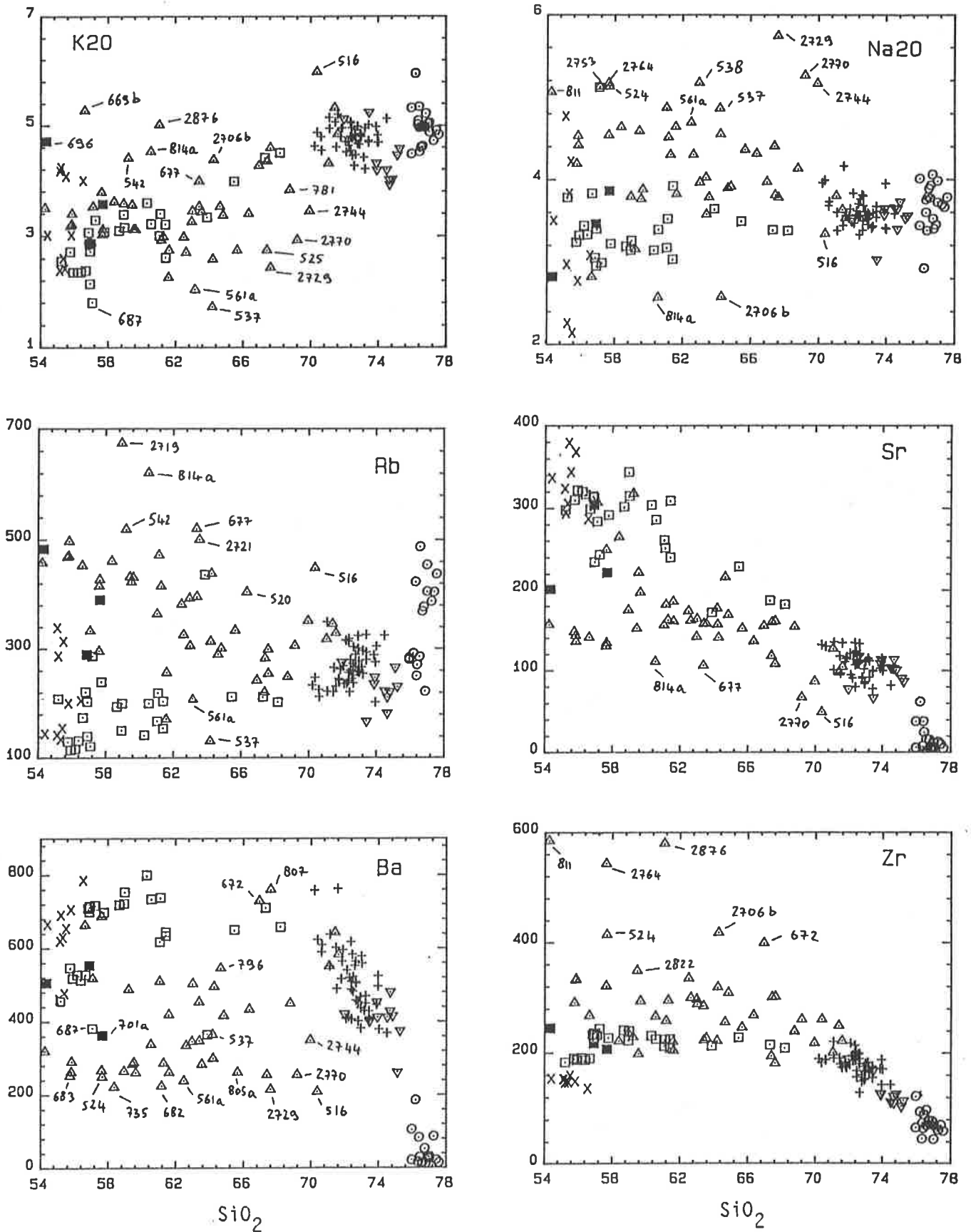


Figure A25: suite, carrés = enclaves magnésiennes, carrés pleins = échantillons anormaux de bordure d'enclaves magnésiennes, triangles pointés vers le haut = enclaves ferrifères, x = filons tardifs, + = granite central, triangles pointés vers le bas = faciès de bordure, ronds = leucogranites indifférenciés.

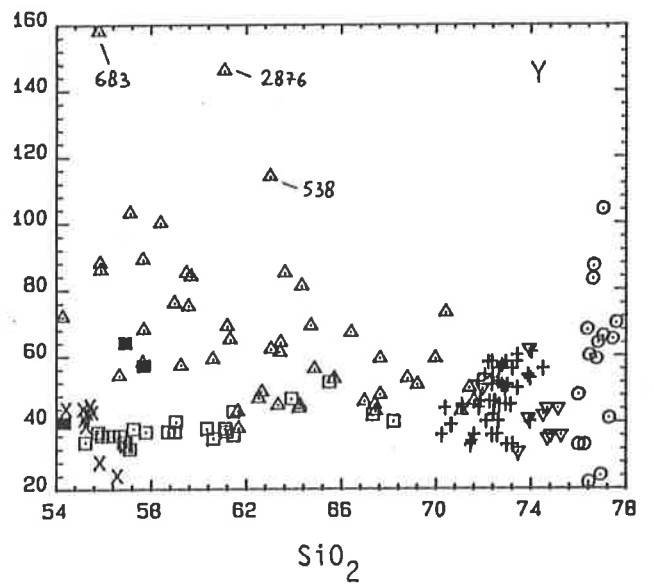
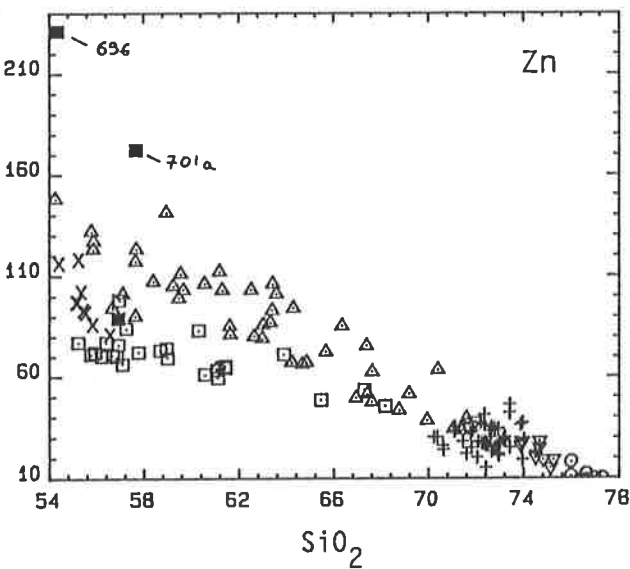
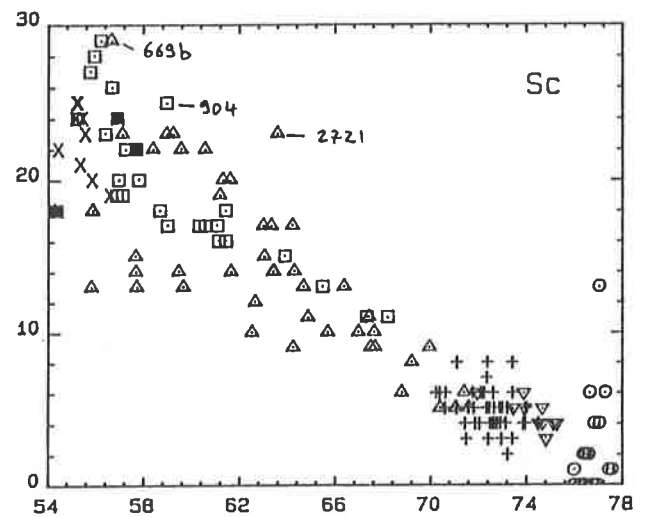
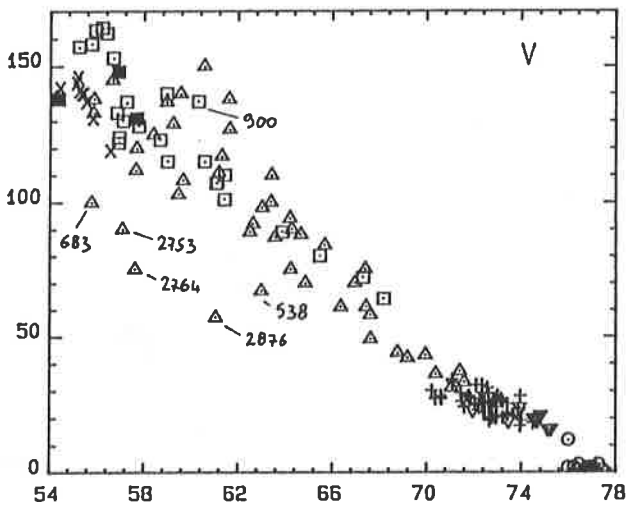
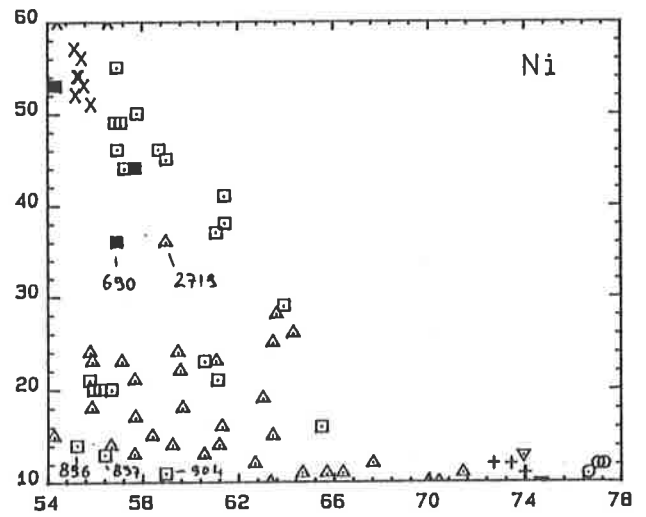
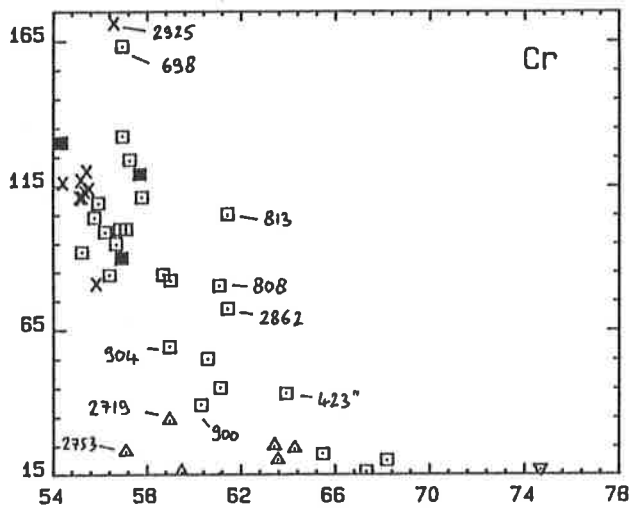


Figure A25: suite, carrés = enclaves magnésiennes, carrés pleins = échantillons anormaux de bordure d'enclaves magnésiennes, triangles pointés vers le haut = enclaves ferrifères, x = filons tardifs, + = granite central, triangles pointés vers le bas = faciès de bordure, ronds = leucogranites indifférenciés.

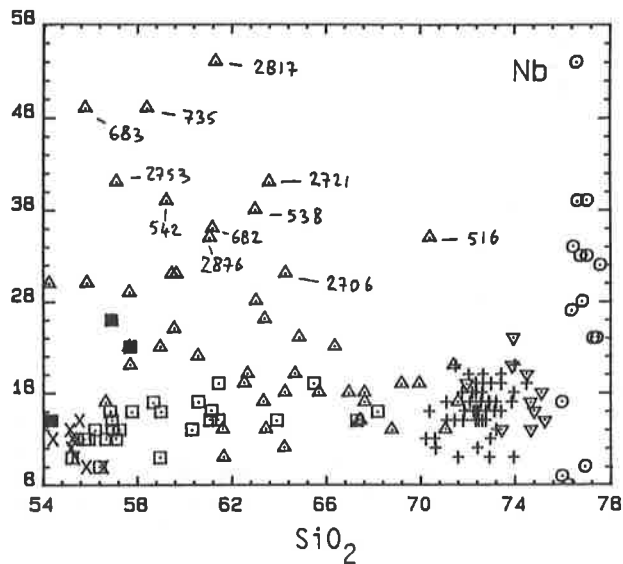
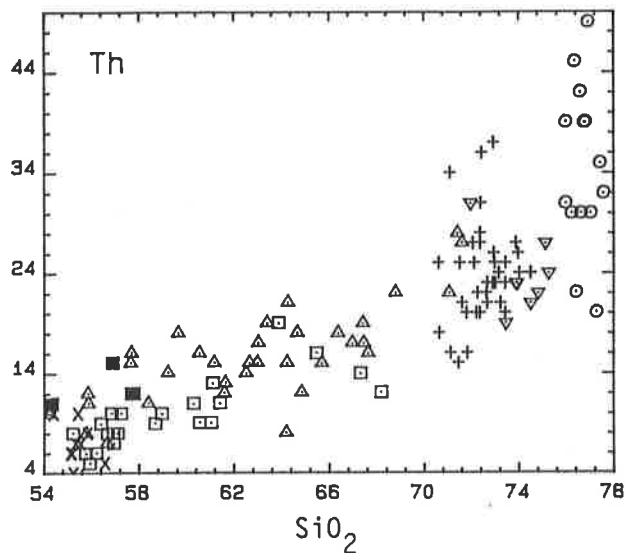


Figure A25: suite, carrés = enclaves magnésiennes, carrés pleins = échantillons anormaux de bordure d'enclaves magnésiennes, triangles pointés vers le haut = enclaves ferrifères, x = filons tardifs, + = granite central, triangles pointés vers le bas = faciès de bordure, ronds = leucogranites indifférenciés.

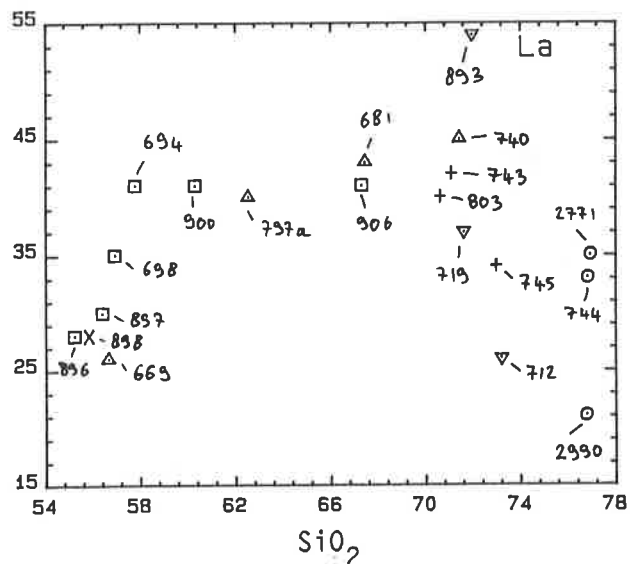
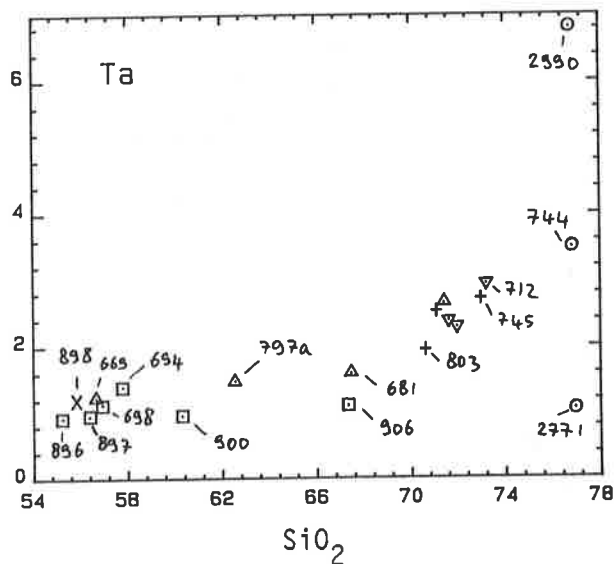
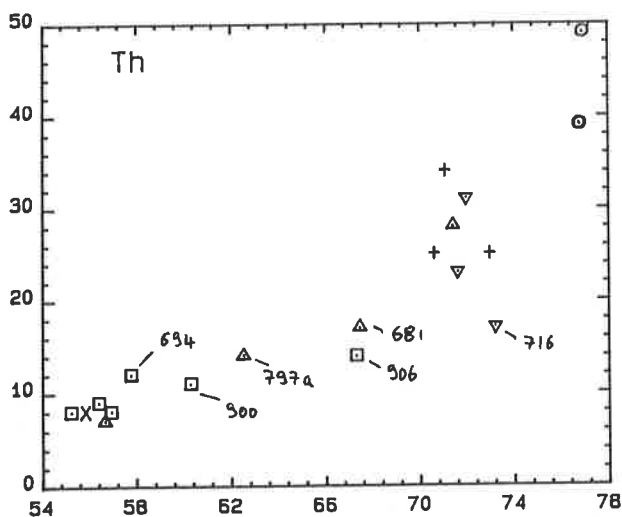


Figure A26: distribution des échantillons analysés par activation neutronique dans quelques diagrammes de Harker; SiO₂ en %-poids et traces en ppm. Symboles habituels.

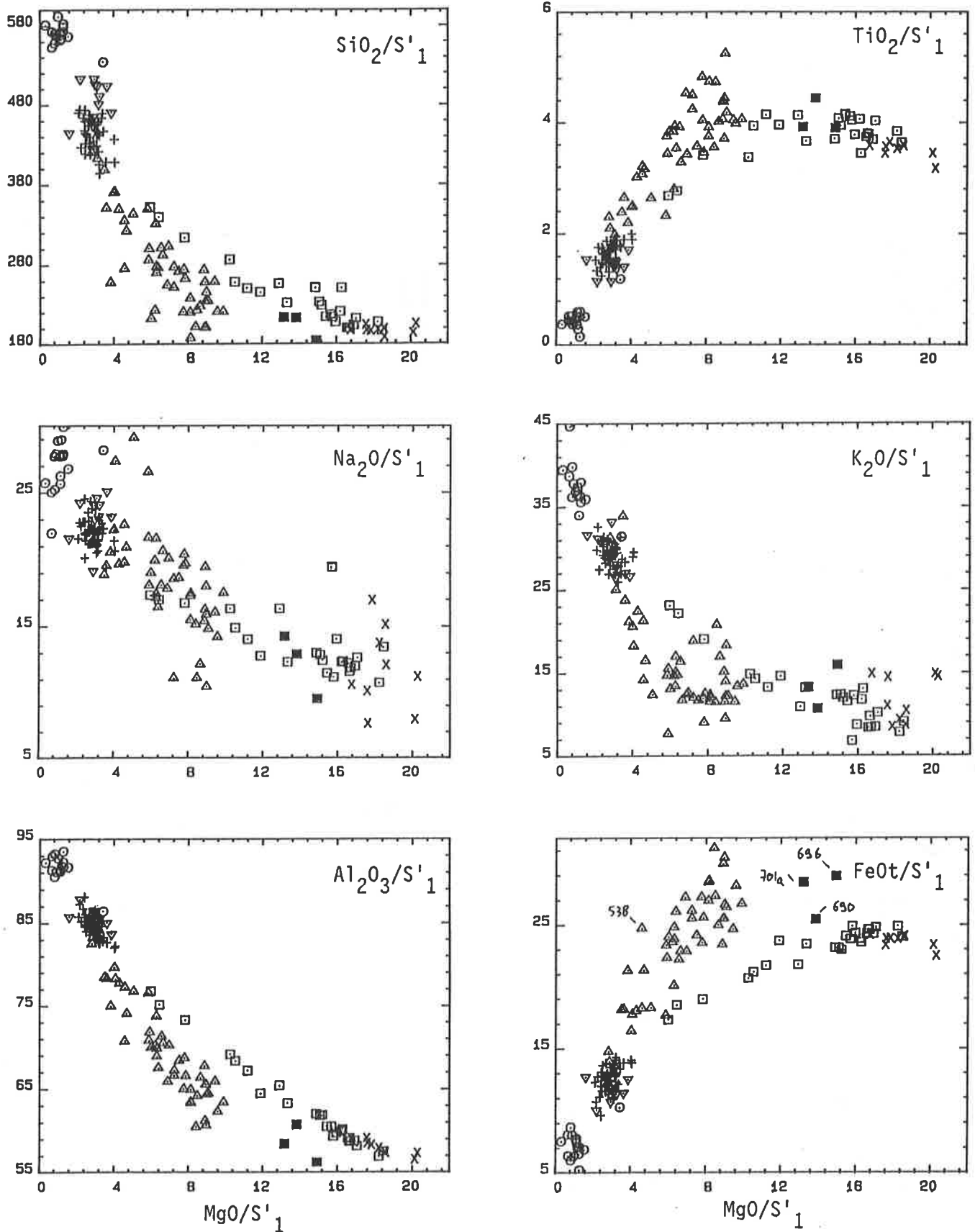


Figure A27: distribution de l'ensemble des roches du massif du Mont-Blanc dans des diagrammes MgO/S'_1 - élément/ S'_1 où $S'_1 = (Al_2O_3 + FeO + MgO) \times 0,01$, inspirés de Fonteilles (1981). MgO/S'_1 peut être considéré comme indice de différenciation. Les symboles sont habituels (cf fig. A25). Les majeurs sont exprimés en %-poids d'oxydes et les traces en ppm.

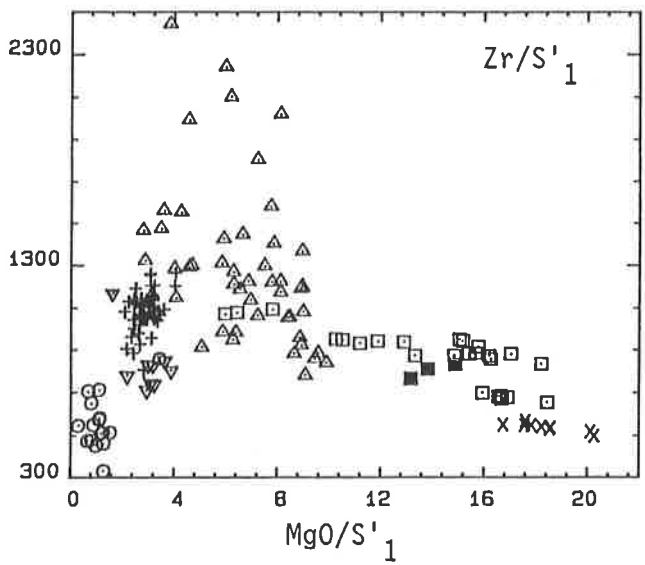
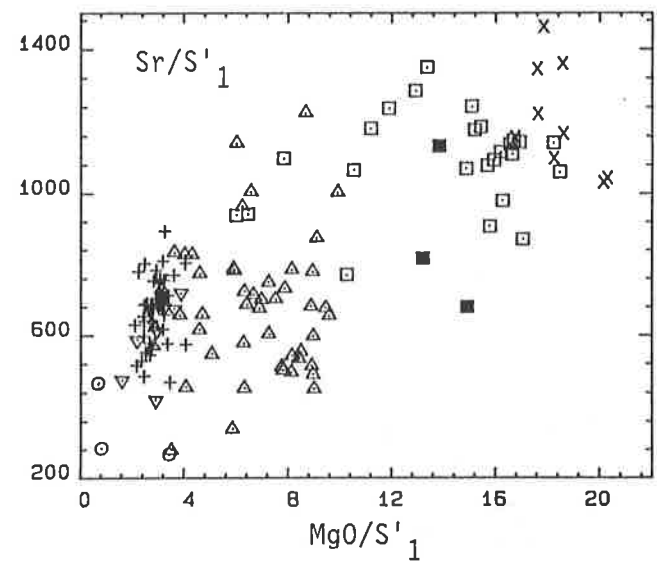
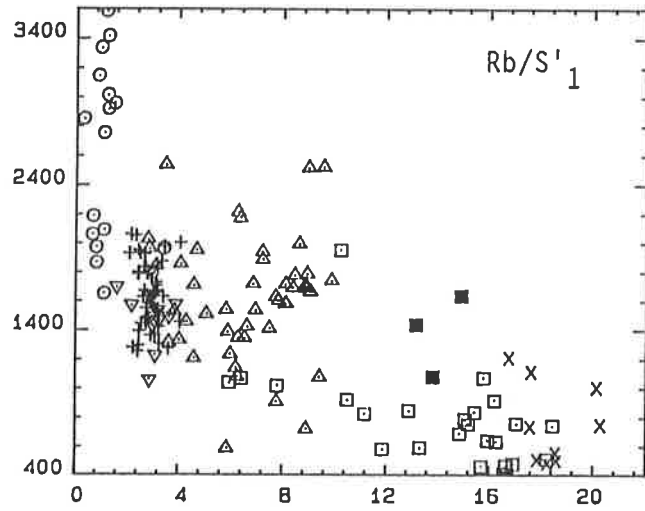
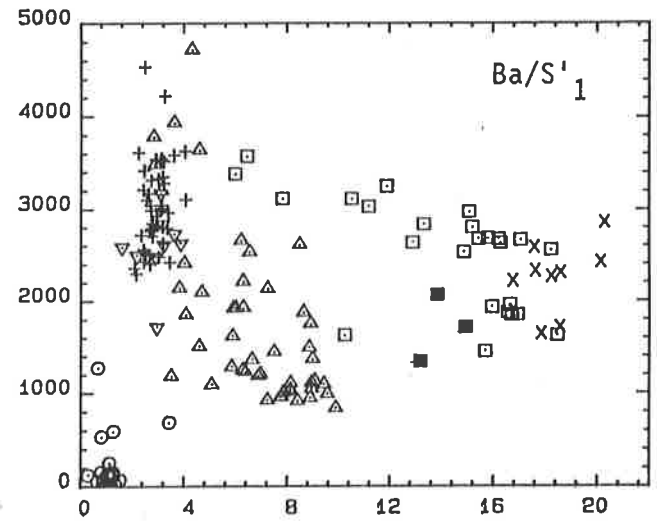
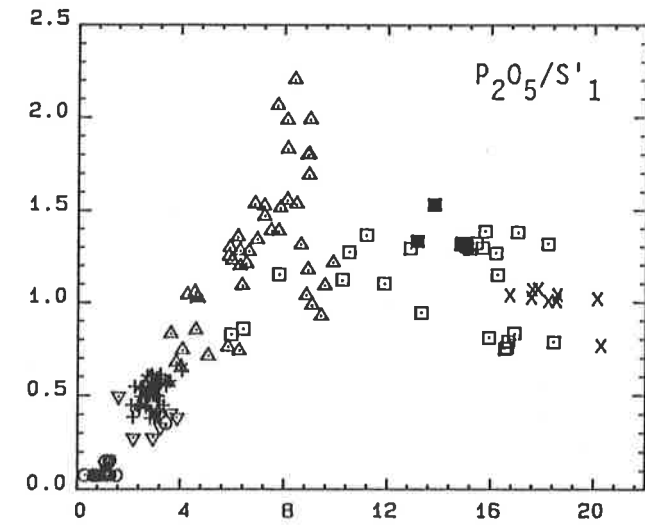


Figure A27: suite

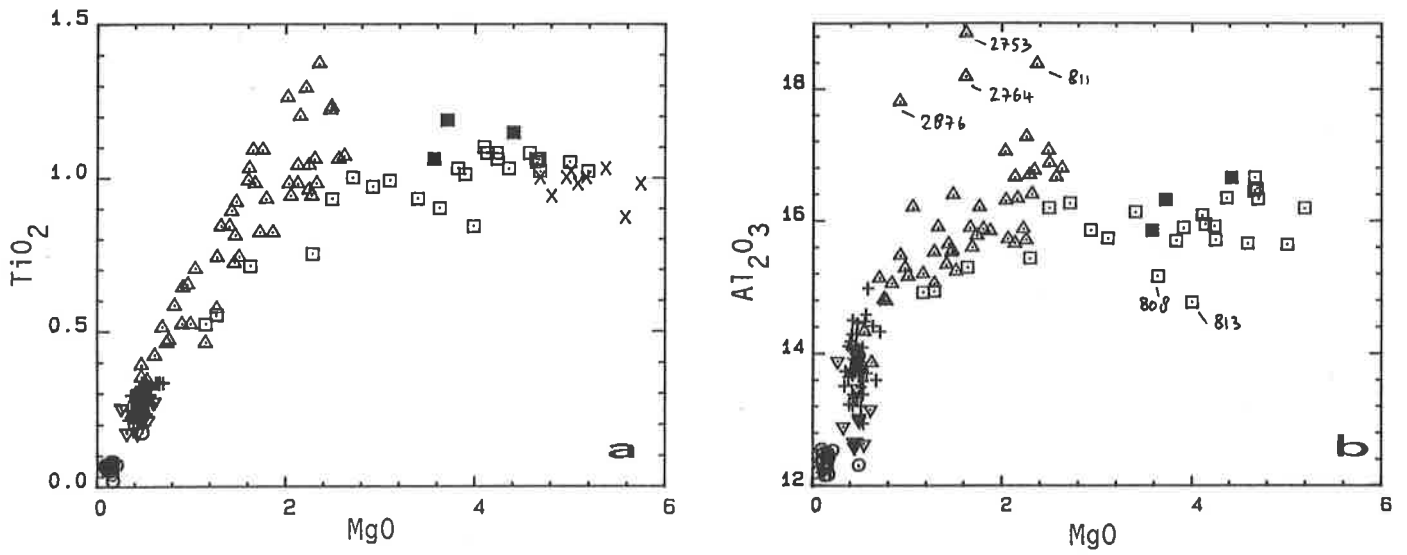


Figure A28 a et b: report de l'ensemble des analyses des roches du Mont-Blanc dans les diagrammes MgO-TiO₂ et MgO-Al₂O₃. On notera que Mg est le meilleur élément discriminant les deux populations d'enclaves.

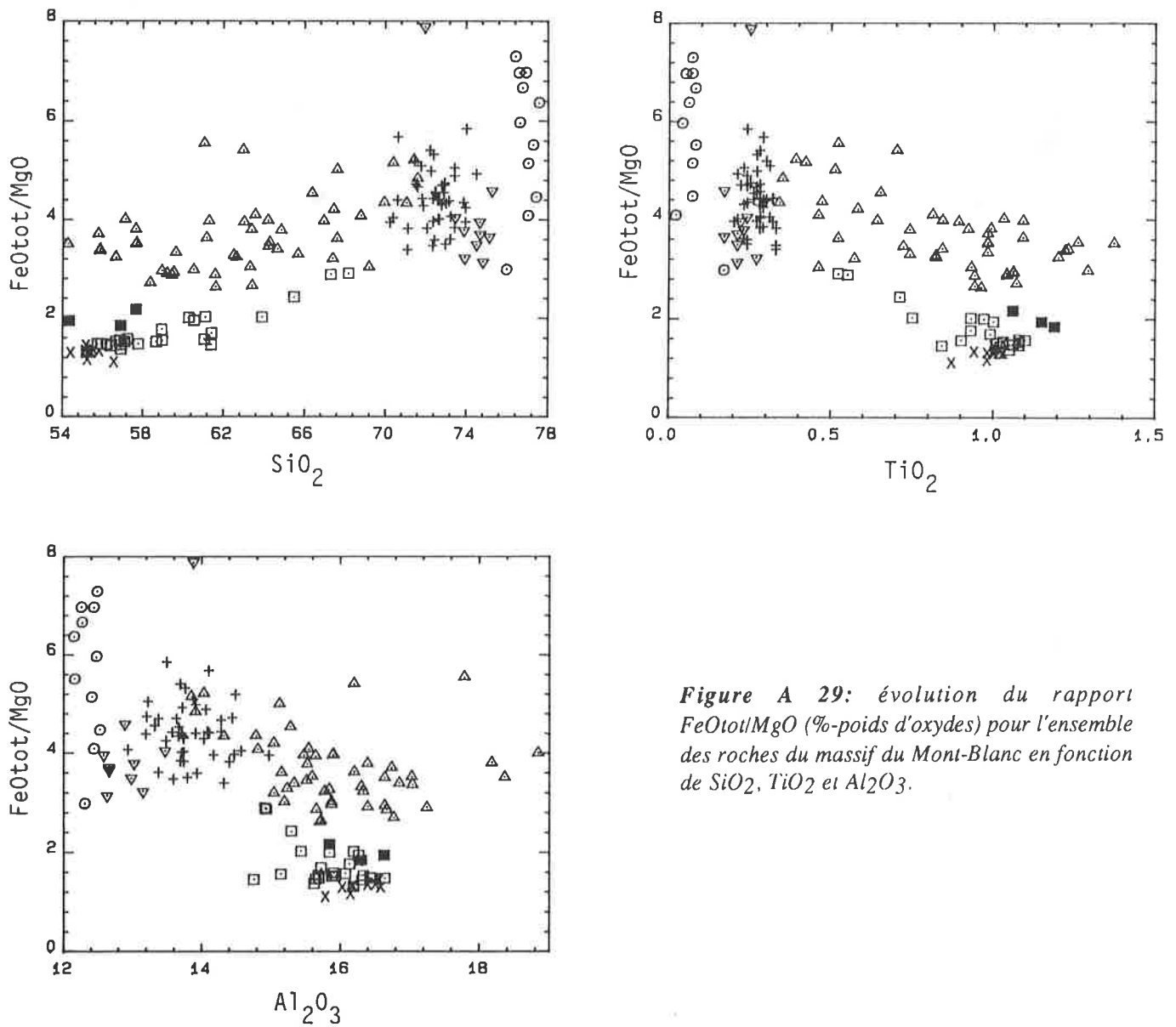


Figure A 29: évolution du rapport FeOtot/MgO (%-poids d'oxydes) pour l'ensemble des roches du massif du Mont-Blanc en fonction de SiO₂, TiO₂ et Al₂O₃.

éch.	type	roche totale					lame totale					QAP roche totale		
		pl	qz	bi	hb	fk	pl	qz	bi	hb	fk	P	Q	A
FB431	Fe	60	6	33	0	1	61	6	33	0	0	90	9	1
FB524	Fe	57	15	28	0	1	57	15	28	0	0	78	21	1
FB527	Fe	59	17	24	0	0	59	17	24	0	0	78	22	0
FB530	Fe	59	24	17	0	0	59	24	17	0	0	71	29	0
FB538	Fe	57	17	16	0	10	57	17	16	0	10	68	20	12
FB561a	Fe	59	20	16	5	0	59	20	16	5	0	75	25	0
FB681	Fe	49	24	10	0	17	49	24	10	0	17	54	27	19
FB682	Fe	59	18	23	0	0	59	18	23	0	0	77	23	0
FB683	Fe	52	25	23	0	0	52	25	23	0	0	68	32	0
FB698	Mg	52	22	6	20	0	52	22	6	20	0	70	30	0
FB707	Mg	60	18	7	10	5	60	18	7	10	5	72	22	6
FB740	?	41	25	9	0	25	41	25	9	0	25	45	28	27
FB808	Mg	52	23	10	12	3	52	23	10	12	3	67	29	4
FB811	Fe	65	7	27	0	1	66	7	27	0	0	89	10	1
FB897	Mg	49	13	21	16	1	49	13	21	16	1	78	20	2
FB899	Mg	39	25	18	8	10	39	25	18	8	10	52	34	14
FB904	Mg	48	14	16	14	8	48	14	16	14	8	69	20	11
FB906	Mg	44	29	9	1	17	44	29	9	1	17	49	32	19

Figure A30: composition modale d'enclaves microgrenues magnésiennes (Mg), ferrifères (Fe) et de composition granitique (FB 740) déterminée au compteur de points sur lames colorées. P, Q et A = proportions modales relatives de plagioclase, quartz et feldspath alcalin destinées au report des échantillons dans le diagramme QAP de Streckeisen (1974).

ANNEXE 2: MÉTHODES ANALYTIQUES

Microsonde

Conditions d'analyse

Les analyses ont été effectuées sur la microsonde ARL-SEM-Q de l'université de Lausanne sous une tension de 15 KV et un courant 30 nA sur le support en laiton des standards, avec des périodes de mesure de 20 s sur le pic et 4 s sur fond continu. Les standards BRGM utilisés ont été invariablement une wollastonite pour Si et Ca; une orthose pour K; une albite pour Na et des oxydes purs pour les autres éléments essentiels. Une correction Bence et Albee a été appliquée aux analyses de minéraux anhydres et ZAF pour les biotites et les amphiboles. Tous les résultats de l'annexe 3 sont exprimés en % poids d'oxydes et en nombre de cations.

Calcul des formules structurales

Tous les calculs (sauf pour les feldspaths avec une base 8 oxygènes) ont été exécutés à l'aide de programmes du Centre d'Analyse Minérale de Lausanne, conçus par Alberto Colombi. La normalisation repose sur les principes suivants (Colombi, 1988).

BIOTITE

La formule est normalisée avec un nombre variable de cations: Σ cations - K - Na - Ca = 7. Pour l'équilibre des charges, $AlIV - 1 = Fe^{3+} + AlVI + 2Ti + Cr$; sachant que $AlIV = 4 - Si$, on en déduit $Fe^{2+} = AlIV - 1 - AlVI + 2 Ti + Cr$.

La teneur en H₂O n'a pas été calculée, car elle n'intervient pas directement dans ce type de normalisation. Il convient d'ajouter environ 4% H₂O aux sommes (de % d'oxydes) reportées dans les analyses de l'annexe 3.

AMPHIBOLE

La normalisation de ce minéral est particulièrement complexe. Parmi les cinq bases de calcul possibles ((1) Σ cations - Na - K = 15; (2) Σ cat - K = 15; (3) Σ cat - Ca - Na - K = 13; (4) $Fetotal = Fe^{2+}$ et (5) $Fetotal = Fe^{3+}$), les options (2) ou (3) ont été préférées de cas en cas, de telle sorte que la balance des charges soit la meilleure possible. Le rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} et la répartition du Na ont été calculés sur la base suivante:

$$Fe^{3+} = 46 - \Sigma \text{charges}(+) \text{ (avec } Fetot = Fe^{2+}), Fe^{2+} = Fetot - Fe^{3+}$$

$$AlIV = 8 - Si, AlVI = Altot - AlIV.$$

PYROXENE

Une normalisation à 4 cations a été appliquée, avec $Fe^{3+} = 12 - \Sigma \text{charges}(+) \text{ (avec } Fetot = Fe^{2+})$ et $AlIV = 2 - Si$.

Fluorescence X

L'essentiel des analyses de roches totales a été effectué par fluorescence X (FX) sur l'appareil Philips PW 1400 du Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne (responsable Dr H.-R. Pfeifer). Les majeurs et les traces principales ont été dosés avec un tube au chrome et corrigés selon De Jongh (1973) pour les premiers, Nisbet et al. (1979) et Reusser (1987) pour les seconds. La, Ce et Nd ont été dosés avec un tube au molybdène, FeO par colorimétrie selon un procédé modifié de Wilson (1960), CO₂ par coulométrie (Hermann et Knacke, 1973), H₂O calculé en tenant compte de la perte au feu, de FeO, CO₂ et S.

Les incertitudes (2 sigmas) sont de 5% relatifs au maximum pour les majeurs (SiO₂, 1% absolu), de 20% relatifs au maximum pour les traces en concentrations inférieures à 100 ppm et de 10% au maximum pour les teneurs supérieures. Deux valeurs sont mesurées pour le baryum; Balb (raie β) est préférée lorsque TiO₂ > 0,5%, Bala (raie α) lorsque TiO₂ < 0,5%.

Limites de détection pour les éléments en traces (en ppm):

Nb = 4, Zr = 4, Y = 5, Sr = 4, U = 8, Rb = 4, Th = 2, Pb = 7, Ga = 3, Zn = 4, Cu = 5, Ni = 7, Cr = 14, V = 3, Ce = 15, Nd = 7, Balb = 13, Bala = 2, La = 2, Sc = 1, S = 6.

Toutes les analyses reportées sont exprimées en % de poids d'oxydes pour les éléments majeurs et en ppm pour les traces.

Activation neutronique

Une trentaine d'échantillons du Massif du Mont-Blanc ont été analysés par activation neutronique au Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay (Laboratoire Pierre Süe, direction Professeur Michel Treuil) en complément de la fluorescence X, principalement dans le but d'en doser les terres rares. Aucun traitement chimique n'a été appliqué.

Des échantillons d'environ 100mg ont été irradiés, d'une part sous un flux de neutrons épithermiques (filtre au cadmium), pour le dosage de Th, U, Cr, Hf, Ba, Cs, Ni, Tb, Sc, Ta, Co et Sb, d'autre part sous un flux de neutrons thermiques pour celui des terres rares.

On trouvera dans Joron (1974), Jaffrezic et al. (1980) et Cocherie (1984) la description du principe de l'analyse par activation neutronique et l'exposé des limites de détection et des incertitudes.

Les valeurs utilisées pour la **normalisation aux chondrites** des profils de terres rares sont celles préconisées par le laboratoire P. Süe:

La = 0,31; Ce = 0,787; Pr = 0,0116; Nd = 0,58; Sm = 0,185; Eu = 0,071; Gd = 0,256; Tb = 0,05; Dy = 0,303; Ho = 0,073; Er = 0,182; Tm = 0,033; Yb = 0,206; Lu = 0,034.

**ANNEXE 3: COMPOSITION CHIMIQUE DES MINÉRAUX
FERROMAGNÉSIENS DES MASSIFS GRANITIQUES DU MONTE
CAPANNE ET DU MONT-BLANC - ANALYSES REPRÉSENTATIVES**

ECH	GRANITE				XENOLITIQUE			ENCLAVES			DOLERIT.		MIC	PX	FILON
	33/815	1/816	75/823	3/828	39/815	43/816	40/469	18/497	29/630	14/468	12/497	5/504	73/481	44/479	
SiO ₂	36.28	36.73	35.11	36.71	36.08	36.96	36.68	35.12	34.73	37.32	36.07	36.79	38.33	35.96	
TiO ₂	3.52	3.57	3.96	3.69	3.19	3.38	4.11	5.45	4.64	3.39	4.78	3.40	2.61	3.90	
Al ₂ O ₃	16.41	15.66	16.33	16.06	18.05	15.76	14.87	14.49	14.85	14.70	14.04	15.88	13.74	15.44	
FeO _t	19.03	18.58	20.13	19.28	18.65	18.53	22.19	22.25	22.80	20.86	22.48	20.64	17.93	18.92	
MnO	0.32	0.30	0.32	0.27	0.38	0.19	0.37	0.41	0.41	0.27	0.43	0.31	0.21	0.29	
MgO	10.90	10.88	9.83	10.39	8.66	11.59	7.93	7.84	7.51	10.48	8.73	9.11	13.19	11.33	
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.56	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.14	0.12	0.18	0.15	0.11	0.10	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07	0.09	0.12	0.15	
K ₂ O	9.44	9.06	9.29	9.30	9.36	9.39	9.01	9.38	9.51	9.18	9.51	9.05	9.19	9.66	
TOTAL	96.04	94.90	95.15	95.85	94.48	95.90	95.13	94.99	94.52	96.28	96.11	95.83	95.32	95.65	
Si	2.80	2.86	2.76	2.85	2.85	2.84	2.92	2.83	2.82	2.89	2.86	2.89	2.94	2.79	
Al ₄	1.20	1.14	1.24	1.15	1.15	1.16	1.08	1.17	1.18	1.11	1.14	1.11	1.06	1.21	
Al ₆	0.29	0.30	0.27	0.32	0.53	0.27	0.31	0.20	0.23	0.23	0.17	0.36	0.18	0.21	
Fe ²⁺	1.23	1.21	1.32	1.25	1.23	1.19	1.48	1.50	1.55	1.35	1.49	1.36	1.15	1.23	
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	0.20	0.21	0.23	0.22	0.19	0.20	0.25	0.33	0.28	0.20	0.28	0.20	0.15	0.23	
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	
Mg	1.25	1.26	1.15	1.20	1.02	1.33	0.94	0.94	0.91	1.21	1.03	1.07	1.51	1.31	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	
K	0.93	0.90	0.93	0.92	0.94	0.92	0.91	0.96	0.98	0.91	0.96	0.91	0.90	0.96	
Na	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	
M/M+F	50.52	51.07	46.53	48.99	45.28	52.71	38.91	38.58	36.99	47.24	40.90	44.03	56.73	51.63	

Analyses représentatives (microsonde) de biotites du granite du M. Capanne, de la matrice de ses différentes enclaves microgrenues et xénolitiques et de celle de l'un de ses filons sombres. Le premier nombre de chaque label a trait au numéro d'analyse et le second à celui de l'échantillon (FB...). Le type de texture matricielle des enclaves est précisé, MIC = microgranulaire, PX = enclave à pyroxènes de Colle d'Orano; M/M+F = rapport cationique Mg/Mg+Fe_{tot}. Pour le calcul de la formule structurale, voir annexe 2.

AMPHIBOLES D'ENCLAVES DU M.CAPANNE

ECH	A TEXTURE DOLERITIQUE			
	54/481	61/823	69/823	10/497
SiO ₂	53.90	53.31	51.76	48.39
TiO ₂	0.13	0.01	0.12	0.67
Al ₂ O ₃	1.70	0.63	3.87	5.12
Cr ₂ O ₃	0.39	0.06	0.09	0.06
FeO	12.07	21.34	9.91	19.17
MnO	0.71	1.91	0.50	0.57
MgO	17.14	17.67	17.81	10.79
CaO	10.07	1.07	12.16	10.57
Na ₂ O	0.22	0.11	0.61	1.10
K ₂ O	0.07	0.00	0.35	0.52
TOTAL	96.40	96.11	97.18	96.96
Si	7.79	7.90	7.33	7.18
Al ₄	0.21	0.10	0.65	0.82
Al ₆	0.08	0.01	0.00	0.08
Fe ₂	1.35	2.52	0.45	1.57
Fe ₃	0.11	0.12	0.73	0.81
Ti	0.01	0.00	0.01	0.07
Cr	0.04	0.01	0.01	0.01
Mn	0.09	0.24	0.06	0.07
Mg	3.69	3.90	3.76	2.39
Ca	1.56	0.17	1.85	1.68
Na	0.06	0.03	0.17	0.32
K	0.01	0.00	0.06	0.10
oct+3	0.24	0.14	0.75	0.97
NaM ₄	0.06	0.03	0.15	0.32
NaA	0.00	0.00	0.01	0.00

PYROXENES DE L'ENCL. D'ORANO

ECH	PYROXENES DE L'ENCL. D'ORANO		
	50/481b	66/481b	53/481b
SiO ₂	55.05	54.82	52.50
TiO ₂	0.32	0.26	0.61
Al ₂ O ₃	1.87	2.10	3.32
Cr ₂ O ₃	0.10	0.10	0.17
FeO	13.99	11.50	5.92
MnO	0.24	0.10	0.15
MgO	27.62	28.88	16.38
CaO	1.30	1.46	20.59
Na ₂ O	0.00	0.00	0.31
TOTAL	100.49	99.22	99.95
Si	1.96	1.96	1.92
Al ₄	0.04	0.04	0.08
Al ₆	0.04	0.05	0.07
Fe ₂	0.42	0.34	0.18
Fe ₃	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.00
Mg	1.47	1.54	0.89
Ca	0.05	0.06	0.81
Na	0.00	0.00	0.02
fmM ₂	0.95	0.94	0.17
WOLL	2.57	2.88	42.89
ENST	75.87	79.38	47.48
FERR	21.56	17.73	9.63

Analyses représentatives (microsonde) d'amphiboles d'enclaves microgrenues associées au granite du M. Capanne et des pyroxènes de l'enclave à texture microgabbroïque de Colle d'Orano. Labels habituels. Pour le calcul de la formule structurale, voir annexe 2.

BIOTITES DANS GRANITE DU MONT-BLANC							BIOTITES DANS ENCLAVES DU MONT-BLANC						
ECH	FACIES CENTRAL			LEUCO			ENCL MAGNES		ENCLAVES FERRIFERES				
	37/806	43/806	17/562	4/901	18/797	23/744	27/897	59/899	109/421	112/429	5/797	13/561	123/562
TYPE	B	VNR	VNR	VNR	VR	VR	B	B	VR	B	VR	B	B
SIO	35.68	36.11	35.53	35.90	36.63	34.60	50.72	37.52	36.68	36.74	36.55	37.16	36.20
TIO2	3.06	1.47	2.65	2.09	0.80	1.61	0.11	1.29	0.82	1.09	0.83	2.24	1.48
AL2O3	16.11	16.62	14.95	13.57	15.97	16.00	4.55	17.45	15.16	15.55	15.16	15.13	15.88
FEot	24.77	24.75	25.67	27.16	24.96	29.64	13.18	17.47	24.37	23.06	24.67	21.70	24.64
MNO	0.56	0.56	0.50	0.49	0.61	1.12	0.41	0.35	0.74	0.65	0.69	0.39	0.54
MGO	6.23	7.09	5.83	6.62	7.80	2.61	14.51	11.60	7.52	8.39	7.90	9.51	6.91
CAO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.26	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
NA2O	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.75	0.05	0.05	0.03	0.06	0.06	0.05
K2O	9.19	9.17	9.52	9.81	9.60	9.20	0.30	10.01	9.78	9.58	9.87	9.80	9.94
TOTAL	95.64	95.80	94.68	95.68	96.40	94.80	95.79	95.74	95.12	95.09	95.75	96.00	95.64
Si	2.86	2.85	2.90	2.91	2.88	2.87	3.98	2.88	2.94	2.91	2.91	2.91	2.90
Al4	1.14	1.15	1.10	1.09	1.12	1.13	0.02	1.12	1.06	1.09	1.09	1.09	1.10
Al6	0.38	0.40	0.34	0.20	0.36	0.44	0.40	0.46	0.37	0.37	0.33	0.31	0.40
Fe2+	1.66	1.64	1.75	1.84	1.64	2.06	0.87	1.12	1.63	1.53	1.64	1.42	1.65
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.18	0.09	0.16	0.13	0.05	0.10	0.01	0.07	0.05	0.07	0.05	0.13	0.09
Mn	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.08	0.03	0.02	0.05	0.04	0.05	0.03	0.04
Mg	0.74	0.84	0.71	0.80	0.91	0.32	1.70	1.33	0.90	0.99	0.94	1.11	0.83
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.11	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.94	0.92	0.99	1.01	0.96	0.97	0.03	0.98	1.00	0.97	1.00	0.98	1.02
M/M+F	30.95	33.80	28.81	30.29	35.77	13.57	66.24	54.20	35.48	39.34	36.34	43.85	33.33

Analyses représentatives (microsonde) de biotites des différentes roches du massif granitique du Mont-Blanc. Le premier nombre de chaque label correspond au numéro d'analyse et le second à celui de l'échantillon (FB...). Le type pétrographique des biotites est précisé: B = brune, VNR = verte non recristallisée, VR = verte recristallisée. M/M+F est le rapport cationique Mg/Mg+Fetot. Pour le calcul de la formule structurale, voir annexe 2.

ECH	ENCLAVES MAGNES.		ENCLAVES FERRIFERES			FILON MICROMONZODIORITIQUE		
	125/897	44/899	9/561	118/562	4/804	15/930	16/930	28/930
SIO2	52.22	50.35	45.62	42.17	42.21	42.79	54.35	53.26
TIO2	0.32	0.42	1.65	1.28	1.72	4.25	0.11	1.56
AL2O3	2.92	4.72	6.10	8.33	7.06	10.67	2.87	2.07
CR2O3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
FEO	13.50	14.57	20.55	26.24	21.81	12.59	12.13	11.36
MNO	0.40	0.58	0.75	0.99	0.78	0.31	0.42	0.49
MGO	15.03	13.74	8.79	5.09	7.47	12.93	15.43	14.96
CAO	11.91	11.51	11.64	10.48	10.40	11.24	12.65	13.08
NA2O	0.40	0.98	1.17	1.64	1.51	1.86	0.31	0.22
K2O	0.18	0.44	0.96	1.18	0.95	0.74	0.08	0.28
TOTAL	96.90	97.31	97.23	97.40	93.91	97.38	98.38	97.31
Si	7.57	7.32	6.98	6.58	6.70	6.28	7.74	7.71
Al4	0.43	0.68	1.02	1.42	1.30	1.72	0.26	0.29
Al6	0.07	0.13	0.08	0.11	0.02	0.12	0.22	0.07
Fe2	1.27	1.26	2.42	2.65	2.23	1.08	1.38	1.38
Fe3	0.37	0.51	0.21	0.78	0.67	0.47	0.06	0.00
Ti	0.03	0.05	0.19	0.15	0.21	0.47	0.01	0.17
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.07	0.10	0.13	0.10	0.04	0.05	0.06
Mg	3.25	2.98	2.00	1.18	1.77	2.83	3.27	3.23
Ca	1.85	1.79	1.91	1.75	1.77	1.77	1.93	2.03
Na	0.11	0.28	0.35	0.50	0.46	0.53	0.09	0.06
K	0.03	0.08	0.19	0.23	0.19	0.14	0.01	0.05
oct+3	0.48	0.69	0.48	1.04	0.90	1.06	0.29	0.24
NaM4	0.11	0.21	0.09	0.25	0.23	0.23	0.07	0.06
NaA	0.00	0.07	0.25	0.25	0.23	0.30	0.02	0.00

Analyses représentatives (microsonde) d'amphiboles des roches mafiques associées au granite du Mont-Blanc. Labels habituels. L'analyse 15/930 est celle d'une amphibole brune, toutes les autres étant vertes. Pour le calcul de la formule structurale, voir annexe 2.

**ANNEXE 4: ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DES MASSIFS DU M. CAPANNE
ET DU MT-BLANC - MAJEURS ET TRACES**

ECH.	FB454	464a	471c	490	491	499	500	501e	501f	504a	506	509	627	632	636a	643e	643f	643g
SiO2	67.59	69.76	69.60	67.89	68.04	68.49	68.57	66.94	67.52	67.54	68.27	69.21	70.86	68.55	68.80	66.52	70.05	68.67
TiO2	0.47	0.39	0.37	0.49	0.47	0.49	0.47	0.51	0.51	0.54	0.47	0.43	0.30	0.46	0.47	0.50	0.43	0.45
Al2O3	15.66	14.95	15.15	15.52	15.60	15.38	15.35	16.32	16.10	15.77	15.56	15.23	15.28	15.48	15.40	16.10	14.84	15.69
Fe2O3	0.57	0.69	0.98	0.91	0.78	0.71	0.76	0.65	0.47	0.91	0.58	1.10	0.69	0.87	0.64	0.72	0.47	1.02
FeO	2.20	1.75	1.28	2.00	2.02	2.21	2.05	2.34	2.47	2.35	2.18	1.49	1.20	1.94	2.14	2.22	2.09	1.73
MnO	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
MgO	1.21	0.78	0.97	1.25	1.37	1.29	1.31	1.36	1.44	1.35	1.31	1.14	0.73	1.31	1.26	1.40	1.20	1.20
CaO	2.75	2.09	2.12	2.82	2.70	2.64	2.67	3.10	3.05	2.95	2.74	2.68	1.59	2.74	2.45	2.61	2.44	2.73
Na2O	3.15	3.07	3.34	3.13	3.35	3.12	3.31	3.54	3.47	3.36	3.36	3.32	3.26	3.30	3.33	3.45	3.23	3.44
K2O	4.37	4.82	4.85	4.10	4.15	4.01	4.14	3.78	3.73	3.50	4.03	3.88	4.78	4.10	4.28	4.70	4.16	4.01
P2O5	0.16	0.11	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17
H2O+	0.91	0.65	0.65	0.85	0.80	0.83	0.75	0.74	0.88	0.85	0.75	0.61	0.87	0.77	0.76	0.68	0.65	0.63
CO2	0.00	0.00	0.08	0.00	0.16	0.00	0.21	0.19	0.17	0.00	0.18	0.00	0.05	0.18	0.04	0.07	0.10	0.07
Total	99.09	99.11	99.57	99.18	99.65	99.40	99.81	99.70	100.03	99.36	99.64	99.29	99.80	99.91	99.79	99.19	99.87	99.87
Nb	10	11	9	11	11	10	11	13	12	13	11	11	10	12	12	14	11	12
Zr	139	168	129	140	152	154	149	160	162	154	152	140	123	152	150	162	149	154
Y	20	28	19	19	21	21	21	21	22	18	20	15	14	20	20	19	19	18
Sr	195	164	142	190	180	186	183	210	203	206	181	181	141	190	173	190	170	183
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	296	297	297	285	287	290	282	275	270	274	280	292	344	273	292	307	273	271
Th	21	20	21	25	23	20	24	21	22	20	22	23	18	22	24	25	28	23
Pb	59	58	52	50	45	50	40	39	38	45	43	41	58	41	44	40	37	37
Ga	22	20	20	22	21	23	20	23	21	23	22	21	21	21	21	20	20	22
Zn	56	67	45	59	60	58	56	59	58	68	59	43	47	61	55	52	45	48
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	<7	<7	7	<7	<72	<7	8	9	9	<7	9	<7	9	9	11	7	9	9
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14
V	46	30	35	51	47	48	44	50	48	52	47	41	32	48	50	49	44	45
Ce	60	76	70	71	63	26	56	61	61	62	74	75	46	59	74	69	43	48
Nd	29	24	26	27	34	25	34	31	33	31	18	37	7	20	46	38	25	28
Balb	403	461	210	325	303	288	314	294	292	314	294	237	360	367	279	308	205	193
Bala	409	474	221	341	319	306	324	312	306	323	309	254	369	381	296	327	219	207
La	36	34	37	40	42	42	41	35	42	31	45	36	27	35	38	34	35	32
Sc	8	5	7	8	8	7	8	9	9	9	8	6	5	9	9	9	8	8
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'échantillons de GRANITE du M. Capanne. FB...a, e = tranche de 1 cm au contact d'une enclave, FB501f = de 1 à 10 cm, FB643e, f, g = à 0.5, 1 et plus d'un cm du contact (cf fig. 78).

Ech.	FB643M3	655	656d	656e	656f	656g	656h	656M2	657	659	660	664	665	815	818e	818f	818g	818h
SiO2	68.41	68.60	67.13	70.93	67.47	68.96	68.54	68.60	68.17	68.30	66.41	67.89	67.91	66.87	65.59	65.38	66.97	66.40
TiO2	0.46	0.45	0.52	0.45	0.48	0.45	0.45	0.47	0.46	0.45	0.52	0.45	0.45	0.52	0.49	0.51	0.53	0.50
Al2O3	15.54	15.84	16.04	14.06	16.00	15.26	15.71	15.41	15.94	15.39	16.13	15.71	15.72	16.01	16.89	16.32	15.66	16.57
Fe2O3	0.74	1.05	0.96	1.11	0.72	0.95	1.11	0.97	1.81	0.93	0.69	0.95	0.48	0.60	0.79	0.93	1.03	0.82
FeO	2.01	1.58	2.12	1.62	2.15	1.77	1.59	1.85	1.05	1.86	2.44	1.89	2.24	2.53	2.28	2.22	2.21	2.13
MnO	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05
MgO	1.27	1.25	1.51	1.29	1.44	1.23	1.32	1.36	1.24	1.50	1.67	1.60	1.43	1.74	1.92	2.08	1.79	1.68
CaO	2.59	2.80	3.12	2.18	2.73	2.66	2.57	2.65	2.70	2.65	3.12	2.77	2.73	2.98	3.48	2.57	3.02	3.14
Na2O	3.37	3.56	3.70	2.88	3.43	3.35	3.35	3.34	3.51	2.99	3.28	3.20	3.20	3.27	3.58	3.06	3.13	3.33
K2O	4.29	3.94	3.39	4.28	4.31	3.88	4.50	4.07	4.28	4.48	4.01	4.27	4.34	4.16	3.66	5.55	4.00	4.32
P2O5	0.17	0.15	0.17	0.15	0.18	0.15	0.15	0.16	0.16	0.16	0.19	0.16	0.16	0.19	0.17	0.20	0.21	0.19
H2O+	0.65	0.52	0.65	0.58	0.72	0.71	0.53	0.64	0.51	0.67	0.76	0.67	0.85	0.74	0.86	0.77	0.85	0.71
CO2	0.00	0.09	0.09	0.12	0.12	0.14	0.05	0.00	0.04	0.15	0.07	0.09	0.18	0.05	0.10	0.09	0.10	0.09
Total	99.55	99.87	99.46	99.71	99.81	99.56	99.92	99.57	99.92	99.59	99.36	99.72	99.75	99.72	99.88	99.76	99.57	99.94
Nb	12	11	13	10	10	10	11	11	12	9	11	11	10	11	9	9	11	10
Zr	155	145	172	150	162	148	145	155	148	135	165	146	144	160	140	159	171	150
Y	19	16	23	20	22	19	20	21	21	19	23	24	21	21	16	18	21	18
Sr	181	196	199	158	193	181	192	185	197	216	229	206	194	224	260	245	224	242
U	<8	<8	<8	<8	9	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	284	287	260	285	294	273	296	282	286	272	261	270	277	269	227	293	247	247
Th	23	17	25	22	34	21	21	25	20	20	15	21	19	17	18	16	19	17
Pb	38	35	37	38	39	35	47	39	43	35	40	46	47	37	30	44	30	34
Ga	21	22	24	19	21	21	21	21	22	19	23	21	22	21	20	20	20	20
Zn	48	39	64	54	59	55	53	57	55	51	63	55	52	57	57	56	59	53
Cu	<5	7	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	8	13	13	12	10	9	10	11	11	13	19	19	14	17	15	25	16	13
Cr	<14	<14	21	<14	<14	<14	<14	<14	<14	14	28	28	24	21	24	37	26	16
V	46	49	52	47	50	46	49	49	50	49	60	50	48	58	54	58	60	52
Ce	55	46	79	86	119	67	75	85	62	56	71	66	38	65	85	58	70	66
Nd	32	29	44	43	29	30	28	35	26	22	25	39	31	23	29	<7	30	30
Balb	235	296	239	342	362	256	370	314	388	394	437	389	420	480	425	1232	495	506
Bala	251	309	252	357	370	269	388	327	408	408	454	407	431	496	439	1253	510	518
La	32	34	42	33	61	34	34	41	38	40	27	38	39	37	38	35	37	35
Sc	8	9	9	8	9	8	8	8	9	9	11	9	9	10	10	10	10	9
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'échantillons du GRANITE du M. Capanne. FB643m3 = moyenne pondérée de FB643e, f et g.; FB656d, e, f, g et h = échantillons pris à 0.5, 1.5, 2.5, 4 et 6-8 cm du contact d'une enclave (cf profil fig. 78); FB656m2 = moyenne pondérée; FB818e, f, g et h = échantillons du profil de la fig. 78.

Ech.	818M2	820	828b	881d	X5/82	PIE	COR3	ILA	CHI	E8	E12	E14	E15
SiO2	66.08	68.38	69.39	67.07	68.15	66.01	68.17	67.77	68.41	67.62	66.94	66.84	68.58
TiO2	0.51	0.43	0.40	0.51	0.49	0.58	0.50	0.52	0.46	0.49	0.51	0.50	0.48
Al2O3	16.36	15.68	15.47	16.05	15.68	16.21	15.48	15.73	15.82	15.64	15.94	15.94	15.36
Fe2O3	0.89	0.56	0.64	0.57	0.48	3.39	2.98	2.92	2.99	3.04	3.21	3.19	2.93
FeO	2.21	1.96	1.69	2.48	2.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.05	0.04	0.03	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05
MgO	1.87	1.18	1.10	1.67	1.27	1.76	1.26	1.48	1.25	1.39	1.53	1.54	1.28
CaO	3.05	2.69	2.57	3.15	2.81	3.03	2.95	2.63	2.45	2.68	2.86	3.05	2.61
Na2O	3.28	3.51	3.34	3.35	3.50	3.39	3.63	3.26	3.38	3.30	3.40	3.54	3.26
K2O	4.38	4.12	4.42	3.92	3.88	4.07	4.00	4.41	4.35	4.15	4.05	4.03	4.03
P2O5	0.19	0.16	0.15	0.19	0.16	0.21	0.18	0.18	0.14	0.15	0.15	0.14	0.14
H2O+	0.80	0.70	0.53	0.74	0.67	0.65	0.66	0.75	0.64	0.59	0.40	0.39	0.38
CO2	0.00	0.11	0.15	0.06	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.67	99.52	99.89	99.82	99.82	99.36	99.86	99.70	99.95	99.09	99.04	99.21	99.10
Nb	10	10	11	11	10								0
Zr	155	145	140	154	164					142	155	151	135
Y	18	18	18	20	24	0					22	23	21
Sr	243	188	185	236	192	230	172	198	180	200	218	218	196
U	<8	<8	<8	<8	<8	0					13	14	16
Rb	254	277	285	244	283	251	284	261	286	283	277	266	288
Th	18	26	24	16	24					18	22	27	32
Pb	35	34	40	31	46					43	46	51	52
Ga	20	21	20	20	23					21	24	24	23
Zn	56	41	38	56	69					53	66	68	57
Cu	5	<5	<5	<5	<5	24	16	19	19	3	1		0
Ni	17	9	10	16	16	64	68	65	59		18	15	14
Cr	26	<14	<14	29	27	47	28	20	42		32	32	34
V	56	44	38	56	49					34	40	38	36
Ce	70	67	76	66	111						73	84	56
Nd	24	27	28	22	31						32	36	26
Balb	665	338	360	434	373	407	219	374	355	350	415	370	315
Bala	680	345	374	446	388	407	219	374	355	350	415	370	315
La	36	30	36	35	45						37	42	30
Sc	10	8	7	9	10								0
S	<6	<6	<6	<6	<6								0

Analyses d'échantillons de GRANITE du M. Capanne. FB818M2 = moyenne pondérée des tranches 818 e-h; PIE, COR3, ILA, CHI = analyses reprises de Juteau (1984), Ei = analyses tirées de Dupuy (1970).

Ech.	FB483	656a	656b	656c	817	818a	818b	818c	818d	818M1	823	481b px
SiO2	64.61	62.40	61.53	61.40	64.71	62.14	62.15	62.86	64.33	62.63	59.74	61.17
TiO2	0.59	0.90	0.91	0.92	0.54	0.59	0.59	0.60	0.62	0.60	0.70	0.69
Al2O3	15.35	16.92	17.23	17.29	16.43	16.10	16.19	16.10	15.89	16.09	16.27	16.74
Fe2O3	1.22	1.06	1.30	1.97	1.34	1.75	1.85	1.68	1.25	1.68	1.01	0.92
FeO	3.60	4.26	4.05	3.63	3.02	3.23	3.27	3.61	3.54	3.37	4.82	3.89
MnO	0.08	0.09	0.09	0.10	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.11	0.09
MgO	3.66	2.58	2.73	2.71	2.90	4.54	4.48	4.04	3.18	4.21	5.59	3.29
CaO	3.53	4.10	4.17	3.95	3.93	3.86	3.81	3.71	3.65	3.78	4.28	5.04
Na2O	2.92	3.39	3.45	3.78	3.57	2.66	2.74	2.89	3.14	2.80	2.63	2.86
K2O	2.67	2.46	2.46	2.56	2.21	2.86	2.86	2.79	2.46	2.79	3.19	2.60
P2O5	0.17	0.21	0.21	0.19	0.17	0.14	0.14	0.14	0.12	0.14	0.16	0.17
H2O+	1.08	1.21	1.21	1.37	0.91	1.51	1.45	1.15	1.11	1.35	1.41	1.38
CO2	0.16	0.11	0.07	0.13	0.05	0.13	0.09	0.12	0.10	0.00	0.06	0.00
Total	99.68	99.71	99.43	100.02	99.90	99.66	99.77	99.83	99.51	99.53	100.05	98.86
Nb	10	16	15	23	11	7	10	10	15	9	9	5
Zr	127	212	211	215	156	165	168	150	68	148	138	150
Y	16	11	13	18	18	18	20	19	12	18	17	17
Sr	235	194	196	184	180	205	193	180	172	192	222	271
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	9
Rb	336	331	334	351	263	295	304	310	286	299	378	301
Th	16	16	14	10	21	14	13	16	7	13	16	16
Pb	14	22	25	25	18	<7	15	8	10	8	<7	11
Ga	22	25	25	28	23	18	21	20	22	20	21	21
Zn	93	113	110	118	89	90	95	93	87	91	104	74
Cu	25	8	6	5	<5	<5	13	13	<59	8	15	47
Ni	15	32	28	28	55	46	56	42	37	46	109	8
Cr	201	38	38	46	103	204	201	192	204	201	285	88
V	92	97	97	101	67	93	91	91	87	91	100	96
Ce	41	55	65	56	68	84	66	79	20	156	50	94
Nd	23	35	22	15	26	29	28	27	25	28	24	28
Balb	236	273	273	256	143	311	293	259	165	274	221	268
Bala	245	288	293	274	150	315	296	267	174	280	227	288
La	27	32	27	30	46	42	43	39	13	37	33	43
Sc	19	19	18	18	12	17	18	17	15	17	20	20
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	51	199	41	<6	148

Analyses d'ENCLAVES A TEXTURE DOLERITIQUE du M. Capanne et de l'enclave à pyroxènes (FB481b) de Colle d'Orano. FB 656a-c = analyses du profil de la fig. 78, a = coeur de l'enclave, c = 0.5 cm au contact du granite. Fb 818a-d = idem FB 656, avec a = coeur de l'enclave et d = contact avec le granite; FB818M1 = moyenne pondérée de a-d.

Ech	452	453	464b	464c	464d	464M	469	480b	494	497	634	641	643a	643b	643c	643d	825	881a
SiO2	66.82	66.67	62.99	65.69	67.24	65.99	66.58	64.93	64.57	66.94	66.19	66.32	66.66	66.43	65.19	66.48	61.29	56.81
TiO2	0.58	0.56	0.69	0.56	0.49	0.55	0.62	0.63	0.77	0.55	0.59	0.77	0.76	0.75	0.76	0.55	0.89	0.86
Al2O3	15.93	16.10	17.57	16.51	16.09	16.48	16.35	16.44	16.67	16.03	15.80	16.18	16.10	16.08	16.18	15.90	18.81	19.96
Fe2O3	1.01	1.39	1.60	1.28	1.10	1.25	0.89	1.19	0.88	1.58	0.74	0.82	0.94	1.12	1.29	1.30	0.73	1.16
FeO	2.62	2.13	2.36	2.15	2.08	2.15	2.41	3.04	3.42	1.85	2.87	3.12	2.89	2.68	2.78	1.97	3.42	4.06
MnO	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.08
MgO	1.25	1.14	1.05	0.89	0.73	0.84	0.99	2.05	1.33	1.03	1.19	1.35	1.35	1.38	1.58	1.33	1.72	2.50
CaO	3.06	2.81	2.89	2.62	2.36	2.54	2.90	3.99	3.41	2.73	3.03	3.23	3.12	3.19	3.04	2.44	2.86	2.72
Na2O	3.38	3.48	4.04	3.75	3.55	3.70	3.58	3.61	3.67	3.49	3.32	3.80	3.83	3.81	3.92	3.23	3.07	2.75
K2O	4.08	4.52	4.34	4.36	4.47	4.41	3.96	2.06	3.43	4.53	4.34	2.92	2.99	2.88	3.19	5.00	5.85	7.42
P2O5	0.17	0.17	0.17	0.14	0.12	0.14	0.18	0.15	0.22	0.17	0.17	0.20	0.19	0.19	0.20	0.17	0.12	0.16
H2O+	0.78	0.66	0.85	0.69	0.74	0.74	0.60	0.97	0.91	0.61	0.86	0.84	0.94	0.85	0.89	1.02	0.99	1.13
CO2	0.12	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.07	0.05	0.07	0.07	0.07	0.18	0.04	0.05
Total	99.88	99.75	98.62	98.70	99.04	98.86	99.12	99.13	99.38	99.69	99.24	99.67	99.91	99.50	99.17	99.62	99.88	
99.68																		
Nb	14	15	24	19	16	18	18	9	13	14	14	16	18	17	20	15	20	18
Zr	220	216	366	304	255	291	209	158	196	202	211	229	249	248	268	171	228	236
Y	23	23	46	39	34	38	26	11	20	26	30	29	30	29	35	22	20	20
Sr	208	199	207	205	193	200	263	189	243	196	209	204	174	174	165	181	205	226
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	277	290	332	311	302	317	299	291	294	280	274	270	273	270	301	326	437	436
Th	22	22	27	21	19	21	16	22	12	22	21	24	25	26	25	22	28	11
Pb	33	50	53	58	69	62	50	23	38	42	23	31	28	27	29	49	59	61
Ga	22	25	27	24	24	24	23	26	25	22	21	20	22	20	23	23	23	26
Zn	79	69	92	68	103	88	65	85	98	74	99	59	63	63	70	62	74	114
Cu	<54	6	<5	<5	6	<5	<5	<58	9	<5	<5	<5	6	6	12	10	40	
Ni	<75	<74	<7	<7	<7	<7	<7	<7	8	8	7	<7	<7	9	15	25	39	
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	17	82	106
V	52	49	49	41	37	40	49	69	70	48	52	71	61	58	64	54	111	128
Ce	87	104	158	119	109	120	101	71	43	78	82	71	104	96	64	48	119	60
Nd	28	28	61	33	50	45	37	28	33	18	24	47	32	41	40	31	20	3
Balb	529	571	701	659	654	663	661	192	542	537	519	419	341	324	316	298	956	1563
Bala	546	577	707	665	658	668	671	203	565	549	533	437	358	335	328	311	982	1573
La	37	44	85	66	49	61	49	29	43	39	44	41	53	54	49	31	61	40
Sc	11	10	13	8	7	8	8	14	14	10	11	12	11	10	12	10	16	20
S	757	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	200

Analyses d'ENCLAVES A TEXTURE A QUARZ OPHITIQUE et de deux XENOLITES (FB825 et 881a) du granite du M. Capanne. FB 464b-d = analyses d'un profil de la fig. 78, d = coeur de l'enclave, b = 1^{er} cm au contact du granite. FB464M = moyenne pondérée de b-d. FB643a-d = idemFB464, mais avec a = coeur de l'enclave et d = contact avec le granite.

Ech.	471a	472	476	489	501a	501b	504b	505	636b	639	456	457*	481a	513	640	653	828a	CHI2	COR2
SiO2	68.33	69.00	67.98	68.18	68.27	68.22	66.97	68.78	68.65	66.79	65.11	64.77	66.45	67.02	64.19	65.73	67.24	65.25	67.03
TiO2	0.46	0.45	0.47	0.48	0.47	0.47	0.57	0.43	0.47	0.57	0.58	0.58	0.52	0.52	0.60	0.56	0.52	0.55	0.55
Al2O3	15.74	15.19	15.74	15.18	15.51	15.63	15.76	15.12	15.54	16.05	16.00	16.01	15.64	15.46	15.28	16.27	15.83	16.37	15.70
Fe2O3	0.47	0.68	1.18	0.83	0.83	0.63	0.90	1.49	1.01	1.03	1.16	0.95	1.23	1.24	1.59	1.29	1.09	3.94	3.68
FeO	2.32	2.09	1.71	2.07	2.03	2.15	2.52	1.26	1.87	2.45	2.51	2.73	2.29	2.09	2.51	2.26	2.22	0.00	0.00
MnO	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.10	0.06	0.05	0.07	0.05
MgO	1.20	1.11	1.36	1.26	1.37	1.33	1.36	1.08	1.31	1.77	2.05	2.12	1.87	1.86	4.15	2.05	1.92	2.13	1.68
CaO	2.30	2.32	2.65	2.62	2.58	2.61	2.78	2.40	2.44	3.06	3.59	3.65	3.25	3.02	2.42	3.55	3.15	3.50	3.00
Na2O	3.16	3.01	3.41	3.05	3.20	3.32	3.08	3.03	3.27	3.06	3.10	3.15	3.20	3.14	3.49	3.45	3.45	3.39	3.54
K2O	4.64	4.58	4.10	4.23	4.30	4.26	4.13	4.54	4.31	4.07	3.77	3.75	3.52	3.61	3.66	3.77	3.54	3.77	3.70
P2O5	0.16	0.15	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17	0.15	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.15	0.18	0.17	0.16	0.17	0.18
H2O+	0.87	0.81	0.82	0.86	0.75	0.80	0.82	0.89	0.84	0.94	0.83	0.90	0.91	0.88	1.66	0.83	0.74	0.82	0.61
CO2	0.11	0.00	0.11	0.00	0.13	0.10	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.03	0.10	0.00	0.00
Total	99.82	99.46	99.74	98.99	99.67	99.75	99.13	99.23	99.95	100.08	98.94	98.86	99.11	99.06	100.01	100.0	100.02	99.96	99.72
Nb	15	10	12	12	12	13	10	11	14	12	10	9	10	9	11	11	<4	<4	
Zr	160	157	152	147	150	154	180	161	155	164	153	154	153	146	187	166	156	<4	<4
Y	25	18	25	22	20	22	21	20	25	26	18	18	19	19	21	22	<5	<5	
Sr	175	177	180	172	175	178	212	163	168	208	254	254	231	219	469	253	218	254	213
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	305	309	297	307	304	297	354	327	307	265	246	242	280	284	296	236	290	236	284
Th	24	21	21	20	20	20	23	22	18	20	19	18	20	23	17	18	22	<2	<2
Pb	57	60	41	53	41	43	58	52	48	30	39	36	11	20	12	26	7	<7	<7
Ga	22	22	21	21	19	21	21	20	21	21	23	21	23	22	20	21	20	<3	<3
Zn	63	55	54	55	53	53	62	49	56	77	63	62	62	78	76	58	63	<4	<4
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<4	<5	<5	13	14	22	5	<5	5	<5	29	19	
Ni	14	<7	9	<7	8	9	<7	<7	10	11	13	12	<7	<7	43	15	13	58	83
Cr	15	<14	<14	16	<14	<14	<14	<14	<14	17	44	40	42	45	151	31	41	49	39
V	47	43	45	47	45	46	62	41	47	61	65	63	62	59	94				

Ech.	624	625	648	650	651	652	460	884
SiO2	76.35	74.38	71.29	63.46	74.66	74.73	72.01	68.82
TiO2	0.05	0.03	0.25	0.51	0.09	0.10	0.22	0.32
Al2O3	12.80	15.42	15.07	15.28	13.89	13.82	15.09	15.08
Fe2O3	0.04	0.17	1.23	0.75	0.64	0.10	1.07	0.99
FeO	0.21	0.24	0.72	2.62	0.08	0.42	0.40	1.06
MnO	0.01	0.02	0.05	0.07	0.02	0.01	0.01	0.04
MgO	0.07	0.12	0.69	2.52	0.21	0.26	0.44	1.09
CaO	0.57	0.10	1.88	3.83	0.65	0.72	0.13	1.77
Na2O	3.17	4.41	3.45	2.53	3.26	3.68	3.19	3.21
K2O	5.33	3.89	4.41	4.05	5.50	5.38	5.08	4.06
P2O5	0.02	0.02	0.09	0.21	0.10	0.10	0.06	0.15
H2O+	0.50	0.89	0.75	2.37	0.38	0.38	1.69	2.61
CO2	0.00	0.09	0.15	1.17	0.06	0.14	0.00	0.00
Total	99.12	99.78	100.03	99.39	99.54	99.84	99.39	99.20

Nb	4	24	11	9	6	8	10	10
Zr	32	35	142	166	43	48	109	116
Y	20	29	16	18	22	20	12	13
Sr	20	48	191	382	30	31	137	199
U	10	<8	10	<8	<8	18	<8	<8
Rb	328	435	259	215	518	396	318	325
Th	4	11	27	23	10	8	25	18
Pb	46	<7	53	36	38	69	32	28
Ga	12	33	19	17	19	18	18	19
Zn	10	6	40	55	16	<4	20	56
Cu	5	<5	<5	<5	<5	<5	5	5
Ni	<7	<7	<7	8	<7	<7	<7	9
Cr	<14	<14	<14	44	<14	<14	<14	<14
V	<3	<3	21	65	4	5	24	36
Ce	41	<15	61	81	27	<15	42	41
Nd	9	14	13	35	13	<7	14	22
Balbb	18	29	421	579	40	69	391	268
Balaa	13	31	428	574	53	79	392	269
La	11	6	32	46	9	9	22	24
Sc	2	<1	4	10	2	2	5	7
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses de FILONS ACIDES de l'île d'Elbe. FB624 et 652 = aplites; FB 648 à 651 = filons microgranitiques; FB460 et 884 = microgranite porphyrique d'Elbe centrale.

Ech.	837	840	842	848	831	832	833	834	863	861	862
SiO2	50.99	51.98	51.75	51.37	61.01	60.45	61.70	60.67	61.04	65.44	65.47
TiO2	1.52	1.44	1.39	1.49	0.71	0.73	0.72	0.62	0.78	0.45	0.45
Al2O3	14.54	15.51	15.09	15.15	16.54	16.32	16.31	15.52	17.51	15.50	15.44
Fe2O3	2.81	6.73	2.02	5.89	4.19	2.07	3.13	2.81	4.59	1.63	1.62
FeO	6.18	2.53	6.54	3.44	0.61	2.52	1.51	1.65	0.43	1.30	1.27
MnO	0.12	0.11	0.13	0.12	0.08	0.06	0.07	0.06	0.07	0.05	0.04
MgO	8.27	6.03	7.91	7.34	3.49	2.90	2.33	3.43	1.62	1.35	1.39
CaO	7.75	7.89	7.66	7.76	5.07	4.68	4.40	5.27	4.27	3.03	3.15
Na2O	2.87	3.01	2.99	2.90	3.39	3.29	3.31	3.28	3.72	3.34	3.32
K2O	2.62	2.51	2.47	2.48	3.44	3.75	3.60	3.81	4.06	4.20	4.12
P2O5	0.51	0.47	0.46	0.47	0.29	0.28	0.28	0.33	0.34	0.19	0.18
H2O+	1.18	0.87	0.78	0.99	0.99	2.46	1.91	1.79	0.97	2.59	2.63
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.47	99.17	99.29	99.50	99.83	99.53	99.29	99.27	99.41	99.07	99.0

Nb	20	18	17	20	16	17	17	10	18	11	11
Zr	231	214	205	215	247	244	248	231	279	185	182
Y	25	34	25	30	26	24	23	22	23	20	19
Sr	392	416	397	404	522	476	479	1044	493	383	386
U	<8	<8	<8	<8	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	129	141	144	118	160	171	168	149	197	191	193
Th	22	24	19	22	40	41	41	47	46	37	36
Pb	<7	9	<7	10	34	29	29	50	21	33	32
Ga	20	20	19	21	18	18	17	17	17	15	14
Zn	93	97	84	92	66	61	57	62	55	45	44
Cu	12	15	12	15	5	5	5	6	5	5	5
Ni	65	65	53	62	13	15	11	19	7	<7	<7
Cr	268	269	254	262	54	47	36	65	18	<14	<14
V	189	178	164	183	102	102	95	99	95	54	52
Ce	68	114	60	72	127	133	127	242	183	84	92
Nd	43	49	56	52	46	54	38	57	55	23	28
Balbb	562	591	544	561	726	749	805	1324	853	755	739
Balaa	589	610	563	585	755	779	826	1354	877	773	756
La	40	48	43	33	75	75	71	142	84	57	50
Sc	25	24	23	24	14	14	13	13	15	8	8
S	617	<6	<6	2733	<6	260	380	610	497	<6	138

Analyses de VOLCANITES DE L'ÎLE DE CAPRAIA. De FB837 à 848: basaltes; de FB831 à 863: andésites-dacites; FB861 à 862 = rhyodacites.

Ech.	564	565	668	673	674"	680	703	743b	745m	803	806c	806d	814m2	913	2702	2703	2704	2706A
SiO2	71.77	71.81	72.10	71.10	72.36	72.25	72.42	71.08	72.97	70.59	71.60	70.62	72.38	71.44	74.01	73.95	72.64	73.95
TiO2	0.31	0.28	0.35	0.33	0.32	0.27	0.24	0.33	0.24	0.30	0.27	0.29	0.27	0.30	0.24	0.29	0.26	0.20
Al2O3	13.88	14.28	13.85	14.40	14.08	13.91	13.93	14.32	13.79	13.91	14.28	14.10	13.76	14.49	13.50	13.48	14.11	14.17
Fe2O3	1.02	0.65	1.00	0.77	1.20	0.88	0.70	0.79	0.81	0.82	0.69	0.52	0.74	2.42	2.14	2.40	2.20	1.71
FeO	1.37	1.45	1.48	1.71	1.22	1.30	1.16	1.69	1.02	1.37	1.29	1.63	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.03	0.07	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04
MgO	0.45	0.46	0.95	0.63	0.52	0.42	0.50	0.71	0.50	0.48	0.41	0.37	0.40	0.42	0.33	0.51	0.45	0.39
CaO	1.54	1.53	0.70	1.41	1.27	1.60	1.40	1.18	1.21	1.54	1.55	1.77	1.20	1.45	1.24	1.12	1.39	0.98
Na2O	3.52	3.55	3.46	3.37	3.55	3.61	3.32	3.59	3.52	3.67	3.55	3.72	3.55	3.43	3.39	3.40	3.67	3.94
K2O	4.79	4.95	4.51	4.94	4.54	4.63	4.95	5.14	4.83	4.79	5.20	4.54	5.04	5.06	4.69	4.82	4.73	4.69
P2O5	0.10	0.09	0.11	0.10	0.10	0.09	0.08	0.11	0.08	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.07	0.09	0.08	0.07
H2O+	0.71	0.72	1.09	0.90	0.78	0.66	0.78	0.84	0.67	0.73	0.56	0.59	0.71	0.53	0.50	0.59	0.60	0.55
CO2	0.02	0.01	0.31	0.04	0.06	0.06	0.06	0.18	0.13	0.08	0.05	0.05	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.53	99.82	99.95	99.76	100.05	99.73	99.57	100.03	99.82	98.42	99.58	98.34	99.79	99.67	100.16	100.71	100.19	100.69
Nb	18	15	17	15	18	16	12	17	13	13	11	12	16	15	21	18	19	11
Zr	183	175	217	190	213	185	203	220	153	187	173	187	186	190	170	187	189	142
Y	52	44	40	44	51	46	42	45	33	39	36	39	53	33	61	53	56	40
Sr	110	114	94	134	121	113	123	100	110	129	133	129	79	117	99	114	112	105
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	8	<8	8	<8	<8
Rb	245	242	236	222	256	237	221	349	277	225	231	212	318	221	304	275	303	202
Th	20	16	25	16	28	22	36	34	25	25	21	18	31	15	24	26	21	<2
Pb	13	11	<7	20	11	14	<7	14	17	11	12	9	10	<7	32	30	33	23
Ga	17	16	16	17	17	17	15	18	15	16	15	15	16	14	18	18	18	14
Zn	32	25	28	35	27	27	15	33	21	26	22	24	28	28	29	37	35	19
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	5	<5	<5	<5
Ni	8	<7	7	7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	7	11	11	12	<7
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14
V	28	28	32	33	29	27	22	34	21	28	24	27	25	29	19	28	25	17
Ce	87	65	76	63	68	41	100	87	71	86	81	51	96	47	<15	<15	<15	<15
Nd	18	19	17	23	18	25	30	30	10	44	22	25	35	11	<7	<7	<7	<7
Balb	505	555	525	624	503	508	569	540	568	582	750	597	394	583	370	491	493	516
Bala	515	563	539	637	508	518	582	550	577	589	762	609	406	601	378	495	503	523
La	33	26	27	27	31	35	39	42	34	40	39	28	41	40	<2	<2	<2	<2
Sc	6	5	6	8	5	6	3	5	3	5	5	6	8	4	5	5	5	4
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'échantillons du GRANITE CENTRAL du Mont-Blanc, nombres à 4 chiffres = analyses reprises de Marro (1986).

Ech.	2712	2713	2715	2716	2717	2718	2720	2727	2732	2733	2751	2756	2763	2768	2820	2823	2824	2830
SiO2	73.41	74.49	73.40	73.20	73.86	72.34	72.19	72.77	72.77	72.93	70.21	72.57	70.36	71.50	73.00	72.61	72.61	72.92
TiO2	0.24	0.21	0.29	0.23	0.24	0.27	0.28	0.23	0.24	0.25	0.32	0.32	0.31	0.28	0.29	0.29	0.28	0.22
Al2O3	14.06	13.72	13.69	13.37	13.73	14.47	13.69	13.74	13.37	13.20	14.97	13.57	14.57	14.44	13.66	13.71	13.74	13.63
Fe2O3	2.17	1.86	2.43	2.12	2.17	2.42	2.46	2.05	2.19	2.21	2.54	2.60	2.51	2.46	2.36	2.49	2.32	1.93
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.06	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05
MgO	0.40	0.34	0.57	0.53	0.45	0.55	0.41	0.43	0.42	0.42	0.58	0.53	0.56	0.47	0.49	0.51	0.52	0.37
CaO	1.21	1.07	1.00	1.02	1.17	1.25	1.39	0.84	1.19	1.12	1.86	1.55	1.68	1.43	1.45	1.24	1.05	1.22
Na2O	3.60	3.57	3.66	3.58	3.62	3.69	3.56	3.55	3.60	3.44	3.95	3.80	3.98	4.16	3.56	3.48	3.37	3.58
K2O	5.01	5.12	4.72	4.95	4.97	5.06	4.70	4.98	4.66	4.81	4.62	4.26	4.87	4.60	4.79	4.84	4.91	4.85
P2O5	0.07	0.06	0.09	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.07
H2O+	0.55	0.38	0.67	0.48	0.48	0.59	0.50	0.63	0.55	0.56	0.46	0.38	0.47	0.43	0.36	0.50	0.57	0.40
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.78	100.86	100.58	99.60	100.83	100.78	99.32	99.34	99.12	99.08	99.66	99.75	99.47	99.93	100.10	99.82	99.50	99.24
Nb	19	19	20	17	17	19	18	15	16	17	13	17	16	21	19	18	15	11
Zr	171	142	175	164	171	195	194	148	160	167	189	198	182	179	180	198	180	151
Y	60	56	58	56	54	58	58	51	57	58	36	36	44	34	51	52	40	45
Sr	98	81	77	91	102	106	90	90	91	85	159	108	131	96	111	118	132	83
U	10	8	10	<8	10	11	<8	<8	<8	11	<8	<8	<8	8	<8	<8	<8	9
Rb	293	324	325	296	288	313	315	267	289	300	233	245	247	265	257	272	251	323
Th	25	24	23	<2	27	27	20	<2	<2	26	<2	<2	<6	25	23	22	<6	37
Pb	31	27	23	25	32	31	26	21	25	28	18	20	22	21	20	23	19	20
Ga	17	17	17	16	17	19	16	17	15	16	16	16	16	17	15	15	14	15
Zn	46	23	42	30	36	41	37	25	34	34	30	33	30	36	27	33	30	22
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	9	8	12	9	7	9	9	<7	8	8	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	0	<14	4	<14	<14
V	22	18	25	20	23	25	25	20	25	24	30	31	27	26	28	29	26	20
Ce	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Nd	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Balb	419	360	397	440	435	482	409	441	393	374	751	538	611	476	541	494	547	426
Bala	428	368	403	449	445	486	412	453	401	381	758	551	623	488	558	506	563	436
La	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	6	4	8	5	4	7	6	4	4	4	6	4	6	3	5	6	4	4
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'échantillons du GRANITE CENTRAL du Mont-Blanc, reprises de Marro (1986).

Ech.	M2833	2837	2840	2846	2848	2872	2880	2916	2929	2962	727
SiO2	73.42	72.88	72.46	72.04	72.47	71.86	73.14	72.33	73.22	72.64	70.34
TiO2	0.23	0.27	0.26	0.28	0.28	0.28	0.30	0.33	0.28	0.21	0.33
Al2O3	13.22	13.32	13.67	13.74	13.32	14.03	13.19	13.59	12.93	13.71	14.75
Fe2O3	2.13	2.22	2.11	2.08	2.38	2.28	2.48	2.58	2.39	2.00	1.43
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.41
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.01
MgO	0.38	0.44	0.42	0.49	0.47	0.48	0.51	0.67	0.53	0.45	0.68
CaO	1.04	1.43	1.45	1.37	1.51	1.44	1.39	1.29	1.39	1.31	0.19
Na2O	3.53	3.50	3.75	3.82	3.55	3.63	3.40	3.54	3.42	3.79	1.79
K2O	4.69	4.65	4.77	4.70	4.44	4.95	4.41	4.80	4.20	4.46	7.06
P2O5	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.11	0.09	0.06	0.14
H2O+	0.47	0.56	0.53	0.74	0.63	0.48	0.49	0.53	0.52	0.54	1.40
Total	99.23	99.40	99.55	99.39	99.19	99.58	99.46	99.84	99.03	99.23	99.57

Nb	16	17	15	20	16	16	16	15	14	20	11
Zr	155	175	156	178	167	173	182	199	169	128	170
Y	50	50	46	54	46	46	45	36	33	45	23
Sr	99	101	107	120	112	116	114	133	111	120	88
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	279	258	260	268	279	262	266	241	254	237	326
Th	20	23	<6	27	<6	<6	24	20	21	23	13
Pb	23	18	23	43	18	20	20	26	18	15	<7
Ga	15	14	14	14	15	15	15	15	15	12	15
Zn	25	26	26	20	26	33	29	36	28	23	31
Cu	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5
Ni	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	16
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14
V	21	27	22	25	26	27	27	32	26	19	41
Ce											72
Nd											<7
Balb	396	447	506	398	466	585	417	600	461	443	1259
Bala	411	465	521	408	481	595	429	617	468	457	1270
La											17
Sc	3	5	4	4	5	4	4	5	2	4	6
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'échantillons du GRANITE CENTRAL du Mont-Blanc (reprises de Marro, 1986) et d'un échantillon de RHYOLITE (FB727).

Ech.	557	893	2202	2204	2208	2885	2886	2757	2939	2950
SiO2	73.45	71.95	74.67	74.65	73.91	74.50	74.81	75.25	73.87	75.12
TiO2	0.24	0.25	0.21	0.22	0.27	0.21	0.21	0.17	0.23	0.17
Al2O3	13.47	13.88	12.66	12.58	13.15	12.98	12.63	12.89	13.02	12.66
Fe2O3	0.92	0.99	1.89	1.93	2.18	1.90	1.88	1.63	2.06	1.74
FeO	1.03	1.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.03	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05
MgO	0.46	0.26	0.46	0.44	0.61	0.49	0.54	0.32	0.49	0.43
CaO	0.87	1.22	1.40	1.40	1.39	1.35	1.34	1.10	1.34	0.88
Na2O	3.02	3.49	3.64	3.39	3.64	3.65	3.72	3.55	3.56	3.52
K2O	5.24	5.12	3.92	4.01	4.19	4.19	4.02	4.58	4.31	4.46
P2O5	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.06	0.04
H2O+	0.78	0.70	0.44	0.43	0.49	0.46	0.44	0.41	0.50	0.50
CO2	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.64	99.14	99.41	99.17	99.95	99.84	99.71	99.99	99.51	99.57

Nb	14	19	14	17	24	20	16	15	21	18
Zr	168	189	110	122	126	112	126	114	127	104
Y	31	50	35	44	62	42	36	36	41	44
Sr	66	77	113	102	113	103	100	86	108	90
U	<8	8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	167	275	182	212	248	223	222	24	23	27
Pb	<7	8	24	26	26	18	14	23	21	19
Ga	16	15	15	16	16	14	13	14	14	14
Zn	8	38	28	25	28	20	19	19	26	15
Cu	<5	5	<5	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	<7	<7	7	10	13	<7	<7	<7	<7	8
Cr	<14	<14	<14	17	<14	<14	<14	<14	<14	<14
V	19	23	20	19	24	20	21	16	22	16
Ce	75	121	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Nd	29	0	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Balb	391	418	470	419	412	396	405	365	436	250
Bala	401	421	480	428	412	412	415	374	453	261
La	37	54	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	5	6	4	5	5	4	3	4	6	4
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'échantillons du FACIES DE BORDURE du granite du Mont-Blanc. Nombres à 4 chiffres = analyses reprises de Marro (1986).

Ech.	744	2302	2752B	2758	2769	2771	2888	2896	2905	2915	2930	2932	2954	2972	2982	2990
SiO2	76.80	77.26	76.21	75.96	76.40	76.91	76.34	75.96	76.61	76.57	77.00	76.43	77.01	77.56	77.41	76.73
TiO2	0.05	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.17	0.04	0.05	0.02	0.06	0.07	0.06	0.07	0.08
Al2O3	12.19	12.16	12.38	12.55	12.49	12.26	12.26	12.31	12.48	12.44	12.44	12.40	12.41	12.15	12.53	12.27
Fe2O3	0.37	1.04	0.94	1.23	0.89	1.16	1.20	1.62	1.06	1.16	0.77	1.32	0.97	0.92	1.04	1.11
FeO	0.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02	0.04	0.04	0.06	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04
MgO	0.04	0.17	0.09	0.09	0.11	0.15	0.12	0.49	0.16	0.15	0.17	0.11	0.17	0.13	0.21	0.15
CaO	0.38	0.13	0.61	0.58	0.61	0.51	0.41	0.35	0.25	0.41	0.15	0.44	0.36	0.36	0.34	0.45
Na2O	3.40	3.69	2.92	3.44	3.38	3.45	3.75	4.01	3.93	3.77	3.98	3.79	3.72	3.78	3.66	3.52
K2O	5.22	4.72	5.95	5.32	5.34	5.03	5.09	4.48	4.62	4.98	5.05	4.96	4.88	4.83	4.91	4.96
P2O5	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
H2O+	0.33	0.19	0.17	0.21	0.26	0.31	0.19	0.44	0.31	0.14	0.19	0.33	0.40	0.33	0.36	0.36
CO2	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.54	99.49	99.37	99.50	99.58	99.90	99.46	99.94	99.53	99.71	99.82	99.90	100.04	100.16	100.58	99.69
Nb	28	24	8	9	4	10	27	17	39	54	39	34	33	32	24	33
Zr	72	61	94	65	64	77	74	122	69	97	44	89	69	59	70	78
Y	64	41	33	33	22	24	68	48	87	83	104	60	66	70	65	59
Sr	5	13	62	6	38	7	8	38	<4	17	7	25	12	5	10	16
U	9	8	<8	<8	<8	<8	<8	9	9	12	11	<8	12	<8	9	16
Rb	377	387	291	283	250	222	423	280	487	285	454	270	405	437	404	369
Th	39	20	30	31	22	49	45	39	30	42	<2	51	30	32	35	39
Pb	24	31	26	27	26	23	29	18	27	28	41	29	22	14	15	15
Ga	16	17	13	13	12	13	15	13	17	15	21	16	14	14	13	14
Zn	5	10	<4	11	4	10	9	18	12	<4	4	9	<4	<4	5	<4
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	<7	12	<7	<7	<7	<7	8	3	11	<7	12	<7	<7	0	<7	<7
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14
V	<3	3	<3	<3	3	<3	<3	12	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Ce	76	<15	<15	<15	<15	81	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	52
Nd	31	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Balb	16	78	169	<13	71	20	<13	97	<13	<13	15	21	20	<13	<13	34
Bala	12	86	185	22	83	31	17	105	15	14	25	29	31	14	22	53
La	33	<2	<2	<2	<2	35	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	21
Sc	4	6	<1	<1	<1	<1	2	1	6	2	13	2	4	1	1	<1
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'échantillons des LEUCOGRANITE ET LEUCOGRANITES-PORPHYRES du massif du Mont-Blanc. Labels à 4 chiffres = analyses reprises de Marro (1986).

Ech.	898	919	920	921	923	924	926	927	2925
SiO2	55.82	55.23	55.33	54.40	55.53	55.43	55.12	55.17	56.56
TiO2	0.94	0.98	0.98	1.03	1.00	1.00	1.02	1.00	0.87
Al2O3	16.18	16.14	16.16	16.58	16.50	16.02	16.39	16.56	15.78
Fe2O3	2.75	7.40	7.39	7.74	7.47	7.44	7.46	7.52	6.87
FeO	3.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.15	0.19	0.19	0.19	0.17	0.15	0.16	0.19	0.16
MgO	4.81	5.74	5.08	5.37	4.96	5.17	5.01	4.69	5.58
CaO	4.90	4.35	5.54	5.51	5.54	5.72	4.89	4.77	4.22
Na2O	2.77	2.26	3.83	3.50	2.14	4.22	4.77	2.97	3.08
K2O	3.01	4.23	2.60	3.01	4.07	2.42	2.38	4.17	3.99
P2O5	0.28	0.29	0.28	0.30	0.30	0.28	0.30	0.29	0.21
H2O+	3.67	2.80	1.70	1.98	2.16	1.81	1.92	2.01	2.29
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.19	99.63	99.10	99.64	99.86	99.69	99.44	99.35	99.61
Nb	10	13	11	13	15	13	14	12	10
Zr	149	147	150	154	159	147	153	153	136
Y	28	39	43	44	43	45	44	41	24
Sr	368	294	306	337	344	379	411	324	287
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	200	286	134	144	313	154	142	338	205
Th	8	4	7	10	7	10	6	6	5
Pb	69	27	10	9	9	13	10	7	11
Ga	17	18	17	18	17	18	17	18	15
Zn	86	118	102	116	92	93	97	97	81
Cu	16	11	14	8	15	8	11	25	13
Ni	51	54	54	60	53	56	57	52	60
Cr	81	111	113	116	114	120	111	117	171
V	131	141	140	142	137	140	144	146	119
Ce	58	71	106	65	72	68	58	127	394
Nd	14	22	38	34	36	37	28	19	86
Balb	705	690	630	665	654	476	461	620	785
Bala	708	688	629	666	658	473	455	629	789
La	28	29	17	28	22	17	36	30	0
Sc	20	25	21	22	23	24	24	25	19
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	703	<6

Analyses d'échantillons de FILONS MICROMONZODIORITIQUES ASSOCIES AU GRANITE DU MONT-BLANC. M2925 = analyse inédite de Marro.

Ech.	423"	424	684	687	690	693a	694	696	698	699	701a	706	707	800	808	813	896	897
SiO ₂	63.89	65.47	56.84	57.09	56.90	57.24	57.77	54.34	56.91	56.93	57.68	58.68	61.12	60.57	61.07	61.42	55.22	56.40
TiO ₂	0.75	0.71	1.10	1.08	1.19	1.08	1.06	1.15	1.05	1.08	1.06	1.01	0.93	1.00	0.90	0.84	1.02	1.02
Al ₂ O ₃	15.43	15.29	16.07	15.93	16.30	15.90	15.69	16.63	15.62	15.64	15.84	15.88	16.19	16.26	15.14	14.75	16.19	16.31
Fe ₂ O ₃	5.12	4.39	7.10	6.97	7.59	2.08	2.82	9.50	2.27	1.32	2.56	6.54	2.02	1.96	6.27	1.77	2.97	2.75
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.79	3.70	0.00	4.78	5.47	5.40	0.00	3.18	3.48	0.00	4.18	4.08	4.25
MnO	0.12	0.09	0.13	0.13	0.16	0.15	0.13	0.33	0.14	0.16	0.24	0.12	0.10	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11
MgO	2.29	1.63	4.10	4.13	3.71	4.23	4.24	4.41	5.00	4.58	3.57	3.90	2.49	2.71	3.63	3.99	5.19	4.69
CaO	3.12	3.22	6.06	5.81	5.85	5.60	5.79	3.54	6.02	5.32	3.70	5.07	4.68	4.96	4.81	4.66	6.69	6.50
Na ₂ O	3.64	3.49	3.05	5.11	3.46	2.99	3.22	2.82	2.95	3.40	3.86	3.19	3.52	3.39	3.17	3.03	3.78	3.33
K ₂ O	3.32	3.98	3.06	1.79	2.86	3.28	3.07	4.71	2.14	2.73	3.57	3.08	3.39	3.21	3.00	3.20	2.55	2.35
P ₂ O ₅	0.25	0.24	0.35	0.34	0.41	0.37	0.33	0.39	0.36	0.37	0.36	0.33	0.30	0.33	0.32	0.28	0.22	0.23
H ₂ O+	1.29	1.19	1.51	1.09	1.17	1.91	1.88	1.55	2.45	2.24	1.73	1.60	1.58	1.70	1.23	1.53	1.83	1.34
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.05	0.39	0.19	0.00	0.06	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00
Total	99.23	99.70	99.39	99.50	99.62	99.68	99.79	99.40	99.79	99.67	99.80	99.42	99.58	99.76	99.67	99.84	99.86	99.28
Nb	15	19	16	13	26	14	16	15	15	14	23	17	16	17	15	15	11	10
Zr	212	228	233	232	217	244	227	245	228	236	207	241	224	225	212	209	183	187
Y	47	52	34	32	64	38	37	40	34	33	57	37	37	35	38	36	34	36
Sr	172	229	315	284	304	243	292	201	313	234	221	302	252	286	261	240	298	317
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	435	212	221	121	289	286	239	483	140	203	389	193	218	199	167	154	208	132
Th	19	16	10	8	15	10	12	11	8	7	12	9	13	9	9	11	8	9
Pb	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	18	<7	9	<7	<7	<7	<7	<7	<7	11	<7
Ga	16	16	16	15	19	17	16	23	16	17	23	16	17	17	16	15	17	18
Zn	71	48	70	66	89	84	72	231	76	98	172	73	59	61	63	64	77	77
Cu	5	5	6	5	5	6	10	5	12	15	<5	10	<5	5	10	6	5	5
Ni	29	16	49	49	36	44	50	53	55	46	44	46	21	23	37	41	14	13
Cr	43	22	100	100	90	124	111	130	163	132	119	84	45	55	80	105	92	84
V	89	80	133	130	148	137	128	138	122	124	131	123	107	115	107	101	157	162
Ce	90	100	95	96	96	61	88	79	73	93	96	74	86	85	79	72	58	62
Nd	36	38	40	46	75	41	40	43	52	45	51	33	36	43	40	37	23	21
Balb	363	649	708	381	552	717	698	505	699	714	362	718	737	733	616	643	456	512
Bala	364	653	720	380	555	727	713	509	716	717	366	721	735	744	625	654	473	524
La	41	50	44	44	48	55	41	39	36	43	36	49	40	49	40	33	28	30
Sc	15	13	19	19	24	22	20	18	20	20	22	18	16	17	17	18	24	23
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	96	116	1145	532

Analyses d'ENCLAVES MAGNESIENNES du granite du Mont-Blanc.

Ech.	900	904	905	906	910	916	917	918	2818	2862
SiO ₂	60.31	58.95	68.19	67.31	56.67	56.20	55.92	55.75	58.99	61.43
TiO ₂	0.97	0.93	0.52	0.55	1.03	1.05	1.06	1.06	1.03	0.99
Al ₂ O ₃	15.84	16.13	14.91	14.93	16.33	16.64	16.46	16.43	15.68	15.72
Fe ₂ O ₃	1.71	6.63	3.73	1.58	7.39	7.60	7.66	7.64	6.51	5.80
FeO	4.28	0.00	0.00	2.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.10	0.12	0.06	0.06	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.11
MgO	2.92	3.40	1.16	1.28	4.36	4.66	4.68	4.65	3.82	3.10
CaO	4.87	5.79	2.54	2.65	6.37	6.67	6.78	6.71	5.00	4.65
Na ₂ O	3.14	3.14	3.37	3.38	3.83	3.44	3.32	3.24	3.26	3.92
K ₂ O	3.59	3.38	4.49	4.40	2.38	2.35	2.35	2.72	3.14	2.61
P ₂ O ₅	0.27	0.24	0.16	0.17	0.22	0.21	0.22	0.21	0.33	0.31
H ₂ O+	1.25	0.90	0.69	1.11	1.19	1.00	1.00	1.26	1.31	0.79
CO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.25	99.62	99.82	99.67	99.92	99.96	99.70	99.82	99.19	99.43

Nb	14	11	16	15	13	14	13	13	16	19
Zr	231	222	208	214	190	191	187	190	240	225
Y	38	37	40	42	36	36	36	37	40	43
Sr	304	344	182	187	299	320	322	310	315	309
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	142	150	202	212	174	116	114	130	199	203
Th	11	10	12	14	8	6	5	6	<2	<2
Pb	10	<7	9	<7	12	9	8	8	11	13
Ga	18	16	16	17	17	18	18	17	17	17
Zn	83	74	45	53	71	70	72	71	69	65
Cu	5	5	5	5	6	5	8	8	22	9
Ni	7	11	9	<7	20	20	20	21	45	38
Cr	39	59	20	16	95	99	109	104	82	72
V	137	140	64	72	153	164	163	158	115	110
Ce	83	100	82	89	93	86	91	101	<15	<15
Nd	27	36	23	11	35	37	42	42	<7	<7
Balb	798	722	657	710	527	527	517	546	753	633
Bala	812	733	673	729	536	541	538	574	765	645
La	41	31	48	41	56	58	57	57	<2	<2
Sc	17	25	11	11	26	29	28	27	17	16
S	583	381	114	123	870	647	1161	1017	<6	<6

Analyses d'ENCLAVES MAGNESIENNES du granite du Mont-Blanc, dont M2818 et 2862 inédites de Marro.

Ech.	429	431	516	520	524	525	527	542	530	534	536	537	538	561a	669b	672	675	677
SiO2	64.24	55.87	70.39	66.36	57.68	67.41	57.65	59.23	61.64	61.61	63.03	64.21	62.99	63.32	56.65	66.96	59.66	63.40
TiO2	0.72	1.23	0.42	0.65	1.26	0.57	0.98	1.04	0.96	1.04	0.89	0.84	0.70	0.93	1.20	0.64	0.98	0.92
Al2O3	15.51	16.85	13.85	15.28	17.03	15.04	16.64	17.25	15.70	15.65	15.64	15.90	16.20	15.87	16.33	15.47	16.30	16.39
Fe2O3	1.89	9.38	1.36	4.88	7.93	4.54	8.28	7.22	2.77	6.77	1.89	5.82	6.30	2.23	2.40	1.54	7.52	6.22
FeO	3.33	0.00	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.38	0.00	3.93	0.00	0.00	3.43	4.80	2.26	0.00	0.00
MnO	0.12	0.20	0.07	0.14	0.16	0.10	0.18	0.21	0.15	0.14	0.12	0.11	0.15	0.11	0.20	0.07	0.18	0.13
MgO	1.46	2.49	0.62	0.97	2.03	1.28	2.13	2.25	2.13	1.43	1.32	1.05	1.80	2.16	0.92	2.04	1.48	
CaO	3.18	4.17	1.00	2.57	3.57	2.81	4.17	3.30	4.44	4.43	3.84	2.83	3.43	3.63	2.53	2.31	4.31	1.66
Na2O	4.54	4.41	3.33	4.31	5.12	4.40	4.53	3.15	3.82	4.64	3.96	4.86	5.17	4.71	2.82	3.96	3.88	4.02
K2O	2.58	3.39	5.98	3.39	3.11	2.74	3.02	4.40	2.74	2.25	3.43	1.71	3.24	2.07	5.27	4.25	3.10	3.98
P2O5	0.28	0.50	0.10	0.21	0.54	0.15	0.52	0.34	0.22	0.28	0.29	0.28	0.24	0.32	0.39	0.17	0.39	0.28
H2O+	1.32	1.05	0.83	0.92	0.87	0.72	0.98	1.58	1.31	0.77	1.24	0.50	0.66	1.01	1.98	0.99	1.09	1.28
CO2	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	1.88	0.05	0.00	0.00
Total	99.17	99.55	99.96	99.68	99.30	99.76	99.08	99.98	99.43	99.71	99.47	99.39	99.54	99.23	99.71	99.81	99.46	99.76
Nb	18	30	35	23	21	15	29	39	11	14	28	12	38	17	17	18	31	26
Zr	318	333	260	268	414	193	321	229	204	220	288	221	296	282	268	399	294	284
Y	45	86	73	67	68	45	89	57	38	43	62	44	114	45	54	46	84	61
Sr	157	136	49	136	134	118	130	318	161	186	164	177	141	116	141	155	197	106
U	<8	<8	<82	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	313	496	448	403	426	220	414	518	256	171	305	131	392	209	452	242	430	519
Th	15	11	75	18	16	19	15	14	13	12	17	8	15	14	7	17	18	19
Pb	18	<7	8	10	11	9	<7	<7	<7	8	<7	8	<7	8	<7	10	<7	14
Ga	20	24	19	17	21	17	22	23	18	18	20	18	22	18	21	17	21	22
Zn	67	127	63	85	123	75	117	105	81	85	86	67	79	87	94	49	103	93
Cu	5	5	<5	5	5	5	5	5	14	18	8	5	5	5	7	<7	5	5
Ni	9	23	10	11	17	7	21	14	7	9	9	<7	19	10	14	7	18	15
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14
V	75	138	36	61	120	75	112	129	127	138	98	94	67	115	145	70	108	100
Ce	74	66	69	105	127	111	92	62	86	85	89	77	83	80	71	107	77	69
Nd	44	81	25	45	61	45	52	34	43	45	40	30	35	30	37	37	52	35
Balb	299	290	208	432	249	254	266	487	260	418	502	363	344	220	663	729	259	452
Bala	306	289	225	423	254	252	272	496	270	417	506	361	336	222	671	734	264	451
La	39	44	23	33	65	39	29	24	37	51	42	40	46	45	26	41	24	36
Sc	9	18	5	13	13	11	14	23	14	20	15	17	17	17	29	10	13	14
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	441	<6	<6	<6

Analyses d'ENCLAVES FERRIFERES du granite du Mont-Blanc.

Ech.	681	682	683	735	739	740	746	781	796	797a	798	804	805a	807	809	811	814a	2706B
SiO2	67.44	61.18	55.78	58.39	71.60	71.41	71.05	68.77	64.67	62.52	55.85	62.65	65.68	67.63	64.85	54.26	60.55	64.29
TiO2	0.58	1.09	0.98	1.07	0.35	0.39	0.34	0.46	0.84	0.82	1.22	0.82	0.74	0.51	0.74	1.37	1.29	0.98
Al2O3	15.04	16.20	16.74	16.77	13.91	14.03	14.32	14.81	15.33	15.84	17.04	15.77	15.23	15.12	15.52	18.36	15.87	15.59
Fe2O3	2.07	7.07	2.55	7.85	2.58	1.48	2.60	3.39	5.30	2.88	9.25	6.19	2.43	3.89	5.36	9.19	2.29	6.58
FeO	1.62	0.00	6.33	0.00	0.00	1.17	0.00	0.00	0.00	3.50	0.00	0.00	2.77	0.00	0.00	0.00	4.51	0.00
MnO	0.08	0.18	0.24	0.22	0.07	0.07	0.08	0.07	0.14	0.17	0.22	0.13	0.12	0.08	0.10	0.16	0.18	0.14
MgO	0.83	1.76	2.33	2.62	0.48	0.48	0.54	0.75	1.41	1.87	2.48	1.73	1.51	0.70	1.28	2.36	2.22	1.68
CaO	2.38	3.39	4.97	3.22	1.44	1.30	1.69	1.94	3.15	2.97	4.42	3.71	3.06	2.28	3.13	4.12	3.16	2.68
Na2O	3.80	4.51	4.19	4.63	3.52	3.62	3.79	4.13	3.89	4.69	4.52	4.30	4.36	3.77	3.91	5.06	2.57	2.57
K2O	4.33	2.92	3.17	3.61	4.84	5.32	4.30	3.82	3.52	2.97	3.20	2.69	2.73	4.58	3.36	3.49	4.51	4.37
P2O5	0.20	0.37	0.61	0.32	0.10	0.10	0.10	0.12	0.26	0.36	0.50	0.32	0.29	0.16	0.28	0.53	0.49	0.34
H2O+	0.91	1.09	1.68	1.23	0.59	0.60	0.59	0.87	1.02	1.29	1.02	1.07	1.30	0.74	0.91	1.05	2.11	1.48
CO2	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Total	99.32	99.76	99.62	99.94	99.48	100.02	99.40	99.13	99.53	99.92	99.73	99.38	100.25	99.47	99.44	99.95	99.80	100.70
Nb	15	36	49	49	17	21	14	14	20	19	30	20	18	17	24	30	22	31
Zr	300	258	291	221	221	249	200	239	255	334	331	299	246	301	308	585	266	418
Y	43	69	158	100	46	50	43	53	69	47	88	49	53	48	56	72	59	81
Sr	160	182	148	265	104	97	126	154	216	174	143	162	152	161	169	157	111	140
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	282	471	467	460	328	345	317	248	289	381	469	325	333	254	300	458	620	437
Th	17	15	8	11	27	28	22	22	18	14	12	15	15	16	12	10	16	21
Pb	15	<7	7	<7	10	21	<7	9	12	27	<7	<7	<7	9	<7	<7	13	19
Ga	17	23	26	22	15	17	14	17	18	21	23	17	18	16	18	24	19	21
Zn	51	112	132	107	39	33	34	43	66	103	123	80	72	47	67	148	106	94
Cu	<5	5	<5	5	5	<5	5	5	5	5	5	5	<5	5	5	<5	13	13
Ni	<7	14	24	15	9	11	<7	8	11	<7	18	12	11	7	9	15	13	26
Cr	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	24
V	61	111	100	125	33	37	31	44	88	89	133	92	84	49	70	139	150	90
Ce	93	73	72	76	94	95	70	88	102	87	110	90	97	113	89	140	119	0
Nd	28	40	75	36	18	31	21	36	40	32	72	58	35	41	49	83	60	0
Balb	911	223	252	220	582	643	550	448	544	238	262	333	261	760	415	319	337	494
Bala	911	224	252	220	585	655	559	448	546	238	270	332	267	761	419	327	353	499
La	43	32	27	18	34	45	25	45	34	40	50	45	45	45	46	56	70	<2
Sc	9	19	13	22	5	6	5	6	13	10	18	12	10	9	11	18	22	14
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'ENCLAVES FERRIFERES du granite du Mont-Blanc. Label à 4 chiffres = analyse inédite de Marro.

Ech.	2719	2721B	2729	2744	2753	2764	2766	2770	2817	2822	2876	2963
SiO2	58.96	63.58	67.62	69.95	57.11	57.64	63.43	69.20	61.30	59.46	61.07	59.55
TiO2	1.06	0.81	0.52	0.47	1.03	0.99	0.94	0.46	1.09	0.94	0.52	1.06
Al2O3	16.64	15.54	15.15	14.78	18.84	18.17	15.72	15.19	15.89	16.67	17.79	16.39
Fe2O3	8.35	6.67	4.00	3.72	7.19	6.79	6.04	3.89	7.30	7.22	5.60	7.47
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.22	0.16	0.09	0.09	0.18	0.16	0.15	0.11	0.16	0.14	0.13	0.32
MgO	2.56	1.47	1.00	0.77	1.62	1.61	2.06	1.16	1.66	2.28	0.91	2.31
CaO	4.09	2.64	1.85	0.97	3.55	3.84	2.64	0.55	3.54	3.14	2.95	4.35
Na2O	3.79	3.78	5.74	5.16	5.12	5.16	3.57	5.26	4.30	4.58	4.87	3.76
K2O	3.57	3.41	2.43	3.44	3.52	3.78	3.51	2.92	2.98	3.55	5.01	3.10
P2O5	0.29	0.25	0.14	0.14	0.33	0.35	0.24	0.15	0.37	0.43	0.16	0.25
H2O+	1.07	1.16	0.70	0.61	1.07	0.68	1.22	0.97	1.00	0.82	0.54	1.05
CO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.60	99.47	99.24	100.10	99.56	99.17	99.52	99.86	99.59	99.23	99.55	99.61
Nb	23	41	18	19	41	23	14	19	54	31	35	25
Zr	236	226	180	217	603	543	222	260	295	348	580	198
Y	76	85	59	59	103	58	64	51	65	85	146	75
Sr	175	158	108	86	307	249	158	67	163	152	156	222
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	673	499	298	351	332	295	395	305	414	431	363	422
Th	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Pb	32	17	16	16	17	22	16	11	11	14	32	15
Ga	22	26	18	18	23	21	19	16	22	22	22	20
Zn	141	101	62	38	101	90	106	51	103	99	64	111
Cu	17	8	<5	<5	9	8	9	<5	6	8	6	8
Ni	36	28	12	10	23	13	25	7	16	24	23	22
Cr	34	20	<14	<14	23	<14	25	<14	<14	16	<14	<14
V	137	87	58	43	90	75	110	42	117	103	57	140
Ce	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
Nd	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Balhb	263	283	214	349	517	687	346	254	285	282	508	287
Balaa	264	288	213	349	519	688	352	259	288	288	512	290
La	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sc	23	23	10	9	23	15	14	8	20	14	45	22
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses d'ENCLAVES FERRIFERES du granite du Mont-Blanc (Marro, inédit).

Ech.	797a	797b	797c	797d	797e	797f	797g	805a	805b	805c	805d	805e	805f	805g	805h	805i
SiO2	62.52	61.27	58.00	53.25	50.91	75.83	72.30	65.68	62.21	60.51	60.02	57.26	73.98	75.89	74.82	72.29
TiO2	0.82	0.86	0.99	1.17	1.27	0.13	0.25	0.74	0.88	0.96	0.99	1.12	0.24	0.18	0.16	0.25
Al2O3	15.84	16.15	16.83	18.02	18.51	13.20	14.05	15.23	15.88	16.14	16.36	16.85	13.38	12.56	13.00	14.19
Fe2O3	2.88	2.44	2.86	2.73	3.07	0.60	0.87	2.43	2.63	2.95	2.36	3.20	0.90	0.75	0.77	0.93
FeO	3.50	4.31	4.93	6.51	7.13	0.58	1.16	2.77	3.95	4.14	4.86	5.06	1.12	0.89	0.77	1.15
MnO	0.17	0.17	0.20	0.23	0.27	0.04	0.06	0.12	0.16	0.16	0.16	0.18	0.05	0.04	0.04	0.05
MgO	1.87	1.95	2.33	2.71	3.04	0.29	0.46	1.51	1.82	2.00	2.02	2.23	0.48	0.36	0.34	0.44
CaO	2.97	3.11	3.52	4.01	4.38	1.46	1.65	3.06	3.36	3.43	3.47	3.90	1.93	1.69	1.39	1.63
Na2O	4.69	4.62	4.39	4.40	4.43	5.01	4.01	4.36	4.16	4.14	4.12	3.91	3.88	3.62	3.60	3.57
K2O	2.97	3.20	3.57	4.10	4.37	1.88	3.98	2.73	3.14	3.38	3.52	3.76	2.68	2.87	3.87	4.58
P2O5	0.36	0.39	0.44	0.53	0.58	0.06	0.08	0.29	0.34	0.38	0.40	0.44	0.09	0.07	0.07	0.09
H2O+	1.29	1.44	1.71	1.83	1.93	0.54	0.54	1.30	1.50	1.58	1.72	1.87	0.74	0.77	0.62	0.79
CO2	0.03	0.08	0.06	0.05	0.03	0.35	0.16	0.03	0.06	0.07	0.03	0.02	0.20	0.12	0.14	0.05
Total	99.92	99.99	99.84	99.55	99.92	99.97	99.57	100.25	100.09	99.85	100.03	99.81	99.67	99.81	99.63	100.01
Nb	19	20	23	29	41	5	13	18	20	26	28	39	11	9	9	14
Zr	334	350	390	435	439	102	172	246	276	303	308	342	170	153	143	190
Y	47	55	67	95	141	34	50	53	62	62	62	91	37	45	44	57
Sr	174	181	197	216	232	110	121	152	156	149	150	164	123	114	103	120
U	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8
Rb	381	406	466	542	576	114	199	333	401	429	442	491	168	159	183	228
Th	13	21	12	10	7	11	21	15	15	15	14	12	15	24	18	28
Pb	27	<73	22	26	28	22	15	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	11	11
Ga	21	22	23	27	29	14	16	18	21	22	21	25	14	13	13	15
Zn	103	110	127	157	174	9	25	72	94	102	104	123	19	14	12	21
Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	17	17	17	26	29	<7	7	11	13	15	12	14	<7	<7	<7	<7
Cr	<14	<14	<14	19	22	54	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14	<14
V	89	98	112	134	145	9	21	84	103	113	114	131	23	16	15	23
Ce	47	156	114	137	111	59	124	97	66	104	95	69	79	65	39	82
Nd	32	52	64	76	93	9	33	35	50	44	57	44	31	29	22	34
Balhb	238	256	275	298	307	282	467	261	281	304	326	335	321	323	441	554
Balaa	238	255	277	301	312	282	469	267	287	310	329	345	320	332	446	564
La	32	65	47	51	32	23	44	45	42	44	41	34	34	34	26	48
Sc	11	12	14	19	30	6	9	10	13	14	15	22	10	11	11	13
S	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6

Analyses des profils géochimiques effectués à travers le CONTACT ENTRE DEUX ENCLAVES MICROGRE-NUES FERRIFERES ET LE GRANITE CENTRAL DU MONT-BLANC. La position des échantillons le long des profils est indiquée dans la figure 129. FB...a = coeur de l'enclave, e = contact avec le granite, f = granite au contact de e, etc...

[ppm]	GRANITE CENTRAL				BORD	LEUCOGRANITES				ENCLAVES MAGNESIENNES				
	743	745	797gr	803	893	744	M2771	M2990	694	698	896	897	900	906
La	41.6	33.8	47.6	40.1	54.1	32.9	35.4	21.1	40.7	34.5	28.2	29.7	41.1	41.4
Ce	87.1	70.6	102.7	86.1	121.0	75.7	81.2	52.3	87.8	73.1	57.5	62.3	82.6	89
Sm	6.4	6.1	8.4	7.5	9.9	8.3	6.7	8.1	7.4	6.6	5.5	5.5	6.8	7.3
Eu	0.88	0.97	0.81	0.90	0.69	0.22	0.15	0.42	1.91	1.76	1.69	1.77	1.61	1.27
Tb	0.87	0.86	1.21	0.94	1.40	1.26	0.58	1.22	1.00	0.93	0.86	0.86	0.88	1.10
Yb	4.2	4.5	4.3	4.25	5.5	5.7	2.4	8.7	3.6	3.1	3.0	3.0	2.9	3.6
Lu	0.73	0.76	0.67	0.70	0.90	0.92	0.42	1.48	0.60	0.50	0.50	0.48	0.45	0.55
Th	33.5	24.7	23.6	25.4	30.9	38.5	49.9	38.9	11.6	8.2	8.2	9.2	10.5	14.3
U	7.0	6.3	4.9	6.9	8.2	8.5	5.6	16.3	4.9	2.2	4.2	2.9	2.4	4
Ta	2.51	2.70	1.28	1.93	2.28	3.48	1.04	6.81	1.39	1.12	0.92	0.96	0.96	1.10
Hf	6.44	5.50	4.80	5.94	5.83	3.45	2.88	4.64	6.17	5.77	4.82	4.98	5.37	6.37
Ba	432	526	420	575	378	18	38	65	571	557	416	466	603	654
Cs	10.8	8.2	1.6	3.5	7.3	6.8	2.8	4.7	8.1	7.1	6.0	6.4	3.2	5
Co	2.9	2.6	2.0		2.1	0.3	0.3	0.7	18.5	22.2	22.2	21.4	13.7	6.7
Ni	0.0	1.5	0.0	0.9	1.2	1.5	0.0	1.4	50.3	55.4	14.1	13.1	7.1	5.4
Sb	0.07	0.07	0.06	0.18	0.10	0.08	0.78	0.46	0.13	0.17	0.08	0.06	0.09	0.07
Sc	5.3	5.3	9.1	5.19	6.2	3.7	1.9	3.6	18.7	20.2	23.8	23.0	17.3	11.0

	ENCLAVES FERRIFERES				797e	ENCL.PART.		FILON	RHYOLITE		CAPRAIA
	669	681	797a	797c		740	745en	898	727	M3705	837
La	29.2	42.7	40.1	51.7	29.7	45.4	44.5	27.7	32.0	35.1	24.9
Ce	71.1	93.2	87.0	116.0	89.5	95.3	87.9	57.9	58.2	72.6	66.7
Sm	7.7	8.0	7.9	11.2	17.2	6.9	6.5	5.4	3.8	5.2	7.6
Eu	1.54	1.27	0.88	0.90	0.85	0.98	0.69	1.33	1.01	0.72	1.84
Tb	1.06	0.96	1.06	1.67	3.20	1.00	0.95	0.73	0.43	0.55	0.71
Yb	3.9	4.0	4.4	6.3	11.2	4.9	4.6	2.9	2.0	2.5	2.2
Lu	0.65	0.66	0.70	1.01	1.70	0.78	0.76	0.46	0.34	0.44	0.34
Th	8.5	17.3	13.6	17.0	8.5	28.2	26.4	7.9	14.6	17.2	23.3
U	3.9	6.3	4.2	4.0	3.3	5.4	5.3	4.1	2.3	4.0	4
Ta	1.23	1.59	1.47	1.82	2.11	2.64	2.29	1.19	1.24	1.55	1.38
Hf	6.21	8.29	7.34	8.90	10.59	6.90	5.33	3.63	4.57	3.98	5.64
Ba	530	847	179	241	250	584	515	585	1178	794	462
Cs	13.7	9.1	7.0	9.6	12.2	10.0	8.0	5.9	30.7	2.2	3.04
Co	9.3	5.5	9.7	12.2	15.2	2.5	2.3	21.3	3.3	1.2	38.7
Ni	14.0	2.2	3.9	6.0	6.2	11.0	10.0	51.4	9.3	0.0	87.1
Sb	0.14	0.15	0.07	0.06	0.06	0.06	0.08	0.29	0.22	0.12	0.03
Sc	19.5	8.6	10.3	13.3	22.6	6.0	5.3	19.5	4.9	3.5	21.5

Analyses par activation neutronique de quelques roches du massif granitique du Mont-Blanc et d'un basalte de Capraia.

ANNEXE 5: LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

Ech	type	lieu	texture enclave	éch	type	lieu	texture enclave	
450	E	Piac	oph	635	G+E	Piac	mic	
452	E	Piac	mic	636	G	Piac		
453	E	Piac	oph	639	E	Orano	mic	
454	G	Piac		640	F	Orano	mic	
456	F	Chies		641	E	Orano		
457	F	Chies		643	E	Orano	dol-oph	
460	MGP	Lacona		646	X	Chiessi	dol-oph	
461	E	Piac	dol	647	X	Chiessi		
464	G+E	Piac	oph	648	MG	Chiessi		
468	E	Piac	dol	650	MG	Chiessi	mic	
469	E	Piac	oph	651	MG	Chiessi	mic	
471	E+G	Piac	mic	652	APL	Chiessi	mic	
472	E	Piac	mic	653	F	Chiessi		
473	E	Piac	flu	655	G	Chiessi		
474	E	Piac	flu	656	E+G	Pomonte	dol	
475	E	Piac	oph	657	G	Pomonte		
476	E	Piac	mic	659	G	Piero		
478	E	Piac	mic	660	G	Piero		
479	F	Orano		664	G	Giovanni		
480	G+E	Orano	dol	665	G	Ilario		
481a	F	Orano		815	G+X	Piero		
481b	E ds F	Orano	à px	816	G+X	Piero		
483	E	Orano	dol	817	E	Piero		
489	E	Piac	mic	818	E	Piero	dol	
490	G	Piac		819	F	Orano	dol	
491	G	Piac		820	G	Orano		
494	G	Piac		823	E	Orano		
497	G	Piac		825	X	Orano	dol	
499	G	Piac		828	F+G	Orano		
500	G	Piac		881	X	Piero		
501	G+E	Piac	mic	884	MGP	Biodola		
502	G	Piac		X5/82	G	Piac		
504a	G	Piac		ILE DE CAPRAIA				
504b	E	Piac	mic	831	AND	Zenobito		
505	E	Piac	mic	832	AND	Zenobito		
506	G	Piac		833	AND	Zenobito		
509	G	Orano		834	AND	Praloia		
512	F+X	Orano		837	BAS	Zenobito		
513	F	Orano		840	BAS	Zenobito		
624	APL	Procchio		842	BAS	Zenobito		
625	APL	Marciana		848	BAS	Zenobito		
627	G	Andrea		861	RHYD	S.Fran		
631	E	Piac	dol	862	RHYD	S.Fran		
632	G	Piac		863	AND	S.Fran		
634	E	Piac	oph					

Localisation des échantillons du massif granitique du Monte Capanne et des volcanites de Capraia. Types de roches: E = enclave, G = granite, F = filon sombre, X = xénotite, APL = filon aplitique, MG = filon de microgranite de la bordure du Monte Capanne, MGP = microgranite porphyrique d'Elbe Centrale, AND = andésite ± dacite, BAS = basalte, RHYD = rhyodacite. Lieux: Piac = Piacentini, Chies = Chiessi, S. Fran = Cala di San Francesco. La texture matricielle des enclaves microgrenues est précisée, oph = à quartz ophitique, mic = microgranulaire, dol = doléritique, flu = fluidale, px = texture microgabbroïque à pyroxènes.

N°éch.	type	lieu	coordonnées	N°éch.	type	lieu	coordonnées
FB421	EMG	ARP	569125/95660/2580	796*	EFE	ARP	568960/95475/2670
423*	EFE	ARP	569290/95650/2490	797	EFE+GC	ARP	569000/95300/2750
424	EMG	ARP	569125/95660/2580	798	EFE	ARP	569000/95300/2750
429*	EFE	ARP	569290/95650/2490	800	EMG	ARP	569170/95665/2550
431	EFE	ARP	568750/95275/2820	803	GC	ARP	569175/95665/2550
516*	EFE	GTO	562400/94325/1500	804	EFE	ARP	568775/95270/2825
520*	EFE	GTO	562400/94325/1500	805*	EFE+GC	ARP	569000/95300/2750
524*	EFE	GTO	562400/94325/1500	806*	EFE+GC	TRI	≈568500/96050/2440
525*	EFE	GTO	562400/94325/1500	807*	EFE	TRI	≈568500/96050/2440
527*	EFE	GTO	562400/94325/1500	808*	EMG	TRI	≈568500/96050/2440
530*	EFE	ARV	≈558400/87900/1090	809*	EFE	TRI	≈568500/96050/2440
534*	EFE	ARV	≈558400/87900/1090	811*	EFE+GC	TRI	≈568500/96050/2440
536*	EFE	ARV	≈558400/87900/1090	812*	EFE+GC	TRI	≈568500/96050/2440
537*	EFE	ARV	≈558400/87900/1090	813*	EMG	TRI	≈568500/96050/2440
538*	EFE	ARV	≈558400/87900/1090	814*	EFE+GC	TRI	≈568500/96050/2440
542*	EFE	ARV	≈558400/87900/1090	893	GB	PAIG	557675/83025/2500
557	GB	PAIG	557525/82480/2480	896	EMG	CHAR	562715/86225/2990
561*	EFE	MONT	559700/86525/1860	897	EMG	CHAR	562715/86225/2990
562	EFE	MONT	559700/86525/1860	898	FIL	ARP	570800/95540/2530
564*	GC	MONT	559700/86525/1860	899	EMG	CHAR	562450/85825/2700
565*	GC	MONT	559700/86525/1860	900	EMG	CHAR	562450/85825/2700
668	GC	ARP	570725/95560/2500	904	EMG	CHAR	562450/85825/2700
669	EFE	ARP	570900/95670/2470	905	EMG	CHAR	562400/86225/2680
671*	EFE	ARP	569600/95620/2430	906	EMG	CHAR	562400/86225/2680
672*	EFE	ARP	569600/95620/2430	910	EMG	CHAR	562700/86210/2980
673	GC	ARP	569155/95682/2610	913	GC	CHAR	562500/85990/2845
674	GC	ARP	569150/95682/2615	916	EMG	CHAR	562710/86225/2990
675	EFE	ARP	568825/95525/2690	917	EMG	CHAR	562710/86225/2990
677*	EFE	ARP	568960/95450/2680	918	EMG	CHAR	562715/86230/2990
680	GC	ARP	568775/95270/2830	919	FIL	TRI	569312/94210/3150
681*	EFE	ARP	568905/95330/2770	920	FIL	TRI	569500/94520/3200
682*	EFE	ARP	568940/95410/2710	921	FIL	TRI	569500/94520/3200
683*	EFE	ARP	568940/95410/2710	923	FIL	TRI	569475/94475/3210
684	EMG	ARP	569175/95645/2550	924	FIL	TRI	569475/94475/3210
687	EMG	ARP	569030/95575/2615	926	FIL	TRI	569475/94475/3210
690	EMG	ARP	569030/95575/2615	927	FIL	TRI	569312/94210/3150
693	EMG	ARP	569030/95575/2615	M2202	GB	DP	570790/94135/2830
694	EMG	ARP	569040/95575/2610	2204	GB	OR	570975/94530/2790
696	EMG	ARP	568950/95590/2665	2208	GB	BR	572165/94815/2475
698	EMG	ARP	568950/95590/2670	2302	LGP	CA	573905/99905/1570
699	EMG	ARP	568950/95590/2670	2702	GC	EG	568560/96380/2335
701	EMG	ARP	568950/95570/2640	2703	GC	EG	568810/96100/2565
703	GC	ARP	569030/95575/2615	2704	GC	EG	568780/96020/2580
706	EMG	ARP	569190/95665/2550	2706	EFE+GC	EG	568680/95780/2580
707	EMG	ARP	569170/95665/2550	2712	GC	EG	568880/96610/2520
727	RHY	DOL	572000/85300/2175	2713	GC	EG	568930/96550/2525
735	EFE	ANV	≈572800/86800/1650	2715	GC	CA	572110/101690/1040
739	E.ARP	ARP	570995/95665/2530	2716	GC	CA	572110/101690/1040
740	E.ARP	ARP	570995/95665/2530	2717	GC	CA	572110/101690/1040
743	E.ARP	ARP	570995/95665/2530	2718	GC	CA	572110/101690/1040
744	LG	ARP	571090/95685/2500	2719	EFE	TO	566960/94510/3250
745	E.ARP	ARP	570995/95665/2530	2720	GC	TO	567220/94780/3190
746	E.ARP	ARP	570995/95665/2530	2721	EFE	TO	567090/95140/3040
781*	EFE	ARP	568885/95510/2680	2727	GC	TO	567050/94920/3090

Localisation des échantillons du massif du Mont-Blanc. Les labels à trois chiffres correspondent à de nouveaux échantillons, ceux à quatre chiffres (M....) correspondent à des analyses de Ch. Marro publiées (1986) ou inédites. Types de roches: GC = granite porphyrique central, GB = faciès de bordure, LG = filon de leucogranite central, LGP = leucogranites porphyres orientaux, RHY = rhyolite, E = enclaves microgrenues, EMG = enclaves magnésiennes, EFE = enclaves ferrifères. E ARP = enclave particulière de composition granitique d'Arpette. Lieux: ARP = vallon d'Arpette, GTO = moraine du glacier du Tour, ARV = moraine de la Mer de Glace, torrent de l'Arveyron, PAIG = Plan de l'Aiguille, MONT = Montenvers, ANV = moraine du glacier de l'A Neuve, TRI = Trient, CHAR = Charpoua; aires définies par Marro (1986): DP = Dorées-Portalet, Or = Orny, BR = Brea, CA = Catoigne, EG = Ecandies-Génépi, TO = Tour, DW = Ouest du Durnand. L'astérisque s'applique aux échantillons qui n'ont pas été prélevés en place. Les coordonnées sont celles du réseau topographique fédéral suisse.

N°éch.	type	lieu	coordonnées
2729	EFE	TO	567050/94920/3090
2732	GC	CA	572110/101690/1040
2733	GC	CA	572110/101690/1040
2744	EFE	EG	568860/97470/2560
2751	GC	DP	568610/92050/3140
2752	LG	DP	569160/92100/2980
2753	EFE	DP	569160/92100/2980
2756	GC	DP	569640/92470/3055
2757	GB	DP	569640/92470/3055
2758	LG	DP	569640/92470/3055
2763	GC	TO	567650/92170/3490
2764	EFE	TO	567650/92170/3490
2766	EFE	TO	567290/92810/3280
2768	GC	DP	569460/93110/3275
2769	LG	DP	569460/93110/3275
2770	EFE	DP	569600/93440/3200
2771	LG	DP	569690/93560/3120
2817	EFE	EG	569800/95850/2380
2818	EMG	EG	569190/95665/2550
2820	GC	EG	569195/95655/2540
2822	EFE	EG	569195/95655/2540
2823	GC	EG	569545/95885/2415
2824	GC	EG	569820/96480/2370
2830	GC	EG	569255/96660/2590
2833	GC	EG	569445/96865/2620
2837	GC	EG	569460/96335/2500
2840	GC	EG	569890/96090/2280
2846	GC	EG	570490/97405/2570
2848	GC	EG	570400/97310/2550
2862	EMG	EG	569020/95580/2615
2872	GC	OR	568830/95360/2775
2876	EFE	OR	569400/95550/2490
2880	GC	OR	570880/96630/2070
2885	GB	OR	570880/96630/2070
2886	GB	OR	570880/96630/2070
2888	LG	OR	570880/96630/2070
2896	LGP	OR	570880/96630/2070
2905	LG	DW	572700/97880/1840
2915	LGP	OR	570160/95270/2580
2916	GC	OR	570160/95440/2480
2925	FIL	OR	570800/95530/2535
2929	GC	OR	570865/95850/2350
2930	LG	OR	571035/95735/2470
2932	LG	OR	570110/95685/2500
2939	GB	BR	571735/96065/2330
2950	GB	BR	572325/96045/2350
2954	LGP	BR	572775/95900/2380
2962	GC	OR	571015/94480/2890
2963	EFE	OR	571015/94480/2890
2972	LGP	BR	572955/96090/2275
2982	LGP	BR	573405/96440/2210
2990	LGP	BR	572250/95245/2630
3705	RHY	BR	573740/96600/2180

Echantillons du Massif du Mont-Blanc, suite.

