



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Alpes Françaises.

Eddie Poncerry

► To cite this version:

Eddie Poncerry. Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort, Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées. Alpes Françaises.. Minéralogie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT: . tel-00529317v1

HAL Id: tel-00529317

<https://theses.hal.science/tel-00529317v1>

Submitted on 25 Oct 2010 (v1), last revised 21 Aug 2013 (v2)

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

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

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE

Géologie appliquée

Option : Pétrologie - Métallogénie

**Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort,
Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées.
ALPES FRANÇAISES**

par Eddie PONCERRY

Thèse soutenue le 20 janvier 1981 devant la Commission d'Examen

MM. R. MICHEL	Professeur U.S.M. Grenoble 1	Président
P. GIRAUD	Professeur U.S.M. Grenoble 1	Rapporteur
M. ROQUES	Professeur Clermont-Ferrand	
Mme J.A. SARCIA	Ingénieur MINATOME	
MM. B. HERY	Ingénieur MINATOME	Examineurs
G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S.	

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE
ET MÉDICALE DE GRENOBLE.

THESE DE DOCTORAT DE SPÉCIALITÉ

Géologie appliquée

Option : Pétrologie - Métallogénie

**Contribution à l'étude géologique des granitoïdes de Vallorcine, Beaufort,
Lauzière, de leur encaissant et des minéralisations uranifères associées.
ALPES FRANÇAISES**

par Eddie PONCERRY

Thèse soutenue le 20 janvier 1981 devant la Commission d'Examen

MM.	R. MICHEL	Professeur U.S.M. Grenoble 1	Président
	P. GIRAUD	Professeur U.S.M. Grenoble 1	Rapporteur
	M. ROQUES	Professeur Clermont-Ferrand	
Mme	J.A. SARCIA	Ingénieur MINATOME	
MM.	B. HERY	Ingénieur MINATOME	Examineurs
	G. VIVIER	Ingénieur C.N.R.S.	

AVANT - PROPOS

Au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier tous ceux qui m'ont aidé à le réaliser.

Monsieur le Professeur R. MICHEL, qui me fait l'honneur de présider le jury.

Monsieur le Professeur P. GIRAUD, qui m'a proposé ce sujet et l'a suivi de bout en bout avec beaucoup de patience et de gentillesse.

Monsieur le Professeur M. ROQUES, de Clermont-Ferrand, qui a bien voulu faire partie du jury et qui m'a guidé pour l'étude géochronologique. Un grand merci également à tous les membres du laboratoire de géochronologie de Clermont-Ferrand pour leur accueil.

Les membres de la Société MINATOME, représentés dans le jury par Madame J. A. SARCIA et Monsieur B. HERY, pour l'aide financière et matérielle qu'ils m'ont accordée. Messieurs S. MENICUCCI et R. AU-MAITRE, de la mission Alpes ont directement participé à la conception de ce travail. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Monsieur G. VIVIER, qui m'a donné tant de bons conseils, tant sur le terrain qu'en laboratoire.

Monsieur le Professeur P. VIALON, pour l'aide précieuse qu'il m'a apportée, en particulier dans l'orientation de l'étude structurale.

Les membres du personnel scientifique et technique de l'Institut Dolomieu, et en particulier J. COCHET, J. C. DEMENJON, R. DOMEYNE, J. GIRAULT, F. KELLER, R. TELMAT.

Tous mes ami(e)s de Minatome et de Dolomieu, avec lesquels j'ai partagé tant de bons moments. Je ne cite pas de noms, de crainte d'en omettre, mais qu'ils sachent que je ne les oublie pas.

Un grand merci pour Christine DA COSTA qui s'est chargée de la frappe de ce mémoire.

Je dédie ce travail à Jaleh et à mes parents.

SOMMAIRE

Résumé	1
------------------	---

CHAPITRE I : INTRODUCTION

A. - Buts de l'étude	5
B. - Situation géographique et aperçu morphologique des secteurs étudiés	5
B - 1 Le secteur de Vallorcine	7
B - 2 Le secteur de Beaufort	7
B - 3 Le secteur de Lauzière	9
C. - Cadre géologique des secteurs étudiés ; brève synthèse des travaux antérieurs	11
C - 1 Le massif des Grandes Rousses	12
C - 2 Le massif de Belledonne	13
C - 2 - 1 Conceptions de P. et C. Bordet	14
C - 2 - 2 Conceptions de F. Carme	15
C - 2 - 3 Les travaux de D. Gasquet, Y. Simeon, Y. Gros	16
a) Thèse de D. Gasquet	16
b) Thèse d'Y. Simeon	17
c) Thèse d'Y. Gros	17
C - 3 Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges	19
D. - Moyens d'étude	20
D - 1 Cartographie	20
D - 2 Etudes de laboratoire	22

CHAPITRE II : ETUDE GEOLOGIQUE DU GRANITE DE VALLORCINE ET DE SON ENCAISSANT

25	
A. - Situation géologique	27
B. - Etude de l'encaissant du granite de Vallorcine : la série des Aiguilles Rouges	29
B - 1 Les gneiss finement lités	31
B - 1 - 1 Gneiss fins chloriteux	31
B - 1 - 2 Gneiss siliceux à ocelles feldspathiques	31
B - 1 - 3 Gneiss fins à taches de cordiérite pinitisée	32
B - 2 Les gneiss siliceux massifs	32
B - 3 Les gneiss ocellés	33
B - 4 Les gneiss rubanés	33
B - 5 Les gneiss argentés	34
B - 6 Les paragneiss des Posettes	34
B - 7 Les faciès altérés de la paléosurface	35
C. - Le granite de Vallorcine et ses faciès associés	37
C - 1 Le granite	37
C - 2 Les filons de la bordure occidentale	40
C - 2 - 1 Les filons granitiques	41

II

C - 2 - 2	Les filons granitiques fins	41
C - 2 - 3	Les filons pegmatitiques	43
C - 2 - 4	Les filons microgranitiques	43
C - 2 - 5	Les filons lamprophyriques	44
D.	Les faciès mylonitisés de l'accident de la Remua	44
E.	Etude géochimique	48
E - 1	La série des Aiguilles Rouges	49
E - 2	Le granite de Vallorcine	49
E - 3	Les faciès granitiques mylonitisés sur la faille de la Remua	56
F.	Etude structurale	56
F - 1	Structure de série des Aiguilles Rouges	56
F - 1 - 1	Les déformations plastiques	57
F - 1 - 2	La blastomylonisation	57
F - 1 - 3	La tectonique cassante	57
F - 2	La fracturation dans le granite de Vallorcine	59
F - 3	La faille de la Remua	59
F - 4	Conclusions de l'étude structurale	60

CHAPITRE III : LE GRANITE DE BEAUFORT 63

A.	Introduction	65
B.	Le contact occidental du granite de Beaufort et son encaissant migmatitique	67
C.	Le contact oriental du granite de Beaufort et de la Série Verte supérieure	70
D.	Etude pétrographique du granite de Beaufort	71
D - 1	Le faciès fin de composition granodioritique	73
D - 2	Le faciès porphyroïde	74
D - 3	Le faciès granitique isogranulaire	74
D - 4	Les faciès accessoires	75
D - 4 - 1	Les roches de type vagnéritique	75
D - 4 - 2	Les faciès aplitiques	77
D - 4 - 3	Les faciès à tendance granophyrique	77
D - 5	Les relations entre les différents faciès du granite de Beaufort	79
E.	Etude de la paléosurface et des faciès altérés du granite de Beaufort	79
F.	Etude géochimique du granite de Beaufort	85
F - 1	Problèmes de classification	85
F - 2	Mise en évidence des phénomènes d'évolution magmatique et des phénomènes d'altération	85
F - 3	Géochimie des éléments-trace	89
G.	Etude structurale	89
G - 1	La fracturation dans le granite de Beaufort	89
G - 2	Analyse des déformations dans l'encaissant occidental du granite de Beaufort	91

G - 3	Analyse des déformations dans l'encaissant oriental du granite de Beaufort	92
G - 4	Conclusions de l'étude structurale ; hypothèses sur le jeu du Synclinal Médian	92
H. -	Conclusions : la place du granite de Beaufort dans l'édifice structural du massif de Belledonne	93

CHAPITRE IV : ETUDE GEOLOGIQUE
DU MASSIF DE LA LAUZIÈRE

A. -	Introduction, présentation des différentes unités.	99
A - 1	Les schistes cristallins	100
A - 2	Les granitoïdes	101
B. -	Etude pétrographique	101
B - 1	Les schistes cristallins	101
B - 1 - 1	La série du Bois des Ravères	102
	a) Présentation ; le contact avec le granite d'Epierre	102
	b) Description pétrographique	103
	c) Le métamorphisme	106
B - 1 - 2	La Série Verte supérieure	106
	a) Présentation	106
	b) Etude pétrographique	107
	c) Le métamorphisme	111
B - 1 - 3	Le complexe gneissique du Col de Montjoie	112
	a) Les gneiss porphyroïdes	113
	b) Les gneiss amphiboliques à schlieren	116
	c) Les leptynites	116
	d) Les gneiss biotitiques fins	119
	e) Etude du métamorphisme	120
B - 1 - 4	La série de la Montagne des Plans	121
	a) Les faciès "basiques"	122
	b) Les faciès "acides"	123
	c) Le métamorphisme et la migmatisation	124
B - 1 - 5	La série de Villard Benoit	128
B - 2	Les granitoïdes	130
B - 2 - 1	Les granodiorites du Colomban et les faciès associés	130
	a) Les granodiorites du Colomban	131
	b) Les filons leucocrates recoupant les gneiss du complexe du Col de Montjoie	134
B - 2 - 2	Le complexe granitoïde de la Lauzière	135
	a) Présentation	135
	b) La lignée granosyémitique	137
	c) Les faciès particuliers	140
	d) Les enclaves	143
B - 2 - 3	Les monzosyémites du Lac de la Grande Léchère	144
B - 2 - 4	Les granitoïdes de Champoudru-Les Cavannes	146
	a) Les granites	147
	b) Les monzodiorites	147
	c) Les aplites	148

IV

B - 2 - 5	Le granité d'Epierre	147
	a) Le faciès isogranulaire	149
	b) Le faciès porphyroïde	149
	c) Les faciès filoniens	150
C. -	Etude géochimique	151
C - 1	Etude géochimique des schistes cristallins	151
C - 1 - 1	La série du Bois des Ravères	151
C - 1 - 2	La Série Verte supérieure	153
C - 1 - 3	La série de la Montagne des Plans	152
C - 1 - 4	Le complexe gneissique du Col de Montjoie	154
	a) Les gneiss porphyroïdes	154
	b) Les gneiss amphiboliques à schlieren	157
	c) Les leptynites	157
	d) Les gneiss biotitiques fins	159
C - 2	Etude géochimique des granitoïdes	159
C - 2 - 1	Les granitoïdes sodiques	159
	a) Les granodiorites du Colomban	159
	b) Les granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes	160
	c) Le granite d'Epierre	160
	d) Conclusions	164
C - 2 - 2	Les granitoïdes potassiques	164
	a) Le complexe granitoïde de la Lauzière	166
	b) Les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère	172
	c) Conclusions	173
D. -	Données géochronologiques	174
D - 1	Présentation de l'étude	174
D - 2	Le complexe granitoïde de la Lauzière	175
D - 3	Le complexe du Col de Montjoie	177
D - 4	Les granitoïdes sodiques	179
D - 5	Les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère	179
D - 6	Conclusions	180
E. -	Etude structurale	181
E - 1	Traits structuraux des différentes formations	181
E - 1 - 1	Le granite d'Epierre	181
E - 1 - 2	Les schistes cristallins à l'Ouest du massif de la Lauzière	181
E - 1 - 3	Le complexe du Col de Montjoie	182
E - 1 - 4	Les granodiorites du Colomban	184
E - 1 - 5	Le complexe granitoïde de la Lauzière	184
E - 1 - 6	Les schistes cristallins à l'Est du massif de la Lauzière	185
E - 1 - 7	La couverture mésozoïque	187
E - 1 - 8	Les granitoïdes au Sud de la faille de Fond de France	187
E - 2	La fracturation dans le massif de la Lauzière	189
E - 2 - 1	Les accidents bordiers du rameau interne	189
	a) Le Synclinal Médian	189
	b) L'accident bordier oriental du socle	191

E - 2 - 2	La fracturation dans le rameau interne	191
a)	Famille N 30 - 40° E	191
b)	Famille N 60 - 70° E	191
c)	Famille N 110 - 150° E	194
d)	Famille N 0 - 10° E	194
e)	Famille N 90 - 135° E	194
E - 3	Essai d'interprétation ; modèle cinématique	194
E - 3 - 1	Rappel des éléments d'une zone de décrochement	195
E - 3 - 2	Cadre géotectonique général	195
E - 3 - 3	Modèle cinématique proposé	197
a)	Temps 1 : phase de création	197
b)	Temps 2 : phase de compression	198
F. -	Essai d'interprétation	203
F - 1	Le problème de l'origine et de l'âge des séries cristallophylliennes	203
F - 1 - 1	Le métamorphisme	203
F - 1 - 2	Caractères géochimiques	204
F - 1 - 3	Conclusions	204
F - 2	Les problèmes posés par le complexe du Col de Montjoie	205
F - 2 - 1	L'origine des faciès leptynitiques et amphiboliques	205
F - 2 - 2	L'origine des gneiss porphyroïdes	206
a)	L'origine des mégacristaux de feldspath	206
b)	L'origine de la formation	207
F - 2 - 3	L'origine des niveaux de gneiss biotitique fin	212
F - 2 - 4	Les phénomènes métasomatiques	213
F - 3	Les granites intrusifs	215
F - 4	Proposition d'un schéma synthétique d'évolution	216

CHAPITRE V : ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LES GRANITOÏDES ETUDIÉS

		221
A. -	Les granitoïdes anciens	223
B. -	Les granitoïdes carbonifères	224
B - 1	L'association de type 7 Laux	225
B - 2	Le granite de Vallorcine	227
B - 3	Conclusions	229
C. -	Les granitoïdes tardifs	229
D. -	Conclusions	232

CHAPITRE VI : ÉTUDE DES MINÉRALISATIONS URANIFÈRES

		235
A. -	Rappels: l'uranium et les granitoïdes	237
A - 1	Généralités	237
A - 2	Localisation de l'uranium à l'état de traces	237
A - 3	Les phénomènes de concentration	238

VI

A - 4 Conclusions	238
B. - Les indices de Vallorcine	239
B - 1 Contexte métallogénique	239
B - 2 Les indices uranifères liés au granite de Vallorcine	240
B - 3 Les indices liés à la faille de la Remua	241
B - 4 Les indices dans la série des Aiguilles rouges	242
B - 5 Les indices situés sous la paléosurface	244
B - 6 Conclusions	244
C. - Les indices de Beaufort	245
C - 1 Potentialités des séries encaissant le granite de Beaufort	245
C - 2 Potentialités du granite de Beaufort	246
C - 3 Les indices	246
C - 3 - 1 Les indices situés dans la tranche altérée du granite de Beaufort	246
C - 3 - 2 Les indices du ruisseau de l'Enfer	247
C - 4 Conclusions	248
D. - Les indices de la Lauzière	249
D - 1 Contexte métallogénique	249
D - 1 - 1 Les filons hydrothermaux s.l. (sans référence génétique)	249
a) Les filons quartzeux et quartzochloriteux	249
b) Les filons carbonatés	250
D - 1 - 2 Les indices métalliques	250
a) Les concentrations dans les métamorphites	250
b) Les minéralisations liées aux granites	251
c) Les indices liés aux grandes fractures	251
D - 1 - 3 Conclusions	252
D - 2 Potentialités des différentes formations en éléments radioactifs	253
D - 2 - 1 Les schistes cristallins	253
a) La série du Bois des Ravères	253
b) La Série Verte supérieure	253
c) Le complexe du Col de Montjoie	254
d) La série de la Montagne des Plans	254
e) La série de Villard Bendt	254
D - 2 - 2 Les granitoïdes	254
a) Les granodiorites du Colomban	254
b) Le complexe granitoïde de la Lauzière	255
c) Les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère	262
d) Les granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes	264
e) Le granite d'Epierre	265
D - 2 - 3 Conclusions	265
D - 3 Etude des indices uranifères	265
D - 3 - 1 Les indices liés au complexe granitoïde de la Lauzière	265
D - 3 - 2 Les indices liés au complexe du Col de Montjoie	266
D - 3 - 3 Les indices sur la faille de Fond de France	266

VII

D - 3 - 4	Les indices situés au Sud de l'accident de Fond de France	267
	a) Rappels : contexte lithologique et struc- tural du secteur	267
	b) Les indices	268
	c) Les minéralisations	269
D - 4	Conclusions	271
	D - 4 - 1 Origine de l'uranium	271
	D - 4 - 2 Modèle métallogénique	272
E. -	Essai de synthèse	274
E - 1	Les concentrations primaires dans les séries cristallogéniques encaissant les granitofides	274
E - 2	Le rôle des granites	275
E - 3	Les facteurs de concentration	275
	E - 3 - 1 La tectonique distensive	275
	E - 3 - 2 Les phénomènes de paléoaltération	276
E - 4	Le rôle de la tectonique alpine proprement dite	276
E - 5	Guides de prospection	276
CONCLUSIONS GENERALES		279
BIBLIOGRAPHIE		285
ANNEXES		
1. -	Abréviations minéralogiques utilisées	299
2. -	Résultats des analyses chimiques	301
3. -	Résultats de l'étude géochronologique Rb/Sr	311
4. -	Coordonnées des échantillons	313

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

-
- Figure 1 - Cadre géographique et géologique des secteurs étudiés.
- Figure 2 - Secteur de Vallorcine : schéma orohydrographique.
- Figure 3 - Schéma orohydrographique du massif de la Lauzière.
- Figure 4 - Coupe schématique du massif des Grandes Rousses.
- Figure 5 - Coupes interprétatives du massif de la Lauzière.
- Figure 6 - Coupes schématiques interprétatives tirées des travaux de Y. GROS, Y. SIMEON et D. GASQUET.
- Tableau 1 - Synthèse bibliographique.
- Figure 7 - Situation géographique du granite de Vallorcine.
- Figure 8 - Schéma évolutif de la partie étudiée du massif des Aiguilles Rouges.
- Figure 9 - Gneiss à taches de cordiérite pinitisée.
- Figure 10 - Les phénomènes de paléoaltération dans la série des Aiguilles Rouges.
- Figure 11 - Les différents faciès du granite de Vallorcine.
- Figure 12 - Les faciès filoniens du granite de Vallorcine.
- Figure 13 - La faille de la Remua au niveau de la frontière franco-suisse.
- Figure 14 - Les faciès mylonitisés sur la faille de la Remua.
- Figure 15 - Schistes cristallins de la série des Aiguilles Rouges : diagramme AlK - AlNa.
- Figure 16 - Le granite de Vallorcine dans la classification de STRECKEISEN.
- Figure 17 - Granite de Vallorcine : diagramme QF - BF.
- Figure 18 - Granite de Vallorcine : diagramme IS - K₂O.
- Figure 19 - Granite de Vallorcine : diagramme SiO₂ - K₂O.
- Figure 20 - Granite de Vallorcine : diagrammes des éléments incompatibles.
- Figure 21 - Granite de Vallorcine : diagrammes log Rb/Sr - log Sr et 1/Sr - 1/Rb.
- Tableau 2 - Les éléments-traces dans le granite de Vallorcine.
- Figure 22 - La fracturation dans le granite de Vallorcine.
- Figure 23 - La faille de la Remua : modèle cinématique.
- Figure 24 - Coupes géologiques du contact occidental des granites de Beaufort et des 7 Laux.

- Figure 25 - Bloc-diagramme montrant les relations entre le Synclinal Médian et les sédiments triasicoliasiques chevauchants.
- Figure 26 - Embréchites de la bordure occidentale du granite de Beaufort.
- Figure 27 - Coupe géologique du contact oriental du granite de Beaufort.
- Figure 28 - Granite de Beaufort : faciès granodioritique de la bordure W.
- Figure 29 - Granite de Beaufort : faciès porphyroïde.
- Figure 30 - Les roches de type vagnéritique dans le granite de Beaufort.
- Figure 31 - Faciès à tendance granophyrique du granite de Beaufort.
- Figure 32 - Relations entre les différents faciès du granite de Beaufort.
- Figure 33 - Coupe géologique de la paléosurface du granite de Beaufort.
- Figure 34 - Faciès de la paléosurface du granite de Beaufort.
- Figure 35 - Carte hypsométrique de la paléosurface du granite de Beaufort.
- Figure 36 - Le granite de Beaufort dans la classification de STRECKEISEN.
- Figure 37 - Granite de Beaufort : diagramme QF - BF.
- Figure 38 - Granite de Beaufort : diagramme KCN.
- Figure 39 - Granite de Beaufort : diagramme AlK - AlNa.
- Figure 40 - La fracturation dans le granite de Beaufort.
- Figure 41 - Granite de Beaufort : système de fracturation.
- Figure 42 - Granite de Beaufort : modèle cinématique.
- Figure 43 - Cadre géologique du massif de la Lauzière.
- Figure 44 - Migmatite à texture ptygmatisée.
- Figure 45 - Groupe de St Rémy : gneiss à deux micas, grenat et staurotide.
- Figure 46 - Schiste graphiteux de la Série Verte supérieure.
- Figure 47 - Gneiss à taches d'amphibole de la Série Verte supérieure.
- Figure 48 - Gneiss du complexe du Col de Montjoie.
- Figure 49 - Complexe du Col de Montjoie : relations entre les faciès leptynitiques et porphyroïdes.
- Figure 50 - Faciès migmatitiques de la série de la Montagne des Plans.
- Figure 51 - Relations entre les granodiorites du Colomban et les gneiss du Col de Montjoie.
- Figure 52 - Granodiorites du Colomban.
- Figure 53 - Filon leucogranitique lié aux granodiorites du Colomban : détail d'un feldspath potassique.
- Figure 54 - Complexe granitoïde de la Lauzière.

- Tableau 3 - Comptages de points sur le granite de la Lauzière.
- Figure 55 - Relations entre le faciès basique fin de la bordure orientale et le faciès granitique du complexe granitoïde de la Lauzière.
- Figure 56 - Complexe granitoïde de la Lauzière : granite mylonitisé.
- Figure 57 - Complexe granitoïde de la Lauzière : enclave schisteuse injectée par le granite.
- Figure 58 - Monzosyénite du Lac de la Grande Léchère.
- Figure 59 - Relations entre les différents faciès des granitoïdes de Champoudru-- Les Chavannes.
- Figure 60 - Schistes cristallins de la Série Verte supérieure : diagrammes $AlK - AlNa$, $Al + Fe + Ti - Ca + Mg$ et $(Al + Fe + Ti)/3 - K - (Al + Fe + Ti)/3 - Na$.
- Figure 61 - Complexe du Col de Montjoie : diagrammes $A_1 - A_2$ et $AlK - AlNa$.
- Figure 62 - Complexe du Col de Montjoie : diagramme $QF - BF$.
- Figure 63 - Les gneiss biotitiques fins du complexe du Col de Montjoie : comparaison sur les diagrammes QF et $AlK - AlNa$ avec des faciès ressemblants.
- Figure 64 - Granodiorites du Colomban : diagramme $QF - BF$.
- Figure 65 - Granodiorites du Colomban et leptynites du complexe du Col de Montjoie : évolution du rapport K_2O/Na_2O en fonction de la différenciation.
- Figure 66 - Les granitoïdes "sodiques" : diagramme $QF - BF$.
- Figure 67 - Les granitoïdes "sodiques" : diagramme $K/Rb - Rb$.
- Figure 68 - Les granitoïdes potassiques dans la classification de STRECKEISEN.
- Figure 69 - Granitoïdes potassiques : diagramme $QF - BF$.
- Figure 70 - Granitoïdes potassiques : diagrammes $IS - éléments majeurs$.
- Figure 70 - (suite).
- Figure 71 - Granitoïdes potassiques : étude des éléments incompatibles.
- Figure 72 - Granitoïdes potassiques : diagrammes $\log Rb/Sr - \log Sr$ et $1/Sr - 1/Rb$.
- Figure 73 - Isochrone $Rb - Sr$ du complexe granitoïde de la Lauzière.
- Figure 74 - "Isochrone" $Rb - Sr$ du complexe du Col de Montjoie.
- Figure 75 - "Isochrone" $Rb - Sr$ des monzosyénites du Lac de la Grande Léchère.
- Figure 76 - Les traits structuraux de la Série Verte supérieure.
- Figure 77 - Carte schématique montrant les relations entre foliation et schistosité principale dans les séries du Col de Montjoie et de la Montagne des Plans.

- Figure 78 - Schéma montrant à différentes échelles les relations entre les directions de fracturation N 30 et N 60° E.
- Figure 79 - Système de fracturation dans le secteur du Prény - Lac de la Grande Léchère.
- Figure 80 - Relations des monzosyérites et des schistes cristallins au Sud de la faille de Fond de France.
- Figure 81 - Carte de la fracturation du massif de la Lauzière.
- Figure 82 - Fragment interprété de photo aérienne.
- Figure 83 - Carte schématique du complexe granitoïde de la Lauzière.
- Figure 84 - Relations entre les fractures N 30 et N 60° E.
- Figure 85 - Bloc-diagramme schématisant le jeu visible de la faille de Fond de France.
- Figure 86 - Schéma expliquant la création d'ouvertures selon les directions RD.
- Figure 87 - Système de fracturation au temps 1.
- Figure 88 - Schéma de mise en place du complexe granitoïde de la Lauzière lors de la phase de création.
- Figure 89 - Les sédiments dans le Synclinal Médian.
- Figure 90 - Système de fracturation au temps 2.
- Figure 91 - Rotation des fractures TII et R'DII dans le mouvement dextre persistant.
- Figure 92 - Redressement des structures dans le rameau interne de Belledonne ...
- Figure 93 - Principe de la déviation et de la répartition des contraintes maximales.
- Figure 94 - Carte schématique res ituant les différents ensembles d'Y. SIMEON (1979) dans le massif de la Lauzière.
- Tableaux 4 et 5 - Corrélations Grandes Rousses - Lauzière.
- Figure 95 - Muscovite tardive dans les gneiss biotitiques fins du complexe du Col de Montjoie.
- Figure 96 - Essai de mise en évidence des phénomènes de migration centrifuge du potassium à partir du complexe granitoïde.
- Figure 97 - Coupe schématique illustrant les relations entre les séries anciennes avant l'évènement tectonométamorphique principal les ayant affectées.
- Figure 98 - Les granitoïdes étudiés dans le diagramme QF - BF.
- Figure 99 - Granitoïdes "sodiques" : diagrammes SiO₂ - K₂O et SiO₂ - CaO.
- Figure 100 - Lignées de différenciation des associations de type Lauzière, 7 Laux et Vallorcine dans le diagramme K/Rb - Rb.

- Figure 101 - Les associations de type Vallorcine et Lauzière dans le diagramme $\log \text{Rb/Sr} - \log \text{Sr}$.
- Tableau 6 - Caractères des différentes associations granitiques.
- Figure 102 - Variations des teneurs en U et Th sur une coupe à travers le granite de Vallorcine ...
- Figure 103 - Lame mince et autoradiographie correspondante d'un échantillon minéralisé du granite de Vallorcine.
- Figure 104 - Lame mince et autoradiographie correspondante d'un échantillon de microgranite minéralisé ...
- Figure 105 - Granite de Beaufort mylonitisé ... : oxydes formant une gaine autour d'une veine de calcite.
- Tableau 7 - Teneurs en U et Th des différents faciès du complexe du Col de Montjoie .
- Figure 106 - Corrélations U - (SiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 , CaO , Na_2O , MgO , TiO_2) dans le complexe granitoïde de la Lauzière.
- Figure 107 - Corrélations Th - (SiO_2 , K_2O , Fe_2O_3) dans le complexe granitoïde de la Lauzière et dans les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère.
- Figure 108 - Corrélation U - Th dans le complexe granitoïde de la Lauzière et dans les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère.
- Figure 109 - Lames minces et autoradiographies correspondantes des faciès granitiques du complexe granitoïde de la Lauzière.
- Figure 110 - Section polie de minéralisation liée aux monzosyérites du Lac de la Grande Léchère.
- Figure 111 - Pechblende de la Lauzière dans le diagramme $\text{UO}_2, \text{x} - \text{ao}$.

Cartes hors-texte :

- Carte géologique Chamonix 1-2 1/25 000
- Carte géologique simplifiée du granite de Beaufort (échelle 1/10 000)
- Carte géologique du granite de Beaufort (1/5 000)
- Carte géologique simplifiée du massif de la Lauzière (1/50 000).

RESUME

Cette étude porte sur trois secteurs des massifs cristallins externes des Alpes Françaises : les secteurs de Vallorcine (massif des Aiguilles Rouges), de Beaufort et de la Lauzière (massif de Belledonne).

Ils présentent tous trois la particularité de renfermer des indices d'uranium, en liaison au moins spatiale avec des intrusions granitiques. Aussi le problème des granitisations a-t'il constitué le fil directeur de cette étude, même si leur rôle s'est révélé moins important que prévu pour la formation des concentrations uranifères.

Le granite de Vallorcine est intrusif dans une série polymétamorphique ancienne (infracambrienne ou paléozoïque inférieure), d'origine volcanosédimentaire : la série des Aiguilles Rouges.

Son âge n'est pas connu avec certitude, mais pourrait être namurien. De caractères pétrographiques assez constants, il présente un chimisme de monzogranite alumineux.

Le granite de Beaufort est intrusif dans une série migmatitique peu connue, prolongeant probablement vers le Nord le groupe de St Rémy (infracambrien ou paléozoïque inférieur). Il n'est pas daté radiométriquement, mais pourrait présenter un âge namurien, comme le granite des 7 Laux (datation BRGM, inédite) auquel il est comparable en tous points.

Plusieurs générations de granites ont été distinguées dans le massif de la Lauzière.

- La première correspond à des granites orthogneissifiés (complexe du Col de Montjoie), dont la mise en place est contemporaine du dépôt des séries les plus anciennes (série de la Montagne des Plans-gneiss de Pussy Plan du Col, série du Bois des Ravères-groupe de St Rémy), d'âge infracambrien ou paléozoïque inférieur, et qui ont été métamorphisés avec ces dernières au Briovérien ou au Calédonien.

Ils constituent donc l'un des termes d'un vaste complexe plutonovolcanosédimentaire développé à l'échelle des massifs cristallins externes.

- La deuxième génération correspond à une lignée à tendance calcoalcaline, dont les termes les plus représentés sont granodioritiques et monzogranitiques. Elle comprend le granite d'Epierre-7 Laux, les granodiorites du Colombar et les granitoïdes de Champoudru- Les Chavannes.

Son âge est namurien (âge du granite des 7 Laux, BRGM inédit).

- La troisième génération correspond à une lignée subalcaline potassique, très différenciée depuis des termes monzosyéénitiques (monzosyéénites du Lac de la Grande Léchère, complexe granitoïde de la Lauzière pro parte) jusqu'à des

termes granitiques (complexe granitoïde de la Lauzière pro parte). Son âge, déterminé par la méthode Rb -Sr, est très récent (permotriasique).

Du point de vue métallogénique, il semble qu'une grande partie du stock initial d'uranium provienne, dans les trois secteurs étudiés, des séries métamorphiques encaissant les granitoïdes.

Ceux-ci ne présentent pas, en effet, les caractères de granites fertiles. Les indices franchement intragranitiques sont rares dans le granite de Vallorcine, plus nombreux mais peu importants dans le complexe granitoïde de la Lauzière. Ils sont plus intéressants dans le granite de Beaufort, où les concentrations sont liées à des phénomènes de paléoaaltération.

Le rôle des granites n'est toutefois pas négligeable, même s'il apparaît souvent indirect. Ils ont pu en effet se contaminer en uranium lors de leur mise en place (monzosyénites du Lac de la Grande Léchère). Ils ont permis d'autre part la mise en circulation d'un système hydrothermal, transportant l'uranium et le déposant dans des pièges mécaniques ou physicochimiques.

Quoiqu'il en soit, l'histoire des minéralisations est complexe, en raison de la pluralité de sources d'uranium et de l'existence de plusieurs phases de remaniement, tardihercynienne(s) et alpine(s). Le contrôle structural s'avère toujours d'une importance primordiale.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

- A - Buts de l'étude

- B - Situation géographique et aperçu morphologique des secteurs étudiés

- C - Cadre géologique des secteurs étudiés ;
brève synthèse des travaux antérieurs

- D - Moyens d'étude

CHAPITRE I : INTRODUCTION

A - BUTS DE L'ETUDE

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une convention université-entreprise passée entre l'UER Sciences de la Terre de l'U. S. M. G. I et la Société MINATOME, spécialisée dans la prospection des minerais radioactifs.

Cette société nous a confié l'étude de trois secteurs des Alpes françaises, les secteurs de Vallorcine, de Beaufort et de la Lauzière, situés dans les massifs cristallins externes. Ils présentent la particularité de receler des indices uranifères qui, à priori, paraissaient contrôlés par des granites. Cette liaison s'étant avérée moins étroite que prévu, nous avons été amenés à déborder de l'étude des seuls granites, dont le rôle minéralisateur est apparu souvent discutable.

Précisons enfin que le travail qui nous était confié portait en premier lieu sur l'établissement de la cartographie et l'étude pétrologique et géochimique des granites. Ce n'est qu'accessoirement qu'a été abordé le problème des minéralisations uranifères, d'autant que nous ne disposions pas du matériel de laboratoire adapté à leur étude approfondie.

B - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET APERCU MORPHOLOGIQUE DES SECTEURS ETUDIES (Figure 1)

Les trois secteurs étudiés sont inclus dans trois permis de recherche demandés par la Société Minatome. Ce sont du Nord au Sud :

Figure 1- Cadre géographique et géologique des secteurs étudiés

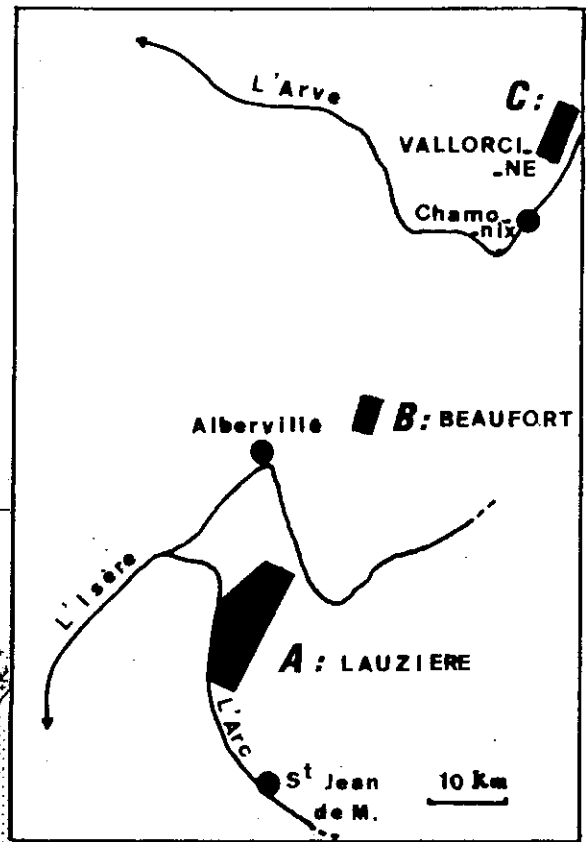
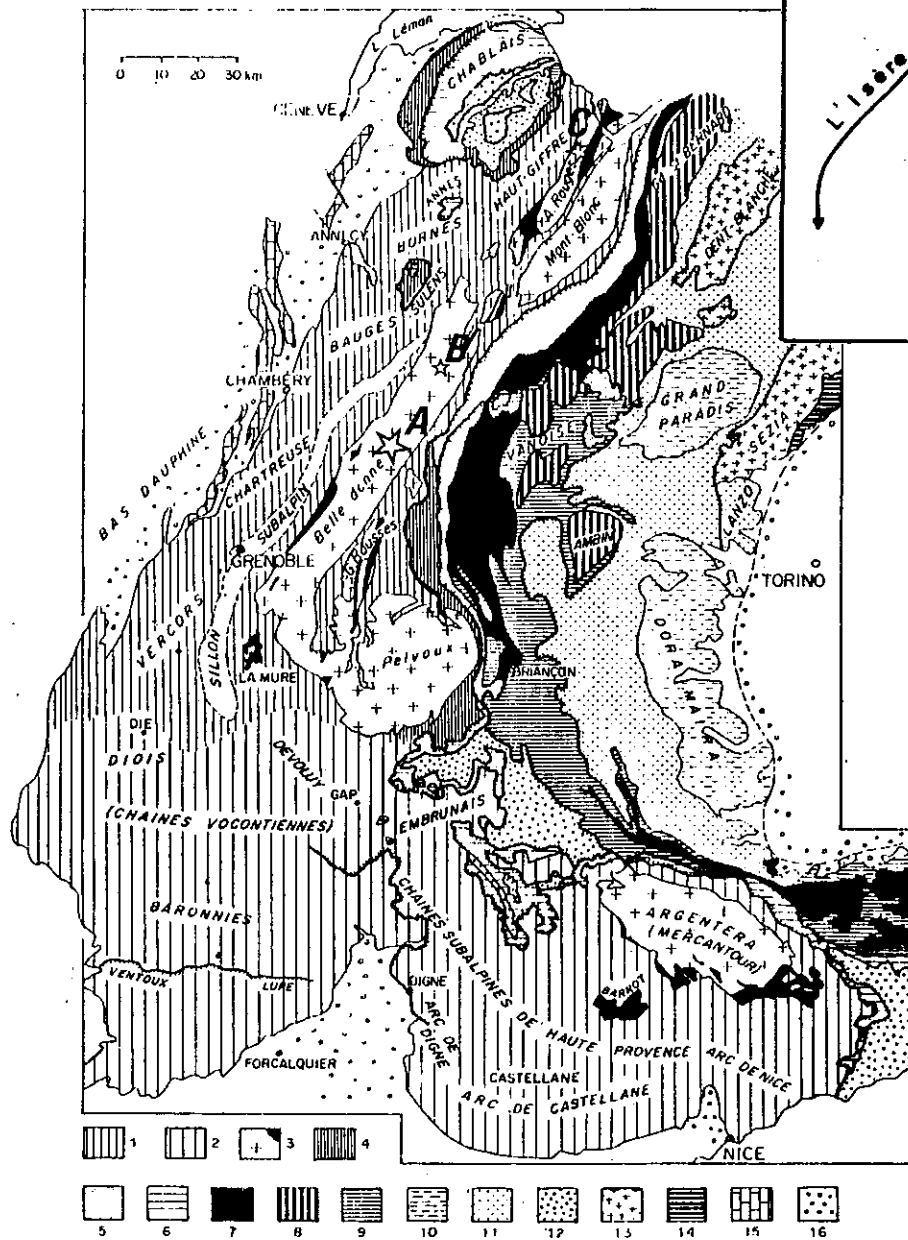


Schéma structural simplifié des Alpes franco-italiennes.

- 1. Chaines subalpines septentrionales. - 2. Chaines subalpines méridionales. - 3. Massifs cristallins externes et bassins permo-houillers. - 4. Zone ultradauphinoise. - 5. Zone valaisane. - 6. Zone subbriançonnaise. - 7. Zone houillère briançonnaise. - 8. Zone Vanoise-Mt Pourri (Permo-Houiller briançonnais métamorphique). - 9. Mésozoïque briançonnais. - 10. Massifs cristallins internes piémontais. - 11. Zone des schistes lustres piémontais. - 12. Nappes de Flyschs néocrétacés (Flysch à Helminthoides, Flysch de la Simme s.l). - 13. Zone Susia-Dent Blanche. - 14. Zones du Canavèse et d'Ivrée. - 15. Jura. - 16. Bassins molassiques péni-alpins.

- le permis de Vallorcine dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie) ;
- le permis de Bersend dans le massif de Belledonne (Savoie) ;
- le permis de la Lauzière dans le massif de Belledonne (Savoie).

Précisons d'abord un point de terminologie.

Si le massif des Aiguilles Rouges est une entité bien définie, il n'en n'est pas de même du massif de Belledonne. Pour les géographes, il est limité au Sud par la vallée de la Romanche, et au Nord par celle de l'Arc. Pour les géologues, il s'étend de la vallée du Drac au Sud, à la région de Megève au Nord. C'est cette dernière définition que nous retiendrons. Quant aux termes de massif du Beaufortin et de massif de la Lauzière, bien qu'ils ne désignent que des sous-ensembles sans individualité très nette, nous les utiliserons car ils sont consacrés par l'usage.

B-1 Le secteur de Vallorcine (Figure 2)

Vallorcine se situe sur la route de Chamonix à Martigny, à 3 kilomètres de la frontière francosuisse. Le secteur cartographié, correspondant au granite de Vallorcine (partie française) et à son encaissant, est approximativement centré sur cette commune (carte Chamonix 1-2 1/25 000). Il appartient presque entièrement au bassin versant de l'Eau Noire. Seule son extrémité méridionale appartient au bassin de l'Arve, qui prend sa source au col de Balme dans une zone d'alpages. Cette dépression correspond à des terrains sédimentaires tendres (zone de Chamonix) ; elle se poursuit plus au Sud par la vallée de Chamonix et sépare le massif des Aiguilles Rouges de celui du Mont Blanc.

Du point de vue morphologique, les versants de la vallée de l'Eau Noire, entaillés par les glaciers dans des formations relativement dures, sont assez escarpés. Un épaulement vers 2000 m d'altitude, correspondant à un stade ancien de glaciation (chalets de Loria, lacs de la Remua et lacs Chéserys) offre, lorsqu'il n'est pas empâté par des moraines, de bons affleurements (polis). Quelques thalwegs pénètrent profondément dans le massif en rive gauche de l'Eau Noire, offrant des coupes d'accès facile (torrents de Bérard, de Tré les Eaux et de Barberine).

B-2 Le secteur de Beaufort

Beaufort est situé dans la vallée du Doron de Beaufort, torrent drainant le massif du Beaufortin et se jetant dans l'Isère près d'Albertville. Nous

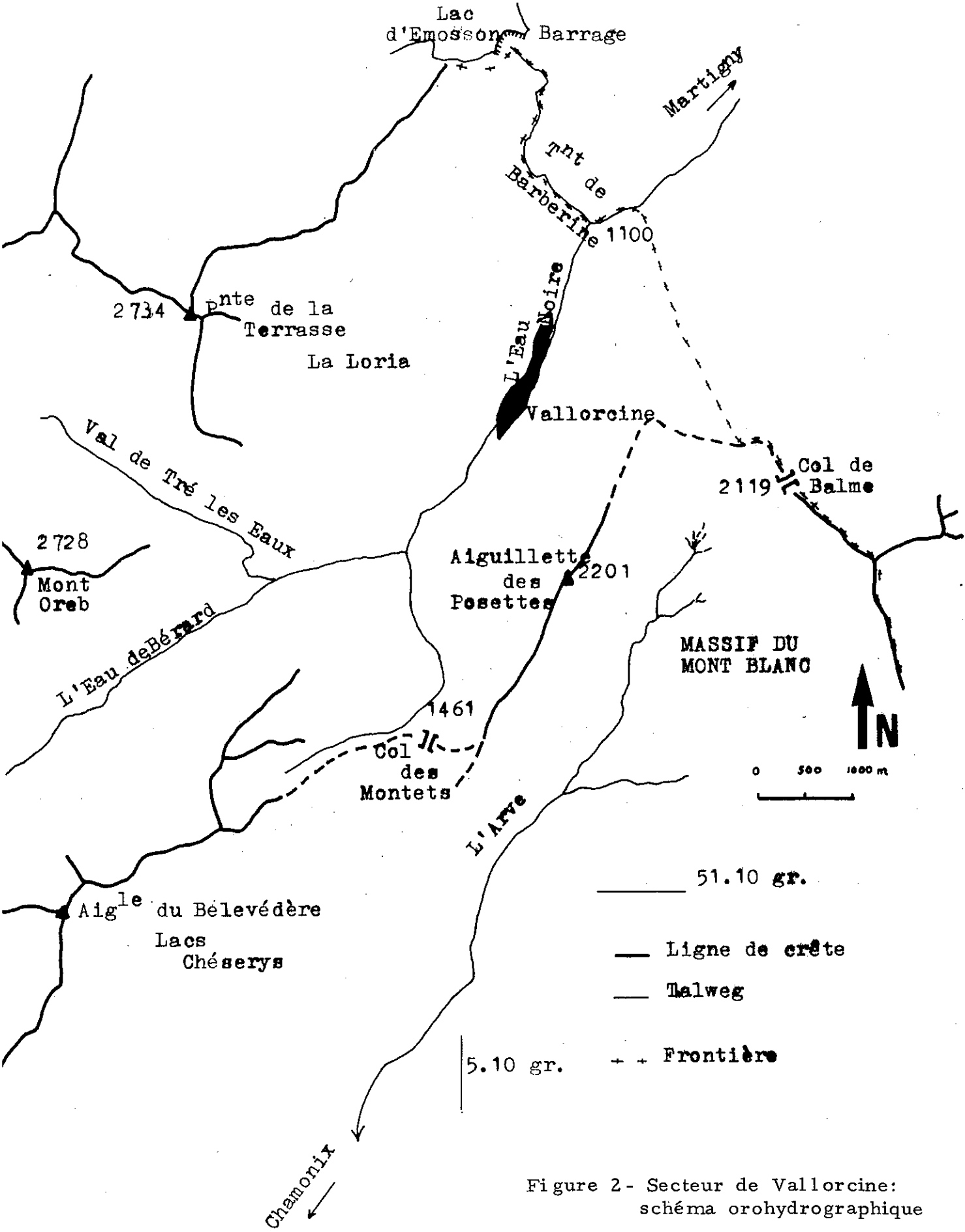


Figure 2- Secteur de Vallorcine: schéma orohydrographique

nous sommes intéressés à un petit pointement granitique (granite de Beaufort), émergeant d'une couverture très épaisse, en amont de Beaufort. Ce verrou glaciaire est entaillé par le Doron, dont la gorge abrupte offre d'excellents affleurements (défilé d'Entreroches).

B-3 Le secteur de la Lauzière (Figure 3)

L'étude de ce secteur constitue la partie essentielle de notre travail. Le massif de la Lauzière est situé entre la vallée de l'Arc, au Sud, et la vallée de l'Isère, au Nord. Il est formé d'une ligne de crête d'orientation N 30° E culminant au Grand Pic de la Lauzière (2829 m). Cette crête présente une morphologie vigoureuse, car elle est constituée de roches granitiques, du moins dans sa partie septentrionale. Au Sud, elle est recoupée au niveau du sommet du Grand Mas par un accident d'orientation N 60° E (Faille de Fond de France), au Sud duquel le relief est plutôt guidé par la fracturation, particulièrement dense et approximativement méridienne.

Le massif de la Lauzière est limité à l'Ouest par une grande dépression (col et torrent de Basmont) correspondant à un accident alpin majeur pinçant localement des terrains sédimentaires : le Synclinal Médian. Le versant occidental est difficile d'accès. La dénivellation est en effet importante entre la vallée de l'Arc (vers 400 m d'altitude) et la ligne de crête (supérieure à 2000 m), et les voies d'accès sont rares à travers une végétation souvent très dense. La morphologie de ce versant résulte de l'interférence de la lithologie et des phénomènes de glaciation. Le granite d'Epierre affleure assez bien dans la vallée de l'Arc, tandis que les terrains schisteux (Série Verte supérieure) donnent des reliefs mous, parfois empâtés par des moraines, mais sont aussi profondément entaillés par des thalwegs. A plus haute altitude affleurent des terrains granitiques et "granito-gneissiques" ressortant bien dans la topographie. L'empreinte glaciaire est nette, donnant une morphologie en crêtes et en cirques. Les crêtes constituent de très bonnes coupes. Les cirques sont colmatés par des moraines souvent essentiellement pierreuses (glaciers rocheux). Leur morphologie est très caractéristique, avec des bourrelets frontaux emboîtés retenant de petits lacs.

A l'Est, le massif de la Lauzière est limité par une grande dépression creusée dans des terrains liasiques. Cette dépression correspond à la vallée du Bugeon (versant Maurienne), au col de la Madeleine et à la vallée de l'Eau Rousse (versant Tarentaise). Elle est empâtée par des moraines de fond (surtout dans la vallée du Bugeon) donnant parfois des formes d'érosion spectaculaires (cheminées des fées, en aval de Saint François Longchamp). Le versant oriental est moins raide que le versant occidental, et la végétation y est surtout beaucoup moins dense. Aussi est-il d'accès

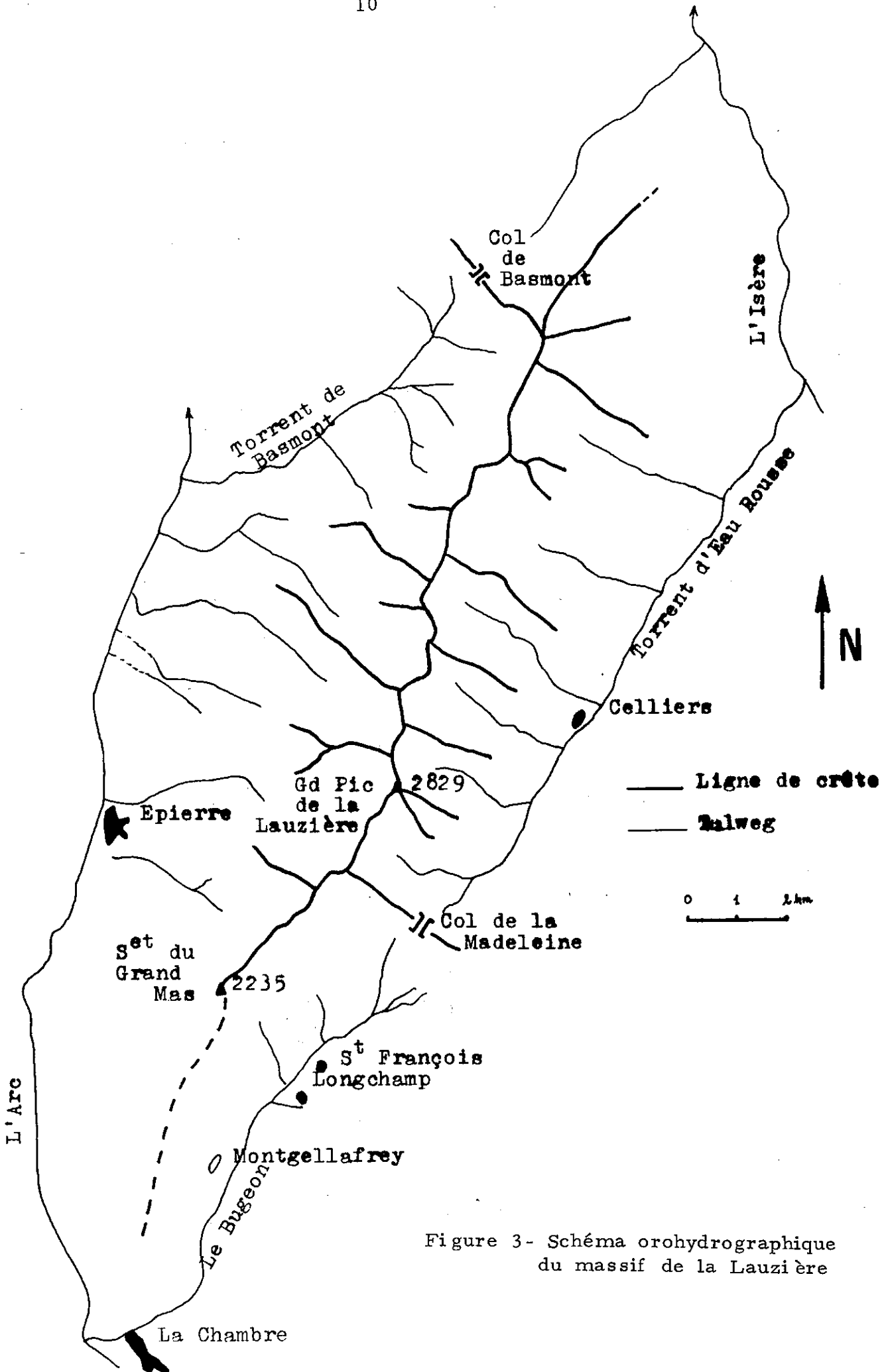


Figure 3- Schéma orohydrographique du massif de la Lauzière

plus facile, d'autant qu'il est parcouru par quelques routes carrossables (piste de Saint François à Montgellafrey au Sud du col de la Madeleine, routes des paravalanches de Celliers et de Lacha au Nord). Ce versant est aussi plus découpé, surtout au Nord, avec de grands thalwegs entaillés dans des terrains gneissiques et isolant des lignes de crête d'accès facile. Vers le sommet, dans les formations granitiques, on retrouve une morphologie glaciaire typique avec ses formes d'érosion et d'accumulation. Un petit glacier résiduel se déversant vers le Nord (glacier de Celliers) constitue une relique des glaciations quaternaires qui ont modelé le relief.

C - CADRE GEOLOGIQUE DES SECTEURS ETUDIÉS ; BREVE SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTERIEURS

Du point de vue géologique, les trois secteurs étudiés appartiennent aux massifs cristallins externes, qui jalonnent la bordure occidentale de l'arc alpin. Ces massifs sont du Sud au Nord :

- Argentera-Mercantour
- Ecrins-Pelvoux
- Grandes Rousses
- Belledonne
- Mont Blanc-Aiguilles Rouges
- Aar-Gothard.

Nous allons brièvement résumer ici les caractères géologiques des massifs qui nous intéressent plus particulièrement :

- le massif des Grandes Rousses, bien que nous ne l'ayons pas étudié, présente en effet des analogies frappantes avec le massif de la Lauzière ;
- le massif de Belledonne qui comprend les secteurs de la Lauzière et de Beaufort ;
- le massif des Aiguilles Rouges dans lequel se situe le granite de Vallorcine (et le massif du Mont Blanc situé à la même latitude dans l'édifice alpin).

C-1 Le massif des Grandes Rousses

Il est constitué essentiellement, pour L. GIORGI (1979), d'un complexe volcano-sédimentaire métamorphique, formant une vaste structure plissée couchée vers le NW. La symétrie des deux flancs est, hélas, partiellement masquée par une formation reposant à l'Est en apparente discordance sur le complexe volcanosédimentaire, et donc à priori postérieure : la série de la Haute Sarenne (micaschistes). Le granite du Rochail, situé au SW, recoupe enfin cette structure.

La coupe la plus complète est celle du versant occidental, que L. GIORGI résume ainsi : "le complexe volcanosédimentaire débute par les gneiss de Bourg d'Oisans qui dérivent d'une ancienne formation sédimentaire pélitograuwaackeuse à intercalations de volcanites basiques. Viennent ensuite les schistes d'Huez-Vaujany qui sont d'anciens sédiments argilopélitiques, paléontologiquement datés du Cambrien, au sein desquels s'intercallent des volcanites basiques, un banc de calcaire et des niveaux détritiques. Immédiatement après viennent les unités de l'Alpetta et du lac Blanc qui sont stratigraphiquement équivalentes. Elles sont constituées de faciès à mégacristsaux de feldspath alcalin, de métagrauwaackes et de métavolcanites acides. Ces dernières sont contemporaines d'un sill de granite, intrusif dans la plupart des faciès et subvolcanique, ultérieurement replissé (granites de la Fare et de Roche Noire)".

L'évènement tectonométamorphique majeur, qui a affecté l'ensemble de cette série monocyclique d'âge paléozoïque inférieur, est antérieur à l'intrusion du granite du Rochail. Il correspond à un métamorphisme de stade moyen à sa base (620 à 700 °C, P indéterminée) et faible à son sommet (400 à 550 °C, P indéterminée). Il est également à l'origine de la structure isoclinale, dessinant à grande échelle une synforme ou une antiforme (plutôt une synforme pour L. GIORGI).

Cet évènement est postérieur au Paléozoïque inférieur et antérieur au Carbonifère. Il est peut-être dévonien.

Les micaschistes de la Haute Sarenne quant à eux semblent discordants sur l'ensemble précédent, qui aurait joué le rôle de socle. L'âge de leur dépôt et celui de leur métamorphisme, faible, ne sont pas connus (Viséen?).

Enfin, le granite du Rochail est daté du Namurien.

La coupe suivante, très schématique, résume ces considérations (Figure 4).

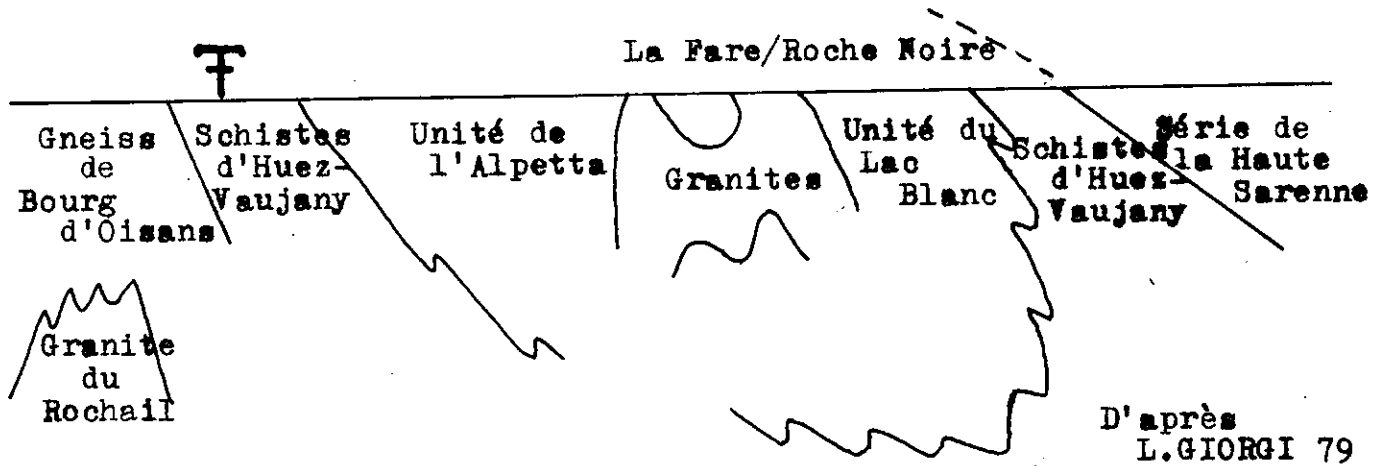


Figure 4- Coupe schématique du massif
des Grandes Rousses

C-2 Le massif de Belledonne

Il est constitué de 2 grands ensembles, lithologiquement très différents, séparés par un grand accident de socle pinçant des terrains sédimentaires mésozoïques : le Synclinal Médian:

- à l'Ouest le rameau externe, formé d'une série très compréhensive : la Série Satinée de P. et C. BORDET ;
- à l'Est, le rameau interne beaucoup plus différencié.

Il semble illusoire et prématuré de présenter un schéma géologique définitif de ce massif. Les conclusions des différents auteurs diffèrent en effet de façon parfois assez fondamentale. Aussi préférons nous résumer brièvement les principaux travaux, les uns de caractère synthétique (P. et C. BORDET, F. CARME), les autres plus descriptifs et moins interprétatifs (thèses de Y. GROS, Y. SIMEON, D. GASQUET).

Le massif de Belledonne est séparé de celui des Grandes Rousses par un grand accident décrochant, l'accident d'Ornon - Pré Gentil - Col du Sabot - La Grande Maison. Aussi se pose le problème des relations entre les différentes unités de ces deux massifs, relations qui devraient être mieux appréhendées après la thèse de J.L. VERJAT (en cours) portant sur le secteur -charnière.

C-2-1 Conceptions de P. et C. BORDET

Ils ont, les premiers, présenté un schéma synthétique cohérent à l'échelle du massif, qu'ils ont par la suite étendu aux massifs limitrophes. Leurs conclusions ont été reprises par différents auteurs.

P. et C. BORDET distinguent 3 ensembles dans le massif de Belledonne, auxquels ils accordent une valeur stratigraphique, de bas en haut :

- la Série Brune constituée de micaschistes et de gneiss à lits d'amphibolite ;
- la Série Verte caractérisée à sa base par l'abondance de niveaux amphiboliques et se terminant par des schistes verts (Série Verte supérieure) ;
- la Série Satinée formée de schistes et de micaschistes sériciteux ; elle constitue le rameau externe mais se retrouve aussi dans le rameau interne (Série Satinée interne) où elle est séparée de la Série Verte par un horizon conglomératique discontinu.

La Série Brune constitue peut-être un socle vis à vis des deux autres. Elle n'existe en tous cas que dans le Sud du massif. Les Séries Verte et Satinée correspondent à un cycle volcanodétritique "hercynotype" (C. E. EHRSTROM - P. LE FORT, 1971) débutant par un volcanisme basique (Série Verte dévonienne ?) et s'achevant par une sédimentation de type flysch (Série Satinée dinantienne ?). Les conglomérats entre les deux séries souligneraient une discordance correspondant à la phase bretonne.

Les Séries Verte et Satinée sont métamorphosées au cours de l'évènement tectonométamorphique majeur d'âge hercynien. Elles acquièrent une structure isoclinale. La mise en place des granites est contemporaine de cet évènement. Il s'agit de plutons syntectoniques qui occupent le cœur de grandes structures antiformes migmatitisées. Ces granites sont de deux types :

- les granites de la Série Satinée encaissés par la Série Satinée migmatitique (7 Laux - Beaufort) ;
- les granites de la Série Verte encaissés par la Série Verte migmatitique (Outray - St Colomban - Pointe des Aveugles = Lauzière).

C-2-2 Conceptions de F. CARME

Ce schéma, présenté à partir de 1965, diffère totalement des schémas jusqu'alors classiques de P. et C. BORDET. On voit en effet apparaître, outre les formations hercyniennes, des formations anciennes d'âge peut être précambrien. Ce socle, comparable, pour F. CARME au noyau des Ecrins-Pelvoux et à la série des Aiguilles Rouges, est désigné sous le terme de complexe de Belledonne. Il comprend du bas vers le haut :

- la Série Verte inférieure et moyenne de P. et C. BORDET (Briovérien inférieur ?) ;
- la Série Brune et la Série Satinée (laquelle est l'équivalent entièrement rétro-morphosé de la première) (Briovérien supérieur ?).

En discordance sur ce socle repose un complexe (spilite-kératophyre-flysch) d'âge peut-être dévonodinantien. La discordance (cadomienne ?) est jalonnée par des brèches volcaniques et des conglomérats. La Série Verte supérieure est un des termes de ce complexe, surtout développé dans le Sud du massif (Taillefer).

La granitisation est un phénomène complexe s'effectuant en plusieurs temps :

- les premiers granites sont contemporains d'une phase de plissement E.NE. (antéhercynienne ou bretonne) ; des granites se mettent en place avec des migmatites à cordiérite moins évoluées (anatexites d'Allemont) ;
- une nouvelle phase de plissement isoclinal N.NW désolidarise le complexe de Belledonne de son soubassement de migmatites et de granites syntectoniques.

Simultanément, une granitisation diffuse, métasomatique, cicatrise les zones tectonisées ; elle correspond au granite de Saint Colomban - Lauzière et au granite d'Outray dans le Beaufortin. Ce dernier granite étant intrusif dans la Série Verte supérieure, cette phase de granitisation serait postdévonienne ;

- le granite de la Lauzière semble ultérieur dans ce schéma.

La coupe suivante (Figure 5), très simplifiée, à travers le massif de la Lauzière (rameau interne de Belledonne) permet de bien montrer les divergences fondamentales entre les conceptions de P. et C. BORDET et de F. CARME.

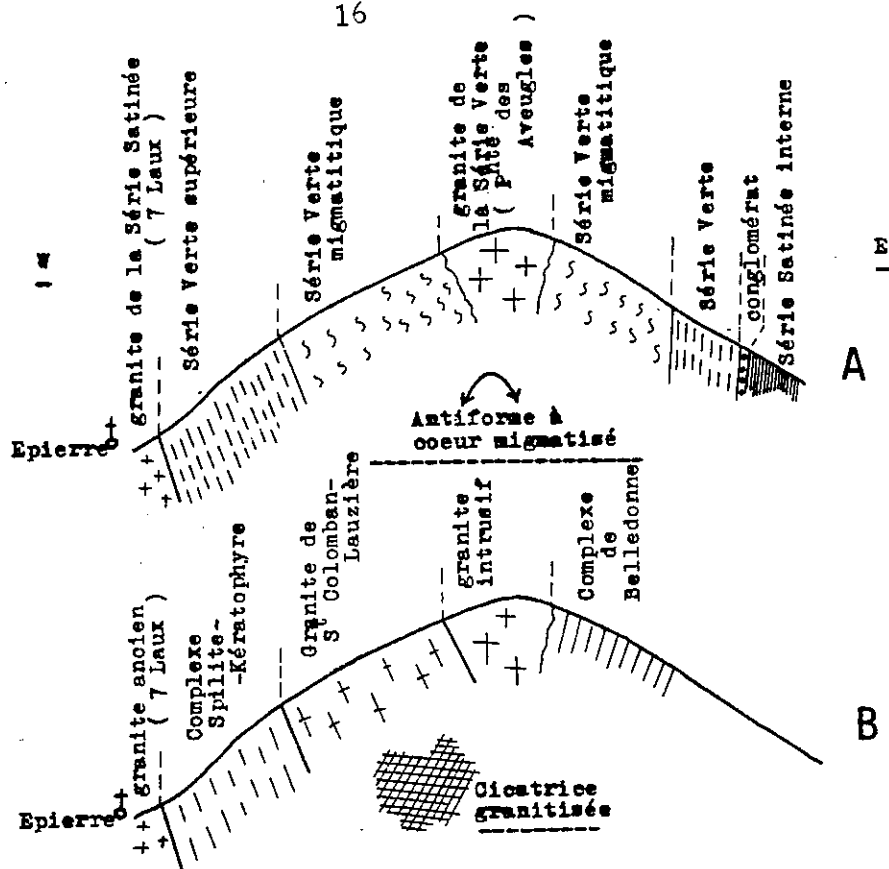


Figure 5- Coupes interprétatives établies:

- A: d'après les travaux de P. et C. BORDET
- B: d'après les travaux de F. CARMÉ

C-2-3 Les travaux de D. GASQUET, Y. SIMEON, Y. GROS

Les thèses de D. GASQUET (1979) et Y. SIMEON (1979) enserrent au Sud et au Nord le massif de la Lauzière. La thèse d'Y. GROS (1974) couvre le massif du Beaufortin plus au Nord, dans lequel se situe le granite de Beaufort. Les 3 ouvrages constituent donc pour nous des maillons très intéressants, auxquels nous ferons souvent référence, et nous allons succinctement exposer leurs conclusions.

a) Thèse de D. GASQUET

Les terrains les plus anciens (groupe de Saint Rémy) sont des gneiss hétérogènes, plus ou moins migmatisés, d'origine volcano-sédimentaire et volcanique (grauwackes et niveaux volcaniques basiques). Ils ont été affectés par un métamorphisme de stade moyen accompagné d'une migmatisation. Cet évènement est, pour

D. GASQUET, briovérien ou dévonien. La Série Verte supérieure (complexe spilite-kératophyre) repose en discordance sur cet ensemble (âge dévonodinantien ?). La granitisation s'est effectuée en deux temps :

- tout d'abord mise en place des granitogneiss plus ou moins amphiboliques et des granitogneiss porphyroïdes du complexe de Saint Colomban ;
- intrusion du granite des 7 Laux (âge 320 Ma ?).

La Série Satinée (rameau externe de Belledonne), affleurant à l'Ouest de cet ensemble, en est séparée par le Synclinal Médian. D. GASQUET ne peut pas proposer un âge pour cette série, qui peut être briovérienne (selon F. CARME), dinantienne (selon P. et C. BORDET) ou autre (?).

b) Thèse d'Y. SIMEON

Les gneiss du Pussy-Plan du Col présentent à la fois des affinités sédimentaires et magmatiques. Comme les gneiss du groupe de Saint Rémy auxquels il semble logique de les rattacher, ils ont été affectés par un métamorphisme de stade moyen. Ce "socle" est recoupé par le granite intrusif de la Lauzière. Il est en contact tectonique, à l'Ouest, avec la Série Verte supérieure dévonodinantienne et, à l'Est, avec les micaschistes de Feissons sur Isère (Série Satinée interne de P. et C. BORDET), qui correspondent à une ancienne série grauwackeuse différente de la Série Satinée occidentale. L'âge relatif de cette formation par rapport aux autres est inconnu.

A l'Ouest du Synclinal Médian, on retrouve la Série Satinée, d'âge également indéterminable dans ce secteur.

c) Thèse d'Y. GROS

Le complexe leptynoamphibolique prolonge vers le Nord les gneiss de Pussy Plan du Col d'Y. SIMEON, tandis que le complexe blastomylonitique est dans le prolongement des micaschistes de Feissons sur Isère. Les deux formations sont ici encore en contact tectonique. Toutefois, le complexe leptynoamphibolique, structuralement plus simple, semble postérieur au complexe blastomylonitique. Le granite de Beaufort, qui constitue l'extrémité occidentale décrochée du granite des 7 Laux, est, pour Y. GROS comme pour F. CARME, un vieux granite syntectonique. La Série Verte se dépose ensuite au Dévonodinantien. Elle est recoupée par les granites plus récents du Roc Blanc et d'Outray. Les coupes schématisées suivantes (Figure 6) résument les conceptions de ces trois auteurs.

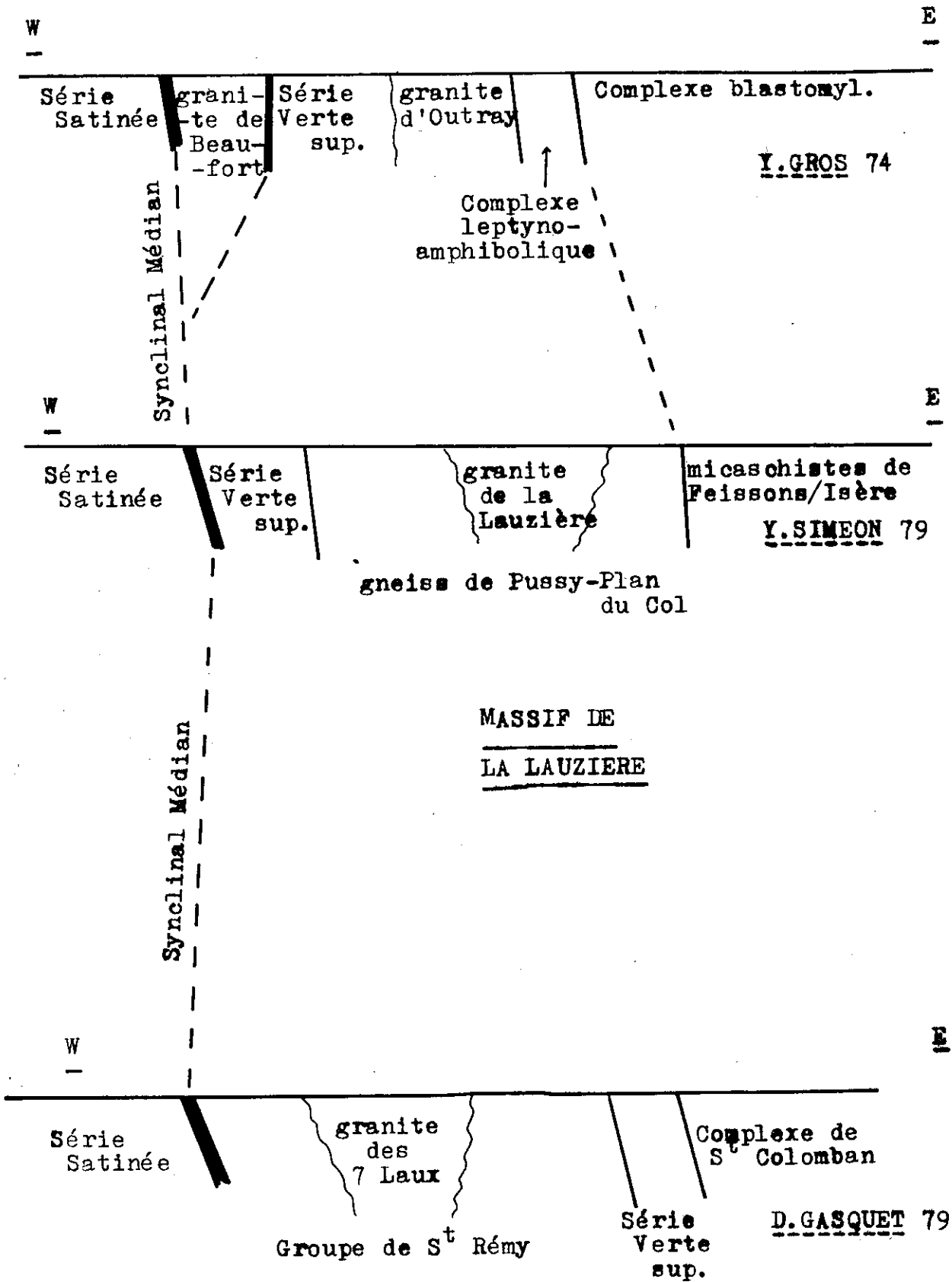


Figure 6- Coupes schématiques interprétatives tirées des travaux de Y. GROS, Y. SIMEON et D. GASQUET

C-3 Les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges

Les relations de ces deux massifs avec le massif de Belledonne sont masquées par des nappes de charriage alpines. Leur géologie est bien connue depuis longtemps, P. CORBIN et N. OULIANOFF ayant commencé leur cartographie au 1/20 000 dès le début des années 1920. Par la suite, J. BELLIERE (1958) a étudié en détail la partie française du massif des Aiguilles Rouges, D. KRUMMENACHER (1959) sa partie valaisanne et R. LAURENT (1968) son extrémité méridionale. J. VON RAUMER s'est attaché, à partir de ces études régionales, à dégager un schéma synthétique plus général, qu'il a étendu à l'ensemble des massifs cristallins externes (1976).

Le socle des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges est constitué de schistes cristallins d'âge ancien, vraisemblablement précambrien ou paléozoïque inférieur. Il correspondent, dans le secteur que nous avons étudié, à la série des Aiguilles Rouges, terme créé par J. BELLIERE qui les a bien décrits. Ces schistes cristallins témoignent d'un épisode tectonométamorphique ancien, l'anatexie "1" de J. VON RAUMER, correspondant à un stade élevé de métamorphisme et à l'acquisition d'une structure isoclinale. Le style de déformation évolue en fin de cycle de façon plus cassante, donnant des blastomylonites dans des grands couloirs de déformation NE - SW à NNE - SSW (gneiss Chéserys de J. BELLIERE, blastomylonites du glacier du Trient et du Col de la Seigne de J. VON RAUMER).

L'anatexie "1" est, pour J. VON RAUMER, le premier événement déchiffrable dans l'histoire géologique des massifs cristallins externes, à l'exception peut être de Belledonne où les choses sont, comme nous l'avons vu, moins nettes ou tout du moins beaucoup plus controversées.

Au Nord de la série des Aiguilles Rouges, dans le Valais, la série de Fully qu'a étudiée D. KRUMMENACHER semble témoigner d'un épisode tectonométamorphique ultérieur : l'anatexie 2.

Les faciès de cette série, constituée essentiellement de migmatites, d'anatexites à pinite et de granodiorites, se seraient formés pour J. VON RAUMER par anatexie aux dépens du vieux socle de la série des Aiguilles Rouges. Cet événement existerait là encore à l'échelle de tout le cristallin externe et serait à relier au rejeu de grands linéaments "prévarisques" d'orientation N 45° E, ayant provoqué une augmentation de la pression et permis une remobilisation anatectique. Soulignons toutefois que cette hypothèse est sujette à caution ; P. BORDET, D. KRUMMENACHER et P. LE FORT (1965) avaient fait de la série de Fully un socle migmatitique de la série des Aiguilles Rouges, sur la foi

de données radiochronologiques (contestables) et d'arguments structuraux.

Au Sud du Massif des Aiguilles Rouges affleurerait, pour R. LAURENT (1968), des séries différentes, identiques aux Séries Verte et Satinée de Belledonne et donc plus récentes que la série des Aiguilles Rouges. Elles en seraient séparées par un grand accident NNW - SSE se suivant de Montquart (vallée de Chamonix) à Moède.

Les schistes cristallins du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges sont recoupés par des granites hercyniens. Pour J. VON RAUMER, on peut distinguer, d'une part des granites précoces se mettant en place dans le prolongement de l'anatexie 2 (granites de Vallorcine et de Montenvers), d'autre part des granites plus récents (granites du Mont Blanc et du Sud des Aiguilles Rouges : Pormenaz-Montées Pélissier).

Cette distinction est fondée sur la différence de chimisme (granites précoces monzonitiques, granites plus récents calcoalcalins) et sur le gisement de ces granites (granites précoces se calquant sur des linéaments d'orientation N 20° E).

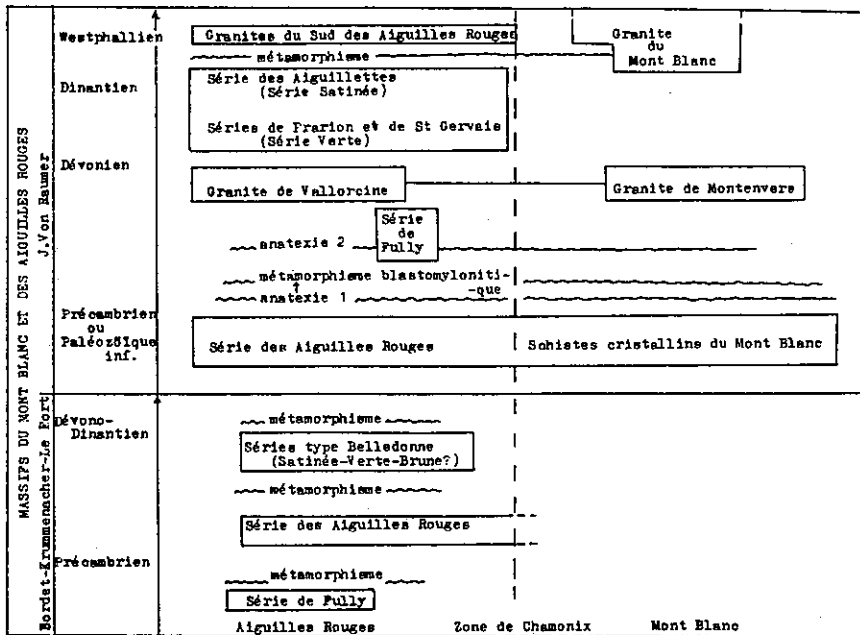
F. CARME a intégré le massif des Aiguilles Rouges dans son schéma établi pour Belledonne. La série des Aiguilles Rouges est pour lui l'équivalent de son complexe de Belledonne. Le granite de Vallorcine est un granite syntectonique ancien contemporain de la formation des anatexites à pinite de Fully. Il est l'équivalent du granite des 7 Laux dans Belledonne. Une bordure leucogranitique à pinite, correspondant à un faciès de cicatrization métasomatique, présente la même signification que les granitogneiss porphyroïdes de Saint Colomban-Lauzière et que le granite d'Outray. Mis à part ce dernier point, son schéma rejoint celui de J. VON RAUMER.

En conclusion de cette présentation, nous proposons un tableau (tableau 1) récapitulatif, d'inspiration uniquement bibliographique, résumant les conceptions des différents auteurs pour les massifs des Grandes Rousses, de Belledonne, du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges.

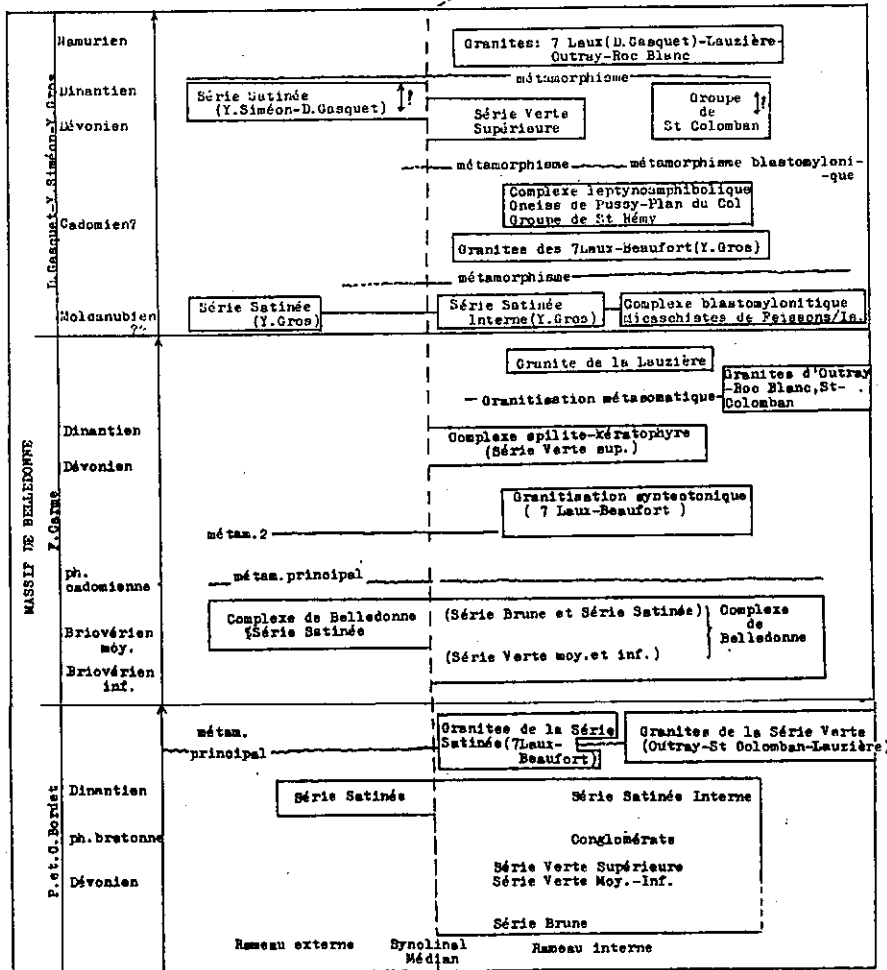
D - MOYENS D'ETUDE

D-1 Cartographie

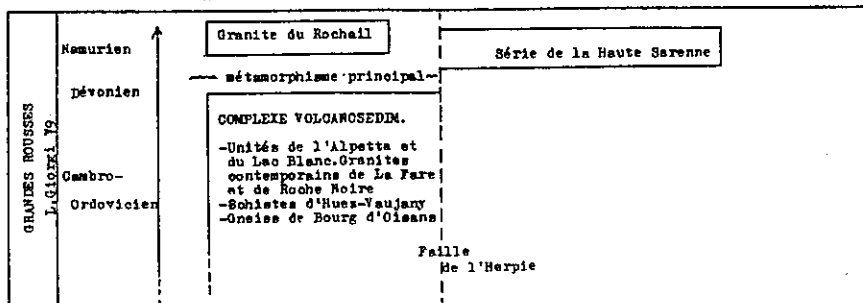
Nous disposons sur les différents secteurs étudiés de fonds



Mappe de charriage



Accident d'Ornon-Pré Gentil-Col du Sabot-Gd-Maison



Synthèse bibliographique: les conceptions de différents auteurs pour les massifs des GRANDES ROUSSES, de BELLEDONNE et des AIGUILLES ROUGES (le symbole †? indique que l'âge relatif de la formation est inconnu pour l'auteur)

topographiques I. G. N. 1/10 000 (agrandissement des cartes au 1/25 000). En outre, sur le secteur de Beaufort, nous avons pu porter nos levés, plus détaillés, sur des cartes au 1/5 000.

Notre travail s'est trouvé grandement facilité par l'utilisation d'un scintillomètre de terrain SPP2 NF. Cet instrument s'est en effet révélé être un excellent outil de cartographie. Il permet d'attribuer une valeur, souvent caractéristique, de la radioactivité pour les différentes formations (mouvement propre). Nous disposions plus rarement d'un spectromètre de terrain Scintrex GAD 6. Cet appareil donne directement sur le terrain les rapports semiquantitatifs U/Th et U/40 K. Les mesures sont hélas ponctuelles (le scintillomètre SPP2 présente le très grand avantage de fonctionner en continu) et le matériel est assez encombrant.

D-2 Etudes de laboratoire

- 175 lames minces ont été effectuées à l'Institut Dolomieu (R. TELMAT)
- 102 échantillons ont été analysés à l'Institut Dolomieu (F. KELLER)

Les éléments majeurs et mineurs ont été dosés par fluorescence X sur spectromètre CGR alpha 2000 automatique : tubes Cr, Mo 50 KV - 50mA.

Les erreurs relatives sur les éléments majeurs sont les suivantes :

$\text{SiO}_2 \pm 0,5 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 \pm 0,6 \%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 \pm 0,2 \%$;

$\text{MgO} \pm 0,3 \%$; $\text{MnO} \pm 0,02 \%$; $\text{CaO} \pm 0,2 \%$; $\text{K}_2\text{O} \pm 0,07 \%$;

$\text{P}_2\text{O}_5 \pm 0,02 \%$; $\text{Na}_2\text{O} \pm 0,7 \%$; $\text{TiO}_2 \pm 0,04 \%$

- Les calculs pétrographiques ont été effectués sur l'ordinateur Wang 2200 de l'Institut Dolomieu. Les tris de minéraux ont été réalisés par liqueurs denses et séparateurs magnétiques à l'Institut Dolomieu (J. COCHET) ;

- Les diagrammes X ont été faits à l'Institut Dolomieu (M. DEMANGEON) sur diffractomètre Philips, amplificateurs et compteurs CGR, équipé d'un monochromateur Lif, anticathode de Cu (40 KV - 20 mA).

- Nous avons pu effectuer un stage de deux semaines au laboratoire de Géochronologie de Clermont-Ferrand (géochronologie Rb - Sr).

Les échantillons, préparés au laboratoire de chimie de Clermont-Ferrand, ont été dosés par absorption atomique et analysés sur spectromètre C. S. F., type S. M. 400 S.

- Des dosages U-Th ont été effectués au laboratoire PCUK de Levallois.
- Les autoradiographies ont été réalisées par M. DENIS au laboratoire MINATOME de Bordeaux.

CHAPITRE II

ETUDE GEOLOGIQUE DU GRANITE DE VALLORCINE
ET DE SON ENCAISSANT

- A - Situation géologique
- B - Etude de l'encaissant du granite de Vallorcine:
La série des Aiguilles Rouges
- C - Le granite de Vallorcine et ses faciès associés
- D - Les faciès mylonitisés de l'accident de la Remua
- E - Etude géochimique
- F - Etude structurale

CHAPITRE II - ETUDE GEOLOGIQUE DU GRANITE DE
VALLORCINE ET DE SON ENCAISSANT

A - SITUATION GEOLOGIQUE (Figure 7)

Le granite de Vallorcine affleure dans le massif des Aiguilles Rouges, entre Argentière, au Sud, et la vallée du Rhône, au Nord. De forme très allongée, il se suit sur plus de vingt kilomètres selon une direction approximativement N 20° E. Sa largeur est de l'ordre du kilomètre, il ne ressort pas dans la morphologie.

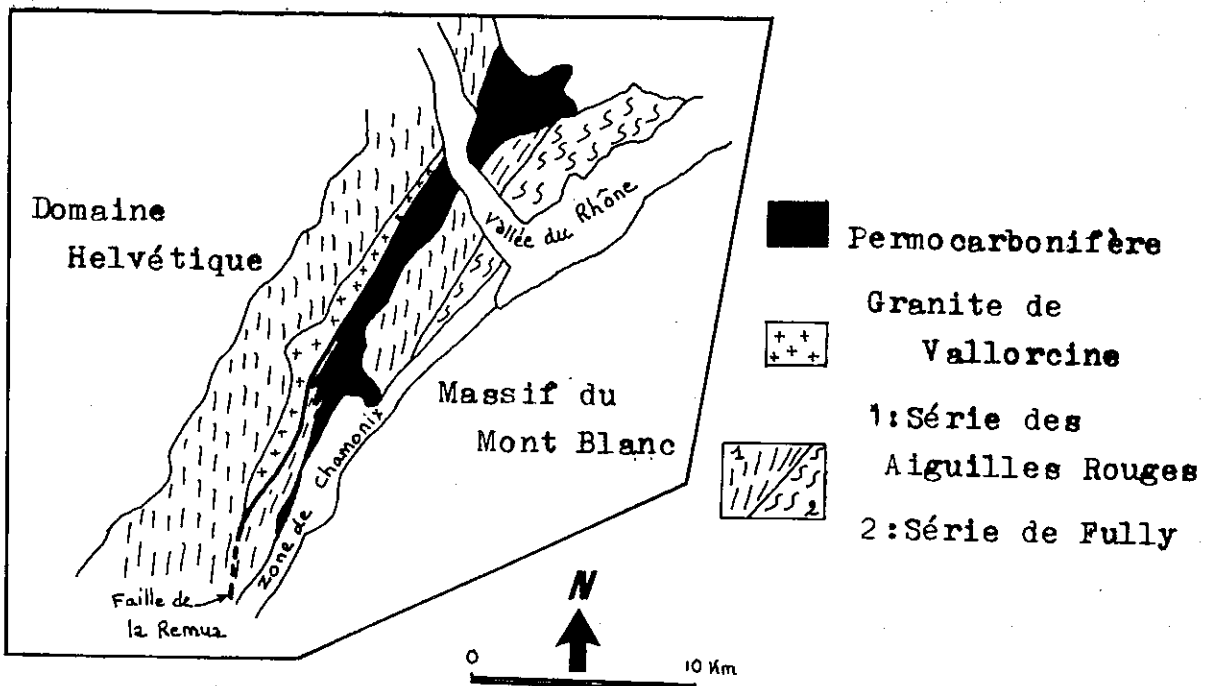


Figure 7- Situation géologique du granite de Vallorcine
(d'après J. Von RAUMER)

Les meilleurs affleurements s'observent à son extrémité méridionale (Réserve naturelle des Aiguilles Rouges), où il est raboté par l'érosion glaciaire. Ce décapage correspond à un stade ancien, se traduisant sur le versant oriental des Aiguilles Rouges par un épaulement à environ 2000 m d'altitude. Plus au Nord, son orientation se calque sur celle de la vallée de l'Eau Noire (versants boisés).

Au niveau de la frontière francosuisse, il apparaît en rive gauche de la vallée de l'Eau Noire (ou du Trient) et se poursuit jusqu'au delà de la plaine alluviale du Rhône. La carrière de Miéville-Vernayaz, en rive gauche du Rhône, constitue un très bon affleurement.

Le granite de Vallorcine est encaissé dans une série cristallogénique complexe : la série des Aiguilles Rouges.

Son âge n'est pas connu avec précision, les datations effectuées par la méthode Pb total donnant des résultats contradictoires (237 à 460 Ma). J. VON RAUMER estime qu'il est compris entre 320 et 340 Ma (communication orale, juillet 1980).

A l'Ouest, le contact est intrusif, sans métamorphisme de contact net. De la masse granitique partent de nombreux filons de nature variée, formant un chevelu assez dense.

A l'Est, le contact correspond à une grande faille d'orientation NNE (la faille de la Remua) biseautant l'extrémité méridionale du granite. Au delà des schistes cristallins encaissants mylonitisés affleurent des sédiments permocarbonifères, correspondant à un petit bassin continental dans la chaîne hercynienne (grès-conglomérats et schistes liés de vin attribués au Permien). Ces dépôts jalonnent les terrains mésozoïques de la zone de Chamonix, trait structural majeur de la région.

Cette grande suture d'orientation NE - SW, pinçant aux Posettes des marnocalcaires du Lias supérieur et des marnes noires de l'Aalénien, sépare en effet les massifs des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc, dont le comportement a été très différent au cours de l'orogénèse alpine. Son jeu a dû consister en un rapprochement considérable des deux massifs et en un coulisement probablement senestre (H. BADOUX, 1972) de rejet plurikilométrique (30 km ?). Si le Mont Blanc apparaît à l'Est extrêmement déformé, le massif des Aiguilles Rouges, moins surélevé, semble seulement gauchi, comme en témoigne l'aspect de sa paléosurface antétriasique, peu fracturée et faiblement pentée vers l'WNW.

Cette paléosurface affleure à haute altitude et ressort très bien dans la morphologie. Elle témoigne de l'existence d'une période d'émersion à la fin du cycle hercynien. Les dépôts mésozoïques, débutant par des grès-quartzites werféniens, transgressifs sur le bâti hercynien arasé, sont peu adhérents par rapport au socle. Une tectonique de couverture, consistant en de grands plis couchés déversés vers le N. W, se dessine à l'Ouest du Col de la

Terrasse, amorçant les charriages de la nappe helvétique de Morcles, plus au Nord (Dents du Midi).

La figure 8 résume ces considérations.

Notre travail a essentiellement consisté en une étude détaillée du granite de Vallorcine, du moins de sa partie française (cartographie au 1/25 000, étude pétrographique et géochimique). La série des Aiguilles Rouges encaissante, bien connue depuis les travaux classiques de J. BELLIERE, entre autres, a été cartographiée. Nos observations sont uniquement d'ordre pétrographique, aucune analyse chimique n'ayant été effectuée.

B - ETUDE DE L'ENCAISSANT DU GRANITE DE VALLORCINE : LA SERIE DES AIGUILLES ROUGES

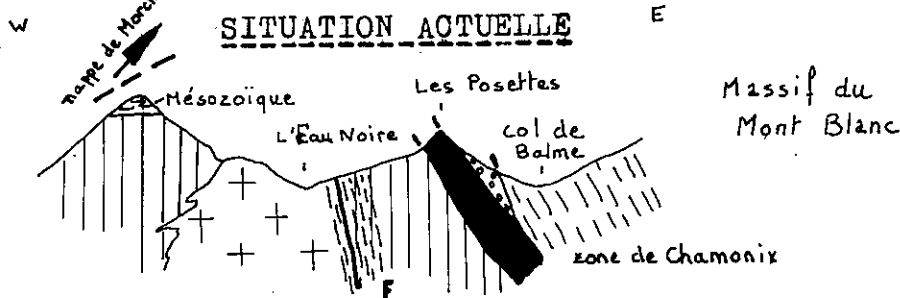
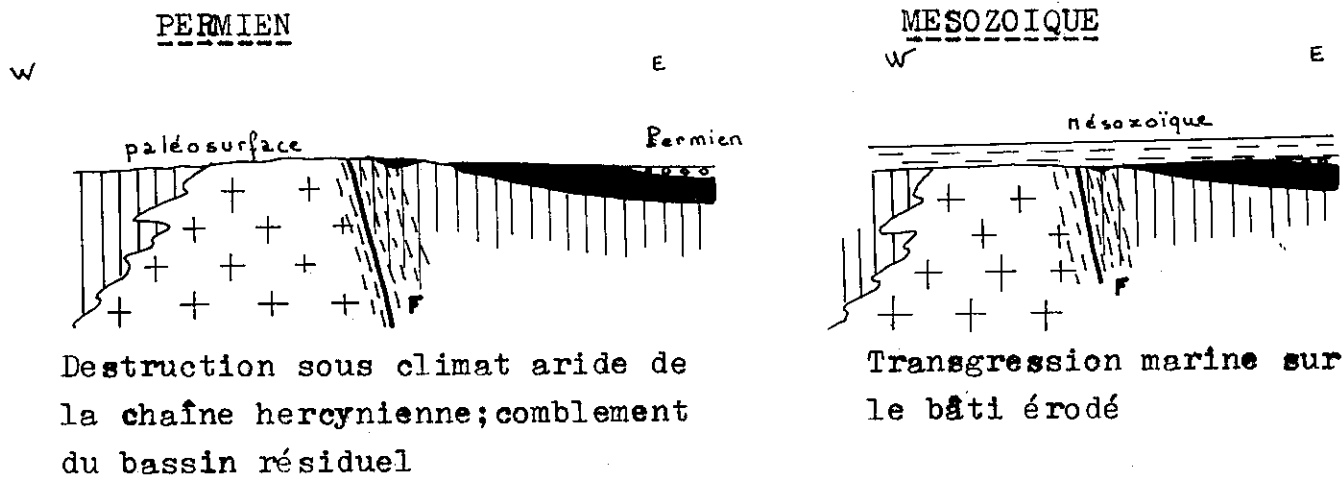
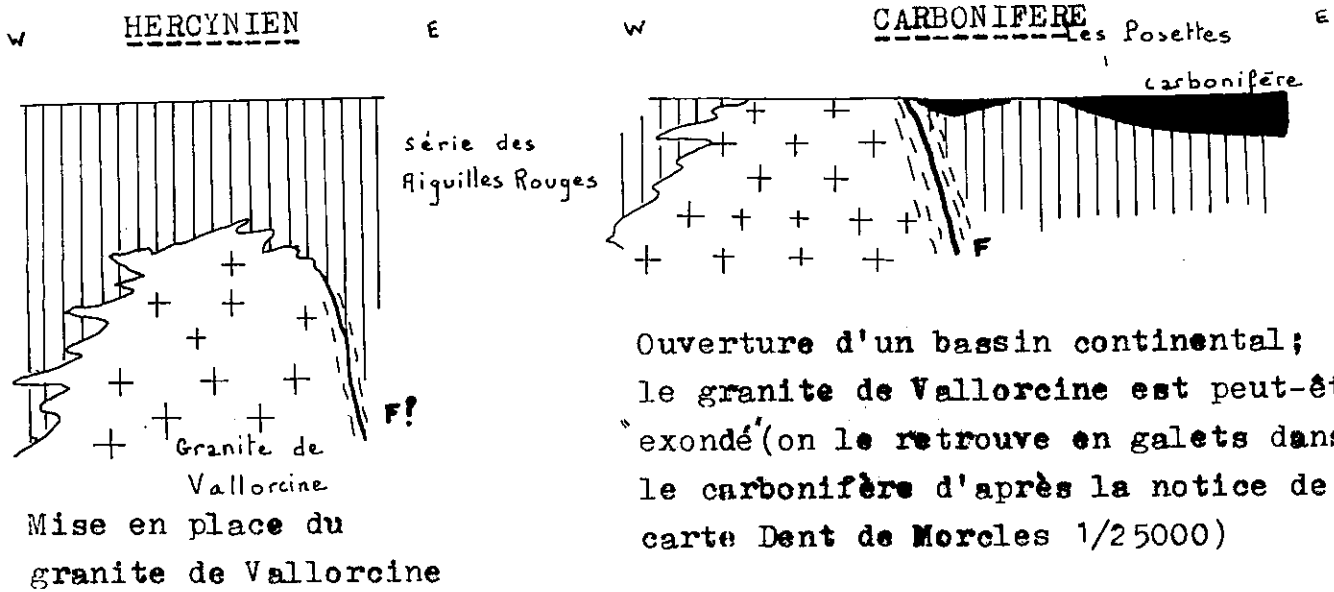
L'origine de la série des Aiguilles Rouges est, pour J. BELLIERE (1958), essentiellement paradérivée (sédiments fins argileux à arkosiques avec des passées calcaires) avec quelques niveaux volcaniques (amphibolites). Il semble toutefois que certains faciès acides puissent avoir également une origine volcanique, et correspondre à d'anciens niveaux rhyolitiques ou tuffacés. Ces faciès présentent parfois, comme nous le verrons, un certain intérêt du point de vue radiométrique.

L'évènement tectonométamorphique majeur (anatexie I de J. VON RAUMER), correspondant au sous-faciès amphibolite à almandin, a hélas considérablement oblitéré les caractères originels de la série.*

Pour J. BELLIERE et J. VON RAUMER, il y a tous les intermédiaires entre des gneiss non migmatisés, bien différenciés, et des anatexites parfaitement homogénéisées. La série des Aiguilles Rouges présente donc les caractères d'une migmatisation pouvant aller jusqu'à l'anatexie (mobilisats quartzo-dioritiques, magmas granitiques cristallisant en donnant des granites grossiers, des granites à muscovite et des pegmatites).

Cependant, la migmatisation se limite généralement à la formation d'ensembles lités ou rubanés, à mobilisats concordants, les termes ultimes de l'anatexie (bains à composition granitique) ne représentant qu'un très faible volume dans les Aiguilles Rouges (stade des migmatites stratoïdes de JUNG et ROQUES). Dans le secteur étudié (encaissant immédiat du granite de Vallorcine, partie française), les gneiss sont peu migmatisés.

* Il est probable qu'un métamorphisme antérieur, de faciès éclogite, ait affecté la série des Aiguilles Rouges. On en retrouverait les traces dans les amphibolites du Lac Cornu et dans des gneiss à disthène résiduel (J.P. LIEGEOIS et al. 1980).



Tectonique alpine:

- surrection du socle avec tégument de Mésozoïque
- raclage de la couverture mésozoïque non adhérente
- zone ancienne d'ouverture constituant une zone charnière très déformée : la zone de Chamonix.

Figure 8- Schéma évolutif de la partie étudiée du massif des AIGUILLES ROUGES

Les principaux faciès de la série des Aiguilles Rouges, observés et différenciés cartographiquement, sont les suivants :

B-1 Les gneiss finement lités

Nous regroupons dans cet ensemble des gneiss variés caractérisés par leur texture foliée, éventuellement finement oëillée. Ces gneiss sont fréquemment microplissés. Des mobilisats discordants, leucocrates et grossiers, sont parfois visibles lorsque les conditions d'affleurement sont bonnes (torrent de Barberine...)

Nous allons brièvement décrire les principaux sous-faciès.

B-1-1 Gneiss fins chloriteux

Description microscopique :

- quartz formant des amandes constituées de cristaux millimétriques et d'individus plus fins engrenés ;
- plagioclases millimétriques abondants, très séricitisés, et le plus souvent oëillés ;
- feldspaths potassiques inframillimétriques, peu abondants, xénomorphes et finement perthitiques ;
- chlorites interstitielles très allongées soulignant la foliation, et micas blancs souillés par des minéraux opaques ;
- apatite, grains de clinozoisite et pistachite.

B-1-2 Gneiss siliceux à ocelles feldspathiques

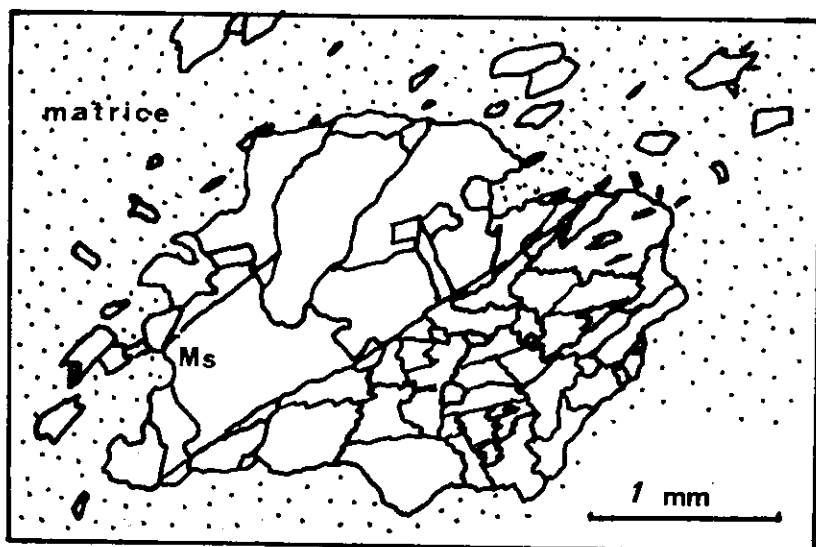
Description microscopique :

- quartz en linéoles (2 mm x 1 cm) formées de grands individus plus ou moins morcellés ;
- microcline moiré perthitique (veines et taches) formant des ocelles de 2 à 3 mm ;
- muscovite en touffes (individus millimétriques) ;
- chlorite en baguettes formant des petits lits inframillimétriques soulignant la foliation ;
- mésostase constituée de plagioclases très séricitisés, de quartz fin, de petits feldspaths potassiques, de fines paillettes de muscovite et de chlorite, et d'un peu d'apatite.

B-1-3 Gneiss fins à taches vert-bouteille, de cordiérite entièrement pinitisée

(Figure 9)

Ils affleurent très localement (Tête Fessarde, coupe de la Creusaz au sommet du Luisin dans le Valais) en petits niveaux métriques à décamétriques. Les taches de 3 à 5 mm sont constituées de micas blancs disposés de façon radiale, avec des agrégats interstitiels très séricitisés ; des fantômes de macles sont encore discernables.



Gneiss à taches de cordiérite pinitisée: amas de micas blancs avec fantôme de macle dans une matrice granoblastique quartzofeldspathique

Figure 9

B-2 Les gneiss siliceux massifs

Il s'agit de gneiss plus ou moins leptynitiques, gris-verdâtre, pauvres en phyllites et mal foliés (roches dures et esquilleuses). Leur origine semble souvent ignée (volcanites acides). Ils forment des niveaux métriques à hectométriques, généralement concordants, interstratifiés dans les autres faciès à priori paragneissiques (cf. J. BELLIERE, 1953). Nous avons parfois observé des passées bréchoïdes métriques qui pourraient correspondre à des brèches d'explosion (canal d'alimentation de la Loria altitude 2060, les Combes).

Les gneiss siliceux, presque aphanitiques, sont constitués d'une pâte très fine (coupholites + muscovite) de laquelle ressortent parfois des quartz millimétriques d'aspect rhyolitique et, très rarement, des feldspaths potassiques centimétriques subautomorphes.

Signalons également la présence de lentilles métriques non cartographiables

dans les gneiss biotitiques. Leur origine semble plutôt paragneissique (accidents sédimentaires) d'après J. BELLIERE (1958) qui les a bien décrits. Ils renferment du quartz, du grenat et du diopside et présentent en bordure une auréole réactionnelle plus foncée due à une transformation du diopside en hornblende. Ces faciès s'observent très bien, sur des poliss glaciaires, dans le Val de Bérard (La Vordette). A la cascade de Barberine, du fait de leur caractère "compétent", ils sont souvent réduits à des têtes de plis.

Avec les faciès siliceux, nous pouvons enfin signaler des métaquartzites à lazulite que nous n'avons observés qu'en éboulis dans le Val de Tré les Eaux. Ce phosphate rare, de couleur bleutée, correspond à un stade élevé de métamorphisme et a été décrit dans des métamorphites alumineuses riches en quartz. Il semble primaire dans notre échantillon, associé à de la sillimanite en baguettes. L'actinote, abondante, semble par contre tardive et se présente en touffes d'aspect fibroradié.

B-3 Les gneiss ocellés

Ils affleurent bien sur la piste de la Loria à la côte du Nant ; ils sont caractérisés par la présence d'yeux souvent pluricentimétriques de feldspath. Ces yeux, de contours irréguliers, évoquent des porphyroclastes d'origine détritique. Il semble donc raisonnable de faire dériver ces faciès de formations arkosiques plus ou moins conglomératiques.

B-4 Les gneiss rubanés

Ils s'observent principalement en amont des vallons de Bérard et de Tré les Eaux. Le rubanement semble lié à la migmatisation et traduirait un début de mobilisation à l'échelle centimétrique. Il semble ainsi qu'il y ait passage graduel de gneiss lenticulaires et rubanolenticulaires à des gneiss rubanés, par augmentation de la mobilité interne de la roche. Ces faciès sont souvent microplissés (gneiss à chevrons d'aspect très caractéristique).

Description microscopique :

Les rubans leucocrates demicentimétriques à centimétriques sont plus ou moins boudinés et soulignés par un liseré riche en chlorite. Ils sont constitués d'individus millimétriques à plurimillimétriques de plagioclase séricitisé, de microcline perthitique (filons) et de quartz de contours indentés.

Les rubans plus sombres, qui correspondent à priori à des mélanosomes, sont finement greissiques et renferment de la chlorite et de la muscovite. On y observe parfois de grands cristaux de calcite.

B-5 Les gneiss argentés

Ils forment une bande de 500 m de puissance au plus, se suivant du fond du Val de Tré les Eaux à la Pointe de la Terrasse. Il s'agit de gneiss fins, très micacés, riches en muscovite qui souligne la foliation. Ils renferment des lentilles de quartz disposées selon la foliation et sont souvent microplissés.

Leur origine est vraisemblablement sédimentaire ; la stratification est en effet assez bien visible et correspond à des variations de faciès décimétriques à métriques.

Tous les faciès que nous venons de décrire sont tantôt bien individués, sous forme de bandes plurihectométriques, tantôt intimement intriqués, ce qui complique bien entendu leur cartographie. Nous n'avons pas trouvé dans notre secteur certains niveaux décrits par J. BELLIERE (1958) dans la série des Aiguilles Rouges (niveaux d'amphibolite et bancs carbonatés).

Un levé à très grande échelle (1/500) en rive gauche du Val de Tré les Eaux (Epaule du Mont Oreb) a permis de bien étudier les relations des différents faciès entre eux, en un endroit où ils sont très différenciés. Il ressort de cette étude que les distinctions sont en fait souvent subjectives. Les niveaux cartographiés ne présentent pas d'extension latérale notable, du moins dans le détail. Les biseautages sont dus à des variations de faciès, mais aussi peut-être à des glissements selon les plans de foliation (lenticulation tectonique). Signalons toutefois que J. BELLIERE (1958) a suivi localement des niveaux-repères centimétriques sur plus de 50 m.

B-6 Les paragneiss des Posettes

Nous traiterons maintenant à part des gneiss affleurant à l'Est du granite de Vallorcine, dont ils sont séparés par le grand accident de la Remua. Ils forment une bande de 800 m de puissance au niveau du Col des Montets, limitée à l'Est par les dépôts permocarbonifères du Synclinal des Posettes.

Cette bande s'amincit plus au Nord, le Carbonifère venant "baver" dessus. Vers Finhaut (Valais), le Houiller est pratiquement en contact avec le granite de Vallorcine.

La distinction cartographique entre paragneiss et Carbonifère est souvent délicate. Il y a en effet, entre ces deux formations très tectonisées, convergence de faciès près de la faille de la Remua (surtout quand le Carbonifère correspond à des grès-conglomérats psammitiques, dont les allochems ne ressortent plus qu'à l'état de fantômes.

Nous décrirons dans un paragraphe spécial (D) les faciès mylonitisés et ultramylonitisés auxquels passent graduellement les paragneiss des Posettes, aux abords de la faille de la Remua. Précisons de suite que l'ensemble de la formation est toujours passablement tectonisé, critère pour lequel nous l'avons individualisée. En effet, il n'y a guère de raisons de la dissocier des autres faciès de la série des Aiguilles Rouges, et on peut vraisemblablement assimiler les paragneiss des Posettes aux gneiss ocellés que nous avons décrits précédemment.

B-7 Les faciès altérés de la paléosurface

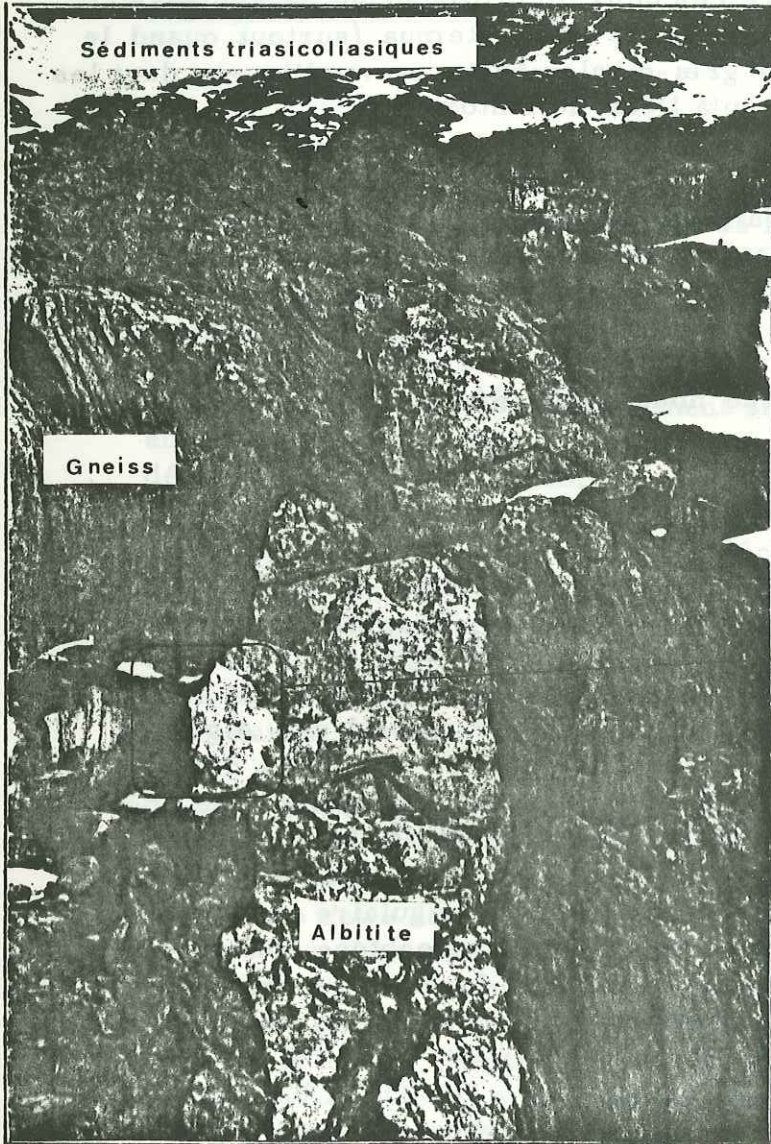
Rappelons que la paléosurface antéwerfenienne, probablement permienne, est visible à haute altitude dans le massif des Aiguilles Rouges, qu'elle apparait peu déformée, et que les premiers dépôts transgressifs correspondent aux grès-quartzites werfeniens. Une très bonne coupe est celle de la crête de la Pointe de la Terrasse à l'Aiguillette de Loria. On peut également bien la suivre du Mont Oreb au col de Salenton. La surface de discordance angulaire entre le socle de la série des Aiguilles Rouges et le Trias autochtone non décollé est souvent dénudée. Le socle est rubéfié en dessous sur quelques mètres ou quelques dizaines de mètres. Cette rubéfaction est due à une imprégnation d'hématite (LUGEON, 1916).

Nous avons observé au Creux aux Vaches (en amont du Val de Bérard) des filons verticaux d'albite rosée. (Figure 10). Nous pensons pouvoir les relier génétiquement à la paléosurface, bien qu'ils s'observent jusqu'à 200 mètres en dessous de cette dernière.★ Ils correspondraient à une paléocaltération par percolation de fluides à la faveur de zones de fracture.

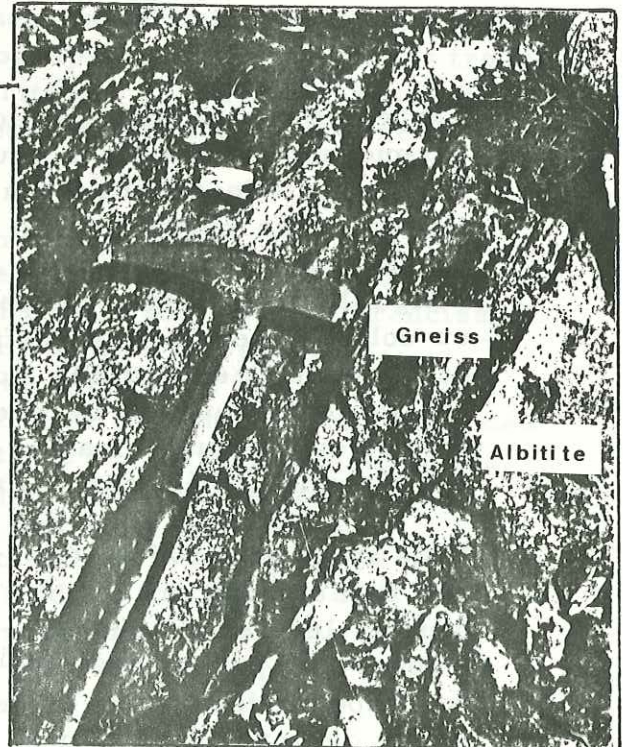
Ces filons présentent des contacts tantôt bien tranchés, tantôt moins francs avec coloration rouge-lie de vin de leur encaissant sur plusieurs mètres. En se rapprochant de la paléosurface, ils perdent également leur netteté et passent à des masses aux contours flous, à coloration plus diffuse, mais volumétriquement plus importantes.

★ Aucun filon de plagiogranite n'a en tous cas été observé, en liaison avec le granite de Vallorcine.

PALEOSURFACE - - -



Alt. 2550



Alt. 2350

Figure 10- Les phénomènes de paléoaltération dans la Série des Aiguilles Rouges

Les faciès peu altérés sont vacuolaires . L'hématisation se traduit par une pigmentation des minéraux, par la blastèse de grains automorphes, d'oligiste et par une cimentation des fissures de la roche par des films de rouille.

Les faciès albitisés d'aspect filonien, les plus évolués, peuvent être désignés sous le terme d'épisyénite. Ils sont en effet constitués essentiellement de plagioclase millimétrique , à contours dendroïdes, peu séricitisé et finement maclé (albite). Accessoirement, on trouve un peu de biotite brun-orangé plus ou moins chloritisée, de la zoïsite et de la vermiculite en rosaces. Une coloration sélective permet de confirmer l'absence de quartz et de feldspaths potassiques.

La limite inférieure de l'apparition de l'albite a été précisée par THOMPSON (1971). Elle correspond à une température de 190°C pour 2kb et de 170°C pour 4kb (isograde analcime + Q \rightleftharpoons Ab + H₂O).

C - LE GRANITE DE VALLORCINE ET SES FACIES ASSOCIES

C-1 Le granite (Figure 11) .

Le granite de Vallorcine est un granite leucocrate à texture massive, non orientée, et à grain moyen. Il se présente de façon homogène, aucune variation continue, latérale ou longitudinale, n'ayant été mise en évidence. Toutefois, il existe des faciès de bordure très locaux que nous décrirons à la fin de ce paragraphe, et des faciès filoniens variés que nous traiterons séparément.

Le faciès principal est porphyroïde (mégacristsaux centimétriques à pluricentimétriques de feldspath potassique). Il renferme des enclaves homœogènes ovoïdes, centimétriques à décimétriques, de composition un peu plus basique (plus riches en biotite) et à grain fin (0,2 mm).

Les plus petites sont isogranulaires et présentent des bordures floues ; les plus grandes sont à tendance porphyroïde (blastèse des feldspaths potassiques) et possèdent des bordures plus franches.

Des enclaves énallogènes, non digérées, peuvent être observées au contact de la série des Aiguilles Rouges, mais on n'en rencontre pas dans la masse même du granite. Il s'agit donc plutôt de panneaux injectés par le granite que de véritables enclaves.

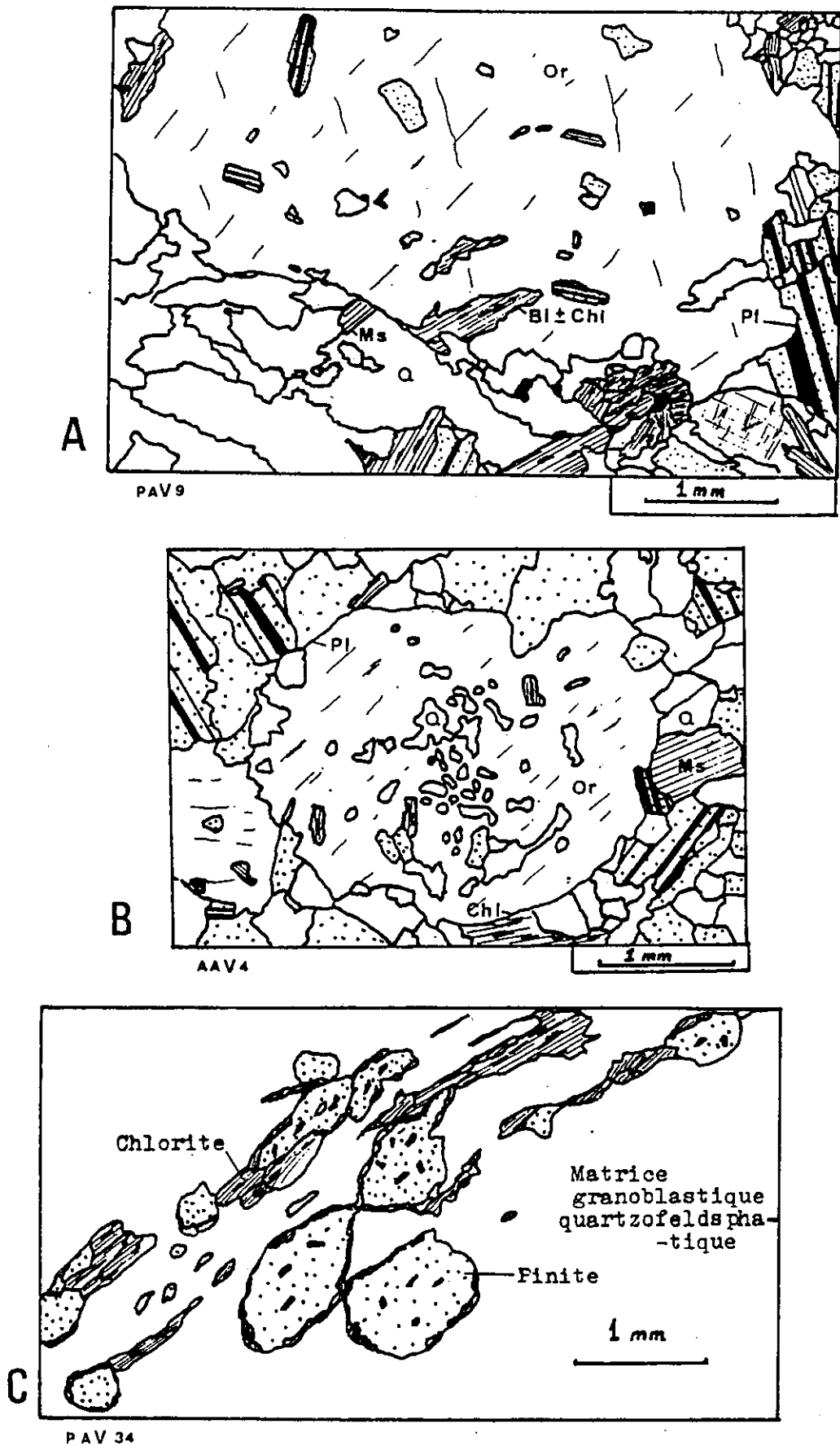


Figure 11- Les différents faciès du granite de Vallorcine

- A: faciès porphyroïde
- B: faciès isogranulaire de la bordure W; feldspath potassique à structure subgraphique (Barberine)
- C: faciès à pinite de la bordure W (carrière de Miéville)

Description microscopique du faciès porphyroïde (Figure 11A)

- Le quartz, abondant, forme des plages millimétriques à extinction roulante, parfois granulées.
- Les feldspaths potassiques (microcline intermédiaire maclé Carlsbad) sont perthitiques en veinules ou en taches ; ils se présentent sous forme de grands individus poecilitiques (quartz, plagioclases, micas), subautomorphes à l'échelle du cristal, de contours indentés dans le détail ; en bordure se développe parfois une auréole albitique.
- Les plagioclases forment des individus millimétriques à plurimillimétriques, séricitisés, parfois tordus et cassés ; leurs bordures sont généralement moins altérées ; ils sont assez automorphes et forment souvent des espèces de cumulats constitués de cristaux enchevêtrés ; ils sont peu poecilitiques (quartz et micas) et présentent des bordures myrmékitiques au contact des feldspaths potassiques ; des mesures à la platine universelle leur donnent une composition d'oligoclase (An 15 - 29).
- La biotite est disséminée dans la roche. Elle est fraîche (biotite brune très pléochroïque) ou le plus souvent chloritisée, avec des exsudations ferrifères et des restes de biotite selon les clivages ; les sections (001) renferment de la sagénite en épitaxie ; les zircons, relativement abondants forment des inclusions à auréoles pléochroïques.
- La muscovite, toujours présente, est étroitement associée à la biotite.
- Les minéraux accessoires sont l'épidote (s. l.), le rutile altéré en leucoxène, le zircon en inclusion dans la biotite et l'apatite, la magnétite et l'hématite ; l'allanite est rare.

Nous avons trouvé dans la partie méridionale du granite (La Remua) de la sillimanite sous forme de fibrolite aciculaire en gerbes ; J. MEYER (1916) signale, lui, de l'andalousite.

Quelques comptages de points donnent la composition modale moyenne suivante :

- quartz	: 31 %	(26,5 à 35 %)
- oligoclase	: 28,5 %	(23,5 à 33 %)
- feldspath potassique	: 27 %	(20 à 31,5 %)
- biotite	: 7,5 %	(4,5 à 11 %)
- muscovite	: 5 %	(3 à 7,5 %)
- divers	: 1 %.	

Les faciès de bordure sont accidentels dans le secteur étudié. Le terme est d'ailleurs un peu abusif, car ils ne se localisent pas strictement au contact des schistes cristallins, mais forment plutôt des masses diffuses décimétriques à proximité de ce dernier. Leur grain est assez fin (mm) ; ils ne renferment pas de mégacristaux, et sont souvent riches en muscovite.

En lame mince, le microcline présente typiquement une structure subgraphique : il renferme des bourgeons de quartz ovoïde à extinction simultanée. (Figure 11B)

Un comptage de points donne la composition suivante :

- quartz	: 27 %
- albite -oligoclase	: 50 %
- microcline	: 13 %
- muscovite	: 7 %
- chlorite	: 3 %

Dans la carrière de Miéville -Vernayaz (vallée du Rhône), les faciès de bordure semblent plus développés. Ils sont de deux types .

1. On observe d'une part des faciès proches de celui que nous venons de décrire, en masses diffuses et parfois en filons. A la différence de ce dernier, ils sont très cataclasés et nous n'avons pas observé de structures graphiques dans les cristaux de feldspath potassique.

2. On trouve d'autre part des roches caractérisées par la présence de cordiérite entièrement pinitisée (Figure 11C) ; elles correspondent aux faciès de "cicatrisation métasomatique" de F. CARME (1970 B). Il s'agit de roches leucocrates, fines, très siliceuses, à grandes taches vertes centimétriques ; le contact avec le granite est tantôt brutal (le faciès est alors à grandes taches) tantôt plus flou (faciès à taches millimétriques). En lame mince, la pâte est formée de plagioclases ovoïdes millimétriques peu séricitisés, de feldspaths potassiques de même taille, subautomorphes et perthitiques en fuseaux, et de quartz fin interstitiel de structure engrenée. Les taches vertes sont constituées :

- d'assemblages fuselés de grandes chlorites riches en sagénite ; de paillettes de muscovite et d'épidote.
- de boules millimétriques formées d'un amas anastomosé de séricite et de chlorite, avec une bordure bien cristallisée de muscovite et de chlorite. Il s'agit vraisemblablement de cordiérite entièrement pinitisée.

C-2 Les filons de la bordure occidentale

Ces filons, centimétriques à décimétriques, constituent un stockwerk dense en bordure du granite, plus lâche en s'en éloignant. Ils correspondent à des remplissages de cassures liés à des phases de détente contemporaines ou postérieures à la mise en place du granite. Ils sont de nature très variée. On peut distinguer d'une part des filons directement liés à la mise en place du granite (cortège filonien classique), de nature granitique, aplitique, pegmatitique et hydrothermale, d'autre part des roches plus originales dont la liaison avec le granite est moins évidente,

quoique vraisemblable en raison de leur localisation.
 Nous pouvons citer, à ce sujet, les microgranites et des faciès lamprophyriques.

C-2-1 Les filons granitiques -----

Ils sont contemporains de la mise en place du granite et ne semblent pas avoir été très mobiles. On ne les trouve en effet que sur des distances de quelques dizaines de mètres au delà du contact. Il s'agit de granite porphyroïde (faciès classique du granite de Vallorcine).

C-2-2 Les filons granitiques fins -----

Ils se rapprochent des masses floues non porphyroïdes décrites dans la masse granitique. Ces filons métriques, plus mobiles, sont observables jusqu'à plus de 300 mètres du contact (au dessus du grand pierrier en rive droite du torrent de Barberine).

Description pétrographique de quelques filons

Echantillon PAV 10 (Le Morzay) :

Il s'agit d'un granite fin (grain millimétrique), un peu orienté.

- *Le quartz est engrené et souvent granulé.*
- *Les plagioclases, peu séricitisés, sont subautomorphes et souvent tordus.*
- *Les feldspaths potassiques, tardifs, sont peu abondants et moulent les autres minéraux. Ils sont perthitiques (fuseaux).*
- *La muscovite est abondante, tordue et sale.*
- *La biotite, peu abondante, est entièrement chloritisée ; on trouve en outre des granules d'épidote et des opaques cubiques.*
- *La roche est riche en tourmaline (schorlite gris-olive) se présentant sous forme de sections allongées (longueur 5 mm), tronçonnées et cimentées par du quartz.*

Cette roche porte les traces d'une déformation en milieu assez plastique (recristallisation du quartz, torsion des phyllites, tronçonnement des tourmalines). La texture planaire et la direction d'étirement mises en évidence étant parallèles aux épontes du filon, on peut supposer que cette déformation est contemporaine de la mise en place (hypothèse émise par J. BELLIERE, 1958).

Echantillon PAV 2 (Barberine) (Figure 12).

Il s'agit d'un granite très fin (grain inframillimétrique), saccharoïde, dans lequel ressortent des grenats millimétriques.



PAV 2

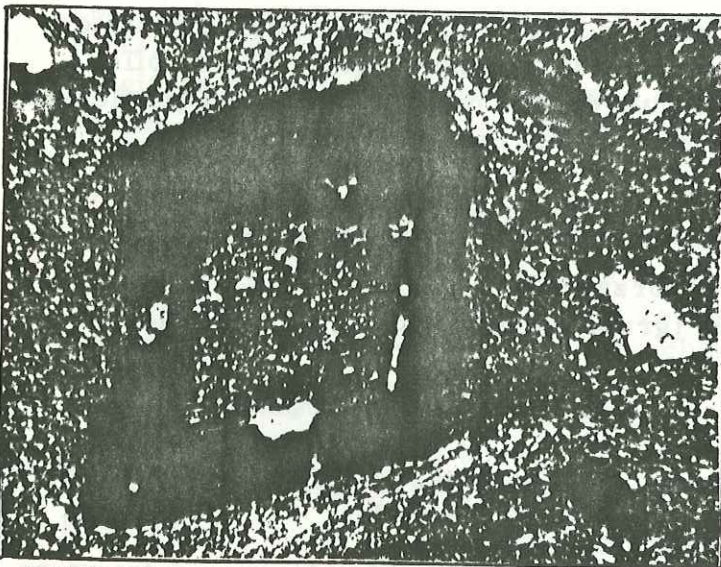
1 mm

Figure 12- Les faciès filoniens
du granite de Vallorcine

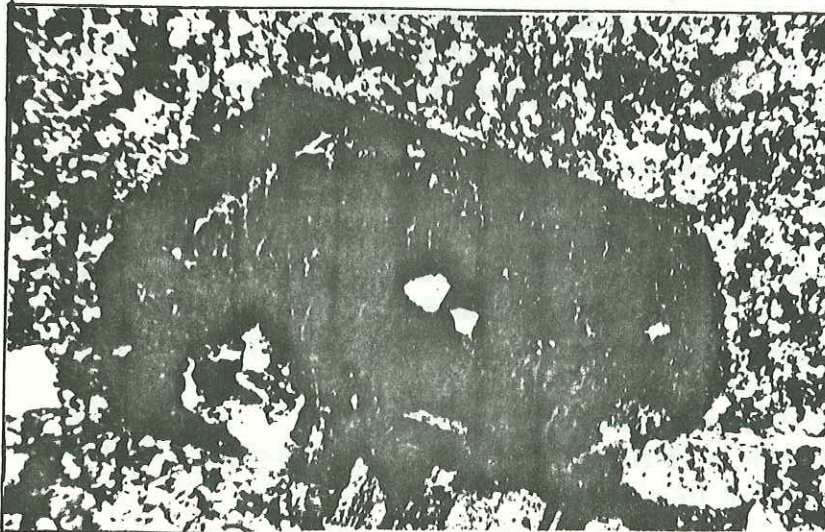
-PAV 2: granite fin;
grenat cimenté par
de la chlorite et du
quartz

-PAV 5: mi crogranite;
feldspath potassique à
coeur plagioclasique

-AI 105D: mi crogranite;
phénocrystal de feldspath
potassique dans une méso-
stase fine micropegmatitique



PAV 5



AI 105B

- La pâte est constituée de quartz, de plagioclases séricitisés et de feldspaths potassiques amiboïdes très poecilolithiques (tardifs) et perthitiques (veinules).
- La muscovite et la chlorite, fines, sont peu abondantes ; on trouve un peu d'épidote.
- Les grenats, de couleur crème, sont très craquelés et cimentés par du quartz, de la chlorite, de l'épidote, des minéraux opaques et des biotites, renfermant elles-même des zircons.

C-2-3 Les filons pegmatitiques

Il s'agit de roches quartzfeldspathiques à grain centimétrique, riches en muscovite et renfermant éventuellement des aiguilles centimétriques à pluricentimétriques de tourmaline tronçonnée.

Ils forment des filons de puissance décimétrique à pluridécimétrique, dans la masse granitique et dans son encaissant. Les feldspaths, centimétriques, sont cataclasés et cimentés par du quartz, de la calcite et de la séricite. Il s'agit de plagioclases à contours très indentés et de feldspaths potassiques perthitiques (taches) et poecilolithiques (quartz, muscovite). Le quartz, interstitiel, forme des lentilles constituées d'individus aplatis et engrenés à extinction roulante. La muscovite, souillée par des amas grisâtres, est centimétrique.

C-2-4 Les filons microgranitiques (Figure 12)

Il s'agit de roches hypovolcaniques tardives, que nous avons observées dans le granite de Vallorcine et dans son encaissant occidental, à proximité du contact. Ces filons sont plus récents que le granite de Vallorcine qu'ils recoupent. Ils sont peut-être comparables aux porphyres quartzifères à andésine, quartz, biotite qui jalonnent le contact cristallin-Stéphanien entre Plex et d'Arbignon (notice de la carte géologique Dent de Morcles au 1/25 000, édition 1971). Leur mise en place aurait, dans ce cas, précédé de peu le dépôt de Stéphanien.

Le meilleur affleurement se situe au Chanté, sur la piste de la Loria. La roche est très siliceuse, gris-verdâtre, esquilleuse et non orientée. On peut distinguer une zone de bordure assez floue (paroi froide) à petits phénocristaux millimétriques de feldspath automorphe, de quartz globuleux et de chlorite, et une zone centrale porphyrique avec des phénocristaux de feldspath potassique de très grande taille (jusqu'à 10 cm).

En lame mince, la matrice est très fine et présente typiquement une structure micropégmatitique (association fine de quartz et de feldspath potassique).

Les phénocristaux sont :

- des quartz millimétriques à demicentimétriques, craquelés, en sections automorphes souvent corrodées ; ils renferment des inclusions fines de biotite et de muscovite ;

- des plagioclases millimétriques à demicentimétriques, sous forme de baguettes trapues subautomorphes ; leur coeur est souvent séricitisé, leur bordure limpide est parfois myrmékitique ; il s'agit d'oligoclase (An 25) ;

- des feldspaths potassiques millimétriques à pluricentimétriques, automorphes, maclés Carlsbad, perthitiques (taches) et poecilitiques.

Une étude aux rayons X indique qu'il s'agit de microcline intermédiaire (82 %). Ils se sont souvent développés à partir d'un germe plagioclasique ;

- des chlorites en cristaux millimétriques subautomorphes ; elles renferment des minéraux opaques, du leucoxène et de la sagénite ;

- accessoirement, on trouve de la muscovite, de l'apatite et des opaques de forme cubique (magnétite ?). Dans une lame mince (passerelle du Chanté cote 1425), nous avons observé des restes de gros grenats rosés (almandin), très fragmentés et presque entièrement digérés par la mésostase .

C-2-5 Les filons lamprophyriques

Nous n'en avons pas observé.

J. BELLIERE (1958) signale un filon renfermant de la biotite, du quartz et du labrador An 55. Il pourrait donc s'agir d'une kersantite.

D- LES FACIES MYLONITISES DE L'ACCIDENT DE LA REMUA

La faille de la Remua développe une importante zone mylonitique, tant dans le granite de Vallorcine (à l'Ouest) que dans les gneiss de la série des Aiguilles Rouges (paragneiss des Posettes à l'Est).

La meilleure coupe de la faille est celle de la plateforme EDF du Châtelard à la frontière franco-suisse (Figure 13).

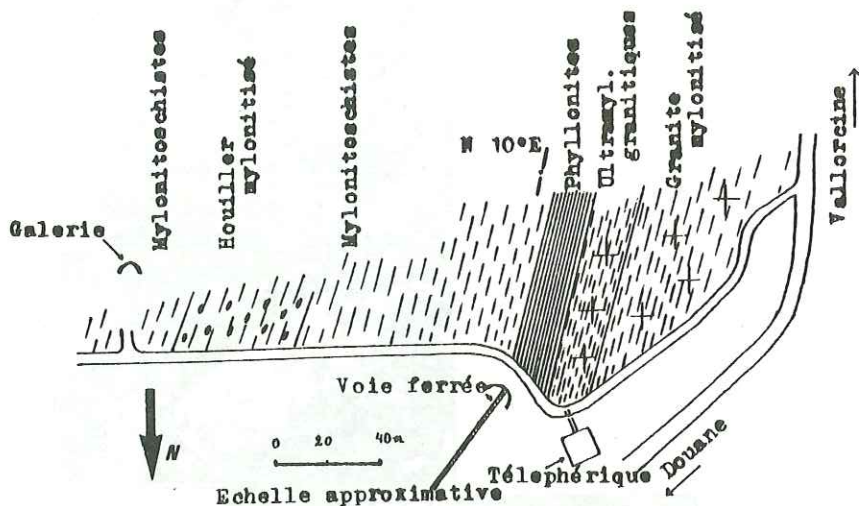
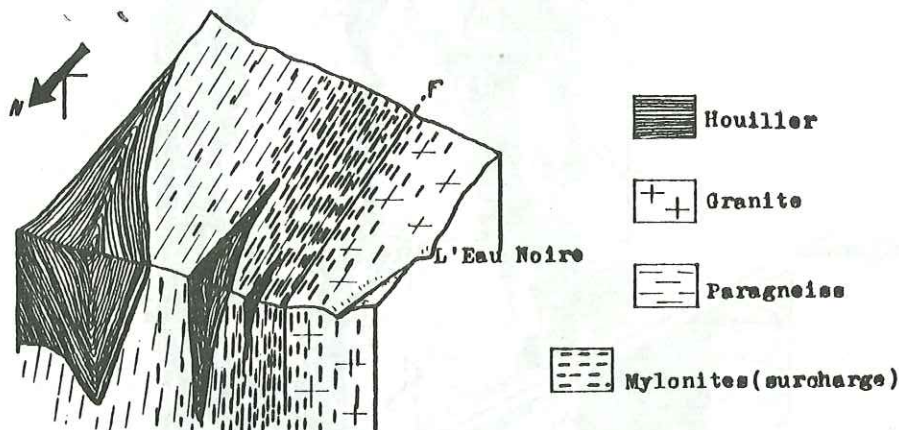


Schéma géologique de la plateforme EDF du Châtelard



Bloc-diagramme très schématisé de la faille de la Remua au niveau de la frontière

Figure 13-La faille de la Remua au niveau de la frontière francosuisse

En partant du granite de Vallorcine, nous observons la succession de faciès suivante (Figure 14) :

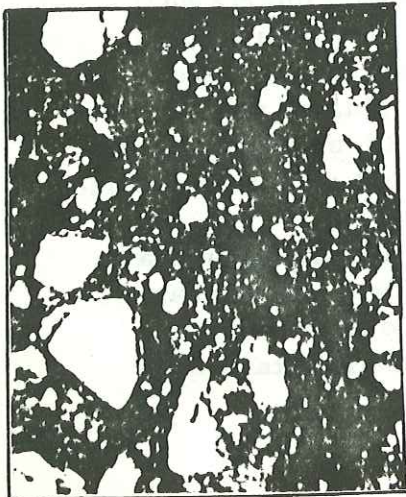
- tout d'abord, sur une centaine de mètres, des faciès granitiques cataclasés (PAV 25), lacérés par des trainées mylonitiques constituées de quartz en granules, de séricite, de biotite déchiquetée, de restes de plagioclases, d'épidote et de rutile. Les gros feldspaths potassiques sont particulièrement fracturés, les micas sont souvent tordus, la biotite est de plus en plus chloritisée en se rapprochant de l'accident. Le quartz tend à s'organiser en lentilles, constituées d'individus très engrenés recristallisant en fine mosaïque.

- ces faciès cataclasés passent assez brutalement à des ultramylonites à substrat granitique (PAV 21) de quelques dizaines de mètres de puissance. Il s'agit de roches siliceuses orientées, très dures, de couleur verdâtre, dans lesquelles on reconnaît des porphyroclastes de feldspath potassique

- PAV 25: granite cataclasé
 - PAV 21: granite ultramylonitisé
 - PAV 12: phyllonite
 - PAV 22: Houiller mylonitisé
 - PAV 23: mylonitoschiste
 - AI 82 : "fente d'extension"
- cimentée par des micas
blancs et des minéraux
opaques

1 mm

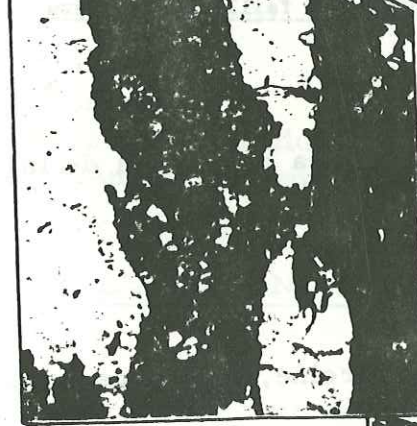
N



PAV22



PAV23



PAV12



PAV21

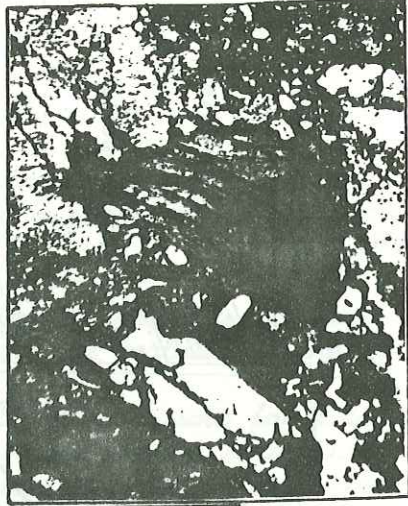


AI82

2 mm

F

S1



PAV25

Figure 14- Les faciès mylonitisés sur la faille de la Remua

très fracturés et de plagioclase déchiquetés en bordure. Le quartz est entièrement recristallisé et forme des lentilles constituées d'individus très fins, en mosaïque. Les chlorites semblent également néoformées et sont orientées selon la schistosité. Une trame fine, constituée de quartz, de séricite, d'épidote, de chlorite et de calcite, lacère la roche ; elle souligne la schistosité et cimente les fractures des porphyroclastes ;

- ensuite, on trouve sur une cinquantaine de mètres de véritables phyllo-nites à substrat plutôt gneissique (PAV 12). Ce sont des roches gris-bleuté finement schisteuses (aspect de laminites), mais très massives car recristallisées. Elles sont formées de lentilles très effilées de quartz fin en mosaïque (5 mm x 0,5 mm) avec de la séricite interstitielle. La chlorite néoformée dessine également des lentilles fuselées d'épaisseur inframillimétrique ; une trame très fine, constituée de quartz, de séricite, d'épidote, de muscovite et de résidus de biotite, détermine l'aspect schisteux de la roche. Quelques porphyroclastes très fracturés de feldspath potassique subsistent çà et là. Plus rarement, on trouve des fantômes très séricitisés de plagioclase. La pyrite et la calcite sont localement abondantes ;

- au-delà, et sur une centaine de mètres, on passe progressivement à des mylonitoschistes dont le substrat gneissique est de mieux en mieux identifiable. Les porphyroclastes feldspathiques forment des ocelles de plus en plus grandes en s'éloignant de la faille (jusqu'à centimétriques à 100 m.). Les phyllites sont de mieux en mieux conservées. Le quartz forme de grands rubans simples mono ou polycristallins. De la muscovite synschisteuse en plages plurimillimétriques peut localement se développer (PAV 23).

On observe assez souvent dans ces faciès des recristallisations témoignant de l'existence de phases de détente postérieures à la mylonitisation. On a alors affaire à de véritables petites fentes d'extention, cimentées par du quartz ou par des micas blancs et des minéraux opaques ; quartz et micas blancs sont allongés perpendiculairement à la schistosité mylonitique. Nous avons observé, sur une lame mince, de la tourmaline brune très fraîche qui semble également tardive. Les mylonitoschistes sont souvent hématisés (patine rouille) et assez riches en calcite (parfois très riches) ;

- on arrive enfin aux paragneiss des Posettes que nous avons décrits précédemment et qui gardent toujours un aspect cataclastique, probablement imputable à la faille de la Remua, même à grande distance de cette dernière.

Signalons que le Carbonifère semble également affecté par la mylonitisation sur cette coupe.

A ce niveau, le bassin permocarbonifère vient en effet déborder cartographiquement sur le socle gneissique qui, en d'autres termes, s'ennoie sous le bassin. Les sédiments forment des écaillés pincées dans les paragneiss des Posettes. Il est difficile sur le terrain de différencier ces grés-conglomérats psammitiques des paragneiss d'aspect grossièrement

détritique, car il y a convergence entre ces deux faciès lorsqu'ils sont mylonitisés. La coupe de la plateforme EDF du Châtelard illustre bien ce problème. Signalons qu'avec un spectomètre de terrain (Scintrex GAD - 6), il semble possible de distinguer granite, gneiss et Houiller mylonitisés. Dans le granite de Vallorcine, le rapport U/Th est en effet supérieur à 1. Dans les gneiss, il est environ égal à 1 et dans le Houiller, il est inférieur à 1.*

En lame mince, les conglomérats carbonifères mylonitisés (PAV 22) présentent des allochems millimétriques à centimétriques de forme assez floue, constitués de plagioclases entièrement séricitisés ou de lentilles quartzieuses polycristallines manifestement recristallisées. La muscovite et la chlorite, abondantes dans la trame et d'aspect assez frais, semblent souvent néoformées.

En conclusion de cette étude pétrographique des faciès mylonitisés de la faille de la Remua, nous pouvons mettre en relief les faits suivants :

- le granite de Vallorcine a été moins affecté par la mylonitisation que son encaissant ; il s'est donc comporté de façon rigide vis à vis de la série des Aiguilles Rouges ;
- les conditions de pression et de température ayant régné durant la mylonitisation ont permis la cristallisation synschisteuse de quartz, de micas blancs, de chlorite, d'épidote et éventuellement de tourmaline ; ces conditions sont celles d'un métamorphisme de stade faible ;
- une deuxième cristalloblastèse, à priori postschisteuse, a donné, perpendiculairement à la schistosité, des micas blancs et du quartz ; à cette phase semblent correspondre des circulations de fluides carbonatés et aussi des venues sulfurées (pyrite) ; nous reviendrons sur ces problèmes dans le chapitre consacré aux minéralisations uranifères ;
- le Carbonifère (Wesphalien D. - Stéphanien A ?) est localement pincé dans l'accident de la Remua, qui a donc au moins rejoué ultérieurement à son dépôt.

E - ETUDE GEOCHIMIQUE

Nous nous sommes presque exclusivement intéressés au granite de Vallorcine et à ses faciès associés. Accessoirement, nous avons fait effectuer une analyse sur un "filon" d'albite situé sous la paléosurface antétriasique.

* Remarque : Ces rapports ne sont pas quantitatifs, les valeurs de U et Th étant mesurées sur des fenêtres différentes ; ils sont spécifiques de l'appareil utilisé et n'ont qu'une valeur comparative.

E-1 La série des Aiguilles Rouges

Le report des analyses de J. BELLIERE (1958) sur le diagramme $Al/3 - K - Al/3 - Na$ de H. DE LA ROCHE suggère une dualité d'origine pour les schistes cristallins de la série des Aiguilles Rouges (Figure 15).

- Certains faciès se situent franchement dans le champ des roches d'origine sédimentaire ; c'est le cas des gneiss biotitiques, des gneiss ocellés et des micaschistes.

- D'autres au contraire semblent avoir une origine volcanique ; c'est le cas des gneiss rubanés, des gneiss leucocrates et des leptynites.

Le terme d'épisyénite n'est pas usurpé pour désigner les "filons" d'albite rosée observés au Creux aux Vaches. A titre indicatif, nous donnons la norme de l'échantillon analysé :

Orthose 2,1 % ; anorthite 1,3 % ; albite 88,0 % ; néphéline 0,8 % ; (roche sous-saturée) ; hématite 3,1 % ; divers 4,7 %.

E-2 Le granite de Vallorcine

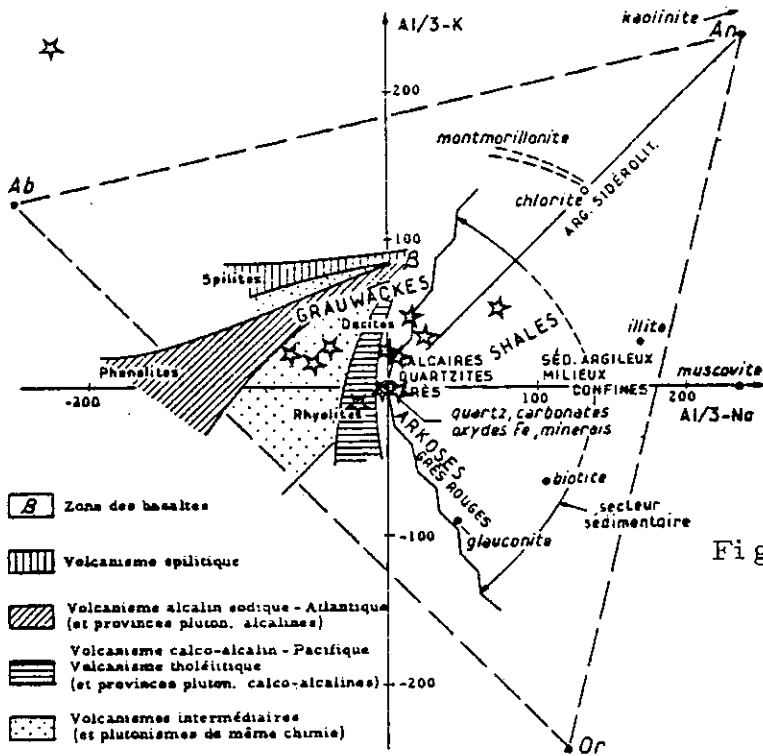
Son chimisme apparaît remarquablement constant, comme le suggérait l'étude pétrographique. Il s'agit d'un granite potassique présentant un rapport Na_2O/K_2O faible (0,56 à 0,85) et de faibles teneurs en CaO (de l'ordre de 1 %). Les comptages de points effectués (cf étude pétrographique) le situent dans le champ des monzogranites dans la classification de STRECKEISEN (Figure 16). Dans la classification normative de LACROIX, il se place à la limite des granites alcalins et monzonitiques.

Aucune évolution spatiale du chimisme, tant latérale que longitudinale, n'a pu être mise en évidence dans le faciès porphyroïde (faciès principal).

- Le diagramme QF-BF de H. DE LA ROCHE (Figure 17) indique une évolution normale, calquée sur les lignées classiques de différenciation. Les enclaves homoéogènes semblent constituer les termes les moins évolués, tandis que les faciès microgranitiques et les faciès leucogranitiques de la bordure occidentale semblent correspondre aux plus différenciés.

- Les diagrammes éléments majeurs - indice de solidification montrent des corrélations positives IS - CaO , $Fe_2O_3^T$, TiO_2 , MgO et des corrélations négatives IS - SiO_2 , K_2O .

La corrélation IS - Na_2O est nulle. Un problème se pose pour les



Am. 1 à 11 de J. BELLIERE

Figure 15- Schistes cristallins de la série des Aiguilles Rouges: diagramme AlK- AlNa

Diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na et K, d'après H. de La Roche (1968).

Position de divers minéraux et roches. Délimitation des principales associations ignées (à gauche) et du secteur des roches sédimentaires évoluées (à droite, limité par une ligne irrégulière en dents de scie). Les sédiments clastiques grossiers, peu évolués (grauwackes et arkoses), occupent une position intermédiaire. On utilise les millièmes-grammes dans 100 grammes.

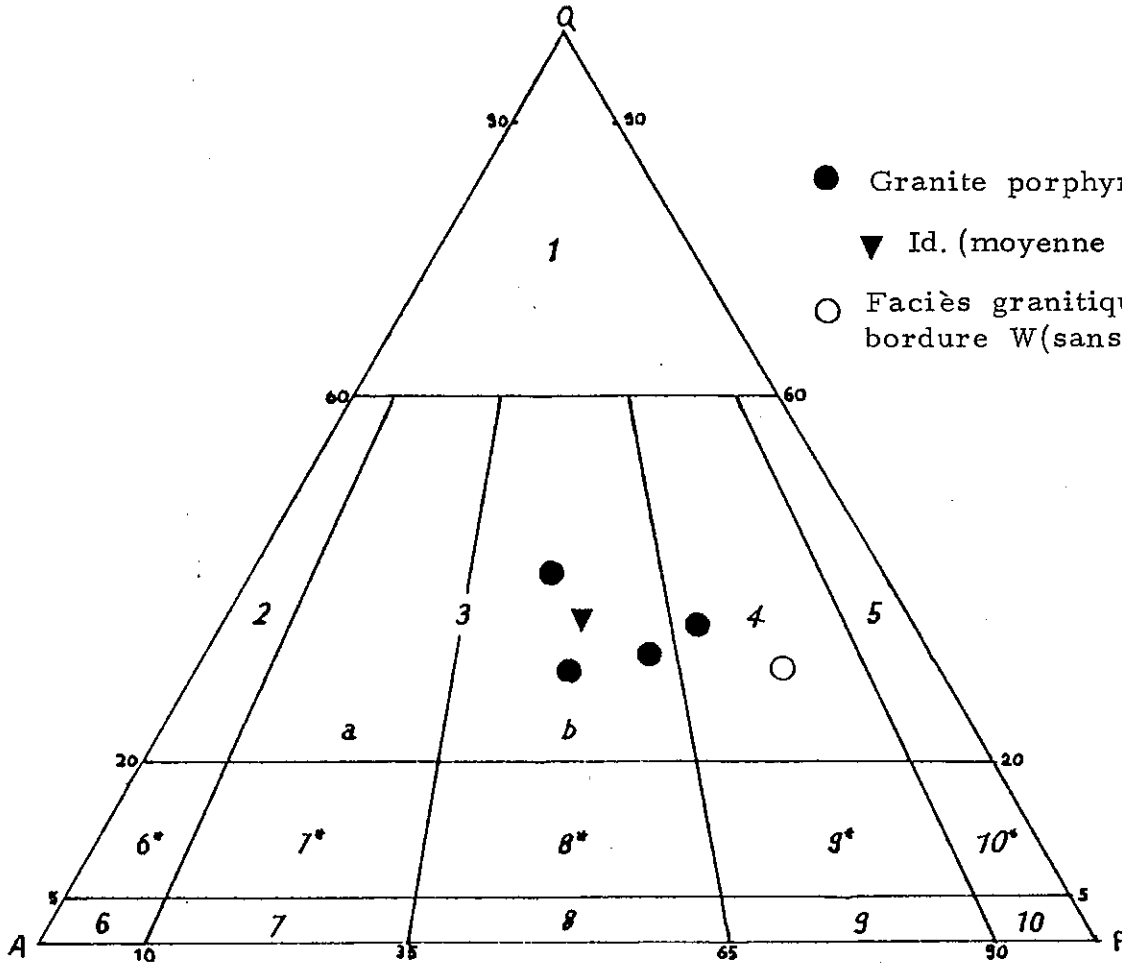


Figure 16- Le granite de Vallorcine dans la classification de STRECKEISEN

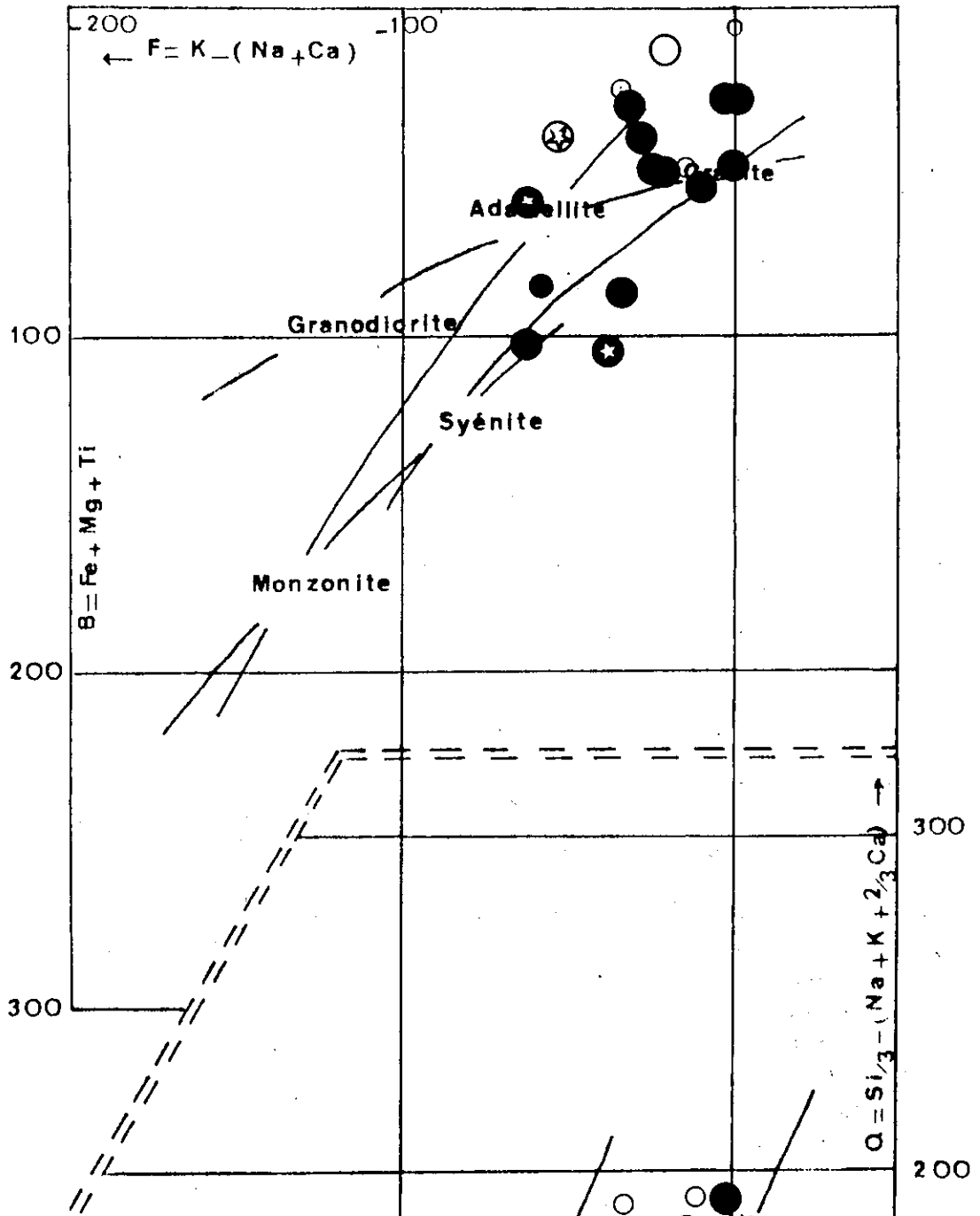
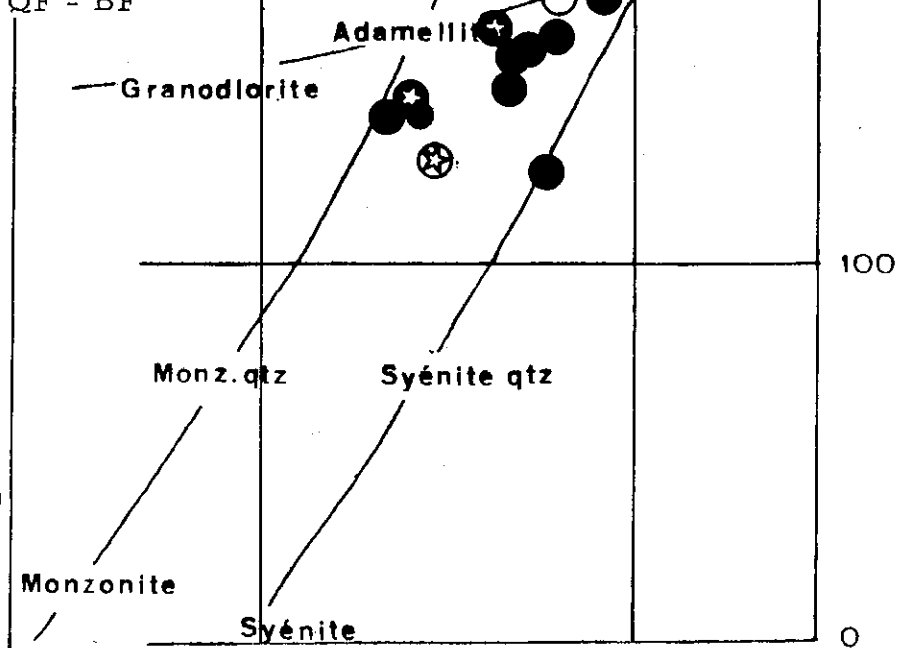


Figure 17- Granite de Vallorcine: diagramme QF - BF

- Granite porphyroïde
- Enclave homoéogène
- Leucogranite de la bordure W
- Microgranite
- ☆ Faciès mylonitisé (surcharge)



microgranites ; leur teneur en K_2O est en effet plus faible que celle du granite alors qu'ils semblent constituer des termes très évolués (Figure 18). Cette anomalie est bien illustrée par le diagramme $SiO_2 - K_2O$, (Figure 19), la teneur en silice constituant en l'occurrence un assez bon indice de différenciation.

- La corrélation $K_2O - Rb$ est bonne et positive. Aussi la courbe de différenciation $K/Rb - Rb$ est-elle très bien définie. La corrélation $Ca - Sr$, positive, est moins bonne, comme la courbe de différenciation Ca/Sr (Figure 20).

- J. HAMET (1975) pense que l'étude des éléments incompatibles Rb et Sr peut permettre de caractériser le mode de genèse d'un granite. Trois modèles sont d'après lui envisageables :

- . un modèle de genèse par cristallisation fractionnée d'un magma ; il se traduit par une droite sur le diagramme $\log Rb/Sr - \log Sr$;
- . un modèle par fusion partielle eutectique de roches crustales, se traduisant par une droite sur le diagramme $1/Sr - 1/Rb$;
- . un modèle de mélange (précurseur mantellique + roches crustales), plus difficile à caractériser puisqu'il faut connaître les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ du granite et de son encaissant.

Nous constatons (Figure 21) que le diagramme $\log Rb/Sr - \log Sr$ correspond à une droite (indice de corrélation = - 0,97), tandis que la corrélation $1/Sr - 1/Rb$ est nettement moins bonne (-0,69). Un modèle de genèse du granite de Vallorcine par cristallisation fractionnée semble donc plutôt à retenir.

- Les éléments -traces.

Ne disposant que d'un petit nombre d'analyses, nous nous contenterons de donner les moyennes et les écarts-types des teneurs en Ni, Co, Cr, V, Pb pour le granite de Vallorcine (8 analyses). Nous les comparerons à celles des faciès microgranitiques (2 analyses) et, plus subjectivement, à celles des faciès granitiques mylonitisés sur la faille de la Remua (1 analyse sur faciès ultramylonitisé, 3 analyses sur faciès cataclasés).

Elément	GRANITE	MICROGRANITE	GRANITE MYLONITISE
Ni	$\bar{x} = 32 \text{ ppm}$ $\sigma = 16$	$\bar{x} = 47 \text{ ppm}$	teneurs normales
Co	$\bar{x} = 9,5 \text{ ppm}$ $\sigma = 0,9$	$\bar{x} = 9$	teneurs normales
V	$\bar{x} = 34,5$ $\sigma = 11$	$\bar{x} = 48$	teneurs plutôt élevées
Cr	$\bar{x} = 74$ $\sigma = 52$	$\bar{x} = 110$	teneurs normales
Pb	$\bar{x} = 56$ $\sigma = 2$	$\bar{x} = 51$	teneurs plutôt faibles

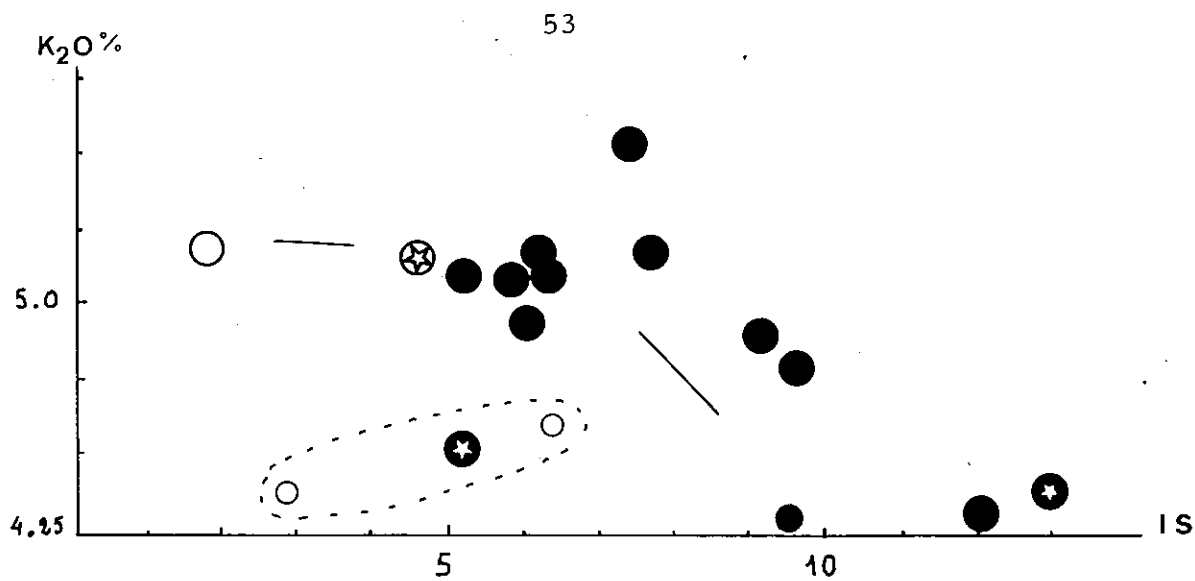


Figure 18-Granite de Vallorcine :diagramme $IS-K_2O$
(légende id. fig. 17)

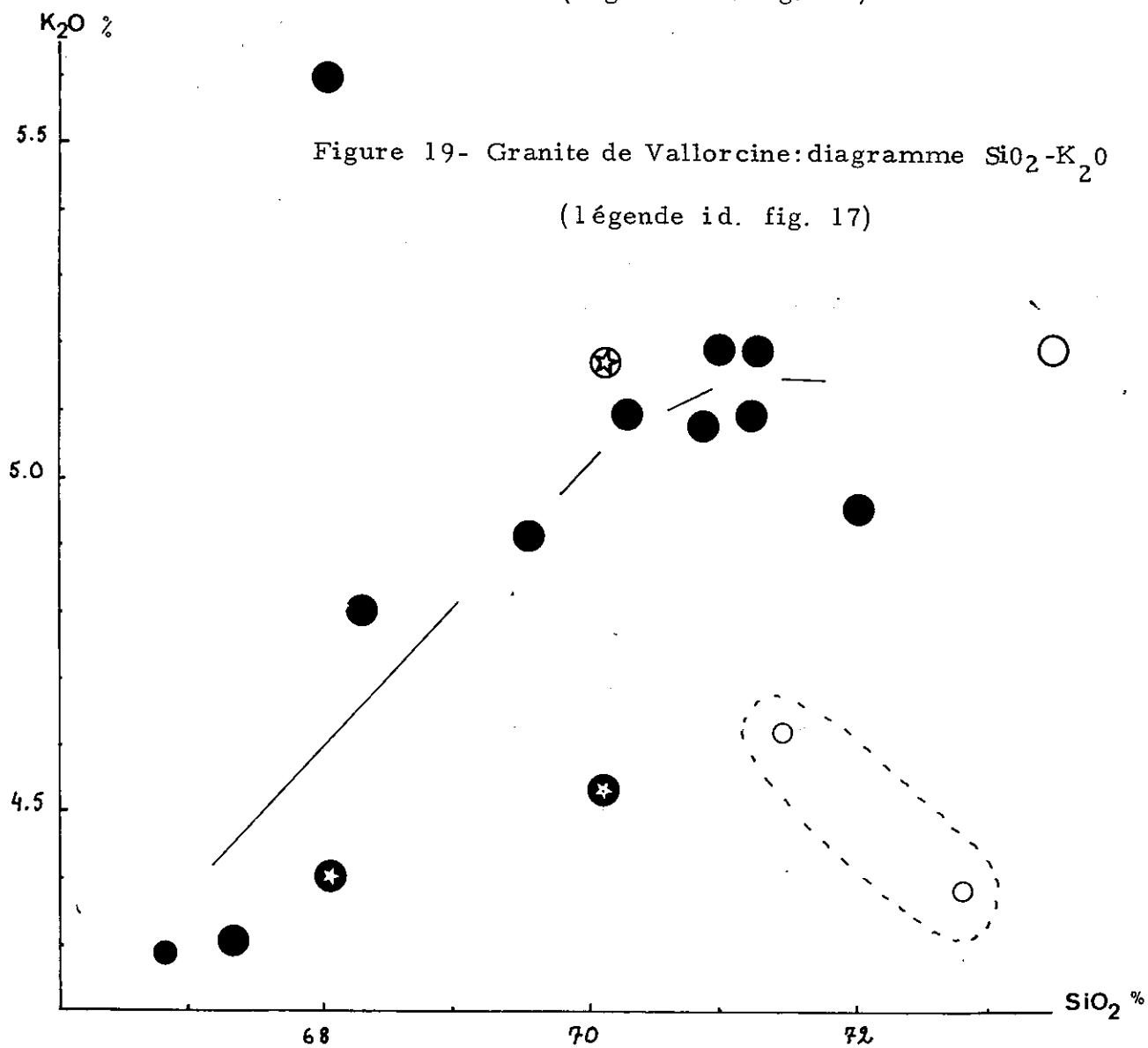
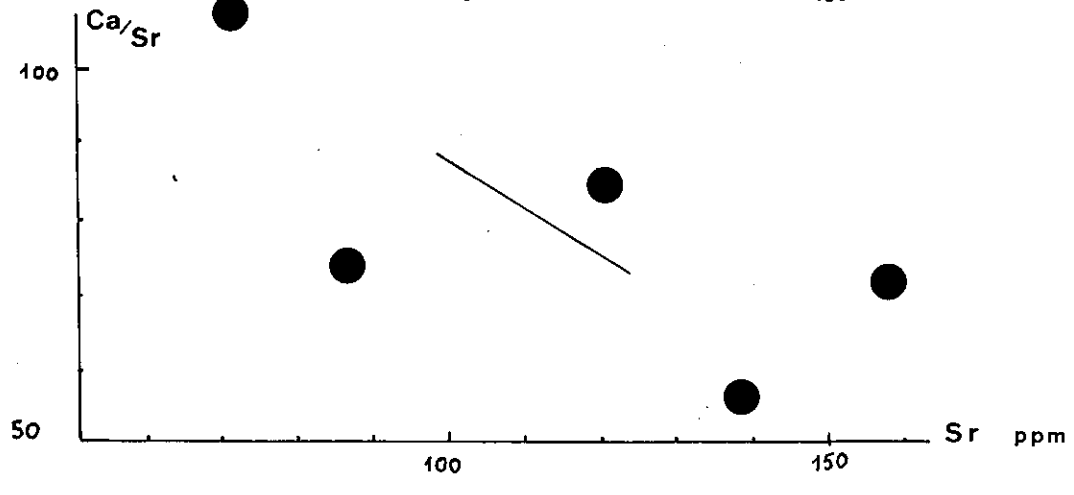
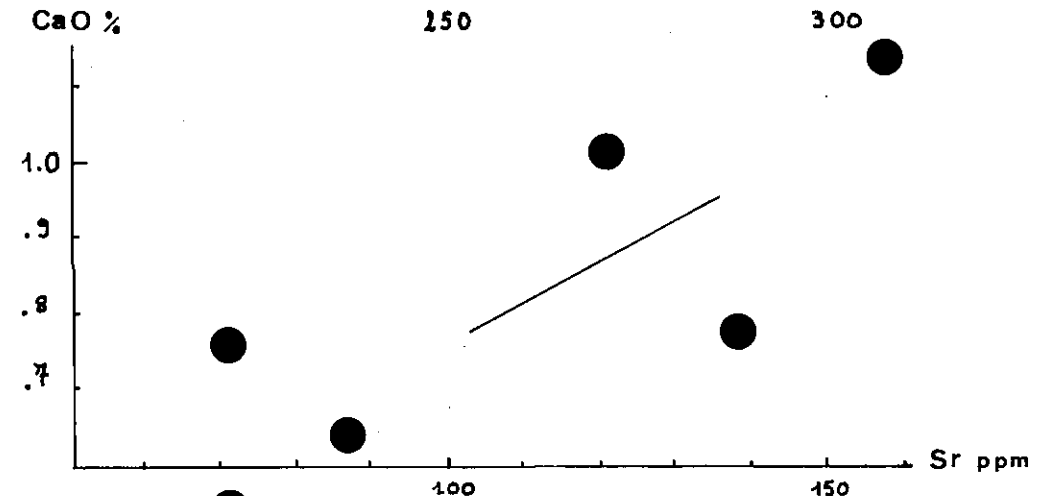
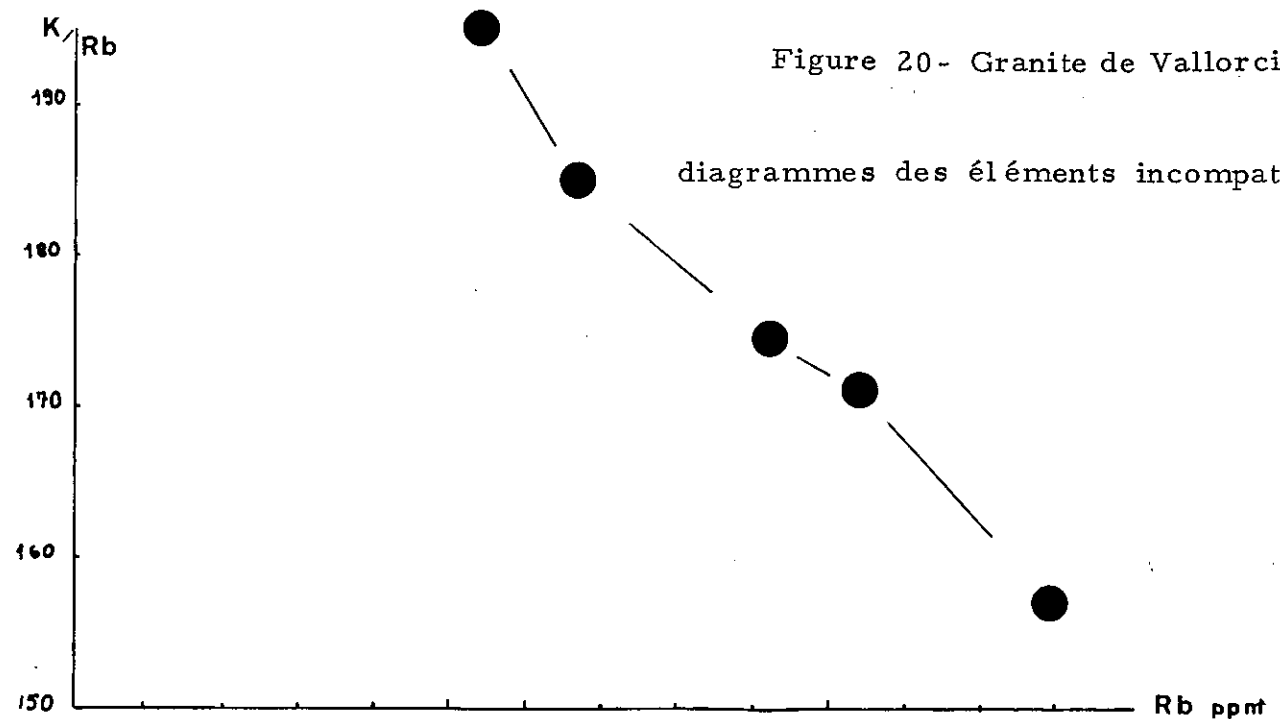
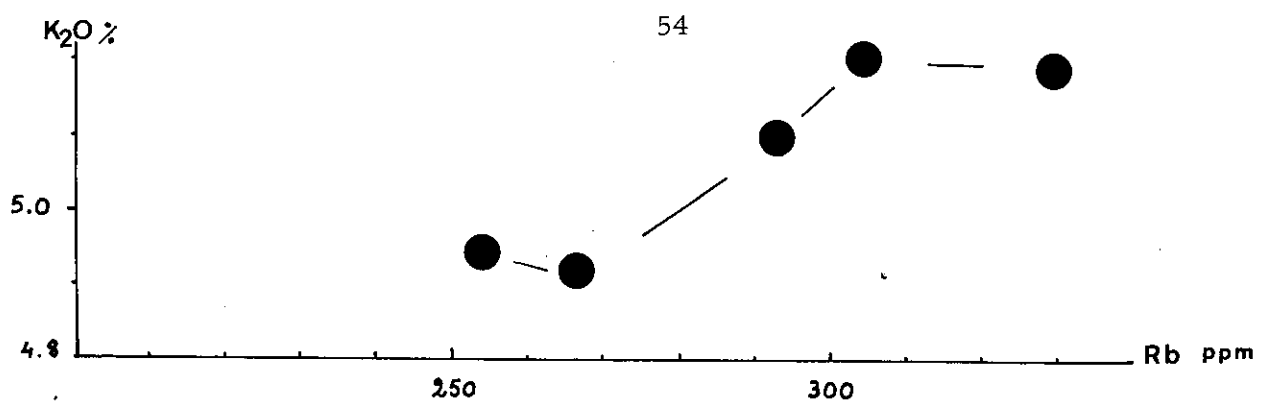


Figure 19- Granite de Vallorcine:diagramme SiO_2-K_2O
(légende id. fig. 17)



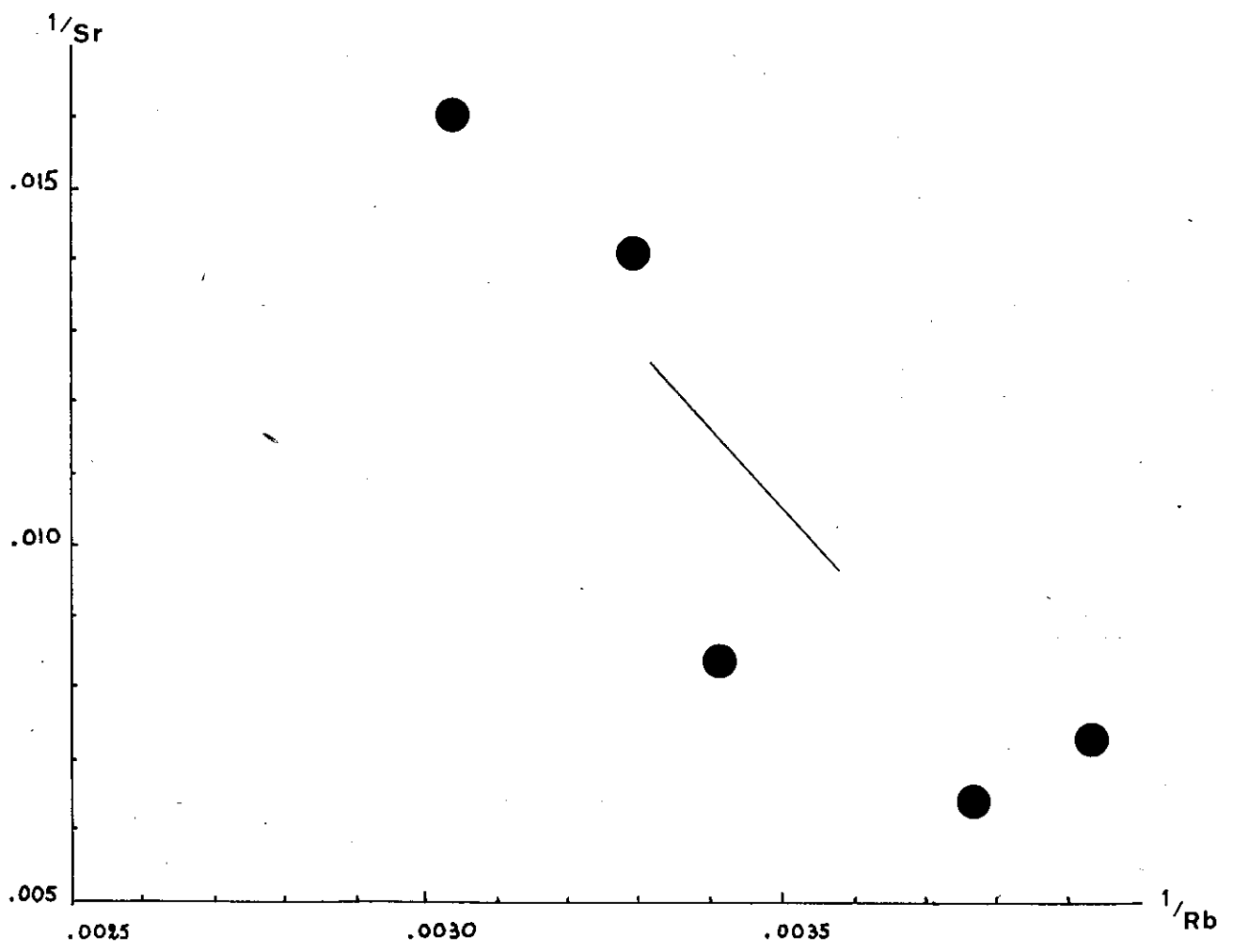
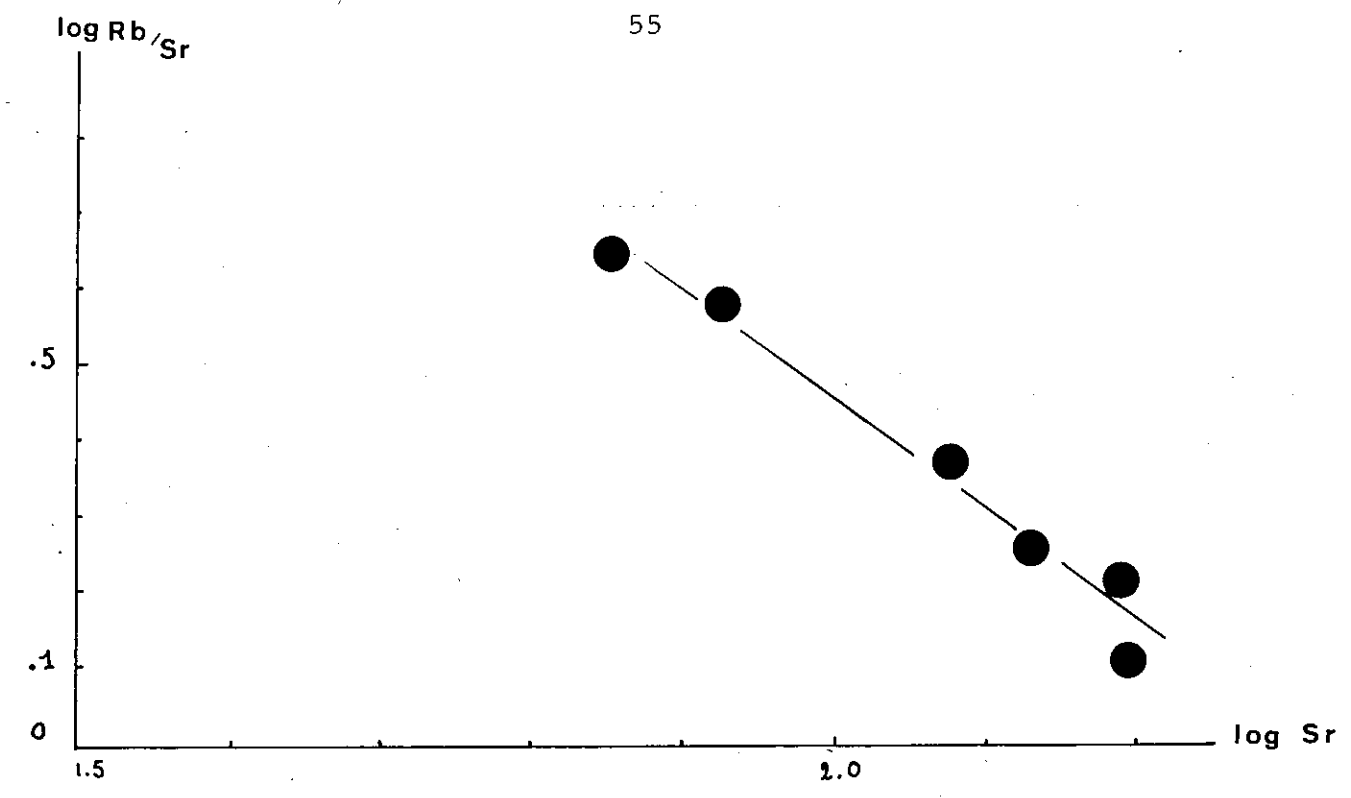


Figure 21- Granite de Vallorcine: diagrammes logRb/Sr-logSr et 1/Sr-1/Rb

E-3 Les faciès granitiques mylonitisés sur la faille de la Remua

Nous avons effectué une coupe géochimique sur la faille de la Remua, pour mettre en évidence d'éventuelles modifications du chimisme du granite de Vallorcine liées à la mylonitisation. REINHARD et PREISWERK (1927) avaient, dans le même esprit, prélevé 3 échantillons de granite de plus en plus écrasé sur la faille de la Remua (coupe du Luisin dans le Valais). Ils en avaient conclu que les modifications du chimisme étaient négligeables.

Nous disposons de 2 échantillons de granite cataclaté (PAV 19-25), d'un échantillon de granite très écrasé (PAV 20) et d'un échantillon d'ultramylonite à substrat granitique (PAV 21). Ces échantillons ont été prélevés (à l'exception de PAV 25) sur la coupe de la plateforme EDF de la frontière. Aucune évolution nette ne se dessine. Nous remarquons toutefois de fortes teneurs en Fe, Mg, Ca et Ti dans les faciès mylonitisés, et des teneurs fluctuantes en Na et K dénotant une certaine instabilité de ces éléments. Sous toutes réserves, compte tenu du faible nombre d'analyses, nous pouvons dire qu'avec la mylonitisation, les teneurs en $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$, CaO, MgO et TiO_2 augmentent, tandis que celles en SiO_2 et K_2O diminuent.

La roche devient donc plus basique. L'augmentation des teneurs en éléments alcalinoterreux et métalliques semble se traduire par les cristallisations de chlorite, d'épidote, de calcite, de micas blancs et d'opacités (pyrite, oxydes de fer).

F - ETUDE STRUCTURALE

F-1 Structure de la Série des Aiguilles Rouges

La série des Aiguilles Rouges est un vieux socle polycyclique dont l'histoire tectonique est complexe. Nous résumerons ici brièvement les grands traits de sa structure en nous inspirant largement de l'étude de J. BELLIERE (1958).

F-1-1 Les déformations plastiques

Elles sont contemporaines ou postérieures à l'acquisition de la foliation métamorphique (anatexie 1). La foliation est assez constante (style isoclinal de plissement) et présente des directions N0° à N 30°E avec de forts pendages. Les plis, généralement postschisteux, s'observent à toutes les échelles :

- à l'échelle de l'échantillon ; ils sont bien visibles dans les gneiss très micacés (gneiss argentés), mécaniquement favorables, et dans les gneiss rubanolentulaires, dont le comportement fluidal au cours du métamorphisme semble attesté par l'existence de microplis d'aspect ptygmatitique ;
- à l'échelle métrique et décamétrique ;
- à l'échelle régionale ; J. BELLIERE a mis en évidence un style isoclinal en grands plis couchés, d'axe grossièrement méridien, s'envoyant vers le Nord avec des plongements axiaux de l'ordre de 40°.

Les microplis que nous avons mesurés (secteur du Val de Tré les Eaux) s'intègrent dans ce schéma ; ils présentent des directions N0° à N 30°E avec de forts plongements vers le Nord.

Nous avons localement observé (le Siseray) d'importantes variations des directions des plans de foliation (par ailleurs toujours subverticaux) ; nous pouvons les expliquer par l'existence de plis verticaux très ouverts dans ce secteur.

F-1-2 La blastomylonitisation

Elle caractérise les gneiss de type Chéserys de J. BELLIERE. Cette déformation semble s'inscrire dans le prolongement de l'épisode tectonométamorphique principal (anatexie 1) et correspond à un niveau structural profond (métamorphisme mésozonal). Il s'agit d'un évènement régional, qui semble s'être déroulé à la faveur de grands couloirs de déformation NNE à NE. Nous n'avons pas observé, dans le secteur étudié, de blastomylonites vraiment caractéristiques ; aussi nous n'en avons pas individualisées cartographiquement.

F-1-3 La tectonique cassante

Dans notre secteur, les failles sont de directions variées et assez

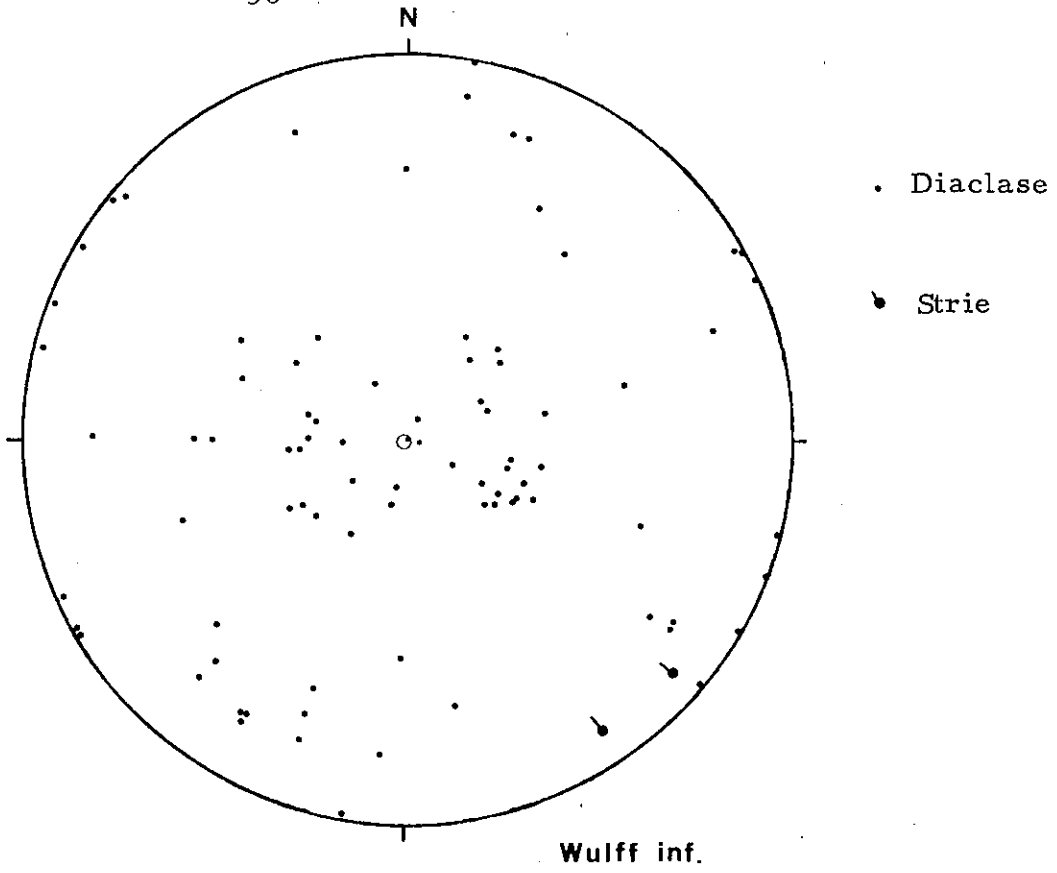


Figure 22- La fracturation dans le granite de Vallorcine

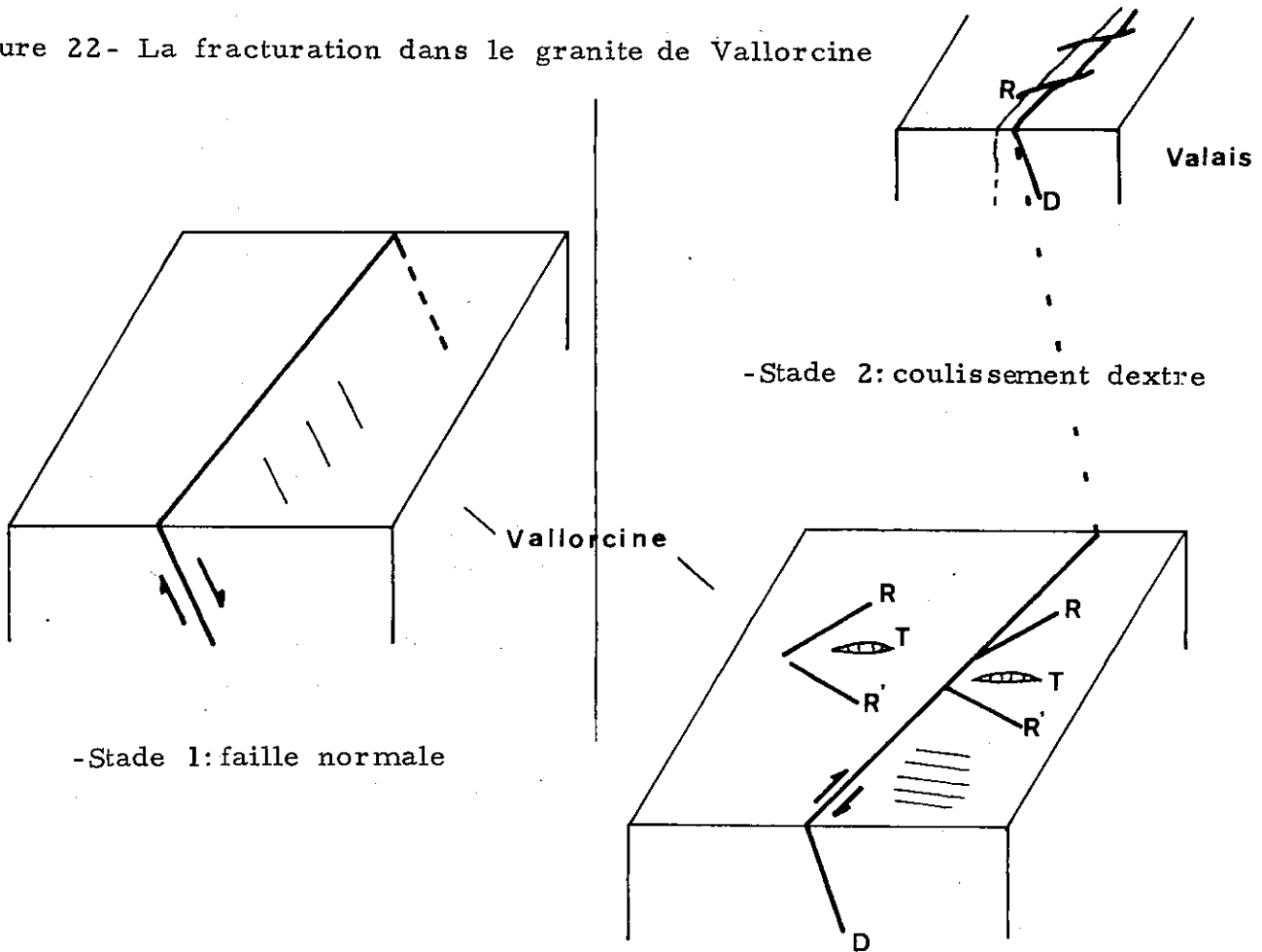


Figure 23 - La faille de la Remua: modèle cinématique

anarchiques. Ce fait résulte de l'interférence de plusieurs phases tectoniques cassantes, imputables à au moins deux cycles, alpin et hercynien.

Les directions les mieux représentées sont NS à NE, donc grossièrement directionnelles. Elles semblent anciennes ; c'est en effet la direction du granite de Vallorcine et de beaucoup de ses filons, qui semblent s'être mis en place dans des zones fragilisées. Elles ont à priori peu joué à l'Alpin car les rejeux observés dans la couverture sédimentaire sont faibles, d'ordre décimétrique tout au plus.

Des failles ENE à ESE sont également bien visibles dans la morphologie. Certaines ont indéniablement joué récemment, peut-être à l'Alpin, telle la faille du Val de Bérard qui décroche le contact normal du granite de Vallorcine. La direction EW correspond également à des ouvertures cicatrisées par des filons clastiques carbonatés ou par du quartz.

F-2 La fracturation dans le granite de Vallorcine

Le report des plans de diaclase sur canevas de Wulff (Figure 22) montre que les plans subverticaux sont très dispersés, alors que les plans peu pentés semblent un peu mieux réglés. On voit se dessiner deux groupements correspondant à des directions subméridiennes, les unes à faible pendage vers l'Ouest, les autres à faible pendage vers l'Est. Ce système pourrait témoigner d'une phase de compression simple E-W subhorizontale, postérieure à la mise en place du granite.

A plus grande échelle, la fracturation est difficilement observable, le granite affleurant assez mal dans notre secteur d'étude. Signalons dans le Valais l'existence de grandes failles dextres ENE décrochant le granite ; ces failles sont bien visibles sur la carte géologique au 1/250 000 des Alpes occidentales (M. GIDON).

F-3 La faille de la Remua

Ce grand accident, limitant à l'Est le granite de Vallorcine, se suit sur près de 25 kilomètres. Nous l'avons étudié du Col des Montets (La Remua) à la frontière franco-suisse. Après avoir décrit les faciès mylonitisés (D), nous allons dans ce paragraphe en résumer les caractères structuraux.

La faille de la Remua correspond en fait à une bande de granite et de gneiss très écrasés plutôt qu'à un miroir bien défini. Il vaut donc mieux envisager un jeu global par addition de glissements élémentaires sur les plans de schistosité. Sa direction n'est pas constante mais oscille de N 10 à N 35°E ; ainsi l'inflexion de son tracé au niveau de la frontière n'est pas lié à la topographie, mais correspond bien à un changement de direction. Les plans de schistosité (S1) pentent fortement vers l'Est (de 60 à 90°). Les mouvements sont de deux types :

- d'une part des mouvements verticaux ; les sens de mouvement indiquent un jeu normal, consistant donc globalement en une remontée de la lèvre granitique par rapport à son socle gneissique ;
- d'autre part des mouvements à composante horizontale non négligeable, correspondant à des stries plongeant vers le NE (de 30 à 60°) ; nous n'avons pu en préciser le sens.

Des zones d'ouverture subverticales, grossièrement E-W, cimentées par des filons de quartz, correspondent aussi, à l'échelle de la lame mince, aux recristallisations décrites lors de l'étude pétrographique. Enfin, des fractures N 55 à N 75°E se disposent en échellons sur la faille de la Remua ; elles sont relativement décomprimées car nous les verrons porteuses de nombreux indices uranifères (cf chap. VI). Une fracturation N 110-120°E apparaît sporadiquement et semble très localement pénétrative, donnant à la roche un débit en baguettes en intersectant S1 (Plan de l'Envers).

Du point de vue chronologique, nous pouvons dire que la faille de la Remua a joué postérieurement à la mise en place du granite, qu'elle limite à l'Est et qu'elle biseaute au Sud. Il est vraisemblable qu'il s'agisse en fait d'un accident de socle plus ancien, une zone de faiblesse à la faveur de laquelle se serait mis en place le granite. Elle a d'autre part joué (ou rejoué) après le dépôt du Carbonifère, qui est localement pincé dans des ultramylonites à substrat gneissique.

F-4 Conclusions de l'étude structurale

Nous pouvons proposer un schéma d'évolution pour la partie étudiée du massif des Aiguilles Rouges.

La déformation souple de la série des Aiguilles Rouges, suivie d'une blastomylonitisation, s'est effectuée à un niveau structural profond et correspond à un cycle ancien (calédonien ?).

Postérieurement à une remontée du bâti s'est instauré un style plus superficiel de déformation, qui semble avoir régné durant l'orogène

hercynienne et accessoirement durant l'orogénèse alpine. Les failles les plus anciennes, visibles dans la série des Aiguilles Rouges, semblent grossièrement directionnelles.

Postérieurement au dépôt du Carbonifère, la faille de la Remua a joué en faille normale ; son jeu a consisté en une remontée de la lèvre granitique occidentale. Ce mouvement d'ensemble a pu s'amorcer antérieurement au dépôt du Carbonifère et guider plus ou moins directement la sédimentation dans le bassin intracratonique des Posettes.

A ce sujet se pose le problème de savoir si le granite de Vallorcine affleurerait ou non au Carbonifère. LABHART et RYBACH (1972) en doutent, les auteurs de la notice de la carte Dent de Morcles 1/25 000, édition 1971, sont par contre plus affirmatifs ; pour notre part, nous ne trancherons pas, n'ayant guère étudié les sédiments détritiques houillers.

Tardivement, et sous toutes réserves en raison de la faiblesse des arguments (aucun sens de mouvement mesuré), le système aurait évolué en coulissement dextre. Cette phase correspondrait (Figure 23) :

- aux stries plongeant vers le NE observées sur les plans de schistosité de la faille de la Remua ; elles indiqueraient des mouvements chevauchants dextres ;
- à des "Riedels" (R), de direction ENE (fracturation en échelons sur la faille de la Remua et accidents plus importants dans le Valais, décrochant la faille de la Remua et dessinant des amygdales assez typiques) ;
- à des ouvertures grossièrement EW (T), visibles sur la faille de la Remua (où elles sont directement liées au rejeu des plans de mouvement) et, à plus grande échelle, dans la série des Aiguilles Rouges ;
- à une fracturation N 110 - 120 assimilable localement à une schistosité fruste ; elle pourrait être liée au rejeu dextre de la faille de la Remua et aurait valeur de "Riedel" conjuguée (R').

Elle semble liée à une contrainte maximale approximativement E-W, qui pourrait être alpine (phase de compression).

CHAPITRE III

LE GRANITE DE BEAUFORT

- A - Introduction
- B - Le contact occidental du granite de Beaufort et son encaissant migmatitique.
- C - Le contact oriental du granite de Beaufort et la Série Verte supérieure
- D - Etude pétrographique du granite de Beaufort
- E - Etude de la paléosurface et des faciès altérés du granite de Beaufort
- F - Etude géochimique du granite de Beaufort
- G - Etude structurale
- H - Conclusions : la place du granite de Beaufort dans l'édifice structural du massif de Belledonne.

CHAPITRE III - LE GRANITE DE BEAUFORT

A - INTRODUCTION

Ce granite affleure sur une faible superficie (4km carrés) en amont de Beaufort, où il forme un superbe verrou glaciaire entaillé par le vallée du Doron. Il ressort très bien dans la morphologie, alors que son encaissant, constitué de terrains plus tendres, est recouvert par des moraines quaternaires (moraines de fond).

Les meilleurs affleurements s'observent sur les versants de la vallée du Doron. Toutefois ils sont difficilement accessibles. La surface actuelle du granite, rabotée par l'érosion glaciaire, affleure également assez bien. Le hiatus d'observation entre le toit du granite (vers 1050 m d'altitude) et le fond de la vallée (vers 800 m) est plus ou moins bien comblé grâce à l'existence de deux thalwegs entaillant la masse granitique et se jetant dans le Doron au niveau de Beaufort (ruisseaux de l'Enfer et des Cours).

Au Nord, le granite s'ennoie sous d'épaisses formations morainiques. Il semble que l'on retrouve son équivalent beaucoup plus au Nord, dans la vallée du Dorinet (petit pointement du granite de la Chaudanne affleurant cinq kilomètres au NE d'Hauteluce).

De la même façon, au Sud, le granite disparaît sous des empâtements glaciaires et affleure très localement le long de la route du Praz au Bersend.

Du point de vue géologique, le granite de Beaufort constitue, avec les granites d'Outray, du Roc Blanc et de la Chaudanne, un des granites du Beaufortin, étudiés entre autres auteurs par C. BORDET (1961) et Y. GROS (1974). Pour ces auteurs, les granites de Beaufort et de la Chaudanne s'opposent à ceux d'Outray et du Roc Blanc, que nous avons très peu étudiés. Cette opposition semble pleinement justifiée des points de vue pétrologique, géochimique et vraisemblablement génétique.

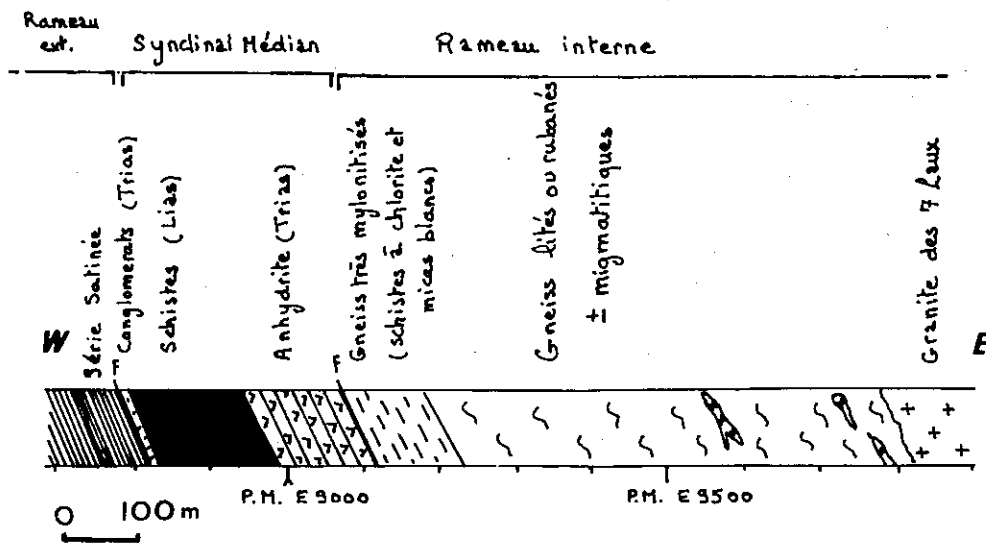
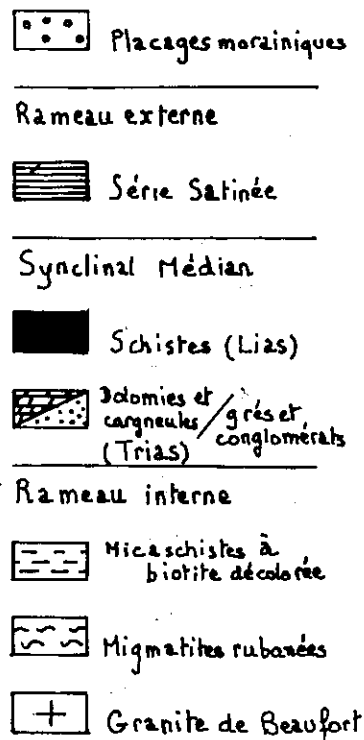
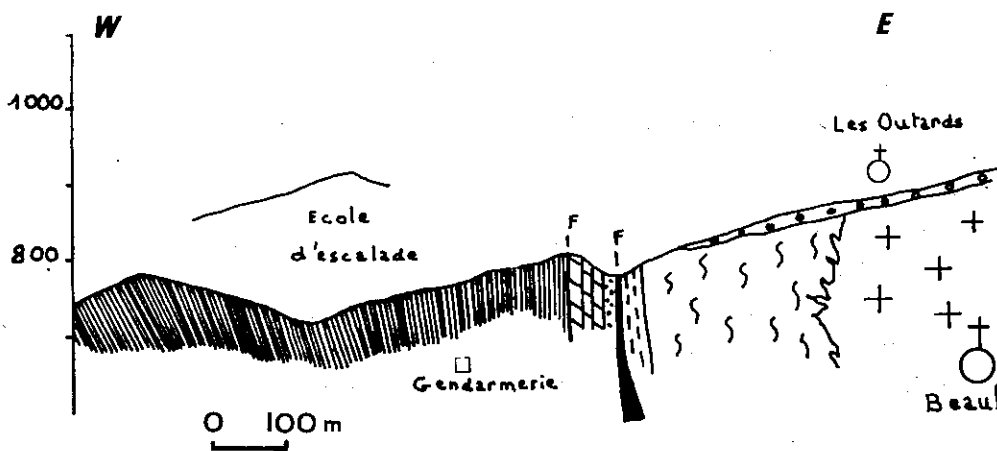
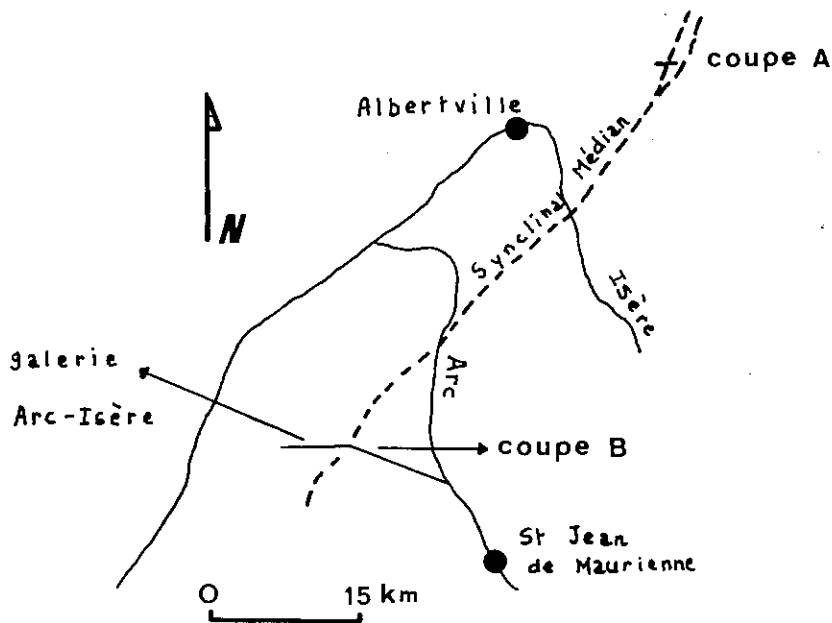


Figure 24- Coupes géologiques du contact occidental des granites de Beaufort et des 7 Laux

- Coupe A: contact occidental du granite de Beaufort
- Coupe B: contact occidental du granite des 7 Laux (galerie Arc-Isère, d'après D. GASQUET, 1979)

B - LE CONTACT OCCIDENTAL DU GRANITE DE BEAUFORT ET SON ENCAISSANT MIGMATITIQUE

L'encaissant occidental du granite de Beaufort est bien visible à Beaufort même. Il s'agit de migmatites rubanées (embréchites) affleurant au plus sur cinq cents mètres de largeur. Elles sont jalonnées, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, par une bande de sédiments essentiellement triasiques (cargneules et dolomies rousses), redressés à la verticale et suturant un accident du socle important que nous décrirons aussi dans le massif de la Lauzière, à l'Ouest du granite d'Epierre : le Synclinal Médian.* A l'Ouest du Synclinal Médian (rameau externe de Belledonne) on retrouve la Série Satinée qui, très homogène, présente toujours les mêmes caractères (séricitochloritoschistes albitiques).

La coupe géologique du contact occidental du granite de Beaufort (Figure 24) présente des analogies frappantes avec la coupe de la bordure occidentale du granite des Sept Laux, levée par D. GASQUET dans la galerie Arc-Isère (au niveau d'Epierre, l'analogie est moins nette car on n'observe plus de gneiss migmatitiques entre le granite et le Synclinal Médian). Nous venons ici de suggérer ce que confirmera par ailleurs l'étude pétrographique et géochimique, à savoir la parenté existant entre le granite des Sept Laux et le granite de Beaufort (parenté déjà soulignée par C. BORDET et Y. GROS). Signalons que dans les deux coupes, les migmatites très écrasées en bordure du Synclinal Médian semblent affectées par une blastèse de micas ou par une décoloration des biotites, phénomène correspondant peut-être à une métasomatose potassique à l'échelle hectométrique, liée à l'intrusion du granite.

Sur la route de Beaufort aux Curtillets, cent mètres avant le hameau des Curtillets, affleurent dans un thalweg des sédiments triasiques et liasiques, subhorizontaux, au-dessus du Synclinal Médian qu'ils semblent chevaucher. Une schistosité N 25°E subverticale, analogue à celle affectant le Synclinal Médian, se retrouvant parfois dans ces sédiments, il semble raisonnable d'envisager un rejeu tardif du Synclinal Médian, postérieur à ce chevauchement (Figure 25).

Les migmatites rubanées, étudiées assez succinctement, présentent les caractères pétrographiques suivants (Figure 26) :

- macroscopiquement, il s'agit de gneiss riches en biotite et muscovite, avec des lits quartzofeldspathiques assez grossiers, passant à des mobilisats parfois discordants par rapport à la foliation ;
- au microscope, les rubans leucocrates, d'épaisseur millimétrique, comprennent des feldspaths potassiques très fracturés et cimentés par du quartz et de la séricite, des plagioclases très séricitisés passant à une

* Pour C. BORDET (1961) cette lame de Trias, remplissant un joint tectonique, ne correspond pas à une branche du Synclinal Médian. Le granite de Beaufort appartient donc au rameau externe de Belledonne.

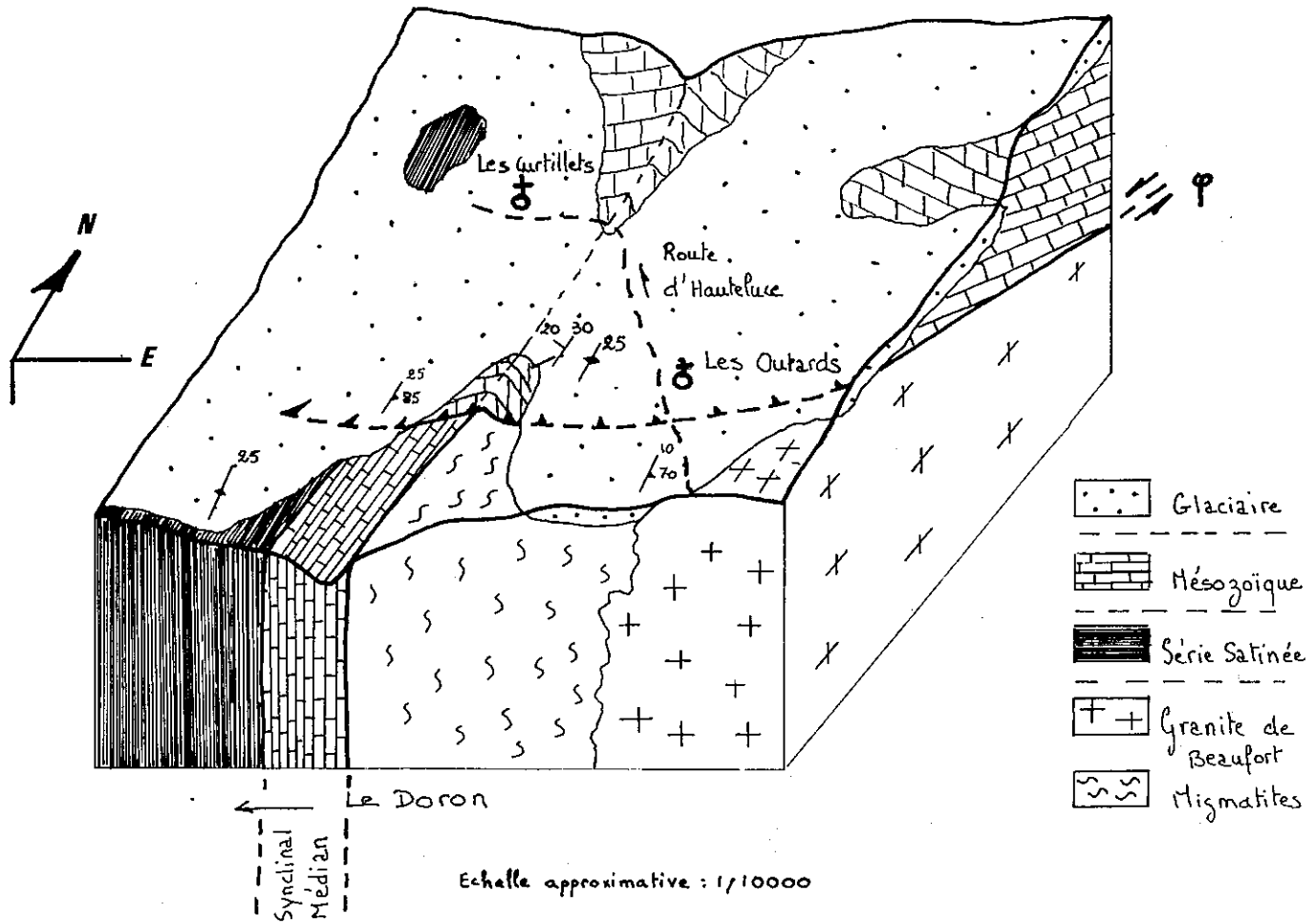


Figure 25- Bloc-diagramme montrant les relations entre le Synclinal Médian et les sédiments triasico-liasiques chevauchants

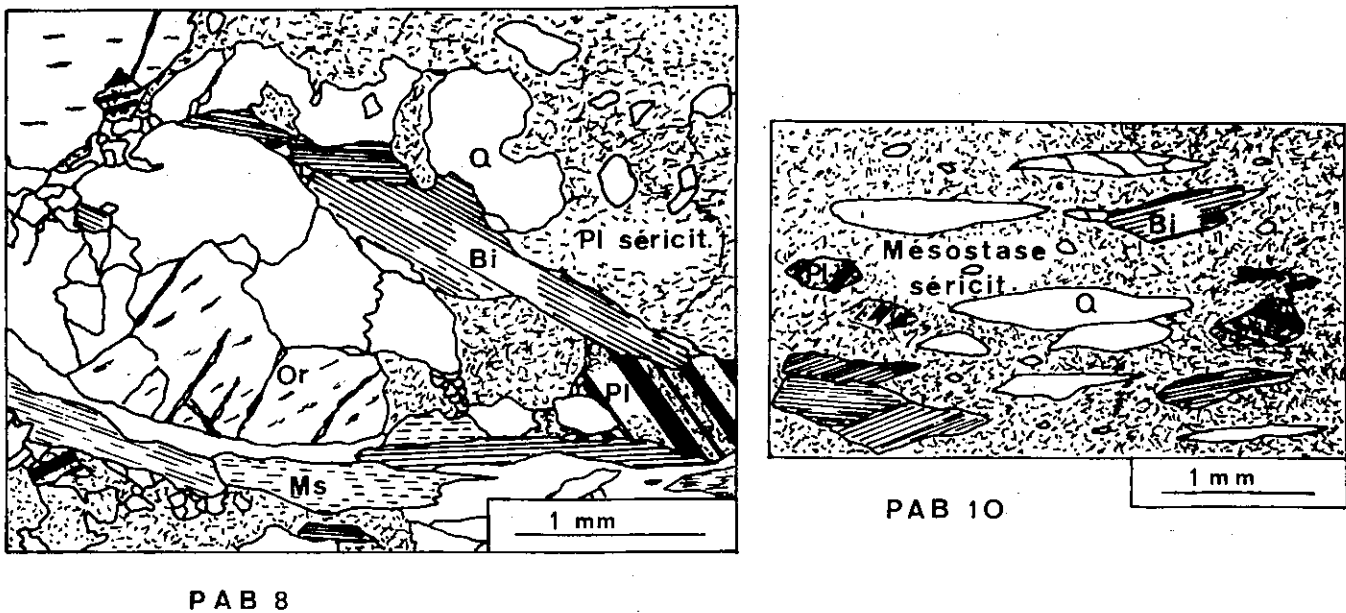


Figure 26 - Embréchites de la bordure occidentale du granite de Beaufort
 -PAB 8: embréchite
 -PAB 10: embréchite mylonitisée en bordure du Synclinal Médian

mésostase sériciteuse et du quartz en amas polycristallins imbriqués. Ces rubans sont moulés par des lits micacés discontinus, d'épaisseur millimétrique, constitués de grands individus de biotite brune très pléochroïque et de muscovite.

Les faciès très écrasés en bordure du Synclinal Médian présentent des caractères identiques, mais correspondent toutefois à un degré de mylonitisation plus intense. Le quartz forme des rubans simples mono ou polycristallins. Les feldspaths sont moins bien conservés et ne subsistent qu'en petits fragments dans une mésostase sériciteuse. Les phyllites, tordues, sont des biotites chloritisées peu pléochroïques, souvent décolorées le long des clivages. L'aspect des rubans de quartz suggère que les températures liées au jeu du Synclinal Médian ont du être faibles. Ceci est en accord avec les conditions proposées par P. LANDRY (1976) qui, pour des échantillons prélevés près d'Arèches, a déterminé, par mesure de la cristallinité des illites, des conditions de métamorphisme à la limite de l'anchizone et de l'épizone dans les sédiments du Synclinal Médian.

L'analogie semblant bonne entre nos migmatites et les gneiss migmatitiques de la bordure occidentale du granite des Sept Laux, nous pouvons, en les assimilant à ces derniers, proposer pour leur origine une sédimentation grauwackeuse (D. GASQUET (1979) et les comparer aux gneiss de groupe de Saint Rémy, et donc aussi aux gneiss plus ou moins migmatitiques du Bois des Ravères, situés en bordure du granite d'Epierre.

Le contact entre le granite de Beaufort et les migmatites est difficile à étudier en raison du manque d'affleurements et de l'intensité de la fracturation. Il est visible au-dessus du hameau de Coutaillaat, dans une zone boisée, et à Beaufort au niveau de l'intersection de la route de Roselend et de la route d'Hauteluce (de l'intersection cotée 760 au hameau des Cours). Le meilleur point d'observation se situe au bord de la route, près du point coté 849. Le contact semble à priori intrusif. Le granite de Beaufort emballe les migmatites de bordure et les injecte sur de faibles distances (d'ordre décamétrique).

On trouve également des filons de nature aplitique dans la zone de contact et des filons basiques que nous décrirons par ailleurs, car on en retrouve également dans la masse granitique. A priori, les mobilisats des migmatites semblent de nature différente de celle du granite de Beaufort. Cette observation rejoint celles de D. GASQUET, pour lequel le granite des Sept Laux est postérieur à son encaissant migmatitique. Le granite de Beaufort ne semble donc pas s'être formé aux dépens des migmatites, comme le suggérerait C. BORDET. Pour ce dernier, le granite de Beaufort était un granite d'anatexie formé par fusion de la Série Satinée, les migmatites de bordure étant désignées sous le terme de Série Satinée migmatitique.

Pour notre part, nous pensons que les migmatites n'ont aucun rapport avec la Série Satinée, dont elles sont séparées par le Synclinal Médian,

(branche occidentale), et qu'elles sont recoupées par le granite de Beaufort, qui serait intrusif et non pas d'anatexie.

C - LE CONTACT ORIENTAL DU GRANITE DE BEAUFORT ET LA SERIE VERTE SUPERIEURE

Ce contact oriental n'a pas été directement observé car, en amont du verrou glaciaire, on a une zone de surcreusement important, empâtée par des moraines (le Bersend, les Iles, les Villes Dessous).

La coupe du Praz au Signal de la Croix de Coste (forêt de Plan du Praz) est la plus complète. On observe d'Ouest en Est (Figure 27) :

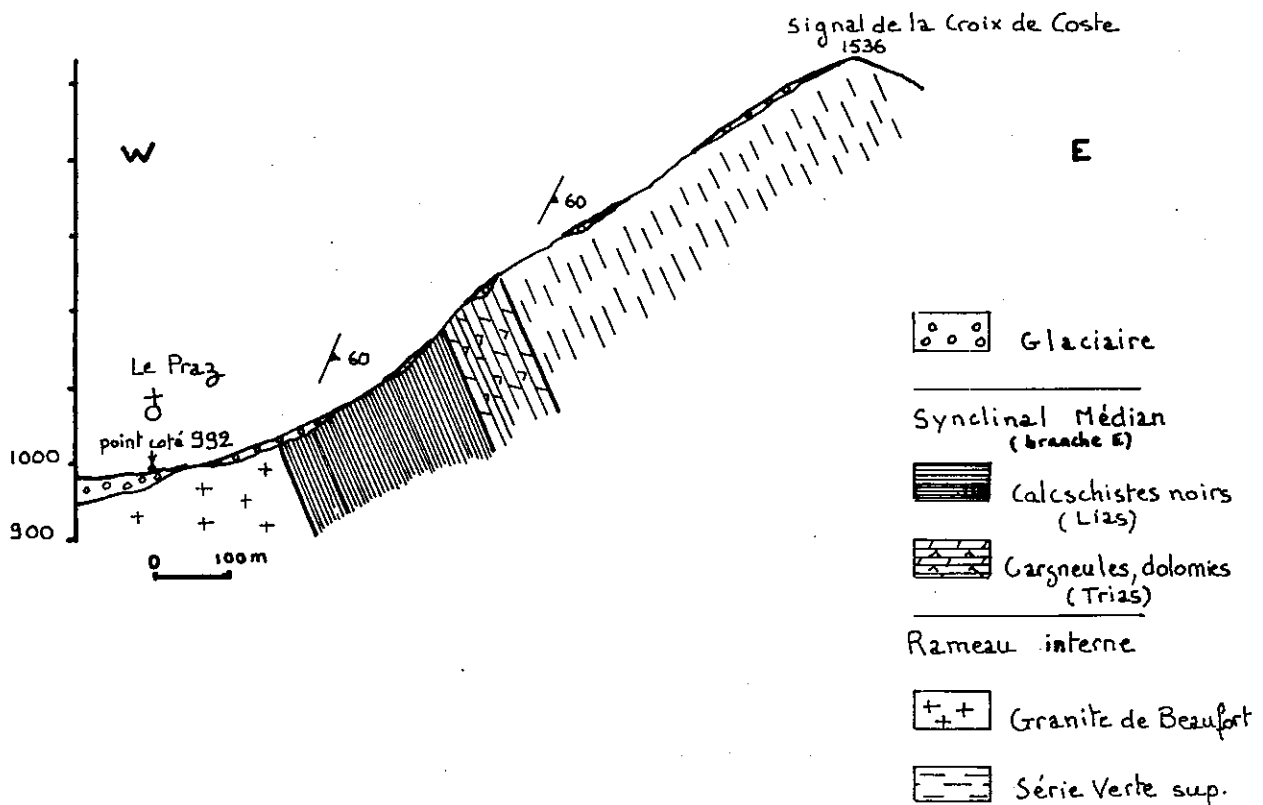


Figure 27.- Coupe géologique du contact oriental du granite de Beaufort

- le granite de Beaufort très tectonisé, affecté d'une schistosité cataclastique orientée NE et pentée de 60° vers le SE (route du Praz au Bersend) ;
- 150 m au-dessus de la route, des schistes et calcschistes sombres très écrasés (Lias), affectés d'une schistosité orientée NE et pentée de 60° vers le SE ; cette schistosité de flux est également une schistosité de plan axial ; les microplis observés présentent un fort plongement vers le Sud (de 45 à 70°) ;
- des dolomies beiges (150 m au Nord du réservoir de la Grange) et des cargneules d'aspect bréchoïde (Trias) ;
- la Série Verte supérieure, bien étudiée par Y. GROS (1974).

Nous avons observé sur cette coupe des schistes fins séricitochloriteux, très écrasés à proximité du Trias (aspect soyeux) et des schistes rubanés. Signalons la présence de niveaux lenticulaires, métriques, de schistes noirs organiques, très meubles et altérés en argiles. Ces faciès, décrits par C. BORDET (1961), semblent présenter un certain intérêt du point de vue radiométrique (cf chapitre VI).

Les coupes sont moins bonnes plus au Nord, où les sédiments mésozoïques du Synclinal Médian n'affleurent plus. On observe au Cernix des schistes sombres rubanés, très écrasés, classiquement décrits dans la Série Verte supérieure.

Le contact oriental du granite de Beaufort correspond donc à un grand accident pinçant du sédimentaire, et le mettant en contact avec la série Verte supérieure. Nous avons déjà décrit le même type de contact à l'Ouest, entre les migmatites de bordure et la Série Satinée. Il semble donc que le granite de Beaufort soit coincé entre deux grands accidents de rejeu alpin important, ou pour s'exprimer différemment, qu'il constitue un bloc pincé entre deux branches du Synclinal Médian.

D - ETUDE PETROGRAPHIQUE DU GRANITE DE BEAUFORT

Bien que sa superficie soit réduite, le granite de Beaufort est très différencié du point de vue pétrographique. En outre, certains faciès sont altérés ou tectonisés, alors que d'autres sont sains ou peu écrasés. Aussi avons-nous dû travailler sur des fonds topographiques précis (levés au 1/2500).

Nous avons distingué divers faciès semblant grossièrement s'organiser en bandes d'orientation N.NE, parallèles à l'allongement général de la masse granitique et à ses contacts tectoniques ; ce sont, d'Ouest en Est :

- un faciès fin de composition granodioritique, leucocrate et souvent très frais, qui affleure très localement et semble jalonner sur une faible

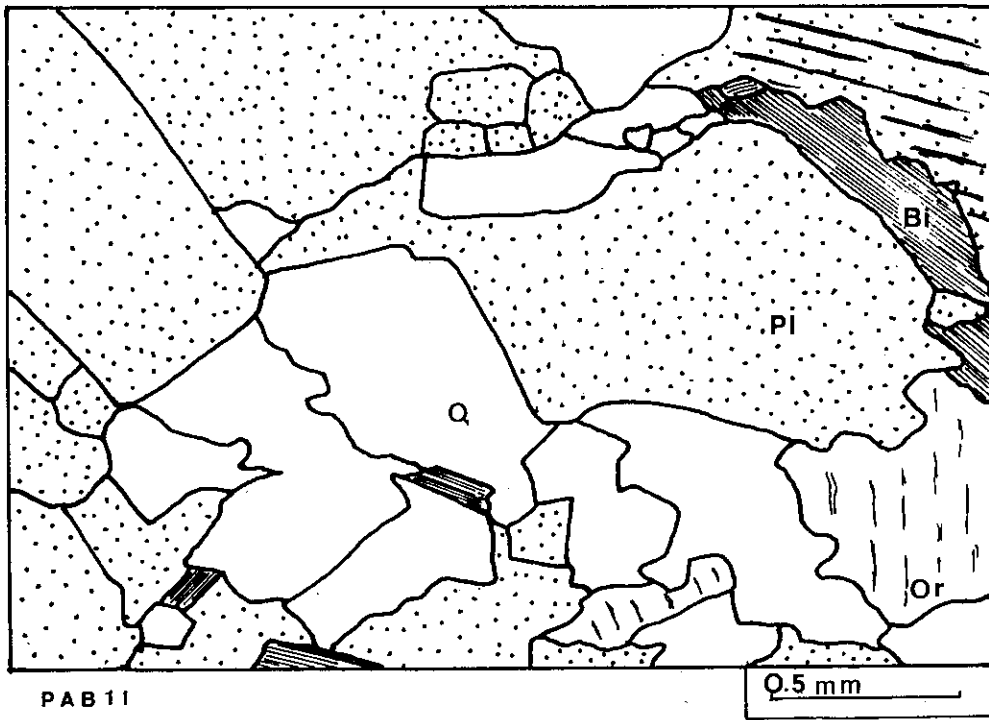
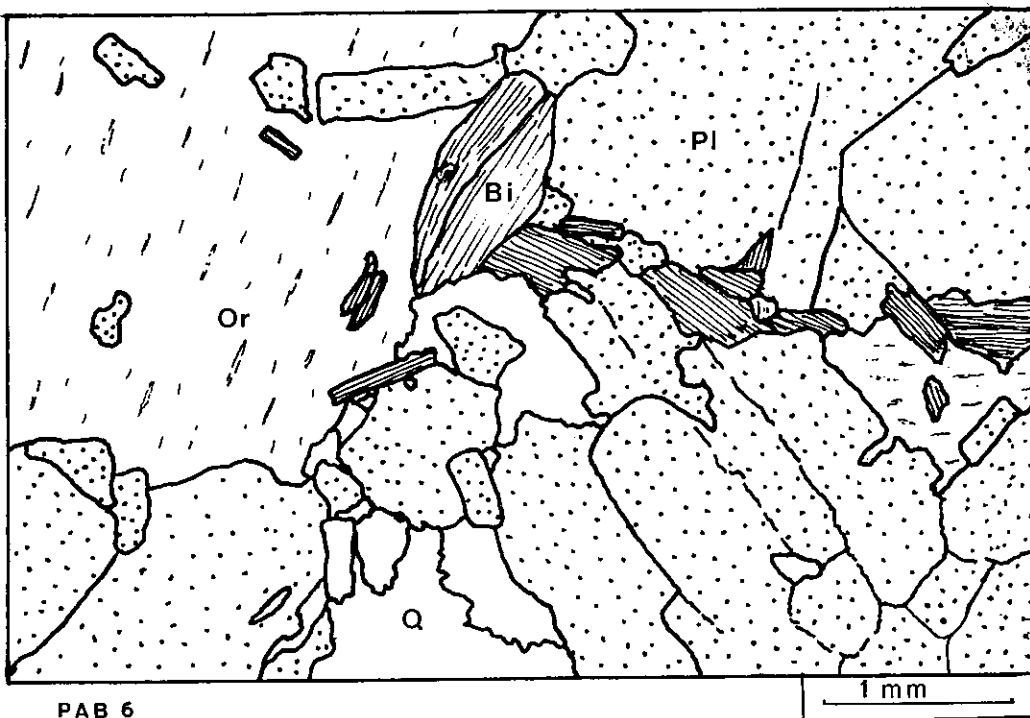


Figure 28- Granite de Beaufort: faciès granodioritique de la bordure W

Figure 29- Granite de Beaufort: faciès porphyroïde



- distance le contact avec les migmatites ;
- un faciès porphyroïde qui semble dominant ;
 - un faciès isogranulaire de composition granitique, qui est très souvent altéré, à priori pour des raisons de configuration spatiale et sans relation de cause à effet avec la disparition des mégacristaux ;
 - des faciès plus accidentels, plus ou moins filoniens, vaugnéritiques, aplitiques, et à tendance granophyrique.

Nous allons tout d'abord décrire ces différents faciès, puis nous étudierons leurs relations. Nous nous attacherons, dans le paragraphe suivant, à l'étude des phénomènes d'altération qui, bien que concernant essentiellement les faciès isogranulaires orientaux, ne semblent pas spécifiques de cette formation.

D-1 Le faciès fin de composition granodioritique (Figure 28)

Il affleure de façon discontinue en bordure occidentale du granite, où il semble assez fortuitement en contact avec l'encaissant migmatitique. Il forme une bande d'une cinquantaine de mètres de puissance au plus, observable par exemple au-dessus du hameau des Cours. Il constitue également quelques filons dans les migmatites. Nous l'avons individualisé cartographiquement car il contraste bien avec les autres faciès, des points de vue radiométrique (faible mouvement propre) et géochimique. Il s'agit d'une roche assez fine (grain de un à deux millimètres), peu orientée, leucocrate et fraîche, de couleur blanche, assez riche en biotite.

- *Le quartz, relativement abondant, est interstitiel et se présente sous forme d'individus imbriqués inframillimétriques, parfois granulés.*
- *Les plagioclases, millimétriques, sont très abondants, séricitisés, xénomorphes et parfois un peu zonés. Ils possèdent souvent une bordure albitique limpide. Leur teneur en anorthite, déterminée par la méthode de la double macle, est An 25-30.*
- *Les feldspaths potassiques, peu abondants, sont xénomorphes et présentent des contours indentés. Ils semblent corrodés par les plagioclases (?) (la fréquence des plagioclases à double macle pourrait témoigner en faveur de cette hypothèse).*
- *La biotite, fraîche, souligne une structure à tendance cloisonnée. Elle est riche en sagénite et renferme des zircons à auréole pléochroïque. On trouve d'autre part de la biotite chloritisée (décolorée) et accessoirement des petites muscovites.*
- *On rencontre enfin un peu d'apatite et d'épidote.*

Deux comptages de points donnent la composition moyenne suivante :

quartz	: 29,5 %	(26 à 33 %)
plagioclase	: 53,5 %	
feldspath potassique	: 8,5 %	(7 à 10 %)
phyllites	: 8,5 %	(6,5 à 10,5 %)

D-2 Le faciès porphyroïde (Figure 29)

Il s'agit du faciès granitique principal.

Il est caractérisé par la présence de mégacristsaux centimétriques, assez automorphes, de feldspath potassique.

- *Le quartz constitue des agglomérats polycristallins demicentimétriques, formés d'individus millimétriques, imbriqués, à extinction roulante, parfois un peu granulés.*

- *Les plagioclases, abondants, sont très séricitisés, un peu zonés, avec une bordure albitique plus limpide. Ils sont subautomorphes ou un peu arrondis et assez typiquement enchevêtrés. Leur taille varie de un à trois mm. Il s'agit d'oligoclase (An 25).*

- *Les feldspaths potassiques porphyroïdes sont maclés Carlsbad. Subautomorphes, ils présentent dans le détail des contours indentés. Ils sont très poecilithiques (micas et plagioclases) et perthitiques (filons et taches).*

- *Les micas sont souvent groupés en "nids" formés de baguettes millimétriques enchevêtrées. Il s'agit de biotite verdie, très pléochroïque, passant à de la chlorite à exsudations ferrifères.*

- *L'apatite est souvent abondante et on trouve un peu d'épidote en grains.*

Deux comptages de points donnent la composition suivante :

quartz	: 17 %	(14,5 à 19,5 %)
plagioclase	: 40,5 %	(35,5 à 46,0 %)
feldspath potassique	: 34,5 %	(27,5 à 41,5 %)
phyllites	: 8,0 %	(7,0 à 9,0 %)

Très localement affleurent des faciès plus basiques (Les Iles) en masses floues décamétriques. Ils sont caractérisés par une plus grande abondance en micas et par la présence d'amas millimétriques, entièrement épigenisés en chlorite, calcite, épidote et leucoxène, qui pourraient correspondre à d'anciennes amphiboles (la hornblende est d'ailleurs signalée au Pont des Iles par RITTER, 1894).

D-3 Le faciès granitique isogranulaire

Il affleure, en gros, à l'Est et au toit du granite, principalement en rive

droite du Doron. Il ne présente pas en lame mince de caractère mylonitique spécifique. Aussi semble-t-il logique de le considérer comme un terme de différenciation des faciès porphyroïdes (avec peut-être des termes ultimes à tendance granophyrique, que nous allons décrire dans le paragraphe suivant) et non pas comme l'équivalent plus tectonisé de ces derniers. Cette hypothèse semble confirmée par l'étude des rapports entre les deux formations.

Le contact entre le faciès porphyroïde et le faciès isogranulaire est tantôt progressif (les Combelles, les Villes Dessus) avec apparition de mégacristaux de plus en plus gros et nombreux et une légère augmentation du grain de la roche, tantôt brutal (défilé d'Entreroche, au bord de la route, à l'entrée d'une galerie de reconnaissance percée par le CEA). Le faciès isogranulaire semble alors avoir réinjecté le faciès porphyroïde à la faveur de mouvements tardifs, contemporains de la fin de mise en place du granite.

D-4 Les faciès accessoires

D-4-1 Les roches de type vaugnéritique (Figure 30)

Elles correspondent à des masses métriques aux contours assez flous (le Praz) ou à des filons à bordure franche. Il s'agit de roches sombres, non orientées, à grain assez fin, caractérisées par l'abondance des biotites très fraîches, plurimillimétriques, automorphes et disposées en tous sens.

- Description d'un échantillon prélevé dans une masse à contours flous (PAB 13 : Le Praz).

. *Les feldspaths potassiques, abondants et xénomorphes, sont perthitiques (taches) et présentent des bordures albitiques.*

. *Les plagioclases, entièrement saussuritisés, forment une mésostase riche en séricite, calcite et épidote, avec des petites biotites et du quartz.*

. *Le quartz, le plus tardif, envahit la roche et se présente sous forme de grands cristaux discordants centimétriques, très poecilites et à contours indentés.*

. *Les biotites, très pléochroïques, sont automorphes et de longueur millimétrique à centimétrique. Elles renferment de la sagénite.*

. *L'apatite est très abondante ; on trouve aussi des petits sphères craquelés.*

- Description d'un échantillon filonien (PAB 16 : ruisseau de l'Enfer).

La roche, d'aspect identique, est caractérisée par la disparition des feldspaths potassiques. Corrélativement, les plagioclases deviennent moins calciques et sont séricitisés et non saussuritisés.

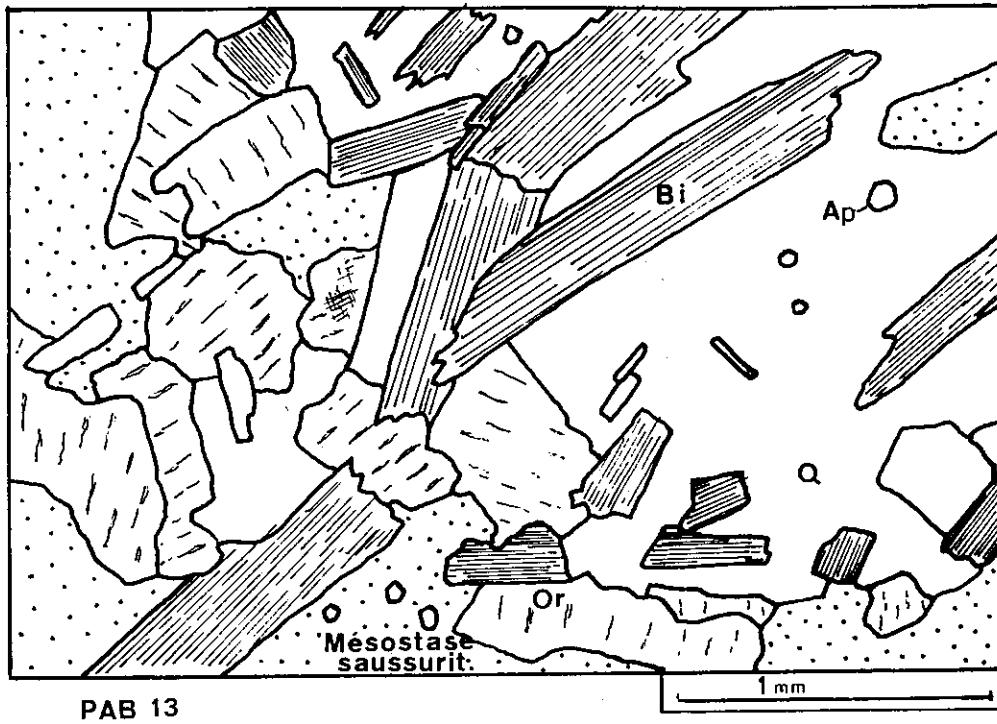
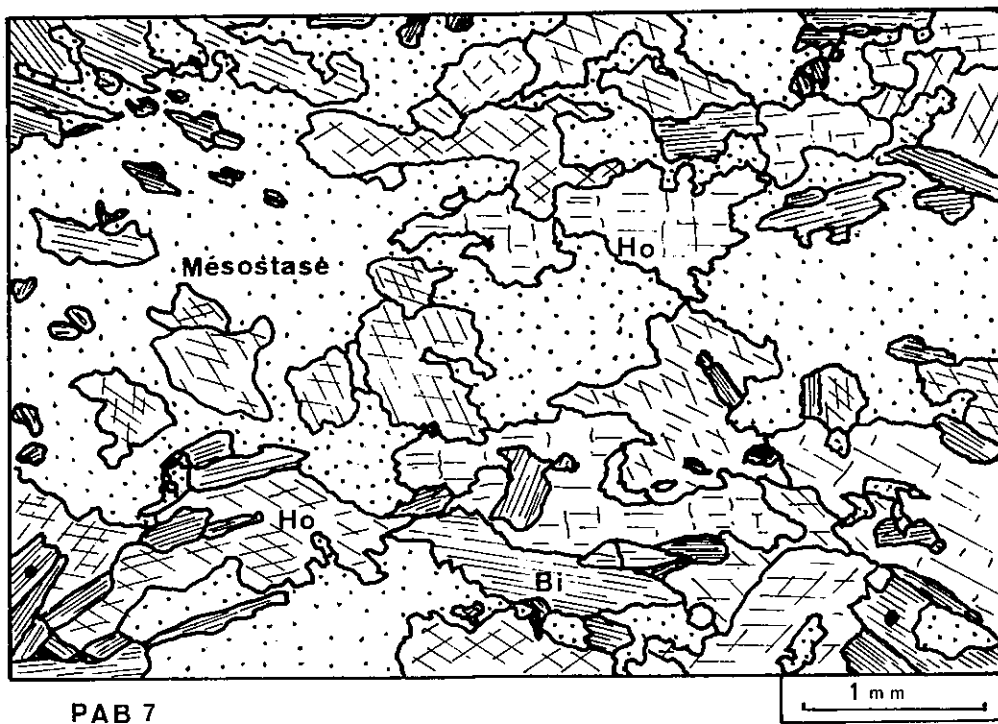


Figure 30 - Les roches de type vaugnéritique dans le granite de Beaufort
 -PAB 13: vaugnérite
 -PAB 7: filon basique à amphibole



Il semble enfin qu'il faille distinguer ces vaugnérites d'un faciès observé au contact des migmatites (PAB 7 - Le Grand Praz). Il s'agit d'une roche sombre, assez fine, orientée, semblant recouper les migmatites (filon) et être reprise par le granite (enclave). Cette information est donnée sous toute réserve en raison de la mauvaise qualité de l'affleurement. En lame mince, cette roche est constituée pour moitié d'une pâte sériciteuse, renfermant un peu de quartz d'aspect corrodé, des petites paillettes de muscovite et de biotite, et des minéraux opaques, pour moitié de minéraux ferromagnésiens (hornblende verte peu pléochroïque, corrodée par du quartz sous forme de bourgeons, et biotite brune très pléochroïque riche en zircons). Ce faciès basique à amphibole, à priori antérieur au granite de Beaufort, s'oppose aux vaugnérites, uniquement biotitiques, qui sont manifestement sub-contemporaines du granite, voire postérieures.

D-4-2 Les faciès aplitiques

Quelques filons aplitiques, décimétriques, ont été observés dans l'encaissant migmatitique du granite, à proximité du contact, en particulier en aval du défilé d'Entreroche, à l'entrée de Beaufort.

D-4-3 Les faciès à tendance granophyrique (Figure 31)

Ils correspondent à des masses assez diffuses, métriques à décamétriques, probablement filoniennes dans le faciès porphyroïde.

Toutes les transitions étant observables entre le granite isogranulaire, des granophyres peu évolués d'aspect très proche et de véritables granophyres, nous sommes tentés de relier ces derniers au faciès isogranulaire.

Description de faciès peu évolués.

Roche fine, micacée, à grain demi-millimétrique à millimétrique.

- Les plagioclases, très séricités, sont sub-automorphes mais présentent des contours flous (taille 0,5 à 2 mm).
- Les feldspaths potassiques, peu abondants, ont des contours indentés (taille 2 mm).
- Le quartz, frais, est tardif et interstitiel.
- La biotite est chloritisée et décolorée, souillée par du leucoxène, des minéraux opaques, de l'épidote et de la sagénite (taille 1 mm).

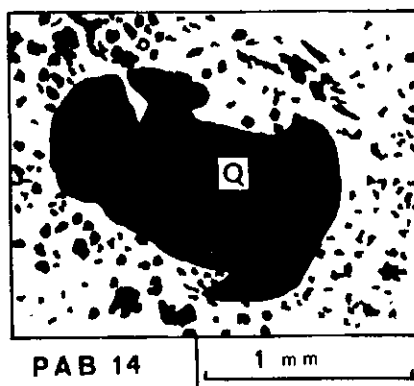
- L'apatite est abondante.
L'ordre de cristallisation est le suivant : biotite, plagioclase, quartz, feldspath potassique.

Description de faciès évolués.

Roche proche du faciès précédent, mais dans laquelle apparait en outre une mésostase fine, interstitielle, constituée de quartz en échardes et de plagioclases parfois myrméhitiques. Cette mésostase corrode les cristaux de quartz millimétriques de forme globuleuse. Les phyllites sont moins abondantes et de plus petite taille (0,2 mm).



PAB 18



PAB 14

Figure 31- Faciès à tendance granophyrique du granite de Beaufort
-PAB 18: faciès peu évolué
-PAB 14: faciès évolué; quartz corrodé par une mésostase fine quartzofeldspathique

D-5 Les relations entre les différents faciès du granite de Beaufort

D'Ouest en Est, nous avons observé les faciès granitiques suivants :

- des granodiorites localisées au contact des migmatites ;
- des granites porphyroïdes recoupés par des granophyres ;
- des granites isogranulaires évoluant vers des faciès à tendance granophyrique.

La surface topographique étant pentée vers l'Ouest, nous voyons que cette succession correspond à une coupe géologique, dont la polarité est la suivante : la base de la séquence granitique correspond aux faciès porphyroïdes, son sommet aux faciès isogranulaires. Les granodiorites constituent quant à elles des faciès particuliers, dont il reste à expliquer la localisation.

Le schéma de mise en place des différents faciès pourrait dès lors être le suivant (Figure 32) :

- mise en place du faciès granodioritique (1).

Il correspond :

- . soit à un précurseur nettement plus ancien que les autres faciès ;
- . soit à une différenciation du faciès porphyroïde ; sa composition particulière pourrait alors s'expliquer par une migration centrifuge de certains éléments (Na en particulier) qui se concentreraient au contact du granite avec son encaissant ;
- . soit à un faciès de cicatrisation tardive ; il serait alors comparable aux granites métasomatiques de F. CARME, 1970 (cf introduction) ;

- mise en place du faciès porphyroïde (2) (faciès principal) avec son cortège filonien (aplites, vaugnérites) ;

- différenciation au toit du granite de faciès isogranulaires (3) ; ils évolueraient vers des granophyres (4), plus mobiles, qui pourraient injecter le faciès porphyroïde sous forme de filons, les plus évolués étant les plus mobiles.

E - ETUDE DE LA PALEOSURFACE ET DES FACIES ALTERES DU GRANITE DE BEAUFORT

Au toit du granite de Beaufort, dans sa partie orientale, affleurent très

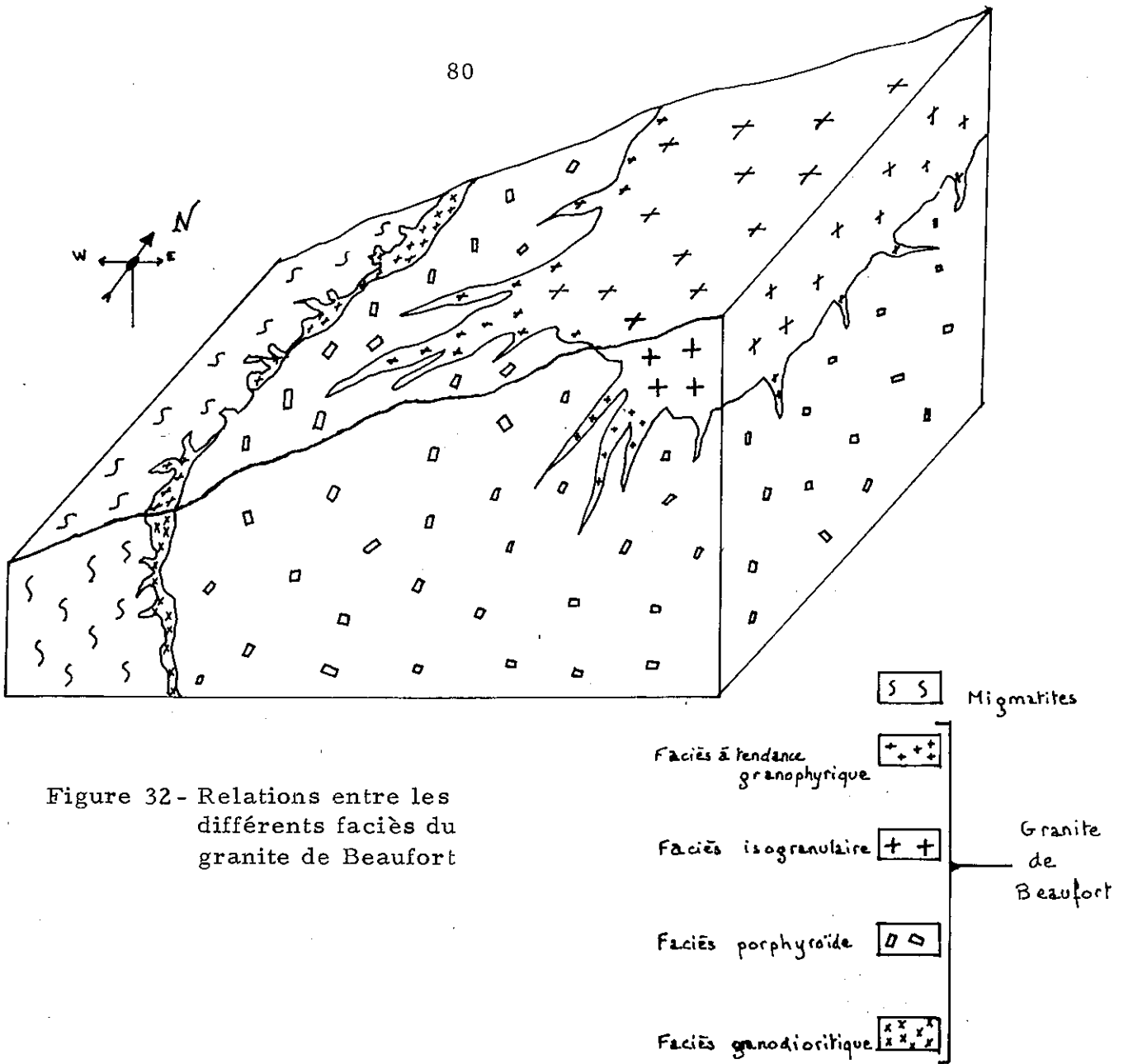


Figure 32 - Relations entre les différents faciès du granite de Beaufort

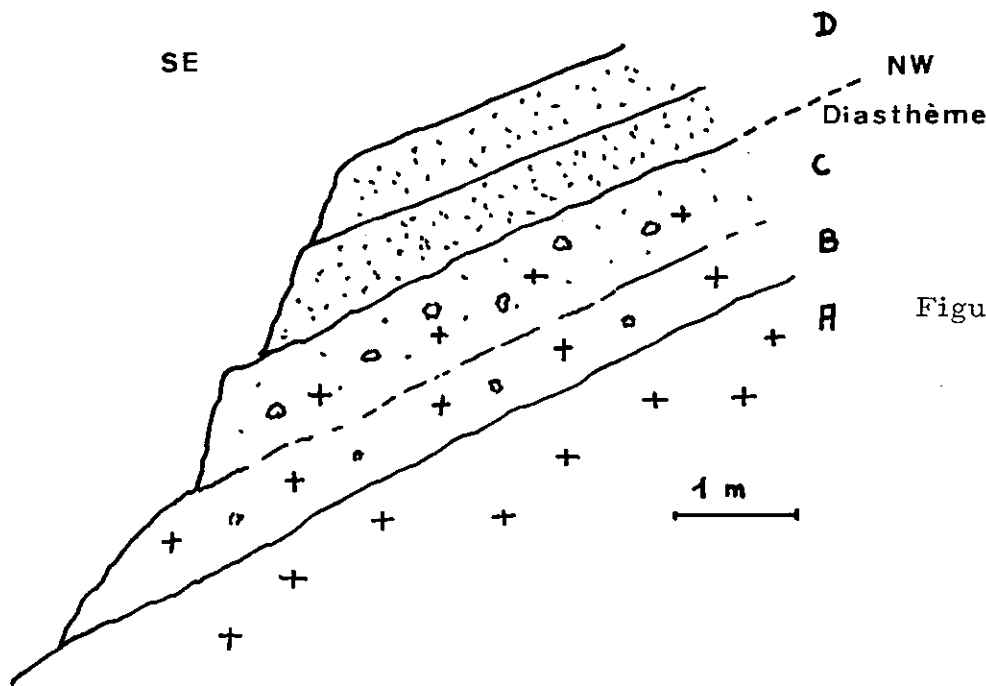


Figure 33 - Coupe géologique de la palécsurface du granite de Beaufort

localement des lambeaux de roches sédimentaires (Trias ?) non rabotées par l'érosion glaciaire. A ces placages semble liée une altération du socle granitique dont nous allons décrire ici les modalités. La paléosurface a été observée en trois points :*

. aux Iles, en rive gauche et en amont du défilé d'Entreroche. Elle affleure assez largement au sommet de la falaise, sur cinquante mètres de dénivellation ; son orientation est approximativement N 25°E (pendage de 25° vers le SE) ; la coupe est la suivante (Figure 33) :

A : granite altéré à feldspaths potassiques automorphes ; les phyllites sont entièrement décolorées (restes de biotite selon les clivages) et souillées par de la sagénite et des minéraux opaques.

B : granite carrié ; en lame mince il s'agit d'un véritable micro-conglomérat à fragments millimétriques à plurimillimétriques, assez anguleux, de plagioclase et de feldspath potassique ; le quartz semble entièrement lessivé ; les phyllites ne subsistent qu'à l'état de résidus très décolorés ; la matrice, très fine, est constituée de séricite et de fragments feldspathiques (accessoirement de quelques grains d'épidote) ;

C : granite carrié à éléments dolomitiques décimétriques ;

D : grès et microconglomérats à trous, surmontés de calcaires marneux noirs (blocs non observés en place) ; ces grès, peu remaniés, comprennent des allochems millimétriques anguleux mono ou polycristallins (quartz, accessoirement feldspaths potassiques, rarement plagioclases), et une mésostase très fine quartzosériciteuse. (Voir figure 34 : dessin de lames minces d'échantillons des zones C et D).

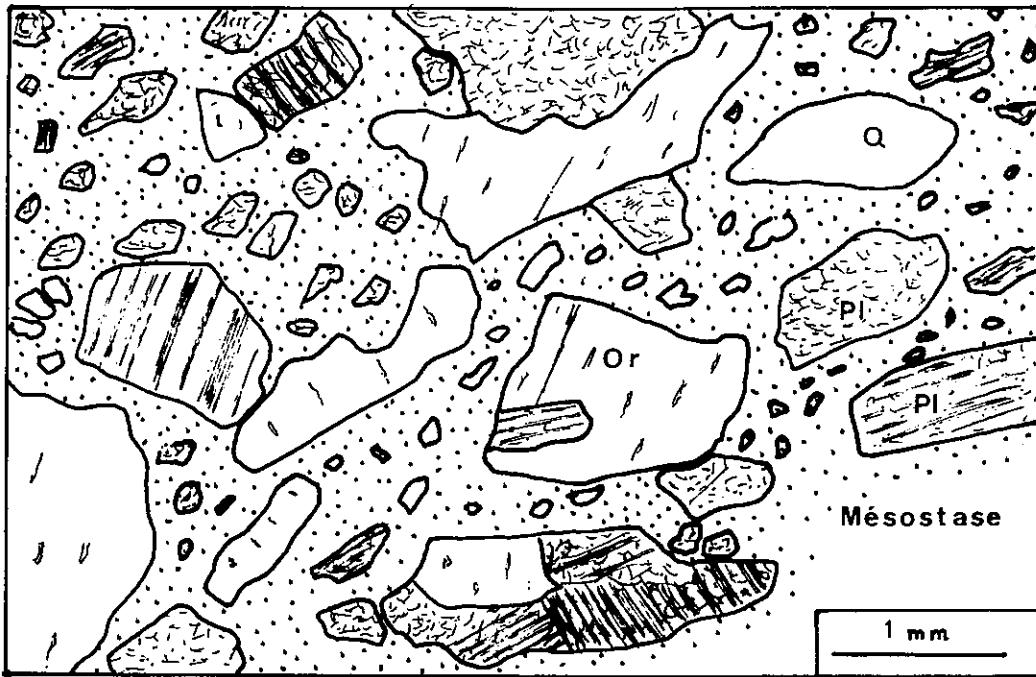
Il semble donc qu'il y ait une véritable discordance entre ces grès (D) et le granite altéré (A,B,C), la nature des coupholites étant différente de part et d'autre.

Les grès pourraient être triasiques et, dans ce cas, l'altération du granite serait plus ancienne, vraisemblablement permienne. Cette observation rejoint les conclusions d'Y. GROS (1974), pour lequel le fait "que les éléments de la zone d'altération [soient] repris sous forme de galets dans les grès de base du Trias impliquerait un âge antétriasique pour cette zone d'altération, et non pas des venues per descensum depuis les dolomies triasiques" ;

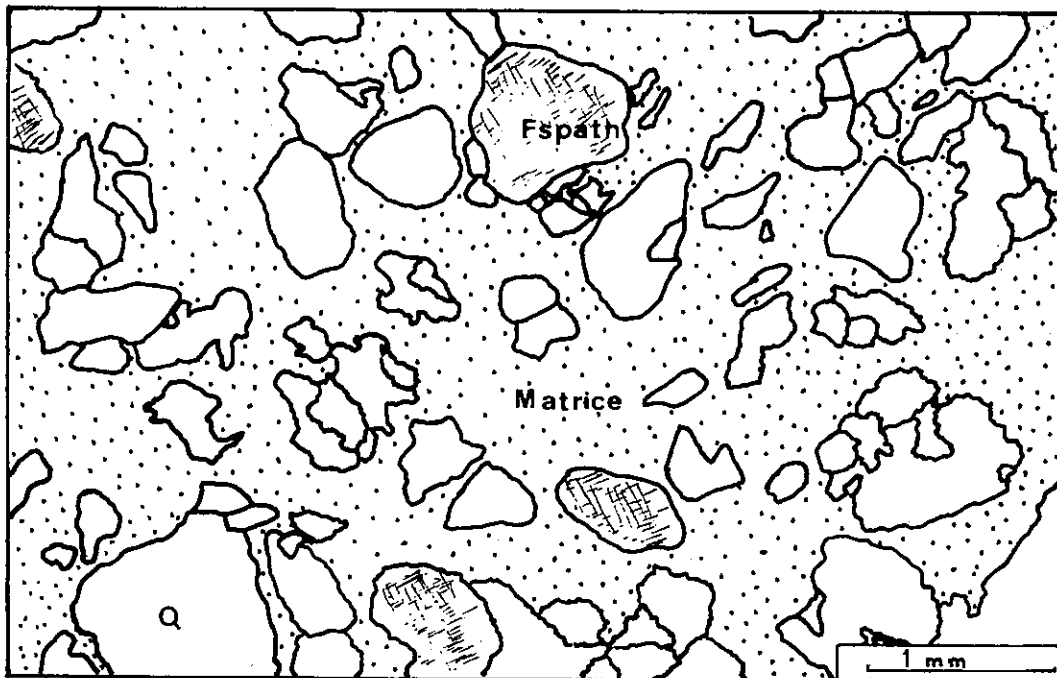
. au Bersend (Le Jacquemard).

Le contact granite-Trias n'est pas directement visible, mais doit être immédiatement sous-jacent. Ce petit affleurement, pointant dans une zone de prairies, correspond à un conglomérat polygénique à éléments essentiellement dolomitiques et à ciment grésopsammitique ; des blocs plurimétriques de

* La galerie E. D. F. Fontanus-Domelin l'a d'autre part coupée en deux points à la cote 1010, à l'entrée et à la sortie du granite (cf C. BORDET, 1961).



PAB 20b



PAB 4

Figure 34- Faciès de la paléosurface du granite de Beaufort
 -PAB 20B: granite carrié(zone C)
 -PAB 4: grès(zone D)

ce faciès sont visibles dans les prés en contrebas, au-dessus de la route d'Arêches à Beaufort ;

. en rive droite du Doron, au bord de la falaise, à l'altitude de 1050 m. Repose ici, à l'horizontale sur le granite porphyroïde altéré, un lambeau de moins de 10 m carrés de calcaire marneux noir, injecté par des filonnets de calcite blanchâtre.

A partir de ces trois points d'observation (1125, 1050, 925 m), nous pouvons tracer les isohypses de la paléosurface antétriasique (Figure 35). Elle correspond à la surface topographique actuelle de la partie amont du granite de Beaufort (surface d'érosion glaciaire) et présente un faible pendage vers le SE. En extrapolant les isohypses dans les secteurs des Villes Dessus - Villes Dessous et du Praz (nous pouvons en effet y donner une cote minimale pour l'altitude de la paléosurface, car elle n'y affleure pas), nous voyons se dessiner une ligne de creux pentée vers le NE, hélas tronquée à l'Est. Or, on constate qu'il s'agit là d'une zone particulièrement riche en indices d'uranium.

Cette configuration est-elle originelle (paléo-thalweg antétriasique) ou due à la tectonique alpine (paléosurface gauchie) ? Nous pencherions pour la première hypothèse, mais peut-être par parti pris, car elle s'intègre bien dans le cadre d'un des modèles métallogéniques que nous proposerons, celui lié à la paléosurface.

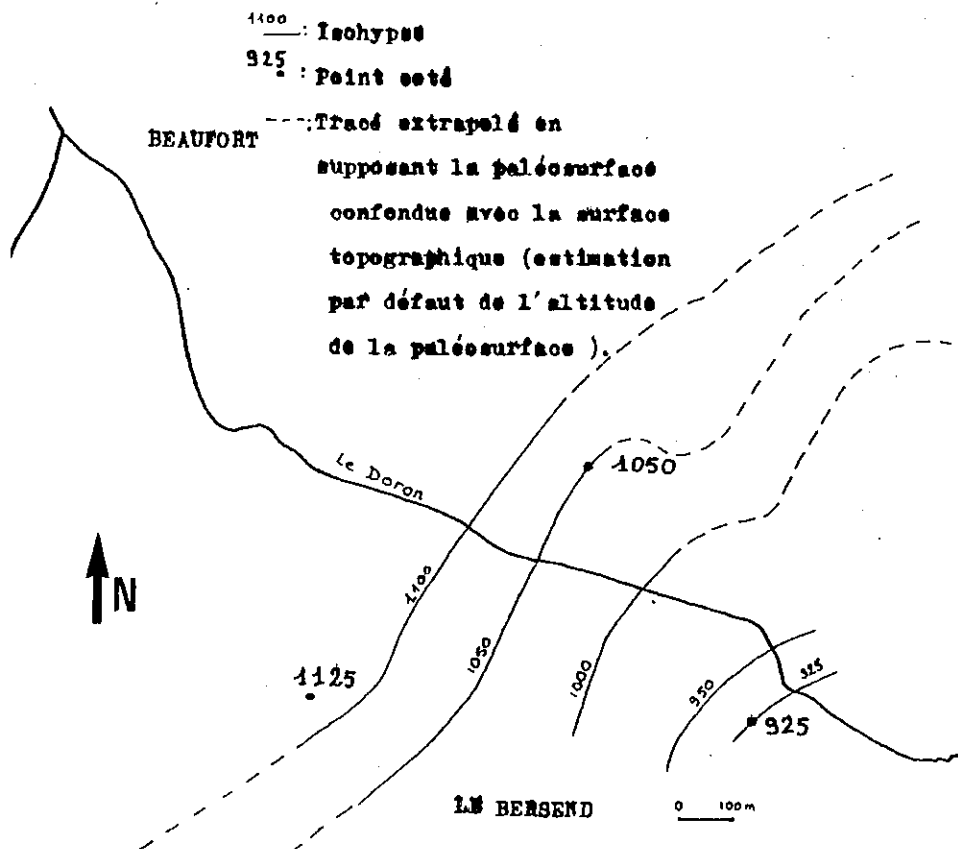


Figure 35 - Carte hypsométrique de la paléosurface du granite de Beaufort

Quoi qu'il en soit, l'aspect non ou peu déformé de la paléosurface devra être pris en compte lors de l'étude structurale. D'ores et déjà, on peut dire que, quoique pincé dans un accident très important, le granite de Beaufort a constitué un bloc rigide, relativement peu déformé lors des phases tectoniques alpines, et que sa configuration actuelle ne diffère pas fondamentalement de celle qu'il présentait à la fin des temps hercyniens.

Nous allons à présent décrire les phénomènes d'altération affectant le granite. Rappelons que le faciès isogranulaire est principalement concerné, car il affleure plutôt à l'Est et au toit de l'édifice granitique.

La tranche altérée, riche, comme nous le verrons, en indices d'uranium, représente une épaisseur assez faible, d'une cinquantaine de mètres au plus. La roche est rouillée, parfois un peu vacuolaire. Les micas prennent une teinte mordorée, les feldspaths potassiques un aspect porcellané dénotant un début de kaolinisation (ceux-ci présentent parfois une couleur lie de vin caractéristique des épisyénites minéralisées : J. A. SARCIA, communication orale).

En lame mince, il semble qu'il y ait développement d'albite secondaire aux dépens des feldspaths potassiques, et blastèse tardive de quartz. Les phyllites sont décolorées, parfois corrodées par du quartz, et souillées par des minéraux opaques (hématite).

Dans les faciès les plus altérés, les micas sont méconnaissables et se présentent sous forme d'amas brunâtres, formés de séricite, d'épidote, de muscovite, de leucoxène et d'hématite. Nous avons vu que le quartz pouvait être lessivé (Les Iles) mais ce phénomène semble local et limité à la partie sommitale de la tranche altérée. La roche est pigmentée par de l'hématite. La pyrite peut être abondante ; accessoirement on observe des mouchetures de chalcopryrite et de galène.

Nous reviendrons sur ces phénomènes d'altération lors de l'étude géochimique et dans le chapitre consacré aux minéralisations uranifères. Résumons en ici les principaux caractères minéralogiques :

- blastèse tardive du quartz,
- kaolinisation des feldspaths potassiques,
- albitisation secondaire,
- destabilisation des biotites (blastèse peut-être de petites muscovites),
- hématisation et venues sulfurées,
- lessivage éventuel du quartz dans un stade ultime d'altération.

Ces transformations semblent correspondre à la superposition de deux phénomènes antagonistes dont il est difficile de faire la part :

- une altération deutérique provoquant un début de greisenisation ;
- une altération superficielle, sans doute prépondérante, provoquant un début d'albitisation, une remobilisation de la silice, une hématisation et une altération des phyllites.

F- ETUDE GEOCHIMIQUE DU GRANITE DE BEAUFORT

F-1 Problèmes de classification

Quelques comptages de points (cf descriptions pétrographiques) permettent de situer les différents faciès du granite de Beaufort dans le triangle Q. A. P. de STRECKEISEN (figure 36).

- Les faciès de la bordure occidentale correspondent à des granodiorites.
- Les faciès porphyroïdes et isogranulaires ont une composition de monzonites quartzifères ou de monzogranites.

Dans la classification normative de Lacroix:

- les faciès de la bordure occidentale correspondant à des aplites calcoalcalines ou alcalines ;
- les faciès porphyroïdes sont des granites monzonitiques ;
- les faciès isogranulaires à tendance granophyrique évoluent vers les granites alcalins ;
- les faciès basiques (masses porphyroïdes floues ou filons micacés) ont une composition de vaugnérite.

F-2 Mise en évidence des phénomènes d'évolution magmatique et des phénomènes d'altération

Sur un diagramme QF. BF de LA ROCHE (Figure 37)

. Les faciès granitiques porphyroïdes semblent constituer une lignée de différenciation monzonitique ; les granodiorites se distinguent bien de ces faciès et correspondent à des venues de type différent (faciès plus anciens ou de cicatrisation tardive). Les vaugnérites ont un chimisme trop particulier pour être comparées aux granites.

. On voit se dessiner pour les faciès altérés un axe potassique correspondant à un enrichissement en K, mais surtout à un lessivage de Na et Ca ; les faciès altérés ont une teneur un peu plus élevée en silice; par contre, les termes ultimes de l'altération, très pauvres en Na_2O , sont lessivés en SiO_2 ; nous avons observé cette évolution en lame mince ; elle correspond dans un premier temps à une blastèse tardive du quartz, dans un deuxième temps à un lessivage de ce dernier.

Soulignons de suite la parenté géochimique du granite de Beaufort avec le granite des Sept Laux.

On constate également que les phénomènes d'altération mis en évidence convergent, du point de vue géochimique, avec les phénomènes de mylonitisation, du moins pour les faciès peu transformés ; le vecteur

Figure 36- Le granite de Beaufort dans la classification de STRECKEISEN

- Faciès porphyroïde
- Faciès isogranulaire
- ★ Faciès granodioritique

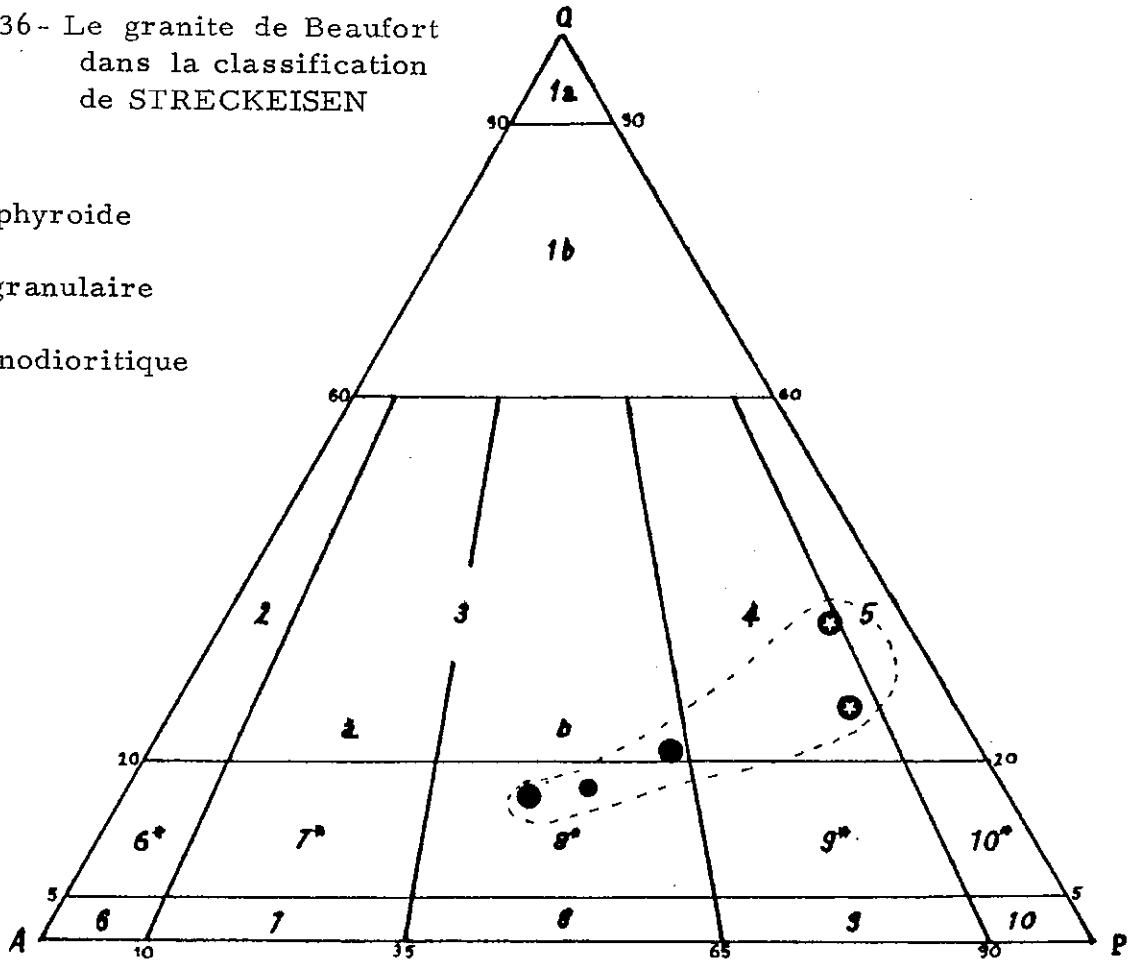
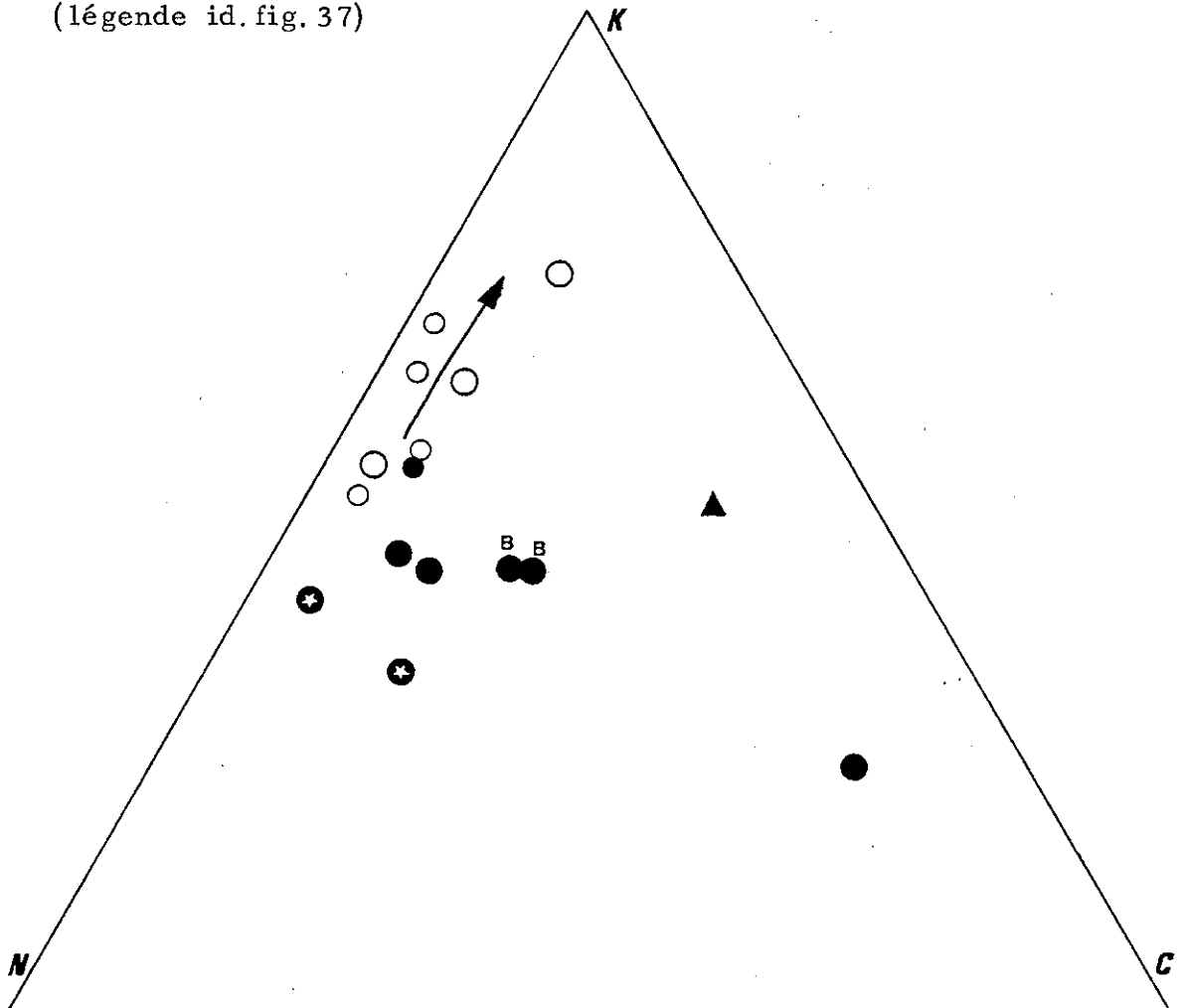


Figure 38- Granite de Beaufort: diagramme KCN (légende id. fig. 37)



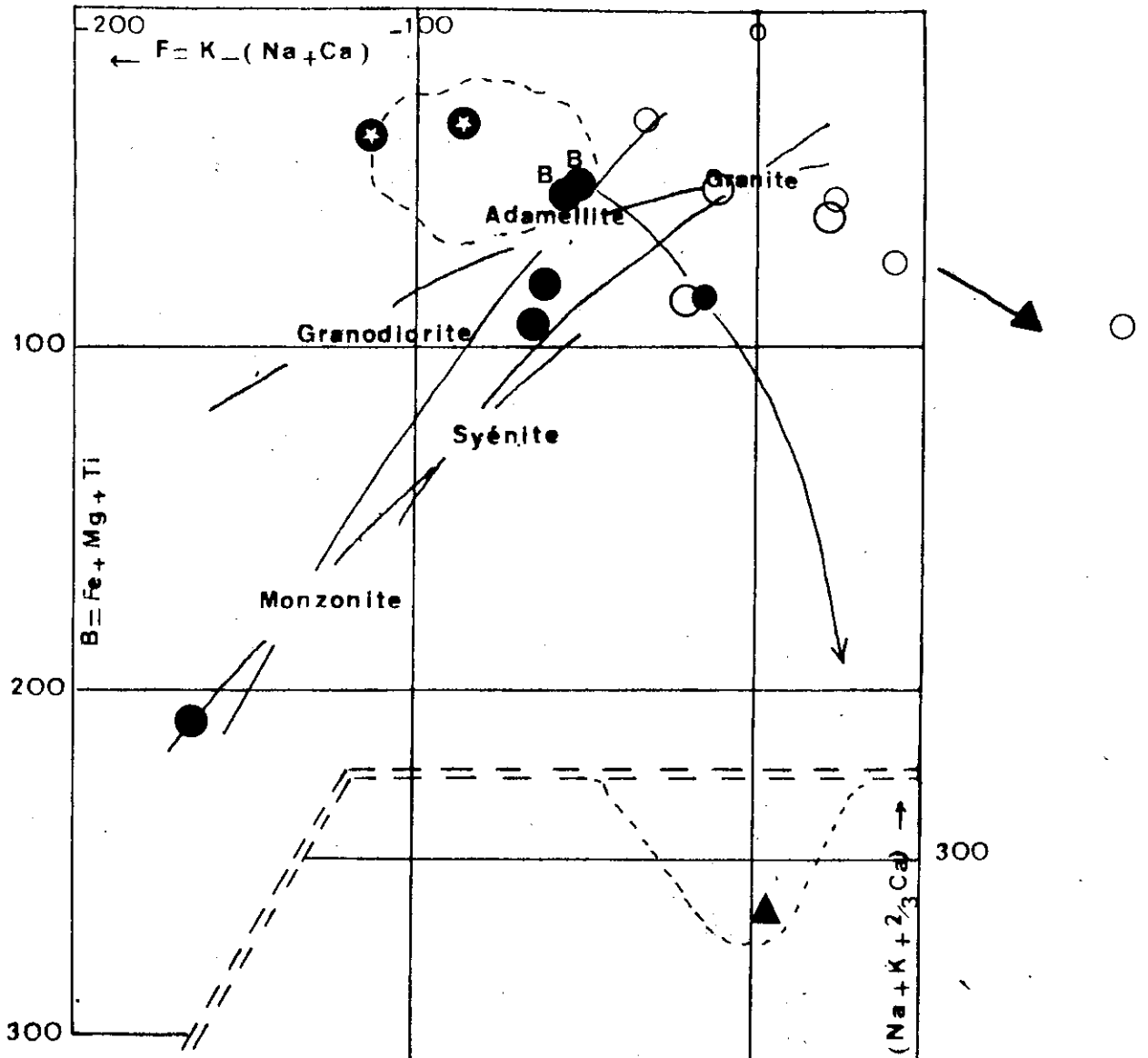
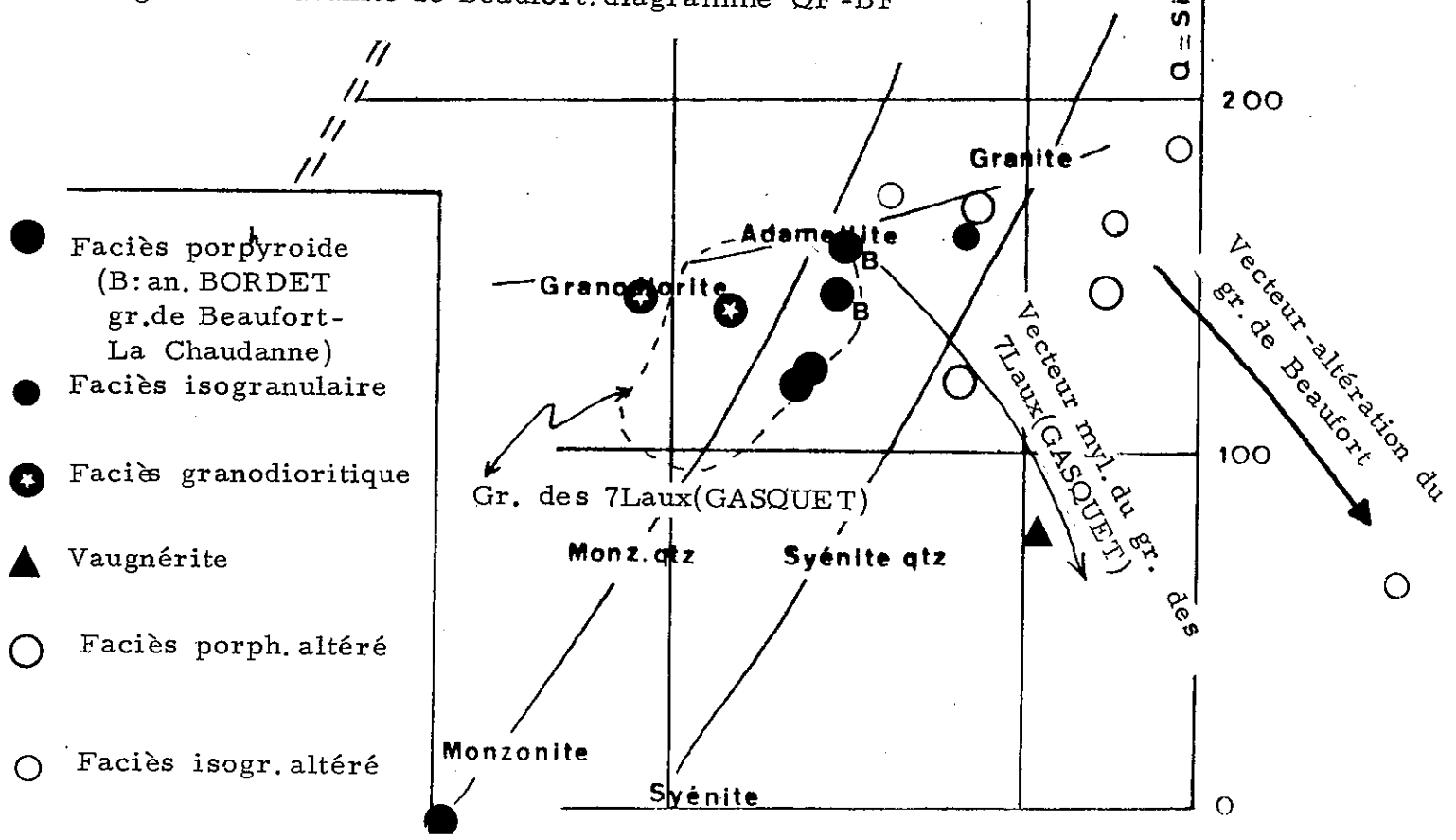


Figure 37- Granite de Beaufort: diagramme QF-BF



- Faciès porphyroïde (B: an. BORDET gr. de Beaufort-La Chaudanne)
- Faciès isogranulaire
- ★ Faciès granodioritique
- ▲ Vaughnérite
- Faciès porph. altéré
- Faciès isogr. altéré

mylonitique déduit par D. GASQUET de l'étude des faciès écrasés du granite des Sept Laux se calque en effet sur l'axe potassique d'évolution deutérique. Pour les faciès très transformés, les vecteurs mylonitique et d'altération divergent franchement.

Le diagramme K. C. N. (Figure 38) permet de bien mettre en évidence les phénomènes d'altération et de les discriminer des processus magmatiques.

Le diagramme $Al/3-K - Al/3-Na$ (Figure 39) fait bien ressortir le comportement différentiel de K et Na au cours de l'altération, mais caractérise moins bien l'évolution magmatique.

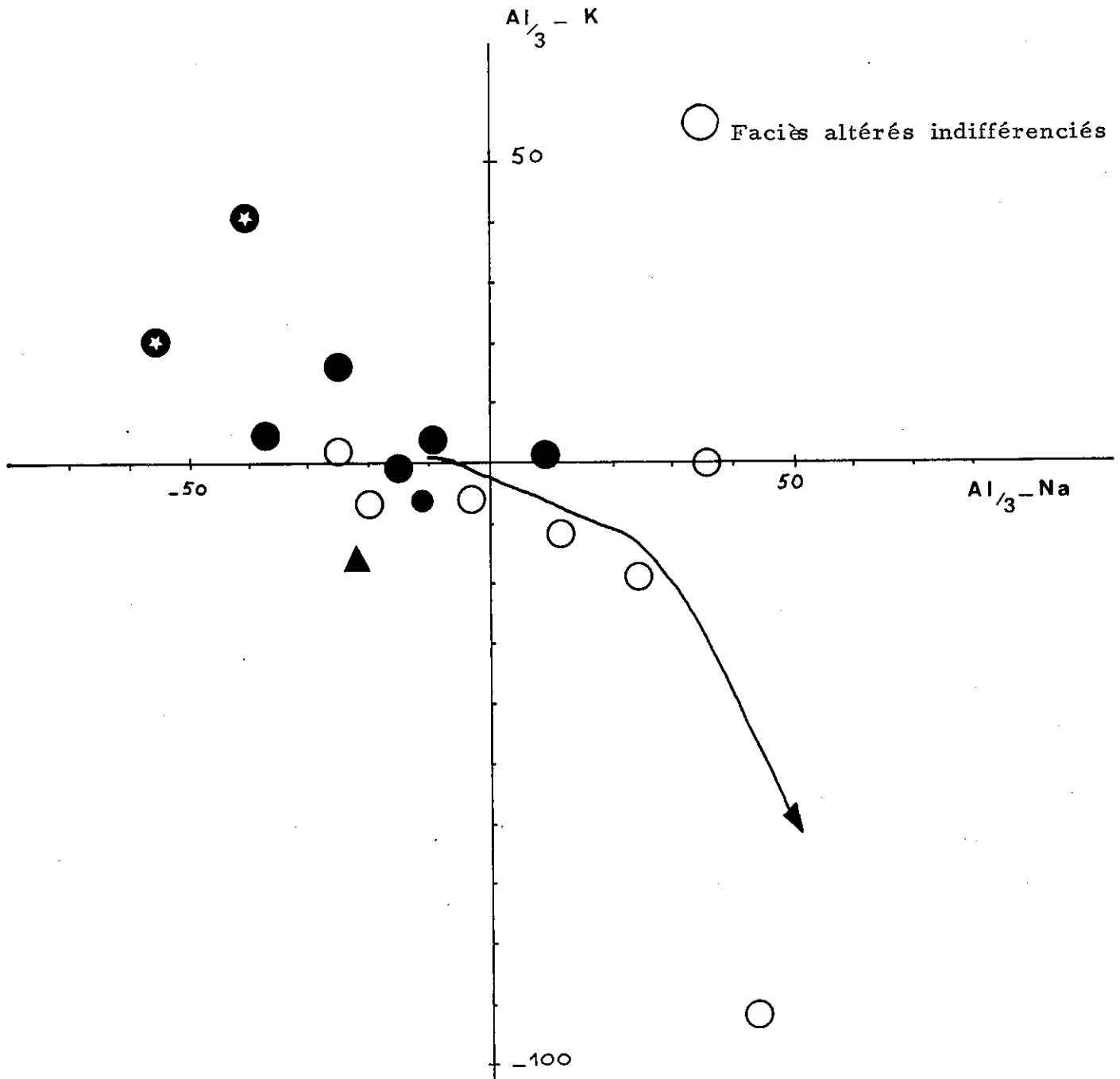


Figure 39- Granite de Beaufort: diagramme AlK-AlNa
(légende id. fig. 37)

F-3 Géochimie des éléments-traces

Nous disposons de trop peu d'analyses pour tirer des conclusions. Remarquons seulement que les teneurs en Sr, Rb, Ni, Co, V, Cr, Ph sont, pour les faciès sains, comparables à celles du granite des Sept Laux (D. GASQUET, 1979), et, pour les faciès altérés, très fluctuantes. Dans les faciès altérés, la diminution des teneurs en Sr et l'augmentation des teneurs en Rb reflètent le lessivage en Ca et l'enrichissement en K.

G - ETUDE STRUCTURALE

G-1 La fracturation dans le granite de Beaufort

Cette étude est bien sûr essentielle pour déterminer le mode de gisement du granite de Beaufort qui, rappelons le, est coïncé entre deux accidents. Ceux-ci, que nous avons assimilés à deux branches du Synclinal Médian, pincent des terrains mésozoïques.

Nous pouvons distinguer, au sein du granite, plusieurs secteurs, caractérisés par des directions et des intensités différentes de fracturation (Figure 40).

A - Un secteur qui correspond en gros à la partie occidentale du granite (ruisseau des Cours et de l'Enfer, partie aval du défilé d'Entreroche). Ce secteur est dans l'ensemble intensément fracturé. On note deux schistosités :

- S1 (direction NNE, pendage 50 à 90° SE) généralement bien exprimée, qui semble primaire. Cette direction est celle de la branche occidentale du Synclinal Médian ;
- S2 (direction NE, pendage 55 à 90° SE) qui semble liée à des fractures de même direction, dont les deux plus spectaculaires sont bien marquées dans la morphologie (failles du ruisseau des Cours et du ruisseau de l'Enfer). Cette schistosité est en effet particulièrement dense au voisinage de ces deux accidents. Elle semble secondaire et correspond localement à un clivage par pli-fracture déformant S1. Le jeu des accidents des Cours et de l'Enfer est difficile à déterminer.

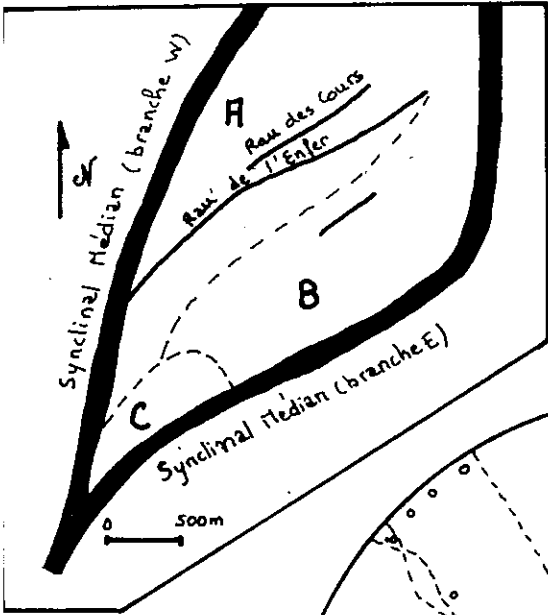
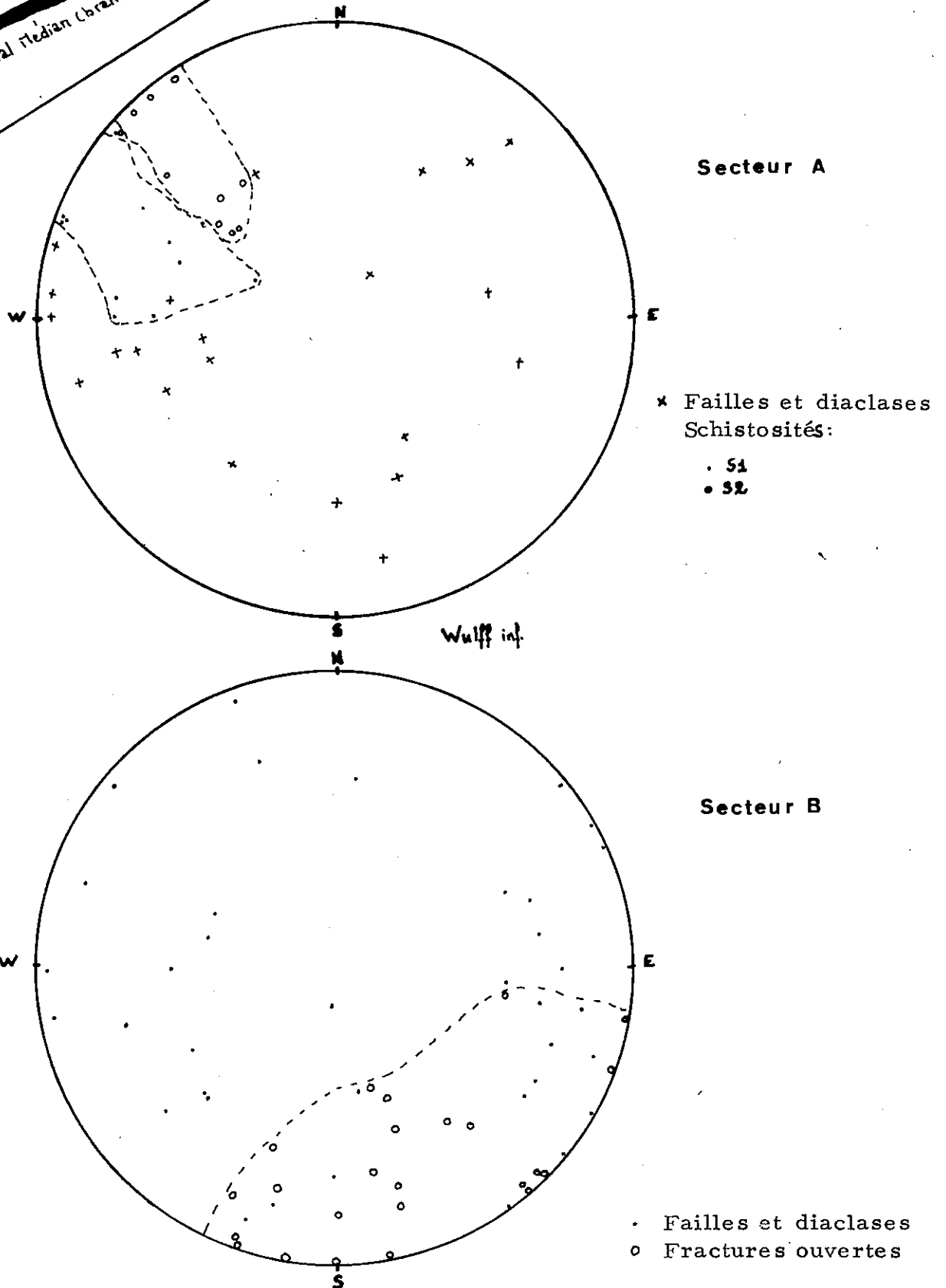


Figure 40 - La fracturation dans le granite de Beaufort



Ainsi, pour la faille du ruisseau de l'Enfer, les remarques suivantes peuvent être faites :

- + l'étude microstructurale (forme des objets tectoniques et stries) suggère un mouvement dextre avec une composante verticale non négligeable (soulèvement du compartiment occidental) ; la direction des stries est approximativement N 15° E (plongement de 35° vers le S),
- + l'examen de la carte géologique suggère également un mouvement dextre, le repère déplacé étant le contact intrusif du granite de Beaufort avec les migmatites.

Le report des plans de cassure sur canevas n'a pas permis la mise en évidence d'une structuration d'ensemble, les directions mesurées étant très dispersées. Y. GROS (1974) a par contre tiré d'une même étude des conclusions plus affirmatives (mise en évidence d'un jeu dextre pour le Synclinal Médian, par la méthode d'ARTHAUD, 1969).

Les filons quartzochloriteux, cicatrisant d'anciennes zones d'ouverture, montrent des directions NE à EW avec généralement de faibles pendages vers le Nord ou le Sud.

B - Un secteur qui correspond à la partie orientale du granite (Les Villes Dessus, les Villes Dessous, partie amont du défilé d'Entreroche). Ce secteur est dans l'ensemble moins intensément fracturé. On ne relève plus de véritable schistosité S1 et la schistosité S2 disparaît. Les directions de fractures sont toujours aussi anarchiques. Nous retrouvons des directions NE à EW pour les zones d'ouverture (filons quartzochloriteux) avec des pendages assez forts systématiquement dirigés vers le NW ou le N.

C - Un secteur qui correspond à l'extrémité méridionale du granite (route du Praz au Bersend). Le granite y est affecté par une schistosité de direction N 45-60° E (pendage de 55 à 70° vers le SE). Cette direction est celle de la branche orientale du Synclinal Médian qui, moulant le granite de Beaufort, s'incurve à ce niveau.

G-2 Analyse des déformations dans l'encaissant occidental du granite de

Beaufort

La série migmatitique encaissant le granite de Beaufort est adhérente à ce dernier du point de vue structural et présente le même style de déformation. La direction dominante est toujours NNE (pendage de 65° vers l'Est) ; elle correspond à la foliation des gneiss migmati-

tiques, qui se confond donc avec la schistosité S1 du granite. On retrouve une schistosité S2 de direction NE-ENE (pendage de 50 à 65° SE) semblant liée au jeu de la faille du ruisseau de l'Enfer.

La branche occidentale du Synclinal Médian correspond à des sédiments triasiques et liasiques affectés par une schistosité N 20°E, subverticale. La stratification, quand on peut la mettre en évidence, semble confondue avec cette schistosité. Lui sont liés quelques plis à faible plongement vers le Nord (schistosité de plan axial). La Série Satinée, à l'Ouest du Synclinal Médian, présente la même schistosité.

G-3 Analyse des déformations dans l'encaissant oriental du granite de

Beaufort

Rappelons que le contact oriental du granite de Beaufort avec la Série Verte supérieure, masqué par d'importants recouvrements morainiques, est moins bien connu que le contact occidental.

La branche orientale du Synclinal Médian moule, au Sud, le granite de Beaufort, qui se comporte donc comme un bloc rigide peu déformé. La schistosité dans les sédiments triasiques et liasiques se calque sur le contour de la masse granitique. Sa direction est, au niveau du Praz, N 50-70 (pendage de 30 à 50° vers le SE). Des plis synschisteux affectent principalement les marnocalcaires liasiques. Ils présentent un fort plongement vers le S.E.

La schistosité dans la Série Verte supérieure se calque de la même façon sur le contour du granite. Au Sud, elle est identique à celle du Synclinal Médian. Au Nord (vallée du Doron), elle prend une direction N 5°E (pendage de 55° vers l'Est) qui doit correspondre à celle du Synclinal Médian, qui n'affleure pas à ce niveau.

G-4 Conclusions de l'étude structurale ; hypothèses sur le jeu du Synclinal

Médian

Le Synclinal Médian est un accident directionnel séparant le rameau externe de Belledonne (Série Satinée) du rameau interne (Série Verte supérieure). Il pince, au niveau de la vallée du Doron, le granite de Beaufort et un lambeau de son encaissant migmatitique. La branche occidentale, rectiligne, est vraisemblablement la plus importante car elle correspond à la bordure la plus écrasée du granite. La branche orientale, qui épouse la forme du granite, a laissé moins d'empreintes

dans la masse granitique.

Le jeu du Synclinal Médian ne peut être déduit d'une étude directe dans la région de Beaufort. On peut toutefois penser que le granite de Beaufort a été, à un certain moment, pris dans un cisaillement dextre, comme l'attesteraient :

- l'étude des plans de mouvement, encore que nos résultats soient moins concluants que ceux d'Y. GROS (1974) ;
- l'étude des grandes failles découpant le granite de Beaufort, failles dextres pouvant être interprétées comme des Riedels dans un schéma en coulissement dextre ;
- l'étude des directions d'ouverture, cicatrisées par des filons quartzochloriteux (directions T NE à EW s'intégrant bien également dans ce modèle) (Figure 41).

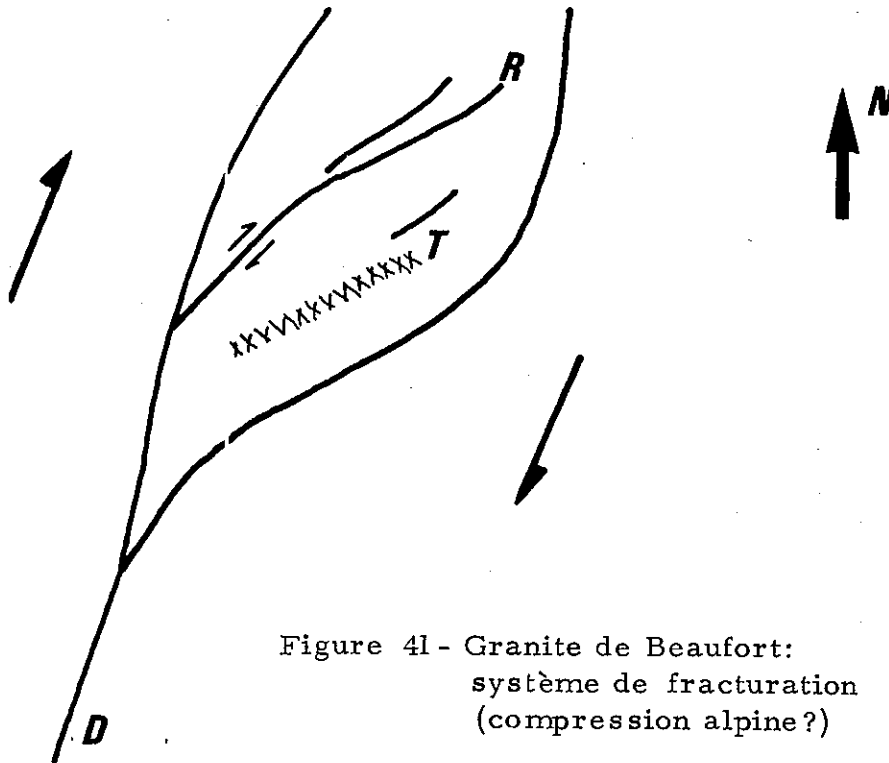
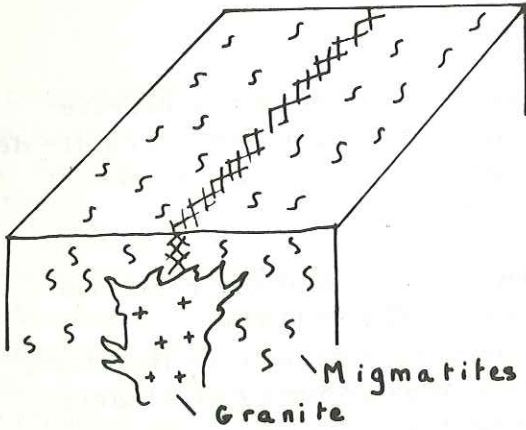
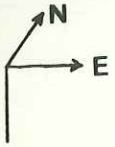


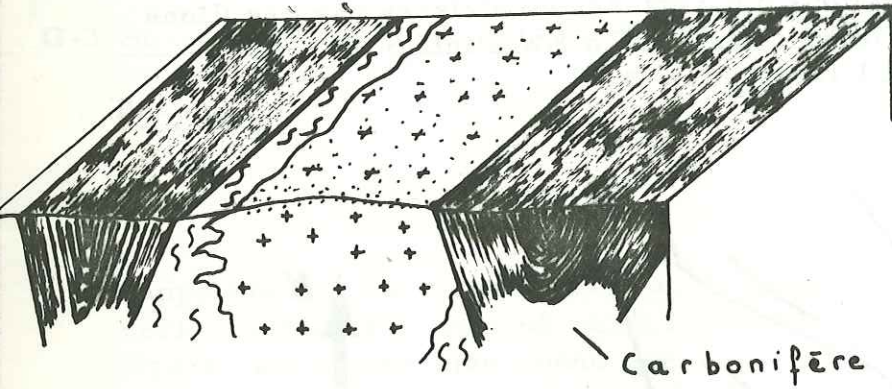
Figure 41 - Granite de Beaufort:
système de fracturation
(compression alpine?)

H - CONCLUSIONS : LA PLACE DU GRANITE DE BEAUFORT DANS L'EDIFICE STRUCTURAL DU MASSIF DE BELLEDONNE

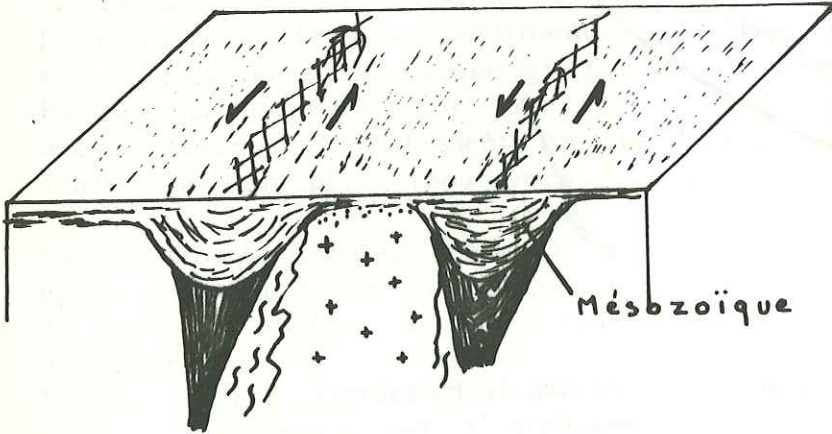
Les principaux faits qui ressortent de l'étude géologique du granite de



Stade 1
Carbonifère inf.



Stade 2
Permien



Stade 3
Phase de création alpine



Stade 4
Phase de compression alpine

Figure 42 - Granite de Beaufort: modèle cinématique

Beaufort sont les suivants :

- le granite de Beaufort est assimilable au granite des Sept Laux-Epierre, situé trente kilomètres plus au Sud, dans le rameau interne de Belledonne. De même, les migmatites situées sur sa bordure occidentale semblent identiques à certains faciès du groupe de Saint Rémy.
- il est pincé entre deux branches du Synclinal Médian, qui apparaît à ce niveau comme un décrochement dextre ;
- il présente à son toit une paléosurface antétriasique peu déformée.

Nous voyons dès lors apparaître des contradictions pour le moins embarrassantes.

- D'une part, le granite de Beaufort semble s'être comporté, vis à vis de la tectonique alpine, comme un bloc rigide (paléosurface subhorizontale), d'autre part, il est pincé dans un grand accident alpin.
- Le jeu suggéré pour le Synclinal Médian est dextre. Or D. GASQUET (1979) a mis en évidence, plus au Sud (galerie Arc-Isère), un jeu en cisaillement senestre évoluant dans le temps en chevauchement vers le Nord-Ouest par blocage.

Nous ne pouvons guère que proposer un schéma hypothétique, intégrant tant bien que mal toutes ces données (Figure 42)

STADE I

Le Synclinal Médian est un accident rhégnatique vraisemblablement ancien. Il est possible qu'il ait joué dès le Carbonifère, en guidant la mise en place des granites des 7 Laux, de Beaufort, de Chaudanne et de la Motte* (jeu normal). Ces granites, présentant des caractères pétrographiques et géochimiques comparables, semblent en effet s'aligner sur le même linéament.

STADE II

Postérieurement à la mise en place des granites, une remontée générale du bâti, contemporaine d'une tectonique toujours distensive liée à une compression globale NS, provoque l'individualisation de petits bassins continentaux dès le Westphalien (système horst et graben). Le Synclinal Médian représente un de ces bassins.

Au Permien, la chaîne hercynienne atteint son altitude maximale ; le granite de Beaufort, exondé, constitue un horst limité par deux bassins continentaux allongés : les deux branches du Synclinal Médian.

 ★ Les granites de Chaudanne et de la Motte, comparables au granite de Beaufort, constituent de petites boutonnières affleurant respectivement près d'Hauteluce et de Megève, dans des fonds de thalweg, sous des formations mésozoïques.

Nous ne connaissons pas hélas leurs contacts et leur contexte structural.

STADE III

Au Trias, la chaîne hercynienne arasée est transgressée par l'océan thétyzien. La compression NS, responsable depuis la fin de l'Hercynien de l'expansion du système, devient plus importante et détermine le jeu senestre du Synclinal Médian (phase de création alpine).

Le granite de Beaufort est peu déformé, puisqu'il constitue un môle dur sur lequel viennent s'écraser les sédiments plastiques du Synclinal Médian.

STADE IV

De N-S, la compression devient progressivement E-W (passage de la phase de création à la phase de compression alpine).

Le Synclinal Médian joue alors en chevauchement (galerie Arc-Isère) ou en coulissement dextre (Beaufort). Les mouvements chevauchants, s'ils ne peuvent être mis en évidence dans le granite de Beaufort, semblent néanmoins loins d'être négligeables dans le Beaufortin. La linéation d'étirement, déterminée par P. LANDRY (1976) dans le Synclinal Médian, est en effet très pentée vers le SE (linéation N 140 sur plan de schistosité N 30, pendant de 60° vers l'E, ce qui correspond à un plongement de 60° vers le SE).

CHAPITRE IV

ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE LA LAUZIÈRE

- A - Introduction, présentation des différentes unités
- B - Etude pétrographique
- C - Etude géochimique
- D - Données géochronologiques
- E - Etude structurale
- F - Essai d'interprétation

CHAPITRE IV

ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE LA LAUZIÈRE

A - INTRODUCTION - PRESENTATION DES DIFFERENTES UNITES

Le massif de la Lauzière s'étend entre les vallées de l'Arc et de l'Isère et prolonge vers le Nord les unités lithologiques et structurales du massif de Belledonne au sens géographique du terme. Dans ce massif affleurent des granites variés, constituant le point de départ de cette étude.

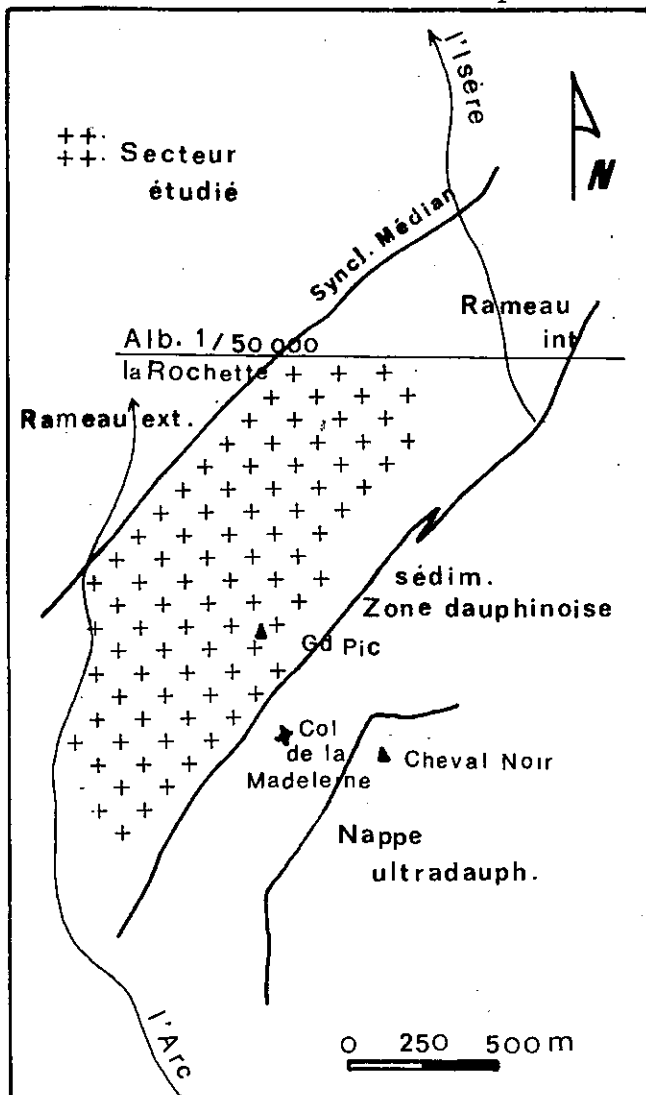


Figure 43 : cadre géologique du massif de la Lauzière

Le secteur cartographié est limité (Figure 43):

- au Nord par la vallée de l'Isère ; nous nous sommes arrêtés en fait à la limite de la feuille La Rochette 1/50 000, la partie septentrionale du massif (feuille Albertville 1/50 000) ayant été levée par Y. SIMEON (1979) ; ses résultats sont d'ailleurs intégrés dans notre étude ;
- au Sud par la vallée de l'Arc ;
- à l'Ouest par le Synclinal Médian ; cet accident majeur met en effet en contact deux domaines tout à fait différents, le rameau externe de Belledonne, à l'Ouest (Série Satinée), dont l'étude détaillée sur la feuille Albertville 1/50 000 constituait l'un des thèmes de la thèse de Y. SIMEON (1979), et le rameau interne de Belledonne, à l'Est, que nous avons seul étudié ;
- à l'Est par la couverture mésozoïque ; le socle cristallin est en effet limité par un accident important, le mettant en contact avec des sédiments de la zone Dauphinoise ("Synclinal de La Chambre"). Cette faille montre dans le détail un jeu complexe, consistant globalement en une remontée du socle par rapport à sa couverture triasicoliasique ; cette couverture autochtone affleure sur 4 à 5 km ; au delà, elle est chevauchée par la nappe ultra-dauphinoise du flysch des Aiguilles d'Arve, qui forme le sommet du Cheval Noir.

Nous allons aborder ce chapitre par la description pétrographique et par l'étude géochimique des différentes unités du socle cristallin du massif de la Lauzière. L'étude géochronologique et l'étude structurale apporteront ensuite des informations complémentaires, permettant de présenter un essai d'interprétation. Pour l'étude pétrographique, nous traiterons tout d'abord des schistes cristallins, puis des granitoïdes qu'ils encaissent.

A-1 Les schistes cristallins

Nous distinguerons d'Ouest en Est les séries suivantes :

- 1) la série du Bois des Ravères, qui est constituée de gneiss plus ou moins migmatisés ;
- 2) la série Verte supérieure, essentiellement schisteuse ;
- 3) le complexe du Col de Montjoie ; il s'agit d'un ensemble bien individualisé mais très diversifié, affleurant entre la Série Verte supérieure et le complexe granitoïde de la Lauzière ; il est principalement caractérisé par des faciès à mégacristsaux de feldspath potassique ;
- 4) la série de la Montagne des Plans, qui est séparée de la précédente par un axe granitisé ; comme la série du Bois des Ravères, elle est constituée de gneiss plus ou moins migmatisés ;
- 5) la série de Villard Benoit, caractérisée par des faciès

schisto-conglomératiques.

A-2 Les granitoïdes

1) Les granodiorites du Colomban★ affleurent de façon assez discontinue entre le complexe granitoïde de la Lauzière et les gneiss du complexe du Col de Montjoie et forment, au sein de ces derniers, des coupoles à contours assez flous ;

2) le complexe granitoïde de la Lauzière forme la ligne de crête du massif au Nord de la faille de Fond de France. Il constitue une belle lignée de différenciation magmatique. Il semble tardif par rapport aux autres formations et représente une entité originale dans le massif de Belledonne.

3) Les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère.

4) Les granitoïdes de Champoudru-Les-Chavannes.

Ces deux dernières formations (3 et 4) occupent une position à part dans l'édifice structural du massif ; elles sont en effet situées au Sud de l'accident de Fond de France, discontinuité importante de part et d'autre de laquelle se posent de sérieux problèmes de raccord.

5) Le granite d'Epierre affleure en bordure du Synclinal Médian. Il a été très bien étudié par D. GASQUET (1979) en rive gauche de l'Arc (galerie Arc-Isère). Plus au Sud, il se prolonge jusqu'à la vallée de l'Eau d'Olle, formant le massif des Sept Laux, d'où son nom plus classiquement usité (le terme de granite d'Epierre est local, mais correspond parfaitement au secteur étudié).

B - ETUDE PETROGRAPHIQUE

B-1 Les schistes cristallins

La seule série étudiée de façon détaillée est le complexe gneissique du Col de Montjoie. L'étude des autres séries, qui ne présentent guère d'originalité au sein du massif de Belledonne, n'a été abordée que succinctement, car elle débordait du cadre qui nous était imparti.

 ★ Cette formation ne doit pas être confondue avec le complexe de St Colomban, qui tire son nom de la commune de St Colomban les Villards, située en rive gauche de la vallée de l'Arc.

B-1-1 La série du Bois des Ravères

a) Présentation ; le contact avec le granite d'Epierre

Cette série forme une bande d'orientation N 30°E, parallèle à l'axe de la chaîne et d'épaisseur variable (1000 m au plus). Elle se biseaute au Nord sur le Synclinal Médian. Au Sud, elle s'étrangle en rive droite de l'Arc, où le contact entre le granite d'Epierre et la Série Verte supérieure est direct, mais est bien développée en rive gauche de l'Arc, où le groupe de St Rémy de D. GASQUET (1979) constitue son prolongement. La similitude des faciès étant bonne entre les deux séries, nous renvoyons pour les descriptions détaillées à l'étude de ce dernier. Le groupe de St Rémy est en effet recoupé sur toute sa puissance par la galerie Arc-Isère, qui constitue une coupe exceptionnelle, alors que le versant étudié ne présente que de médiocres affleurements.

La Série du Bois des Ravères est en contact à l'Ouest avec le granite d'Epierre, à l'Est avec la Série Verte supérieure. Le contact entre les gneiss et le granite d'Epierre semble le plus souvent tectonique.

- En rive gauche de l'Arc (coupe d'Epierre à St Léger), il correspond à une zone mylonitique plurihectométrique et non à une simple faille aisément cartographiable. Il y a convergence de faciès entre le granite d'Epierre, très écrasé, d'aspect schisteux, et les gneiss mylonitisés du groupe de St Rémy, un peu plus micacés et dans lesquels on peut encore déceler un vague rubanement.

- En rive droite de l'Arc, dans la vallée, les gneiss n'affleurant plus, le contact s'effectue directement entre le granite et la Série Verte supérieure. Ce contact est franc et correspond à une grande faille bien visible dans la morphologie (Rocher des Fabriques à Epierre).

Plus au Nord réapparaissent les gneiss (série du Bois des Ravères), le contact est alors moins net et correspond plus à une zone écrasée qu'à un accident bien individualisé ; on a la coupe suivante :

- . granite d'Epierre ;
- . granite d'Epierre laminé, puis très écrasé, prenant un aspect de schiste quartz-sériciteux, dans lequel subsistent des amandes métriques à décamétriques de granite, allongées selon la schistosité cataclastique ;
- . Ces mylonites passent graduellement à des mylonitoschistes à substrat gneissique, puis à des gneiss peu écrasés, dans lesquels on reconnaît des filons granitiques subaplittiques et pegmatitiques que l'on peut relier au granite d'Epierre.

En résumé, la seule faille bien visible dans ce secteur tectonisé limite à l'Ouest la Série Verte supérieure, et non le granite d'Epierre qu'elle ne borde qu'au niveau de la vallée, où les gneiss du Bois des Ravères n'affleurent pas. Le contact du granite d'Epierre avec les gneiss du groupe de St Rémy - Bois des Ravères correspond quant à lui à une grande zone écrasée.

Cette configuration semble liée à la différence de compétence de la Série Verte supérieure, par rapport au granite et aux gneiss.

b) Description pétrographique

Les faciès observés sont assez homogènes. Il s'agit de gneiss rubanés, souvent riches en biotite et muscovite, renfermant localement de l'amphibole et du grenat. Les faciès riches en muscovite sont les plus mobilisés.

Les leucosomes se présentent sous forme de lentilles ou de rubans (embréchites et épibolites) ; leur grain est moyen ou grossier (leucogranites et pegmatites à muscovite). Ils sont parfois franchement discordants par rapport à la foliation (texture ptygmatisée).

Le plus bel affleurement de ces migmatites, situé au hameau de la Frassette (Figure 44), sur la piste forestière, montre des mobilisats quartzofeldspathiques, riches en muscovite, recoupant la foliation sous forme de filonnets centimétriques à décimétriques, plissotés, et de masses pegmatitiques.



Figure 44 : migmatite à texture ptygmatisée (hameau de La Frassette)

- Les gneiss rubanés

Ces faciès, souvent microplissés, sont constitués de rubans millimétriques à centimétriques bien individualisés. Ils sont de nature variée :

- rubans plurimillimétriques formés de plagioclases séricitisés ocellés, de hornblende verte en individus assez fins en mosaïque ; accessoirement on observe du grenat en agglomérats de petits granules (100 μ) correspondant à des cristaux ocellés millimétriques cimentés par de l'épidote, de la séricite, du quartz et de la chlorite ;
- rubans plurimillimétriques constitués de grandes amphiboles et de plagioclases ;
- lits millimétriques quartzeux constitués d'individus finement granulés en mosaïque ou de grands cristaux lenticulaires.

- Les embréchites

Les mélanosomes sont constitués d'une purée de micas blancs, au sein desquels subsistent de grandes biotites décolorées, tordues, et des muscovites ; les plagioclases très séricitisés forment des yeux millimétriques ; le quartz est interstitiel, l'épidote (clinozoïsite + pistachite) assez abondante.

Les leucosomes sont constitués de grandes lentilles polycristallines de quartz et de plagioclases.

- Les mobilisats

Leur grain est assez fin ou grossier. Ils sont formés de quartz, de plagioclase souvent myrmékitique, de feldspath potassique perthitique (grandes taches) et de muscovite plurimillimétrique. Accessoirement, on trouve de l'hématite, de la clinozoïsite et de la calcite.

Nous avons observé sur la piste de Montchabert, à la cote 1015, des filonnets concordants de pegmatite à muscovite et à grands feldspaths noirs ("albite-low" aux rayons X). G. VIVIER (communication orale) pense qu'ils sont liés au granite d'Epierre, puisqu'il a observé des filonnets de nature identique indéniablement liés au granite des Sept Laux. Il n'est toutefois pas exclu qu'il s'agisse de mobilisats.*

Nous avons enfin étudié un faciès particulier en rive gauche de l'Arc (Centralé de St Léger). Ce faciès surmicacé à biotite et muscovite avait été décrit par C. BORDET (1961) qui avait noté l'abondance de grenat et de tourmaline. Nous avons trouvé en outre de la staurotide, sous forme d'agrégats millimétriques très altérés et cimentés par des micas blancs (Figure 45).

*Ce problème devrait être débattu par J. L. VERJAT (thèse 1980, en cours).

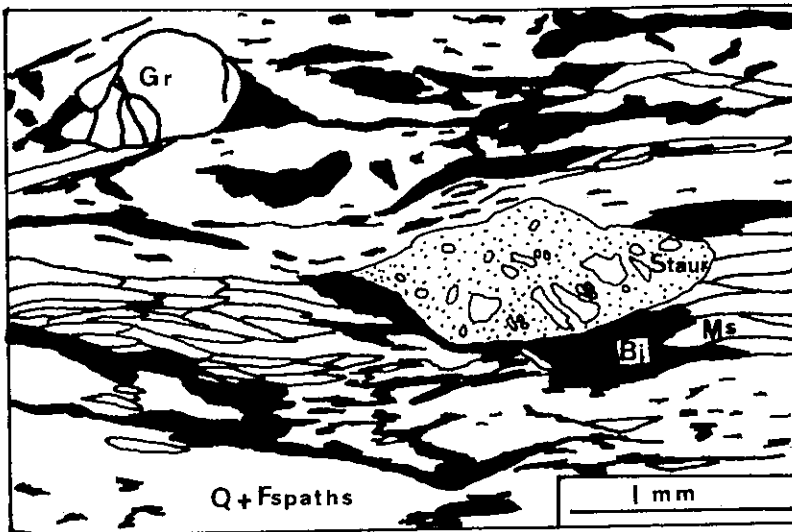


Figure 45 : groupe de St Rémy:
gneiss à 2 micas,
grenat et staurotide

PAL 137

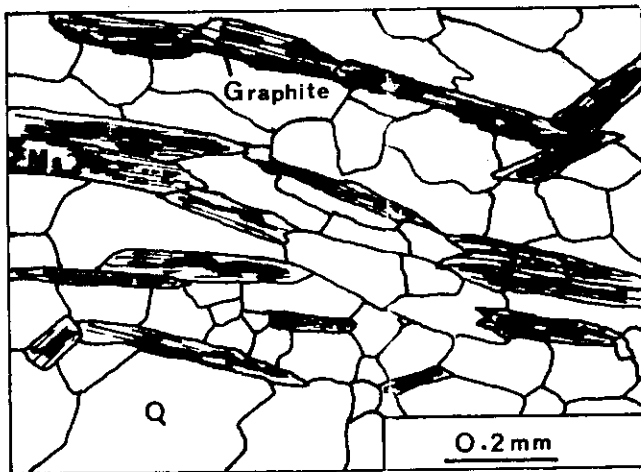


Figure 46 : schiste graphiteux
de la Série Verte sup.

PAL 114

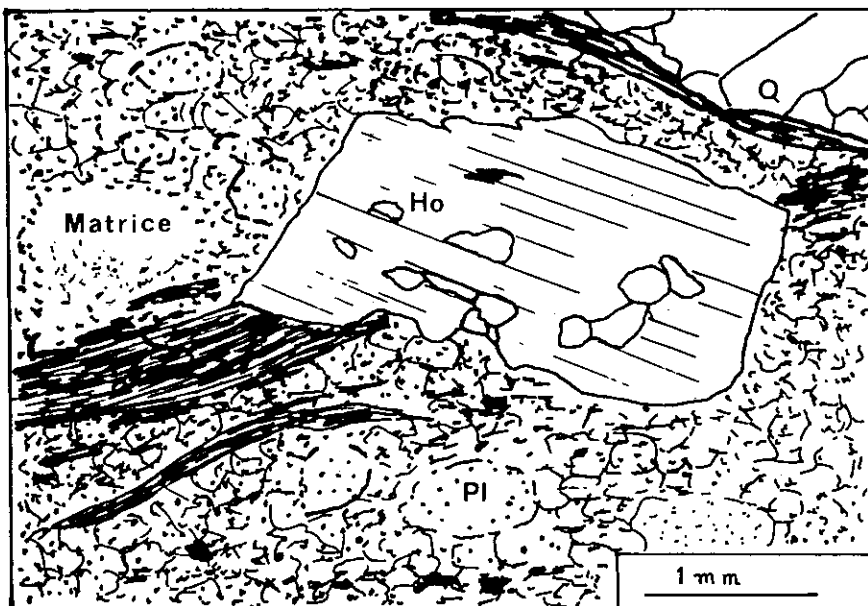


Figure 47 : gneiss à taches
d'amphibole de la
Série Verte sup.

PAL 126

c) Le métamorphisme

Aux paragenèses décrites par D. GASQUET dans le groupe de St Rémy, nous pouvons ajouter la paragenèse suivante :

Q + Plagioclase + Or + Bi + Grenat + Staur + Tourmaline

D. GASQUET avait déduit de l'application du géothermomètre de PERCHUK sur des couples biotite - grenat et de la présence de cordiérite magnésienne les conditions suivantes :

$$T = 630 \pm 30^{\circ}\text{C}$$

$$P = PH20 = 4 \text{ à } 6 \text{ Kb}$$

Ces conditions sont compatibles avec un début de fusion anatectique, phénomène qui correspondrait au paroxysme de l'épisode métamorphique principal. La découverte de staurodite confirme la valeur minimale attribuée à la pression. Ce minéral est en effet typique du métamorphisme barrowien, et n'est stable à la température de 635° que pour des pressions supérieures à 4 kb (isograde biotite + $\text{Al}_2\text{SiO}_5 \rightleftharpoons$ staurodite + muscovite + quartz (H.G. WINKLER, 1970).

Le métamorphisme de stade moyen du groupe de St Rémy serait ancien, à priori antéhercynien, puisqu'il n'affecte pas la Série Verte supérieure réputée hercynienne.

B-1-2 La Série Verte supérieure

a) Présentation

Cette série, essentiellement schisteuse, est limitée à l'Ouest par une grande faille la mettant en contact avec les gneiss plus ou moins migmatitiques du Bois des Ravères ou, localement, directement avec le granite d'Epierre. Radiométriquement, les faciès de la Série Verte supérieure se différencient très bien de ces deux dernières formations, leur mouvement propre étant nettement plus faible.

A l'Est, la Série Verte supérieure est jalonnée par une bande de gneiss amphiboliques d'une centaine de mètres de puissance, la séparant des gneiss du complexe du Col de Montjoie. Cette bande se suit sur près de 10 kilomètres de longueur ; elle ne disparaît qu'au Nord du massif (coupe de Char Tambour). Le contact avec le complexe du Col de Montjoie semble le plus souvent tectonique.

Les différents faciès semblent moins tectonisés dans l'ensemble que dans la galerie Arc-Isère, où D. GASQUET (1980) avait noté l'importance de la mylonitisation.

Nous avons observé dans la Série Verte supérieure, à côté des faciès classiquement décrits, des faciès plus originaux. Il s'agit d'une part, au "sommet" de la série, des faciès amphiboliques que nous venons de mentionner, d'autre part, à la "base", de roches riches en amphibole et grenat (faciès du Rochillon).

Nous allons décrire les différents faciès de la série d'Ouest en Est, c'est-à-dire en montant sur le versant occidental du massif de la Lauzière.

b) Etude pétrographique.

- Les faciès du Rochillon

Ils affleurent très bien dans la vallée de la Maurienne en face de St Léger, où ils sont exploités en carrière. Cet affleurement est isolé et peut en fait aussi bien être rattaché au groupe de St Rémy-Bois des Ravères qu'à la Série Verte supérieure (C. BORDET (1961) le décrit dans la Série Verte moyenne). Toutefois, en nous basant sur divers arguments, dont la radiométrie et l'étude du degré de métamorphisme, qui ne donne qu'une fourchette assez large, nous le relierons à la Série Verte supérieure.

Dans la carrière affleurent des gneiss fins à biotite et muscovite, des gneiss rubanés à amphibole et grenat et des niveaux métriques amphiboliques, toutes les transitions étant observables entre ces différents faciès.

. Les gneiss fins sont lités (alternance fruste de niveaux leucocrates millimétriques et de niveaux phylliteux discontinus, inframillimétriques).

La structure est granoblastique avec des plagioclases et du quartz en même proportion et de même dimension (0,1 x 0,2 mm). La biotite, en fines paillettes, est un peu verdie et renferme des minéraux opaques ; la muscovite lui est étroitement associée. Accessoirement, on trouve de la clinozoïsite, de l'apatite, des sulfures et quelques grenats de très petite taille.

. Les gneiss rubanés à amphibole et grenat sont constitués :

- de rubans de 2 mm de quartz en puzzle ;
- de rubans fins, essentiellement plagioclasiques, riches aussi en apatite, épidote et minéraux opaques ;
- de rubans plus épais renfermant de la hornblende très pléochroïque, en cristaux millimétriques un peu corrodés par le quartz, des plagioclases séricitisés, un peu de quartz, de l'apatite, de l'épidote, des minéraux opaques et du leucoxène ;

- enfin de niveaux riches en gros grenats (jusqu'à 5 mm), très altérés, formant des yeux moulés par la foliation.

Ces gneiss rappellent certains niveaux à amphibole décrits dans la série du Bois des Ravères. Cette ressemblance va bien sûr à l'encontre de leur appartenance à la Série Verte supérieure.

. Les leptynites rubanées à biotite et grenat présentent la même composition que les gneiss fins, mais une texture différente. Elles sont formées d'une alternance de rubans leucocrates centimétriques et de niveaux sombres millimétriques à centimétriques, ce qui leur confère un aspect varvé.

. Les amphiboliques, finement litées et vaguement rubanées, sont constituées en proportion égale de hornblende verte très pléochroïque, corrodée par le quartz, et de coupfolites formant des linéoles quartzoplagioclasiques. Les opaques et l'apatite sont abondants. Quelques mégacristsaux millimétriques, soit de plagioclase (oeillés), soit d'amphibole (tronçonnés) s'observent dans les rubans les plus grossiers.

Tous les faciès du Rochillon sont caractérisés par l'abondance de sulfures (pyrite, chalcopyrite, pyrrhotine), disposés en mouchetures ou parfois en petites lentilles parallèles à la foliation et éventuellement microplissées.

Les faciès du Rochillon rappellent certains de ceux décrits par L. GIORGI (1979) dans le groupe d'Huez, et qui ont livré une microfauve datée du Cambroordovicien. N'ayant pour notre part, trouvé aucune trace d'organisme au Rochillon, nous ne pouvons que constater une certaine ressemblance avec le groupe d'Huez, nous incitant à considérer avec prudence l'âge dévonodinantien classiquement attribué à la Série Verte supérieure.

- Les faciès typiques de la Série Verte supérieure

Ils ont été bien décrits par C. BORDET, D. GAQUET, Y SIMEON et Y. GROS. La Série Verte supérieure est en effet une entité bien définie et de caractères assez constants dans le Massif de Belledonne. Nous avons observé les faciès suivants :

- schistes quartzeux sombres ;
- schistes verts ;
- schistes graphiteux ;
- schistes blancs à muscovite ;
- leptynites grossières.

Il existe à peu près tous les intermédiaires entre ces différents faciès, qui semblent se distribuer grossièrement de la façon suivante :

- les schistes quartzeux sombres constituent le faciès dominant ;
- les schistes verts correspondent plutôt à la "base" de la série ;
- les schistes graphiteux sont des faciès locaux, correspondant à un enrichissement en matière organique des schistes quartzeux sombres ; ils ne présentent pas les caractères très tranchés des niveaux "organiques" que nous avons décrits dans la Série Verte supérieure du Beaufortin ;
- les schistes blancs à muscovite ont été observés au "sommet" de la série, surtout aux environs de Plan Picot (au-dessus du hameau de Tigny) ;
- les leptyniques grossières n'ont été observées qu'en un point, dans le pré situé en dessous des Ruines de l'Arpette (au-dessus de Tigny ; $x = 910, 350$; $y = 355, 255$; $z = 1405$).

. Les schistes quartzeux sombres

Ce sont des roches fines de texture massive ou schisteuse, rubanées et souvent microplissées.

- Les rubans clairs, millimétriques à plurimillimétriques, sont surtout constitués de cristaux de quartz de petite taille (1/10 mm), en mosaïque ou en puzzle. Les plagioclases sont toujours moins abondants ; ils sont de même taille que les cristaux de quartz ou forment des porphyroclastes à tendance ocellée, pouvant atteindre 0,5 mm. Il s'agit d'albite peu séricitisée.

Les porphyroclastes de feldspath potassique sont plus rares.

Les phyllites sont interstitielles.

- Les rubans sombres, inframillimétriques à millimétriques, sont constitués de biotite peu colorée, plus ou moins chloritisée, en paquets de longues fibres flexueuses. Elle est souvent associée à des opaques et à du leucoxène. La muscovite est moins abondante. On trouve accessoirement de l'épidote (clinzoïsite + pistachite), plus rarement de la calcite.

. Les schistes verts sont des roches très fines, d'aspect soyeux, essentiellement constituées d'albite et de chlorite (ovardites de C. BORDET). Certains faciès, plus clairs, sont très riches en séricite.

. Les schistes graphiteux (Figure 46)

Leur couleur est noire. Ils présentent les mêmes caractères que les schistes quartzeux sombres. Dans l'échantillon étudié, nous avons toutefois observé de la trémolite incolore (trémolite sodique aux rayons X), en cristaux xénomorphes millimétriques à struc-

ture plus ou moins hélicitique, et de la muscovite. Cette paragenèse ne semble néanmoins pas spécifique de ce faciès. La caractéristique de ces schistes est la présence de matière carbonneuse très abondante qui, aux rayons X, se relève être du graphite. Elle souligne la foliation et macule les muscovites.

. Les schistes blancs à muscovite sont des schistes rubanés dans lesquels les niveaux phylliteux, très fins (inframillimétriques), sont constituées exclusivement de muscovite en individus de longueur millimétrique, groupés en gerbes. Certains faciès, d'aspect gneissique, sont plus riches en muscovite, celle-ci étant associée à un peu de biotite chloritisée et à de la clinzoïsite.

. Les leptynites ont un aspect franchement détritique. Elles sont constituées de gros feldspaths (parfois demicentimétriques), un peu arrondis (plagioclases peu séricités + feldspaths potassiques non perthitiques) et cimentés par du quartz en puzzle et de petits plagioclases. Les micas sont très fins et peu abondants (biotite chloritisée + séricite). On trouve quelques grains de clinzoïsite.

- Les gneiss amphiboliques (Figure 47)

Ils jalonnent le contact de la Série Verte supérieure avec les gneiss du Col de Montjoie, et constituent un bon horizon-repère dont nous discuterons ultérieurement la signification. Ils sont constitués :

- *d'une matrice fine granoblastique (quartz fin en mosaïque ou en rubans polycristallins, plagioclases très séricitisés, séricite, pistachite et clinzoïsite abondantes, biotite chloritisée riche en sagénite, opaques, apatite) ;*

- *de phénoclastes :*

- . *de plagioclase oillé (2 à 4 mm) très séricitisé ; les feldspaths potassiques sont rares ou absents ;*
- . *d'amphibole, en grandes plages mono ou polycristallines, formant des taches demicentimétriques dilacérées et à bordures déchiquetées ; il s'agit de hornblende verte très colorée, souvent maclée, parfois corrodée par le quartz, et renfermant des minéraux opaques, de l'apatite et de l'épidote.*

Les relations de ces gneiss avec les faciès schisteux n'ont pu être déterminées, les affleurements étant de mauvaise qualité. Le passage semble néanmoins progressif.

Le contact avec le complexe du Col de Montjoie a rarement été observé. Il est brutal et semble le plus souvent tectonique.

Ainsi, dans le ruisseau du Tour et sur la crête de Morlin, il correspond à une épaisse bande de mylonites. La Série Verte supérieure semble paradoxalement peu écrasée, moins affectée en tous cas que les granitogneiss qui prennent, sur une centaine de mètres et parfois plus, l'aspect de mylonitoschistes, voire de phyllonites.

Toutefois, le contact est peut-être atectonique en certains points :
 - au Nord, près du Chalet de la Vénitier ; il n'a pas été observé directement mais semble cartographiquement dessiner des indentations ;

- au Sud, près des ruines de l'Arpette (sur le chemin de Plan Picot à Locasset) ; on a sur quelques mètres le passage (hélas difficilement observable) de gneiss de la Série Verte supérieure, caractérisés par un faible mouvement propre, à des gneiss granitoïdes leucocrates apparemment peu écrasés, de fort mouvement propre.

c) Le métamorphisme

- Les faciès du Rochillon

Les paragenèses sont les suivantes :

Q + Plagioclase + Bi + Ms + Grenat + Ep

Q + Plagioclase + Ho + Grenat + Ep.

Ces minéraux, à priori cogénétiques (à l'exception peut-être des épidotes, sans grande signification par ailleurs), ne sont guère caractéristiques. Nous n'avons d'autre part aucune donnée cristallographique ou chimique sur les différents minéraux, et nous ne connaissons pas de façon certaine la basicité des plagioclases. C. BORDET (1961), qui a décrit cet affleurement, pense qu'il s'agit d'albite, auquel cas le métamorphisme serait de stade faible avec des températures au plus de l'ordre de 500 - 550 °C, et une fourchette très large de pression. La présence du grenat et de l'assemblage biotite + muscovite ne permet pas d'affiner ces valeurs ; elle dénote tout au plus des températures supérieures à 450°C.

La fourchette de température que nous retiendrons est donc 500-550°C. Nous basant sur cette valeur, nous pouvons dire qu'il existe une opposition assez nette entre le groupe de St Rémy et les faciès du Rochillon, qui nous paraissent donc devoir être rattachés à la Série Verte supérieure.

- Les faciès schisteux de la Série Verte supérieure

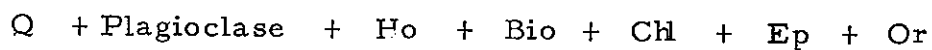
Nous avons observé les mêmes paragenèses qu'Y. SIMÉON (1979). Sans nous étendre davantage, nous rappellerons ses conclusions, partant du fait que le métamorphisme est proche de l'isograde stilpnomélane + muscovite \rightleftharpoons biotite + muscovite (le stilpnomélane est en effet signalé dans la Série Verte supérieure du Beaufortin par Y. GROS, 1974) :

$$450^{\circ} \text{ C} < T < 470^{\circ} \text{ C} ; 4\text{kb} < P < 7\text{kb}$$

- Les gneiss amphiboliques au contact du complexe

du Col de Montjoie

Leur paragenèse est la suivante :



Les plagioclases n'étant pas déterminables, nous ne pouvons pas préciser les conditions du métamorphisme. A priori, elles ne sont pas différentes de celles des autres faciès de la Série Verte supérieure.

En conclusion, nous pouvons dire, avec les réserves d'usage, que tous les faciès que nous avons décrits dans la Série Verte supérieure ont été affectés par un même métamorphisme, pour lequel nous pouvons fixer approximativement les conditions suivantes :

$$\begin{aligned} T &= 500^{\circ}\text{C} \\ P &= 4 \text{ à } 7 \text{ kb.} \end{aligned}$$

Ce métamorphisme, de stade faible, est différent de celui du groupe de St Rémy-Bois des Ravères (stade moyen), qui pourrait ainsi constituer un sode par rapport à la Série Verte supérieure. On ne peut en effet invoquer le seul gradient de métamorphisme pour expliquer les différences de paragenèses observées entre les deux séries (rappelons par exemple que les gneiss de St Léger, situés en rive gauche de l'Arc, à quelques centaines de mètres du Rochillon, renferment du staurotite).

Le métamorphisme de la Série Verte supérieure est probablement hercynien, encore que l'attribution à cette série d'un âge paléozoïque inférieur (comme celui du groupe d'Huez) n'exclut pas un âge calédonien pour cet événement. Les rétromorphes tardihercyniennes et/ou alpines consistent classiquement en une séricitation des plagioclases, une chloritisation des biotites et en la cristallisation de calcite, séricite et éventuellement d'épidote.

B-1-3 Le complexe gneissique du Col de Montjoie

Cette série est bien individualisée dans le massif de la Lauzière et se distingue bien des autres séries cristallogylliennes. Elles comprennent les faciès suivants :

- des gneiss à mégacristaux de feldspath potassique ;
- des gneiss amphiboliques à schlieren micacés ;
- des leptynites ;
- des gneiss biotitiques fins, affleurant sous forme de panneaux métriques à hectométriques.

L'origine de ces faciès porphyroïdes, amphiboliques et leptyniques semble, à priori, orthodérivée. Ce dernier point est toutefois discutable, aussi préférons nous aborder l'étude du complexe du Col de Montjoie dans une optique uniquement descriptive.

A l'Ouest, cette série est en contact avec la Série Verte supérieure et en particulier avec les faciès gneissiques à taches d'amphibole. A l'Est, elle est en contact, soit tectonique, soit normal, avec les granitoïdes axiaux de la Lauzière (granodiorites du Colomban et complexe granitoïde).

Au Sud, elle est recoupée par l'accident de Fond de France, au delà duquel nous ne l'avons pas étudiée, mais il semble qu'elle soit l'homologue du complexe granitogneissique de St Colomban. Au Nord, elle correspond enfin aux gneiss de Pussy Plan du Col zone ouest d'Y. SIMEON (1979).

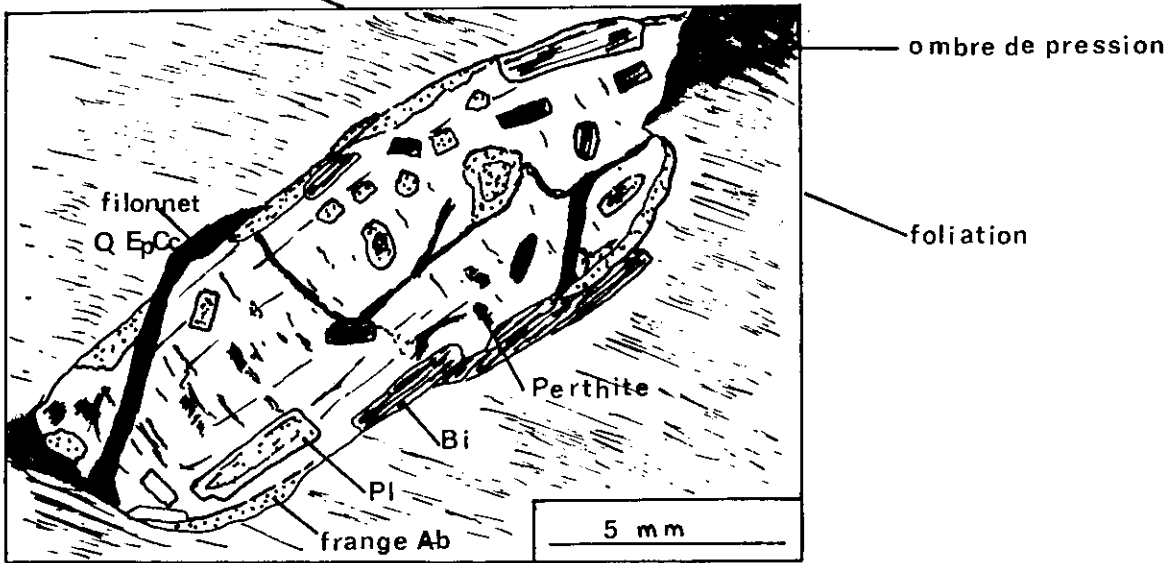
a) Les gneiss porphyroïdes

Ils sont caractérisés par la présence de mégacristaux pluricentimétriques de feldspath alcalin. Ces feldspaths, d'aspect automorphe ou plus ou moins oillé, sont moulés par la foliation. L'orientation de la roche est généralement nette ; la trame est tantôt gneissique, tantôt mylonitique, rarement d'aspect franchement granitique.

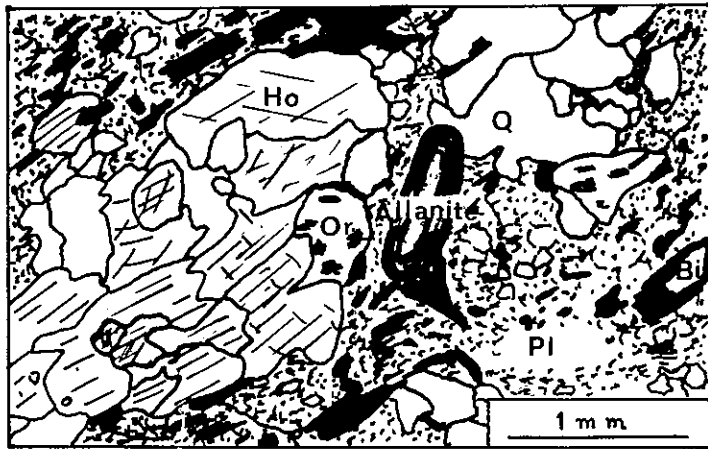
Les gneiss porphyroïdes passent en continuité à des gneiss oillés et même à des gneiss ocellaires dans les zones les plus tectonisées. Ainsi, le contact occidental avec la Série Verte supérieure peut-il être jalonné, lorsqu'il est franchement tectonique, par une bande de mylonitoschistes oillés de plus de 200 mètres de puissance (coupes de l'Arête de Morlin et de Char Tambour).

- Les faciès porphyroïdes à trame non mylonitique (Figure 48 PAL 13)

. Les feldspaths potassiques, centimétriques à pluricentimétriques, sont automorphes macroscopiquement mais, dans le détail, on voit leur contours arrondis (surtout les plus petits individus), persillés ou granulés. A l'œil nu, on distingue très bien la macle de Carlsbad et les inclusions de ferromagnésiens. Les feldspaths potassiques sont préférentiellement orientés selon la foliation, ou de façon plus anarchique dans les faciès les plus franchement granitiques. Ils sont disséminés de façon homogène dans la roche ou concentrés en bouffées ; ces amas ne sont jamais aussi concentrés que ceux observés par Y. SIMEON (1979) dans la zone septentrionale des gneiss de Pussy Plan du Col (piste de Levins à Bennetant, par exemple). A priori, l'origine de ces concentrations est magmatique, aucune figure



PAL 13

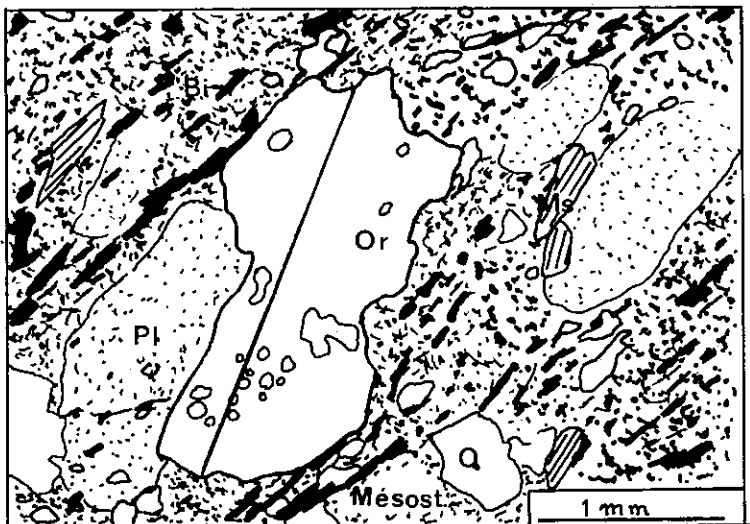


PAL 97

PAL 13: gneiss porphyroïte;
micrographie d'un FK

PAL 97: gneiss amphibolique
à schlieren

PAL 8: leptynite



PAL 8

Figure 48 : gneiss du complexe du Col de Montjoie

sédimentaire nette n'ayant été observée.

Du point de vue minéralogique, il s'agit de microcline intermédiaire (triclinicité $\approx 78\%$). Ses plages sont perthitiques (taches assez floues d'albite souvent maclée). Elles sont très poecilites (inclusions de plagioclases aubautomorphes, à coeur séricitisé et à bordure albitique fraîche, de biotite plus ou moins chloritisée et de quartz fin). Ces inclusions sont souvent réparties concentriquement.

Les micro-fissures des feldspaths potassiques peuvent être cimentées par du quartz, de l'épidote et de la calcite.

. Les plagioclases, de forme arrondie, sont très séricitisés. Leur taille est en général millimétrique, mais quelques yeux sont plurimillimétriques.

. Le quartz forme des lentilles polycristallines, constituées d'individus fins, imbriqués, orientés selon la foliation. On observe également des petits cristaux interstitiels en mosaïque.

. Les micas sont de trois types :

- biotite peu chloritisée soulignant la schistosité et moultant les mégacristaux ; ses plages, souvent déchiquetées, renferment des petits zircons à auréole pléochroïque, de l'apatite et de la sagénite, en épitaxie, altérée en leucoxène ;

- petites paillettes automorphes de biotite souvent chloritisée, en inclusions dans les feldspaths potassiques ;

- cristaux de biotite peu colorée dans les ombres de pression des mégacristaux, associés à du quartz fin en mosaïque, de la zoïsite et de la clinozoïsite.

. L'apatite est peu abondante.

- Les faciès porphyroïdes à trame mylonitique

Ces faciès présentent les mêmes caractères minéralogiques que les précédents ; ils sont simplement plus écrasés.

. Les feldspaths potassiques sont plus arrondis ; ils présentent des bandes de pliage. Les microfractures, d'origine thermique d'après S. WILHELM, sont très ouvertes et cimentées par du quartz, de la séricite, de l'épidote, de la biotite et de la muscovite fine. Dans les faciès les plus écrasés, ils forment des ocelles infracentimétriques.

. Les plagioclases ocellaires sont noyés dans la mésostase.

. Le quartz présente une structure en rubans polycristallins formés d'individus engrenés millimétriques.

. Une mésostase mylonitique fine envahit la roche ; elle est constituée de quartz en mosaïque, de plagioclase altéré, d'épidote, de biotite déchiquetée, de biotite fraîche, enfin d'un peu de muscovite.

b) Les gneiss amphiboliques à schlieren (Figure 48 ,PAL 97)

Ce sont des roches orientées, à grain moyen, dans lesquelles les minéraux ferromagnésiens, d'aspect très frais, ressortent bien. Elles se présentent en niveaux ou en masses floues, décamétriques à hectométriques, dans le faciès porphyroïde. Les meilleurs affleurements sont observables près du Pic du Rognolet.

Les gneiss amphiboliques renferment, comme les gneiss porphyroïdes, des panneaux de gneiss biotitique fin, mais sont en outre caractérisés par de nombreux amas micacés, à aspect de schlieren, étirés selon la foliation.

Description pétrographique

- Le quartz forme des amas lenticulaires, constitués d'individus moyens en mosaïque.
- Les feldspaths potassiques (microcline) sont xénomorphes et présentent des contours persillés. Leur taille est de 3 - 4 mm. Ils sont perthitiques (grandes taches) et poecilitiques (inclusions de plagioclases myrmékitiques et de micas). Ils peuvent présenter des franges albitiques myrmékitiques.
- Les plagioclases, souvent très séricitisés, passent à une mésostase sériciteuse. Leur basicité, déterminée par la méthode de la double macle (sections très abondantes), est An 20 - 30.
- Les biotites, très pléochroïques, parfois verdies, renferment de l'apatite, du zircon, de l'épidote et de la sagénite, en épitaxie, altérée en leucoxène. On peut trouver un peu de chlorite.
- L'amphibole est de la hornblende verte, peu colorée, en amas de cristaux inframillimétriques. Elle renferme du quartz et de l'épidote et s'altère, sur ses bordures, en actinote aciculaire.
- Le sphène, craquelé, forme de petits individus maclés.
- L'apatite est abondante ainsi que l'épidote. On trouve de belles allanites zonées.

Un comptage de points donne une idée de la composition modale :

quartz	: 37,5 %
orthoclases	: 11,5 %
plagioclases	: 40,0 %
biotite	: 8,0 %
hornblende	: 3,0 %

c) Les leptynites

Il s'agit de roches d'aspect varié présentant une importance

volumétrique non négligeable dans le complexe du Col de Montjoie. Plus au Nord, dans les gneiss de Pussy Plan du Col zone ouest d'Y. SIMÉON, ces faciès sont accidentels et forment des niveaux centimétriques à métriques.

Dans notre secteur, ils peuvent représenter des bandes métriques à plurihectométriques, alternant avec les autres faciès du complexe du Col de Montjoie.

Dans le détail, ces roches apparaissent postérieures aux gneiss porphyroïdes car, en certains points, elles semblent recouper ces derniers.

Les leptynites peuvent avoir un aspect franchement granitique mais, la plupart du temps, il s'agit de roches schistosées, qu'il est tentant de ce fait de considérer comme des mylonites dérivant par cataclase des faciès à mégacristaux. Toutefois, l'étude de terrain et l'étude pétrographique infirment cette hypothèse.

Des faciès d'aspect granitique, peu schistosés, affleurent très bien aux ruines du Col de Montjoie ou à la Grande Muraille, par exemple.

Les pols glaciaires à l'Est du Pas de Freydon, sous le chalet, montrent remarquablement bien les relations entre les faciès leptyniques et porphyroïdes : les premiers s'y présentent en niveaux décamétriques dans les seconds. Ces niveaux sont grossièrement conformes mais, dans le détail, peuvent recouper franchement les gneiss porphyroïdes ou en emballer des panneaux (Figure 49).

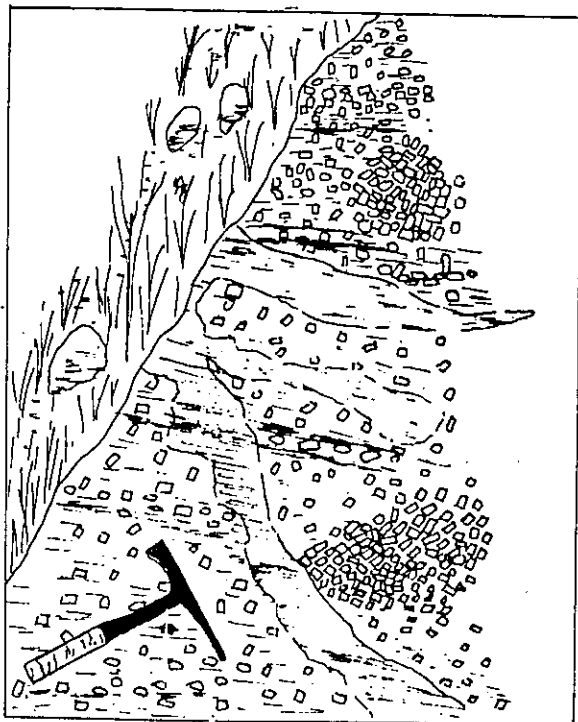


Figure 49 : complexe du Col de Montjoie; relations entre les faciès leptyniques et porphyroïdes

Le contact entre les deux faciès est généralement bien tranché. Toutefois, il est localement progressif : la transition entre les deux roches se fait par l'intermédiaire d'une bande de quelques décimètres de leptynite à grain assez fin et à feldspaths potassiques centimétriques automorphes.

Soulignons que la distinction cartographique entre les leptynites et les granodiorites du Colomban est souvent délicate, quoiqu'elle soit fondée des points de vue pétrographique et géochimique.

- Description des faciès d'aspect granitique (Figure 48 , PAL 8)

Il s'agit de "granites" orientés, fins, à grain millimétrique, et de couleur grise en cassure. Des feldspaths potassiques plurimillimétriques et même pluricentimétriques, plus ou moins automorphes, peuvent ressortir.

La structure est presque équante pour les faciès les moins orientés. Dans les faciès plus gneissiques, l'orientation est soulignée par le quartz, qui tend à s'organiser en lentilles polycristallines, et par les phyllites.

. Le quartz se présente sous forme d'individus millimétriques ou de petits cristaux en mosaïque.

. Les feldspaths potassiques (microcline moiré) sont assez peu abondants, mais de dimensions supérieures à celles des autres minéraux. Ils sont généralement xénomorphes, peu poecilites et finement perthitiques. Assez typiquement, ils renferment des gouttelettes ovoïdes de quartz, souvent à extinction simultanée. Nous avons déjà observé de telles structures ("graphiques") dans un faciès fin du granite de Vallorcine. Très localement peuvent se développer de grands cristaux isolés de microcline (jusqu'à 10 cm). Ils sont subautomorphes, riches en inclusions poecilites et très perthitiques (près de 30 % d'albite en grandes taches).

. Les plagioclases, millimétriques, sont abondants, généralement très séricitisés et peu automorphes. Leur teneur normative en anorthite est faible (albite-oligoclase).

. Les phyllites sont déchiquetées. Il s'agit de biotite brune ou un peu verdie, parfois chloritisée, et de muscovite. La muscovite est localement remarquablement développée (aux ruines du Col de Montjoie, par exemple) ; elle est alors manifestement tardive (postschisteuse). Ce phénomène de muscovitisation n'est pas spécifique de ce faciès et nous l'étudierons ultérieurement (F-2-4) car il est surtout spectaculaire dans les niveaux de gneiss biotitique fin.

. Une mésostase fine, constituée de séricite, de plagioclase, de quartz, de fragments de micas, d'apatite et d'épidote (zoisite + clinozoisite + pistachite), cimente la roche.

. Dans une lame mince, nous avons observé, surtout dans les plagioclases, de nombreux zircons automorphes de forme très allongée, disposés le plus souvent le long des plans de macle (rapport moyen $L/l > 5$). Ceci dénoterait pour MEHNERT (1968) une origine orthodérivée.

- Description des faciès mylonitisés

Ces roches, d'aspect plus schisteux, se débitent en plaques. La mésostase fine, d'origine mylonitique, est plus développée ; elle est constituée de quartz fin en mosaïque, d'épidote (zoïsite très abondante, pistachite et dinozoïsite), de séricite, de phyllites déchiquetées et d'opaques (dont l'oligiste et la pyrite). On trouve parfois des cristaux millimétriques de rutilé.

d) Les gneiss biotitiques fins

Ils affleurent sous forme de panneaux métriques à hectométriques dans les gneiss porphyroïdes et les gneiss amphiboliques à schlieren.

Quoique toujours strictement orientés selon la foliation, ils présentent, au premier abord, l'aspect d'enclaves enallogènes au sein d'un matériel orthogneissique. Ils sont en effet dysharmoniques du point de vue tectonique, souvent microplissés, alors que les gneiss porphyroïdes et amphiboliques ne le sont jamais, et parfois même "bourrés" au contact de ces derniers.

Ils se suivent latéralement sur d'assez grandes distances, de l'ordre de la centaine de mètres.

Les gneiss biotitiques fins affleurent tout au long du complexe du Col de Montjoie, à proximité du contact avec le complexe granitoïde de la Lauzière.

Ils sont particulièrement abondants, sous forme de niveaux de puissance décamétrique au plus, du Col de Montjoie à la crête de la Coutire, sur le versant oriental de la Pointe de Colomban, au Col de l'homme et sur la crête du Mont Bellacha ; des Aiguilles de la Balme au Lac du Lay se suit très bien un grand panneau de 100 à 400 mètres de puissance, en contact tectonique à l'Est avec le complexe granitoïde de la Lauzière.

Les gneiss biotitiques fins sont localement très riches en muscovite postschisteuse. Aussi traiterons-nous, lors de l'interprétation, du problème de la blastèse de ce minéral.

Leur aspect est très caractéristique. Ce sont des roches fines (grain de 0,2 mm), de couleur sombre (d'où le nom de Roche Noire donné à un sommet), et de texture orientée, voire schisteuse. On observe très souvent des lentilles de quartz d'épaisseur centimétrique, synschisteuses et éventuellement microplissées (microplis postschisteux).

- Le quartz, abondant, se présente sous forme d'individus aplatis selon la foliation.
- Les plagioclases, subautomorphes, sont séricitisés.
- Les feldspaths potassiques sont peu abondants.
- La biotite, fine et peu colorée, souligne la foliation ; elle renferme des zircons.
- La pistachite, en grains, est assez abondante, ainsi que les minéraux opaques .
- Localement se développent de grandes plages de muscovite, transverses par rapport à la foliation (voir figure 95) Elles sont très poecilites (inclusions franchement orientées). Leur blastèse semble aller de paire avec une décoloration des biotites selon les clivages. Les inclusions dans les muscovites sont elles-même muscovitistes. En particulier, on observe souvent un halo de muscovite autour des inclusions de feldspath potassique (Figure 95).
- Quelques échantillons renferment de la tourmaline brune, très pléochroïque, à priori tardive.

Mentionnons dans ce paragraphe certains faciès porphyroïdes, de couleur sombre, se présentant en masses floues d'extension métrique dans les gneiss à mégacristaux. Ils semblent correspondre à d'anciennes enclaves de type particulier, presque entièrement assimilées. Nous les avons observés dans la combe située à l'Ouest du Col de Montjoie. Ils sont caractérisés par leur richesse en calcite, qui forme de grandes plages moulant les autres minéraux et envahit les plagioclases. Elle est manifestement tardive.

e) Etude du métamorphisme

Le complexe du Col de Montjoie a été affecté par un métamorphisme responsable de l'acquisition d'une structure planaire (foliation). Ainsi se justifie le terme de gneiss, utilisé dans ce paragraphe descriptif pour les différents faciès, même s'ils semblent avoir une origine magmatique (orthogneiss).

Nous avons peu de données pour préciser les conditions de ce métamorphisme ; il semble se traduire essentiellement par une réorganisation de la structure, les minéraux en équilibre étant à priori peu différents de ceux de la roche primitive.

Les minéraux soulignant la foliation sont les suivants :

- dans les gneiss porphyroïdes :

Q, Plagioclase , Or , Bi

- dans les gneiss amphiboliques :

Q , Plagioclase An 20-30 , Or , Bi , Ho

- dans les leptynites :

Q , Plagioclase , Or , Bi + Chl , Ms.

Ils ne sont guère caractéristiques et dénotent tout au plus un stade moyen de métamorphisme (stabilité de l'assemblage An 20-30 + Ho dans les gneiss amphiboliques).

Nous ne pouvons dire non plus, en nous basant sur la seule étude du métamorphisme, si les gneiss biotitiques fins sont polymétamorphiques, et correspondent à des enclaves gneissiques au sein d'un matériel granitique orthogneissifié, ou s'ils sont de même âge que les autres faciès et interstratifiés au sein de ces derniers. Un métamorphisme cataclastique, responsable de l'acquisition d'une schistosité mylonitique, est caractérisé par les néogénèses suivantes :

Q , séricite , Ep , Bi , Ms.

Il correspond à un stade relativement élevé (l'occurrence de biotite fraîche dénote des températures supérieures à 450°). Son âge est discutable, peut-être tardihercynien.

B-1-4 La série de la Montagne des Plans★

 Cette série est en contact avec le complexe granitoïde de la Lauzière, au Nord de la faille de Fond de France qui la recoupe. Elle se poursuit au Sud de cet accident ; le contact occidental avec des granitoïdes (monzosyérites de la Grande Léchère) est alors plus complexe, dans un secteur haché par des fractures méridiennes.

Elle est en contact tectonique à l'Est avec la série de Villard Benoit. Elle se poursuit vers le Nord par la série des gneiss de Pussy Plan du Col zone est d'Y SIMEON (1979) et par le complexe leptynoamphibolique d'Y. GROS (1974).

La série de la Montagne des Plans est constituée de faciès variés :
 - d'une part des faciès "basiques", gneissiques, leptynitiques ou schisteux, caractérisés radiométriquement par de faibles mouvements propres ;
 - d'autre part des faciès "acides", gneissiques, sans amphibole , caractérisés par des mouvements propres plus élevés.

Nous décrirons tout d'abord les caractères pétrographiques de ces deux types de faciès, puis nous traiterons de la migmatisation qui les affecte localement. Sur le terrain, les faciès "acides" et "basiques" sont intriqués à toutes les échelles. L'organisation suivante semble

 ★ La Montagne des Plans constitue une coupe complète, d'accès aisé, au départ du village de Celliers.

néanmoins se dessiner cartographiquement : les faciès "basiques" sont plutôt développés à l'Est de la série, alors qu'à l'Ouest prédominent les faciès "acides".

a) Les faciès "basiques".

Cet ensemble très hétérogène comprend :

- des gneiss à taches d'amphibole ;
- des gneiss leptynitiques et des leptynites rubanées ;
- des gneiss fins à biotite plus ou moins chloritisée ;
- des amphibolites.

Les trois premiers faciès se présentent sous forme de niveaux métriques à pluridécamétriques, assez bien individualisés. Les amphibolites sont plus accidentelles et forment des niveaux métriques au plus, souvent discontinus (boudinage).

- Les gneiss à taches d'amphibole

Ils affleurent très bien à l'Arpettaz (paravalanches de Celliers). Leur aspect est très caractéristique : taches vertes centimétriques, aplaties selon la foliation, se détachant sur un fond leucocrate essentiellement feldspathique.

Les taches peuvent être constituées de hornblende monocristalline souvent maclée, très poecilitique (plagioclases+micas) ou d'un agglomérat polycristallin de hornblende et de biotite brune riche en sagénite. La clinzoïsite, la chlorite et des opaques semblent être des produits d'altération de la hornblende.

Les feldspaths sont essentiellement des plagioclases millimétriques, saussuritisés, à contours flous et de teneur An 30 à An 45. Les feldspaths potassiques, un peu plus gros, sont moins abondants, xénomorphes et finement perthitiques.

Le quartz, très fin, est interstitiel, en mosaïque. On trouve un peu d'apatite.

- Les gneiss leptynitiques et les leptynites rubanées

Ce sont des roches fines dont le rubanement millimétrique à centimétrique semble refléter la stratification originelle. Des figures sédimentaires (chenaux) sont peut-être décelables dans ces faciès, sur la piste de Montgellafrey à St François Longchamp 1650 (Combe de la Croix). Toutefois, il convient d'être prudent car une lenticulation d'origine tectonique peut mimer des figures métriques de chenalisation.

Les leptynites rubanées sont peu orientées.

. Les rubans ^{clairs} sont constitués de plagioclases millimétriques très séricitisés, d'aspect détritique, et de quartz interstitiel fin recristallisé en mosaïque ; on peut trouver un peu de microcline perthitique en taches.

. Les rubans plus sombres renferment en outre de la chlorite fine peu pléochroïque et souillée par des opaques, de l'épidote, du leucoxène et de la sagénite ; la clinozoisite peut être abondante, ainsi que la calcite .

Signalons, à la Combe de la Croix, des passées décimétriques à métriques très leucocrates, renfermant de la tourmaline et un peu de muscovite. La tourmaline disséminée est abondante, sous forme de cristaux prismatiques millimétriques semblant définir une linéation d'étirement (tronçonnement);

- Les gneiss fins à biotite plus ou moins chloritisée

Ces roches, finement litées, passent progressivement aux gneiss leptynitiques. Le quartz forme des lentilles polycristallines effilées. Les plagioclases millimétriques sont oillés. La biotite fine, plus ou moins chloritisée, est associée à un peu de muscovite. L'épidote est abondante. Dans un échantillon (crête de la Roche Brisée, cote 2060, PAL 76) nous avons observé de rares petits grenats, et des boules millimétriques, pseudomorphosées en micas blancs, qui pourraient correspondre à d'anciennes cordiérites entièrement pinitisées.

- Les amphibolites

Ce sont des roches fines (grain d'environ 0,3 mm), isogranulaires et peu orientées.

. La hornblende verte (50 % de la roche) est xénomorphe, poecilitique (quartz, plagioclases, micas) et souvent maclée.

. La chlorite, de teinte pâle, assez abondante, est souillée par des minéraux opaques.

. Les plagioclases sont saussuritisés (séricite + épidote + un peu de calcite). On observe des petits individus très frais qui semblent correspondre à de l'albite.

. Le quartz, assez abondant, est xénomorphe (contours amiboïdes). Il semble tardif.

. L'épidote est abondante (clinozoisite + pistachite) ; on trouve aussi des opaques et un peu d'apatite.

b) Les faciès "acides"

Ils correspondent à des gneiss biotitiques fins, plus ou moins rubanés, et à des gneiss oillés. Ces deux faciès sont interstratifiés à différentes échelles, décimétriques à hectométriques.

- Les gneiss biotitiques fins

Ce sont des gneiss bien lités, éventuellement ocellaires, tous les termes de passage vers les gneiss ocellés étant observables.

- . Le quartz, fin, forme des petits amas grossièrement lenticulaires.
- . Les feldspaths potassiques, de forme ocellée, sont millimétriques à plurimillimétriques. Ils sont perthitiques (veinules) et peu poecilitiques.
- . Les plagioclases, très séricitisés, sont inframillimétriques. Leur forme est arrondie.
- . La biotite, plus ou moins chloritisée, est abondante ; elle souligne la foliation ou se présente en petites touffes.
- . On trouve accessoirement du sphène, pseudomorphosé en épidote et leucoxène.

- Les gneiss ocellés

Les yeux monocristallins sont constitués de feldspath potassique, plus rarement de plagioclase. Leur taille peut atteindre 5 cm. Leur forme semble primaire et non d'origine tectonique. Elle témoignerait donc d'un remaniement et d'une origine sédimentaire ou volcanosédimentaire pour ces faciès.

- . Le quartz, abondant, moule les feldspaths. Il forme des lentilles de forme grossière constituées d'individus fins à moyens, engrenés, à extinction roulante, et d'individus très fins en mosaïque.
- . Les feldspaths potassiques (microcline à forte triclinicité aux Rayons X : 88 %) sont moins abondants que les plagioclases, mais donnent des yeux de taille supérieure, moulés par la schistosité. Ils renferment des plagioclases myrmékitiques et sont finement perthitiques.
- . Les plagioclases, de forme ovoïde, abondants, sont très séricitisés et peu poecilitiques. Il s'agit probablement d'oligoclase.
- . La biotite, plus ou moins chloritisée, souligne finement la foliation avec la séricite. Elle cristallise également dans les ombres de pression des porphyroclastes.
- . Les minéraux accessoires sont : zoïsite, clinozoïsite, calcite, apatite et minéraux opaques.

Au Sud de l'accident de Fond de France, vers le Grand Pré (Montgellafrey), des gneiss leucocrates à petits yeux (ocelles de 3 - 4 mm) sont caractérisés par la présence de muscovite.

c) Le métamorphisme et la migmatisation

Le métamorphisme correspond à un stade assez élevé, puisque l'anatexie est localement atteinte.

Les paragénèses observées sont les suivantes:

- dans les faciès basiques :
 - . gneiss à taches d'amphibole : Q + Or + Plagioclase An 25-45 + Ho + Bi (+ Clz + Chl)
 - . leptynites rubanées : Q + Plagioclase + Bi + Ms + Cord ? + Grenat (+ Ep)
 - . amphibolites : Q + Plagioclase + Ho + Chl (+Ep + Cc)
- dans les faciès acides :
 - . gneiss biotitiques : Q + Or + Plagioclase + Bi + Sph (+ Chl + Ep)
 - . gneiss ocellés : Q + Or + Plagioclase + Bi (+Chl + Ep + Cc)

Ces minéraux ne sont guère caractéristiques. L'isograde An 30 + Hb semble néanmoins dépassé. La présence de cordiérite est trop sujette à caution pour que nous puissions la prendre en considération. Y. GROS (1974), et Y. SIMEON (1979) donnent pour les gneiss de Pussy Plan de Col et pour le complexe leptynoamphibolique les conditions suivantes, par analogie avec le groupe de St Rémy de D. GASQUET et les faciès de la synforme d'Allemont de F. CARME.

$$P_s = P_H 20 = 3,5 \text{ à } 6 \text{ Kb}$$

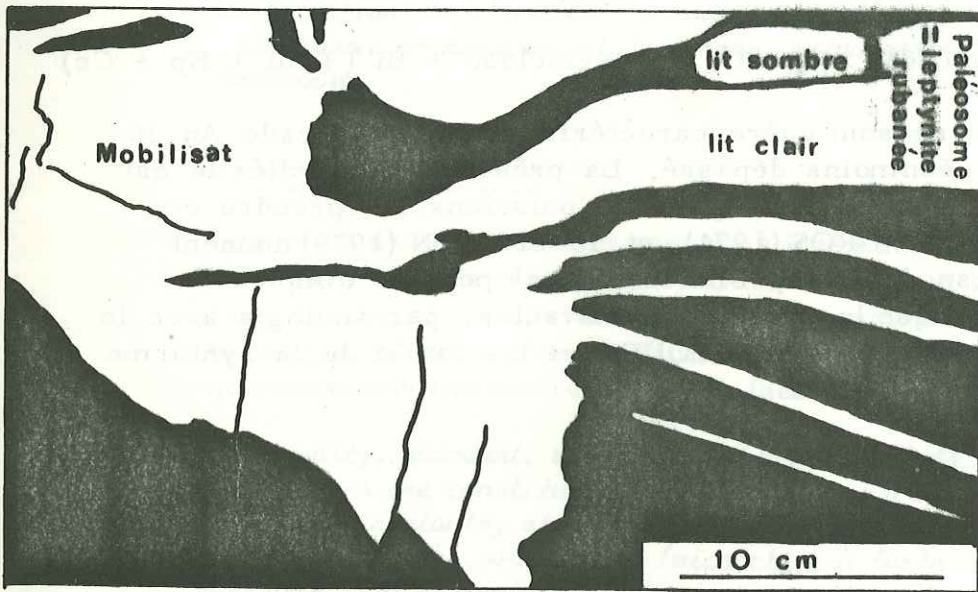
$$T = 600 \text{ à } 630^\circ \text{ C.}$$

Ces extrapolations sont discutables; en particulier la corrélation gneiss de Pussy Plan du Col-groupe de St Rémy est loin d'être évidente, et nous ne savons pas si ces deux séries ont été affectées par le même métamorphisme. Nous retiendrons toutefois ces valeurs qui ne sont pas incompatibles avec un début de fusion anatectique dans des faciès chimiquement favorables.

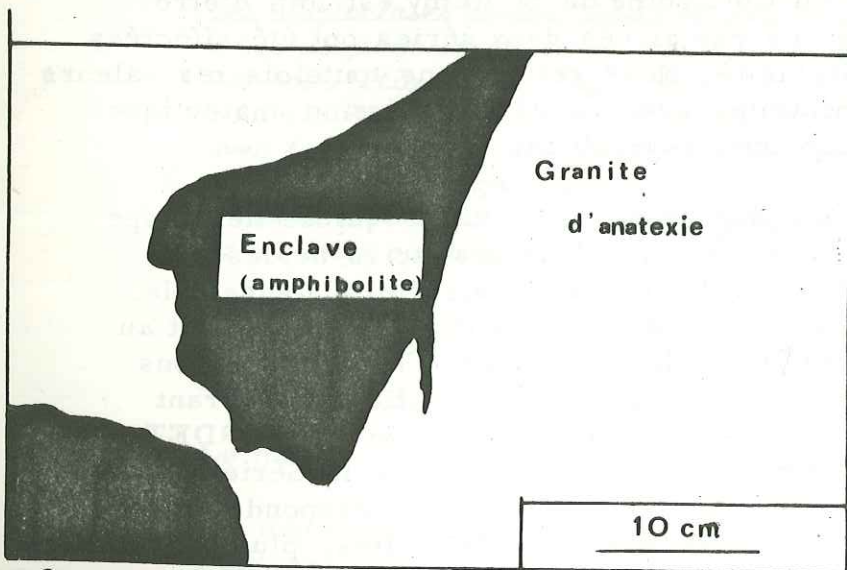
La migmatisation est un phénomène assez diffus qui se développe à tous les niveaux de la série, tant dans les faciès acides que basiques, et sans liaison évidente avec la structure d'ensemble. Ainsi, les faciès migmatisés ne se localisent pas spécialement au contact du complexe granitoïde de la Lauzière. Nous ne pensons donc pas qu'ils constituent une auréole migmatitique enserrant un granite d'anatexie, comme le suggéraient P. et C. BORDET (Série Verte migmatitique encaissant le granite de la Série Verte de la Pointe des Aveugles). La migmatisation correspond le plus souvent à la formation d'embranchés et d'épibolites, plus localement d'agmatites. Les leucosomes peuvent former des masses d'une certaine importance du point de vue volumétrique. Ils sont assez mobiles et réinjectent leur encaissant en donnant



A



B



C

A: épibolite (Montgellafrey)
 B: diadysite (Montgellafrey)
 C: agmatite (Le Queige)

Figure 50 : faciès migmatitiques de la série de la Montagne des Plans

des filons recoupants aux épontes parfois assez franches (Figure 50).

- Les embréchites, qu'il ne faut pas confondre avec des ensembles rubanés non migmatisés, sont des roches bien litées, formées d'une alternance centimétrique de niveaux leucocrates et de niveaux plus sombres (mélanosomes).

- Les épibolites (Figure 50 A) correspondent à un stade plus évolué ; les leucosomes sont mieux individualisés et peuvent présenter une certaine mobilité à l'échelle de l'affleurement. Ils peuvent ainsi recouper la foliation et former des filonnets boudinés, parfois microplissés, s'insinuant souvent dans des zones de faiblesse de la roche (passage aux diadysites, figure 50 B).

La nature des leucosomes est variée et étroitement liée à la lithologie des roches aux dépens desquelles ils se forment. Ainsi se développent dans les gneiss acides et les leptynites des leucosomes leucogranitiques ou pegmatitiques, tandis que s'observent dans les roches amphiboliques des leucosomes plus basiques, parfois à amphibole.

- Les apmatites (Figure 50 C) sont les termes les plus évolués. Elles correspondent à des masses floues de granite d'anatexie, emballant des enclaves plus ou moins digérées de roches réfractaires (amphibolites par exemple).

- Description des mobilisats

 . Mobilisats formés au dépend des gneiss acides

Il s'agit de granites à grain moyen, un peu orientés, se présentant en masses rubanées ou sous forme de filons recoupants bien individualisés.

. Le quartz, en mosaïque, forme un ciment interstitiel assez fin avec des plagioclases, des feldspaths potassiques, de l'épidote et parfois de la calcite.

. Les feldspaths potassiques, jusqu'à dèmicentimétriques, présentent des contours indentés. Ils sont poecilolithiques et perthitiques (veinules).

. Les plagioclases, plurimillimétriques, sont très séricitisés et de forme arrondie.

. La chlorite se présente en amas déchiquetés, souillés par de l'épidote, du leucoxène et du rutile.

. L'épidote est abondante, en grains et en tablettes clivées. Les minéraux accessoires sont : apatite, allanite, sphène (altéré en rutile et leucoxène) et calcite.

. Très localement peuvent se développer de grands cristaux de muscovite.

Les mobilisats pegmatitiques sont formés de feldspaths potassiques centimétriques, albitisés, et de plagioclases plus petits ; ces feldspaths sont cimentés par une matrice très fine, constituée de quartz en mosaïque, de plagioclase, de séricite et d'épidote.

. Mobilisats formés aux dépens des faciès basiques

Ils s'observent principalement au Sud de l'accident de Fond de France, près du Lac de la Grande Léchère. Dans ce secteur affleurent, en alternance, des gneiss variés souvent migmatisés et des granitoïdes basiques (monzosyérites). Nous décrirons ces derniers faciès ultérieurement. Il ne semble pas, en tout cas, qu'il s'agisse de mobilisats directement formés aux dépens des gneiss basiques. De tels mobilisats existent néanmoins mais se dissocient bien des monzosyérites. Leur importance volumétrique est très nettement moindre et leur aspect différent. Ces mobilisats possèdent un grain assez fin (2mm) et sont peu orientés. Ils sont constitués :

- . de feldspaths potassiques xénomorphes perthitiques (filons) et poecilites. Ils peuvent former des mégacristaux de 0,5 cm ;
- . de plagioclases très séricitisés à contours informes ;
- . de hornblende peu colorée, xénomorphe et poecilitique (apatite, biotite)
- . de sphènes losangiques parfois très gros (jusqu'à 5 mm) renfermant de la hornblende en inclusions ;
- . d'une mésostase fine formée de plagioclase, de hornblende déchiquetée, de clinopside, d'apatite et d'un peu de quartz.

Nous avons aussi observé des mobilisats grossiers formés de gros plagioclases séricitisés (0,5 mm), de hornblende verte xénomorphe, de petits sphènes et de grandes chlorites poecilitiques, renfermant du sphène en granules, de l'amphibole, des plagioclases, de la pistachite et des opaques.

B-1-5 La Série de Villard Benoit

Nous n'avons étudié qu'accessoirement cette série, qui affleure à l'Est des gneiss de la Montagne des Plans et qui est en contact tectonique avec ces derniers. Elle forme un coin se pinçant vers le Sud et s'évasant vers le Nord.

- Au Sud, une bonne coupe est celle de l'Homme de Beurre, décrite par J. BLAISE (1961). La série de Villard Benoit est ici puissante (100 mètres) et bien individualisée (Série des Lauzes de J. BLAISE) On observe des grès micacés avec des passées conglomératiques à éléments quartzeux ou feldspathiques, et des schistes noirs avec des passées gréseuses.

- Plus au Nord, la série de Villard Benoit affleure assez mal à flanc de versant. Le contact avec les gneiss n'est pas toujours très évident ; il correspond à une zone mylonitique confuse d'une dizaine de mètres de puissance.

Les faciès sont schistogréseux ou conglomératiques, souvent riches en séricite et en micas. A Villard Benoît (Route de Lacha) affleurent très bien des conglomérats qui constituent à ce niveau le faciès dominant. Il s'agit de conglomérats polygéniques à éléments centimétriques à pluricentimétriques feldspathiques ou quartzeux ; on trouve également des blocs de roches cristallines (gneiss et granites aplitiques).

Sur la piste du Biollay au Ruisseau du Colomban, nous avons assez arbitrairement fait passer le contact avec la série gneissique au niveau d'un ébouli, près de la source de Fontaine Vieille. On a en effet d'Est en Ouest la coupe suivante :

- conglomérats ;
 - gneiss ocellés amphiboliques, apparemment en contact stratigraphique.
- Les yeux centimétriques de feldspath potassique sont finement perthitiques et frangés d'albite ; les plagioclases, très séricitisés sont un peu plus petits ; le quartz fin interstitiel est finement recristallisé en mosaïque ; la hornblende, vert olive, assez automorphe, est poecilitique (apatite, sphène) et se présente sous forme de cristaux isolés ou regroupés en taches ; elle est corrodée le long des clivages par du quartz, de l'épidote et de la séricite ; le sphène est très abondant, la biotite plus rare, tordue, chloritisée et riche en sagénite.

Au début, nous avons rattaché ce faciès aux gneiss à taches d'amphibole de la série gneissique de la Montagne des Plans. En fait, il nous paraît plus logique de l'attribuer à la série de Villard Benoît ; en effet, il est caractérisé par l'abondance de feldspath potassique et semble passer en continuité vers l'Est et vers le Nord à des faciès conglomératiques plus typiques de cette série. Du point de vue radiométrique, ces gneiss ont enfin un mouvement propre élevé (175 - 200 c/s SPP2), beaucoup plus fort que celui des termes basiques de la série de la Montagne des Plans.

Dans ces gneiss ocellés, nous avons observé des passées leptynitiques leucocrates, décimétriques à métriques, renfermant des plagioclases (An 25), des feldspaths potassiques, du quartz interstitiel fin et de la biotite verdie souvent décolorée. Ces passées montrent localement de la tourmaline millimétrique, vert-olive, et des baguettes bleutées sans doute de béryl (que nous n'avons reconnu que macroscopiquement) ;

- au-delà d'un petit ébouli, semblant marquer le contact tectonique avec les gneiss plus ou moins migmatisés de la Montagne des Plans, on observe des gneiss fins et des leptynites amphiboliques, puis des embréchées ; tous ces faciès présentent un faible mouvement propre.

Vers le Nord, la série de Villard Benoît passe aux micaschistes de Feissons sur Isère d'Y. SIMEON (1979), affleurant à partir de Bonneval-Tarentaise. Pour cet auteur, ils sont séparés des gneiss de

Pussy Plan du Col par un accident de rejeu récent pinçant du Houiller. Cette considération nous amène à penser que certains faciès schisteux sombres de la série de Villard Benoît (surtout ceux observés au Sud) pourraient correspondre à des écaïlles tectoniques de Carbonifère, qui toutefois ne jalonnaient pas strictement le contact tectonique avec les gneiss.

Les micaschistes de Feissons sur Isère passent enfin, pour Y. SIMEON, au complexe blastomylonitique d'Y. GROS, dans le Beaufortin, qui, rappelons le, est une série polycyclique d'âge probablement ancien.

Les paragénèses observées ne sont pas assez caractéristiques pour déterminer précisément les conditions du métamorphisme. Y. SIMEON donne, pour les micaschistes de Feissons sur Isère, une fourchette très large de température (450 à 600 ° C) et ne précise pas la pression ; nous n'avons aucun élément pour affiner ces valeurs.

B-2 Les granitoïdes

B-2-1 Les granodiorites du Colomban et les faciès associés

Les granodiorites affleurent toujours à l'Ouest du complexe granitoïde de la Lauzière, jalonnant de façon discontinue le contact avec le complexe du Col de Montjoie, ou formant des coupes à bordures diffuses au sein de ce dernier. Elles sont bien observables en polis au lieu-dit le Colomban (versant oriental de la Pointe de Colomban). Le contact des granodiorites avec le complexe granitoïde de la Lauzière est toujours brutal, qu'il soit tectonique ou non. Lorsqu'il est atectonique, il est généralement rectiligne, au couteau, sans indentations. Nous l'avons observé par exemple à l'Ouest du Col du Loup et au Lac du Branlay. Il est facile à cartographier à l'aide d'un scintillomètre, le complexe granitoïde ayant un mouvement propre nettement plus élevé (300-400 c/s au lieu de 150-200 c/s SPP2).

Le contact avec les gneiss du Col de Montjoie est au contraire souvent flou ; les granodiorites perdent progressivement de leur individualité ; d'équantes, elles deviennent franchement orientées et souvent difficiles à distinguer des leptynites, auxquelles elles semblent passer en continuité ; de même le contact des granodiorites avec les gneiss amphiboliques est souvent délicat à cartographier ; il est par contre plus évident avec les gneiss porphyroïdes, dont l'aspect est plus caractéristique.

Quelques affleurements permettent toutefois de lever toute ambiguïté, et démontrent la postériorité des granodiorites par rapport aux gneiss du complexe du Col de Montjoie qu'elles recoupent. Soulignons qu'elles peuvent injecter les niveaux de gneiss biotitique fin. Ceci est bien visible près du Lac du Lay, sur la bordure d'un grand panneau de ces derniers qui se biseaute dans les granodiorites.

Des filons leucocrates, subaplittiques ou pegmatiques, recoupant les gneiss du Col de Montjoie et les granodiorites mêmes, semblent à rattacher à ces dernières. Ils pourraient correspondre à des termes évolués plus mobiles. Cette parenté, suggérée par l'étude de terrain, a été pratiquement confirmée par l'étude pétrographique et géochimique.

Le schéma suivant (figure 51) résume les relations entre les gneiss du complexe du Col de Montjoie, les granodiorites et les filons leucocrates recoupants.

a) Les granodiorites du Colomban

Ce sont des roches leucocrates, isogranulaires, de grain moyen (2-3 mm). Leur texture peut-être équante, mais elle est le plus souvent un peu orientée. Il y a tous les intermédiaires avec des faciès franchement orientés, proches des leptynites de la série du Col de Montjoie.

Les micas des granodiorites présentent toujours une teinte verdâtre mordorée en cassure. Ce caractère, observable également en lame mince, semble typique.

- Les granodiorites équantes (Figure 52)

Leur structure est grenue.

*. Le quartz, abondant, forme de belles plages aux contours indentés.
 . Les feldspaths potassiques (microcline moiré), peu abondants, peuvent atteindre une taille demicentimétrique et même centimétrique. Ils sont xénomorphes, perthitiques (facules ou taches) et poecilittiques (quartz, plagioclases, micas).*

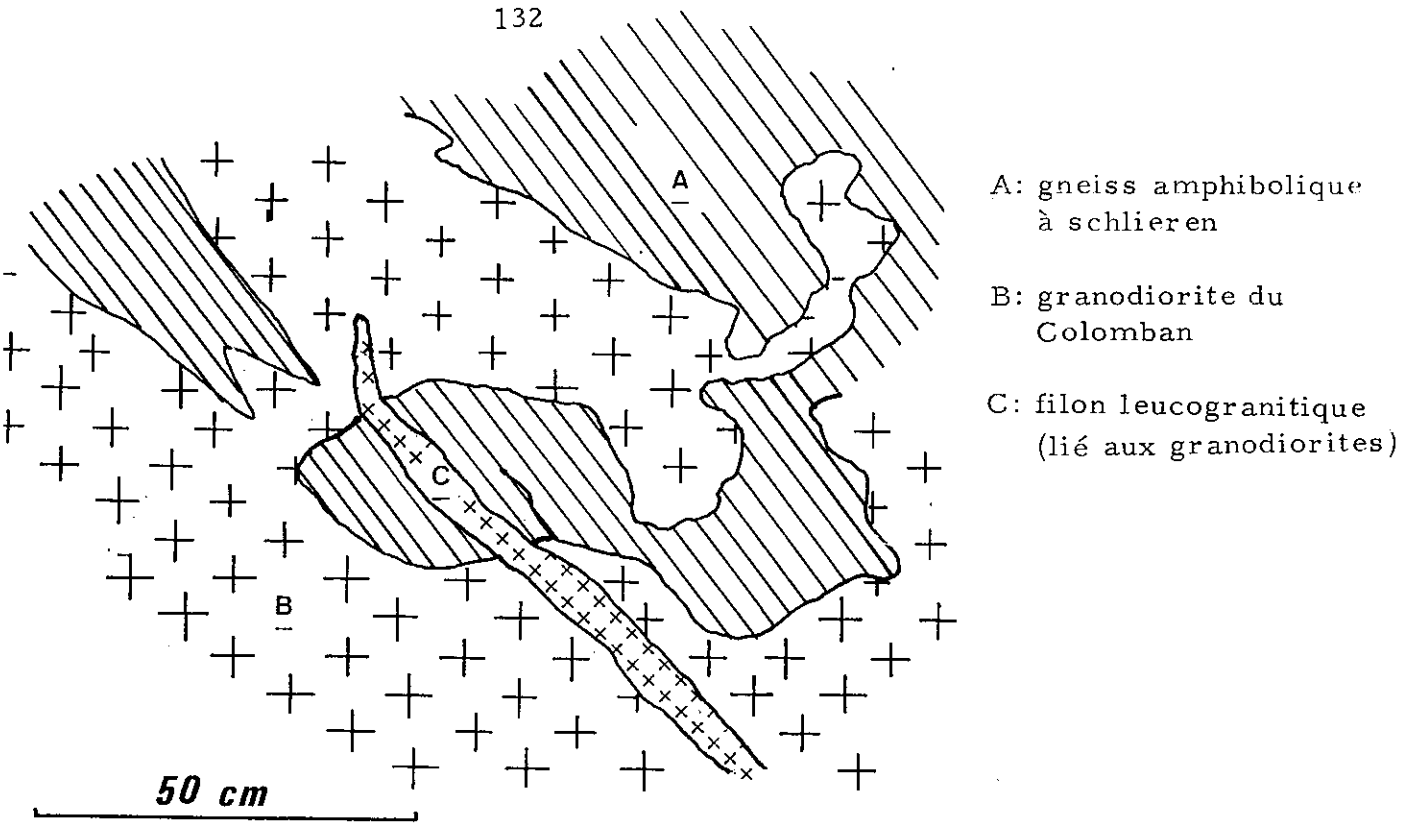
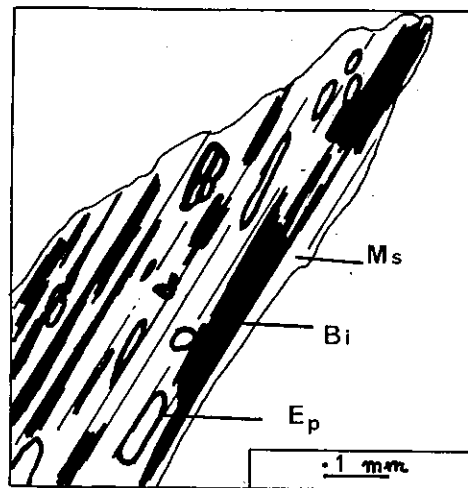
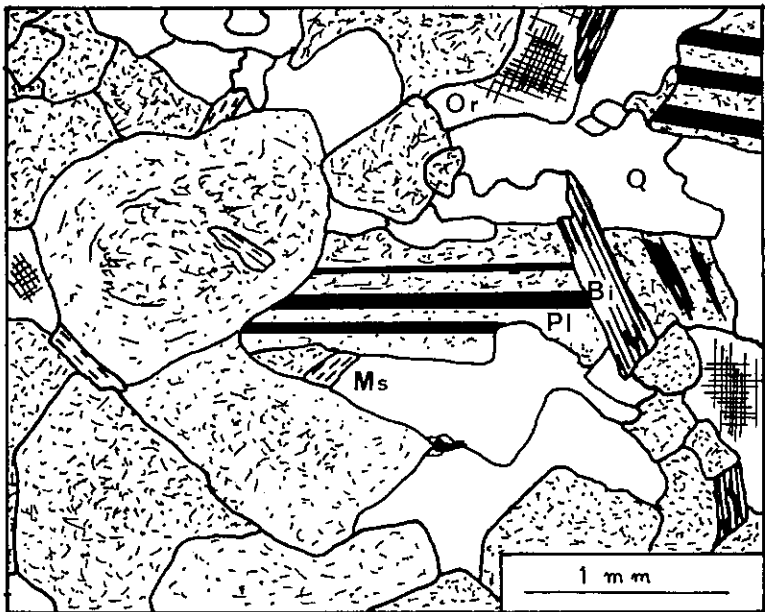


Figure 51 : relations entre les granodiorites du Colomban et les gneiss du Col de Montjoie(Lac du Branlay)



PAL 21

AGL 5

Figure 52 : granodiorites du Colomban

AGL 5:structure générale
 PAL 21:biotite muscovitisée

. Les plagioclases (An 25-30), très abondants, sont subautomorphes. Leur cœur est séricitisé et leur bordure plus fraîche ; ils sont vaguement zonés.

. Les micas, peu abondants et de taille millimétrique au plus, ont un aspect très caractéristique ; il s'agit de biotite délavée, riche en sagénite et leucoxène. Cette biotite se décolore pour donner de la muscovite franche, avec des résidus faiblement pléochroïques selon les clivages.

Le fer expulsé par cette transformation semble avoir permis la cristallisation de pistachite, toujours très abondante et assez strictement liée aux micas.

Le passage aux rayons X d'un concentré de micas (échantillon AGL5) montre qu'il y a bien muscovitisation. La muscovite (muscovite 3 T) est nettement prédominante (rapport approximatif 3/4) par rapport à la biotite, d'ailleurs entièrement chloritisée dans cet échantillon (chlorite 1 a).

. On observe enfin de l'apatite et parfois des fragments de sphène.

Dans un faciès un peu plus basique que les autres, nous avons observé des plagioclases plus calciques (An 35), de la calcite en plages millimétriques à surface guillochée, du sphène, de la zoïsite et de belles allanites.

Un comptage de points donne la composition suivante pour les granodiorites non orientées :

PAL 21 (Lac du Branlay)

- quartz	:	34 %
- orthoclases	:	10 %
- plagioclases	:	49,5 %
- ferromagnésiens + divers	:	6,5 %

- Les granodiorites orientées

Elles affleurent surtout au sommet du Grand Mas et sur l'Arête de Morlin. Au Nord de celle-ci, les granodiorites sont plus caractéristiques (équantes), sauf près du Col de l'Homme où elles se distinguent de nouveau difficilement des faciès leptynitiques du complexe du Col de Montjoie.

Dans les faciès orientés, le quartz tend à s'organiser en lentilles polycristallines ; la transformation des biotites est plus poussée, et des muscovites sont bien visibles à l'oeil nu. Les feldspaths potassiques, parfois à tendance automorphe, sont un peu plus abondants. Un comptage de points, effectué sur un échantillon prélevé au sommet du Grand Mas (PAL 120), donne la composition suivante :

- quartz	:	33 %
- orthoclases	:	18 %
- plagioclases	:	42 %
- ferromagnésiens + divers	:	17 %

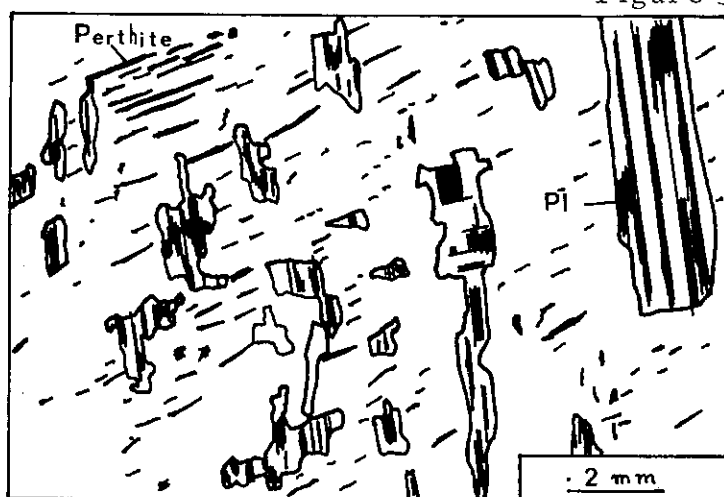
- b) Les filons leucocrates recoupant les gneiss du complexe du Col de Montjoie.

- Les filons leucogranitiques

Leur puissance est décimétrique à métrique. Ils sont bien visibles entre le Col de Montjoie et Roche Benite, près du Col François, au Nord des Lacs de Roche Noire et près du Col des Paris St Jacques. Ces roches blanches, de grain assez fin et d'aspect saccharoïde, sont équantes ou peu orientées. Elles sont localement porphyroïdes et peuvent être riches en muscovite.

. Le quartz forme des plages millimétriques engrenées ou des petits cristaux en mosaïque.

. Les feldspaths potassiques ne sont pas automorphes. Il s'agit de microcline moiré perthitique (veines et taches). Lorsqu'ils sont porphyroïdes, ils renferment de grandes taches de plagioclase maclé, ou bien se sont développés autour de coeurs plagioclasiques. Ils semblent donc tardifs (figure 53).



PAL 22

Figure 53 : filon leucogranitique
lié aux granodiorites
du Colomban détail
d'un feldspath potassique

. Les plagioclases (An 20) sont souvent frais et assez automorphes ; ils sont parfois envahis par des paillettes de muscovite.

. La muscovite, fraîche, est abondante. Elle souligne l'orientation de la roche ou se développe en grandes plages transverses manifestement tardives. Nous étudierons ce phénomène ultérieurement car il semble affecter toute une zone géographiquement bien délimitée, en bordure du complexe granitoïde.

. On trouve de fines paillettes de chlorite ou de biotite peu colorée, de l'apatite, des minéraux opaques (oligiste, pyrite), de la pistachite en grains et parfois de belles allanites.

Dans les filons du Col de Montjoie, nous avons observé en outre :

- . des grenats très fins (0,1 mm), globuleux, regroupés en petits amas millimétriques ponctuant la roche ;
- . des cristaux millimétriques arrondis, polarisant dans les jaunes du 1er ordre et épigénisés en chlorite et séricite ; ils pourraient correspondre à de la cordiérite pinitisée.

- Les filons pegmatitiques

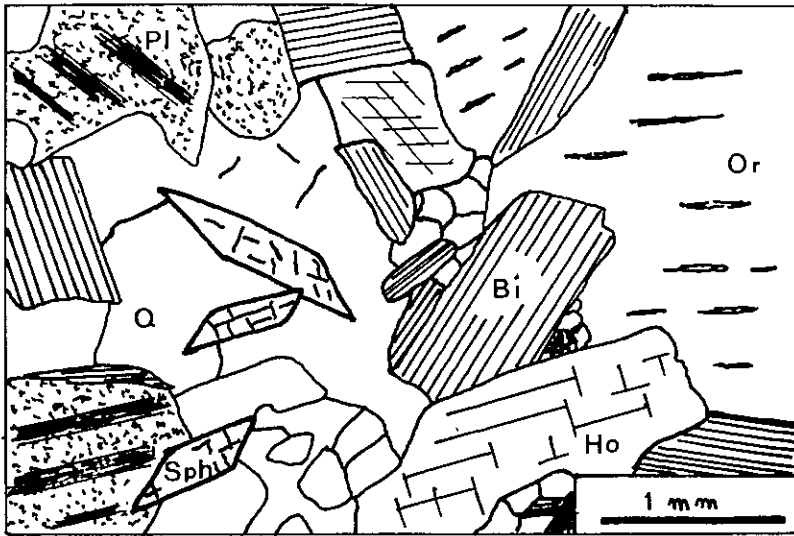
Ils affleurent dans les gneiss amphiboliques à schlieren, à l'Est du Col des Paris - St Jacques et sur la crête des Frettes. Ces filons grossiers sont quartzofeldspathiques et souvent riches en muscovite et en grandes tourmalines tronçonnées. Ils semblent associés aux filons leucogranitiques, car ils s'observent dans des zones où abondent ces derniers et présentent le même type de gisement.

B-2-2 Le complexe granitoïde de la Lauzière

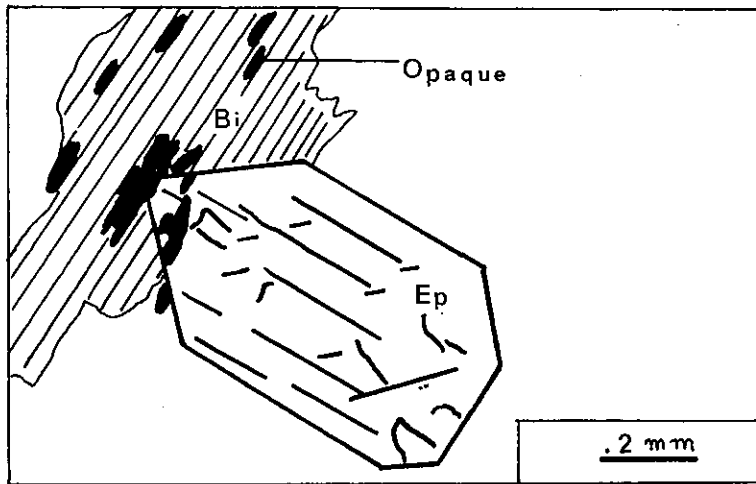
a) Présentation

Le complexe granitoïde de la Lauzière se suit de façon continue depuis l'accident de Fond de France, au Sud, jusque vers le village de Pussy, au Nord. Il forme, du Roc Rouge, au Sud, aux Aiguilles de la Balme, au Nord, la ligne de crête du massif de la Lauzière. Morphologiquement, il ressort bien, au sein d'un relief plutôt mou, en donnant de très belles aiguilles (Rocher du Grand Jet, Tour de la Flachère, Aiguilles de la Balme).

- Au Sud, il est limité par la faille de Fond de France d'orientation ENE.
- Ce contact franc est relayé, à l'Est, par un système de failles alternativement NS et NE ; nous reviendrons sur cette disposition particulière lors de l'étude structurale.
- Le contact occidental est brutal, tectonique ou non, avec les gneiss du complexe du Col de Montjoie ou avec les granodiorites du Colombar.
- Au Nord du massif, à l'Ouest du village de Pussy, le complexe granitoïde se biseaute. Il n'affleure plus en rive droite de l'Isère (Y. SIMEON, 1979, a démontré que le granite de Cevins ne correspondait pas à sa prolongation septentrionale).
- La galerie E. D. F. Isère - Arc de Randens, qui traverse le massif de la Lauzière à la cote 500, à l'aplomb de la Pointe des Arangles, et qui a été levée par C. BORDET (1961), ne l'a pas recoupé. Il semble donc former, au moins dans la partie septentrionale du massif, une espèce de quille de bateau déracinée.



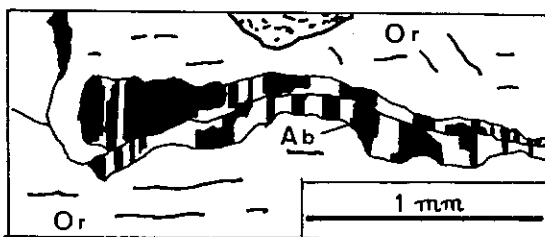
PAL 31



PAL 18



PAL 17



AIL 75

PAL 31: faciès monzosyénitique
 PAL 18: cristal de pistachite
 "parasitant" une biotite
 PAL 17: faciès granitique
 AIL 75 : frange albitique en bordure d'un FK

Figure 54 : complexe granitoïde de la Lauzière

Le complexe granitoïde de la Lauzière est donc une entité cartographique bien définie, mais s'agissant d'un ensemble très varié du point de vue pétrographique, l'emploi du terme de complexe s'impose. L'évolution est progressive depuis des faciès monzosyéénitiques à amphibole, jusqu'à des faciès franchement granitiques, voire même "leucogranitiques". Nous verrons que cette évolution correspond, du point de vue géochimique, à une lignée de différenciation granosyéénitique.

Nous allons, dans un premier temps, étudier les différents termes de cette lignée. Nous étudierons ensuite des faciès particuliers, à savoir un faciès basique fin affleurant au Nord du massif, sur la bordure orientale, les faciès filoniens (rarement observables dans l'encaissant oriental et occidental), et les faciès mylonitisés. Nous terminerons cette étude en décrivant les enclaves homoéogènes et énallogènes.

b) La lignée granosyéénitique

L'évolution se fait, du Nord vers le Sud, depuis les faciès monzosyéénitiques jusqu'aux faciès leucogranitiques. Cette évolution est continue. Par commodité, nous en distinguerons 3 types pétrographiques :

- les faciès monzosyéénitiques,
- les faciès granitiques,
- les faciès "leucogranitiques"

étant bien entendu qu'il existe tous les termes de passage entre eux.

- Les faciès monzosyéénitiques (Figure 54, PAL 31)

Ils affleurent dans la partie septentrionale du massif, au Nord du Pic de Lacha (feuille La Rochette 4N 1/10 000). Ce sont des roches grenues, à grain assez grossier (demicentimétrique à centimétrique), généralement non orientées et isogranulaires, riches en ferromagnésiens. Leur structure est grenue.

- . Le quartz, peu abondant, se présente en plages millimétriques plus ou moins granulées, parfois poécilitiques (inclusions de minéraux ferromagnésiens).
- . Les plagioclases, rarement automorphes, sont séricitisés ou saussuritisés. Leur teneur est approximativement An 30.
- . Les feldspaths potassiques (microcline intermédiaire, triclinicité d'environ 89 %), parfois subautomorphes, sont perthitiques (veines ou taches) ; ils sont poécilitiques (quartz, plagioclases, minéraux ferromagnésiens) et parfois zonés. Une frange albitique myrmékitique se développe souvent à leur périphérie.
- . La biotite, brun-verdâtre, forme des nids constitués d'individus millimétriques, associés à de l'amphibole, du quartz fin, du leucoxène, de l'apatite et de l'épidote. Plus rarement, on observe des plages plurimillimétriques, parfois chloritisées selon les clivages. La biotite renferme de la sagénite en belles aiguilles.

- . L'amphibole est de la hornblende vert-olive. Elle forme des cristaux millimétriques à plurimillimétriques, subautomorphes, cimentés par du quartz et de l'épidote.
- . Le sphène forme des cristaux automorphes craquelés, inframillimétriques à plurimillimétriques, bien visibles à l'œil nu.
- . La muscovite se développe accessoirement en bordure des biotites.
- . La pistachite, très colorée, est abondante ; elle "parasite" parfois la biotite (figure 54, PAL 18).
- . On trouve enfin de l'apatite, souvent en inclusion dans les ferromagnésiens, et parfois de la calcite, qui peut se développer en belles plages moulant les autres minéraux.

Deux comptages de points donnent les résultats suivants :

. faciès amphibolique :

quartz	: 12,5 %
plagioclases	: 27,5 %
orthoclases	: 39,5 %
biotite	: 14,0 %
hornblende	: 3,0 %
sphène	: 1,0 %
épidote	: 2,0 %
apatite	: 0,5 %

. faciès syénomonzonitique sans amphibole :

quartz	: 7,5 %
plagioclases	: 37,0 %
orthoclases	: 53,0 %
biotite + sphène	: 2,5 %

- Les faciès granitiques (Figure 54, PAL 17)

Leur grain est un peu moins grossier (4 mm) ; les ferromagnésiens sont moins abondants (granite leucocrate).

. Le quartz forme des individus plurimillimétriques à extinction roulante, recristallisés en mosaïque dans les faciès tectonisés. Il semble avoir cristallisé en dernier.

. Les plagioclases ont souvent un cœur séricitisé et une bordure plus fraîche ; ils sont peu automorphes et un peu poecilitiques (inclusions de micas).

Leur composition est An 10-20.

. Les feldspaths potassiques (microcline intermédiaire, triclinicité 85 %) sont à tendance automorphe et présentent localement une teinte rosée ; ils sont perthitiques (veines et taches) et poecilitiques (plagioclase et biotite). Ils présentent généralement de belles bordures albitiques (figure 54, A.L. 75), et semblent parfois digérer des plagioclases, qui subsistent en masses aux contours flous.

. La biotite, assez peu abondante, forme des nids constitués de petits individus agglomérés. Il s'agit de biotite verte souvent chloritisée et riche en exsudations ferrifères.

. Des amas assez idiomorphes de biotite fine, d'épidote (dont l'allanite), de séricite, de calcite et de quartz pourraient correspondre à d'anciennes amphiboles.

. Le sphène est peu abondant ; il est souvent épigénisé en leucoxène, quartz biotite et épidotes.

. L'apatite est généralement abondante.

Quelques comptages de points donnent les résultats suivants :

Ech.	PAL 17	PAL 62	PAL 75	Moyenne
Quartz	36,0	33,5	36,0	35,0
Orthoclases	28,0	34,0	25,0	29,0
Plagioclases	32,0	27,0	30,0	29,5
Biotite	3,5	5,0	8,0	5,5
Divers	0,5	0,5	1	1

Des faciès particuliers affleurent localement. Ils présentent un grain légèrement plus fin (3 mm) et un mouvement propre souvent un peu plus faible. Nous les avons observés à la Pointe des Arangles (2344), dans le ruisseau de la Valette (vers la cote 2050) et près des Lacs de Roche Noire. Ils constituent des masses floues, non cartographiables, qui ne contrastent pas du point de vue géochimique avec le faciès granitique normal. En particulier, ils ne présentent pas les caractères géochimiques des granodiorites du Colomban, auxquelles nous pensions au début pouvoir les assimiler, en raison de leur aspect macroscopique voisin.

- Les faciès "leucogranitiques"

Ils affleurent à l'extrémité méridionale du complexe granitoïde, dont ils constituent les termes les plus évolués. Ces roches, très leucocrates, souvent hématitisées (d'où le nom de Roc Rouge), sont caractérisées par leur faible teneur en minéraux ferromagnésiens (biotite verdie et sphène entièrement épigénisé). Les plagioclases, subautomorphes, sont peu calciques ($An < 10$) ; la muscovite est, comme dans les autres faciès du complexe granitoïde, peu abondante. Ce caractère différencie ce faciès tardif des leucogranites sensu stricto.

Un complexe de points donne les résultats suivants :

Quartz	: 33 %
Orthoclases	: 42 %
Plagioclases	: 24,5 %
Biotite (+ muscovite)	: 1 %

c) Les faciès particuliers

- Le faciès basique fin de la bordure orientale

Ce faciès affleure localement au Nord du massif, dans la masse granitique ou plutôt sur sa bordure orientale. Ses relations avec le faciès granitique normal sont bien visibles au-dessus du chalet de la Cave, et à l'Est de la Pointe des Arangles (Figure 55). Le granite fin forme des masses de quelques dizaines de mètres de puissance au plus, injectées par le granite, et subsiste en enclaves (boules) au sein de ce dernier. Il semble donc constituer un faciès précoce de différenciation (précurseur basique). Il serait dans ce cas comparable, du point de vue génétique, aux enclaves homoéogènes ovoïdes que nous décrirons ultérieurement.

Le granite fin présente un grain millimétrique, des feldspaths potassiques subautomorphes demicentimétriques ressortant localement. Il est mésocrate et de texture non orientée ou faiblement "linée".

- . *Le quartz est vaguement organisé en lentilles, constituées d'individus fins engrenés.*
- . *Les feldspaths potassiques (microcline moiré) sont perthitiques (veines) et poecilolithiques ; ils présentent des bordures albitiques.*
- . *Les plagioclases, moins abondants, sont très séricitisés.*
- . *La biotite, brun-vert, se présente en belles paillettes isolées ou en nids ; elle renferme parfois du zircon.*
- . *La hornblende est soit absente, soit moins abondante ; elle est fine et subautomorphe.*
- . *Le sphène forme de beaux cristaux automorphes millimétriques.*
- . *On trouve accessoirement de la pistachite.*

- Les faciès filoniens

Sans parler ici des filons hydrothermaux que nous décrirons lors de l'étude métallogénique, on observe peu d'activités filoniennes indéniablement liées au complexe granitoïde de la Lauzière. Dans la masse granitique même, on ne trouve que des filons aplitiques^{*}; dans l'encaissant, on est souvent embarrassé pour dire si tel filon est, ou non, à relier au complexe granitoïde. Ainsi, nous avons plutôt

^{*}Aucun véritable filon pegmatitique n'a été observé. Tout au plus note t'on très localement la présence de bouffées quartzo feldspathiques à grain un peu plus grossier, dans lesquelles les micas sont concentrés en schlieren. Dans l'une d'elles, à l'Ouest du Sommet de la Grande Coutiré, nous avons observé quelques cristaux de tourmaline.

rattaché aux granodiorites du Colomban les filons recoupants les gneiss du complexe du Col de Montjoie. Mais certains filons semblent bien liés au granite : c'est le cas de ceux observés dans son encaissant oriental et dans les granodiorites.

. Les filons aplitiques.

Leur puissance est décimétrique à métrique. Ils sont particulièrement abondants, dans le faciès granitique, aux environs du Rocher de Sarvatan. Il s'agit de roches leucocrates de grain assez fin (1-2 mm), d'aspect saccharoïde. Leur structure est engrenée.

- . Le quartz, abondant, forme des plages millimétriques xénomorphes.
- . Le microcline est très xénomorphe, peu poecilitique et finement perthitique. Il peut renfermer des bourgeons de quartz à extinction simultanée. Dans une lame mince, il semble qu'il y ait eu intercroissance du feldspath potassique et du plagioclase, car le microcline renferme de grandes taches d'albite.
- . Les plagioclases, peu séricitisés, sont à tendance automorphe. Il s'agit d'albite ($An \leq 10$).
- . La biotite verdâtre, plus ou moins chloritisée, est peu abondante et semble envahie par la pistachite.
- . Accessoirement, on observe de l'apatite et des opaques cubiques. On peut trouver un peu de calcite en agrégats et de l'allanite.

Un comptage de points donne les résultats suivants :

PAL 87 :

Quartz	: 24,5 %
Orthoclases	: 29,5 %
Plagioclases	: 40,0 %
Biotite	: 3,0 %
Epidote	: 3,0 %.

. Des filons granitiques sont localement visibles dans l'encaissant gneissique oriental du granite, à proximité du contact. Ils n'émanent pas directement de la masse granitique, le contact étant tectonique là où nous les avons observés. Ils lui sont toutefois directement liés, car ils sont constitués des mêmes types de faciès.

Ainsi, nous avons cartographié, en amont du ruisseau de la Valette, dans des gneiss biotitiques plus ou moins oeillés, des filons très écrasés et orientés selon leur foliation ; ils sont de nature monzosyénitique ou granitique.

Nous avons également cartographié des filons granitiques laminés dans les gneiss biotitiques du sommet de la Roche Brisée (à l'Est de la Pointe des Arangles).

Signalons enfin un faciès un peu particulier affleurant à l'Ouest de la Pointe de Glais Rouge, sur une centaine de mètres de puissance. Il est en contact tectonique avec des gneiss biotitiques. Il s'agit d'un granite fin, leucocrate, peu micacé et non orienté. Son contact

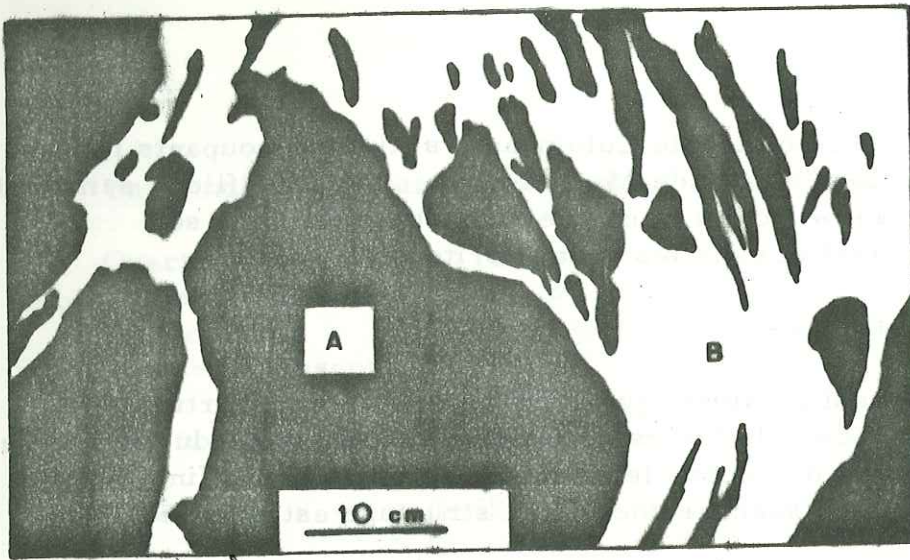
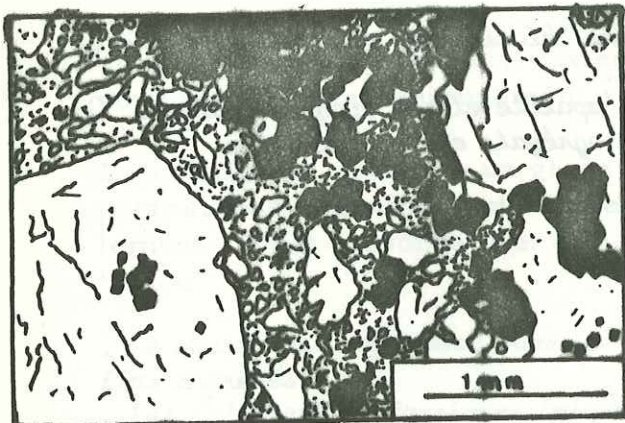


Figure 55: relations entre le faciès basique fin de la bordure orientale (A) et le faciès granitique du complexe granitoïde de la Lauzière (B) (Col du Loup)



AIL 78

Figure 56 :

complexe granitoïde de la Lauzière granite mylonitisé; porphyroclastes cimentés par une mésostase fine constituée d'un broyat de minéraux et par des opaques (Mare Maxet)

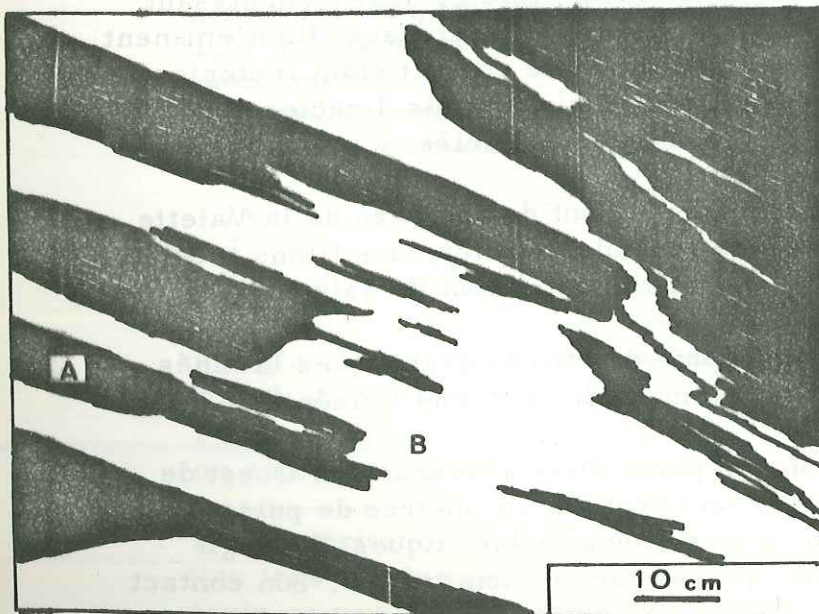


Figure 57 : Complexe granitoïde de la Lauzière: enclave schisteuse (A), injectée par le granite (B) (sous les Lacs de Roche Noire)

est flou sur une dizaine de mètres avec le faciès granitique classique plus grossier. Du point de vue minéralogique, il ne se distingue guère de ce dernier.

Nous n'avons observé qu'un seul filon granitique dans les granodiorites (encaissant occidental). Ce filon, d'une trentaine de mètres de puissance, affleure au Colomban, à l'Est de la Pointe de Colomban, et contraste très bien du point de vue radiométrique.

- Les faciès mylonitisés

Le granite de la Lauzière est laminé sur sa bordure orientale et surtout au Sud, le long de l'accident de Fond de France.

Les faciès les plus écrasés correspondent à des phyllonites, ou à des roches silicifiées très dures, de couleur blanche, observables à l'Est du Rocher du Vieux par exemple). Ces faciès peuvent être intéressants du point de vue radiométrique.

On observe ensuite, sur plus de cent mètres de puissance, des faciès mylonitisés (Mare Maxet, La Rave). Dans ces roches très orientées, le quartz forme des lentilles polycristallines ; les feldspaths sont cassés, morcellés ou simplement tordus, et les micas très déchiquetés. Une trame, constituée d'un broyat des différents minéraux, cimente la roche ; elle renferme en outre beaucoup d'épidote (dont de la zoisite) et de la chlorite, en rosaces, manifestement secondaire. Ces faciès peuvent enfin être riches en minéraux opaques (hématite, pyrite, leucoxène etc...) (Figure 56).

d) Les enclaves

Elles sont de deux types :

- On rencontre d'une part des enclaves homoéogènes ovoïdes, centimétriques à décimétriques. Elles sont plus fines et plus sombres que le granite, et comparables à celles que nous avons décrites dans le granite de Vallorcine.

- Nous avons observé, d'autre part, des enclaves énallogènes en deux points.

+ Une grande enclave (300 x 500 m) affleure à l'Est du Grand Pic de la Lauzière, au sein du faciès granitique ; à l'Est, le contact est tectonique ; à l'Ouest il est normal et visible en rive droite du Glacier de Celliers (cote 2720). L'enclave, non assimilée, est injectée sur une dizaine de mètres par des filons de quartz, de carbonates, et de granite fin subalpin. Cette enclave est constituée de schistes fins rubanés, de couleur gris-verdâtre, essentiellement quartzosériciteux au microscope (avec quelques grains d'épidote).

+ De belles enclaves décimétriques s'observent également, 800 mètres à l'Est des Lacs de Roche Noire, près du point coté 2188 (figure 57). Elles semblent de même nature, mais elles sont

injectées et assimilées en bordure par le granite.

B-2-3 Les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère

La faille de Fond de France apparait comme un accident de rejet très important, puisqu'elle limite le complexe granitoïde de la Lauzière, qu'on ne retrouve pas au Sud, du moins sous forme de massif bien individualisé. Seule se poursuit la série cristallophyllienne de la Montagne des Plans, dont les faciès ne diffèrent pas fondamentalement de part et d'autre.

Au Sud de l'accident de Fond de France affleurent néanmoins des granitoïdes dans un contexte bien particulier. En effet le secteur est haché par des failles subméridiennes, auxquelles est localement liée (Le Preney-Lac de la Grande Léchère) une véritable schistosité. C'est selon ces directions que s'individualisent les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère, sous forme de panneaux laminés alternant avec les schistes cristallins de la Montagne des Plans. Un deuxième type de granitoïde semble correspondre à des masses mieux circonscrites (granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes cf B-2-4).

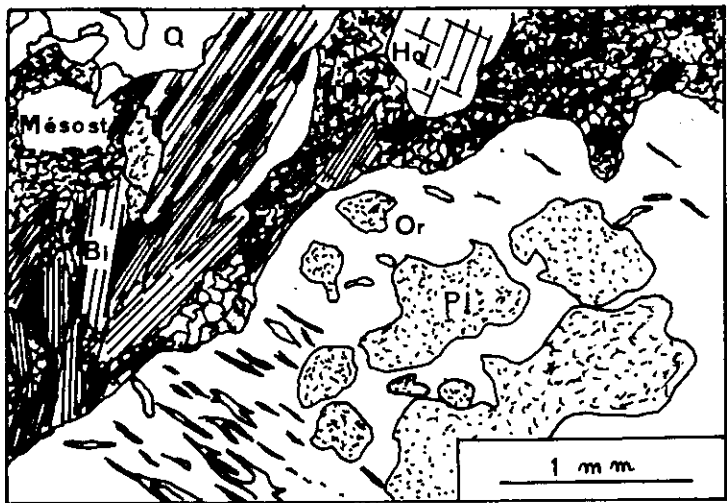
Les monzosyérites de la Grande Léchère se présentent, à l'Est (Le Grand Pré d'En Bas), sous forme de niveaux métriques à pluridécamétriques, toujours strictement "interstratifiés" avec les schistes cristallins qui, dans ce secteur, sont migmatisés. En allant vers l'Ouest (Bois de l'Ours, Montarqué), elles affleurent plus largement et les schistes cristallins ne subsistent plus que sous forme de panneaux laminés.

Ce sont des roches grenues à grain demicentimétrique. Elles sont le plus souvent franchement orientées ou même laminées. La texture planaire n'est pas une véritable foliation, et nous ne pouvons qualifier ces roches d'orthoigneiss ; elle est en effet soulignée par une mésostase fine constituée de minéraux broyés (micas, plagioclases) et de minéraux finement recristallisés (quartz, épidote, calcite). Il s'agit donc plutôt d'une schistosité, témoignant d'un métamorphisme cataclastique de stade faible.

Les faciès occidentaux, mieux individualisés, peuvent être pratiquement équants, le métamorphisme cataclastique ne se traduisant plus que par une protoclase.

- Description microscopique des monzosyérites (Figure 58)

- . *Le quartz, peu abondant, se trouve en fine mosaïque dans la mésostase.*
- . *Les plagioclases, souvent ocellés, sont très séricitisés ou saussuritisés, et se présentent en grands individus fins dans la mésostase.*



PAL 49

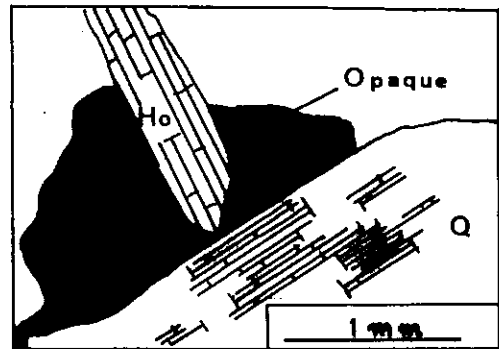
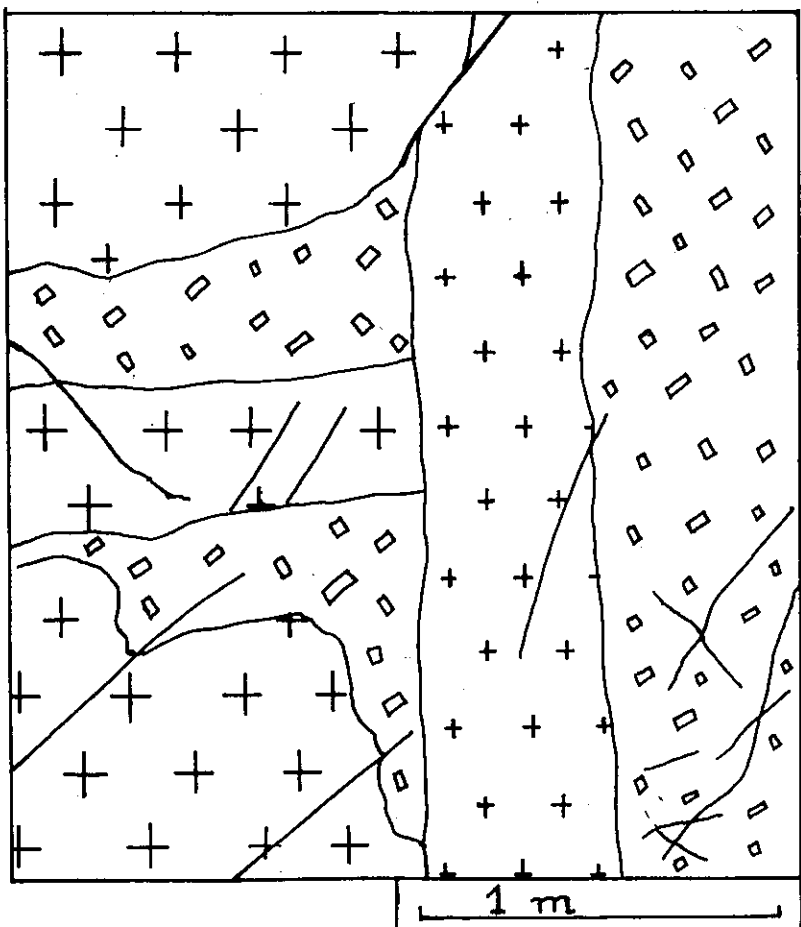


Figure 58 : monzosyenite du Lac de la Grande Léchère



Aplite



Monzodiorite



Granite porphyroïde

Figure 59 : relations entre les différents facies des granitoïdes de Champoudru
(x=909.450, y=348.770, z=450)

Dans certaines lames minces, ils n'existent qu'à l'état de grandes taches floues, à bordure myrmécitique, dans les feldspaths potassiques. Cette structure dénote probablement une intercroissance des deux minéraux ("perthite exagérée").

La teneur des plagioclases est approximativement An 30.

. Les feldspaths potassiques sont un peu plus gros, jusqu'à centimétriques, et parfois subautomorphes. Ils sont poecilolitiques, un peu zonés et perthitiques (veines et taches parfois très grandes comme nous venons de le voir).

Aux rayons X, il s'agit de microcline intermédiaire (triclinité non déterminée).

. La biotite est abondante ; elle se présente sous forme de lamelles millimétriques, plus ou moins intriquées, et renferme de l'épidote, un peu de zircon et de la sagénite, en épitaxie, altérée en leucoxène. Des petites biotites un peu décolorées soulignent la schistosité.

. L'amphibole est de la hornblende vert-olive peu colorée. Elle forme des grands cristaux parfois maclés à tendance automorphe. Elle renferme de la biotite et de l'apatite et est moulée par des opaques. Elle semble parfois corrodée par le quartz. Aux rayons X, il s'agit à priori d'une amphibole proche de l'hastingsite, minéral typique des syénites néphéliniques. Dans une lame mince, nous n'avons pas observé d'amphibole.

. Le sphène est abondant et forme des cristaux millimétriques, automorphes, bien visibles à l'œil nu.

. L'apatite est abondante, ainsi que les opaques et la clinozoïsite.

Deux comptages de points donnent les résultats suivants :

	Quartz	Orthoclases	Plagioclases	Biotite	Hornblende	Divers (Sph + Ap + Ep)
AL 113	10,0 %	46,0 %	21,5 %	8,5 %	12,5 %	1,5 %
PAL 49	6,5 %	56,5 %	16,0 %	13,5 %	4,5 %	3,0 %

B-2-4 Les granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes

Nous les avons peu étudiés. Ils affleurent au bout de la piste forestière du Preney (Ruines de Champoudru) et sur la piste des Chavannes-Dessus. On les observe également dans la vallée de la Maurienne, sous la falaise de la Montagne des Cluses. En rive gauche de l'Arc, ils constituent l'un des termes du complexe de St Colomban et affleurent largement, en particulier près du sommet du Jarnallet. Ils forment des coupoles dont les relations n'ont pas été observées avec les monzosyénites.

Trois types de faciès peuvent être distingués :

- des granites
- des monzodiorites
- des aplites.

Nous n'avons pas pu les individualiser cartographiquement. Leurs relations sont bien visibles sous la falaise de la Montagne des Cluses (en bordure de la voie ferrée) et sur la piste des Chavannes-Dessus. Les granites sont postérieurs aux monzodiorites qu'ils injectent. Les deux types de faciès renferment des enclaves homoéogènes ovoïdes basiques de taille décimétrique. Les aplites recoupent le tout (Figure 59).

a) Les granites

Il s'agit de roches leucocrates, assez grossières, de teinte verdâtre en patine. Elles sont peu orientées et souvent à tendance porphyroïde, les feldspaths potassiques pouvant former des cristaux centimétriques subautomorphes.

. Le quartz, interstitiel, forme des individus de taille millimétrique, imbriqués.

. Les feldspaths potassiques, subautomorphes, sont poecilites. Ils renferment des plagioclases assez frais à bordure myrmékitique et des micas. Ils sont perthitiques (veines et taches). Aux rayons X, il s'agit de microcline intermédiaire.

. Les plagioclases, subautomorphes, peuvent atteindre une taille demicentimétrique. Ils sont vermiculés et un zonés (bordure albitique plus fraîche) ; leur teneur est An 30.

. Les ferromagnésiens sont peu abondants, on observe :

- des individus isolés de chlorite (baguettes millimétriques subautomorphes riches en clinozoisite) ;

- de la biotite peu colorée, aux teintes acides en lumière polarisée ; elle forme des amas de 2 - 3 millimètres constituées d'individus fins plus ou moins enchevêtrés et associés à de la clinozoisite et de la pistachite ;

- de la muscovite fine étroitement liée à la biotite.

. La calcite est souvent abondante.

. Accessoirement, on observe de l'allanite, un peu d'apatite et du zircon.

Deux comptages de points ont été effectués :

AGL 13 : quartz : 28,5 % - orthoclases : 27,5 % - plagioclases : 36,0 %
ferromagnésiens + divers : 8 %

PAL 57 : quartz : 33 % - orthoclases 19 % - plagioclases : 40 % -
micas : 5,5 % - Ep + Cc + divers : 2,5 %

b) Les monzodiorites

Leur teinte est gris-verdâtre. Leur grain est un peu plus fin que celui des granites et leur structure plus nettement porphyroïde.

- . Le quartz, peu abondant, est interstitiel et forme des individus assez fins, engrenés.
- . Les feldspaths potassiques sont peu abondants, perthitiques (taches) et poecilolithiques. Ils sont souvent zonés. Il s'agit de microcline moiré.
- . Les plagioclases, de forme arrondie, sont séricitisés. Leur composition n'a pu être déterminée.
- . La biotite, plus ou moins chloritisée, forme des amas constitués d'individus fins, enchevêtrés, associés à de la clinzoïsite en grains, abondante, et à un peu de muscovite.
- . Les faciès les plus basiques renferment de l'amphibole et du sphène. L'amphibole est de la hornblende verte poecilolithique (plagioclases, sphène, épidotes) parfois maclée ; elle semble corrodée par le quartz. Le sphène forme des individus inframillimétriques craquelés. Dans les faciès non amphiboliques, il est épigénisé en leucoxène, calcite, épidote et phyllites.
- . L'apatite est abondante ainsi que la calcite.

Deux comptages de points ont été effectués ; ils donnent tous deux les mêmes résultats :

PAL 54 et PAL 131 B :

quartz	:	8,5 %
orthoclases	:	11,0 %
plagioclases	:	56,5 %
ferromagnésiens + divers	:	24,0 %

c) Les aplites

Elles forment des filons décimétriques à métriques, bien visibles dans la falaise de la Montagne des Cluses. Il s'agit de leucogranites fins, saccharoïdes, rappelant les filons recoupants observés dans les gneiss porphyroïdes du Col de Montjoie et les filons aplitiques émis par le granite d'Epierre.

B-2-5 Le granite d'Epierre

Le granite d'Epierre, en rive droite de l'Arc, constitue l'extrémité septentrionale du granite des 7 Laux. Ce dernier a été très bien étudié par D. GASQUET (1979), et nous n'avons observé aucun faciès particulier qu'il n'ait décrit dans la galerie Arc-Isère.

Le contact occidental du granite correspond au Synclinal Médian, terme en l'occurrence un peu abusif car cet accident ne semble pas pincer de terrains sédimentaires à ce niveau, tout au moins en surface.*

*Cet accident pince 100 mètres d'anhydrite triasique dans la galerie Isère-Arc de Randens (C. BORDET, 1961).

Le contact oriental avec les gneiss du Bois des Ravères (et localement avec la Série Verte supérieure) est plus complexe et semble correspondre à une zone laminée plutôt qu'à une simple faille. Nous l'avons décrit lors de l'étude des gneiss du Bois des Ravères (B-1-1-a).

Le granite d'Epierre est toujours un peu orienté (texture linée). Comme dans le granite de Beaufort, deux types de faciès peuvent être distingués, entre les faciès filoniens :

- un faciès isogranulaire assez fin ;
- un faciès porphyroïde (qui, pour D. GASQUET, se développe plutôt en bordure).

a) Le faciès isogranulaire

Ce granite de teinte grisâtre présente un grain assez fin (2 mm). Quelques feldspaths centimétriques sont disséminés dans la roche. Les deux échantillons étudiés, prélevés sur la bordure orientale, présentent une texture mylonitique.

- . *Le quartz, abondant, forme des lentilles constituées d'individus engrenés ou morcellés en fine mosaïque.*
- . *Les feldspaths potassiques, subautomorphes, sont finement perthitiques (filons) et poecilitiques.*
- . *Les plagioclases, séricitisés, sont à tendance automorphe et présentent des bordures albitiques fraîches.*
- . *La biotite, plus ou moins chloritisée, est déchiquetée. Elle est associée à de la muscovite et à de l'épidote.*
- . *La zoïsite est particulièrement abondante dans un échantillon prélevé à St Léger, en rive gauche de l'arc ; elle se présente sous forme de petites tablettes et semble synschisteuse.*

b) Le faciès porphyroïde

Il s'agit d'un granite à grain moyen, un peu orienté et de structure grenue.

- . *Le quartz forme des grandes plages à extinction roulante, et d'autres petites, en mosaïque, de recristallisation.*
- . *Les feldspaths potassiques, subautomorphes, sont finement perthitiques (filons et facules). Ils sont poecilitiques (quartz, plagioclases, micas) et souvent zonés. Pour D. GASQUET (1979), il s'agit de microcline maximal (triclinicité de 0,80 à 0,84).*
- . *Les plagioclases, très séricitisés, sont peu automorphes et passent à une matrice sériciteuse. Leur composition est An 7 - 25 (D. GASQUET, 1979).*
- . *La biotite est riche en sagénite et souvent bordée par un liseré de leucoxène et de clinozoïsite. Elle peut être décolorée le long des clivages. Elle renferme de rares zircons à auréoles pléochroïques.*

- . *La muscovite est peu abondante.*
- . *On trouve accessoirement de la clinozoisite, de l'apatite, quelques plages de calcite et parfois de belles allanites millimétriques.*
- . *Une mésostase fine, quartzosériciteuse, souligne l'orientation de la roche.*

Nous avons effectué un comptage de points (PAL 81). Il donne des résultats comparables à ceux de D. GASQUET.

	PAL 81	A 6200 (D. GASQUET, 1979)
Quartz	35,0 %	29,0 %
Orthoclases	26,0 %	24,0 %
Plagioclases	24,5 %	31,0 %
Biotite	6,5 %	10,0 %
Divers (dont calcite et séricite)	8,0 %	6,0 %

c) Les faciès filoniens

Le granite d'Epierre émet des filons aplitiques et pegmatitiques, riches en muscovite, dans son encaissant gneissique occidental. De tels filons sont bien visibles dans une petite galerie d'exploration située à la Chaudanne (mine de talc), en rive gauche du ruisseau de la Balme. Ils sont franchement recoupants, par opposition aux mobilisats que nous avons décrits dans les gneiss migmatitiques du Bois des Ravères.

Nous avons déjà soulevé (B-1-1-b), le problème des filons pegmatitiques à feldspaths noirs, qui peuvent soit correspondre à des mobilisats, soit être associés au granite.

Au granite d'Epierre semblent également liés des filons hydrothermaux minéralisés en Cu, Pb, Zn ; nous décrirons ces indices, particulièrement abondants au voisinage du hameau de Montchabert, lors de l'étude métallogénique. (VI-C-1).

C - ETUDE GEOCHIMIQUE

L'étude géochimique a porté essentiellement sur les différents types de granitoïdes et accessoirement sur les séries encaissantes. Pour ces dernières, nous nous sommes également inspiré des études de Y. SIMEON (1979) et de D. GASQUET (1979) qui, rappelons le, concernent respectivement la partie Nord du massif de la Lauzière et le secteur traversé, en rive gauche de l'Arc, par la galerie Arc-Isère.

C-1 Etude géochimique des schistes cristallins

C-1-1 La série du Bois des Ravères

Ces gneiss prolongent vers le Nord les gneiss du groupe de St Rémy de D. GASQUET (1979), dont nous rappellerons brièvement les conclusions :

- "les gneiss peu ou pas migmatitiques ont une origine volcanosédimentaire (grauwackes) à caractères volcaniques marqués (notamment basique) et à tendance sédimentaire grésopélimitique et pélimitique " ;
- "la migmatisation se traduit par un enrichissement en silice et en feldspaths et donc par un appauvrissement corrélatif en ferromagnésiens" ; "les mobilisats ont une tendance tonalitique à granodioritique nette... les mobilisats pegmatitiques sont plus siliceux que les mobilisats granitiques" ; "les mélanosomes sont dans un domaine plus potassique que sodique ; ce ne sont pas de vraies restites, mais plutôt le résultat d'une réaction entre le leucosome et son encaissant ce qui tendrait à prouver que la migmatisation ait fonctionné, au moins à l'échelle de l'affleurement, en système ouvert" ;
- "l'absence de correspondance entre le chimisme des leucosomes et celui du granite des 7 Laux montre que ce dernier n'est pas à l'origine de la migmatisation".

Nous disposons de deux analyses de référence :

- l'une effectuée sur une embréchite,
- l'autre sur un gneiss surmicacé à straurodite.

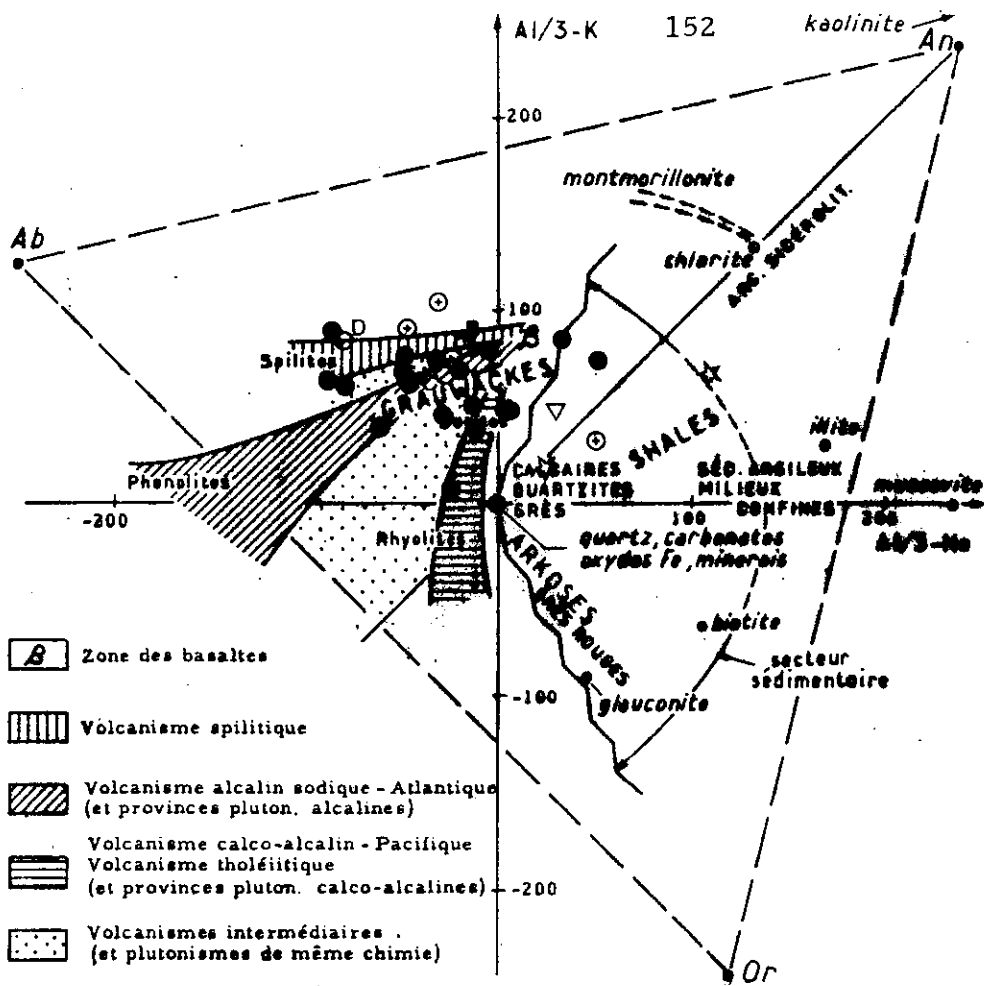


Diagramme pour l'étude du comportement géochimique différentiel de Al, Na et K, d'après H. de La Roche (1968).

Position de divers minéraux et roches. Délimitation des principales associations ignées (à gauche) et du secteur des roches sédimentaires évoluées (à droite, limité par une ligne irrégulière en dents de scie). Les sédiments clastiques grossiers, peu évolués (grauwackes et arkoses), occupent une position intermédiaire. On utilise les milliatomes-grammes dans 100 grammes.

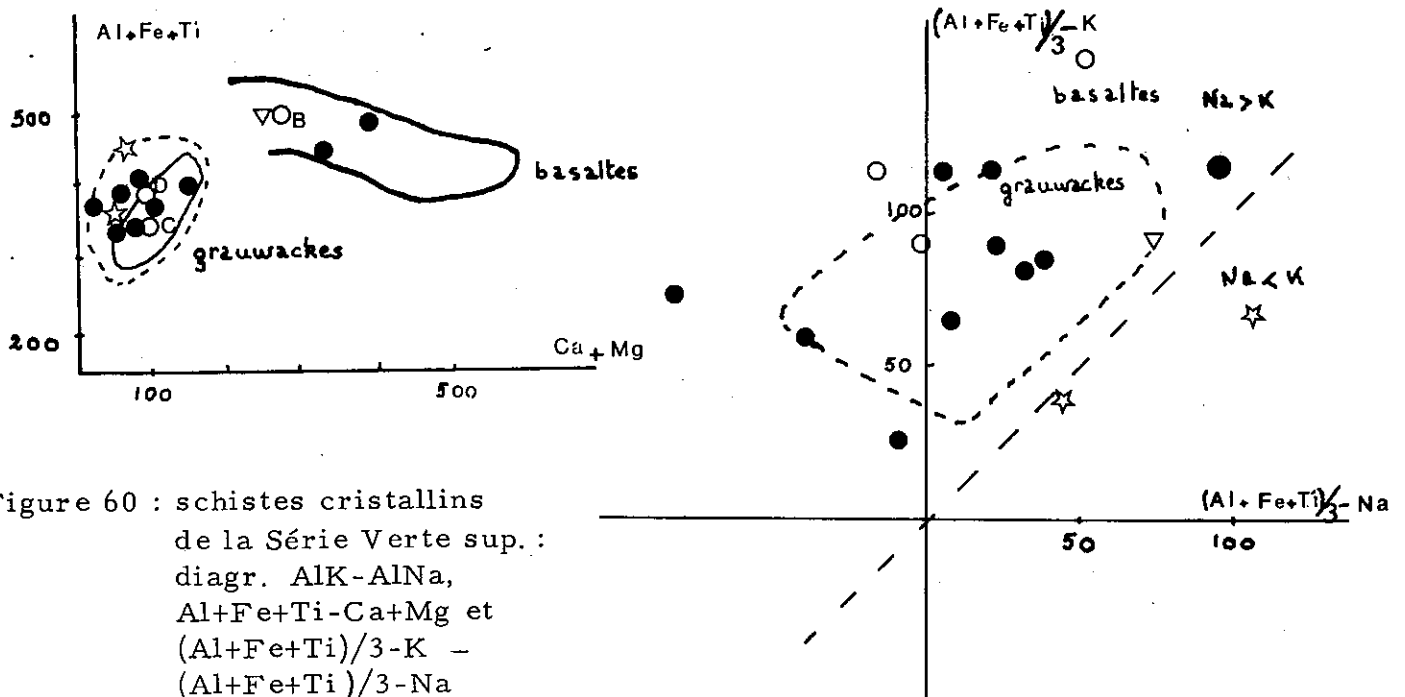


Figure 60 : schistes cristallins de la Série Verte sup. : diagr. AlK-AlNa, Al+Fe+Ti-Ca+Mg et $(Al+Fe+Ti)/3-K$ - $(Al+Fe+Ti)/3-Na$

Elles se situent dans les nuages de points du groupe de St Rémy sur les différents diagrammes.

C-1-2 La Série Verte supérieure

Nous avons reporté sur différents diagrammes (figure 60) les analyses de Y. GROS, Y. SIMEON et D. GASQUET des faciès typiques de la Série Verte supérieure. Nous n'avons pour notre part fait effectuer que 3 analyses sur les différents faciès du Rochillon.

Sur les diagrammes $Al/3 - K - Al/3 - Na$ et $(Al + Fe + Ti)/3 - K - (Al + Fe + Ti)/3 - Na$, ils ne se différencient pas des faciès typiques de la Série Verte supérieure ; leur origine semble, comme pour ces derniers, grauwackeuse. Toutefois, un échantillon d'amphibolite se situe plutôt dans le champ des basaltes.

Le diagramme $Al + Fe + Ti - Ca + Mg$, qui discrimine mieux ces deux types de roches, permet de confirmer cette dualité d'origine (volcanique et volcanosédimentaire) des faciès du Rochillon, qu'Y. SIMEON avait également mise en évidence dans les faciès typiques de la Série Verte supérieure.

En conclusion, nous pensons avoir eu raison de rapporter les gneiss du Rochillon à la Série Verte supérieure. Ils se distinguent en tout cas des deux échantillons analysés du groupe de St Rémy (à titre indicatif, le rapport Na_{20}/K_{20} est compris entre 0,08 et 0,33 pour les faciès du Rochillon, entre 1,62 et 2,97 pour les gneiss du groupe de St Rémy).

Les schistes d'Huez-Vaujany de L. GIORGI, dont nous avons souligné les ressemblances avec les faciès du Rochillon, sont situés dans le même champ sur le diagramme $Al/3 - K - Al/3 - Na$. Mais ce fait ne constitue pas un argument suffisant pour les corrélés : d'une part, le nombre d'analyses est trop faible, et d'autre part, une ressemblance lithologique complétée, ce qui est normal, par une convergence géochimique, n'a pas pour autant une valeur stratigraphique.

C-1-3 La série de la Montagne des Plans

Nous ne disposons que de quatre analyses :

- deux sur les gneiss ocellés, dans le but de les comparer aux gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie ; nous les discuterons lors de l'étude de ces derniers.

- Une analyse sur un niveau amphibolique ; nous l'avons reportée sur les diagrammes de la Série Verte supérieure (figure 60) ; comme

les amphibolites du Rochillon, cette amphibolite semble avoir une origine basaltique ; elle se caractérise toutefois par sa forte teneur en K_2O ($K_2O = 3,4 \%$; $K_2O/Na_2O = 1,2$, alors que ce rapport est de 0,16 pour l'amphibolite du Rochillon) ;

- une analyse sur un mobilisat amphibolique (voir étude des monzos-yénites du Lac de la Grande Léchère, C-2-2-b).

Les conclusions de l'étude géochimique d'Y. SIMEON (1979) sur les gneiss de Pussy-Plan du Col zone est, qui prolongent nos schistes cristallins, sont les suivantes :

- ils dérivent d'une ancienne série volcanosédimentaire ;
- les termes acides de cette série (gneiss ocellés) présentent des affinités avec les gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie ;
- les termes basiques se situent dans le champ des grauwackes.

C-1-4 Le complexe gneissique du Col de Montjoie

Nous disposons d'une quinzaine d'analyses sur les différents faciès de ce complexe :

- les faciès porphyroïdes ;
- les faciès amphiboliques ;
- les leptynites ;
- les gneiss biotitiques fins.

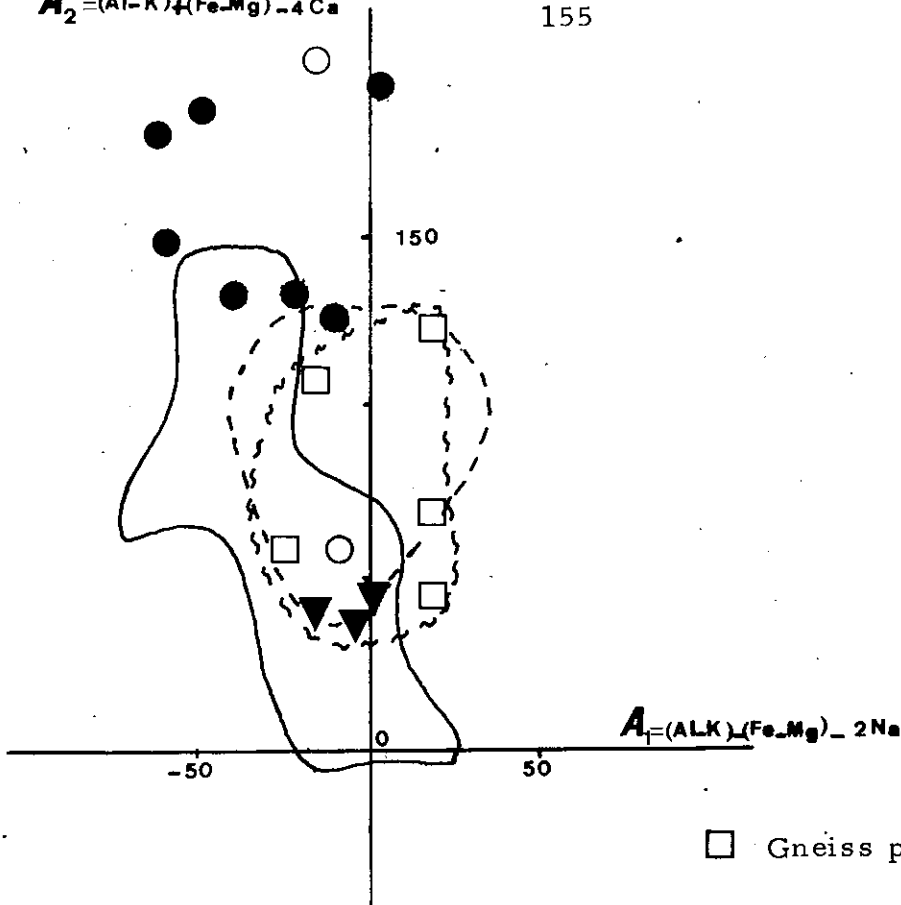
a) Les gneiss porphyroïdes.

Ce sont des roches de chimisme assez constant, à teneur assez élevée en CaO ($2,0 \%$) et dont le rapport K_2O/Na_2O est supérieur à 1. Le premier problème qu'elles posent est celui de leur origine. Comme le suggérait l'étude de terrain, elle semble magmatique sur le diagramme $AlK-AlNa$ (figure 61). Sur le diagramme $QF-BF$ de H. de LA ROCHE (figure 62) les points semblent s'aligner grossièrement sur les lignées de différenciation magmatique, mais nous manquons toutefois d'analyses pour être affirmatifs.

Nous avons reporté sur les diagrammes $AlK - AlNa$, $Al - A2$ et $QF-BF$ de H. de LA ROCHE les points représentatifs des formations porphyroïdes situées au Sud et au Nord de notre terrain, à savoir les granites porphyroïdes de St Colomban (D. GASQUET, 1979), et les gneiss porphyroïdes de Pussy Plan du Col zone ouest, (Y. SIMEON, 1979). Nous constatons que les analyses de nos faciès porphyroïdes se répartissent plutôt à la limite des nuages de points de ces deux formations. Ce fait suggère l'hypothèse suivante : les gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie constituent, tant du point de vue géochimique que géographique, le terme de transition entre les granites porphyroïdes du complexe de St Colomban et les gneiss à mégacristsaux de Pussy Plan du Col zone ouest :

$$A_2 = (Al-K) + (Fe-Mg) - 4Ca$$

155



□ Gneiss porphyroïde

▼ Gneiss amphibolique

● Leptynite

○ Gneiss oillé de la série de la Mgne des Plans

○ Granitoïdes porphyroïdes du complexe de St Colomban (D. GASQUET, 79)

○ Gneiss de Pussy Plan du Col zone ouest (Y. SIMEON, 79)

○ Gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie

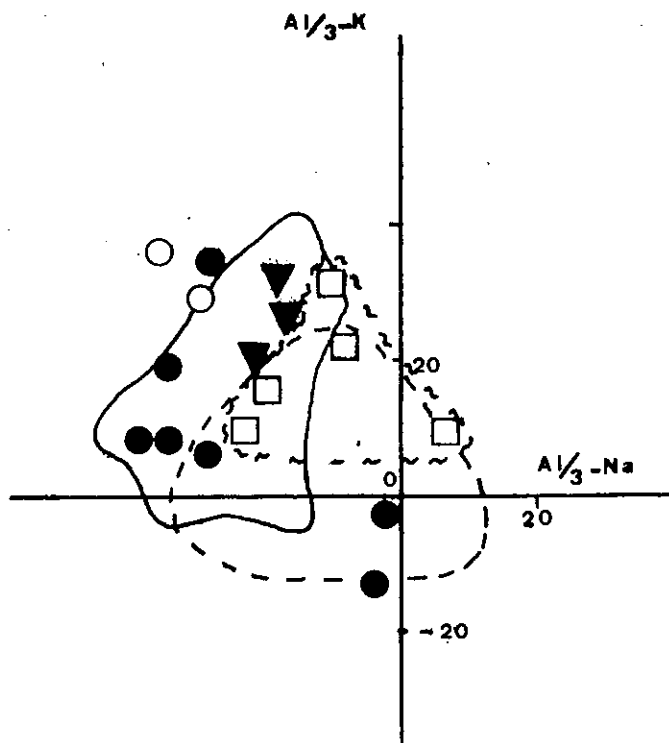


Figure 61 : complexe du Col de Montjoie:diagrammes A1-A2 et A1K-A1Na

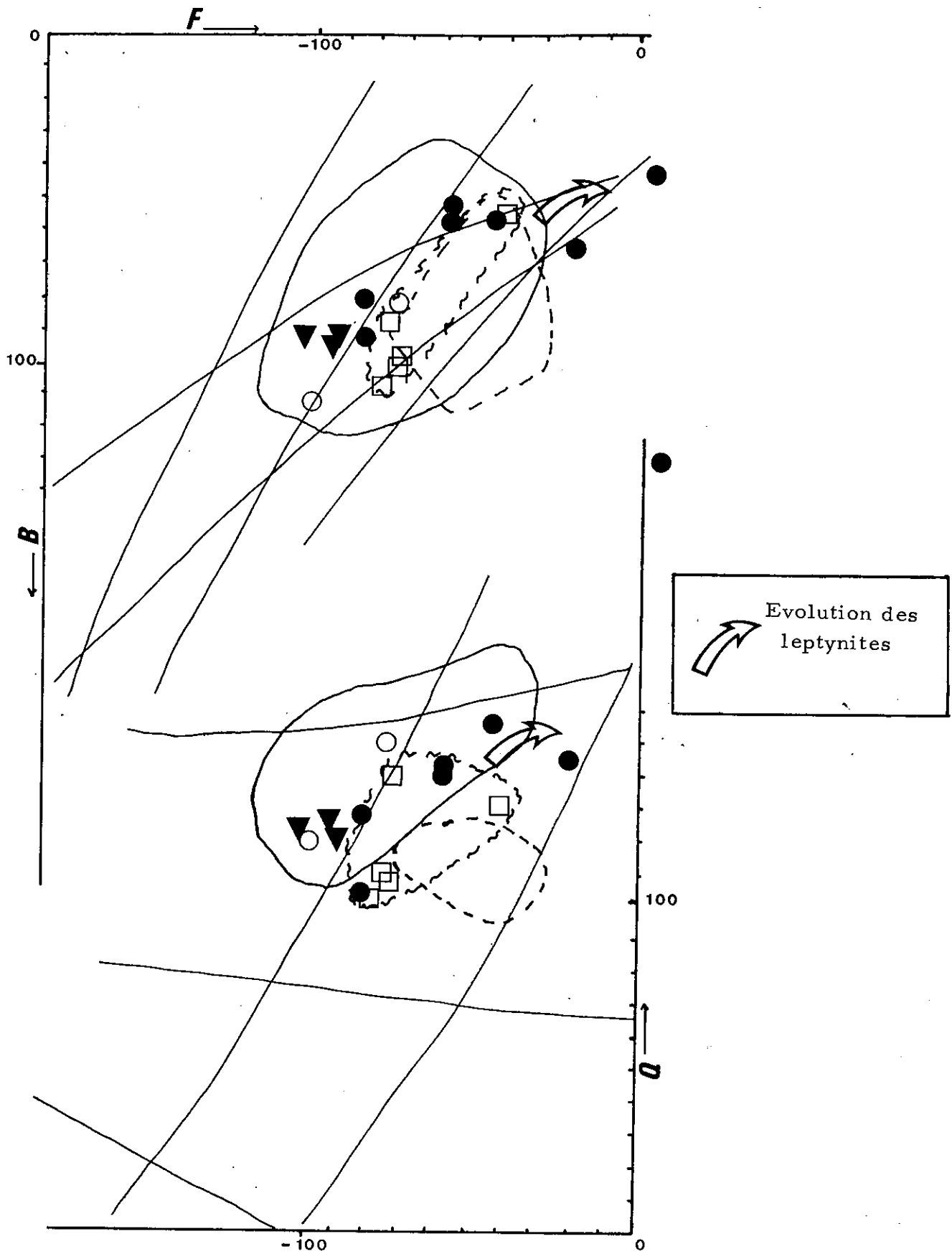


Figure 62 : complexe du Col de Montjoie: diagramme QF-BF
(légende: voir fig. 61)

- les premiers correspondent, pour D. GASQUET, à des faciès de granitisation du groupe de St Rémy ;
- les seconds présentent, pour Y. SIMEON, à la fois des affinités sédimentaires et magmatiques et pourraient dériver du remaniement d'un socle granitique.

Il est dès lors tentant de considérer que les gneiss porphyroïdes du Col de Montjoie correspondent à la zone charnière (socle granitique non ou peu remanié).

Ce matériel, monzogranitique dans la classification de LACROIX, aurait été orthogneissifié lors d'un épisode métamorphique postérieur à sa mise en place.

Suivant toujours Y. SIMEON (1979), nous pouvons supposer que ce socle granitique a alimenté la sédimentation des gneiss du versant oriental de la Lauzière (Série de la Montagne des Plans) et que les niveaux ocellés y correspondent à des "crachées" à mégacristaux remaniés. Cette façon de voir est bien sûr très hypothétique, mais elle n'est pas infirmée par l'étude géochimique. Les gneiss ocellés de la série cristallophyllienne de la Montagne des Plans ne se distinguent pas en effet fondamentalement, sur les différents diagrammes, des gneiss porphyroïdes. Y. SIMEON avait, de la même façon, constaté une convergence entre les faciès ocellés de la zone orientale des gneiss de Pussy Plan du Col et les faciès à mégacristaux automorphes de la zone occidentale.

b) Les gneiss amphiboliques à schlieren

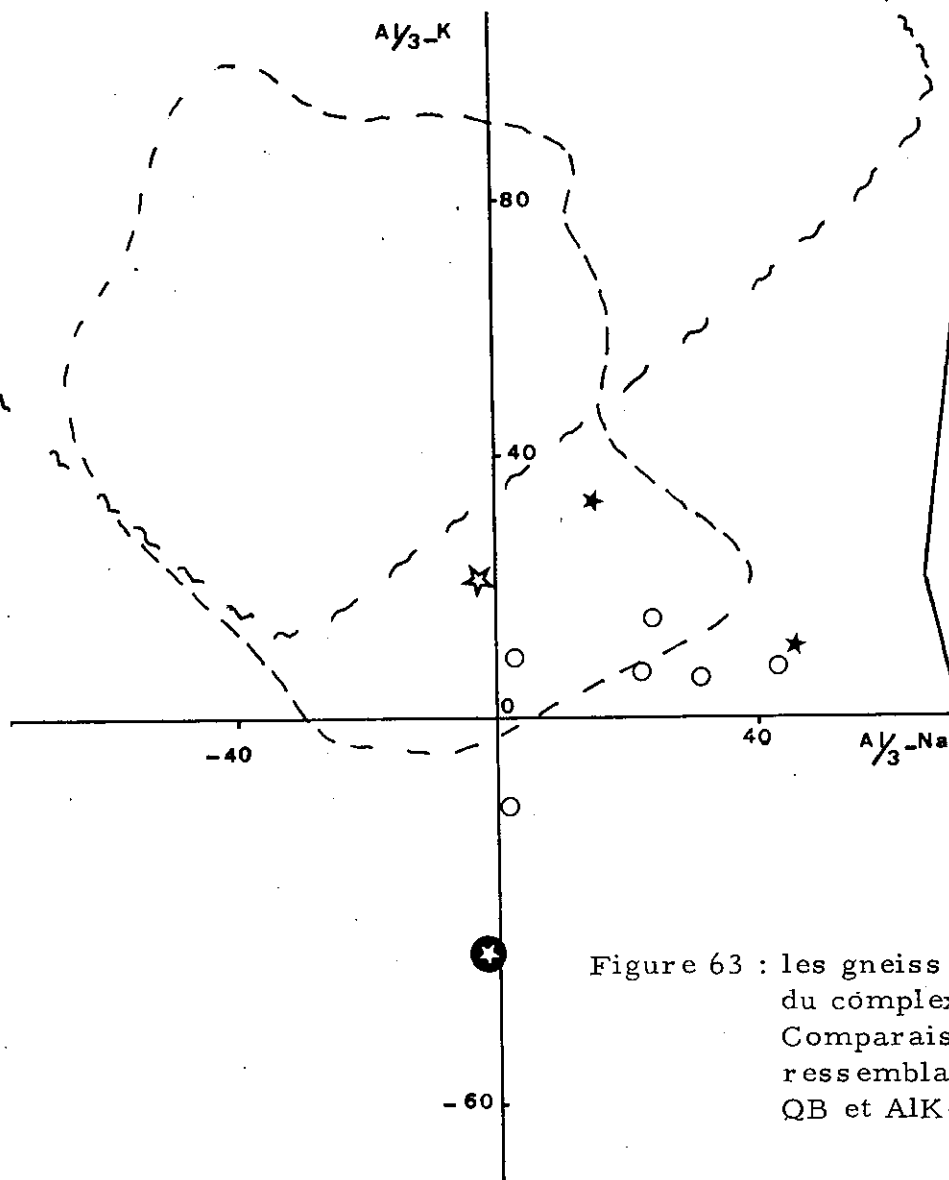
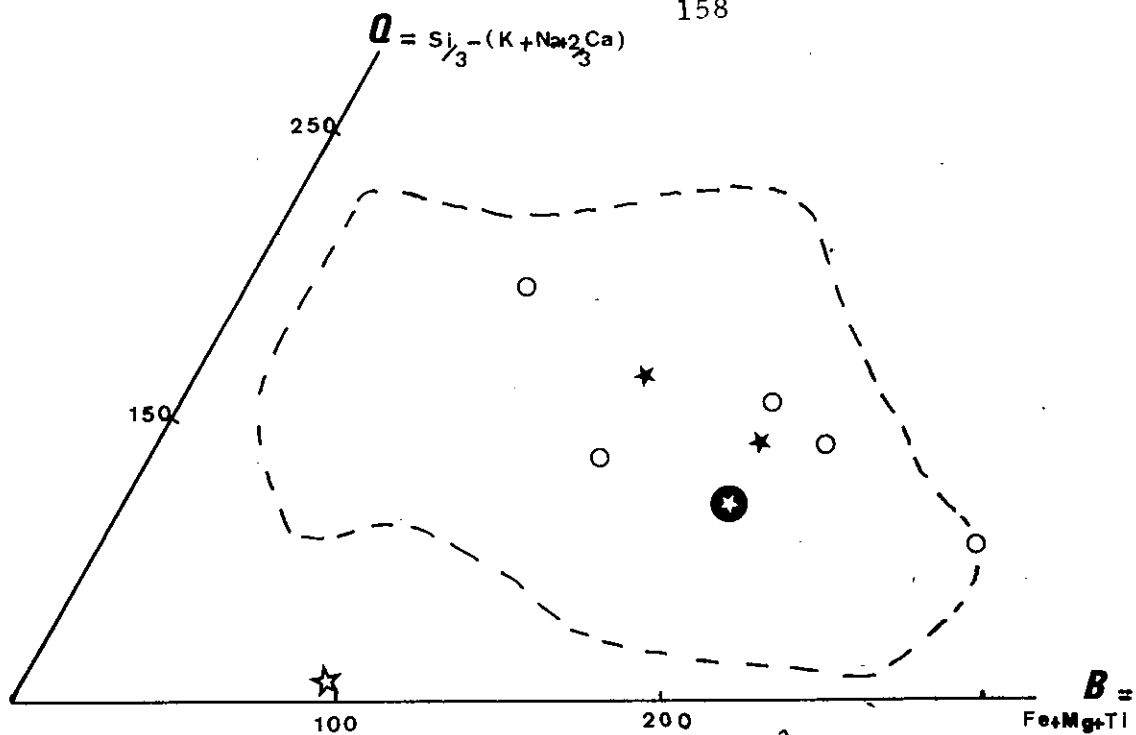
Ce sont des roches de chimisme très constant, plus siliceuses que les gneiss porphyroïdes (plus de 30 % de quartz), plus calciques également (CaO = 3 %). Leur rapport K_2O/Na_2O est proche de l'unité.

Leur origine semble magmatique ; il s'agirait donc d'anciens monzogranites (classification de LACROIX), ou d'anciennes grano-diorites (classification de STRECKEISEN) orthogneissifiés.

c) Les leptynites

Ce sont des roches beaucoup plus variées (K_2O/Na_2O très variable). Leur origine semblant magmatique, il s'agirait d'anciennes aplites alcalines ou calcoalcalines (classification de LACROIX) différenciées.

Sur le diagramme QF-BF de H. de LA ROCHE (figure 62), nous voyons ces roches dessiner un "trend" de différenciation (lignée granodiorite-adamellite), à l'origine duquel semblent se situer les gneiss amphiboliques à schlieren. Ces derniers pourraient donc être affiliés aux leptynites et représenter des précurseurs peu évolués. Par



- ★ Gneiss biot. fins
- ★ Enclave schisteuse du complexe granitoïde
- ★ Enclave porphyroïde du complexe du Col de Montjoie
- Gneiss migmatitiques du groupe de St Rémy (paléosomes)
- mélanosomes
- ⊖ Schistes de la Série Verte sup.

Figure 63 : les gneiss biotitiques fins du complexe du Col de Montjoie
 Comparaison avec des faciès ressemblants sur les diagr. QB et AlK-AlNa

contre, le nuage des gneiss porphyroïdes ne se calque pas sur cette lignée.

d) Les gneiss biotitiques fins

Nous disposons de deux analyses de niveaux de gneiss biotitiques fins. Ces niveaux ne présentent aucune affinité avec la Série Verte supérieure (sur le diagramme AlK - AlNa, leur rapport K20/Na20, positif, les discrimine par exemple bien de cette dernière (figure 63)).

Ils se rapprochent par contre des gneiss du groupe de St Rémy, plus particulièrement de leurs mélanosomes, sur les diagrammes QB et AlK - AlNa de H. de LA ROCHE (figure 63). Dans l'optique d'une origine ignée des gneiss porphyroïdes et amphiboliques du complexe du Col de Montjoie, les gneiss biotitiques fins pourraient donc représenter d'anciennes enclaves du groupe de St Rémy, non digérées, dont il reste à expliquer le mode de gisement (niveaux assez continus toujours strictement orientés selon la foliation des gneiss porphyroïdes et amphiboliques).

Une analyse a été effectuée sur un faciès porphyroïde particulier, pour lequel nous avons émis l'hypothèse, lors de l'étude pétrographique, qu'il pouvait représenter une ancienne enclave "assimilée". Cette roche est caractérisée par l'abondance de calcite. Il s'agit donc d'une roche réfractaire qui, en raison de son chimisme, aurait pu subsister au sein des gneiss porphyroïdes, au cas bien sûr où ces derniers représenteraient d'anciennes roches granitiques.

C-2 Etude géochimique des granitoïdes

Pour clarifier la présentation de cette étude géochimique, nous anticiperons sur un de ses résultats, à savoir la répartition des granitoïdes du massif de la Lauzière en deux grands types :

- d'une part des granitoïdes caractérisés par un rapport $Na_{20}/K_{20} > 1$ (granitoïdes "sodiques").★
- d'autre part des granitoïdes potassiques ($K_{20} \gg Na_{20}$).

C-2-1 Les granitoïdes sodiques

a) Les granitoïdes du Colomban

Ce sont des roches leucocrates situées dans le domaine des

★ Nous utiliserons ce terme, en l'occurrence un peu abusif, pour bien opposer ces granites "normaux" à des granites anormalement riches en potassium.

granodiorites de la classification de STRECKEISEN (30 % de quartz).

Dans la classification de LACROIX, ces roches se situent dans le domaine des aplites alcalines, calcoalcalines, et même monzonitiques pour les faciès les plus basiques.

- Sur le diagramme QF - BF de H. de LA ROCHE^(Fig. 64), les granodiorites évoluent depuis des termes basiques, se confondant avec les leptynites du complexe du Col de Montjoie, vers des termes plus siliceux, nettement divergents de la "lignée leptynitique". Nous avons effectivement constaté, sur le terrain, une convergence de faciès entre les granodiorites orientées et les leptynites, alors que les granodiorites plus évoluées, équantes, étaient parfaitement individualisées. Les filons leucocrates recoupant le complexe du Col de Montjoie semblent bien correspondre aux termes granodioritiques les plus évolués, donc les plus mobiles.

La divergence d'évolution entre les granodiorites et les leptynites est bien matérialisée par le comportement différentiel de Na₂O et K₂O.

A partir de deux souches pratiquement confondues, correspondant pour les leptynites peut être aux gneiss amphiboliques à schlieren, et pour les granodiorites à des faciès à tendance monzonitique, les leptynites évoluent vers des termes potassiques, alors que les granodiorites évoluent vers des termes sodiques. Nous pouvons le vérifier (figure 65) en étudiant l'évolution du rapport K₂O/Na₂O en fonction de différents indices de différenciation (ID = Q + Ab + Or normatifs, Fe₀3/Mg₀ et Si₀2).

b) Les granitoïdes de Champoudru-Les Chavannes

Ces roches sont, comme les granodiorites, caractérisées par un rapport K₂O/Na₂O inférieur à 1 (composition granitique à granodiorite dans la classification de STRECKEISEN pour les faciès acides, monzodioritique pour les faciès basiques).

Les faciès acides (2 analyses) se situent dans le même champ que les granodiorites du Colomban sur le diagramme QF-BF de H. de LA ROCHE (figure 66).

Les faciès basiques (2 analyses) se rapprochent des faciès granodioritiques les moins évolués.

c) Le granite d'Epierre

Nous ne disposons que de 4 analyses sur le granite d'Epierre (3 sur le faciès porphyroïde, 1 sur un faciès très écrasé, situé à St Léger sur la bordure orientale, au contact du groupe de St Rémy.

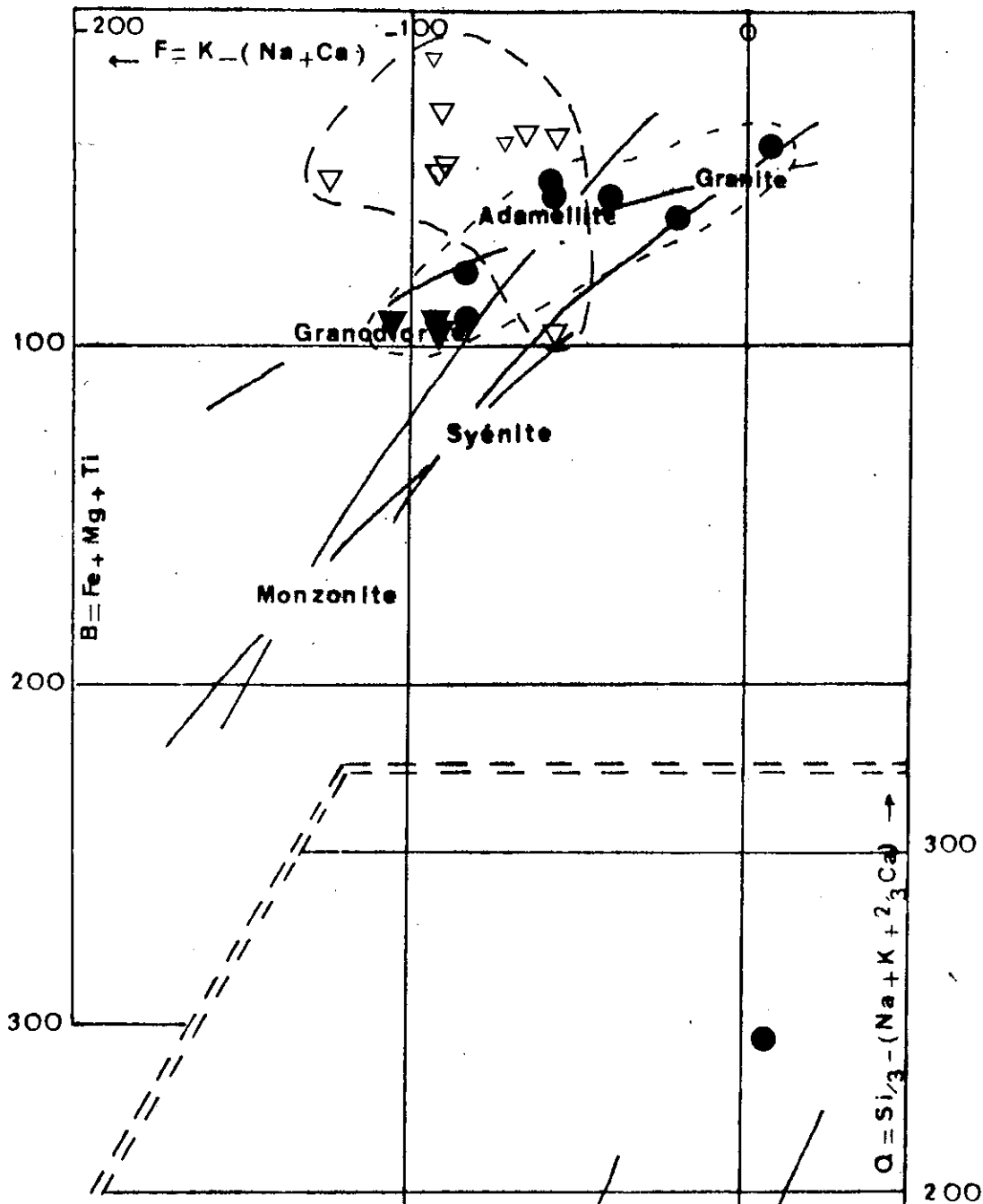
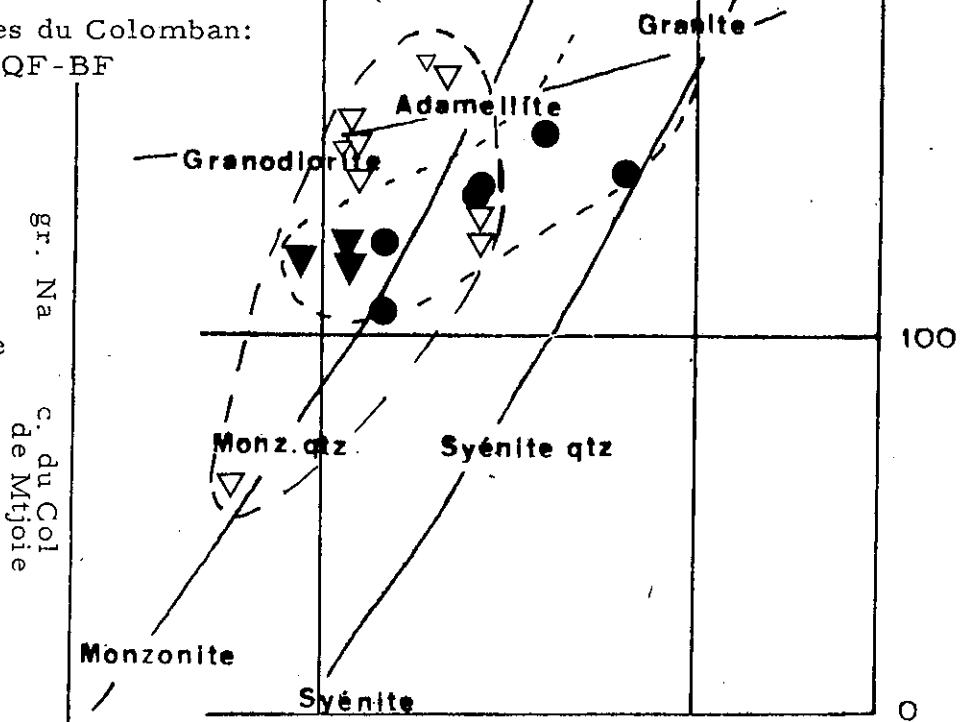


Figure 64 : granodiorites du Colomban: diagramme QF-BF

- ▽ Granodiorites
- ▽ Filons leucogr. recoupant le c. du Col de Mtjoie
- Leptynites
- ▼ Gneiss amph.



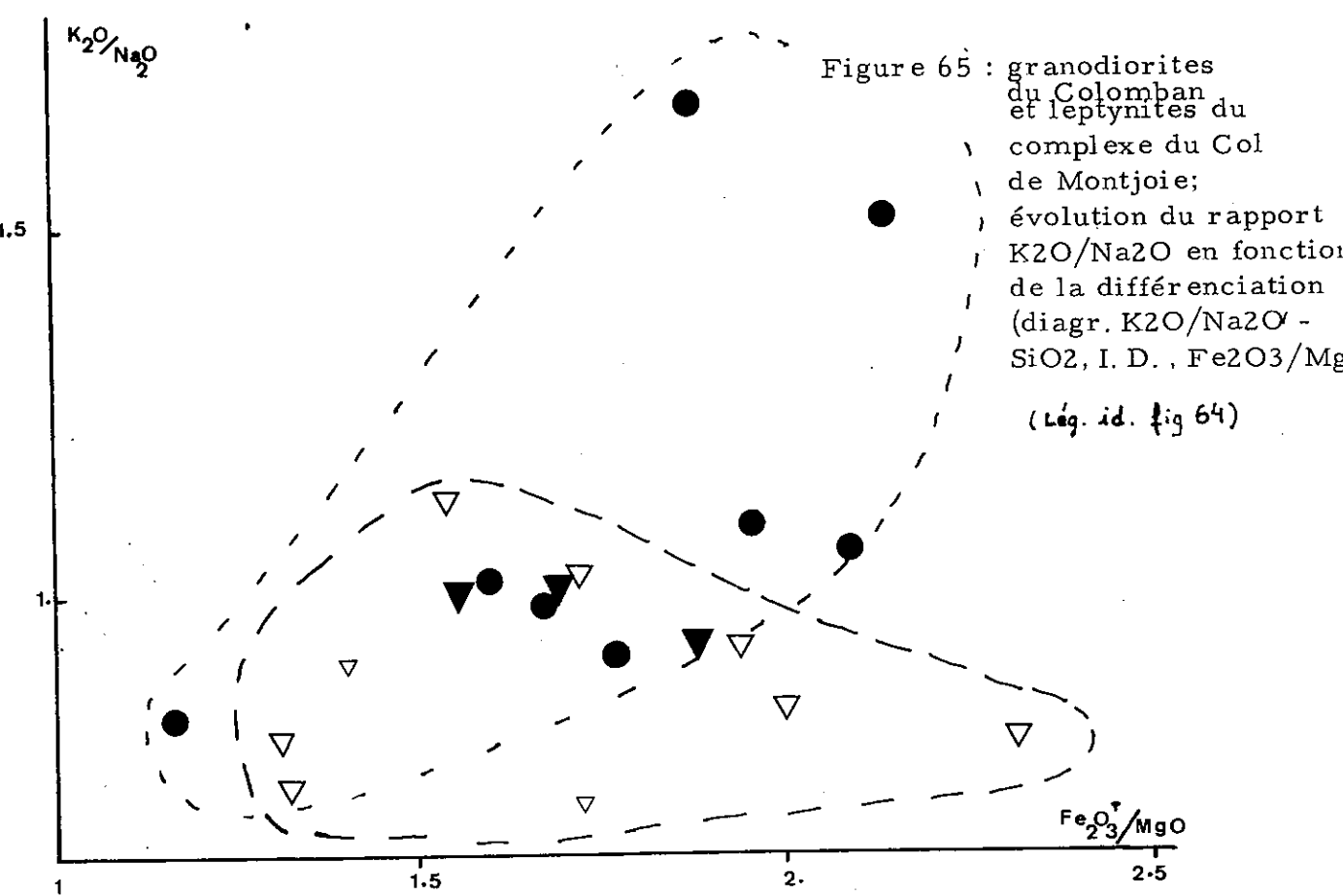
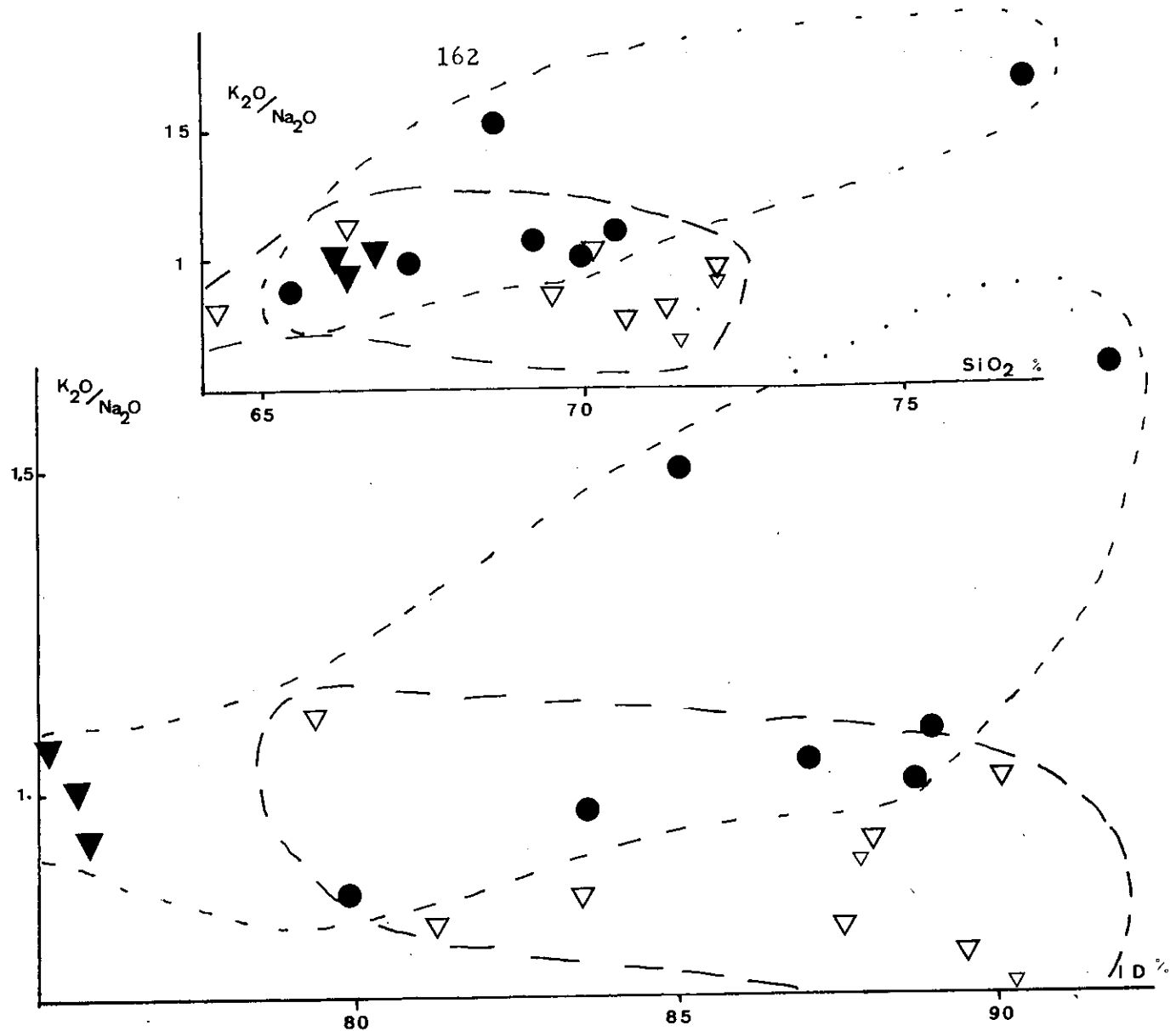


Figure 65 : granodiorites
 du Colombran
 et leptynites du
 complexe du Col
 de Montjoie;
 évolution du rapport
 K_2O/Na_2O en fonction
 de la différenciation
 (diagr. K_2O/Na_2O -
 SiO_2 , I. D., Fe_2O_3/MgO)
 (Lég. id. fig 64)

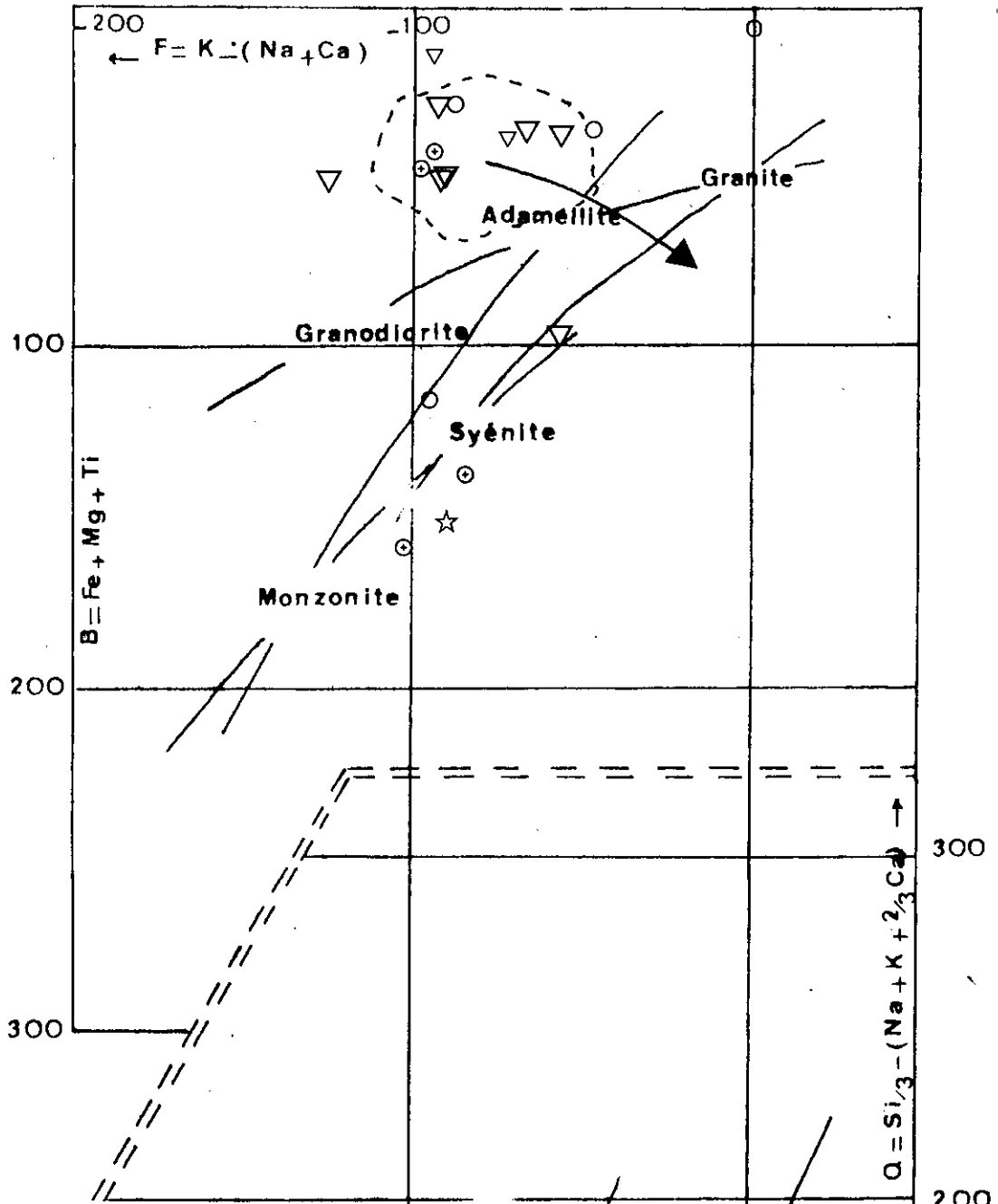
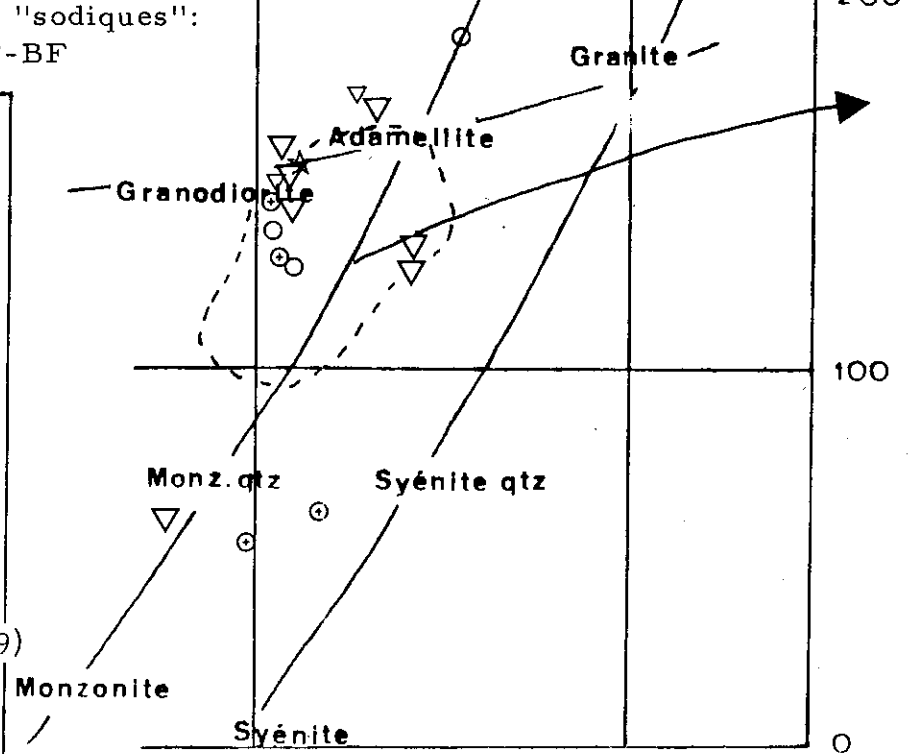


Figure 66 : les granitoïdes "sodiques":
diagramme QF-BF

- ▽ Granodiorite du Colomban
- ▽ Filon leucogr. recoupant le c. du Col de Mtjoie
- ⊙ Gr. de Champoudru-Les Chavannes
- Gr. d'Épierre
- ★ (id. myl.)
- Gr. des 7 Laux
- ➔ Vecteur mylonit. (D. GASQUET 79)



Nous avons aussi reporté sur le diagramme QF-BF (figure 66) le nuage de points du granite des 7 Laux (D. GASQUET, 1979) car il n'y a, à priori, aucune différence entre les deux granites situés de part et d'autre de la vallée de l'Arc.

Le granite d'Epierre est un monzogranite (dans la classification de STRECKEISEN) riche en quartz (environ 30 %) et caractérisé par de fortes teneurs en Na₂O (Na₂O > K₂O). Sur le diagramme QF-BF, il ne se distingue pas des autres granitoïdes "sodiques".

Remarque : Nous constatons que notre échantillon mylonitisé ne s'aligne pas sur le "trend" mylonitique mis en évidence par D. GASQUET ; notre échantillon est bien enrichi en Fe, Mg, Ca, mais son rapport K₂O/Na₂O + CaO reste faible.

d) Conclusions

Les granitoïdes "sodiques" semblent cogénétiques et constituent une lignée divergente par rapport aux gneiss du complexe du Col de Montjoie. Nous vérifions sur le diagramme K/Rb - Rb de la figure 67 que leur nuage de point définit un "trend" de différenciation sensiblement confondu avec celui qu'a mis en évidence D. GASQUET dans le granite des 7 Laux.

Remarque 1

Le granite orthogneissifié de Cevins, étudié par Y. SIMEON (1979), semble présenter également les mêmes caractères. Son aspect n'est d'ailleurs pas sans rappeler celui des faciès granitiques de Champoudru-Les Chavannes.

Remarque 2

Nous n'avons pas inséré dans ce paragraphe les diagrammes log Rb/Sr - log Sr et 1/Rb - 1/Sr qui donnent tous deux de mauvaises corrélations.

C-2-2 Les granitoïdes potassiques

Ces granitoïdes sont très bien caractérisés par leur rapport K₂O/Na₂O, toujours franchement supérieur à 1.

Deux formations appartiennent à cette catégorie :

- le complexe granitoïde de la Lauzière,
- les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère.

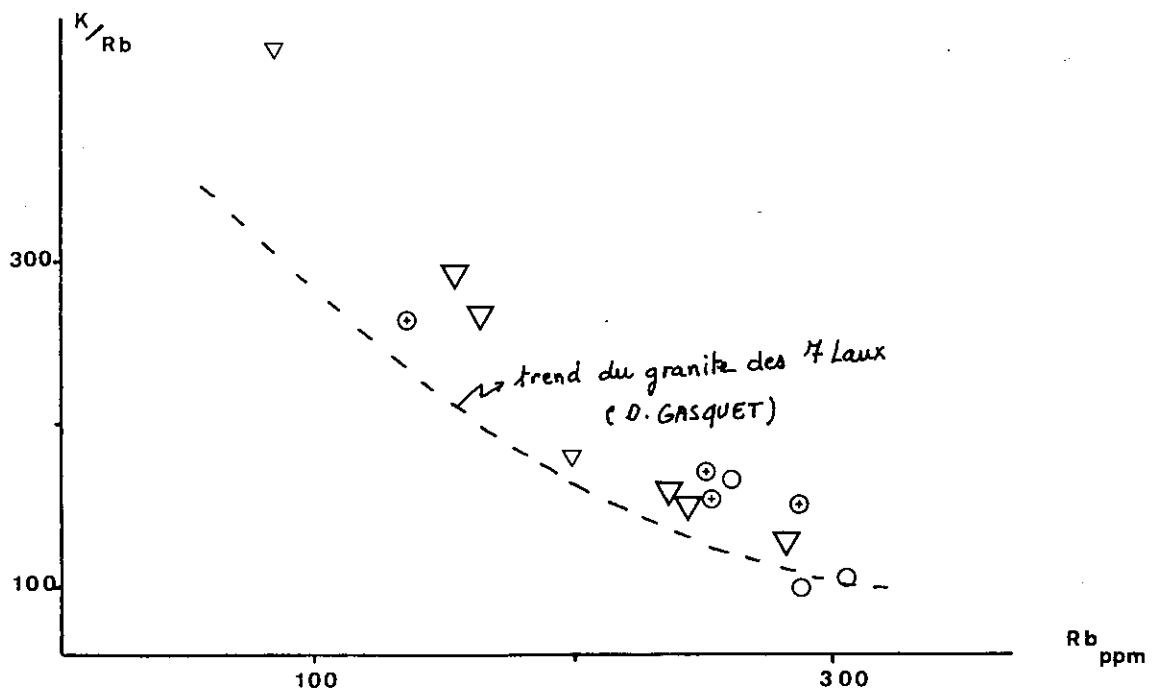


Figure 67 : les granitoïdes "sodiques":
diagramme K/Rb-Rb

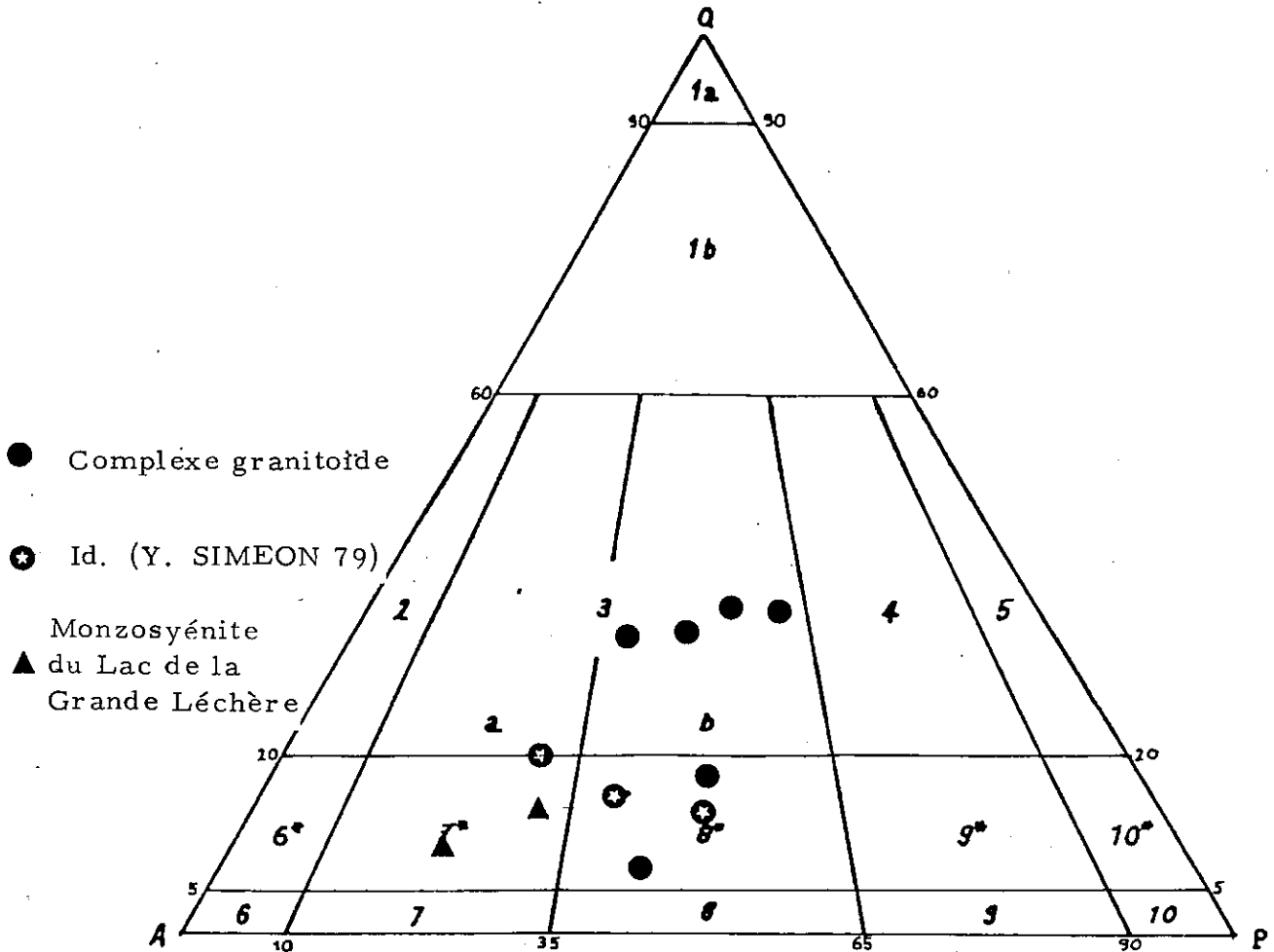


Figure 68 : les granitoïdes potassiques
dans la classification de STRECKEISEN

a) Le complexe granitoïde de la Lauzière

Ce complexe, très différencié, évolue en continuité depuis les termes mésocrates jusqu'à des faciès "leucogranitiques". Dans la classification de STRECKEISEN (figure 68), les faciès basiques correspondent à des monzonites quartzifères et les faciès acides à des monzogranites.

Dans la classification de LACROIX, l'évolution se fait des monzonites aux leucogranites alcalins.

- Sur le diagramme QF-BF de H. de LA ROCHE (figure 69), nous voyons se dessiner une belle lignée de différenciation de type "granosyénonmonzonitique". Les faciès leucogranitiques particuliers de la bordure orientale du complexe ne se distinguent pas des autres faciès ; ils semblent constituer des termes évolués cicatrisant le contact avec l'encaissant oriental (leucogranite de la Pointe de Glais Rouge) ou l'injectant sous forme de filons (La Roche Brisée). Quant aux faciès basiques fins, ils ne se distinguent des monzosyérites que par leur structure.

Mais le point le plus important est sans doute que le complexe granitoïde se dissocie fondamentalement des granitoïdes "sodiques", dont nous avons reporté le nuage de points.

- Les diagrammes IS - majeurs (figure 70) permettent de préciser le comportement des éléments majeurs au cours des phénomènes de différenciation magmatique.

Si O2 est "corrélé" négativement avec IS ; Fe 203, TiO₂, MgO et CaO sont "corrélés" positivement. La corrélation K2O - IS est positive jusqu'à IS = 20, puis négative.

En d'autres termes, l'évolution magmatique se traduit d'abord par un enrichissement, puis par un appauvrissement en K2O, corrélativement, la teneur en Na2O augmente au début de la différenciation puis est sensiblement constante dans les faciès acides (IS < 20).

- Etude des éléments incompatibles (Rb, Sr) (Figure 71)

La corrélation K-Rb est mauvaise, la corrélation K/Rb meilleure et négative ; la courbe de différenciation se distingue bien de celle des granitoïdes sodiques sur ce dernier diagramme.

La corrélation Ca-Sr est positive, la corrélation Ca/Sr nulle (le rapport Ca/Sr est pratiquement constant).

- Les diagrammes d'HAMET, 1975, (figure 72) suggèrent, pour le complexe granitoïde de la Lauzière, une origine par cristallisation fractionnée d'un magma.

Comme pour le granite de Vallorcine, la corrélation $\log Rb/Sr - \log Sr$ est en effet bonne, et surtout bien meilleure que la corrélation $1/Sr - 1/Rb$

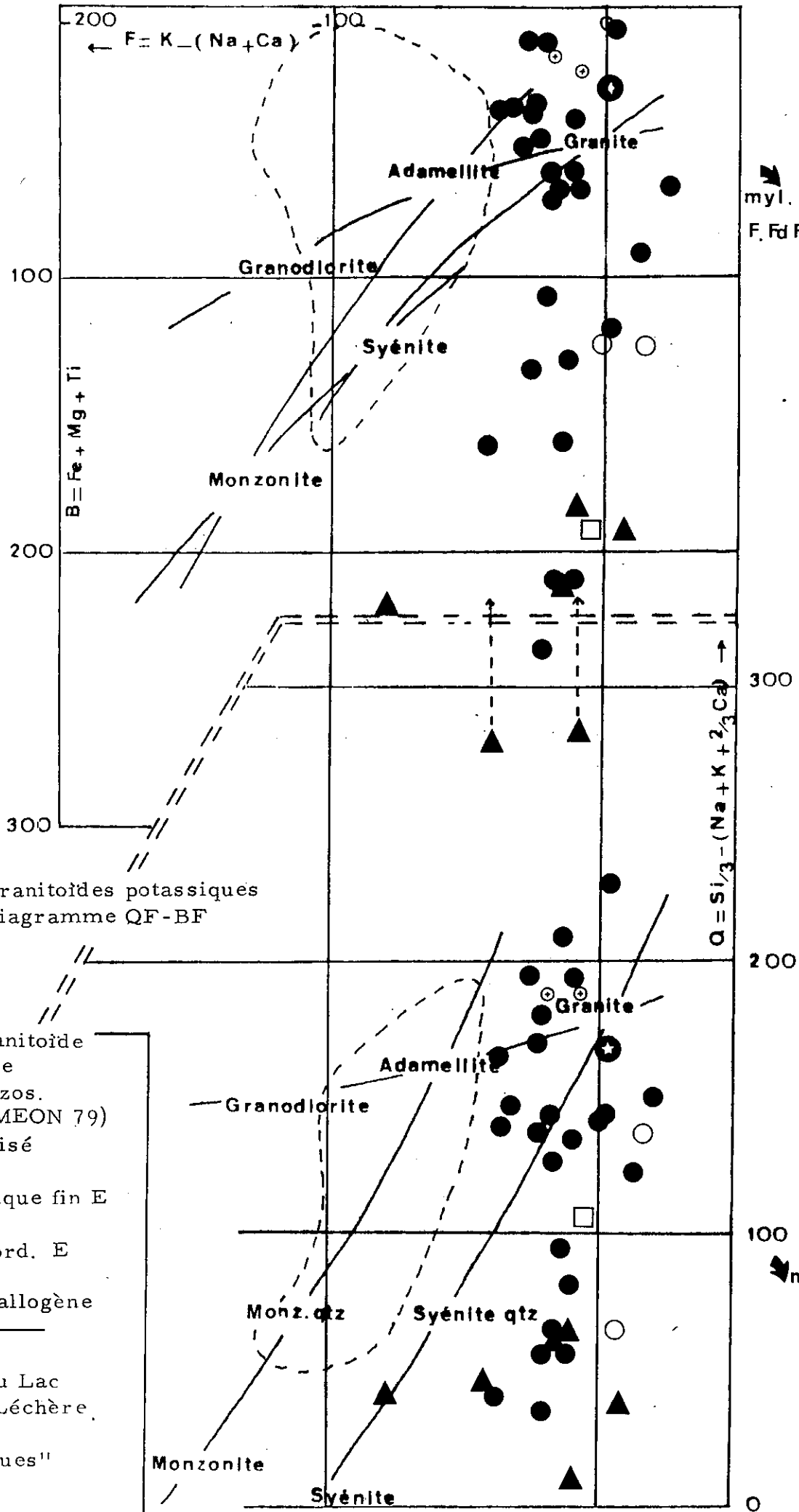


Figure 69 : granitoïdes potassiques diagramme QF-BF

Complexe granitoïde de la Lauzière

- Gr. et monzos. (+an. SIMEON 79)
- ★ Id. mylonitisé
- Faciès basique fin E
- ⊙ "Leucogr." bord. E
- Enclave énallogène
- ▲ Monzos. du Lac de la Gde Léchère
- Gr. "sodiques"

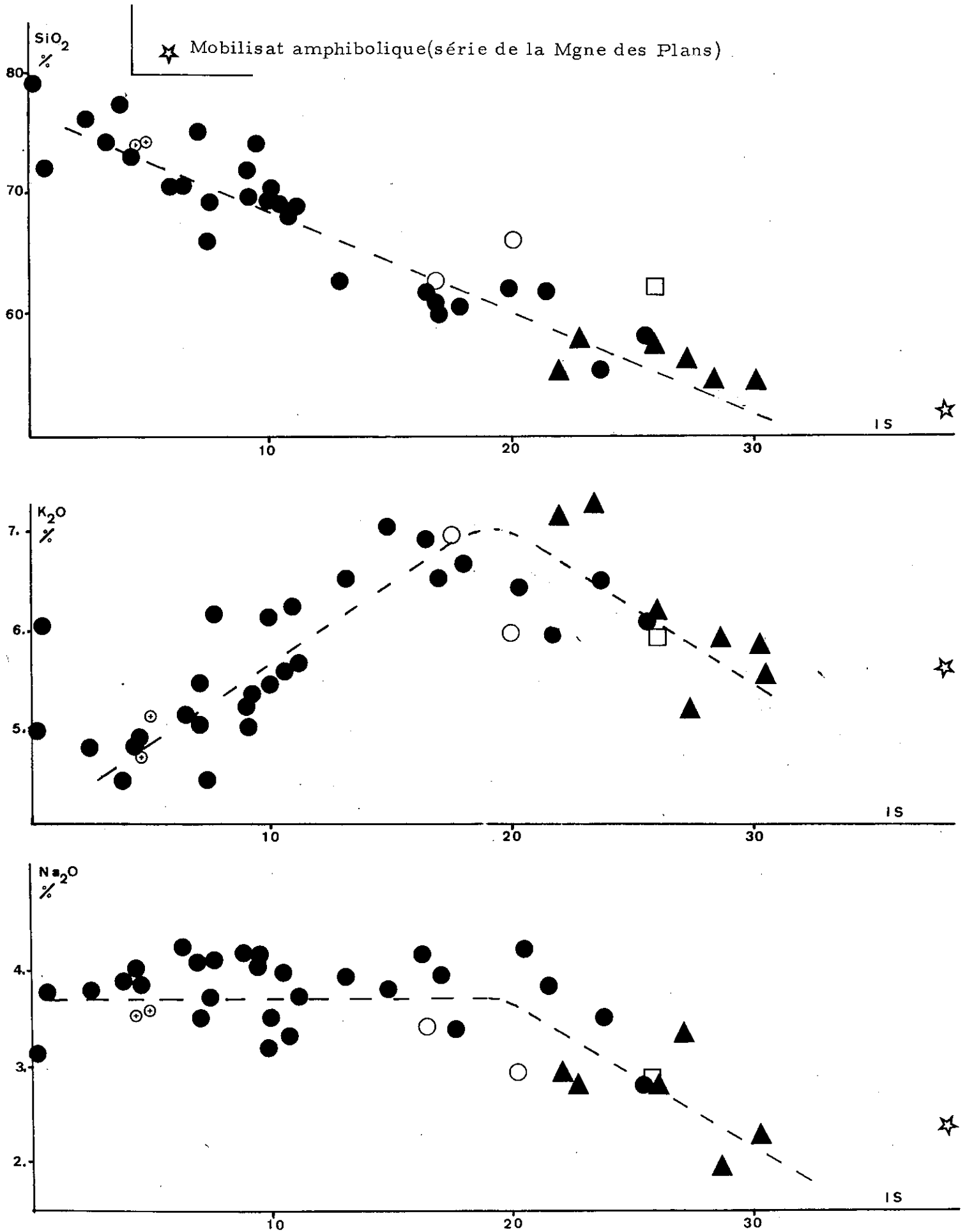


Figure 70 : granitoïdes potassiques, diagrammes I. S. -majeurs

(légende id. fig. 69)

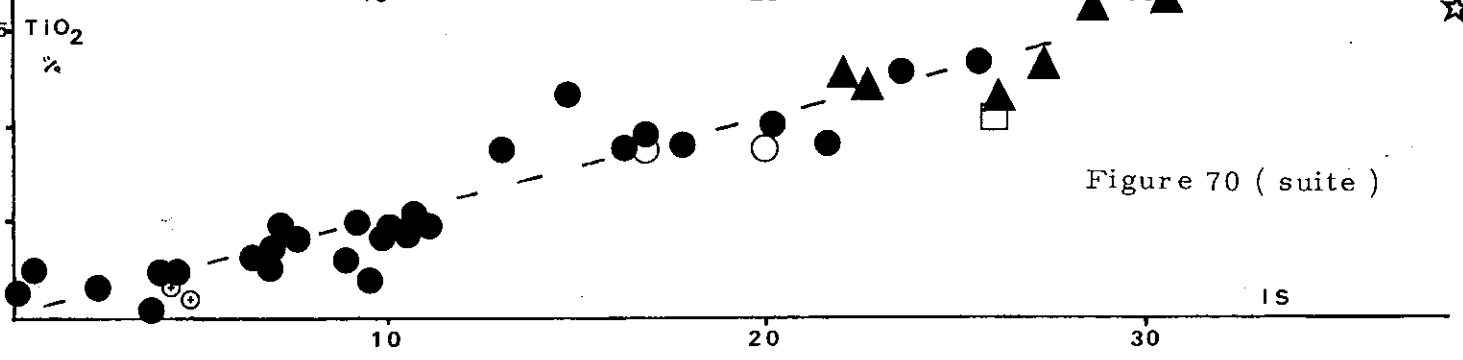
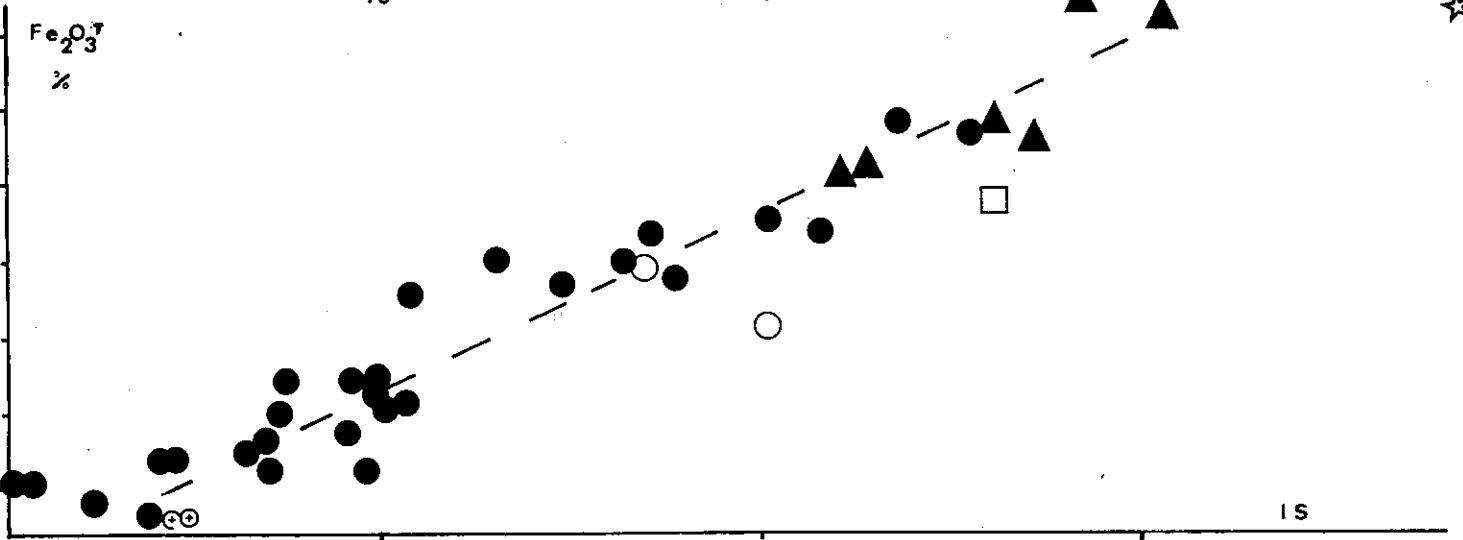
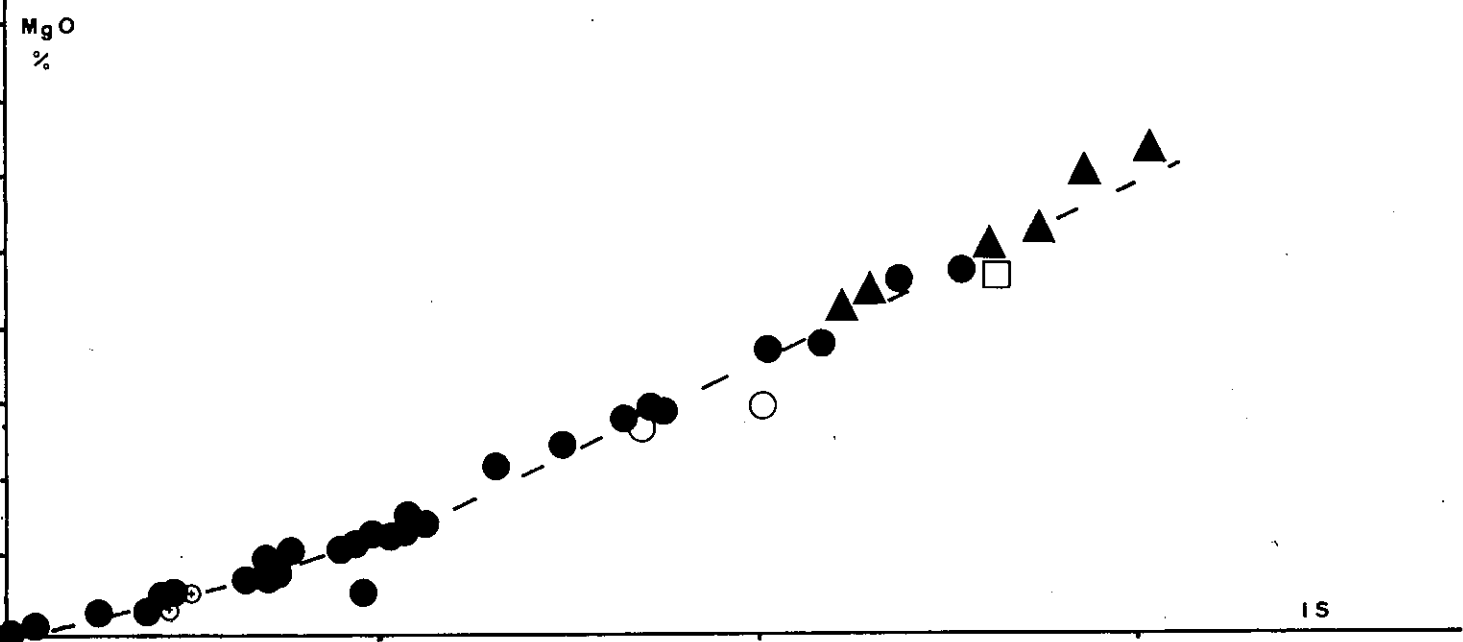
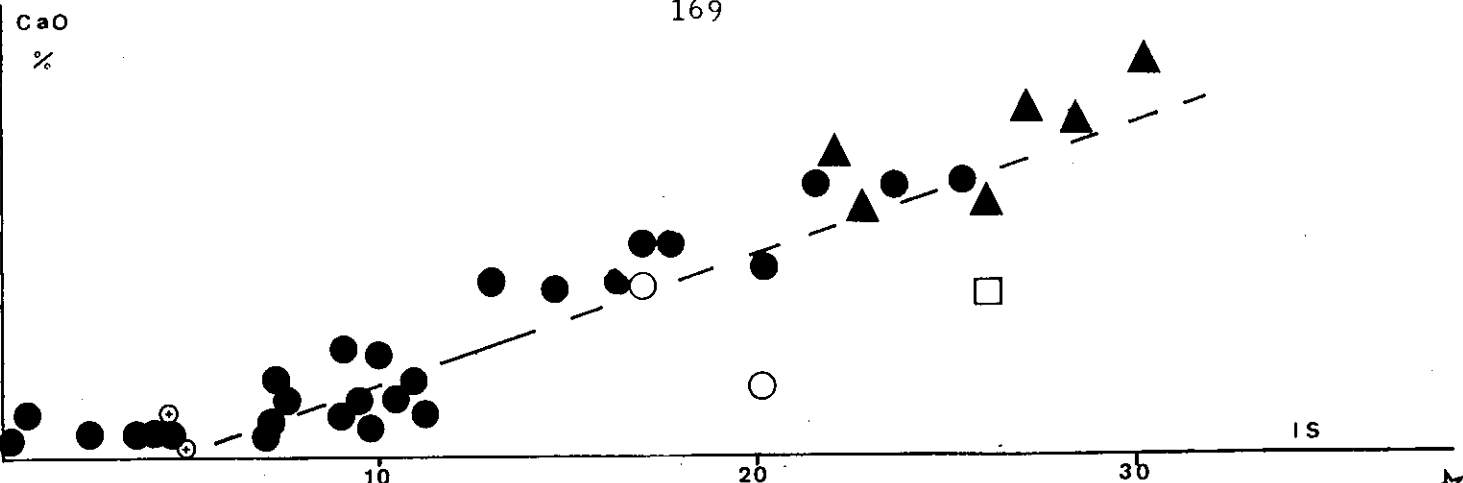


Figure 70 (suite)

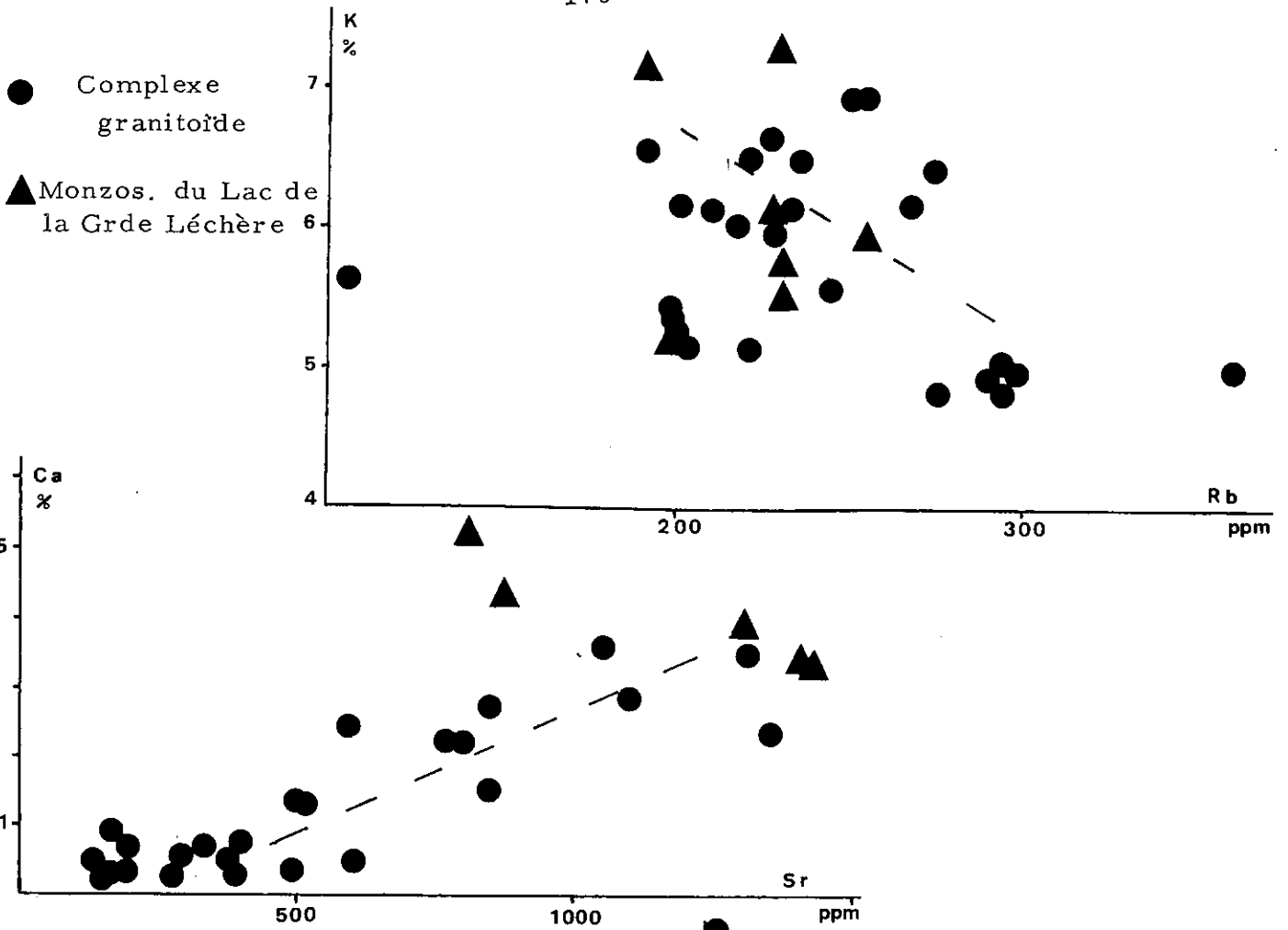
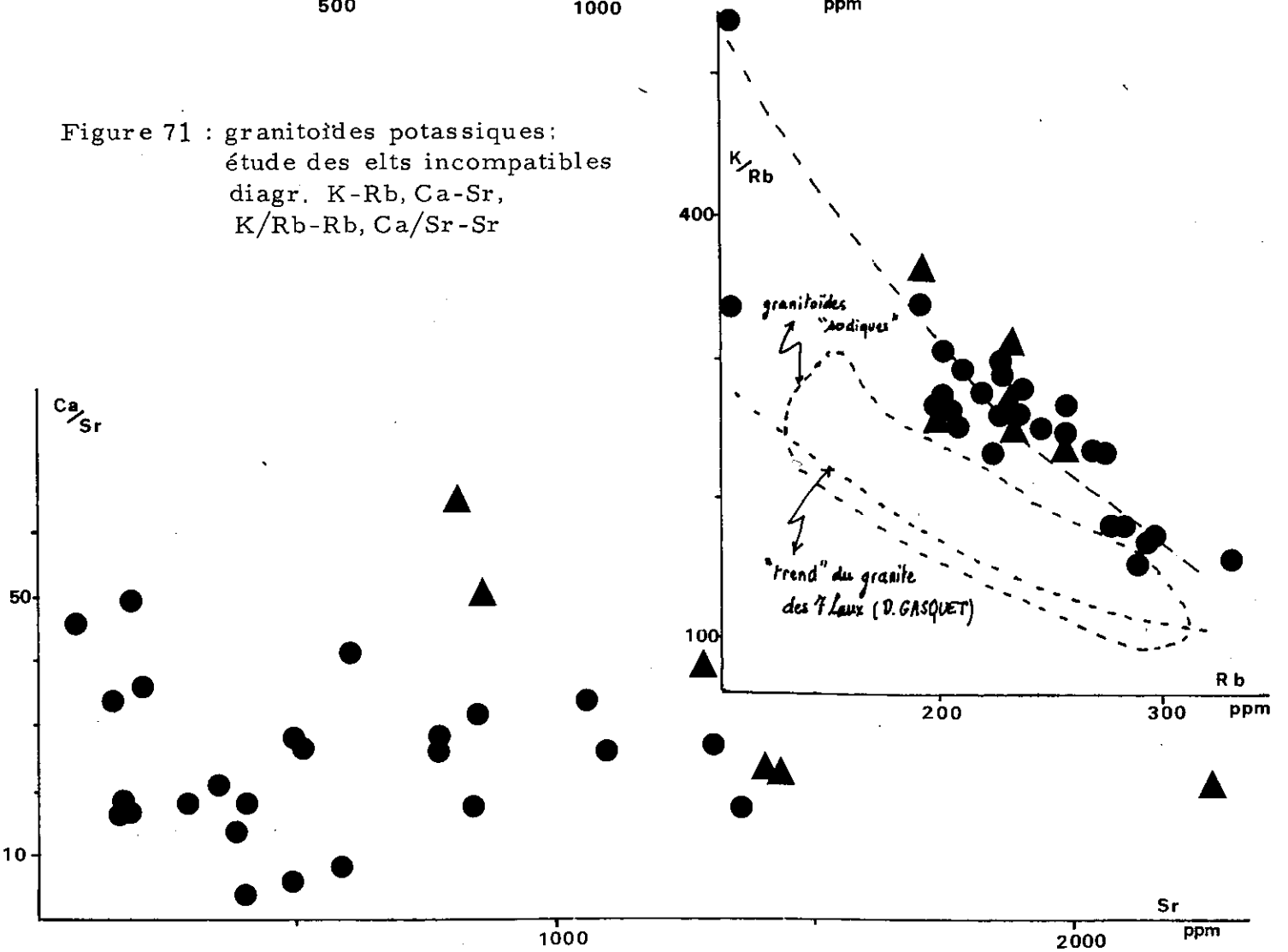


Figure 71 : granitoïdes potassiques :
étude des elts incompatibles
diagr. K-Rb, Ca-Sr,
K/Rb-Rb, Ca/Sr-Sr



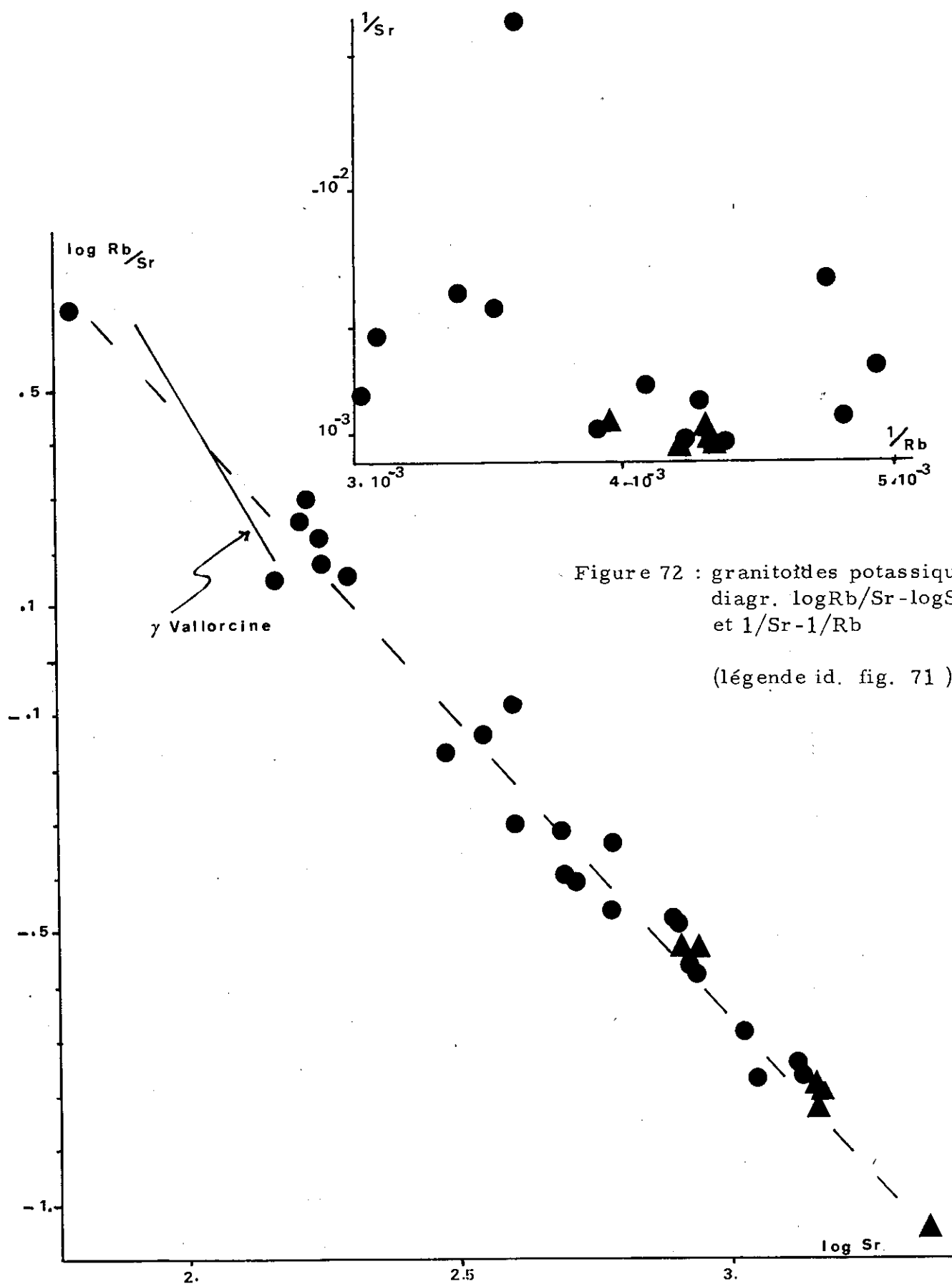


Figure 72 : granitoïdes potassiques:
diagr. $\log Rb/Sr - \log Sr$
et $1/Sr - 1/Rb$

(légende id. fig. 71)

- L'étude des éléments-traces montre que les teneurs en Ni, V, Cr diminuent avec la différenciation (cf diagrammes IS - éléments-traces de Y. SIMEON, 1979). La teneur en Co tend à augmenter. La teneur en Pb, assez constante (moyenne de 45 ppm), semble indépendante. Le fluor a été dosé pour un échantillon de granite à Clermont Ferrand. La teneur est anormalement basse (250 ppm).

Remarque

Nous avons reporté sur les deux diagrammes (figure 63) consacrés aux "enclaves" du complexe du Col de Montjoie (gneiss biotitiques fins et "enclave" porphyroïde) le point figuratif d'une véritable enclave énallogène (PAL 91), affleurant sous les Lacs de Roche Noire, au sein du complexe granitoïde. Elle se distingue nettement de ces dernières, alors que son mode de gisement laissait envisager une origine équivalente. De même, cette enclave présente un chimisme différent de celui des schistes de la Série Verte supérieure, d'aspect assez semblable. Elle n'est donc comparable, à priori, à aucun des faciès encaissants, mais il se pourrait qu'elle soit entièrement assimilée par le granite de la Lauzière, puisqu'elle tend à se confondre avec ce dernier sur les différents diagrammes.

Il serait intéressant d'analyser l'enclave, plus massive, située au Grand Pic de la Lauzière. Son aspect est en effet proche de celui des schistes sériciteux de la Série Verte supérieure.

b) Les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère

Dans la classification de STRECKEISEN (figure 68), ce sont des syénites quartzifères, dans la classification de LACROIX, des monzonites.

Sur tous les diagrammes, (figures 69, 70, 71 et 72), nous constatons que les monzosyénites se comportent du point de vue géochimique de la même façon que le complexe granitoïde de la Lauzière. Elles s'alignent toujours sur les mêmes lignées de différenciation et semblent constituer l'équivalent, souvent en plus basique, des faciès monzosyénitiques du complexe granitoïde. Il est dès lors tentant de considérer que les deux formations sont cogénétiques et dérivent d'un même magma, très différencié au Nord de l'accident de Fond de France, et représenté au Sud seulement par des faciès basiques.

Une analyse a été effectuée sur un mobilisat basique formé aux dépens des schistes cristallins de la Montagne des Plans. Cette roche, prélevée près du lac de la Léchère, se différencie nettement, sur le terrain, des monzosyénites (qui y affleurent largement), mais se situe sur les mêmes lignées de différenciation sur les diagrammes IS - majeurs. Cette seule analyse n'a hélas pas grande signification.

c) Conclusions

Les granitoïdes potassiques constituent une lignée originale très différente de celle des granitoïdes "sodiques". Elle se caractérise par des teneurs anormalement élevées en potassium.

Cette anomalie est originelle (magma très riche en K) ou due à une contamination de l'encaissant. Nous penchons pour la première hypothèse, car si contamination il y a, elle semble plutôt se faire du granite vers son encaissant. (cf F-2-4).

D - DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES

D-1 Présentation de l'étude

Les terrains cristallophylliens du massif de la Lauzière s'étant révélés azoïques, seules les méthodes radiochronologiques peuvent, éventuellement, nous permettre d'avancer des âges absolus sur les recristallisations métamorphiques et les intrusions plutoniques.

A titre d'exemple des difficultés rencontrées pour dater les divers terrains des massifs cristallins externes, on peut prendre le cas de la Série Verte supérieure. Son âge est classiquement considéré comme dévonodinantien. Cette hypothèse est basée sur les considérations suivantes :

- elle présente de nombreuses analogies avec les faciès Culm des Vosges et du Massif Central ;
- elle se prolonge au Nord par la Série de Prarion-Pormenaz de R. LAURENT (1968), qui d'une part est recoupée par les granites de Pormenaz-Montées Pelissiers datés de 330 Ma, d'autre part à livré récemment une microfaune du Viséen supérieur (découverte de J. BELLIERE réf. : excursion 149 C, C. G. I. Paris 1980).

Or, les schistes d'Huez du Massif des Grandes Rousses, correlés par P. et C. BORDET (1960-63) à la Série Verte supérieure, ont été datés paléontologiquement du Paléozoïque inférieur (L. GIORGI et al, 1979).

Le problème essentiel est donc celui de la validité de ces corrélations. Pour notre part, nous pensons, comme Y. SIMEON(1979), que les faciès schisteux, typiques de la Série Verte supérieure, ne ressemblent pas aux schistes d'Huez. Seuls les faciès du Rochillon s'en rapprochent davantage, mais nous avons vu qu'il n'était pas évident de les rattacher à la Série Verte supérieure.

En résumé, il y a deux alternatives :

- ou bien les schistes d'Huez font partie de la Série Verte supérieure ; dans ce cas, d'une part celle-ci est d'âge paléozoïque inférieur et non dévonodinantien, et d'autre part les autres schistes cristallins au sein, desquels elle représente un remplissage de graben, sont infra à précambriens ;
- ou bien schistes d'Huez et Série Verte supérieure ne sont pas corrélables et, dans ce cas, cette dernière pourrait très bien être, comme le pensent

la plupart des auteurs, dévonodinantienne ; dans ce dernier cas, les raccords cartographiques seraient à revoir.

En ce qui concerne les datations radiométriques, elles sont rares dans le massif. Pour notre part, grâce à l'obligeance de Monsieur le Professeur M. ROQUES, nous avons, P. DEMEULEMEESTER et moi, effectué les premières datations sur le massif de la Lauzière, par la méthode Rb/Sr.

Ces résultats devraient être complétés, d'une part par des études, en cours, du BRGM sur les granites des 7 Laux et de St Colomban, et dont nous livrons sous toutes réserves les premiers résultats, (communiqués par D. GASQUET), d'autre part par les travaux de P. DEMEULEMEESTER (thèse en cours sur la géochronologie des massifs cristallins externes).

L'étude géochronologique que nous avons effectuée a été essentiellement axée sur le complexe granitoïde de la Lauzière ; ce n'est qu'accessoirement que nous avons essayé de dater le complexe du Col de Montjoie, les granitoïdes sodiques et les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère.

D-2 Le complexe granitoïde de la Lauzière

Ce granite très différencié, se prête bien à la méthode de datation Rb/Sr par isochrone, les rapports $87\text{ Rb}/86\text{ Sr}$ étant très étalés; nous avons analysé 10 échantillons de roche totale, dont les rapports $87\text{ Rb}/86\text{ Sr}$ sont compris entre 0,5 (faciès monzosyénitiques) et 17 (faciès leucogranitiques).

L'isochrone obtenue (figure 73) n'est pas excellente et demanderait à être affinée ; il manque en effet des échantillons à fort rapport Rb/Sr et des mesures sur minéraux séparés (en cours).

Plusieurs âges peuvent être proposés :*

- des âges conventionnels ; deux échantillons de rapport Rb/Sr élevé permettent de donner directement un âge conventionnel, en prenant un rapport initial ($87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$) arbitraire (0,710)

- échantillon 8755 : 198 Ma ;

- échantillon 8761 : 244 Ma ;

- un âge par isochrone; la régression linéaire double erreur a été résolue par la méthode de WILLIAMSON. Nous avons calculé l'âge sans tenir compte de l'échantillon 8761, qui apparait aberrant par rapport aux autres, sans que nous puissions expliquer pourquoi.

L'âge obtenu que nous retiendrons est :

$216 \pm 6\text{ Ma}$ (erreur 1σ)**

*Tous les âges sont calculés avec une constante de désintégration

$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}\text{ at/at/an}$ (STEIGER-JAGER) .

**L'erreur 1σ correspond à un intervalle de confiance de 63,8 % ; l'erreur 2σ à un intervalle de confiance de 95,4 % (quasi certitude du point de vue mathématique).

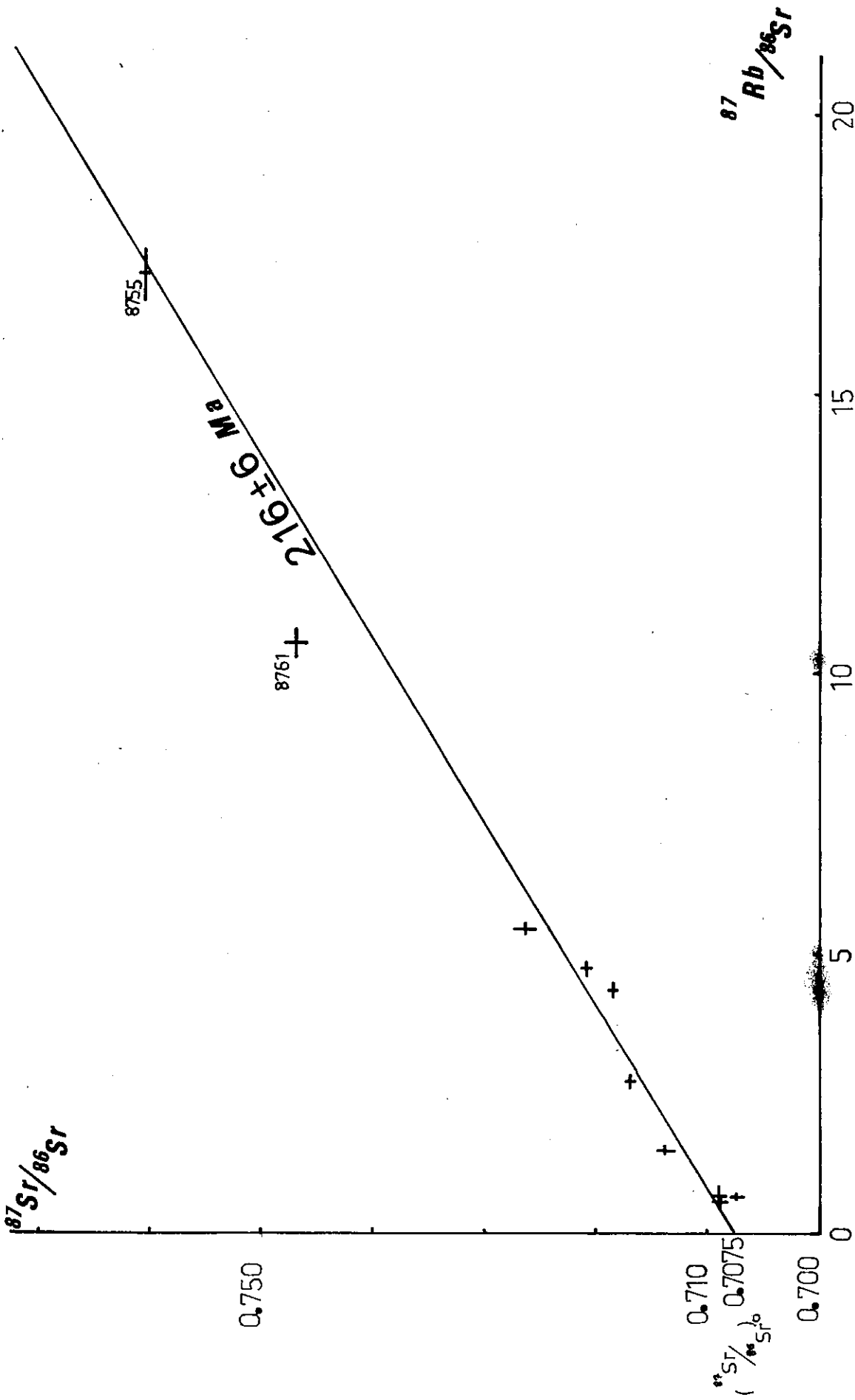


Figure 73 : isochrone Rb/Sr du complexe granitoïde de la Lauzière

La corrélation R est assez bonne (99,45) ; l'indice de dispersion (MSWD) est par contre médiocre (3,09).

Remarque

En ne tenant compte que des points bas de la courbe (c'est-à-dire en faisant abstraction des points 8761 et 8755), on obtient un âge de 214 ± 13 Ma (1σ).

Le rapport initial $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_0$ est de 0,7075. Cette valeur faible suggère une origine profonde pour le complexe granitoïde de la Lauzière.

D-3 Le complexe du Col de Montjoie

Il s'avère difficile de le dater avec précision, les valeurs des rapports $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ étant peu dispersées.

Nous disposons de 4 échantillons :

- 1 échantillon de leptynite d'aspect granitique ;
- 2 échantillons de gneiss porphyroïde ;
- 1 échantillon de gneiss amphibolique à schlieren.

Monsieur ROQUES avait en outre prélevé et analysé :

- 2 échantillons de gneiss porphyroïde (La Tour, en rive gauche de l'Arc, et le Preney) ;
- 1 échantillon d'ortholeptynite (La Tour) ;
- 1 échantillon de roche leucocrate, recoupant le complexe du Col de Montjoie (Le Preney).

Les points représentatifs des gneiss porphyroïdes définissent une "isochrone" assez passable (figure 74) ; l'âge obtenu ne doit être considéré qu'à titre indicatif : 662 ± 76 Ma (erreur 1σ).

Le coefficient de corrélation est de 97,2 %, l'indice de déviation $F = \text{MSWD}$ de 1,06 (cet indice est bon mais n'a pas grande signification lorsque les erreurs relatives sont grandes).

Le rapport initial $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_0$ est très faible (0,7033).

Les leptynites ne se placent pas sur l'"isochrone" (1 point en dessus, 1 point en-dessous) ; l'échantillon de leucogranite recoupant se situe par contre, peut-être fortuitement, sur cette dernière.

Remarque

Le BRGM a fait effectuer des datations sur les granites à mégacristsaux du complexe de St Colomban ; elles donnent un âge de 506 ± 70 Ma (2σ) (non encore publié).

- Echantillon M. ROQUES
- P Gneiss porphyroïde
- f Leptynite
- Gneiss amphibolique
- / Filon leucogranitique recoupant le complexe du Col de Montjoie

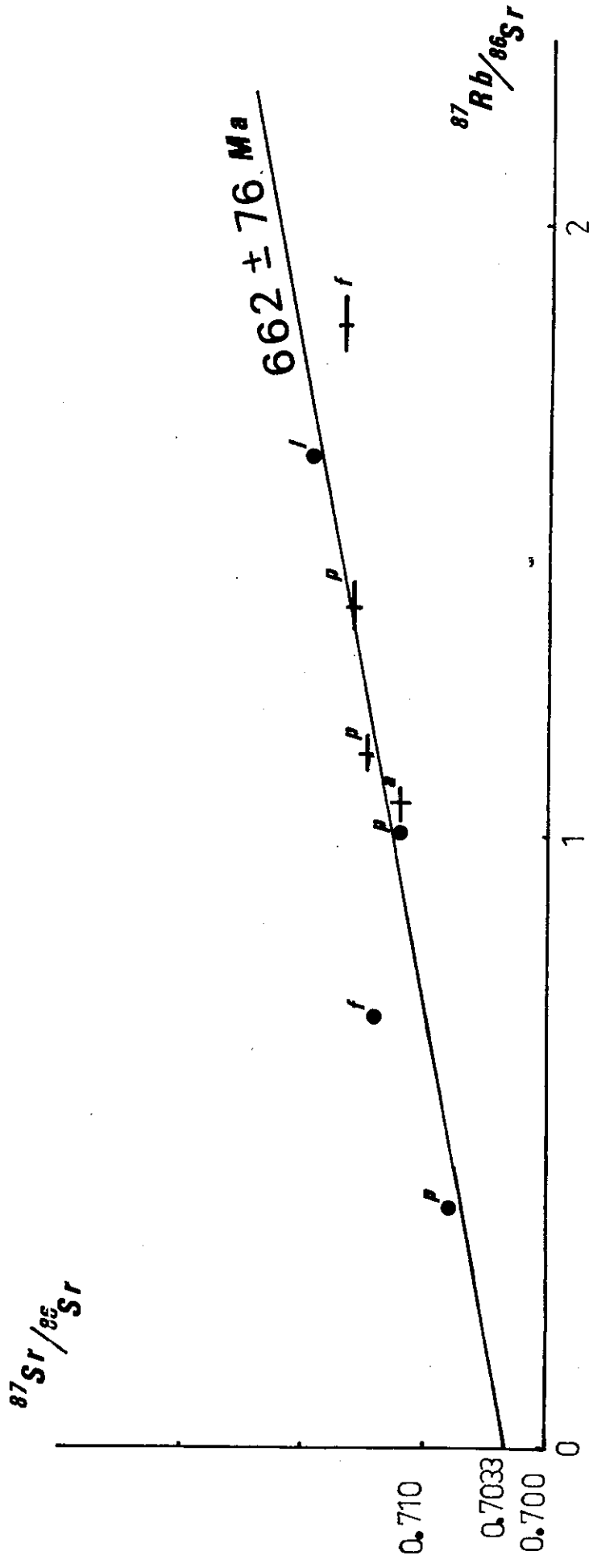


Figure 74 : isochrone Rb/Sr du complexe du Col de Montjoie

Le rapport isotopique initial est faible (0,7047).

D-4 Les granitoïdes sodiques

Nous n'avons analysé qu'un échantillon de granodiorite du Colomban et un échantillon de granite de Champoudru - Les Chavannes. Leur rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ s'avère trop faible pour permettre de les dater. Tout au plus constatons nous que ces deux échantillons présentent des rapports isotopiques comparables, et que leur rapport initial doit être faible (un peu plus faible que celui du complexe granitoïde).

Nous n'avons pas étudié le granite d'Epierre ; par contre le BRGM a fait analyser des échantillons du granite des 7 Laux, prélevés dans la galerie Arc-Isère. L'âge obtenu, qui pourrait correspondre à celui de tous les granitoïdes sodiques, est de $322 \pm 43 \text{Ma} (2 \sigma)$. Le rapport isotopique initial est faible (0,7066).

D-5 Les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère

Nous avons analysé 3 échantillons de monzosyénite. Nous voulions bien sûr démontrer que leur âge était le même que celui du complexe granitoïde.

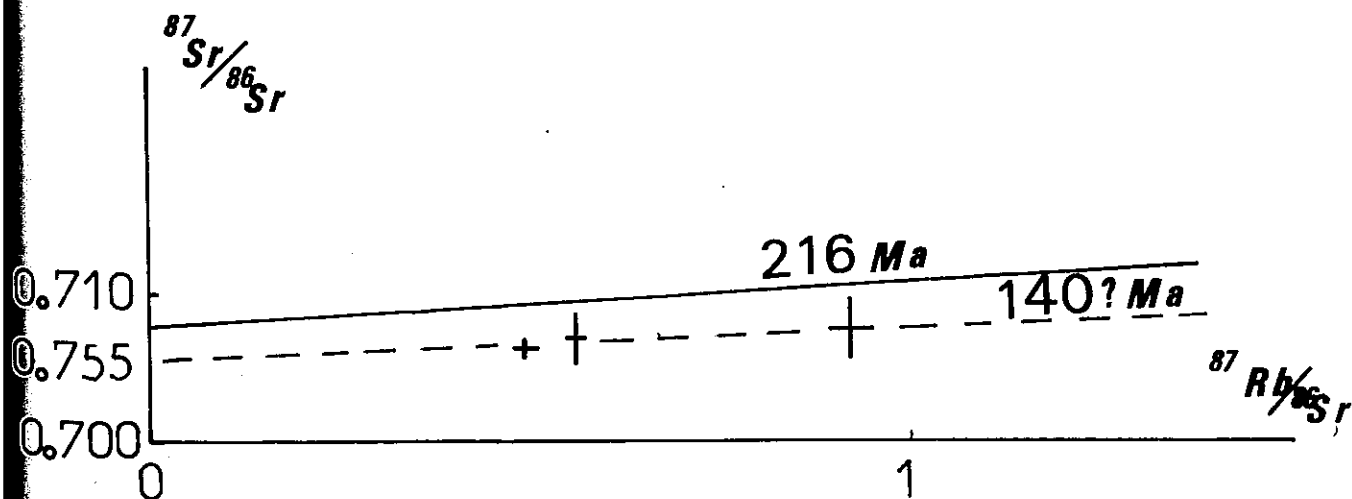


Figure 75 : "Isochrone" Rb/Sr des monzosyénites du Lac de la Grande Léchère

Le problème n'a pas été résolu, les rapports $87\text{ Rb}/86\text{ Sr}$ étant trop regroupés pour permettre de tracer une isochrone (figure 75).

A titre indicatif, l'âge obtenu est de 140 Ma, avec un rapport initial faible de 0,7055 (erreur très grande).

D-6 Conclusions

Nous disposons de plusieurs âges qu'il convient de manier avec prudence :

- 216 ± 6 Ma (1σ) : complexe granitoïde de la Lauzière, monzosyénites de la Grande Léchère (?)
- 322 ± 43 Ma (2σ) : granite des 7 Laux, autres granitoïdes sodiques (?)
- 506 ± 70 Ma (2σ) : granite porphyroïde du complexe de St Colomban ;
- 662 ± 76 Ma (1σ) : faciès porphyroïdes et amphiboliques du complexe du Col de Montjoie.

Si l'âge du granite des 7 Laux apparaît comme classique, les autres sont par contre plus originaux et demandent à être discutés (cf IV-F-3 et V).

E - ETUDE STRUCTURALE

Dans un premier temps, nous allons exposer les principaux traits structuraux des différentes formations. Puis nous changerons d'échelle et tenterons de dégager un modèle cinématique cohérent.

E-1 Traits structuraux des différentes formations

Nous examinerons les caractères structuraux des différentes formations d'Ouest en Est, c'est-à-dire du Synclinal Médian à la couverture mésozoïque dauphinoise.

E-1-1 Le granite d'Epierre

Ce granite est équant ou le plus souvent schistosé, surtout sur ses bordures. Il est découpé par des fractures de direction N 30° E (pendage de 45° SE), à l'origine parfois d'une véritable schistosité. Une deuxième famille de fractures, d'orientation ENE à EW (pendage vers le Sud) correspond à des zones broyées argilisées, mais parfois aussi à une schistosité fruste.

Sa bordure occidentale (en contact avec le Synclinal Médian) est laminée par une schistosité N 60° E (pendage de 40 à 70° SE).

Sa bordure orientale est affectée par une schistosité N 30° E (pendage de 60° E) ; des plans de fracture N 45° E (pendage de 60° NW) peuvent être enduits de talc, dont les fibres ont un pitch de 90°.

E-1-2 Les schistes cristallins à l'Ouest du massif de la Lauzière

On retrouve dans les gneiss migmatitiques du Bois des Ravères et dans la Série Verte supérieure les deux directions mises en évidence dans le granite d'Epierre :

- la direction N 30° E (pendage de 50° E), qui correspond à la foliation et apparemment à la stratification originelle ;
- la direction ENE à EW (pendage de 50 à 90° S), qui correspond

à un diaclasage dense, rarement à une véritable schistosité.

Quelques microplis postschisteux ont été observés dans la Série Verte supérieure. Leurs directions axiales sont assez anarchiques (N 30 à 130° E), mais leur prolongement constant (30° vers l'Est). Plus au Nord, Y. SIMEON (1979) avait mesuré des microplis d'axe NS à N 145° E plongeant de 30° vers l'Est (figure 76).

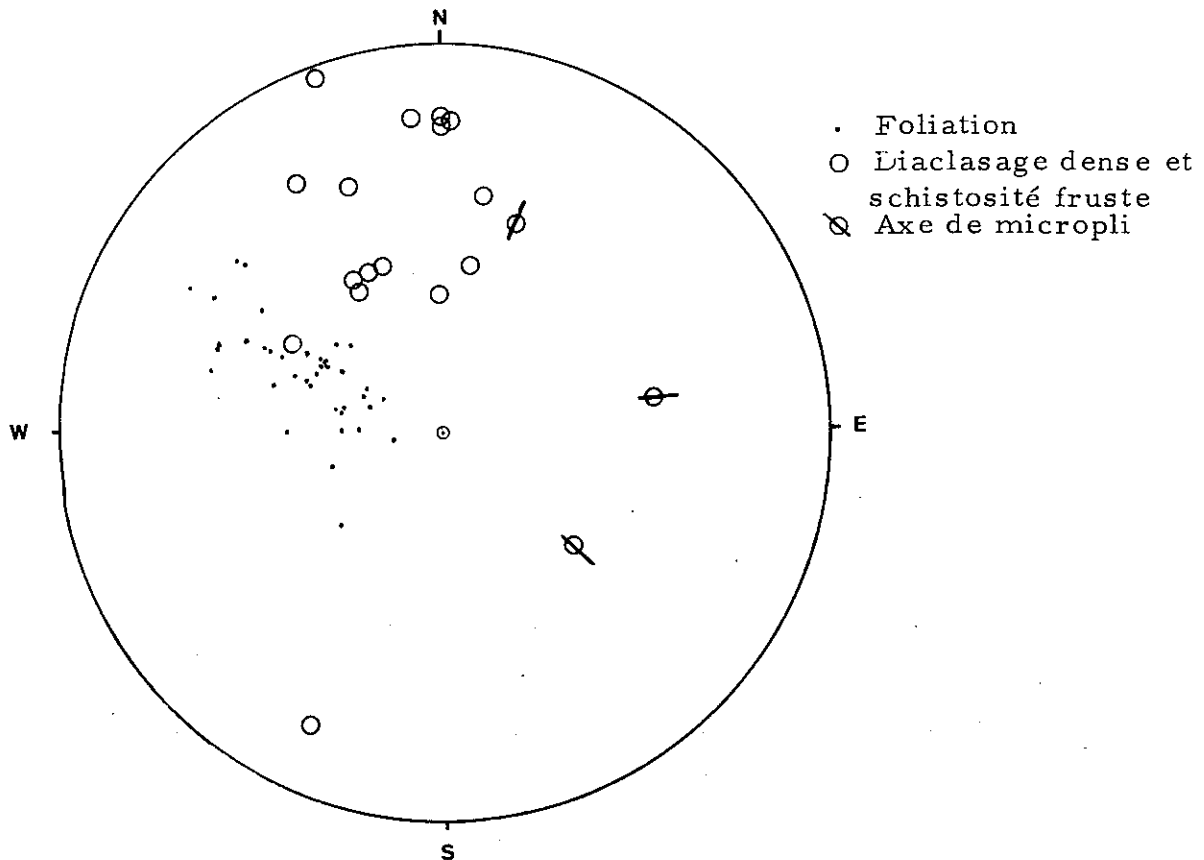


Figure 76 : les traits structuraux de la Série Verte sup.

E-1-3 Le complexe du Col de Montjoie

La foliation des gneiss de ce complexe semble s'incurver à l'échelle du massif (figure 77).

- Au Sud, au voisinage de la faille de Fond de France, sa direction est N 140 à N 170° E (pendage de 40 à 60° E). Elle se parallélise toutefois à l'Ouest avec celle de la Série Verte supérieure (N 30° E).

- Sur la crête de la Coutire, qui correspond grossièrement au plan axial de courbure, elle devient méridienne.

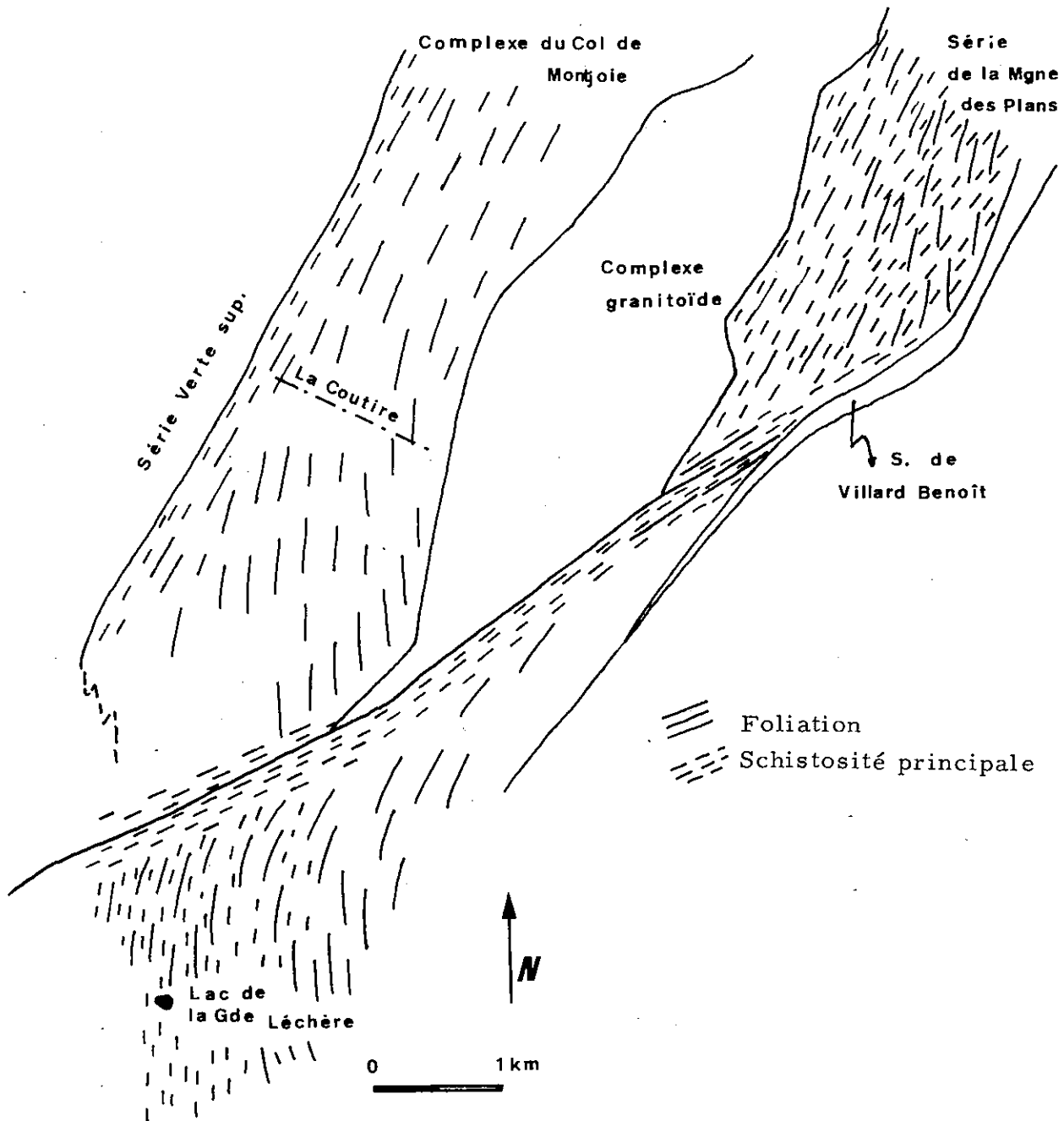


Figure 77 : carte schématique montrant les relations entre foliation et schistosité principale dans les séries du Col de Montjoie et de la Montagne des Plans

Au Nord, sa direction est N 30° E (pendage de 60 à 90° SE).

Une schistosité secondaire, de direction N 60° E (subverticale) s'observe très souvent.

Les failles correspondent à des couloirs mylonitisés décamétriques ; leur orientation est le plus souvent calquée sur celle de la foliation, ou celle de la schistosité secondaire. Les mouvements mesurés sont dextres dans les deux cas.

E-1-4 Les granodiorites du Colomban

Elles sont souvent orientées selon la direction de foliation des gneiss encaissants, et leur gisement correspond, à plus grande échelle, à des amas aux contours flous, étirés suivant ces mêmes directions.

E-1-5 Le complexe granitoïde de la Lauzière

Ce granite, équant, n'est jamais orthogneissifié. Il est néanmoins très découpé et parfois schistosé, surtout sur ses bordures. Les principales directions de fractures mises en évidence sont les suivantes :

- N 30° E (subverticale) : c'est la direction d'allongement de la masse granitique ; elle correspond à des failles bordières induisant une véritable schistosité S1 ; les stries indiquent des mouvements décrochants-dextres ;

- N 60° E (subverticale) : elle correspond à des failles bordières relayant les failles N 30° E ; elle détermine, en intersectant ces dernières, un système d'amygdales à toutes les échelles (figure 78). La plus importante de ces failles est l'accident de Fond de France. La fracturation N 60° E s'accompagne d'une schistosité secondaire S2 surimposée à S1 ; les stries indiquent des mouvements décrochants-dextres ;

- N 145 à 170° E (subverticale) : ces directions correspondent à un diaclasage dense et parfois à des plans de mouvement, dont le jeu est décrochant-senestre ;

- N 110 à 135° E (fort pendage vers le NE) : ces directions correspondent à des ouvertures cicatrisées par des filons quartzo-chloriteux et carbonatés ; ces plans ont pu jouer tardivement en décrochements senestres, comme le montrent les stries aux épontes

des remplissages filoniens.

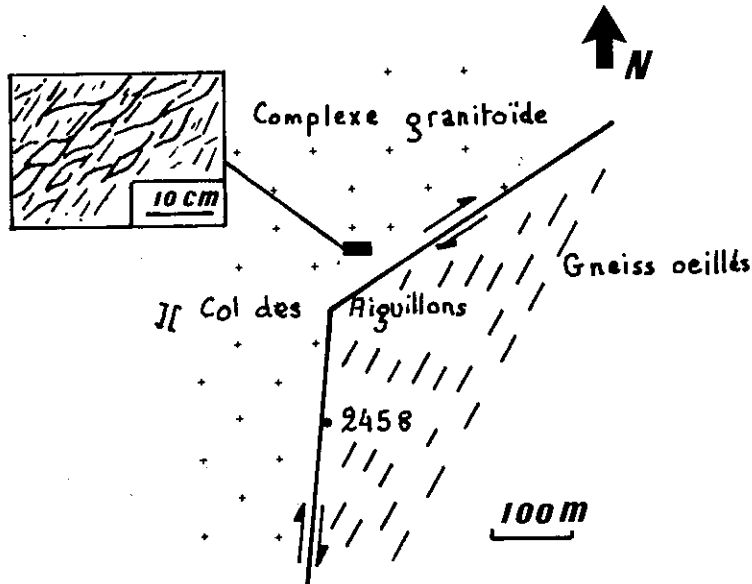


Figure 78 : schéma montrant à différentes échelles les relations entre les directions de fracturation N 30 et N 60° E

E-1-6 Les schistes cristallins à l'Est du massif de la Lauzière

Cet ensemble est recoupé par l'accident de Fond de France entre la crête de l'Homme de Beurre et le ruisseau de la Rave (au NW du Col de la Madeleine). Alors que cette faille est parfaitement individualisée quand elle sépare le complexe du Col de Montjoie et le complexe granitoïde de la Lauzière des schistes cristallins de la Montagne des Plans, elle ne correspond plus, au sein de ces derniers, qu'à un faisceau de fractures N 60° E que les lamine, et ne se poursuit pas dans la couverture liasique.

En supposant, comme nous le ferons, un jeu alpin important pour cet accident, nous sommes amenés à penser que le mouvement s'est engagé selon des directions obliques qui pourraient correspondre :

- aux plans de schistosité N 30° E découpant les schistes cristallins au Nord de la faille de Fond de France ;
- au système de failles limitant à l'Est l'amygdale que constitue le complexe granitoïde ;

- à la faille bordière de la série de Villard Benoît ;
- à la faille bordière de la couverture mésozoïque de la zone dauphinoise.

La faille de Fond de France induit, dans les schistes cristallins, une schistosité mylonitique N 30 à 60° E évoluant en plan de mouvement dextre.

- Au Sud de la faille de Fond de France, la foliation des schistes cristallins, qui semble correspondre à la stratification originelle, présente des directions N 160 à 180° E. Des plis isoclinaux et des plis ouverts N 160° E, droits et sans schistosité, s'observent localement. Une schistosité NS, calquée sur la foliation, se développe dans le secteur très tectonisé du Preney-Lac de la Grande Léchère.

- Aux abords de la faille de Fond de France, la foliation tourne et tend à se paralléliser avec la schistosité N 30 à 60° E induite par le jeu de cet accident (jeu dextre). Une deuxième schistosité, plus fruste, d'orientation N 150° E, correspond à des plans de mouvement senestres.

Les directions d'ouverture sont orientées N 90 à 120° E.

Le schéma semble donc être le suivant, d'après F. LILLIE qui a bien étudié ce secteur (figure 79).

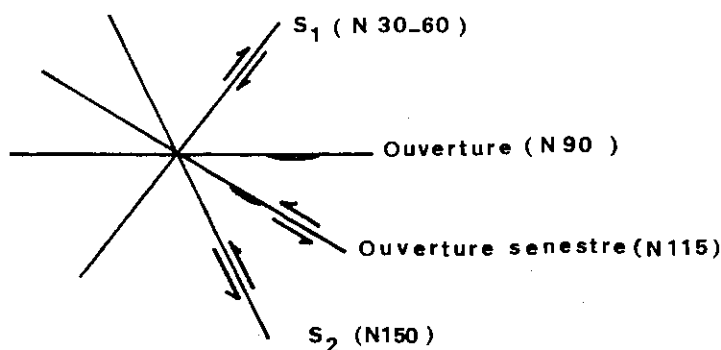


Figure 79 : système de fracturation dans le secteur du Preney-Lac de la Grande Léchère

- Au Nord de la faille de Fond de France, la foliation est parfois, comme au Sud, approximativement méridienne, mais semble le plus souvent infléchie selon des directions N 30° E (pendage vers l'Ouest), qui correspondent à une schistosité S1 observable à grande échelle. Cette schistosité n'est bien visible que quand elle est sécante sur la foliation, c'est-à-dire, en d'autres termes, lorsque cette dernière n'a pas été réorientée.

Des plis ouverts décamétriques présentent des axes N 110 à 150° E plongeant vers le NW.

Une schistosité S2 N 60° E, généralement fruste, se surimpose à la schistosité S1 et correspond localement à une schistosité de pli-fracture. Elle peut être directement liée au jeu des accidents N 60° E bordant à l'Est le complexe granitoïde de la Lauzière. On trouve les deux schistosités, S1 et S2, dans la Série de Villard Benoit.

E-1-7 La couverture mésozoïque

Nous avons étudié les sédiments liasiques au lieu-dit les Lauzes (ancienne ardoisière située à 1 kilomètre au Nord du Col de la Madeleine). Cet affleurement se situe en effet dans le prolongement de la faille de Fond de France, et il nous paraissait intéressant de mettre en évidence une éventuelle déformation de la couverture liée au jeu alpin de cet accident de socle.

Les éléments structuraux mis en évidence sont les suivants :

- la stratification S0 (N 52° E, pendage de 85° SE) ;
- une schistosité S1 (N40° E, pendage de 90° SE) déterminant le débit en lauzes ; lui sont liés des plans de fracture perpendiculaires dits de long grain ;
- une linéation d'étirement portée par S1 et plongeant de 30 à 50° vers le Nord ; l'étirement minimal, mesuré sur des bélemnites tronçonnées, est $e = \frac{L_1 - L_0}{L_1} = 0,8$ (pourcentage d'étirement de 80 %).

Cette étude se relève hélas trop ponctuelle pour permettre d'en tirer des conclusions à valeur régionale. Il serait intéressant de la compléter par des mesures sur des stations éloignées de l'axe de l'accident de Fond de France, pour savoir si les éléments mesurés sont ou non liés au rejeu alpin de cette faille.

E-1-8 Les granitoïdes au Sud de la Faille de Fond de France

Les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère affleurent sous forme de panneaux laminés, alternant avec les schistes cristallins orientaux. Leurs contacts sont toujours nets avec ces derniers et apparemment concordants.

Les monzosyénites et les schistes cristallins sont affectés par une même schistosité approximativement méridienne, et généralement confondue avec la foliation de ces derniers. Elle peut néanmoins être oblique par rapport à cette foliation, et dans ce cas, on constate que les monzosyénites ne sont plus concordantes, mais s'insinuent dans les plans de schistosité.

F. LILLIE a ainsi observé, à l'Ouest du hameau des Baracons, un affleurement montrant les relations suivantes entre les deux formations (figure 80) :

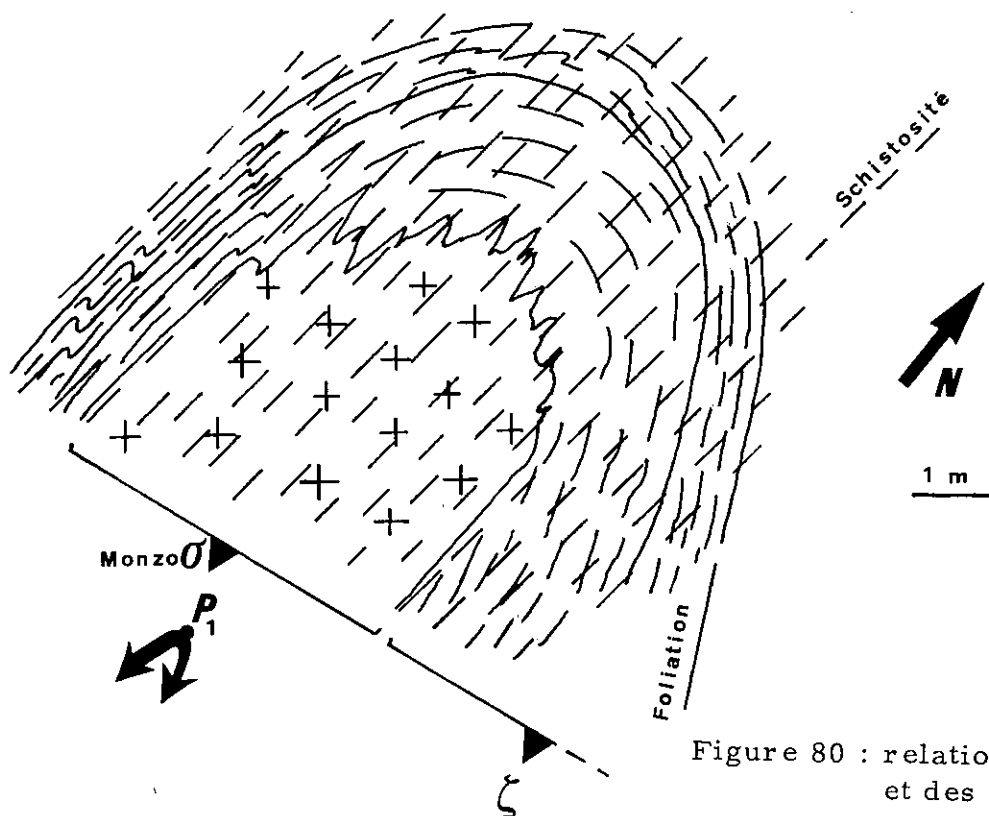


Figure 80 : relations des monzosyénites et des schistes cristallins au Sud de la faille de Fond de France

- les schistes cristallins microplissés (microplis P0 ou P1) sont ployés, dessinant une structure antiforme décamétrique (pli P1) ; cette structure est recoupée par une schistosité, qui à priori est postérieure au plissement, et non de plan axial ;

- les monzosyénites occupent le coeur de cette structure et s'insinuent selon les plans de schistosité.

Deux interprétations sont envisageables :

- 1 - la mise en place des monzosyénites est synschisteuse ;
- 2 - leur mise en place est postérieure à la phase de déformation affectant les schistes cristallins, mais anteschisteuse ; les deux formations sont dans ce cas en accordance tectonique, ayant été parallélisées lors de la phase de déformation responsable de l'apparition de la schistosité.

Les granitoïdes de Champodru - Les Chavannes sont également découpés par des fractures méridiennes, mais rarement schistosés

comme les monzosyénites. Nous n'avons pas observé leurs contacts avec l'encaissant gneissique.

E-2 La fracturation dans le massif de la Lauzière

Le document de base de cette étude est la carte de la fracturation, dessinée à partir des levés de terrain et de l'interprétation photogéologique (figure 81).

Le secteur étudié, correspondant, rappelons-le, à un maillon du rameau interne de Belledonne, est, des points de vues structural et lithologique, bien individualisé. Il est limité par deux grands accidents : l'un, occidental (le Synclinal Médian), le met en contact avec le rameau externe de Belledonne, et l'autre, oriental, le met en contact avec les sédiments mésozoïques de la zone dauphinoise (Synclinal de la Chambre).

E-2-1 Les accidents bordiers du rameau interne

a) Le Synclinal Médian

Il met en contact, dans le massif de la Lauzière, le granite d'Epierre puis, plus au Nord, les gneiss migmatitiques du Bois des Ravères prolongeant le groupe de St Rémy, avec les schistes de la Série Satinée (rameau externe). Sur la feuille Albertville 1/50 000, le contact s'effectue directement entre la Série Verte supérieure et la Série Satinée (coupe du Col de Basmont au Mont Bellacha). Nous avons, plus au Nord, déjà étudié cet accident dans le massif du Beaufortin.

Sa direction est dans le massif de la Lauzière N 40 à 50 ° E, son pendage de 40 à 60 ° vers le SE. Nous n'avons pas observé de terrains sédimentaires, mais il en pince peut-être un peu car le contact direct Série Satinée -rameau interne n'a jamais été observé (contact masqué par du recouvrement quaternaire). Ces terrains affleurent par contre largement un peu plus au Nord (Col de Basmont).

L'étude structurale nous a permis de mettre en évidence, dans le granite d'Epierre et jusque dans la Série Verte supérieure, une schistosité ENE à EW et une schistosité N 30° E (pendage vers le SE) qui pourraient être liées au jeu de cet accident.

Nous n'avons déterminé aucun sens de mouvement, mais nous disposerons pour l'interprétation des résultats de D. GASQUET, qui a pu mener une étude structurale fine dans la galerie Arc-Isère.

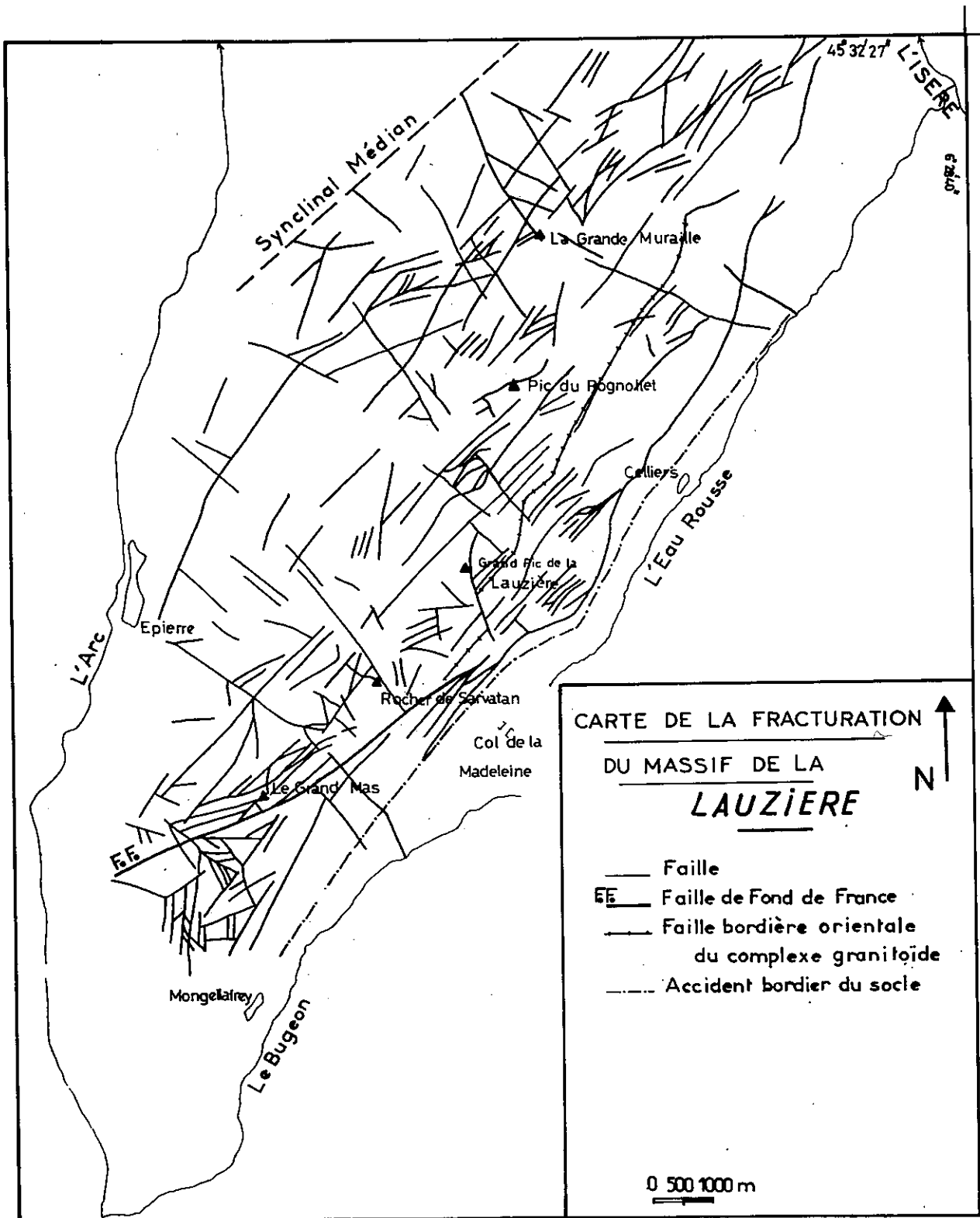


Figure 81 : carte de la fracturation du massif de la Lauzière (échelle 1/100 000)

b) L'accident bordier oriental du socle

Son jeu, très complexe dans le détail, correspond globalement à une remontée du socle par rapport à sa couverture mésozoïque.

E-2-2 La fracturation dans le rameau interne

Les directions de fracturation sont variées, mais semblent cohérentes à l'échelle du massif. Nous allons passer en revue les différentes familles de fractures.

a) Famille N 30-40° E

Cette direction est la plus représentée dans le massif de la Lauzière et ne correspond pas seulement à des fractures. En effet :

- c'est la direction de la foliation des schistes cristallins orientaux et des gneiss du complexe du Col de Montjoie ; plus précisément, c'est selon cette direction que tendent à se réorienter les structures primitivement SSE à NS, en dessinant de grandes virgations ; c'est donc une direction de glissement ;

- c'est la direction de schistosité principale, observée dans le complexe granitoïde d'une part, dans les schistes cristallins orientaux et les gneiss du Col de Montjoie d'autre part, lorsqu'elle n'est pas confondue avec la foliation.

Les fractures N 30-40° E montrent, comme les plans de schistosité, des mouvements dextres.

b) Famille N 60 - 70° E

Elle correspond à des fractures et à une schistosité souvent disposées en échelons par rapport aux directions N 30 - 40° E. Les mouvements observés sur ces plans sont également dextres. L'intersection des plans des deux familles détermine la formation de blocs losangiques à différentes échelles :

- 1. à l'échelle de l'échantillon, les schistosités N 30° et N 60° E délimitent des objets tectoniques de forme plus ou moins sigmoïde (figure 78) ;
- 2. de l'échelle de l'affleurement à l'échelle plurihectométrique s'observent des amandes limitées par des failles N 30 et N 60° E ; à titre d'exemple, la figure 82 correspond à une zone de polis glaciaires où la structure est bien visible en photo aérienne.

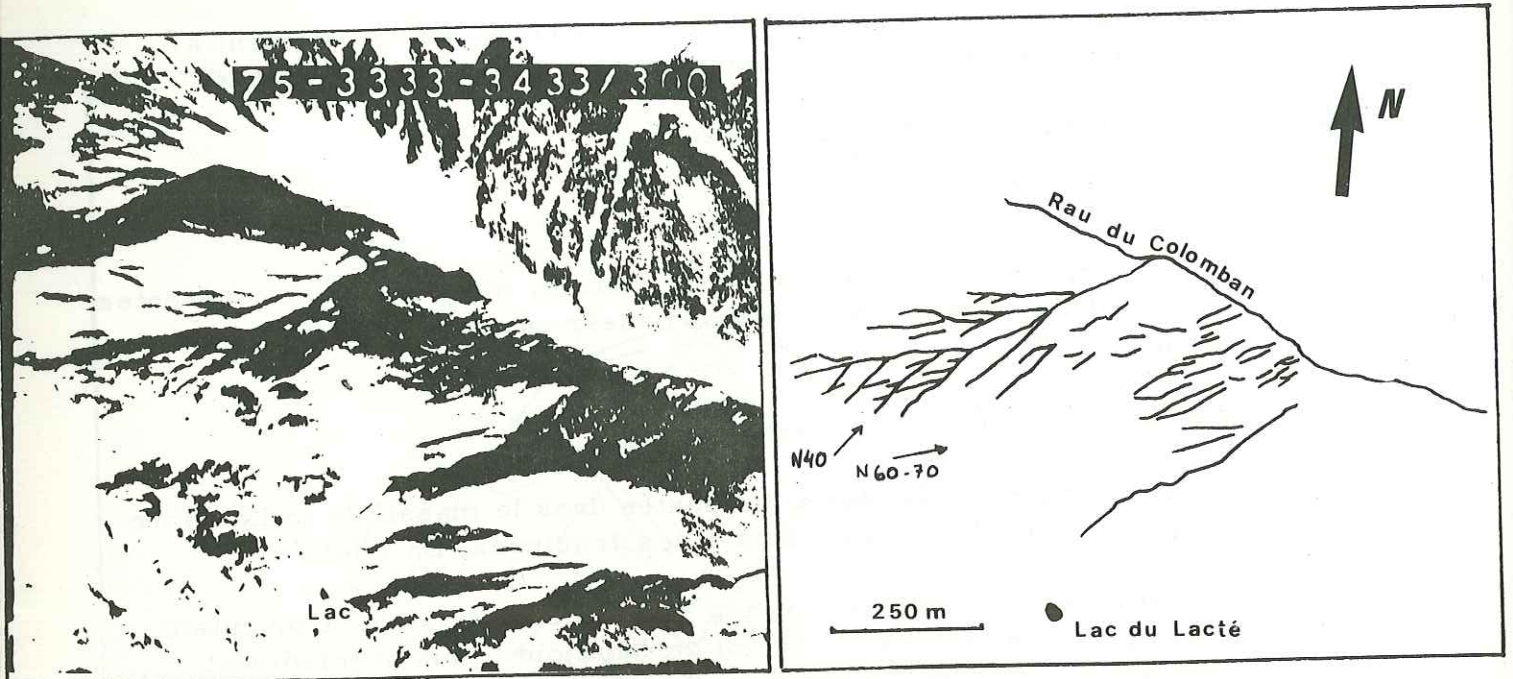


Figure 82 : fragment interprété de photo aérienne
(versant oriental du massif de la Lauzière)

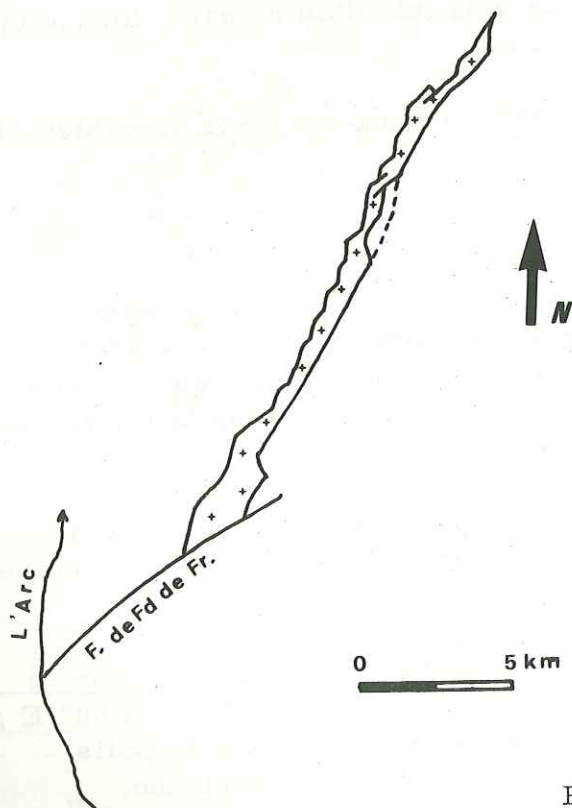


Figure 83 : carte schématique
du complexe granitoïde
de la Lauzière
(d'après M. GIDON)

-3. à l'échelle du massif ; la forme du complexe granitoïde de la Lauzière est celle d'une amande très étirée, elle-même constituée dans le détail d'un assemblage de blocs losangiques, plus ou moins décalés les uns par rapport aux autres par des plans d'orientation N 60° E de décrochement dextre.

La carte de M. GIDON au 1/250 000 est à cet égard très parlante (figure 83).

Deux configurations sont possibles :

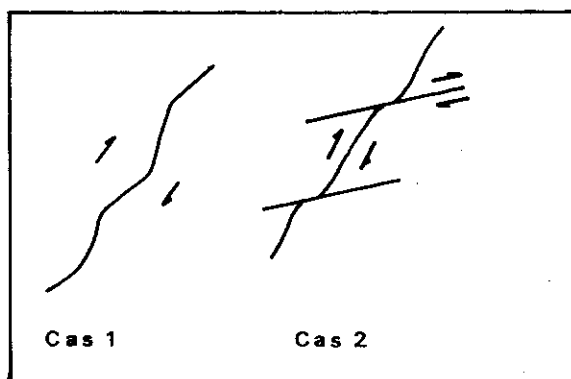


Figure 84 :

relations entre les fractures
N 30° E et N 60° E

- cas 1 : les plans N 60° E n'intersectent pas franchement les plans N 30° E ; les deux types de fractures semblent plutôt se relayer pour donner des accidents uniques de forme onduleuse ; exemples : les contacts tectoniques orientaux et occidentaux du complexe granitoïde.

- cas 2 : les fractures N 60° E recoupent les fractures N 30° E. Le jeu des premières est alors manifestement postérieur (nous avons vu à une autre échelle que la schistosité N 60° E pouvait recouper la schistosité N 30° E et même, dans les schistes cristallins orientaux, la déformer (schistosité de pli-fracture)) ; les accidents N 60° E dessinent alors en intersectant les accidents N 30° E des lignes brisées.

Exemple : la faille de Fond de France (figure 85). Cette faille N 60° E, de rejet très important mais hélas difficile à quantifier,★ recoupe les structures N 30° E ; les stries indiquent un mouvement dextre un peu chevauchant (la faille de Fond de France est subverticale ou pentée vers le NW et les stries observées plongent de 20° vers le Sud).

★En considérant que les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère sont l'équivalent, au Sud de la faille de Fond de France, du complexe granitoïde de la Lauzière, on arrive à un rejet cartographique dextre de l'ordre de 4 kilomètres ; les faciès corrélés ne sont hélas pas strictement équivalents puisque ce sont des faciès granitiques et non monzosyénitiques qui affleurent au Sud du complexe granitoïde.

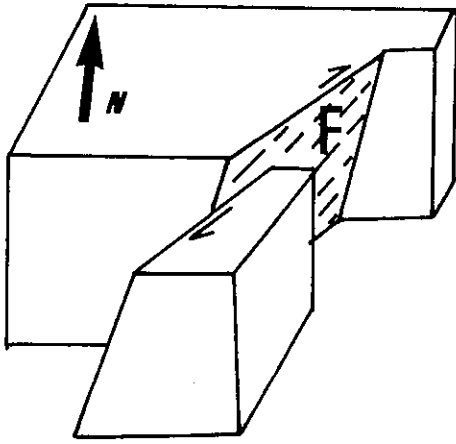


Figure 85 : bloc-diagramme schématisant le jeu visible de la faille de Fond de France

c) Famille N 110 - 150° E

La direction N 150 est celle de failles senestres et, au Sud de la faille de Fond de France, celle d'une schistosité fruste évoluant en plan de mouvement senestre. Des failles grossièrement N 110 ressortent très bien dans la morphologie. Elles semblent avoir joué tardivement et ne présentent pas de rejets conséquents, puisqu'elles recoupent, sans les décaler, les fractures N 30 et N 60° E (certaines failles semblent, sur photo aérienne, recouper l'accident de Fond de France).

d) Famille N 0 - 10°

Elle caractérise le secteur très tectonisé du Preney-Lac de la Grande Léchère, situé au Sud de la faille de Fond de France. Elle correspond à des grandes failles dextres se greffant en arêtes de poisson sur l'accident de Fond de France, et à une schistosité.

e) Famille N 90 - 135° E

Rappelons pour être complet que les directions N 90 - 120° E, dans les schistes cristallins, et N 110 - 135° E, dans le complexe granitoïde, correspondent à des zones d'ouverture, ayant éventuellement joué en décrochement dextre.

E-3 Essai d'interprétation ; modèle cinématique

Après avoir décrit, à différentes échelles, la structure du massif de la Lauzière, nous allons dans ce paragraphe nous efforcer de dégager un modèle expliquant au mieux nos observations.

E-3-1 Rappel des éléments d'une zone de décrochement

Une zone de décrochement apparaît à $(\pi/4 - \varphi/2)^\circ$ d'une contrainte principale majeure σ_1 , φ représentant l'angle de frottement interne du matériau. Elle ne se résout pas généralement à un seul grand plan de glissement, mais à de nombreuses fractures organisées en échelons. On distingue :

- des fractures D ou cisaillements parallèles, de même direction et de même sens que le décrochement ;
- des fractures conjuguées dites de Riedel ; les unes sont de même sens que le décrochement et font avec ce dernier un angle de $\varphi/2^\circ$ (R_D) ; les autres ont un sens contraire et font avec lui un angle de $(\pi/2 - \varphi/2)^\circ$ (R'_D) ;
- des fentes d'extension T parallèles à σ_1 ;
- des cisaillements P de même sens que le décrochement et symétriques de R_D par rapport à ce dernier.

Ces différentes familles individualisent en s'intersectant des blocs de forme variée ; le jeu simultané des différents types de fractures peut également déterminer la création de zones d'ouverture.

A titre d'exemple, le schéma de la figure 86 montre que les plans R_D peuvent jouer en extension, lorsque le mouvement sur D est nettement prépondérant.

E-3-2 Cadre géotectonique général

Le modèle que nous proposerons est inspiré des travaux de P. VIALON, qui nous a aimablement conseillé.

Rappelons tout d'abord que la part des phénomènes alpins dans l'architecture actuelle des massifs cristallins externes est un point discuté.

Pour certains, la tectonique alpine n'a consisté qu'en une surrection d'ensemble du socle, sans déformations internes importantes (simple réactivation des structures). Pour P. VIALON au contraire, la tectonique alpine, loin d'être négligeable, est responsable du découpage du socle cristallin qui, au même titre que sa couverture, a été intensément déformé. En outre, elle a plus ou moins effacé les structures préexistantes, qu'il apparaît donc assez vain de chercher à reconstituer. Tout au plus pouvons-nous caractériser les phases anciennes de déformation souple qui ont affecté les séries cristallophylliennes encaissant les granitoïdes.

* Nous considérons, pour simplifier, que σ_1 est confondue avec Z (raccourcissement maximal).

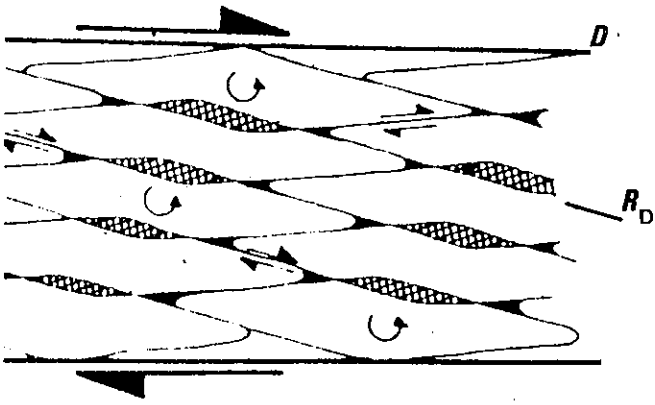


Figure 86 : schéma expliquant
la création d'ouvertures
selon les directions RD
(JP. ROBERT 1976)

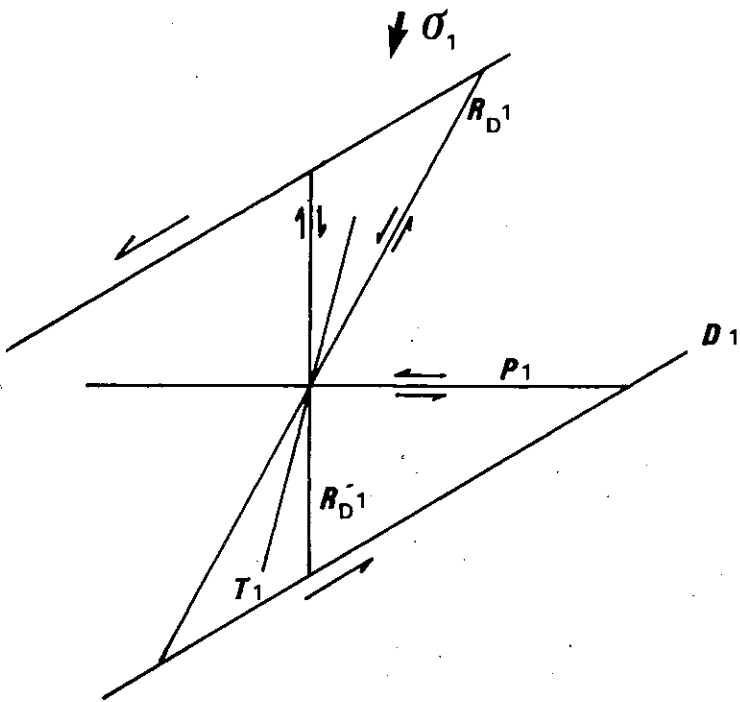


Figure 87 : système de fracturation
au temps 1

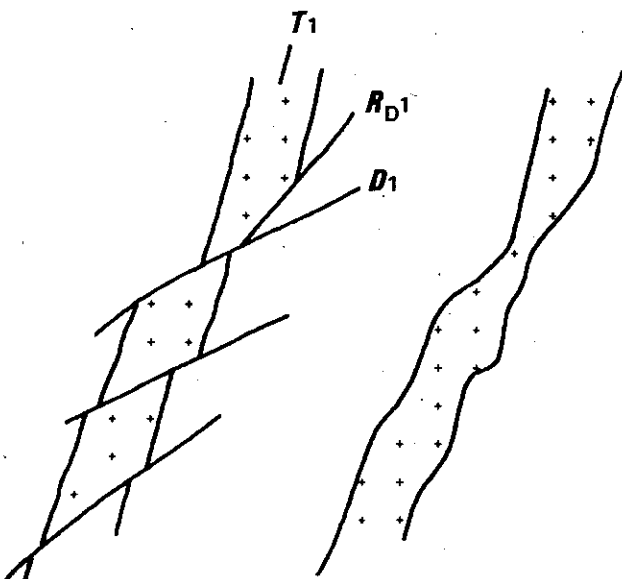


Figure 88 : schéma de mise en place
du complexe granitoïde
de la Lauzière lors de la
phase de création

E-3-3 Modèle cinématique proposé

Ce modèle est arbitrairement décomposé en deux temps.

a) Temps 1 : phase de création

Une contrainte approximativement méridienne s'est exercée à l'aube des temps alpins sur le socle vraisemblablement prédécoupé (pour ARTHAUD et MATTE, 1975, cette direction de compression caractérise l'époque tardihercynienne, entre 310 et 270 Ma).

Elle correspondrait à une période d'extension contemporaine de l'ouverture de l'océan thétysien (création des bassins au Trias et au Lias amorcée par l'ouverture des bassins continentaux tardihercyniens). Elle se traduit par un découpage du massif en blocs limités par des accidents décrochants.

Dans le massif de la Lauzière, la phase de création se traduit par le système de fracturation suivant (cf figure 87):

DI	: N 60 - 70° E	senestre
RDI	: N 30 - 40° E	senestre
R'DI	: N 0 - 10° E	dextre
P ₁	: N 90 - 100° E	senestre
T ₁	: N 15° E	ouverture.*

Les directions D₁ correspondent aux grands accidents de type cévérol (faïlle de Fond de France) ; les directions RDI correspondent à des accidents du type Sillon Houiller (Synclinal Médian) ; les directions N 0 - 10° et N 90 - 100° E sont observables dans le massif de la Lauzière, mais nous ne savons pas si nous devons les rapporter à la première phase de déformation (R'DI et P₁).

Nous voyons que dans ce système, les directions N 15° E (T₁) à N 30 - 40° E (RDI) sont des directions d'extension ; or, ce sont justement les directions de nos granitoïdes intrusifs (granitoïdes sodiques et potassiques).

Nous pouvons dès lors supposer que la granitisation s'est effectuée à la faveur de détentes dans un système de compression NS, à priori en deux temps :

- granitisation "sodique" tardihercynienne ;
- granitisation potassique (complexe granitoïde de la Lauzière, monzosyénites du Lac de la Grande Léchère) permotriasique (216 Ma ?).

 *Ce système correspond à un angle de frottement interne de 60°, valeur élevée mais admissible pour des terrains cristallins et cristallophylliens.

L'exemple le plus démonstratif (figure 88) est celui du complexe granitoïde, dont les contacts, toujours très francs, suggèrent une mise en place à la manière de celle d'une fente d'extension (F. LILLIE; com. orale).

Cette phase de distension se traduit également par l'ouverture des bassins sédimentaires du "Synclinal de la Chambre" et du Synclinal Médian.

Remarque : Soulignons que les terrains sédimentaires sont visibles dans le Synclinal Médian lorsque l'orientation de celui-ci est plutôt méridienne. Or, comme sur notre terrain elle tend à se paralléliser avec DI, ils ne sont plus observables, ou du moins ne doivent pas être très puissants ; on peut expliquer ce fait en invoquant les phénomènes de transpression et de transtension (figure 89).

b) Temps 2 : phase de compression

Elle correspond à l'orogénèse alpine proprement dite (Eocène - Oligocène). Une compression approximativement E - W se traduit par un aplatissement général et par un boudinage du socle à la faveur des accidents préexistants. Le système de fracturation est le suivant (cf figure 90) :

D II	:	N 30 - 40° E	dextre
RD II	:	N 60 - 70° E	dextre
R'D II	:	N 90 - 100° E	senestre
P II	:	N 0 - 10° E	senestre
T II	:	N 75 - 85° E	ouverture.

Les mouvements observés sont contemporains de cette phase, qui est responsable en outre de la création de plusieurs schistosité :

- schistosité S1 parallèle à D II
- schistosités S2 et S'2 parallèle à RD II et R'D II.

La direction D II de glissement principal détermine l'étirement des schistes cristallins ; c'est sur elle qui tend à se paralléliser la foliation au voisinage des zones mobiles.

Les fractures RD II peuvent être individualisées (elles recoupent alors les fractures D II) ou tendent à se paralléliser avec ces dernières. Nous avons vu ainsi que la faille de Fond de France correspondait, tant qu'elle moulait des formations rigides (complexe du Col de Montjoie et complexe granitoïde) à un accident dextre bien marqué, et que son mouvement s'engageait, dans les schistes cristallins orientaux, selon les directions D II (failles bordières et schistosité S1).

Les fractures R'D II et T II (ouvertures senestres) présentent un large éventail de direction et tendent à se paralléliser entre elles.

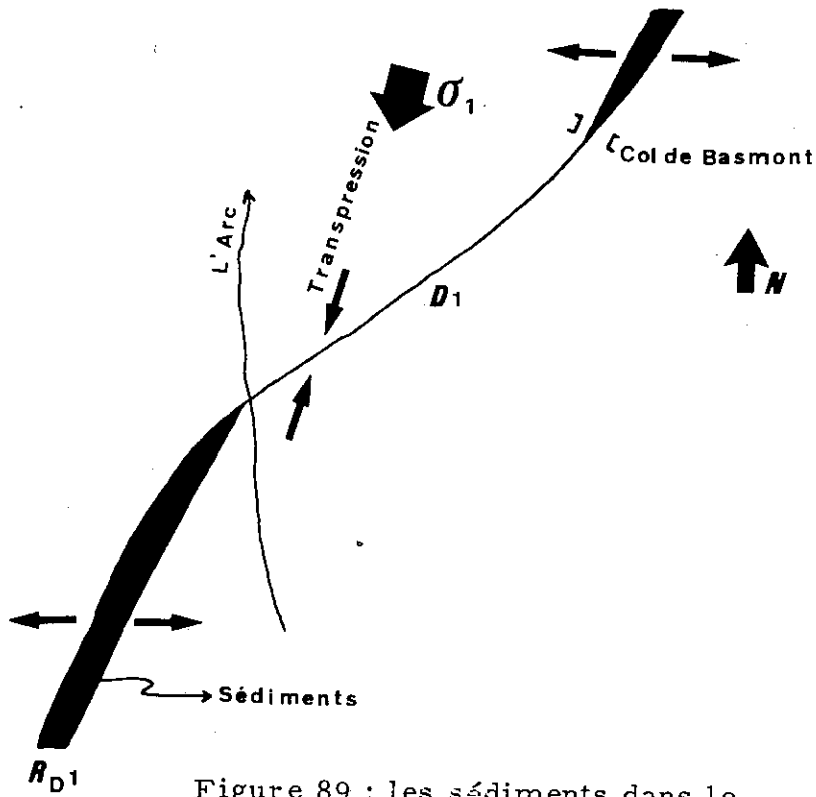


Figure 89 : les sédiments dans le Synclinal Médian.

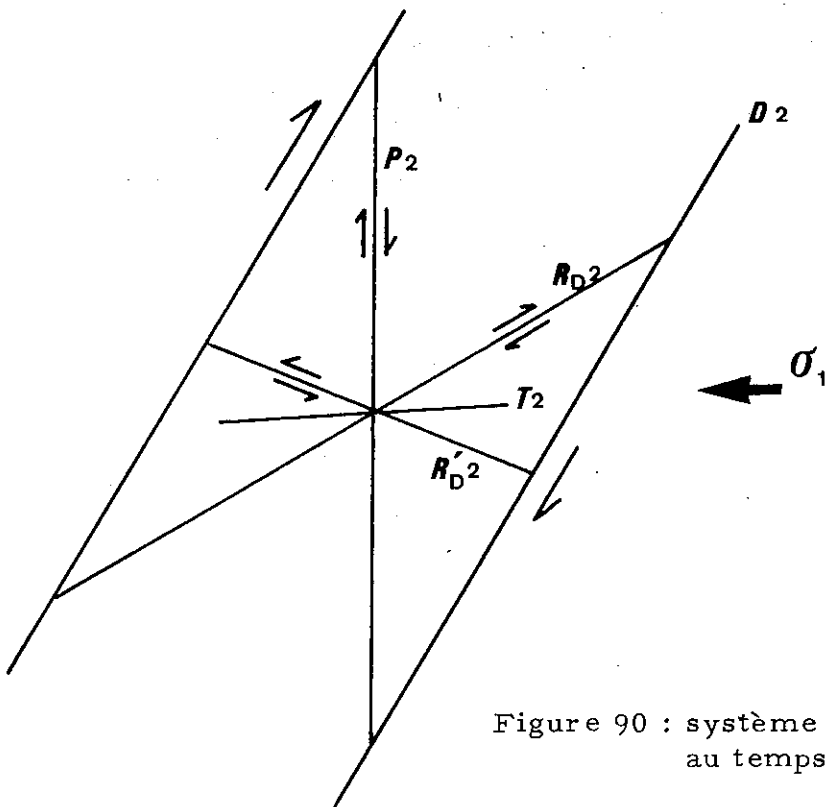


Figure 90 : système de fracturation au temps 2

Nous avons vu en effet que leurs directions oscillaient entre 90 et 150° E, alors que les valeurs théoriques sont N 75 - 85° E pour T II et N 90 - 100° E pour R'D II.

Ceci est dû au fait qu'elles sont tordues au fur et à mesure qu'elles se forment, les blocs subissant une rotation interne horaire (figure 91).

Ces fractures tendent aussi à s'ouvrir largement et nous avons vu qu'effectivement, les failles d'orientation approximativement N 110° E ressortaient très bien dans la morphologie, tout en présentant des rejets apparemment modestes.

Les fractures P II, dextres, caractérisent peut-être le secteur situé au Sud de l'accident de Fond de France. Elles lamineraient les monzosyérites qui, dans notre schéma, se sont mises en place lors de la première phase selon des directions T I (pratiquement confondues avec P II).

Remarque :

La phase de compression se traduit, pour G. MENARD (1979), par un clivage de la croûte expliquant son épaissement à l'aplomb des massifs cristallins externes. Le chevauchement frontal de Belledonne et le Synclinal Médian correspondraient ainsi à deux grands chevauchements courbés vers le NW, s'applatissant et s'amortissant en profondeur. Ces deux accidents provoqueraient un redressement des structures de plusieurs dizaines de degrés (figure 92). On conçoit dès lors que le complexe granitoïde, dont la mise en place se serait effectuée non pas dans des structures verticales, mais sous forme d'une lame pentée vers le SE, puisse présenter des critères de polarité.

Nous expliquerions ainsi le fait que dans la partie septentrionale du massif, les faciès monzosyéritiques affleurent à l'Ouest des faciès granitiques et que des faciès "leucogranitiques" se localisent sur la bordure orientale.

L'évolution du stade 1 (création) au stade 2 (compression) semble progressive et n'implique pas obligatoirement un changement radical du champ des contraintes.

La rotation externe antihoraire induite par le mouvement senestre entraîne en effet des mouvements dextres. Ces mouvements deviennent prédominants lorsque le système se bloque mécaniquement vers le SW et correspondent à une contrainte maximale locale approximativement EW. Le schéma de la figure 93, proposé par P. VIALON (1974) à partir des études de PAVONI - LAUBSCHER - KIRALY sur le Jura, illustre ces considérations.

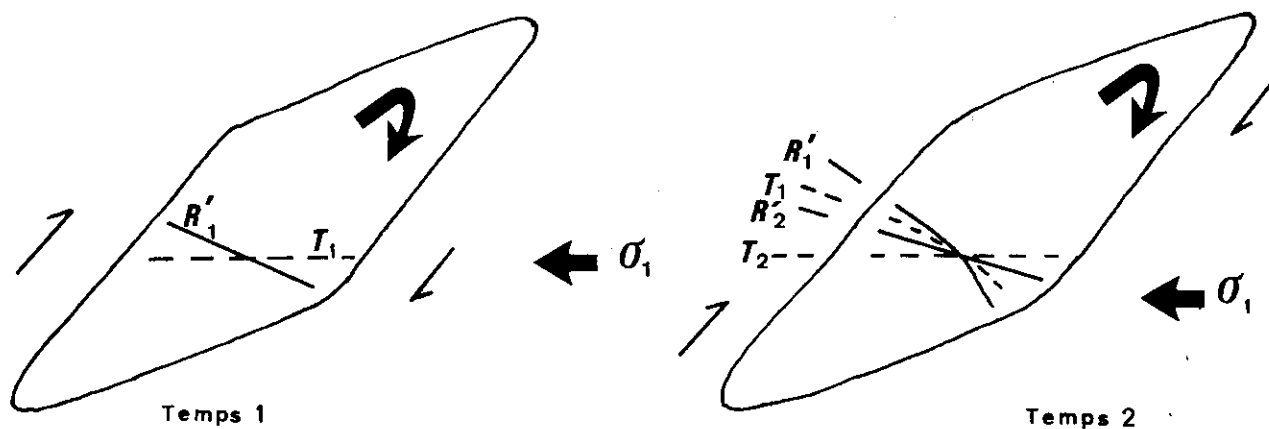


Figure 91 : rotation des fractures T_{II} et R'_{DII}
dans le mouvement dextre persistant

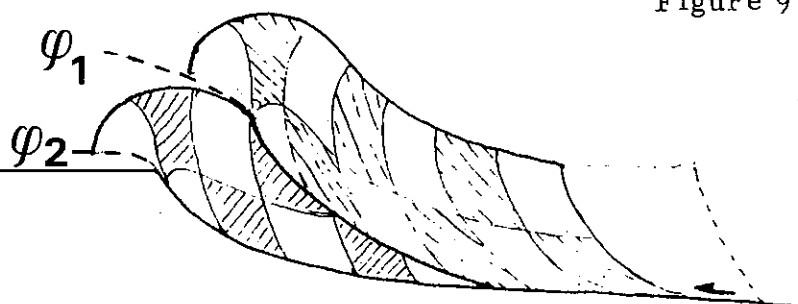


Figure 92 : redressement des structures
dans le rameau interne
de Belledonne, dû au
chevauchement du rameau
interne sur le rameau
externe (φ_1) et au
chevauchement du
rameau externe sur
le socle des massifs
subalpins (φ_2 =chevauchement
frontal de Belledonne)
(d'après G. MENARD)

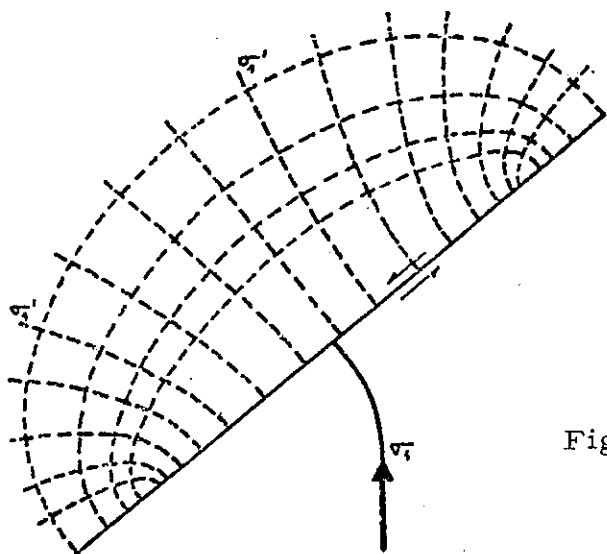


Figure 93 : principe de la déviation
et de la répartition
des contraintes maximales
(in P. VIALON 74)

Les mouvements tardifs, postérieurs à la surrection alpine, semblent avoir laissé une profonde empreinte dans la morphologie. Pour F. LILLIE (com. orale), il semble nécessaire d'invoquer la néotectonique pour expliquer certaines formes très tranchées, l'érosion différentielle semblant insuffisante. Ainsi, au Sud du massif, des dépressions rectilignes dans des zones de prairies (Le Grand Pré), des couloirs sur les lignes de crête colmatés par des éboulis à gros blocs (Roche Benite, le Grand Pré) ou des grands écroulements (Bois de l'Ours) pourraient être liés à une détente perpendiculaire à l'axe de la crête, éventuellement due à une surrection d'ensemble subactuelle du massif. Cette surrection est de l'ordre de 1 mm par an, comme l'attestent les mesures géodésiques et les datations sur les fentes alpines (POTY et al, 1974).

F - ESSAI D'INTERPRETATION

Au terme de l'étude géologique du massif de la Lauzière, nous allons proposer un schéma d'évolution intégrant au mieux les conclusions des études pétrologique, géochimique, géochronologique et structurale.

Ce schéma présentera bien sûr certaines lacunes, en raison du manque de données, ou de leur caractère soit incomplet, soit subjectif.

Aussi nous paraît-il bon de soulever et de discuter dans un premier temps les principaux points d'interrogation.

F-1 Le problème de l'origine et de l'âge des séries cristallophylliennes★

Nous avons distingué, lors de l'étude pétrographique, les séries suivantes :

- à l'Ouest du massif de la Lauzière :
 - . les gneiss de la série du Bois des Ravères, prolongeant vers le Nord le groupe de St Rémy de D. GASQUET (1979) ;
 - . la Série Verte supérieure ;
- à l'Est du massif de la Lauzière
 - . les gneiss de la Série de la Montagne des Plans, prolongeant vers le Sud les gneiss de Pussy Plan du Col zone est d'Y. SIMEON (1979) ;
 - . la série de Villard Benoit, prolongeant vers le Sud les micaschistes de Feissons sur Isère d'Y. SIMEON (1979).

Les relations de terrain ne permettent pas d'établir une chronologie relative de ces formations. Nous devons donc nous baser sur des arguments moins péremptaires, tels que les caractères métamorphiques des différentes unités et la géochimie.

F-1-1 Le métamorphisme

- Pour les gneiss du Bois des Ravères, le métamorphisme est de stade moyen :

$T = 630 \pm 30^\circ \text{C}$; $P = P_{H_2O} = 4 \text{ à } 6 \text{ Kb}$.

Il est localement responsable d'une migmatisation.

 ★ Nous faisons ici abstraction du complexe du Col de Montjoie, qui sera étudié dans le paragraphe suivant.

- Pour les gneiss de la Montagne des Plans, les conditions du métamorphisme semblent de même ordre ; c'est pourquoi Y. SIMEON (1979) a extrapolé pour les gneiss de Pussy Plan du Col zone est, qui se trouvent cartographiquement dans leur prolongement, les valeurs données par D. GASQUET pour les gneiss du groupe de St Rémy. Comme pour ces derniers, l'anatexie est localement atteinte.

- Pour la Série Verte supérieure, les conditions suivantes ont été proposées :

T = 500 °C ; P = 4 à 7 Kb.

Ce métamorphisme est de stade faible.

- Pour la série de Villard Benoit, les conditions n'ont pu être précisées (T = 450 à 600° C, P indéterminée).

Toutes ces séries ont été affectées par une (ou des) phase(s) rétro-morphique(s) épizonale(s) classiquement considérée(s) comme tardihercynienne(s) et/ou alpine(s).

Elles se traduisent par une chloritisation, une séricitisation, une altération des amphiboles, et par des néocristallisations (quartz, chlorite, épidote, calcite etc...).

F-1-2 Caractères géochimiques

Les gneiss de la série du Bois des Ravères dérivent d'une ancienne série volcanosédimentaire (volcanisme basique et sédimentation grésopélitique). De même, les gneiss de la série de La Montagne des Plans semblent avoir une origine grauwackeuse.

La Série Verte supérieure est une ancienne série grauwackeuse de type Culm.

La série de Villard Benoit présente des caractères détritiques dans le secteur étudié ; elle passe vers le Nord aux micaschistes de Feissons sur Isère, d'affinité volcanosédimentaire.

F-1-3 Conclusions

En l'absence de données géochronologiques, nous ne pouvons que constater une certaine similitude entre les gneiss des séries du Bois des Ravères et de la Montagne des Plans, qui présentent une origine comparable et un métamorphisme de même degré. Il se pourrait donc que ces deux séries soient de même âge, encore que leur caractères pétrographiques soient assez différents.

La Série Verte supérieure est à priori postérieure. Elle ne semble pas en effet avoir été affectée par le même métamorphisme, de stade

moyen, que les deux séries précédentes, mais par un métamorphisme de stade faible, probablement plus récent. Son âge est classiquement considéré comme dévonodinantien, mais nous avons vu qu'elle présentait des analogies avec les schistes d'Huez-Vaujany, datés paléontologiquement du Cambroordovicien par L. GIORGI et al (1979). Le métamorphisme de stade moyen affectant les séries plus ou moins migmatitiques serait donc antedévonien, et peut être même anteordovicien (infracambrien).

En ce qui concerne la série de Villard Benoit, nous n'avons aucun élément pour la situer dans ce schéma. Soulignons simplement, que du point de vue cartographique, elle semble passer vers le Nord, par l'intermédiaire des micaschistes de Feissons sur Isère, au complexe blastomylonitique du Beaufortin qui, pour Y. GROS (1974), est une ancienne série polycyclique. Il serait bien sûr nécessaire d'étudier avec soin la zone de contact entre ces deux ensembles.

F-2 Les problèmes posés par le complexe du Col de Montjoie

Si cette série apparaît, sur notre terrain, comme un ensemble assez bien individualisé, elle pose par contre de nombreux problèmes quand on cherche à la replacer dans son cadre régional.

Les gneiss du complexe du Col de Montjoie sont en contact, à l'Ouest, avec la Série Verte supérieure, à l'Est, avec les granodiorites du Colomban et le complexe granitoïde de la Lauzière.

Au Nord, ils sont relayés par les gneiss de Pussy Plan du Col zone ouest d'Y. SIMEON (1979).

Vers le Sud, ils sont interrompus par la faille de Fond de France, mais ils présentent des analogies avec certains faciès du complexe de St Colomban situé en rive gauche de l'Arc.

Nous allons successivement traiter du problème de l'origine des différents faciès, puis nous envisagerons delui de l'existence éventuelle d'une phase métasomatique, invoquée par F. CARME (1978).

F-2-1 L'origine des faciès leptynitiques et amphiboliques

Les leptynites dérivent vraisemblablement par orthogneissification de roches éruptives leucocrates à grain fin (granites, microgranites ?), en raison d'une part de leurs caractères pétrographiques et géochimiques, d'autre part du fait qu'elles recoupent parfois les autres faciès du complexe.

Les gneiss amphiboliques à schlieren semblent, eux aussi, avoir une origine magmatique. Ils pourraient être plus ou moins liés génétiquement aux leptynites, dont ils représenteraient les précurseurs basiques.

F-2-2 L'origine des gneiss porphyroïdes

Le premier problème qui se pose est celui de l'origine des mégacristaux. Nous envisagerons ensuite celui de l'origine de la formation elle-même.

Disons de suite que ces problèmes sont complexes, car les faits d'observation peuvent être interprétés de façon contradictoire. Pour simplifier, nous présenterons successivement les arguments en faveur de deux hypothèses extrêmes. La troisième, plus nuancée, sera celle que nous retiendrons.

a) L'origine des mégacristaux de feldspath

L'étude des formations à mégacristaux feldspathiques du massif de Belledonne fait l'objet de la thèse de 3^e cycle, en cours, de D. BONNET. Elle devrait permettre de mieux cerner leur origine.

En gros, deux hypothèses sont envisageables sur l'origine de ces mégacristaux, essentiellement de feldspath potassique : ou bien ils sont hérités, ou bien ils sont porphyroblastiques.

- En faveur d'une origine primaire (antémétamorphique), nous pouvons invoquer :

- . leur forme automorphe et leur taille ;
- . le fait que leurs inclusions sont disposées concentriquement et non parallèlement à l'orientation de la roche ;
- . le fait que des inclusions peuvent ne pas se retrouver en dehors des mégacristaux, par exemple la biotite chloritisée, mais cet argument est sans doute assez léger ;
- . leur répartition souvent erratique dans la roche, leur concentration en "bouffées" d'aspect magmatique ou éventuellement sédimentaire (chenaux).

- En faveur d'une origine blastique, on ne peut guère invoquer que l'argument suivant : présence de cristaux automorphes, centimétriques ou pluricentimétriques, de microcline dans les leptynites, surtout au contact des gneiss porphyroïdes et accessoirement dans les filons leucogranitiques recoupant le complexe du Col de Montjoie. Leur aspect est celui de phénoblastes, et suggère l'existence d'une phase de métasomatose potassique à l'échelle de la formation (cf F-2-4). Il est néanmoins très probable qu'il s'agisse de phénocristaux, cristallisés précocement dans ces faciès à tendance subvolcanique.

En ce qui nous concerne, nous penchons franchement pour une origine héritée des mégacristsaux, sans toutefois éliminer l'intervention de phénomènes métasomatiques, conduisant soit à un nourrissage des feldspaths initiaux, soit à leur recristallisation plus ou moins complète. En tous cas, nous n'avons pas observé deux générations de microcline, comme a pu le faire D. GASQUET (1979) dans le granite porphyroïde de St Colomban : "le microcline 2 (métasomatique) peu perthitique et limpide, forme la partie externe des porphyroblastes et peut coexister dans la mésostase à côté du microcline 1 (hérité)".

b) L'origine de la formation

1° hypothèse : les gneiss à mégacristsaux sont d'anciens granites porphyroïdes orthogneissifiés

Ils seraient alors l'équivalent des granites porphyroïdes du complexe de St Colomban. En effet, ils présentent localement de nombreuses analogies avec ces derniers : aspect parfois franchement granitique, concentrations de mégacristsaux évoquant plus des bouffées magmatiques que des figures sédimentaires, présence de panneaux de gneiss biotitique fin dont le chimisme est comparable à celui des gneiss du groupe de St Rémy. En ce qui concerne ce dernier caractère, D. GASQUET (1979) décrit justement, au sein des granites porphyroïdes du complexe de St Colomban, des restites de gneiss du groupe de St Rémy.

Dès lors, on pourrait être tenté, comme F. CARME (1970), de regrouper granite de St Colomban, gneiss porphyroïdes de la Lauzière et granite porphyroïde d'Outray (Beaufortin), et d'en faire des granites syntectoniques assez récents, du moins plus récents que les séries cristallophylliennes (le granite d'Outray recoupe la Série Verte supérieure).

Examinons donc le problème de l'âge de cette granitisation syntectonique supposée.

Si, comme F. CARME, on considère le granite d'Outray comme l'équivalent des formations porphyroïdes des complexes de St Colomban et du Col de Montjoie, l'évènement que en est à l'origine est postérieur au dépôt de la Série Verte supérieure. Son âge est alors très vraisemblablement postdévonien, voire postdinantien, en contradiction avec l'âge de 506 Ma obtenu par le BRGM (inédit) pour les porphyroïdes du complexe de St Colomban.

Les faciès gneissiques à taches d'amphibole jalonnant, au sommet de la Série Verte supérieure, le contact avec le complexe du Col de Montjoie, pourraient alors être interprétés comme des roches affectées par un métamorphisme de contact (schistes tachetés métamorphisés par la suite), et non comme un véritable horizon

stratigraphique, dont la continuité remarquable est un peu choquante dans un ensemble si tectonisé. Soulignons que nous ne le pensons pas, et que nous optons plutôt pour une signification stratigraphique de ces gneiss (passée de tufs basiques au toit d'une série volcanosédimentaire).

Rappelons que dans un même contexte, L. GIORGI (1979) a proposé la même origine pour un niveau amphibolique jalonnant, dans les Grandes Rousses, le contact des groupes d'Huez et de l'Alpetta.

Outre l'âge de 506 Ma[★] obtenu par le BRGM sur le granite porphyroïde de St Colomban et l'âge de 660 Ma que nous avons trouvé pour le complexe du Col de Montjoie, d'autres arguments peuvent être avancés à l'encontre d'une granitisation syntectonique "postdévondinantienne" :

- le métamorphisme ayant affecté le complexe du Col de Montjoie est de stade moyen ; or la Série Verte supérieure ne porte les traces que de métamorphismes épizonaux ;

- on devrait trouver des filons de granite dans la Série Verte supérieure.

En définitive, il nous paraît plus logique de considérer les âges chronologiques comme valables, et d'admettre que les formations porphyroïdes de St Colomban et de la Lauzière sont, d'une part antérieures à la Série Verte supérieure, d'autre part, plus anciennes que le granite d'Outray (viséen d'après Y. GROS, 1974).

2° hypothèse : les gneiss porphyroïdes constituent l'un des termes d'une série cristallophyllienne ancienne, d'origine plutonovolcanodétritique

C'est vers le Nord que nous chercherons les arguments en faveur de cette hypothèse. Nos gneiss porphyroïdes passent en effet en continuité aux gneiss de Pussy Plan du Col zone ouest d'Y. SIMEON (1979) Ceux-ci ne sont plus séparés des gneiss de Pussy Plan du Col zone est, qui prolongent les gneiss de la série de la Montagne des Plans, par le hiatus que constituent les granitoïdes axiaux (granodiorites du Colomban, complexe granitoïde de la Lauzière).

Y. SIMEON a ainsi pu étudier le contact direct entre les deux formations. L'observation de leur passage progressif l'a conduit à les regrouper (cf figure 94).

-De plus, il a mis en évidence, pétrographiquement et géochimiquement, une évolution du Sud vers le Nord, de faciès à caractères magmatiques vers des faciès à tendance de plus en plus détritique.

On est alors conduit à envisager l'existence d'un vaste complexe plutonovolcanosédimentaire (complexe du Col de Montjoie) se

[★]Cette objection perd bien sûr toute valeur si on retient un âge Cambroordovicien pour la Série Verte supérieure.

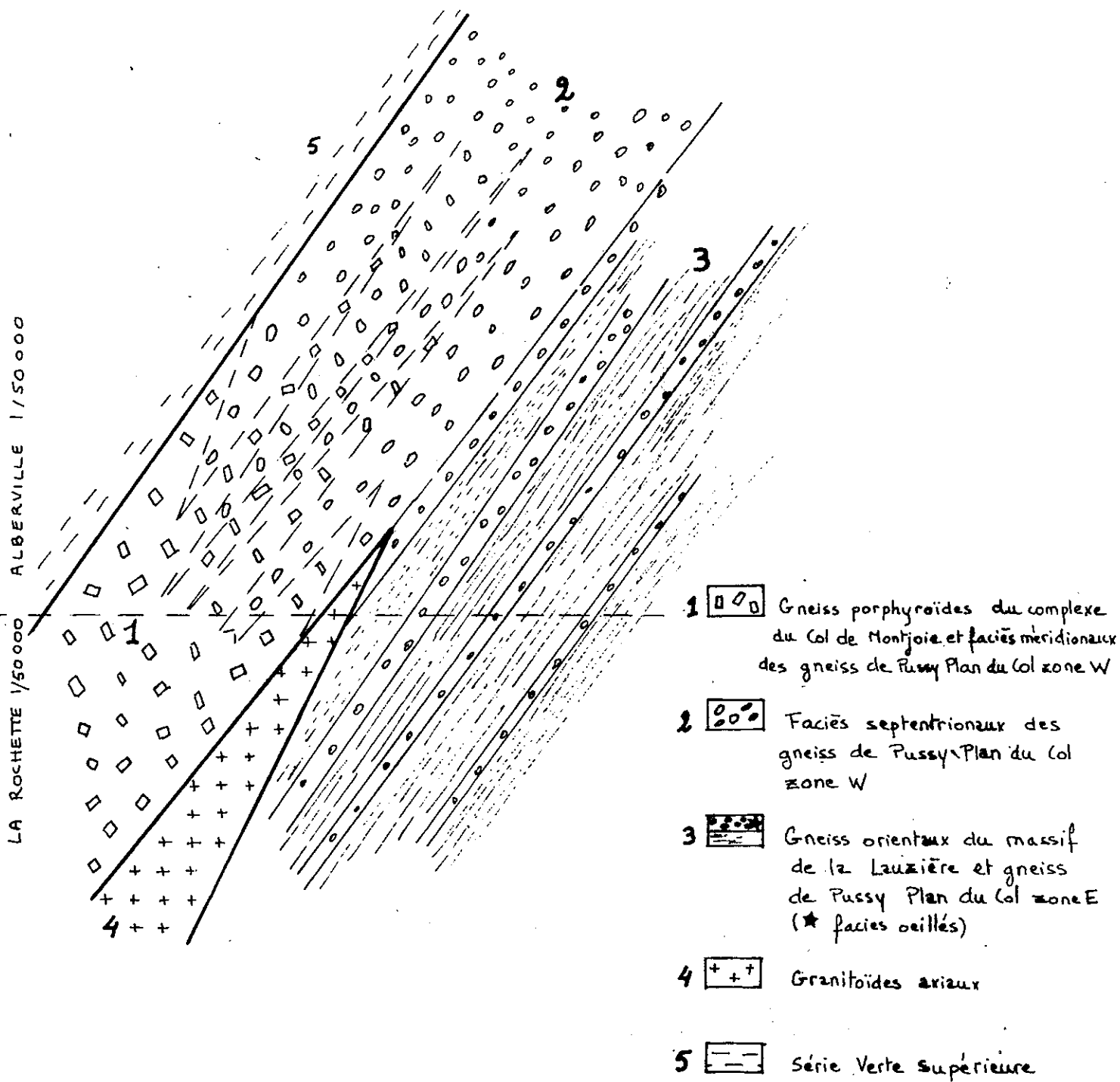


Figure 94 : carte géologique resituant les différents ensembles d' Y. SIMEON dans le massif de la Lauzière (abstraction est faite des faciès non porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie)

démantelant latéralement vers le Nord en donnant des sédiments de plus en plus évolués. Ces sédiments (faciès septentrionaux des gneiss de Pussy Plan du Col zone ouest) constituent eux-mêmes le sommet d'une série grauwackeuse à passées détritiques (gneiss de la série de la Montagne des Plans et de Pussy Plan du Col zone est à passées ocellées).

Ce complexe métamorphique, d'origine plutonovolcanosédimentaire, serait constitué ainsi :

- de faciès porphyroïdes, correspondant à des granites porphyroïdes et peut être aussi à des tufs ou projections volcaniques de type particulier (H. TAZIEFF, 1979, décrit à l'Erebus des tufs à cristaux pluricentimétriques automorphes d'anorthose) ;
- de gneiss amphiboliques et de leptynites, correspondant à une ancienne lignée granitique (granitoïdes à amphibole évoluant vers des granites fins) ;
- de panneaux de gneiss biotitiques fins, correspondant à d'anciennes recurrences sédimentaires.

De tels complexes ont été décrits dans le massif des Appalaches par DICKINSON (1970).

Ainsi, le complexe du Col de Montjoie serait une série cristallophyllienne ancienne, comme celles que constituent les gneiss du groupe de St Rémy et les gneiss de la Montagne des Plans. En tous cas, comme ces dernières, il est affecté par un métamorphisme de stade moyen.

Dans cette optique, il reste à préciser l'âge du cycle durant lequel cette série s'est déposée et a été métamorphisée.

- Si on retient l'âge de 660 Ma obtenu pour le complexe du Col de Montjoie, il serait briovérien ; mais quelle signification faudrait-il donner à l'âge de 506 Ma obtenu sur les granites porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie ?
- Si on ne prend pas en compte cet âge briovérien, dont la validité est d'ailleurs contestable (cf étude géochronologique), on est plutôt tenté d'envisager un âge paléozoïque inférieur, au moins pour la phase de sédimentation et de magmatisme associé.

A l'appui de cette hypothèse, il y a d'abord l'âge ordovicien du granite porphyroïde de St Colomban. En outre, le complexe du Col de Montjoie présente certaines analogies avec les unités de l'Alpetta et du Lac Blanc, qui, pour L. GIORGI (1979), constituent l'un des termes d'un vaste complexe volcanosédimentaire d'âge paléozoïque

inférieur. Ainsi, les corrélations suivantes pourraient être proposées :

Grandes Rousses	Lauzière (complexe du Col de Montjoie)
Unités de l'Alpetta et du Lac Blanc	Gneiss porphyroïdes
Sill(s) de granite subvolcanique de la Fare et de Roche Noire	Leptynites et gneiss amphiboliques à schlieren

Remarque :

Il est possible de pousser plus loin la comparaison entre les deux massifs. Les corrélations suivantes sont en effet envisageables.

Grandes Rousses		Lauzière
. Gneiss de Bourg d'Oisans	↔	Gneiss du groupe de St Rémy
. Schistes d'Huez	↔ ?	Série Verte supérieure
. Unités de l'Alpetta et du Lac Blanc	} ↔	Complexe du Col de Montjoie
. Granites de la Fare-Roche Noire		
. Schistes d'Huez	↔ ?	Schistes cristallins de la Montagne des Plans
. Série de la Haute Sarenne	↔ ?	Série de Villard Benoit

L'analogie est frappante et mériterait d'être revue dans le cadre d'une étude comparative des massifs cristallins externes. Soulignons qu'elle pose de nombreux problèmes, et que notre schéma final pour le massif de la Lauzière différera assez franchement de celui de L. GIORGI (1979) pour le massif des Grandes Rousses.

3° hypothèse : Les gneiss à mégacristsaux correspondent à un ancien complexe plutonovolcanodétritique (hypothèse 2) ultérieurement plus ou moins granitisé

On considère alors le premier cycle comme briovérien (660 Ma) et l'âge de 506 Ma, obtenu sur le granite porphyroïde du complexe de St Colomban, correspond à une phase de granitisation paléozoïque

inférieure.

Cette granitisation diffuse, affectant un matériau essentiellement porphyroïde, n'en modifierait pas fondamentalement l'aspect. Elle se traduit par une modification de la structure (effacement des structures originelles plutonovolcanosédimentaires) et par un rajeunissement. Les recurrences de gneiss du groupe de St Rémy représenteraient des matériaux réfractaires non assimilés.

Cette granitisation pourrait être contemporaine du premier évènement tectonométamorphique, qui se trouverait donc être calédonien. Nous avons vu qu'effectivement, cet évènement était responsable d'une fusion anatectique dans le groupe de St Rémy. La granitisation du complexe de St Colomban ne représenterait alors qu'un stade plus poussé de l'anatexie, affectant les faciès porphyroïdes de type "complexe du Col de Montjoie".

On peut concevoir également que cette granitisation soit postérieure au premier évènement tectonométamorphique, de stade moyen, et efface la foliation précédemment acquise. Le premier évènement aurait alors un âge de 660 Ma ou compris entre 660 Ma et 506 Ma, selon que l'on considère l'âge obtenu pour le complexe du Col de Montjoie comme celui de sa mise en place, ou celui de son métamorphisme... Comme D. GASQUET (1979) qui a envisagé ces deux hypothèses, nous ne trancherons pas.

F-2-3 L'origine des niveaux de gneiss biotitique fin

Leur chimisme nous incite à les corrélés avec les gneiss du groupe de St Rémy.

Dans le cadre de la première hypothèse, faisant du complexe du Col de Montjoie un ensemble granitique récent, ces niveaux constituent de véritables enclaves, réorientées sous l'effet de fortes contraintes contemporaines de la mise en place et responsables de l'acquisition d'une foliation.

Dans le cadre de la deuxième hypothèse, faisant du complexe du Col de Montjoie un exemple plutonovolcanique ancien, il s'agit de niveaux pélitiques interstratifiés. Leur caractère dysharmonique est du à leur "incompétence" tectonique par rapport aux autres faciès.

Enfin, si on adopte la 3^e hypothèse (complexe porphyroïde ancien repris par des phénomènes d'anatexie et/ou de granitisation), les niveaux de gneiss biotitique fin (comme les enclaves de gneiss du groupe de St Rémy au sein des granites porphyroïdes de St Colomban) se sont comportés comme des niveaux réfractaires en raison de leur chimisme particulier.

F-2-4 Les phénomènes métasomatiques

F. CARME (1970 D) a décrit, dans le massif de la Lauzière, un septum continu de mylonitoschistes riches en muscovite et tourmaline, cicatrisant le contact entre des granites syncinématiques (complexe du Col de Montjoie) et le granite tarditectonique de la Lauzière.

La blastèse de muscovite est effectivement spectaculaire dans une zone disposée en auréole autour du complexe granitoïde de la Lauzière (figure 95). Elle se développe surtout dans les niveaux de gneiss biotitique fin, plus accessoirement dans les autres faciès du complexe. Elle est manifestement tardive, puisqu'elle est oblique par rapport à la foliation. La tourmaline n'est quant à elle jamais très abondante.

Les néogénèses ont vraisemblablement nécessité un apport d'éléments (K, Bo transportés par une phase fluide). Cette métasomatose pourrait être liée à la mise en place du complexe granitoïde, potentiellement riche en K mais pauvre en muscovite, qui aurait de la sorte expulsé ses fluides.

A la migration de ce front, que nous ne pouvons guère qualifier de pneumatolytique (aucun phénomène de greisenisation n'est observable et la blastèse de tourmaline n'est qu'accessoire), pourraient être liées en outre :

- la croissance de microcline 2 dans le complexe du Col de Montjoie ; nous avons vu en effet, en discutant l'origine des mégacristaux des gneiss porphyroïdes, que, quoique relativement négligeable, une cristallisation secondaire de microcline était néanmoins envisageable;

- la décoloration des biotites des granodiorites du Colomban (??) ; ce phénomène est en effet assez spécifique à cette formation, qui doit d'autre part, selon notre hypothèse, logiquement enregistrer les effets de la métasomatose postérieure à sa mise en place.

L'échelle de ce phénomène serait hectométrique, la muscovite ne s'observant plus à 400 mètres du contact. Les niveaux de gneiss biotitique fin constitueraient des pièges pour les éléments migrants.

La migration centrifuge de K et Bo, du complexe granitoïde vers son encaissant, pourrait être mise en évidence par la géochimie ; on raisonnerait alors sur les niveaux-pièges de gneiss biotitique fin. Le schéma suivant (figure 96) basé malheureusement sur trop peu d'analyses, laisse entrevoir un enrichissement en K à l'approche du granite. Il devrait en tous cas être complété.

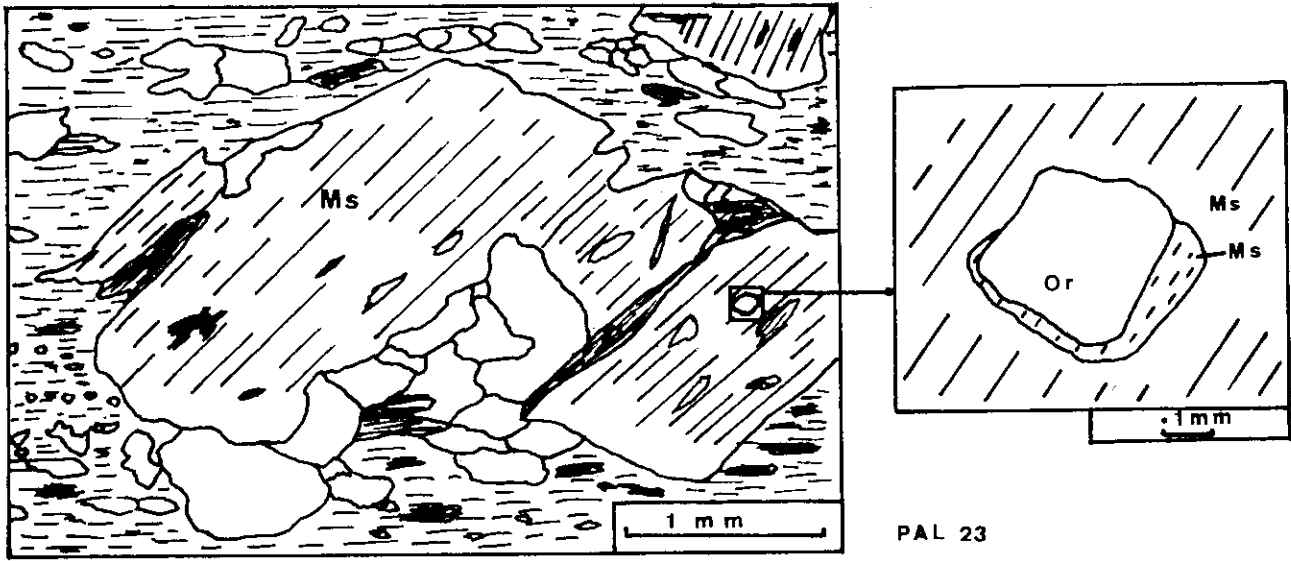


Figure 95 : muscovite tardive dans les gneiss biotitiques fins du complexe du Col de Montjoie

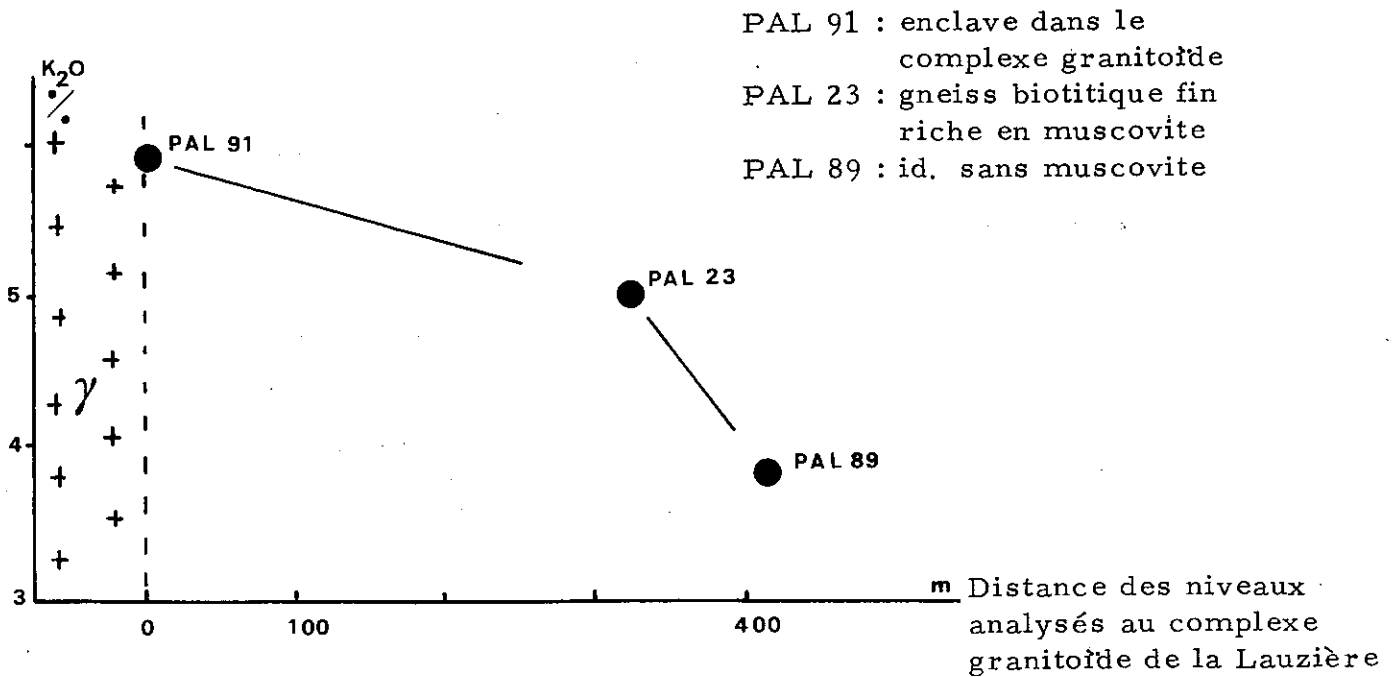


Figure 96 ; essai de mise en évidence des phénomènes de migration centrifuge du potassium à partir du complexe granitoïde de la Lauzière

F-3 Les granites intrusifs

Le premier regroupement que nous avons effectué lors de l'étude géochimique nous semble logique. Il existe en effet une analogie indéniable entre les granitoïdes sodiques des 7 Laux-Epierre, du Colomban, de Champoudru-Les Chavannes et éventuellement de Cevins ; elle nous incite à les considérer comme issus d'une même chambre magmatique.

Quant aux granitoïdes potassiques, ils s'en distinguent franchement.

Les premiers résultats obtenus par le BRGM donnent pour le granite des 7 Laux-Epierre, et donc à priori pour tous les granitoïdes sodiques, un âge de 322 Ma. Ils pourraient ainsi constituer les termes ultimes de la granitisation des séries cristallophylliennes anciennes, non pas in situ comme pour les granites porphyroïdes de St Colomban, mais en profondeur. Leur mise en place, sous forme de massifs bien individualisés ou de coupoles aux contours plus ou moins flous, se serait effectuée à la faveur de phénomènes de distension, peut être liés à une compression globale NS (cf étude structurale).

Le complexe granitoïde de la Lauzière cloture indéniablement l'histoire magmatique du massif. Il recoupe en effet les granitoïdes sodiques (granodiorites du Colomban). Sa mise en place pourrait être récente (Permotrias) et contemporaine d'un phénomène d'ouverture brutale ("saccade"), puisqu'il présente des contacts très net et est "déraciné". Il constituerait ainsi une sorte de diapire issu d'une chambre magmatique profonde (rapport isotopique initial $87\text{-Sr}/86\text{-Sr}$ faible).

Quelques enclaves énallogène pourraient correspondre à des fragments de gneiss du groupe de St Rémy et peut-être de la Série Verte supérieure (enclave du Grand Pic de la Lauzière), "tombés" dans la zone d'ouverture et plus ou moins assimilés.

Les monzosyénites de Lac de la Grande Léchère semblent contemporaines (cf études pétrographique et géochimique), quoique leur mode de gisement soit plus complexe (cf étude structurale). L'étude géochronologique n'a pas permis, hélas, de confirmer cette hypothèse, ces roches ayant vraisemblablement été rajeunies lors d'épisodes tectoniques récents responsables de l'acquisition d'une structure schisteuse.

F-4 Proposition d'un schéma synthétique d'évolution

1) "Dépôt" des séries anciennes

- Gneiss du groupe de St Rémy et du Bois des Ravères ;
- schistes cristallins de la Montagne des Plans et complexe du Col de Montjoie.

On aurait tout d'abord dépôt d'une série volcanosédimentaire avec des niveaux volcaniques basiques interstratifiés (bancs d'amphibolite ; elle correspondrait :

- aux gneiss du groupe de St Rémy et du Bois des Ravères ;
- aux faciès orientaux, plutôt leptynoamphiboliques, de la série de la Montagne des Plans, et plus au Nord, au complexe leptynoamphibolique d'Y. GROS (1974).

Au terme de ce premier épisode se mettrait en place un complexe plutonovolcanique constitué :

- de granites porphyroïdes et peut être aussi de tufs à cristaux (gneiss à mégacrists du complexe du Col de Montjoie) ;
- de granitoïdes basiques (gneiss amphiboliques à schlieren) évoluant vers des faciès à tendance subvolcanique (leptynites).

Au sein de ce complexe subsisteraient des faciès volcanosédimentaires (gneiss biotitiques fins du complexe du Col de Montjoie), correspondant à des recurrences ou à des enclaves.

Les formations porphyroïdes alimenteraient elles-mêmes une sédimentation détritique vers le Nord, cloturant ce premier cycle (gneiss de Pussy Plan du Col zone ouest et premières occurrences de gneiss ocellés au sommet de la série de la Montagne des Plans (cf figure 97).

L'âge de la mise en place des séries anciennes pourrait être briovérien (âge de 660 Ma obtenu sur les faciès du complexe du Col de Montjoie) ou paléozoïque inférieur (si l'on considère que les granites porphyroïdes du complexe de St Colomban n'ont pas été rajeunis, et si l'on raisonne par analogie avec le massif des Grandes Rousses).

2) Evènement tectonométamorphique principal affectant les séries anciennes

Il correspond à un métamorphisme de stade moyen ($T = 630 \pm 30^\circ \text{C}$; $P = 4 \text{ à } 6 \text{ Kb}$) pouvant localement provoquer une fusion anatectique.

Il se traduit, dans un premier temps par l'acquisition d'une foliation, puis par des phases de plissement isoclinal. Les faciès porphyroïdes granitiques et /ou volcaniques du complexe du Col de Montjoie, moins ductiles, ne sont

- | | |
|---|---|
| <p> Aplite</p> <p> Granitoïde à amphibole</p> <p> Arkose à feldspaths roulés</p> <p> Arkose à feldspaths subautomorphes</p> <p> Tuf à cristaux (ou granite porphyroïde)</p> <p> Grauwackes à passées de volcanites basiques</p> | <p>----- 10:leptynites</p> <p>----- 9:gneiss amphibolique à schlieren</p> <p>----- 8:gneiss ocellés de la Série de la Mgne des Plans</p> <p>----- 7:faciès septentrionaux des gneiss de Pussy Plan du Col zone Est</p> <p>----- 6:gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie</p> <p>----- 5:granite porphyroïde du complexe de St Colombar</p> <p>----- 4:gneiss biotitiques fins du complexe du Col Montjoie</p> <p>----- 3:faciès leptynoamphiboliques de la Série de la Mgne des Plans</p> <p>----- 2:panneaux de gneiss du groupe de St Rémy dans le complexe de St Colombar</p> <p>----- 1:gneiss du groupe de St Rémy</p> |
|---|---|

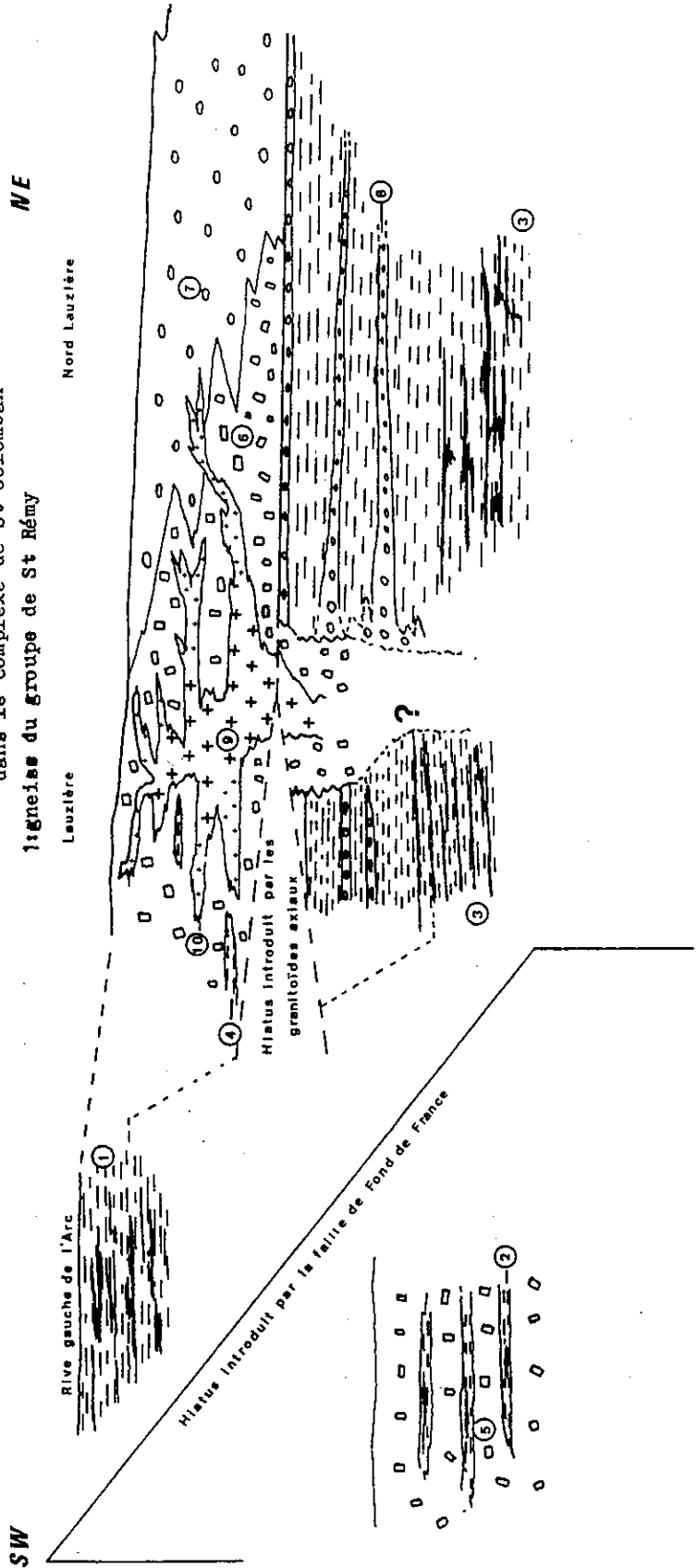


Figure 97 : coupe schématique illustrant les relations entre les séries anciennes avant l'évènement tectonométamorphique principal les ayant affectées

pas microplissés, contrairement aux panneaux de gneiss (recurrences pélitiques ?) qu'ils renferment.

Cet évènement pourrait être cadomien ou calédonien (506 Ma si l'on considère qu'il est responsable de la granitisation du complexe de St Colomban).

2') Granitisation du complexe de St Colomban au cours de l'orogénèse calédonienne (506 Ma)

Cette granitisation peut correspondre à un évènement tardif, ultérieur au "dépôt" des séries anciennes et à leur métamorphisme principal (évènement 2' postérieur aux évènements 1 et 2) ; ainsi s'expliquerait le fait que les granites porphyroïdes de St Colomban sont souvent équants. Elle peut aussi être contemporaine du métamorphisme principal (évènement 2' = évènement 2)

3) Dépôt vraisemblablement au Dévonien, plus hypothétiquement au paléozoïque inférieur, de la Série Verte supérieure dans un graben de socle.

Elle constituerait l'un des termes du complexe spilite-kératophyre-flysch de F. CARME (1965, 1970 D), surtout développé au Sud du massif de Belledonne.

4) Orogénèse hercynienne proprement dite

Elle se traduit :

- par un ou des métamorphismes de stade faible ; les conditions proposées pour la Série Verte supérieure sont : $T = 500^{\circ} C$, $P = 4 \text{ à } 7 \text{ Kb}$;

- par une granitisation en profondeur des séries anciennes ; le magma ainsi formé monte à la faveur de zones de décompression dans un système décrochant vraisemblablement lié à une contrainte maximale régionale N.S.

Ces granites intrusifs sont caractérisés par leur chimisme (granitoïdes "sodiques") ; ils forment des plutons soit bien individualisés, lorsque leur mise en place est guidée par des grands accidents coulissants (granite d'Epierre jalonné par le Synclinal Médian), soit à contours plus flous, lorsqu'ils cicatrisent des zones moins franchement ouvertes (granodiorites du Colomban, granitoïdes de Champoudru- Les Chavannes).

L'orogénèse hercynienne est ainsi un évènement essentiellement thermique, correspondant à un fort gradient de température et à une tectonique distensive. La mise en place des granites est datée de 322 Ma (Namurien), d'après les premiers résultats obtenus par le B R G M.

5) Passage progressif de la période finiorogénique hercynienne à la période de la création alpine

Ce stade correspond à la surrection du socle et à une accentuation des phénomènes de distension, toujours dans un système en compression globale N.S.

L'ouverture des bassins sédimentaires, au début du mésozoïque, est annoncée par l'ouverture des grabens permocarbonifères.

Des granitoïdes d'origine profonde se mettent en place tardivement (Permotrias). Ils sont caractérisés par leur chimisme à tendance syénitique (complexe granitoïde de la Lauzière et monzosyérites du Lac de la Grande Léchère).

A la mise en place du complexe granitoïde pourrait être liée la propagation d'Est en Ouest d'un front potassique, se traduisant, à proximité de ce dernier, par des recristallisations métasomatiques.

6) Histoire alpine proprement dite

La contrainte maximale, toujours N. S. , provoque un découpage du socle en blocs limités par des accidents décrochants, souvent préexistants (Synclinal Médian, faille de Fond de France etc...).

Lorsque le système se bloque mécaniquement, la contrainte maximale est déviée en une contrainte maximale locale sensiblement E. W.

Le système évolue donc en compression. Les accidents précédemment individualisés rejoignent en décrochement de sens opposé ou en chevauchement. Les directions N.S. à N E. - S W. qui, lors de la phase de création, correspondaient à des directions d'extension, deviennent alors des directions de glissement, selon lesquelles tend à se paralléliser la foliation au voisinage des zones mobiles.

Ainsi s'explique la forme allongée du massif et des différentes formations.

La surrection du socle est contemporaine de cette phase de compression.

Durant le cycle alpin perdure un métamorphisme, mono ou polyphasé, dont les paragéneses dénotent un stade faible.

CHAPITRE V

ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LES GRANITOÏDES ETUDIÉS

- A - Les granitoïdes anciens
- B - Les granitoïdes carbonifères
- C - Les granitoïdes tardifs
- D - Conclusions

CHAPITRE V

ESSAI DE SYNTHÈSE SUR LES GRANITOÏDES ÉTUDIÉS

Au terme de cette étude géologique, il nous semble intéressant de replacer les granitoïdes étudiés dans un cadre plus global, celui du domaine polyorogénique des massifs cristallins externes.

Ce chapitre ne doit être considéré que comme une approche du problème, car il manque beaucoup d'éléments pour présenter un schéma définitif.

A - LES GRANITOÏDES ANCIENS

Des granitoïdes antéhercyniens sont connus dans tous les massifs cristallins français. Ils sont le plus souvent orthogneissifiés, et présentent des âges radiométriques s'échelonnant entre 650 et 500 Ma, soit cadomiens, soit calédoniens précoces.

Dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises, les orthogneiss de Crupillouse (Pelvoux) les granites de La Fare - Roche Noire (Grandes Rousses) et de St Colomban - Col de Montjoie (Belledonne) semblent contemporains de l'un de ces cycles anciens.

Les orthogneiss de Crupillouse correspondent à un ancien monzogranite porphyroïde, orthogneissifié après sa mise en place.

Le granite de La Fare - Roche Noire est un monzogranite de grain moyen, associé à des faciès subvolcaniques qui pourraient être paléozoïques inférieurs.

Les gneiss porphyroïdes du massif de la Lauzière (complexe du Col de Montjoie) correspondent vraisemblablement, pro parte tout du moins, à un ancien monzogranite porphyroïde orthogneissifié. Ils sont associés à des gneiss amphiboliques, de composition plutôt granodioritique, qui semblent évoluer vers des termes granitiques (lignée granodiorite - adamellite - granite).

Nous avons daté ce complexe de 660 Ma, mais cet âge est contestable (cf étude géochronologique). En effet les granites porphyroïdes du complexe de St Colomban, qui présentent de nombreuses analogies avec les faciès porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie, ont été récemment datés de 506 Ma (B R G M inédit).

Ainsi, les orthogneiss[★] des massifs cristallins externes semblent appartenir à un vaste complexe volcanoplutonosedimentaire, largement développé dans les massifs de Belledonne (groupe de St Rémy - série du Bois des Ravères, gneiss de la Montagne des Plans - gneiss de Pussy Plan du Col - complexe leptynoamphibolique) et des Grandes Rousses.

Leur mise en place est cadomienne (avec rajeunissement calédonien) ou calédonienne, selon que l'on prenne en considération les deux âges radiométriques obtenus sur le complexe de St Colomban - Col de Montjoie (660 et 506 Ma) ou le plus fiable (506 Ma).

Ils comprennent des faciès porphyroïdes de chimisme assez constant (monzogranites) et des faciès isogranulaires plus différenciés et probablement un peu plus récents.

Les granites porphyroïdes semblent passer latéralement à des faciès porphyroïdes d'origine volcanosedimentaire et même sédimentaire (gneiss du complexe du Col de Montjoie et de Pussy Plan du Col zone est, gneiss de l'Alpetta dans le massif des Grandes Rousses).

Les faciès isogranulaires sont plus aisément identifiables. Ils se présentent sous forme de grandes lames bien individualisées (granites de La Fare et de Roche Noire), ou de petits laccolites et filons, concordants par rapport à la foliation des autres termes du complexe (complexe du Col de Montjoie).

Du point de vue géochimique, le magmatisme antéhercynien présente, dans les massifs cristallins externes alpins comme dans les autres massifs cristallins français, une tendance plutôt calcoalcaline. De telles associations, très différenciées, se caractérisent par la suite pétrographique tonalite - granodiorite - monzogranite - granite leucocrate, et forment généralement des massifs composites souvent laccolitiques.

B - LES GRANITES CARBONIFERES

Seul le granite des 7 Laux est daté radiométriquement du Carbonifère (322 Ma : B R G M, inédit). C'est sur d'autres critères que nous proposons un âge du même ordre pour les granites de Vallorcine, de Beaufort, et pour les granitoïdes "sodiques" du massif de la Lauzière.

★ Nous faisons ici abstraction des gneiss ocellés de Crupillouse dont nous ne connaissons pas le contexte.

Dans tous les massifs cristallins français, la période comprise entre la fin du Dévonien et la fin du Carbonifère correspond à la phase paroxismale de granitisation.

Pour J.B. ORSINI (1979), trois associations de granitoïdes se retrouvent dans la chaîne varisque, outre les leucogranites :

- une association calcoalcaline type Sardaigne (lignée tonalite - granodiorite - monzogranite - granite leucocrate) ;
- une association subalcaline hypoalumineuse type Balagne (lignée syénite + quartzifère - monzonite quartzifère - monzogranite - granite leucocrate) ;
- une association subalcaline subalumineuse type Margeride (monzogranite).

Le rapport $R = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ discrimine bien ces 3 associations, et de son côté l'association calcoalcaline se différencie bien des associations* subalcalines sur les diagrammes $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ et CaO/SiO_2 .

B-1 L'association de type 7 Laux

Nous avons déjà souligné, lors de l'étude du massif de la Lauzière, la parenté géochimique existant entre tous les granitoïdes "sodiques", qui sont caractérisés par un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \gg 1$.

Nous avons vu sur le diagramme QF - BF de H. de LA ROCHE que le granite de Beaufort s'apparentait aussi au granite des 7 Laux.

Nous proposons donc le regroupement suivant :

granite des 7 Laux - Epierre, granodiorite du Colomban - granitoïdes de Champoudru-Les Chavannes, granite de Beaufort, (+ granite de Cevins ?)

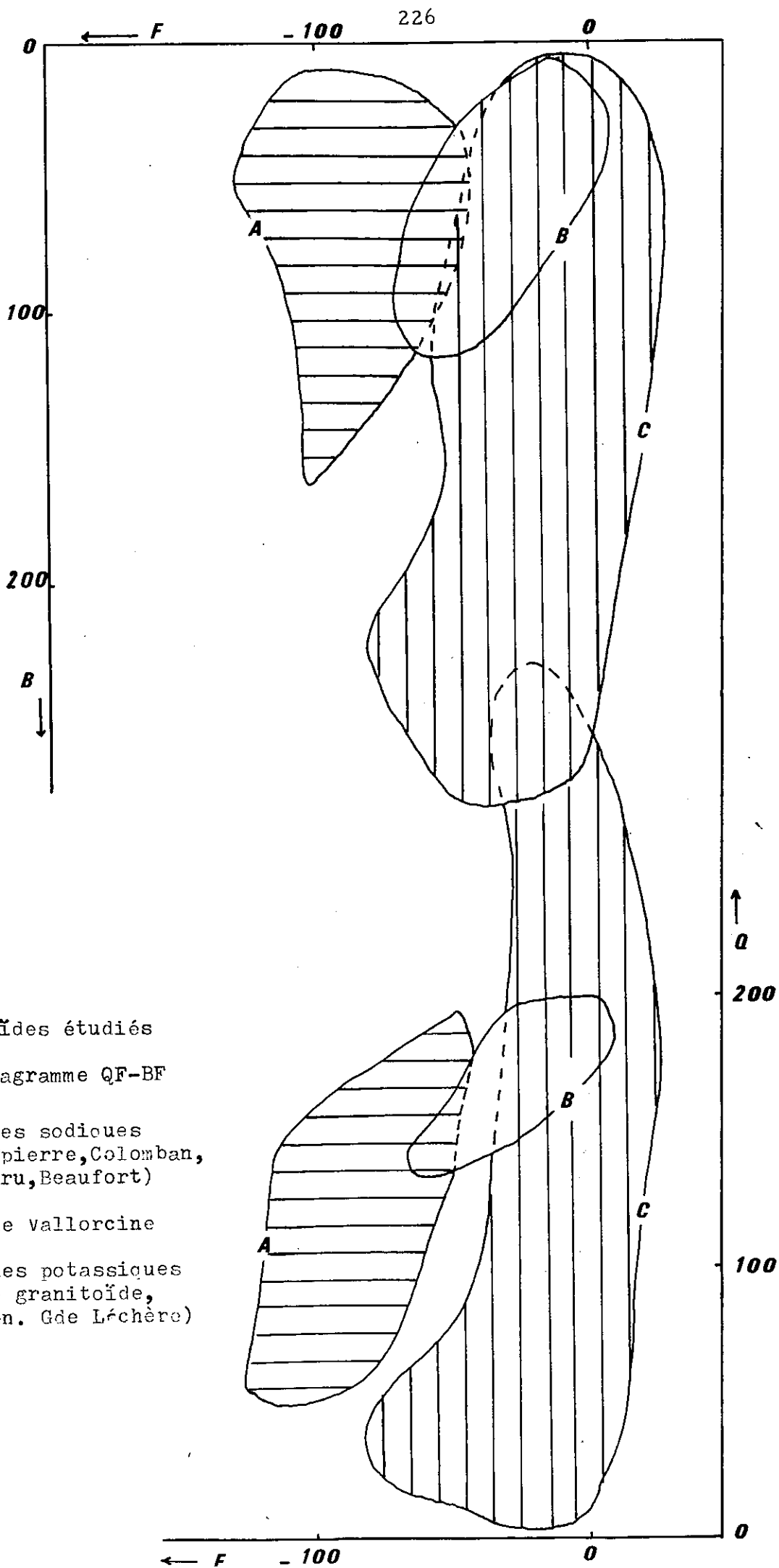
Les nuages de points de tous ces granites sont reportés sur le diagramme QF - BF de la figure 98. Nous constatons que l'association de type 7 Laux correspond à une lignée de différenciation monzonite quartzifère/granodiorite - adamellite.

Si on tente maintenant de situer l'association type 7 Laux dans la classification de J.B. ORSINI, ses caractères sont moins nets.

Sur les diagrammes $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ et $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ (figure 99), elle présente des caractères subalcalins potassiques. De même, la valeur du rapport R, quoique très fluctuante, la rapproche de l'association subalcaline alumineuse. A titre indicatif, les valeurs obtenues pour R sont les

*Pour des teneurs en SiO_2 de 68 % :

- R = 1,50 pour le monzogranite sarde ;
- R = 1,38 pour le monzogranite de Balagne ;
- R = 1,67 pour le monzogranite de la Margeride.



suivantes :★

- granite des 7 Laux-Epierre : R = 1,57 à 1,61
 - granite de Beaufort : R = 1,56 à 1,74
 - granodiorites du Colomban : R = 1,46 à 1,83.
- et granitoïdes de Champoudru

Cependant, par bien des aspects, cette association s'apparente à celle de Sardaigne, calcoalcaline. Elle est en effet très différenciée du point de vue pétrographique, et présente des termes granodioritiques, caractéristiques du magmatisme calcoalcalin. Les différents termes constituent des massifs indépendants composites, voire très composites (granite de Beaufort).

Nous avons vu, lors de l'étude géochimique des granitoïdes "sodiques" de la Lauzière (type 7 Laux), que leur origine ne semblait liée ni à la cristallisation fractionnée d'un magma, ni à la fusion partielle d'un fragment de croûte, les diagrammes $\log Rb/Sr - \log Sr$ et $1/Rb - 1/Sr$ ne donnant pas de droites.

En extrapolant ce résultat à l'association toute entière, nous pouvons supposer qu'elle dérive du mélange d'une fraction crustale et d'un précurseur mantellique. La valeur du rapport initial ($^{87}Rb/^{86}Sr$) n'infirme pas cette hypothèse ; elle est en effet plutôt faible pour un granite hercynien d'origine purement crustale. Notons que cette dualité d'origine est souvent soulignée pour les magmas calcoalcalins.

B-2 Le granite de Vallorcine

Son âge n'est pas connu avec précision, mais il est vraisemblablement proche de celui du granite des 7 Laux.

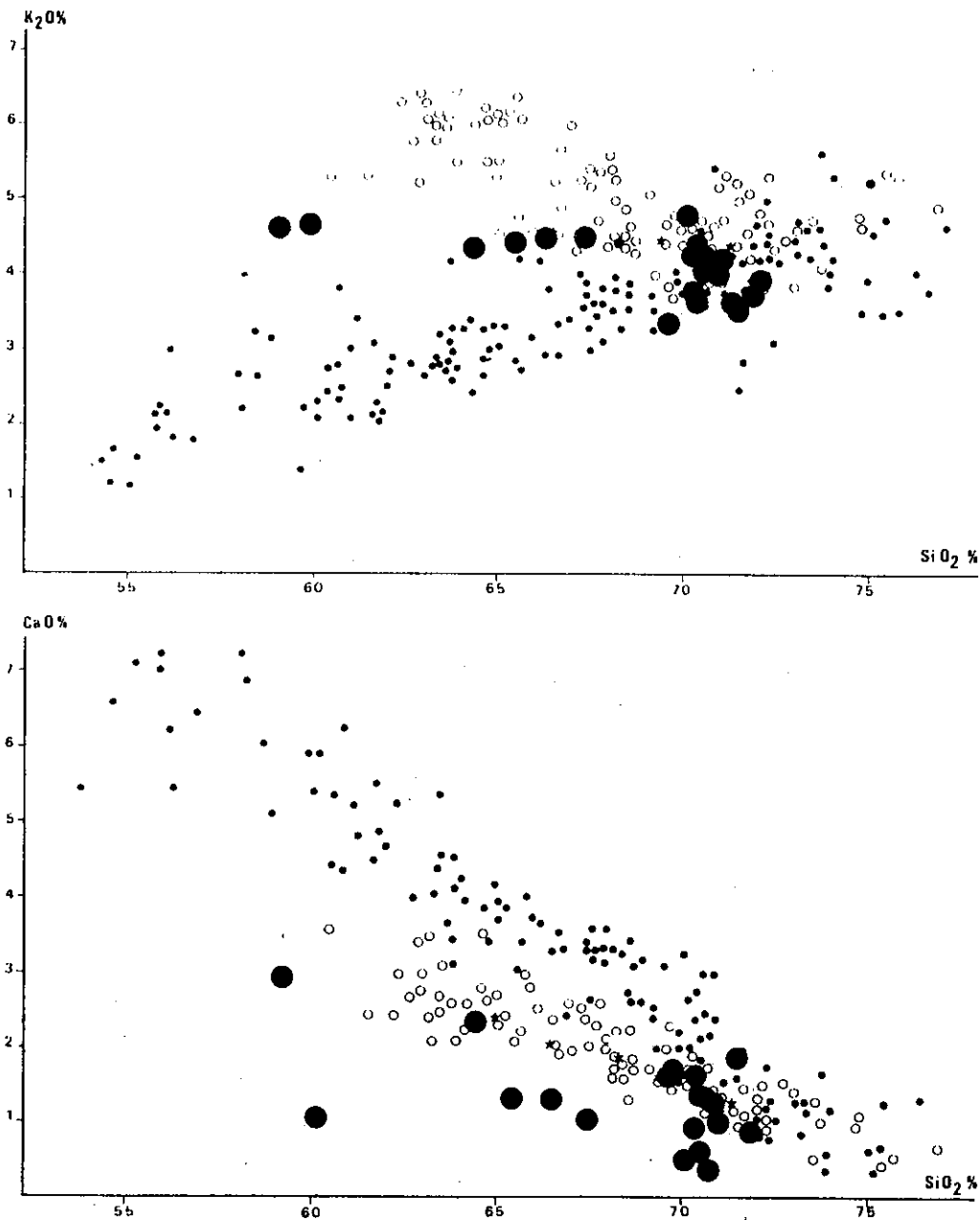
Ses caractères géochimiques le différencient bien de l'association de type 7 Laux (voir diagrammes QF - BF, figure 98 et K/Rb - Rb, figure 100). Il constitue une lignée monzogranitique peu différenciée, franchement potassique ($K_2O/Na_2O > 1$).

Son origine semble liée à la cristallisation fractionnée d'un magma, d'origine probablement crustale, encore que nous ne connaissions pas sa composition isotopique initiale.

Le granite de Vallorcine semble se rattacher à l'association subalcaline potassique à caractère alumineux, de type Margeride. Son rapport R varie de 1,53 à 1,71.

Par certains de ses aspects, le granite de Vallorcine se rapproche toutefois des leucogranites.

★ Ces valeurs sont calculées pour des faciès sains. Nous avons pris pour le granite des 7 Laux les analyses moyennes données par D. GASQUET (1979) et nos analyses du granite d'Epierre.



Diagrammes montrant l'évolution des teneurs en CaO et K₂O par rapport à SiO₂ dans l'association calco-alcaline (cercles noirs) et les associations sub-alcalines (cercles blancs, type Balagne; étoiles, type Margeride).

figure 99 : granitoïdes "sodiques"; diagrammes SiO₂ -K₂O et SiO₂-CaO.
de J.B. ORSINI, 1979
(? Laux, Colomban, Champoudru, Beaufort)

Ainsi, sur le diagramme Rb/Sr - Sr de J.L. DUTHOU, 1977 (figure 101), il se situe dans le champ des leucogranites du Massif Central.

Il ne montre toutefois pas d'évolution deutérique nette, comme l'atteste le diagramme QF - BF de H. de LA ROCHE (virage K - Na non atteint).

B-3 Conclusions

En résumé, nous avons distingué deux types de granites carbonifères dans les massifs de Belledonne et des Aiguilles Rouges :

- le premier type (association de type 7 Laux) correspond à un magmatisme subalcalin alumineux, avec une tendance calcoalcaline ;

- le deuxième type (granite de Vallorcine) correspond typiquement à un magmatisme subalcalin alumineux.

Ces deux types de granites sont-ils issus de la même chambre magmatique ?

Nous ne pouvons guère nous prononcer à ce sujet, faute de données.

Nous émettrons toutefois l'hypothèse suivante :

le granite de Vallorcine, de tendance leucogranitique, serait issu d'une chambre magmatique assez superficielle ; les granites de type 7 Laux, d'origine à priori plus complexe, seraient issus du mélange de ce magma subalcalin avec une fraction d'origine plus profonde, infracrustale ou mantellique.

Il semble que l'on puisse rattacher à l'association de type 7 Laux les granites à tendance calcoalcaline du Mont Blanc et du Sud des Aiguilles Rouges (Pormenaz, Montées-Pelissiers).

Le granite de Vallorcine présente de son côté des ressemblances géochimiques et pétrographiques avec le granite d'Outray-Roc Blanc (Beaufortin) et le granite du Châtelard (Belledonne). Comme ces deux derniers, il évolue en donnant des faciès microgranitiques, recoupant la masse granitique sous forme de filons, lesquels, à certains égards, pourraient être caractéristiques de cette association.

C - LES GRANITOIDES TARDIFS

D'après les résultats de l'étude géochronologique, nous distinguons le complexe

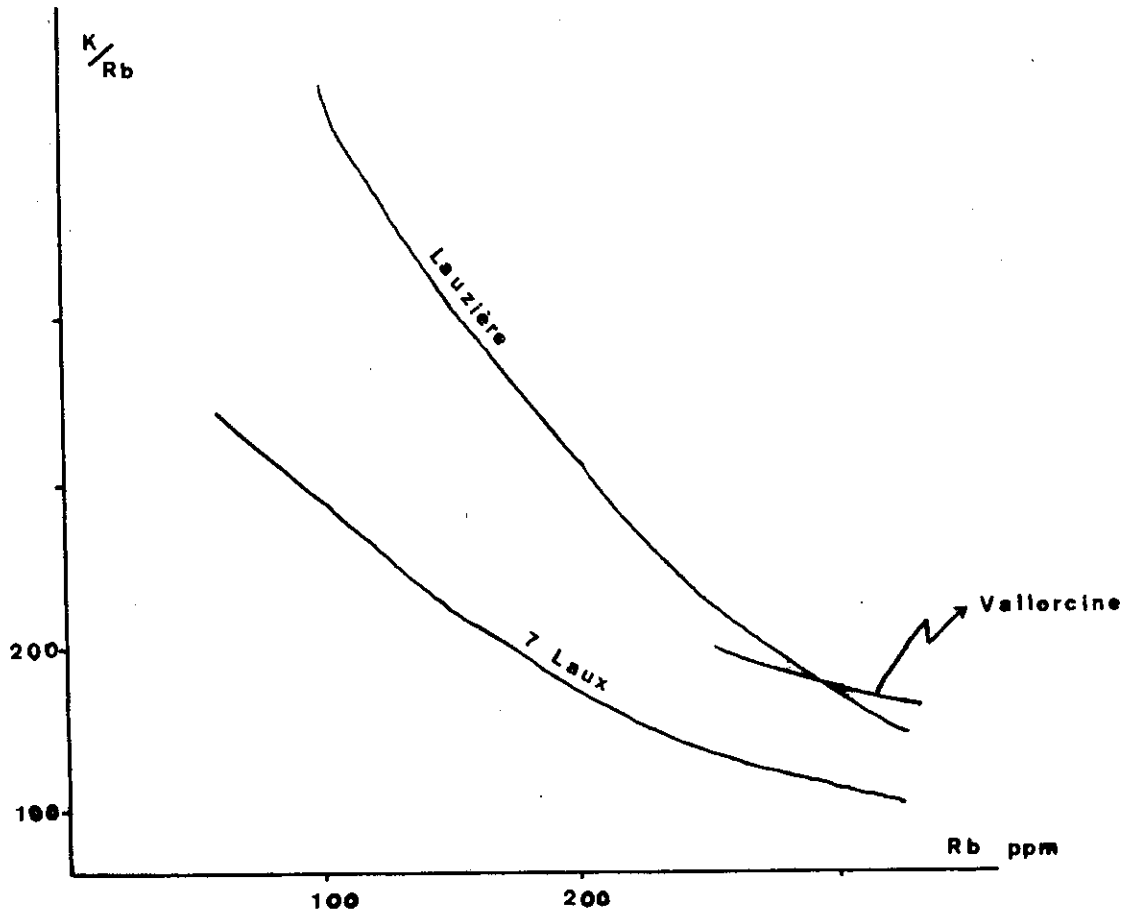


figure 100 : lignes de différenciation des associations de type Lauzière, 7 Laux et Vallorcine dans le diagramme K/Rb-Rb

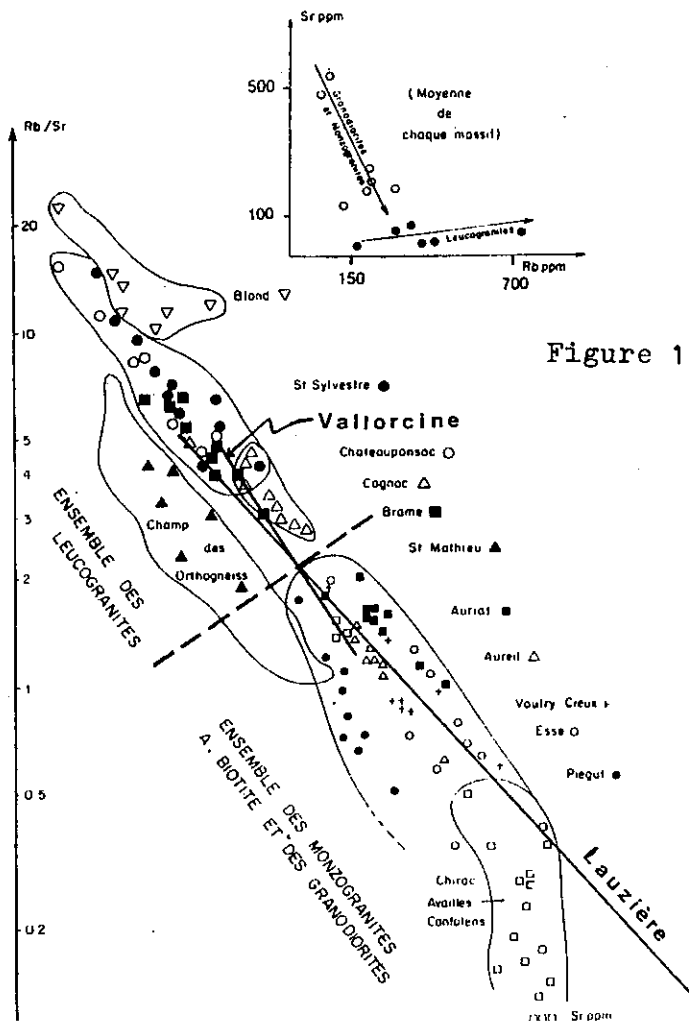


Figure 101 : les associations de type Vallorcine et Lauzière dans le diagramme $\log Rb/Sr - \log Sr$ de J.L. DUTHOU, 1977

Caractérisation par leur teneur en Rb et Sr des différentes familles de granitoïdes du Limousin (d'après J.-L. Duthou, 1977).

granitoïde de la Lauzière des granitoïdes précédemment étudiés.

Au sein du massif de Belledonne, il constitue de fait une association originale, avec les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère, qui elles, sont moins différenciées.

Sur le diagramme QF - BF de H. de LA ROCHE, les granitoïdes tardifs (association de type Lauzière) se distinguent très bien des associations hercyniennes que nous venons d'étudier (association de type 7 Laux et granite de Vallorcine).

Comme le granite de Vallorcine, ils semblent s'être formés par cristallisation fractionnée d'un magma, mais d'origine probablement plus profonde (rapport isotopique initial $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ assez faible).

Aucune tendance leucogranitique ne se dessine en effet sur le diagramme $\log \text{Rb}/\text{Sr} - \log \text{Sr}$ de J.L. DUTHOU (1977).

Dans la classification de J.B. ORSINI (1979), l'association de type Lauzière correspond typiquement à une association subalcaline à tendance hypoalumineuse (type Balagne).

Le rapport R est en effet très faible, surtout dans les faciès basiques, où il peut descendre jusqu'à 1,05.

A la lignée Lauzière semble se rattacher le granite de Rochail, au Sud des Grandes Rousses, qui montre une évolution géochimique identique (lignée granosyémitique). Son âge, namurien (BONHOMME et al, 1963), est toutefois nettement plus ancien que celui du complexe granitoïde de la Lauzière, ce qui nous amène à proposer les trois hypothèses suivantes :

- l'alignement obtenu pour le complexe granitoïde de la Lauzière ne correspond pas à une isochrone ; on peut alors supposer que l'association de type Lauzière présente un âge carbonifère comme le granite du Rochail.

Dans ce cas il faut envisager l'existence d'une troisième association de granites carbonifères : l'association Lauzière-Rochail ;

- il existe deux associations subalcalines hypoalumineuses dans les massifs cristallins externes, l'une carbonifère (Rochail), l'autre permotriasique (Lauzière) ;

- l'âge de 330 Ma obtenu sur le granite du Rochail est contestable (il s'agit d'un âge Rb/Sr conventionnel et non pas d'un âge par isochrone).

Ces dernières considérations nous amènent à souligner une fois de plus l'originalité de l'âge obtenu pour le complexe granitoïde de la Lauzière (216 Ma). Quelques âges de cet ordre ont déjà été publiés sur les granites du Pelvoux (CHESSEX et al, 1964, A. BARBIERI, 1970), mais leur validité est contestée par ces auteurs eux-mêmes.

A notre avis, cet âge n'est pas abhèrent.

Pour G. MENARD (1979), la croûte inférieure ne s'est solidifiée qu'au Trias-Lias dans les massifs cristallins externes. Nous ne connaissons pas hélas de véritables intrusions plutoniques datées du Permotrias. Il y a un magmatisme, mais volcanique. Seuls les gneiss du Sapey, dans le domaine briançonnais, affleurant sous forme de panneaux concordants au sein des sédiments permien (gisement comparable à

celui des monzosyénites du Lac de la Grande Léchère), pourraient avoir une telle origine.

- Pour les anciens auteurs (Ch. Lory, 1861), certains de leurs faciès correspondent effectivement à des "protogines".

- Pour Elle nberger (1954), il s'agit non pas d'intrusions, mais de "migmatites d'imbibition lit par lit".

- Pour Gay (1971), il s'agit enfin d'extrusions contemporaines de la phase paroxismale du volcanisme permien.

Sans envisager de façon catégorique une corrélation granites de type Lauzière - gneiss du Sapey, nous soulignerons tout de même la ressemblance entre certains de leurs faciès. Elle nberger (1954) décrit en effet des gneiss ocellés (yeux centimétriques à pluricentimétriques d'orthose ressortant sur un fond grenu de quartz, de plagioclase épigenisé en feutrage cireux, de biotite en grands paquets chloritisés) qui ne sont pas sans rappeler les faciès monzosyénitiques écrasés de la Lauzière.

Soulignons enfin que des manifestations magmatiques sont connues jusqu'au Lias dans la zone dauphinoise.

Les spilites du Trias, décrites par R. AUMAITRE, G. BUFFET (1973) dérivent d'un magma alcalin. Il n'est bien sûr pas question de les affilier aux granites tardifs de la Lauzière, mais elles témoignent en tout cas de conditions thermiques particulières ("climat magmatique") perdurant jusqu'à l'aube de l'orogénèse alpine.

D - CONCLUSIONS

En conclusion, nous proposons le tableau récapitulatif suivant (tableau 6). Il est certes très hypothétique, et demande à être complété par des études géochimiques et géochronologiques, mais il peut avoir au moins le mérite de présenter de façon synthétique les données actuelles sur différents granites des massifs cristallins externes alpins.

Association	Nature de l'association (classification J. B. ORSINI)	Termes pétrographiques	Granites	Origine	Age
Lauzière	subalcaline à tendance hypoalumineuse	monzosyérites et syénites - granites - granites leucocrates	complexe granitoïde de la Lauzière, monzosyérites de la Grande Léchère, granite du Rochail (?)	Cristallisation fractionnée d'un magma crustal	216 Ma (?) (Rochail 330 Ma ?)
Vallorcine	subalcaline - alumineuse à tendance leucogranitique.	monzosyérites - granites leucocrates (- microgranites)	granite de Vallorcine, granite d'Outray (?), granite du Châtelard (??)	cristallisation fractionnée d'un magma supra-cristal	Carbonifère (?)
7 Laux	subalcaline alumineuse à tendance calcoalcaline	monzodiorites granodiorites granites leucocrates	granite des 7 Laux-Epierre granitoïdes de Champoudru. Les Chavannes, granodiorites du Colomban granite de Cevins (?), granite du Mont Blanc (??) granites du Sud des Aiguilles Rouges (??)	mélange d'un magma subalcalin type Vallorcine avec un précurseur mantellique (?)	Carbonifère (322 ± 43 2σ)
St Colomban	tendance calcoalcaline	- monzogranites porphyroïdes - granodiorites - granites	granite porphyroïde de St Colomban gneiss du complexe du Col de Montjoie pro parte, granite de La Fare Roche Noire, gneiss ocellés de Crupillouse (?)	profonde (?)	Calédonnien (505 Ma) et/ou Cadomien (660 Ma ?)

Tableau 6 : caractères des différentes associations granitiques

CHAPITRE VI

ETUDE DES MINERALISATIONS URANIFERES

- A - Rappels : l'uranium et les granitoïdes
- B - Les indices de Vallorcine
- C - Les indices de Beaufort
- D - Les indices de la Lauzière
- E - Essai de synthèse

CHAPITRE VI - ETUDE DES MINERALISATIONS URANIFERES

A - RAPPELS : L'URANIUM ET LES GRANITOIDES

A-1 Généralités

L'uranium est un élément caractéristique de l'écorce continentale terrestre (élément lithophile), responsable, avec le thorium et le potassium, autres éléments radioactifs naturels, du flux de chaleur à travers les continents.

Du point de vue chimique, il peut se présenter sous forme tétravalente (U^{4+}) ou hexavalente (U^{6+}).

La forme tétravalente se rencontre dans les minéraux endogènes, encore qu'un début d'oxydation puisse se produire en dehors de toute altération. Le comportement de U^{4+} rejoint celui du thorium, élément de même valence et aux propriétés cristallographiques voisines.

L'ion hexavalent est la forme sous laquelle est transporté l'uranium, et celle qui rentre dans la structure des minéraux supergènes.

A-2 Localisation de l'uranium à l'état de traces

L'uranium est principalement concentré dans les parties moyenne et superficielle de la croûte continentale, où il peut migrer, de bas en haut, avec les magmas acides. Ainsi le clarke des granites est-il plus élevé que le clarke d'ensemble (4 ppm au lieu de 2,7 ppm).

L'uranium de fond des granitoïdes est localisé, avec le thorium, dans les minéraux accessoires (zircon, monazite, xénotime...), en substitution aux terres rares ou à l'ion Ca^{2+} .

Certains granites peuvent présenter des teneurs nettement supérieures à 4 ppm. S'ils sont caractérisés en outre par une évolution particulière (évolution deutérique se traduisant surtout par une muscovitisation des feldspaths et des biotites), leur uranium peut être extrait des minéraux accessoires et se concentrer sous forme d'uraninite microcristalline (UO_2, x).

Les deux conditions sont alors remplies pour que l'on puisse parler de granite fertile : forte teneur de fond et uranium stocké sous une forme soluble.

A-3 Les phénomènes de concentration

Abstraction faite des gîtes d'inclusions (porphyres quartzifères), les concentrations intragranitiques sont généralement liées à des circulations hydrothermales ascendantes, ou à des circulations superficielles descendantes. Il est d'ailleurs souvent difficile de trancher entre ces deux hypothèses.

L'origine hydrothermale des minéralisations a été la première admise. L'uranium, transporté sous forme d'ion uranyle (UO_2^{+}) par des fluides riches en CO_2 (le gaz carbonique accroît considérablement sa solubilité), précipite sous l'action d'agents réducteurs. Les paragénèses sont variées et non caractéristiques, mise à part la paragénèse fondamentale silice-hématite-pechblende.

Les concentrations d'origine superficielle sont liées à un climat tropical alterné, durant lequel la forêt agit comme filtre séparateur entre une phase soluble entraînée et une phase résiduelle latéritique.

Un tel environnement provoque en effet une remobilisation de l'uranium, qui se concentre en aval des zones de lessivage, dans des pièges tectoniques ou dans des roches magasins (pièges mécaniques et géochimiques).

En Europe, un tel climat a régné au Permien, à l'Eocène et à l'Oligocène. Les faciès fertiles qui ont été exondés à l'une de ces époques peuvent ainsi renfermer des gisements.

A-4 Conclusions

Les gîtes liés aux granites sont l'aboutissement d'une série d'évènements

géologiques, dont il est souvent difficile de faire la part, et qui peuvent éventuellement se superposer.

Les guides de prospection sont en résumé les suivants :

- un fond géochimique du granite élevé ;
- un uranium stocké sous forme lessivable, c'est-à-dire dissocié de la phase silicatée ;
- une tectonique cassante avec création de zones d'ouverture ;
- une activité hydrothermale avec percolation de fluides riches en CO₂, ou une période d'émersion sous climat favorable.

B - LES INDICES★DE VALLORCINE

B-1 Contexte métallogénique

La partie étudiée du massif des Aiguilles Rouges recèle des petits indices de sulfures métalliques, liés à des activités hydrothermales. A priori, ces indices ne sont pas directement liés au granite de Vallorcine, dont les filons quartzochloriteux sont stériles, mais ils pourraient correspondre à des venues postérieures au granite et d'âge soit tardibercynien soit alpin.

Le principal secteur minéralisé est centré sur le Mont Oreb.

Sur les versants de ce petit massif (Tête du Rét, Gros Nol, l'Epaule) et dans les vallons de Tré les Eaux et de Bérard, qui le limitent respectivement au Nord et au Sud, on observe des filons quartzocarbonatés à sulfures, dont l'orientation, assez constante, est approximativement E. W. La gangue est constituée de quartz, ou de silice verdâtre d'aspect calcédonieux, souvent aussi de calcite, rarement de barytine et de fluorine. Elle présente un aspect bréchoïde et peut éventuellement emballer des blocs de gneiss. Les minéralisations sont diffuses et correspondent à des mouchetures de pyrite, chalcopirite, galène, covellite (?), bornite (?).

L'antimoine aurait été anciennement exploité vers le sommet du Mont Oreb, mais nous n'y avons pas retrouvé de haldes.

Nous avons déduit de l'étude structurale du secteur de Vallorcine (chap.II, F) que les directions E-W pouvaient correspondre à des ouvertures "T" dans un schéma en coulissement dextre à l'échelle du massif.

 ★ Nous entendons par indice tout point dont l'activité dépasse 1000c/s SPP2, que cette activité soit due à l'uranium ou non. Une anomalie correspond, au sein d'une formation, à un point d'activité inférieure à 1000 c/s SPP2, mais nettement supérieure à l'activité de fond.

Dans ce cas, les filons que nous venons de décrire pourraient être contemporains de cette phase, ou d'une phase de réouverture tardive.

B-2 Les indices uranifères liés au granite de Vallorcine

Le granite de Vallorcine n'est pas un granite uranifère au sens classique du terme. La teneur en U de la roche saine est en effet faible (moins de 5 ppm) et celle en Th fluctue entre 7 et 30 ppm. Nous n'avons mis en évidence, sur le terrain, aucune évolution spatiale continue du mouvement propre, qui est assez constant, de l'ordre de 150 c/s SPP2. Rappelons toutefois que, dans le secteur étudié, le granite est peu différencié et que les faciès de bordure n'affleurent que très localement, sous forme de masses décamétriques mal individualisées. Par contre LABART et RYBACH (1972) ont mis en évidence une augmentation des teneurs de fond en uranium, du coeur du granite vers ses bordures (figure 102). Pour ces auteurs, une telle évolution semble primaire, c'est-à-dire contemporaine de la différenciation magmatique, les faciès de bordure montrant des caractères pétrographiques différents. Pour notre part, nous avons bien décrit des faciès leucocrates en bordure occidentale, mais nous n'avons observé aucune différenciation sur la bordure orientale, où nous pensons que les variations signalées de la teneur en U sont plutôt dues à la mylonitisation liée à la faille de la Remua

Dans le granite l'uranium semble essentiellement lié aux minéraux accessoires (zircons et minéraux opaques). Les zircons présentent des teneurs de l'ordre de 1335 ppm pour BUCHS et al (1962). 40 à 60 % de l'uranium de la roche sont lessivés par attaque à l'acide nitrique à ébullition, jusqu'à 80 % pour les faciès leucogranitiques de bordure (LABART et RYBACH, 1972). Il semble donc que l'uranium se concentre, dans les faciès les plus évolués, dans les minéraux opaques, donc sous une forme plus facilement lessivable.

Dans le secteur étudié, aucun indice ne semble directement lié au granite de Vallorcine. Tout au plus avons nous noté de petites anomalies, souvent localisées dans les faciès leucogranitiques fins de la bordure occidentale du granite qui, comme l'ont montré LABART et RYBACH (1972), semblent potentiellement plus intéressants que son faciès porphyroïde.

En Suisse, par contre, LABART et RYBACH décrivent des indices dans la masse même du granite.

- les uns sont liés à des filons de quartz minéralisés en sulfures ; "les mouvements aux épontes donnent des blastomylonites et des mylonites argileuses ; les anomalies se trouvent rarement à plus d'un mètre de ces filons".

- Deux autres se trouvent dans le granite compact. Nous en avons étudié

un sur la route du barrage d'Emosson ; les feldspaths du granite y présentent une teinte légèrement rosée mais, du point de vue minéralogique, aucune modification n'est visible par rapport à la roche saine, et l'on ne peut en aucun cas rapporter l'aspect de la roche (teinte rosée et aspect miarolitique) à une épidyénitisation.

Tout au plus note-t-on l'abondance du leucoxène, du rutile et de l'hématite, et l'altération poussée des micas (biotite entièrement chloritisée, muscovite "souillée").

Sur une lame mince, nous avons observé de l'autunite en agrégats. Des autoradiographies effectuées par M. DENIS (figure 103) montrent "une activité ponctuelle, soutenue et abondante, strictement liée aux zones de phyllites destabilisées, et plus particulièrement au niveau des amas d'oxydes, parfois au niveau de minéraux subopaques d'habitus cubique... Les amas d'opaques sont vraisemblablement à rapporter, pour le moins en partie, à des oxydes de titane".

Sur la bordure occitendale du granite, quelques indices sont liés aux filons microgranitiques. L'enrichissement en U et Th (teneurs de fond U = 4-12 ppm, Th = 40 - 44 ppm) serait magmatique, les microgranites constituant des termes très différenciés, au même titre que les faciès leucogranitiques précédemment mentionnés. Une autoradiographie (figure 104) montre que l'activité α se limite, comme dans les échantillons minéralisés du granite, aux micas très destabilisés : biotite chloritisée et minéraux opaques associés (oxydes de fer et de titane ?). Des produits secondaires (jaunes et orangés) sont parfois observables.

B-3 Les indices le long de la faille de la Remua

De nombreux indices s'alignent sur la faille de la Remua. Les niveaux particulièrement favorables semblent être les faciès très siliceux, de teinte gris-verdâtre, qui affleurent au sein des ultramytonites à substrat gneissique. Les indices situés dans les ultramytonites à substrat granitique, ou dans les paragneiss des Posettes, peu écrasés, semblent moins intéressants.

L'uranium peut, soit parvenir du granite de Vallorcine, mais nous avons souligné ses faibles potentialités, soit avoir une origine primaire (préconcentrations dans certains niveaux* des paragneiss des Posettes reprises lors de la mylonitisation). On peut également envisager que les niveaux très siliceux, riches en indices, correspondent à des lambeaux de sédiments permocarbonifères, pincés tectoniquement (Y. GUBLER, com. orale).

 *Ces niveaux sont d'origine volcanique acide (cf B-4) ou sédimentaire, certains échantillons renfermant peut-être du graphite.

Il n'est pour l'instant pas possible de trancher entre ces trois hypothèses, d'autant que pour ce secteur de Vallorcine, il est indéniable que la série des Aiguilles Rouges, le granite et les sédiments permocarbonifères renferment tous trois un certain stock d'uranium.

Les minéralisations (pechblende plus ou moins gummitisée) apparaissent, en autoradiographie, "essentiellement filoniennes et associées à une phase carbonatée ; une activité ponctuelle notable est cependant observable dans la masse de la roche ; elle est rapportée à des amas orangés, probablement des gummities" (M. DENIS)

Les minéralisations sont contrôlées par les plans de schistosité parallèles à la faille de la Remua (N20° E) ou par des fractures obliques orientées N 60°E, disposées en échelons par rapport à cette faille. Le deuxième cas semble le plus favorable, les fractures obliques étant susceptibles de constituer des zones d'ouverture d'une certaine continuité.

Nous n'avons pu mettre en évidence aucune variation des teneurs de fond en U - Th liée à la mylonitisation sur la faille de la Remua ; sur la coupe radiométrique de LABART et RYBACH, nous voyons par contre que les faciès granitiques mylonitisés semblent un peu enrichis en U et lessivés en Th (figure 102).

B-4 Les indices dans la série des Aiguilles Rouges

Certains indices se situent dans des niveaux très siliceux, sans doute d'origine volcanique acide, de la série des Aiguilles Rouges. Mais nous ne pouvons pas dire de façon certaine que ces indices sont primaires et directement liés à ce faciès lithologique, en d'autres termes que certains faciès de la série des Aiguilles Rouges présentent en eux-même des potentialités. Ceci nous semble néanmoins vraisemblable, mais le contrôle des minéralisations semble le plus souvent tectonique. Les indices se disposent le long de zones fracturées de directions N 60 à 140° E et sont de deux types.

Type 1 (pechblende, un peu de carbonates).

Les indices correspondent à des placages de pechblende associée à des carbonates dans des microfissures N 130 à 140° E (directions peu dispersées).

- Type 2 (produits secondaires, quartz, carbonates, sulfures).

Les indices correspondent à des filons quartzocarbonatés, d'aspect bréchique. On n'observe plus de pechblende, mais des produits secondaires (chalcocite, arséniate d'U), associés à des sulfures (pyrite, galène, chalcopirite altérée en malachite). Ces indices peuvent présenter une

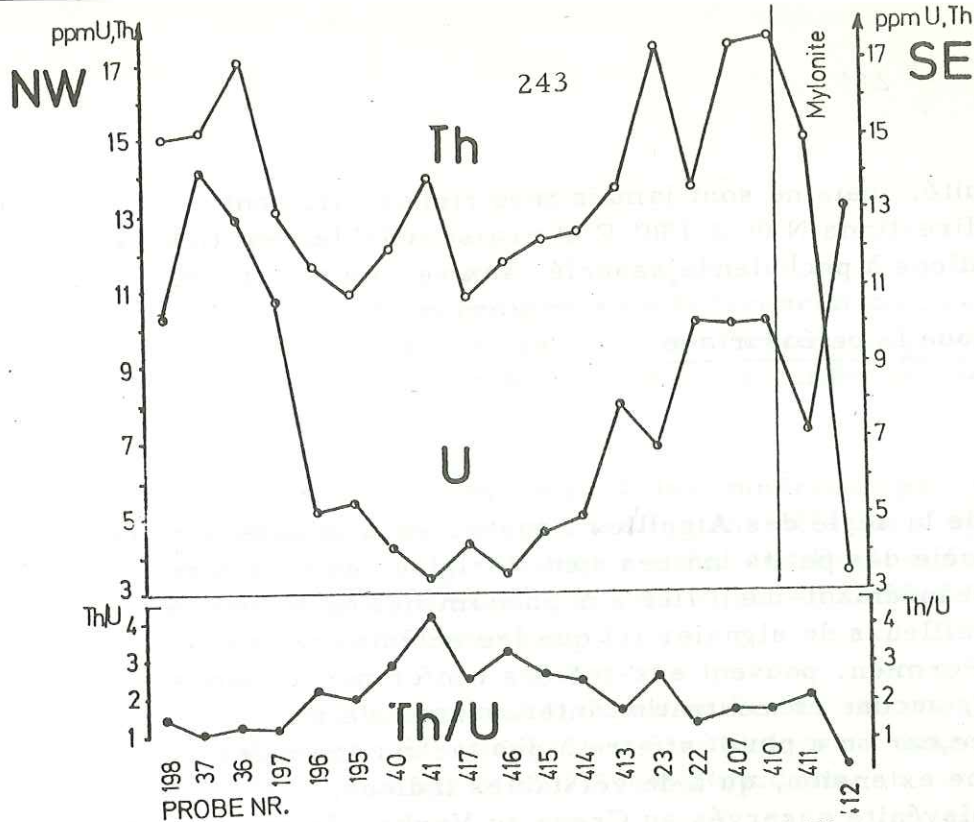


Figure 102 : variations des teneurs en U et Th sur une coupe à travers le granite de Vallorcine, au Nord du Châtelard. (in LABART-RYBACH, 1972)

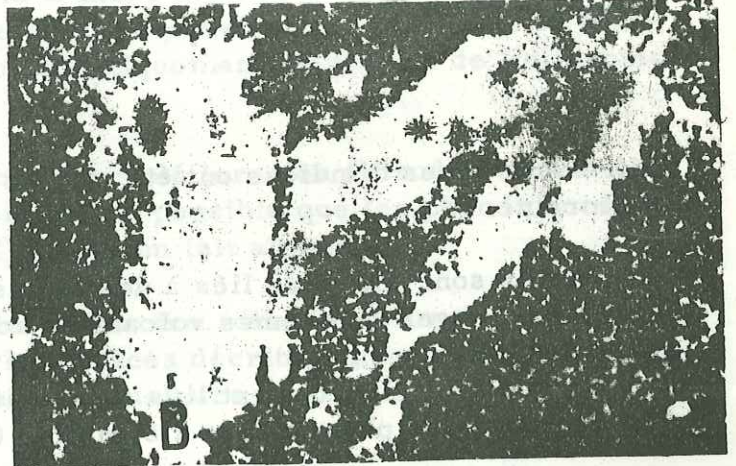
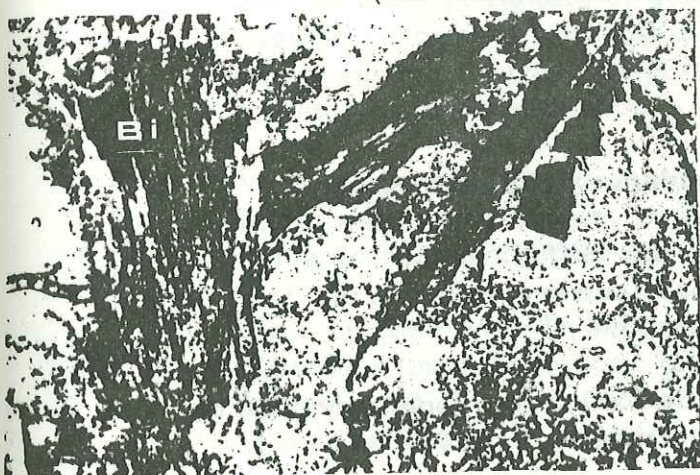


Figure 103 : lame mince (A) et autoradiographie correspondante (B) d'un échantillon minéralisé du granite de Vallorcine ($\times 63$).

On note l'abondance des halos pléochroïques dans la biotite

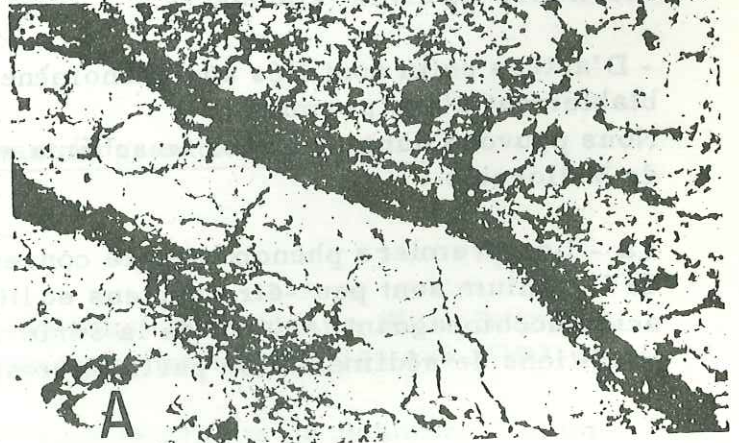
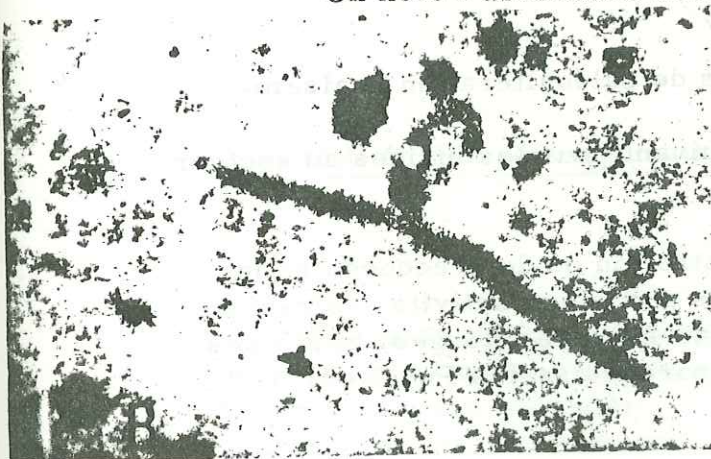


Figure 104 : lame mince (A) et autoradiographie correspondante (B) d'un échantillon de microgranite minéralisé ($\times 40$).

Cristal de biotite fortement destabilisé avec amas d'oxydes développant une activité α

remarquable continuité, mais ne sont jamais très riches ; ils sont disposés selon des directions N 60 à 130° E et vraisemblablement liés au remaniement des indices à pechblende, associé aux venues sulfurées.

B-5 Les indices situés sous la paléosurface

La tranche altérée de la série des Aiguilles Rouges, sous la paléosurface antéwerfénienne, recèle des petits indices dont l'origine, en raison de leur localisation, est indéniablement liée aux phénomènes de paléoaltération (il convient d'ailleurs de signaler ici que les schistes versicolores, attribués au Permien, peuvent eux-mêmes renfermer de petits indices). En tout cas, aucune concentration intéressante n'a pu être mise en évidence, car on a plutôt affaire à des taches anormales, parfois d'une certaine extension, qu'à de véritables indices. Quant aux filons d'épisyénite observés au Creux au Vaches ils ne présentent aucune anomalie du point de vue radiométrique.

B-6 Conclusions

Différents types d'indices ont été mis en évidence dans le secteur de Vallorcine.

- Certains sont peut être liés à des faciès particuliers de la série des Aiguilles Rouges (anciennes volcanites acides ?).

- D'autres sont directement liés au granite de Vallorcine (concentration de l'U au cours des phénomènes d'évolution tardimagmatique ?).

- Les plus nombreux sont contrôlés par la tectonique, à différentes échelles, depuis celle de la faille de la Remua jusqu'à celle de la microfissuration. Ces indices sont susceptibles d'être remaniés par des venues hydrothermales tardives (alpines ?).

- D'autres enfin sont liés aux phénomènes de paléoaltération, vraisemblablement d'âge permien.

Nous pouvons donc proposer le schéma suivant pour les indices du secteur de Vallorcine :

I a - Les premiers phénomènes de concentration ou de préconcentration de l'uranium sont peut-être anciens et liés soit à une activité volcanique acide accompagnant le dépôt de la série des Aiguilles Rouges, soit à des conditions de sédimentation particulières (paragneiss des Posettes)

I b - Lors des phénomènes de différenciation du granite de Vallorcine, intrusif dans la série des Aiguilles Rouges, le peu d'uranium qu'il renferme a pu se concentrer dans des minéraux opaques (oxydes de fer et de titane) et les zircons.

II - L'uranium, en partie lié à des minéraux opaques peu réfractaires, est remobilisé lors d'épisodes tectonométamorphiques postgranitiques (tardihercyniens ?). Transporté par des fluides riches en CO_2 , il est piégé dans des zones d'ouverture et sur la faille de la Remua (paragénèse à pechblende et carbonates).

III - Des venues hydrothermales sulfurées remanient ces premières concentrations (II), donnant une paragénèse à quartz, carbonates, sulfures, minéraux secondaires d'uranium.

IV - Au cours de phénomènes d'altération météorique vraisemblablement permien, l'uranium est de nouveau reconcentré dans des bassins continentaux résiduels et dans la tranche altérée de la série des Aiguilles Rouges. L'uranium remobilisé provient des gneiss de la série des Aiguilles Rouges, et plus hypothétiquement du granite de Vallorcine, qui était peut être exondé.

V - L'uranium a été probablement recyclé lors des épisodes tectonométamorphiques alpins, et il est même possible que les phénomènes de remaniement hydrothermal (III) soient en fait alpins.

Pour en finir avec le secteur de Vallorcine, disons qu'il nous semble difficile d'invoquer, pour tous les indices décrits, une origine supergène, la plupart d'entre eux étant situés à plusieurs centaines de mètres sous la paléosurface.

C - LES INDICES DE BEAUFORT

C-1 Potentialités des séries encaissant le granite de Beaufort

Les sédiments mésozoïques du Synclinal Médian et la Série Satinée présentent un faible mouvement propre (inférieur à 100 c/s SPP2) et ne montrent aucune anomalie.

Les migmatites, encaissant à l'Ouest le granite de Beaufort, ont un mouvement propre de l'ordre de 150 c/s SPP2, donc relativement élevé, mais elles ne recèlent aucune anomalie.

La Série Verte supérieure, affleurant à l'Est de la branche interne du Synclinal Médian, semble par contre plus intéressante. Dans les faciès schisteux de faible mouvement propre s'observent en effet des niveaux métriques très riches en matières organiques, de mouvement propre assez élevé. Bien qu'ils ne présentent pas en eux-mêmes un grand intérêt, ils démontrent la possibilité d'un certain potentiel d'uranium dans la Série Verte supérieure.

C-2 Potentialités du granite de Beaufort

Les faciès porphyroïdes et isogranulaires du granite de Beaufort présentent un fort mouvement propre (200 à 400 c/s SPP2). Leur teneur en U est assez forte, de l'ordre de 10 ppm, et celle en Th fluctue entre 10 et 50 ppm. Le granite de Beaufort est donc un monzogranite uranifère. Les faciès leucocrates de la bordure occidentale (granodiorites) sont au contraire caractérisés par un faible mouvement propre (130 c/s SPP2), et corrélativement par de faibles teneurs de fond en U (2, 5 ppm) et Th (environ 13 ppm).

C-3 Les indices

Ils sont tous situés dans le granite lui-même et se répartissent en 2 catégories :

- 1 - les indices les plus nombreux sont localisés dans la tranche altérée du granite, sous la paléosurface antetriasique ;
- 2 - quelques indices s'alignent sur l'accident du ruisseau de l'Enfer.

En ce qui concerne les anomalies observées à basse altitude dans le défilé d'Entreroches, le seul "indice" semble en grande partie lié au radon d'une ancienne galerie de reconnaissance.

C-3-1 Les indices situés dans la tranche altérée du granite de Beaufort -----

Les indices sont uranifères et jamais thorifères (la teneur en Th ne dépasse guère 50 ppm). Aucune corrélation évidente ne s'observe entre la teneur en U et celle en éléments-traces. Un échantillon minéralisé présente toutefois une anomalie Cr-V (Cr = 220 ppm ; V = 440 ppm), les valeurs moyennes étant de 50 ppm pour ces 2 éléments dans les faciès monzogranitiques.

Sur certains échantillons, des minéralisations sont observables. Il s'agit de "produits orangés" (gummites), et parfois de pechblende, sous forme de petits points noirs de la grosseur d'une tête d'épingle qui ressortent sur un fond limonitique ; elle est entourée d'une auréole plus claire de réduction, comme à l'accoutumé (J.A. SARCIA, com. orale).

Dans les lames minces d'échantillons minéralisés, on n'observe pas de carbonates.

Nous ne disposons d'aucune autoradiographie, mais nous pouvons supposer que, comme dans le granite de Vallorcine, l'activité est en grande partie liée aux amas phylliteux très altérés.

C-3-2 Les indices du ruisseau de l'Enfer

Ils s'alignent sur la grande faille qu'empreinte ce ruisseau, et qui est de direction N 60° E. Ils sont assez ponctuels et contrôlés par la fracturation. La roche est affectée par une schistosité cataclastique ; les indices se situent sur ces plans de schistosité ou à leur intersection avec des fissures obliques. La roche est rouillée, mais n'est pas altérée comme les faciès situés sous la paléosurface. L'activité de la roche semble liée à des oxydes brunâtres, mais nous ne pouvons être affirmatifs, car nous ne disposons d'aucune autoradiographie. Ces oxydes, abondants, pigmentent la roche et forment des gaines autour des veines de calcite (figure 105). Aucune minéralisation uranifère n'a été observée ; l'activité des échantillons les plus radioactifs est trop faible pour impressionner des plaques Hiller.

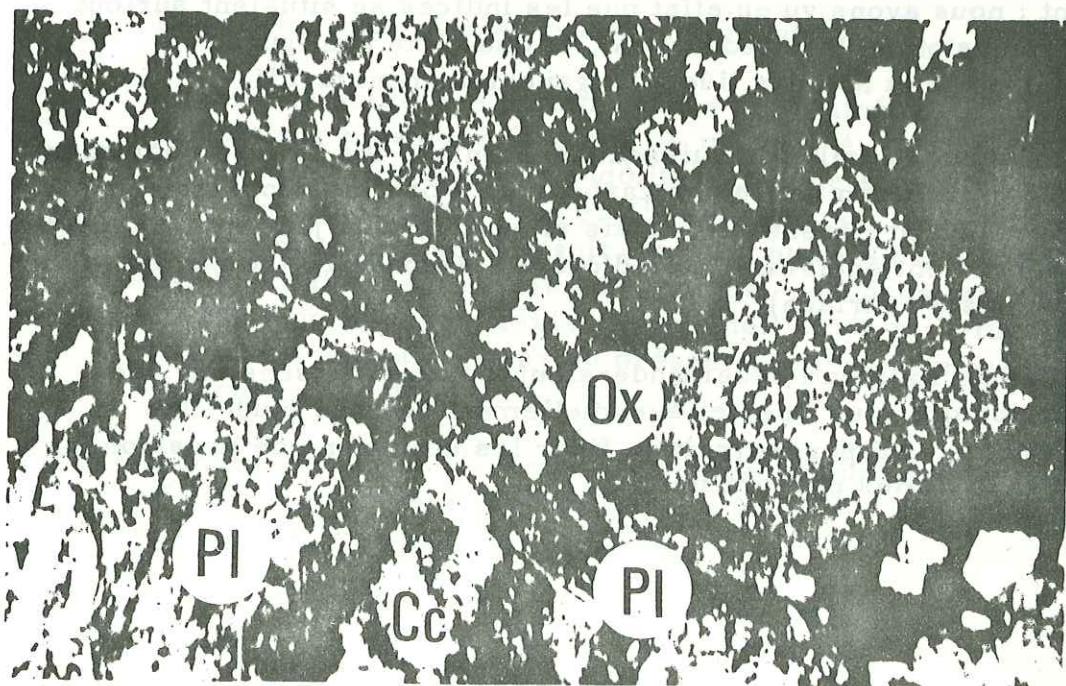


Figure 105 : granite de Beaufort mylonitisé (faille du Ruisseau de l'Enfer) : oxydes formant une gaine autour d'une veine de calcite (63)

C-4 Conclusions

Dans le granite de Beaufort, les concentrations uranifères ne semblent pas liées à des processus tardimagmatiques. La teneur en Th est en effet assez constante, et cet élément est un bon marqueur de tels phénomènes d'enrichissement. Les indices se trouvent d'autre part aussi bien dans le faciès porphyroïde que dans les faciès plus évolués, isogranulaires ou à tendance granophyrique.

Aussi pensons-nous que les concentrations sont tardives, et liées à des phénomènes de paléaltération.

En effet il existe une relation, au moins topographique, entre les indices et la paléosurface (abstraction faite des indices du ruisseau de l'Enfer). Or, pour différents auteurs, et en particulier pour J. BARBIER (1978), nombre de gisements sont liés à la destruction, sous climat aride, d'un granite uranifère, l'U se concentrant per descensum. Pour ce secteur de Beaufort, il est certain que le Permien, auquel semblent devoir être rapportés les phénomènes de paléaltération du granite, est une époque particulièrement favorable, puisqu'elle est caractérisée par une altération continentale rubéfiante. Ce modèle explique bien les indices situés sous la paléosurface. Le granite de Beaufort, exondé, aurait été, au Permien, soumis à un climat aride, hydrolysant en période humide (lessivage de la silice). En période sèche, le confinement serait responsable d'une hématisation de la roche, liée à l'altération des minéraux ferromagnésiens, et d'un début d'albitisation. L'uranium lessivé précipiterait en association avec des sulfures.

La morphologie de la paléosurface guiderait la localisation des zones de confinement ; nous avons vu en effet que les indices se situaient surtout dans une dépression de la paléosurface, et que cette configuration semblait originelle et non pas liée à un gauchissement tardif.

En ce qui concerne la faille du ruisseau de l'Enfer, les indices pourraient être liés à la circulation de fluides carbonatés d'origine superficielle (zone d'infiltration préférentielle). Mais si on admet un jeu alpin pour cette faille, ils pourraient également être d'origine secondaire (remaniement alpin des indices de surface).

Les modalités de l'altération demanderaient à être précisées par une étude minéralogique plus fine, et éventuellement par une étude des inclusions fluides, qui permettrait de fixer les conditions de pression et de température des phénomènes.

D - LES INDICES DE LA LAUZIÈRE

D-1 Contexte métallogénique

Nous parlerons tout d'abord des filons hydrothermaux s.l., dont on sait le rôle important qu'ils jouent pour le transport et la concentration de l'uranium.

Nous passerons ensuite brièvement en revue les principaux indices métalliques, essentiellement sulfurés. Sans être consanguins des minéralisations uranifères, ils leur sont en effet souvent associés, et leur étude permettra ainsi de préciser le potentiel géochimique du secteur.

D-1-1 Les filons hydrothermaux s.l. (sans référence génétique)

Il s'agit de filons de quartz, de quartz et chlorite, et de filons carbonatés. Le premier problème qui se pose est celui de leur origine : sont-ils liés aux différentes intrusions granitiques hercyniennes et tardihercyniennes ou constituent-ils des remplissages de fentes alpines ? Nous ne pouvons trancher de façon catégorique, mais il est probable que les deux origines sont à retenir.

a) Les filons quartzeux et quartzochloriteux

Ils ont une puissance centimétrique à plurimétrique et se suivent parfois sur plusieurs dizaines de mètres. Au quartz est souvent associée de la chlorite (ripidolite), qui, de son côté, peut remplir à elle seule de petites fentes d'extension.

Ces filons sont disposés soit dans les plans de schistosité, et montrent alors des stries aux épontes, soit dans les fractures d'extension mises en évidence lors de l'étude structurale.

Certaines fentes d'extension présentent la paragenèse quartz + chlorite + épidote.

Signalons enfin la découverte d'axinite sur un plan de mouvement parallèle à la schistosité principale (cirque d'Entre Deux Roches $x = 916,30$, $y = 358,35$, $z = 2270$).

b) Les filons carbonatés

Ils s'observent dans le complexe granitoïde de la Lauzière et dans le secteur du Preney-Lac de la Grande Léchère (au Sud de l'accident de Fond de France), où affleurent, rappelons le, des panneaux de monzosyénites comparables aux monzosyénites du complexe granitoïde.

Ils sont constitués de calcite grossièrement cristallisée, de couleur brunâtre et d'aspect souvent rouillé.

Deux calcimétries ont montré que la calcite était pratiquement pure (pour l'une 100 % de calcite ; pour l'autre 93 % de calcite et 7 % de calcite à tendance légèrement magnésienne).

Ces carbonates se présentent seuls ou en association avec le quartz.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour leur origine :

- ils peuvent être les manifestations d'une activité hydrothermale liée au magmatisme de type Lauzière, puisqu'il semble localisés aux secteurs où affleurent soit le complexe granitoïde de la Lauzière, soit les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère. Signalons à ce sujet la présence de blocs, en éboulis, de calcite blanche saccharoïde de nature filonienne, dans le complexe granitoïde de la Lauzière (90 % de calcite, 5 % de calcite très légèrement magnésienne, 5 % d'impuretés) ;

- ils peuvent être liés à la couverture triasicoliasique, qui affleure actuellement à l'Est du massif. Les filons auraient alors une origine supergène et se seraient mis en place per descensum. En faveur de cette hypothèse (filons clastiques), indiquons qu'ils peuvent emballer des fragments de pechblende non remaniée. Ils semblent donc "froids".

L'étude des inclusions fluides permettrait probablement de trancher entre les deux hypothèses.

D-1-2 Les indices métalliques

a) Les concentrations dans les métamorphites

La seule formation du massif qui renferme des concentrations primaires intéressantes est la Série Verte supérieure.

Les gneiss du Rochillon renferment en effet des lentilles de sulfures (pyrite, chalcopryrite, pyrrotine) disposées selon la foliation et localement microplissées. Elles correspondent vraisemblablement à des amas organiques synsédimentaires, épigénisés en sulfures lors de la diagénèse ou au cours du métamorphisme. Des niveaux

graphiteux sont d'ailleurs connus dans les faciès schisteux de cette Série Verte supérieure (cf étude pétrographique), témoignant de conditions réductrices lors de son dépôt.

b) Les minéralisations liées aux granites

On observe dans les faciès granitiques du complexe granitoïde de la Lauzière des rosettes, parfois démicentimétriques, d'oligiste. Les faciès leucogranitiques, situés au Sud du complexe (Roc Rouge, Col de Sarvatan), sont d'autre part caractérisés par leur teinte rougeâtre, due à une imprégnation d'hématite.

Les faciès les plus altérés, localisés près des diaclases, sont franchement rouges et présentent un aspect miarolitique ou vacuolaire. Ceci est dû au fait qu'ils étaient initialement riches en pyrite et que celle-ci a été plus ou moins lessivée lors d'une phase ultérieure d'oxydation. Les boxworks cubiques sont remplis d'hématite qui cimente les résidus de pyrite.

Il semble donc que la partie méridionale du complexe granitoïde soit caractérisée par des phénomènes d'oxydation, peut être liés à des activités tardimagmatiques, puisqu'ils affectent les faciès les plus évolués.

Plusieurs indices sulfurés sont connus, en relation plus ou moins directe avec le granite d'Epierre. Certains ont donné lieu à de petites exploitations (Montchabert). Ces minéralisations hydrothermales filoniennes, à gangue siliceuse, s'observent dans le granite et dans son encaissant migmatitique immédiat. Les filons présentent une orientation approximativement NE - SW et un pendage vers le SE. On trouve de la pyrite, de la chalcopryrite, de la blende et de la galène.

Enfin, nous avons observé sur l'arête de Morlin ($x = 914,250$, $y = 361,520$, $z = 1995$) un filon de quartz minéralisé en galène, qui jalonne une zone broyée d'orientation N 30 E. Quoiqu'assez éloigné du granite d'Epierre, il pourrait lui être lié puisqu'il se situe non loin des indices de Montchabert.

c) Les indices liés aux grandes fractures.

Des indices sulfurés s'observent à proximité de grands accidents, qui semblent avoir joué un rôle de drain pour les fluides hydrothermaux. Ces accidents sont la faille de Fond de France et la faille bordière orientale du socle.

- La faille de Fond de France

Le secteur minéralisé le plus intéressant correspond à la mine de l'Alouette ($x = 914,250$, $y = 356,020$, $z = 2162$). Les filons et filonnets minéralisés recoupent les gneiss de la Montagne des Plans, qui sont très schistosés car situés à une centaine de mètres de la faille de Fond de France qui met en contact, à ce niveau, la série de la Montagne des Plans avec le complexe granitoïde.

Ils sont orientés suivant la direction de schistosité principale (N 30 à 50° E).

On observe dans les haldes des échantillons riches en sulfures (pyrite, chalcoppyrite, blende, galène, covellite, bornite) et en produits secondaires (malachite, azurite, hydrozincite). La gangue est siliceuse (silice verdâtre d'aspect calcédonieux ou quartz).

D'autres indices, plus modestes, sont connus dans le secteur du Grand Pré - Grans Mas et près du Lac de la Grande Léchère. Les minéralisations (pyrite, chalcoppyrite, blende, galène, oxydes de fer) pourraient être liées à des accidents satellites de la faille de Fond de France. Elles sont parfois associées à des minéralisations uranifères.

- L'accident bordier oriental du socle

Les indices du Crozat (vallée de l'Eau Rousse) ont donné lieu à une petite exploitation. Dans la mine, située au contact de la série de Villard Benoit et des schistes liasiques, on voit des filonnets riches en sulfures (pyrite, galène, chalcoppyrite, blende) et en oligiste, et des placages de malachite et d'azurite.

D-1-3 Conclusions

Plusieurs venues minéralisatrices se sont vraisemblablement succédées dans le massif de la Lauzière et à proximité.

Il semble tout d'abord que certaines formations aient été originellement riches en sulfures (faciès du Rochillon) et aient pu ainsi renfermer un stock d'éléments métalliques éventuellement recyclables. Ensuite des granites ont probablement eu un rôle minéralisateur, peut être passif, c'est-à-dire n'ont fait que réchauffer leur encaissant, provoquer une mobilisation de certains éléments et créer des fractures (rôle mécanique et thermique).

Ainsi, on note qu'au granite d'Epierre sont associées de nombreuses concentrations localisées à sa périphérie.

De leur côté, les faciès les plus évolués du complexe granitoïde de la Lauzière semblent avoir été oxydés par des fluides tardi ou postmagmatiques (hématisation).

Enfin, au cours des phases tectonométamorphiques alpines, certains éléments métalliques ont pu être remis en solutions, lesquelles ont été drainées et piégées par des grands accidents et les fractures d'extension qui leur sont associées.

Ces concentrations semblent contemporaines de la phase de création (système en distension). La tectonique alpine proprement dite (système en compression) a dû avoir un effet plutôt dispersif (dissémination en différents endroits des sulfures des gîtes primaires). Les seules datations qu'on possède sur les fentes alpines donnent des âges compris entre 12 et 15 Ma (massif du Mont Blanc, LEUTWEIN et al, 1970)

D-2 Potentialités des différentes formations en éléments radioactifs

Dans ce paragraphe, nous allons caractériser les différentes formations du point de vue de leurs teneurs de fond en éléments radioactifs. Nous disposerons pour ceci des résultats de l'étude radiométrique de terrain (mouvement propre) et d'analyses géochimiques (dosages U-Th).

D-2-1 Les schistes cristallins

a) La série du Bois des Ravères

Pour cette série, nous ne disposons que de données radiométriques ; les schistes cristallins plus ou moins migmatitiques présentent un mouvement propre relativement élevé (120 - 150 c/s SPP2) qui permet de bien les dissocier des schistes de la Série Verte supérieure (< 100 c/s SPP2).

C'est une des raisons pour lesquelles nous avons rattaché les gneiss du Rochillon (70 c/s SPP2) à la Série Verte supérieure.

b) La Série Verte supérieure

Elle est caractérisée généralement par de faibles mouvements propres (50-90 c/s SPP2) mais, comme dans le Beaufortin quoiqu'à un degré moindre, les niveaux graphiteux constituent de petites anomalies (100-130 c/s SPP2).

Quelques dosages ont été effectués sur ces faciès en rive gauche de l'Arc (Chamorand) ; leur teneur en U est relativement élevée (U = 5 - 6 ppm ; Th = 4 - 5 ppm).

c) Le complexe du Col de Monjoie

Ses différents faciès présentent des mouvements propres assez élevés (180 - 220 c/s).

Plusieurs dosages en U, Th ont été effectués ; ils donnent les résultats suivants :

Faciès	U ppm	Th ppm	Nombre d'analyses
gneiss porphyroïdes	$\bar{x} = 6$ $\sigma = 2$	$\bar{x} = 24$ $\sigma = 13$	5
Leptynites	5	21	1
gneiss amphiboliques	5 ?	40 ?	1 ? (éch. AL98 prélevé en RG de l'Arc

d) La série de la Montagne des Plans

Les faciès "acides" s'opposent bien aux faciès "basiques" du point de vue radiométrique. Les premiers présentent un mouvement propre assez élevé (110 - 160 c/s SPP2 pour les gneiss biotitiques fins, 120 - 180 c/s pour les gneiss ocellés, jusqu'à 200 c/s pour les migmatites), les seconds ont un mouvement propre plus faible (60 - 125 c/s pour les faciès schisteux, leptyniques et gneissiques, 60 - 90 c/s pour les amphibolites).

e) La série de Villard Benoit

Elle présente des mouvements propres variables, souvent assez élevés (jusqu'à 200 c/s SPP2)

D-2-2 Les granitoïdes

a) Les granodiorites du Colomban

Elles contrastent nettement du point de vue radiométrique avec le complexe granitoïde de la Lauzière. Leur mouvement propre varie de 160 à 200 c/s SPP2.

Nous disposons de trois analyses U, Th :

U = 3, 5, 10 ppm

Th = 14, 16, 25 ppm.

b) Le complexe granitoïde de la Lauzière

Le mouvement propre de ses différents faciès est élevé à très élevé (250 à 600 c/s SPP2).

Celui des faciès monzosyéénitiques est généralement un peu plus fort que celui des faciès granitiques, mais il y a des exceptions. Ainsi, à la Pointe des Arangles ou sous le Mont Bellacha, le mouvement propre des faciès granitiques peut atteindre 500 c/s SPP2.

Les faciès "leucogranitiques", au Sud, présentent quant à eux un mouvement propre un peu plus faible (250-300 c/s).

Les teneurs en U sont relativement faibles dans les faciès acides (environ 4ppm), et fortes dans les faciès basiques (jusqu'à 20 ppm). Elles décroissent donc au cours de la différenciation.

Ainsi, la corrélation U - SiO₂ est négative, les corrélations U - (Fe₂O₃ T, MgO, CaO, K₂O, TiO₂, Sr, V, Cr) sont positives. La corrélation U-Na₂O est nulle car Na₂O varie peu au cours de la différenciation (figure 106).

Le comportement du thorium est opposé à celui de l'uranium. Les faciès basiques présentent des teneurs assez faibles (de l'ordre de 30 ppm), tandis que les faciès acides montrent des teneurs élevées, supérieures à 100 ppm.

La corrélation Th - SiO₂ est positive, tandis que les corrélations Th - Fe₂O₃ T, MgO, CaO et TiO₂ sont négatives.

Les corrélations Th - K₂O, Na₂O sont mauvaises (figure 107 : corrélations Th - SiO₂, K₂O, Fe₂O₃ T).

Il est donc parfaitement logique que la corrélation U -Th soit bonne et négative (cf figure 108).

Si le comportement du thorium n'est pas anormal pour un granite monzonitique, celui de l'uranium est par contre paradoxal. En effet, ces deux éléments ont une histoire magmatique commune, tout au moins jusqu'au stade pneumatolytique, c'est à dire tant que l'uranium se présente sous forme d'ion tétravalent. Or, les phénomènes deutériques ne semblent pas très développés dans le complexe granitoïde, puisque nous ne les avons pas mis en évidence lors de l'étude géochimique. Pour expliquer donc la divergence de comportement de ces deux éléments dans des roches "saines", nous supposons que l'uranium s'est progressivement oxydé au cours de l'évolution magmatique.

Dans les faciès peu évolués (monzosyéénites), il aurait été piégé sous forme tétravalente, en association avec le thorium. Nous n'avons aucune donnée sur son mode d'occurrence, mais nous pouvons

SiO₂ %

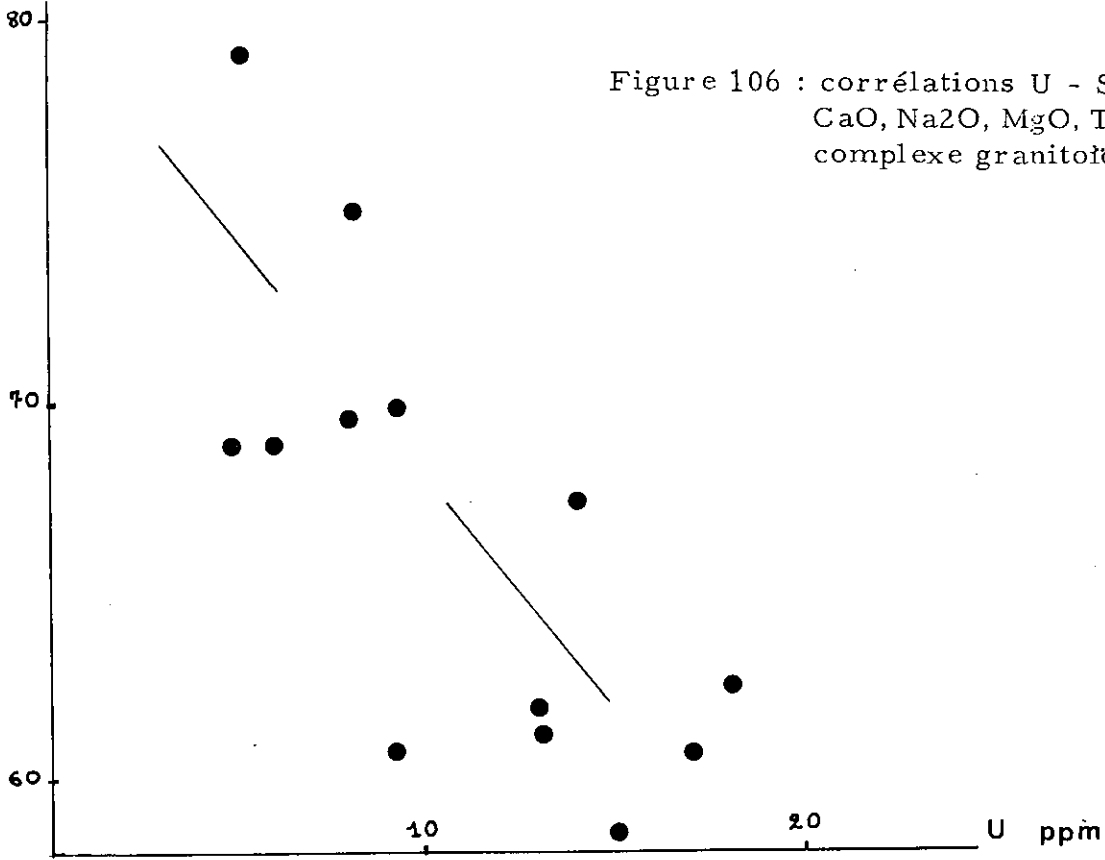
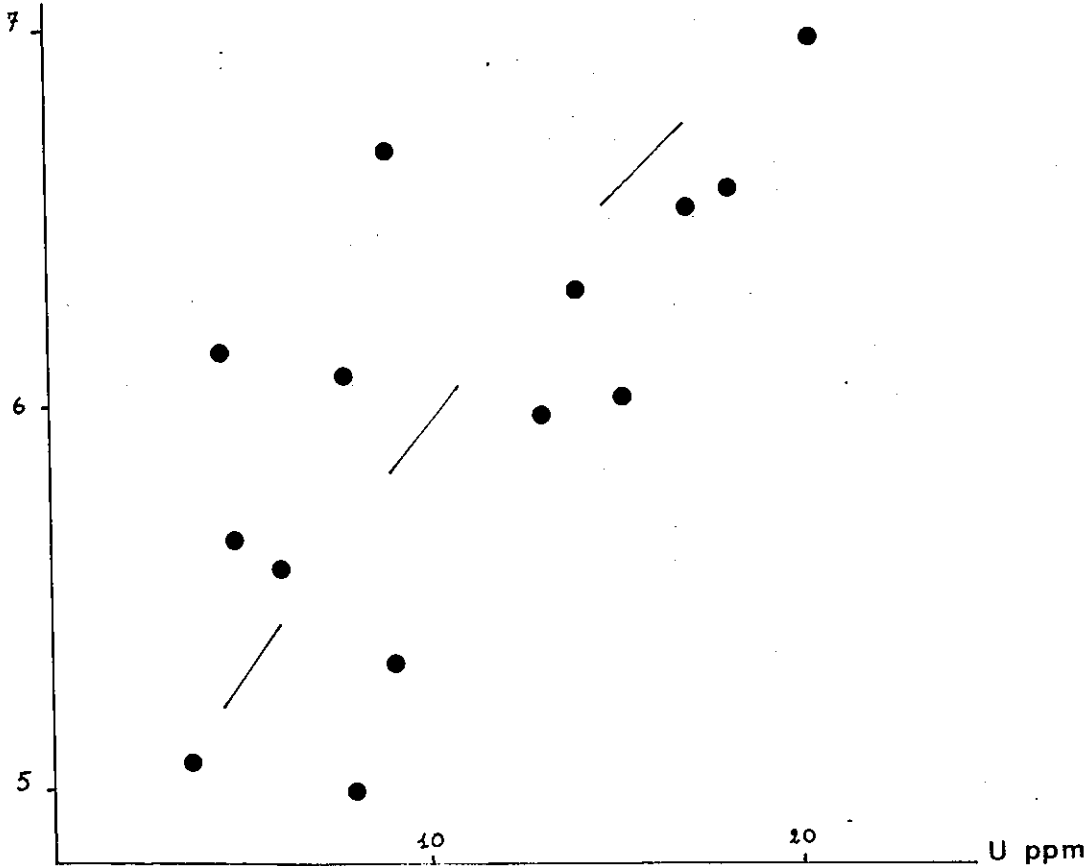


Figure 106 : corrélations U - SiO₂, K₂O, Fe₂O₃^T, CaO, Na₂O, MgO, TiO₂ dans le complexe granitoïde de la Lauzière

K₂O %



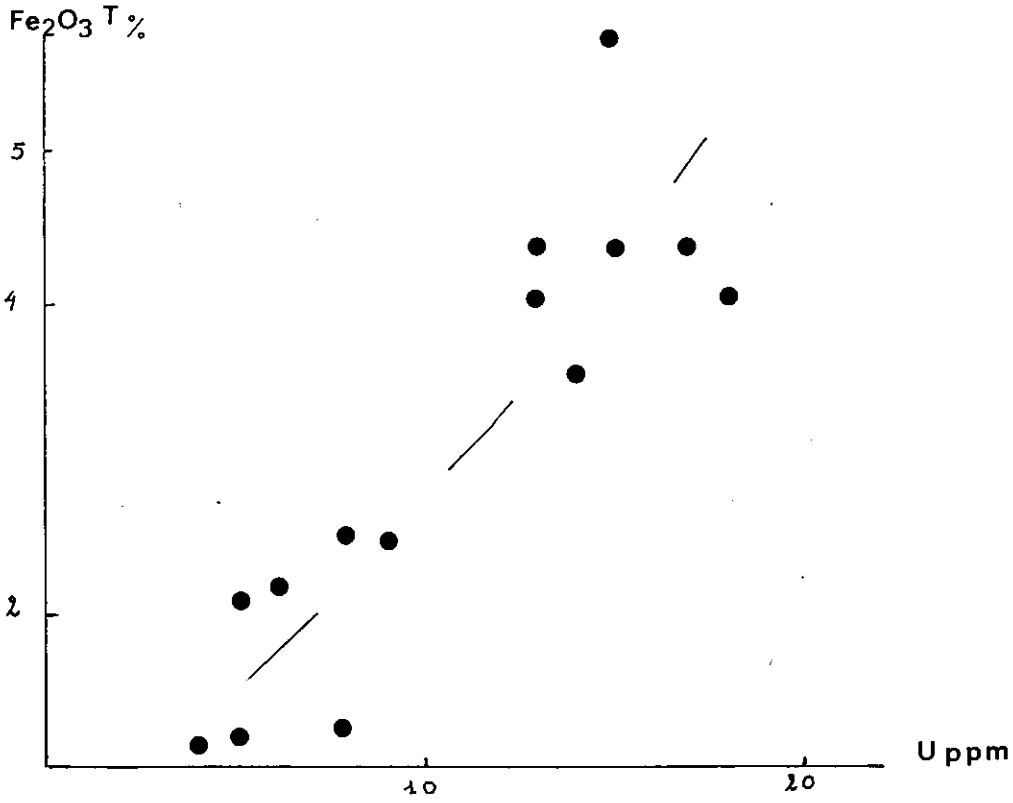
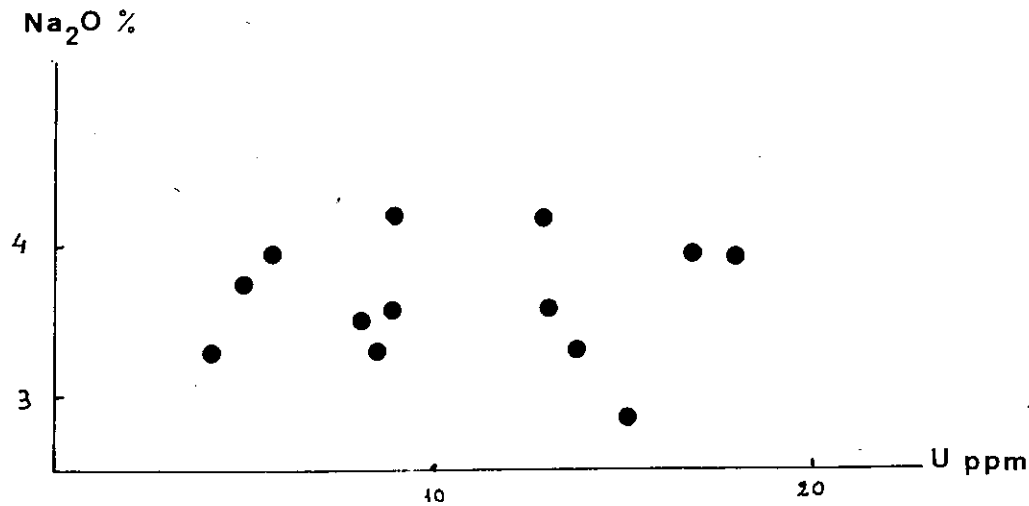
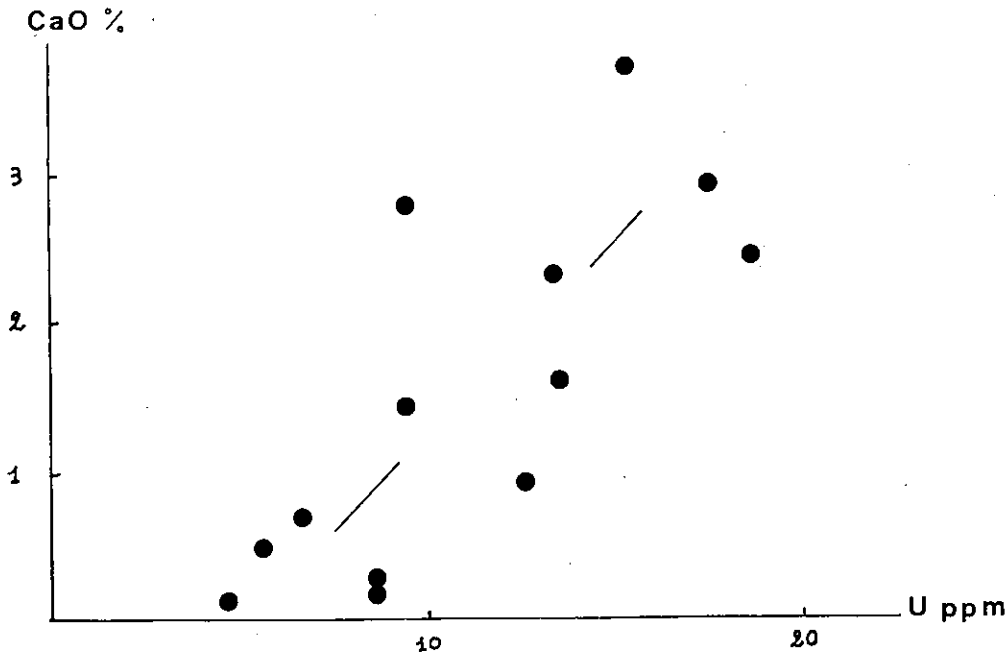


Figure 106 (suite)



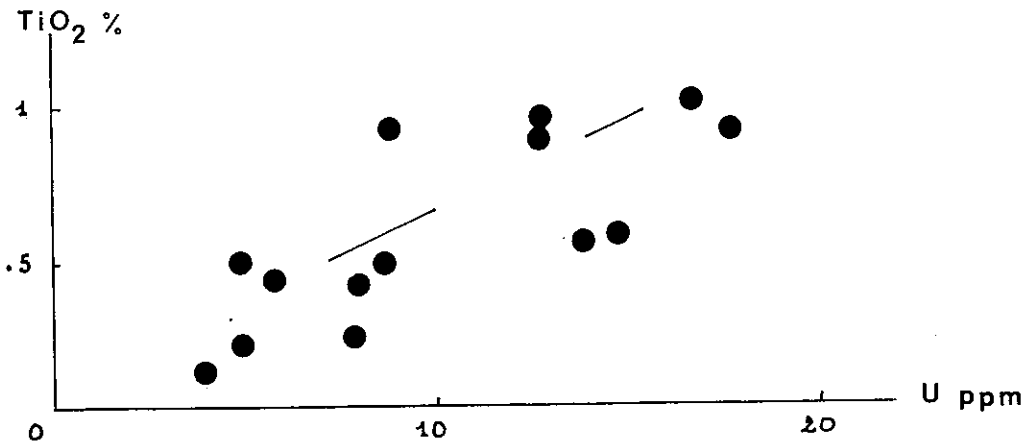
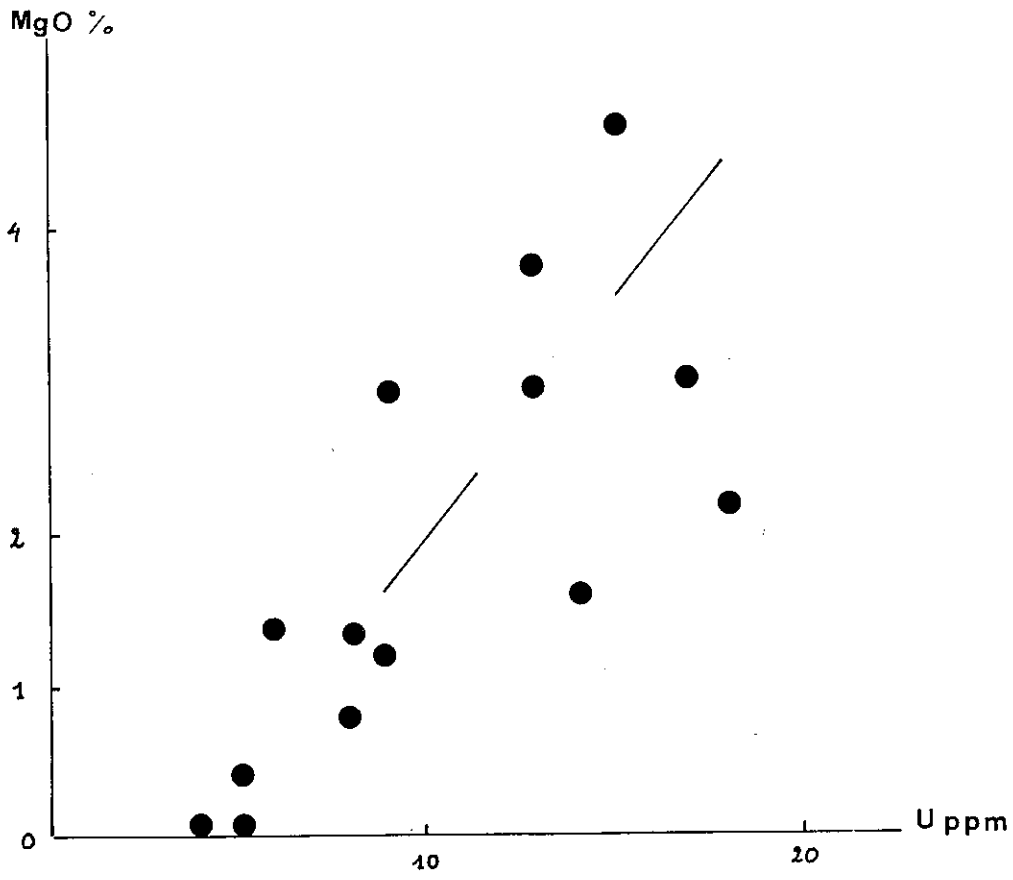


Figure 106 (suite)

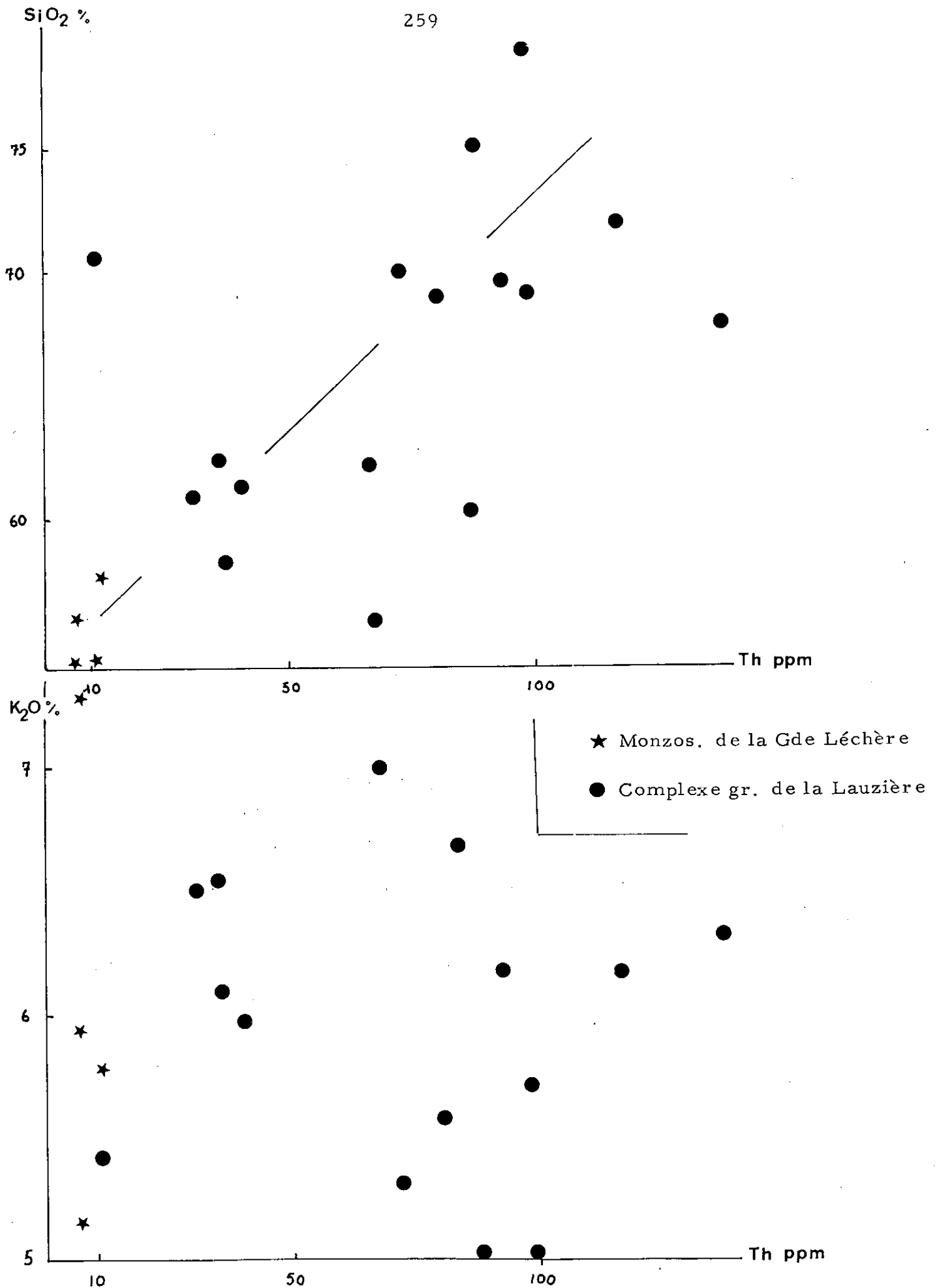


Figure 107 : corrélations Th - SiO₂, K₂O, Fe₂O₃ dans le complexe granitoïde de la Lauzière et les monzos. du Lac de la Grande Léchère

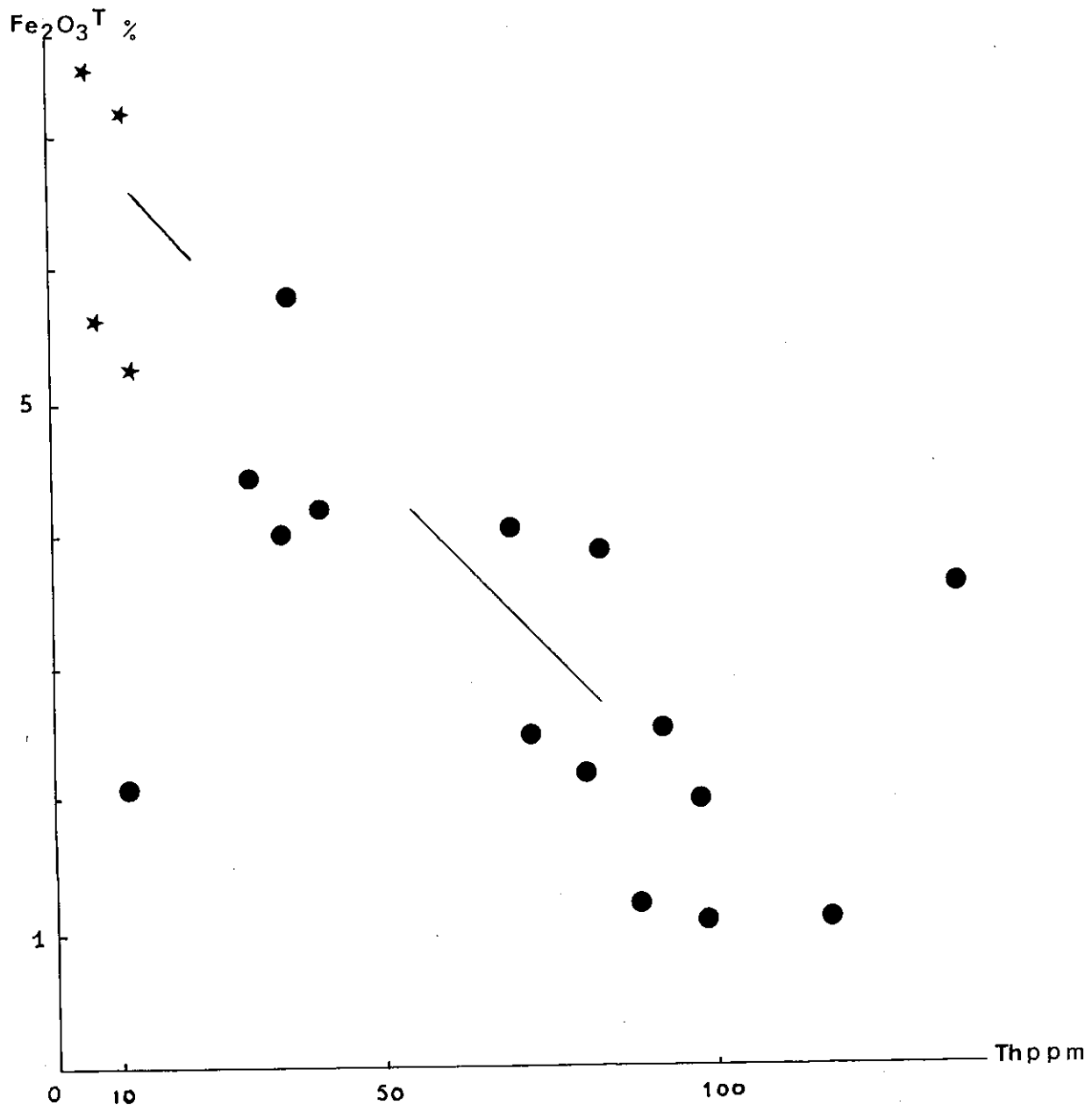
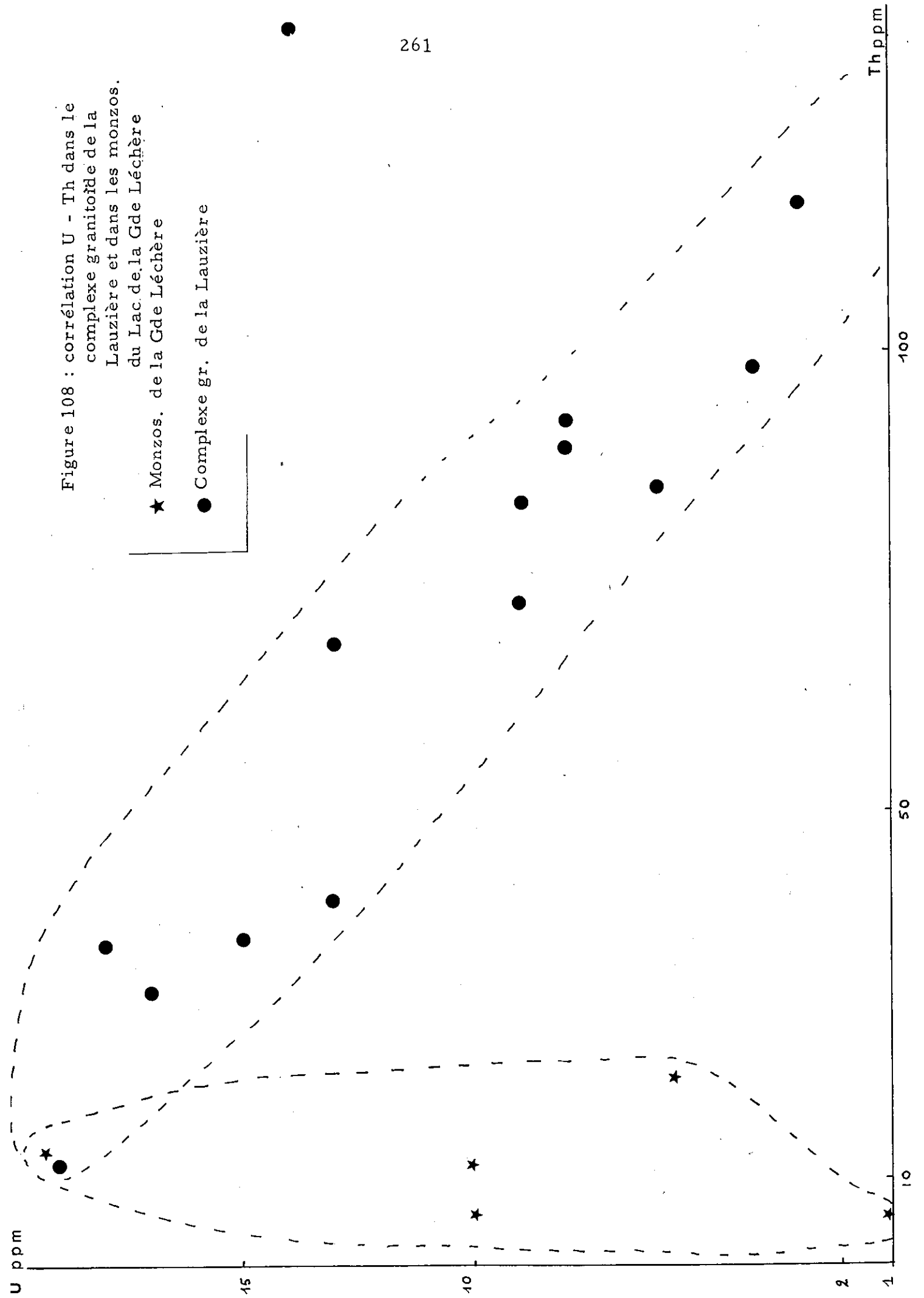


Figure 107 (suite)

Figure 108 : corrélation U - Th dans le
complexe granitoïde de la
Lauzière et dans les monzos.
du Lac de la Gde Léchère
★ Monzos. de la Gde Léchère
● Complexe gr. de la Lauzière



supposer qu'il est associé aux minéraux thorifères ou silicatés (sphène et ferromagnésiens), soit retenu par des liaisons faibles de type Van der Waals, soit en substitution à d'autres éléments (Ca par exemple). Ainsi s'expliquerait pour partie le fait que les faciès monzosyénitiques, potentiellement riches en uranium, ne recèlent pas d'indice.

Il se serait partiellement oxydé au cours de la différenciation magmatique. Or, pour G. RANCHIN (1970), l'uranium hexavalent a un comportement proche de celui des éléments du groupe de l'étain (Sn, Nb, Ta, W, Be), éléments que nous n'avons pas pu doser. Il se serait donc dissocié de la phase silicatée et concentré dans la phase fluide résiduelle, pour cristalliser sous forme d'uraninite dans des conditions localement réductrices.

Des autoradiographies effectuées par M. DENIS* tendent à confirmer la présence d'uraninite dans les faciès granitiques (figure 109) ; l'activité y est en effet "liée à des minéraux très dégradés (ex uraninite probable) ; les autres opaques (pyrite essentiellement) ne donnent aucune réponse ".

L'uranium est donc stocké sous forme lessivable dans les faciès évolués du complexe granitoïde de la Lauzière. Ainsi s'explique la présence de nombreux indices, malgré un fond géochimique nettement inférieur à celui des faciès monzosyénitiques.

c) Les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère

Leur mouvement propre varie de 150 à 200 c/s SPP2. Il est donc nettement plus faible que celui des faciès monzosyénitiques du complexe granitoïde de la Lauzière. Ce fait constitue le seul véritable argument à l'encontre d'une origine commune pour ces deux formations, mais nous verrons qu'on peut en fournir une explication plausible.

Les teneurs en uranium sont très variables puisque dans les faciès sains, elles oscillent entre 1 et 19 ppm.

Les teneurs en thorium sont au contraire constantes et faibles (entre 6 et 12 ppm). Elles sont cohérentes par rapport à celles du complexe granitoïde de la Lauzière. Nous avons vu en effet que dans cette dernière formation, la teneur en thorium augmentait avec le degré de différenciation. Or, les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère représentent l'équivalent, en moins différencié, des monzosyénites du complexe granitoïde (cf figure 107)

*Des autoradiographies ont également été effectuées sur les faciès sains des granitoïdes de Champoudru et des monzosyénites du Lac de la Grande Léchère.
Elles n'ont donné aucun résultat après trois semaines de pose.

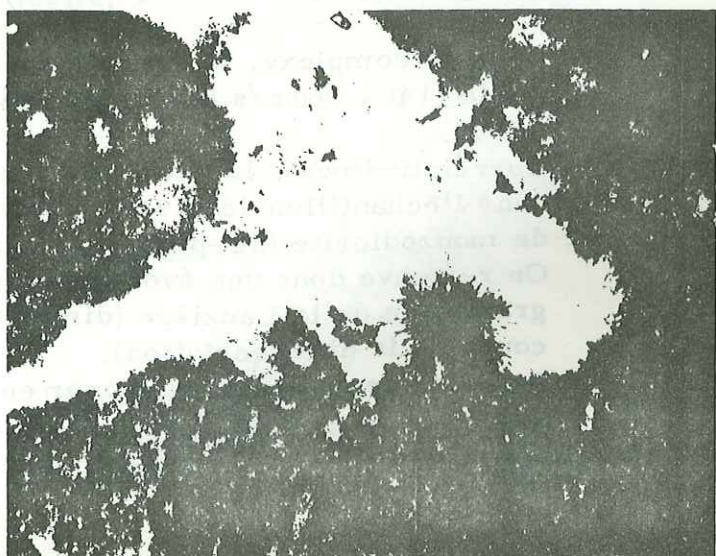
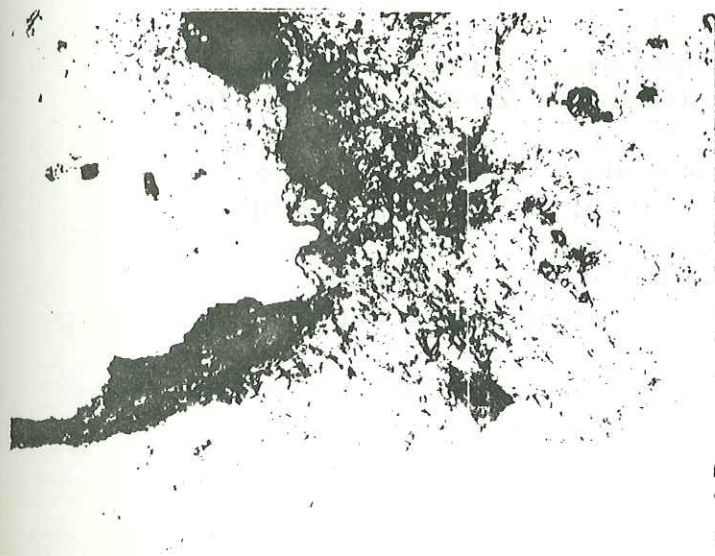
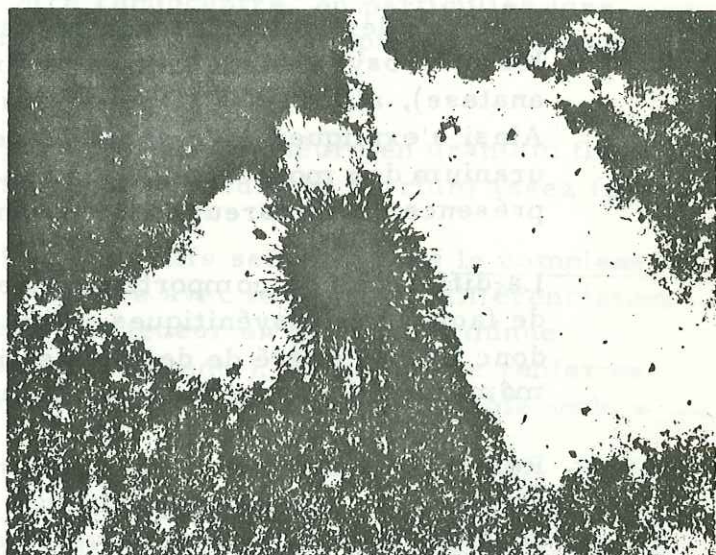
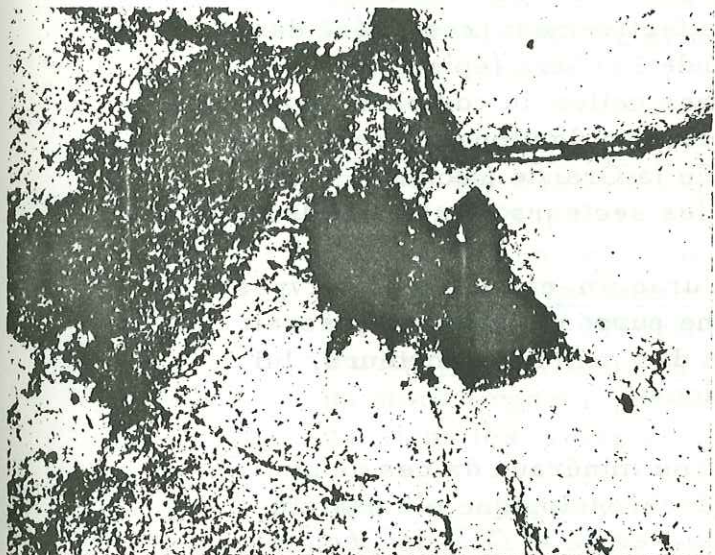
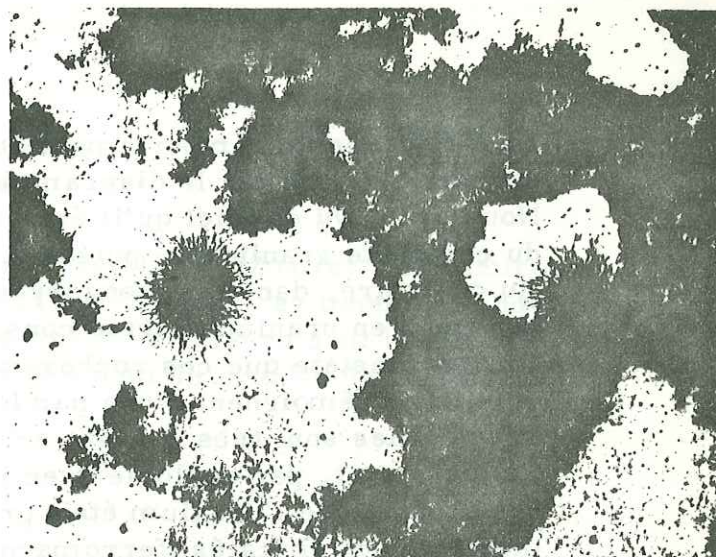


Figure 109 : lames minces et autoradiographies correspondantes des faciès granitiques du complexe granitoïde de la Lauzière

La différence de comportement de l'uranium entre les deux formations est bien illustré par le diagramme U - Th (figure 108).

Nous avons vu en effet qu'il était très cohérent dans les monzosyénites du complexe granitoïde, puisqu'il reflétait le degré de différenciation. Au contraire, dans les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère, la teneur en uranium fluctue considérablement.

Or, on constate que ces roches ont été intensément laminées, comme en témoignent d'une part leur mode gisement, d'autre part le fait qu'elles sont très souvent schistosées.

En supposant, par analogie avec les monzosyénites du complexe granitoïde, que l'uranium était primitivement fixé dans des minéraux thorifères et silicatés (ferromagnésiens et sphène), on conçoit qu'il ait pu migrer au cours des épisodes de déformation.

Ces minéraux, quoique relativement réfractaires, ont pu en effet, lors de leur destabilisation, libérer l'uranium fixé par des liaisons de type Van der Waals. La sphène est effectivement très altéré dans les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère (épigénisé en anatase), alors qu'il semble frais dans celles du complexe granitoïde. Ainsi s'expliquerait le caractère erratique des teneurs de fond en uranium des monzosyénites du Lac de la Grande Léchère, et la présence de nombreux indices dans les secteurs où elles affleurent.

La différence de comportement de l'uranium entre les deux types de faciès monzosyénitiques, d'origine supposée identique, serait donc liée au degré de destabilisation des minéraux porteurs, lui même lié à l'intensité des déformations.

Remarque : Au sujet de la stabilité des minéraux de ces deux formations, rappelons que l'étude géochronologique n'a pas été concluante pour les monzosyénites du Lac de la Grande Léchère, probablement en raison d'une réouverture des réseaux silicatés (rajeunissement).

d) Les granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes

Dans ce complexe, le mouvement propre des granites semble plus faible (140 - 160 c/s SPP2) que celui des monzodiorites (160 - 200 c/s SPP2).

Corrélativement, la teneur en uranium est nettement plus faible dans l'échantillon de granite analysé (3 ppm) que dans l'échantillon de monzodiorite (24 ppm).

On retrouve donc une évolution rappelant celle du complexe granitoïde de la Lauzière (diminution de la teneur en uranium au cours de la différenciation).

Dans les deux faciès, la teneur en thorium est très faible (Th = 7,5 ppm pour le granite, 5 ppm pour la monzodiorite).

e) Le granite d'Epierre

Son mouvement propre est élevé (180 à 220 c/s). Sa teneur en uranium est assez forte (7, 11 et 20 ppm), sa teneur en thorium assez faible (14, 23 et 28 ppm). Ces valeurs sont tout à fait comparables à celles trouvées pour le granite de Beaufort.

D-2-3 Conclusions

Les formations cristallophylliennes du massif de la Lauzière sont caractérisées par des mouvements propres assez élevés, et vraisemblablement par des teneurs de fond en uranium non négligeables. Cet uranium a pu être reconcentré, en particulier lors des phénomènes de granitisation et au cours d'épisodes tectoniques souples ou cassants.

Les granitoïdes sodiques présentent des teneurs en uranium fluctuantes, parfois élevées (3 à 24 ppm), et des teneurs en thorium assez faibles (entre 5 et 28 ppm).

La répartition des éléments radioactifs semble, dans le complexe granitoïde de la Lauzière, corrélée avec le degré de différenciation (au cours de la différenciation la teneur en uranium diminue tandis que la teneur en thorium augmente). Ce complexe renferme un stock important d'uranium, mais cet élément ne semble mobile que dans les faciès acides.

Les monzosyérites du Lac de la Grande Iéchère, comme celles du complexe granitoïde, paraissent caractérisées par une forte teneur initiale en uranium, et par de faibles teneurs en thorium. Mais leur uranium a pu être lessivé, car elles ont été affectées par des déformations beaucoup plus intenses, localement responsables de l'acquisition d'une schistosité.

D-3 Etude des indices uranifèresD-3-1 Les indices liés au complexe granitoïde de la Lauzière

De nombreux petits indices s'observent dans des zones diaclasées, souvent un peu rouillées, mais pas obligatoirement dans les mylonites des couloirs de déformation.

Les secteurs anomaux ont une extension assez importante (plusieurs centaines de m²). Les indices y sont ponctuels et situés sur les plans de diaclase. Ils correspondent souvent à des taches de couleur brune (limonite). Des minéralisations sont rarement observables ; il s'agit alors d'encroûtements de pechblende avec produits jaunes.

Les véritables indices ne s'observent que dans les faciès granitiques et "leucogranitiques", et non pas dans les faciès monzosyénitiques (l'activité peut ponctuellement atteindre 1000 c/s SPP2 dans ces faciès, mais leur mouvement propre étant de l'ordre de 50 c/s SPP2, le terme d'indice est abusif).

Come nous l'avons vu en effet, si ces derniers sont potentiellement plus intéressants, l'uranium a dû y être piégé dans des minéraux silicatés relativement réfractaires. Au contraire, dans les faciès acides, l'uranium se présente sous forme d'uraninite aisément lessivable. Cet uranium soluble a pu être entraîné par des fluides oxydants, tels que ceux qui ont provoqué les phénomènes d'hématisation signalés au Sud du complexe granitoïde. Puis il s'est redéposé dans les zones d'ouverture.

D-3-2 Les indices liés au complexe du Col de Montjoie

Ces petits indices, assez ponctuels, sont strictement liés à la fracturation. En outre, nous ne les avons observés que dans les faciès leptynitiques.

Cette relation ne semble pas fortuite, bien que les leptynites ne présentent pas de potentialités plus intéressantes que les autres faciès. Elle pourrait être liée au mode d'occurrence de l'uranium qui, dans ces faciès évolués, se trouverait fixé sous une forme plus soluble. Les indices se situent surtout dans des zones mylonitisées d'orientation N 10 à N 60° E, plus rarement sur des diaclases obliques.

Des minéralisations (croûtes de pechblende), s'observent parfois très ponctuellement sur les plans de schistosité.

Ces indices ne semblent pas très intéressants, les teneurs de fond en uranium des différents faciès étant toujours modestes (de l'ordre de 5 ppm).

D-3-3 Les indices sur la faille de Fond de France

De nombreux indices s'observent sur ce grand accident.

Ils se situent dans des mylonites, voire des ultramylonites, produites soit aux dépens des gneiss de la Montagne des Plans, soit

aux dépens du complexe granitoïde de la Lauzière.

Les faciès à indices présentent l'aspect de phyllonites ou de quartzites blanchâtres (roches silicifiées). Ils peuvent renfermer des sulfures, souvent altérés. On observe ainsi des encroûtements de malachite et, autour des pyrites, des auréoles d'oxydation de couleur brunâtre.

Dans un stade d'oxydation plus poussé, les pyrites peuvent être entièrement lessivées.

Les indices, d'extension parfois notable, s'observent sur les plans de schistosité parallèles à la faille de Fond de France, ou sur des plans de schistosité approximativement N 30° E.

Nous n'avons pas observé de minéralisations. Une autoradiographie effectuée sur un faciès très mylonitisé (phyllonite), montre que toute l'activité α se limite à quelques zircons et à des minéraux opaques (pyrites hématisées), associées aux phyllites fortement destabilisées et chloritisées.

D-3-4 Les indices situés au Sud de l'accident de Fond de France

Ce secteur est le plus intéressant du massif de la Lauzière. Il semble que la conjonction de plusieurs éléments favorables (stock important d'uranium lessivable, pièges lithologiques et structuraux) ait permis la formation de concentrations appréciables, qu'il est néanmoins prématuré de considérer comme des gisements.

a) Rappels : contexte lithologique et structural du secteur

Ce secteur est caractérisé par sa complexité lithologique et structurale.

Les formations les plus anciennes correspondent à la série de la Montagne des Plans, qui montre ici des faciès variés (gneiss "acides" biotitiques et ocellés, faciès "basiques" gneissiques et leptyniques avec des bancs d'amphibolite).

Cette série est localement migmatisée. En outre, elle est recoupée dans un premier temps par les granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes, qui forment des intrusions bien circonscrites, et, dans un deuxième temps par les monzotyénites du Lac de la Grande Léchère.

La mise en place de ces dernières a dû s'effectuer à l'aube des temps alpins, en période de distension, suivant des directions approximativement méridiennes. Lors des phases de compression alpines ultérieures, les directions de mise en place (ouvertures) sont devenues des directions de cisaillement dextre, étirant les intrusions granitiques et les accordant avec leur encaissant cristallophyllien.

Ainsi s'expliquerait le gisement actuel des monzosyérites, qui se présentent sous forme de panneaux de puissance variable, accordés tectoniquement avec les gneiss de la Montagne des Plans.

Le système de fracturation correspondant à la période de compression alpine (σ_1 environ E - W) est, rappelons-le, le suivant :

- P_{II} : schistosité fruste N 0 - 10° E dextre ;

- D_{II} : schistosité N 30 - 40° E dextre ;

R_{DII} : schistosité N 60 - 70° E dextre ;

T_{II} : ouverture N 75 - 85° E ;

R'_{DII} : schistosité N 90 - 100° senestre.

Les directions T_{II} et R'_{DII} tendent en fait à se paralléliser, par rotation, et présentent un éventail beaucoup plus large (N 75 - 150° E : ouvertures senestres).

b) Les indices

Le contrôle des minéralisations, dont l'allure est filonienne, est à la fois physicochimique et structural.

Par contre la liaison est moins nette avec la lithologie, puisque l'on observe des indices aussi bien dans les monzosyérites (la majorité des indices tout de même) que dans les gneiss de la Montagne des Plans et même les granitofdes de Champoudru-Les Chavannes.

Les pièges physicochimiques correspondent au contact de roches à contraste géochimique net. Ainsi, certains indices se localisent au contact des monzosyérites et des niveaux gneissiques, souvent amphiboliques.

Le support de la minéralisation est siliceux et/ou carbonaté, le plus souvent sous forme de filonnets de quartz et/ou de carbonates bruns.

Le contrôle structural est d'une importance primordiale. Les fractures susceptibles d'être minéralisées sont les fractures P_{II}, D_{II} et R_{DII}. De nombreux indices s'observent d'autre part à l'intersection de deux types de fractures :

- D_{II} - R_{DII}

- D_{II} - T_{II}

- D_{II} - R'_{DII}

- R_{DII} - T_{II}

Ceci n'a rien d'étonnant. Nous avons en effet déjà souligné le fait que le jeu simultanée de deux types de fractures fermées peut déterminer la création d'ouvertures, lorsque le mouvement sur l'une d'elle est nettement prépondérant.

c) Les minéralisations

On observe la paragenèse suivante :

Quartz + calcite + pechblende + produits uranifères secondaires + pyrite altérée + oxydes de fer + chalcoppyrite (+ autres sulfures + sphène, anatase).

- La pechblende est associée aux produits secondaires suivants : autunite, chalcoppyrite, gummite.

Elle se présente en sphérolites ou en éléments anguleux cimentés par de la silice ou des carbonates, manifestement froids puisqu'ils peuvent envahir les fentes de retrait de la pechblende sans attaquer celle-ci (figure 110).

- La pyrite est altérée en limonite, plus ou moins évoluée en lépidocrocite et goethite. Elle se présente en cristaux automorphes pouvant atteindre une taille millimétrique.

- La chalcoppyrite, plus rare, peut renfermer de la bornite. Elle est altérée en limonite et digénite.

- La magnétite se présente en cristaux de petite dimension.

- On peut observer accessoirement de la blende et de la galène.

- Le sphène est épigénisé en anatase.

La minéralisation semble avoir été bréchifiée après sa mise en place (figure 110). Elle est très altérée aux épontes des filons, où l'on observe une dissolution des carbonates.

Une pechblende a été datée par le CREGU. Son âge semble hercynien sur le diagramme

$UO_2, x - a o$ ($x = 6, a o = 5,435$; cf figure 111).



Figure 110 :

Pech. section polie de minéralisation liée aux monzos. de la Gde Léchère (200).
Fragments de sphérolites de pechblende bréchifiés selon les fissures de retrait et ressoudés par de la silice; pyrite avec veinules de limonite; gangue siliceuse avec carbonates

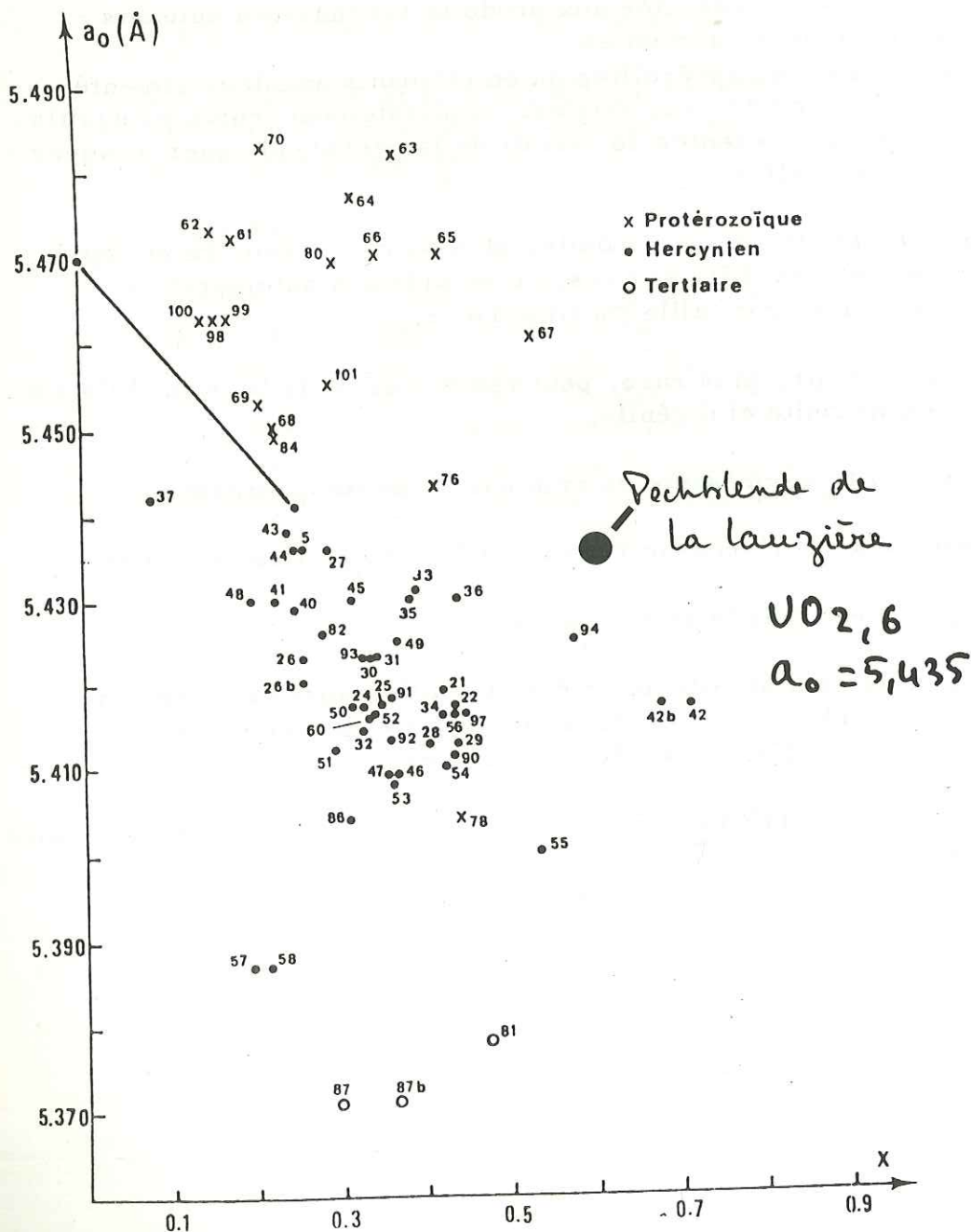


Figure 111 : pechblende de la Lauzière dans le diagramme $UO_2 - a_0$
(a_0 = paramètre de la maille) (C. R. E. G. U. , 1980)

D-4 Conclusions

D-4-1 Origine de l'uranium

Voyons la suite des événements au cours desquels l'uranium a pu être apporté, lessivé et concentré.

- Lors du dépôt ou de la mise en place des séries "anciennes" (antéhercyniennes) d'origine volcanosédimentaire et plutonovolcanique, aucune concentration appréciable ne s'est effectuée. Le seul faciès à indices correspond aux leptynites du complexe du Col de Montjoie qui dérivent, à notre avis, d'anciens granites aplitiques. L'uranium a dû se concentrer dans des minéraux opaques "solubles", alors que dans les autres faciès moins évolués, il a dû être fixé dans les minéraux silicatés plus réfractaires.

De son côté, la migmatisation qui a affecté les gneiss de la Montagne des Plans a pu y provoquer un début de concentration, le mouvement propre des faciès mobilisés étant souvent supérieur à celui des faciès non migmatiques.

- Lors du dépôt de la Série Verte supérieure (Dévonien ?) l'uranium du socle s'est concentré dans certains niveaux. En effet, s'agissant du remplissage d'un graben, des niveaux bitumineux (transformés ultérieurement en schistes graphiteux) ont pu constituer un environnement favorable au piégeage sédimentaire de l'uranium. Effectivement on constate une augmentation des teneurs de fond dans ces faciès (U = 5 ppm), et bien que l'on n'y observe pas d'indices, il s'agit peut être d'une source à ne pas négliger, d'autant que, dans de tels niveaux, l'uranium a dû être facilement mobilisable lors des différents phénomènes tectonométamorphiques.

- Les granitoïdes sodiques présentent des teneurs en uranium intéressantes, mais ne donnent pas d'indices, tout au plus des anomalies dans certains secteurs où ils sont très laminés.

- Les granitoïdes potassiques sont caractérisés par des teneurs moyennes ou élevées en uranium. Les faciès ^{acidés} présentent des teneurs moyennes, mais renferment beaucoup d'indices, l'uranium ayant cristallisé sous forme d'uraninite, donc sous forme soluble. Les faciès basiques présentent de fortes teneurs mais ne sont intéressants qu'au Sud de la faille de Fond de France (monzosyénites du Lac de la Grande Léchère). Leur uranium, probablement piégé dans les minéraux thorifères et silicatés, est en effet moins mobile

que dans les faciès acides, et il n'a pu être lessivé qu'à la faveur d'épisodes de fracturation intense, ayant peu affecté les monzosyénites du complexe granitoïde de la Lauzière.

D-4-2 Modèle metallogénique

L'uranium, élément mobile dont nous avons souligné la pluralité d'origines à l'état de traces, a été mis en solution par des fluides riches en CO_2 , et s'est déposé dans des pièges mécaniques et/ou physicochimiques.

Quel est l'âge de ces circulations, quelle est leur origine ?

Nous retrouvons la controverse soulevée à propos des filons carbonatés, et deux hypothèses opposées peuvent d'abord être exposées.

- a) Les solutions sont hydrothermales et plus ou moins directement liées au magmatisme de type Lauzière. Rappelons d'une part que les filons carbonatés semblent, au moins spatialement, en relation avec les faciès monzosyénitiques, et d'autre part que les faciès granitiques ont été tardivement hématisés par des fluides oxydants. La mise en solution de l'uranium et son dépôt sous forme de pechblende sont, dans ce cas, postérieurs à 216 Ma, âge de mise en place des granitoïdes potassiques.
- b) Les solutions ne sont pas directement liées aux granites, mais ont une origine superficielle et ont circulé dans des fractures - drains de toutes dimensions, au cours de phases tectoniques distensives. Ainsi s'expliquerait le fait que les indices ne se localisent pas uniquement dans les granitoïdes potassiques. L'âge de la cristallisation de la pechblende peut être alors antérieur, contemporain ou postérieur à leur mise en place (216 Ma).

- Si elle est antérieure (hercynienne ou tardihercynienne), on explique le seul âge obtenu sur une pechblende du massif. Le rôle minéralisateur des granitoïdes potassiques se trouve minimisé ; les indices qu'ils renferment sont trompeurs et traduisent seulement une remobilisation du stock initial d'uranium (granite "pollué"), tout à fait logique dans un contexte uranifère favorable.

Soulignons à ce sujet que les granitoïdes potassiques ne répondent pas à la définition classique d'un granite fertile ; ils ne sont pas affectés par une phase d'altération deutérique, qui constitue en règle générale l'étape préliminaire à la formation de gisements filoniens.

- Si elle est contemporaine (permotriasique), on retombe plus ou moins dans l'hypothèse a), à la différence près que le granite a un rôle passif, et se contente de réchauffer les aquifères, permettant

la mise en solution de l'uranium préexistant et sa circulation dans des fractures - drains.

- Si elle est postérieure (alpine), on retombe dans le schéma métallogénique classique (lessivage de formations à uranium mobile par des circulations ascendantes ou descendantes). On explique le fait que la majorité des indices s'observent à proximité des granitoïdes potassiques, puisque ce sont eux qui, au vu des observations actuelles, renferment le plus d'uranium. Cette hypothèse ne minimise pas le rôle des séries encaissantes, l'uranium des granitoïdes pouvant provenir en partie de ces dernières (contamination). L'âge des minéralisations est hélas en contradiction avec celui obtenu pour une pechblende du massif. Il reste à expliquer également le fait que les fentes d'origine typiquement alpine ne montrent aucune anomalie.

Finalement, nous proposerons le schéma suivant, très hypothétique vu le manque de données.

- 1 - Concentration de l'uranium dans certains horizons favorables des séries "anciennes" (antehercyniennes), ou plutôt de la Série Verte supérieure (niveaux bitumineux).
- 2 - Tectonique distensive tardihercynienne ; circulation de fluides, d'origine profonde et/ou superficielle, mettant en solution l'uranium préconcentré ; dépôt de la pechblende dans les zones d'ouverture.
- 3 - Mise en place des granitoïdes potassiques. Ces granites, sans grand intérêt en eux-mêmes puisqu'ils ne présentent pas les caractères de granites fertiles, sont contaminés en uranium par les séries encaissantes. Cet uranium est piégé précocement dans les faciès les moins évolués, en liaison avec des minéraux relativement réfractaires (minéraux thorifères ?, minéraux ferromagnésiens et sphène). Au cours de la différenciation magmatique, sa teneur diminue dans le magma résiduel, mais il cristallise sous une forme plus soluble (uraninite). Les granitoïdes potassiques ont aussi, et surtout, un rôle passif, puisque leur mise en place permet un réchauffement des aquifères, et la mise en circulation d'un système hydrothermal, qui ne leur est vraisemblablement pas directement lié.
- 4 - Tectonique alpine proprement dite.
Postérieurement à la mise en place des granitoïdes potassiques, le massif de la Lauzière est soumis à des déformations intenses, caractéristiques d'un niveau structural assez superficiel. Elles sont suffisantes, dans les secteurs les plus tectonisés (faille de Fond de France, secteur situé au Sud de cet accident), pour provoquer une

remobilisation de l'uranium. Celui-ci se dépose dans les zones de fractures, en association avec des carbonates froids, et accessoirement avec des sulfures.

Les corps minéralisés se situent souvent à l'intersection de deux réseaux et s'effilochent suivant les directions de glissement principal.

Le principal point d'interrogation de ce schéma est, à notre avis, la part à accorder aux remaniements alpins (4).

Le net contrôle structural des minéralisations, suivant des directions très vraisemblablement alpines, et le fait que les secteurs les plus intéressants se calquent sur les secteurs les plus déformés, nous incitent à les considérer comme primordiaux.

Au contraire, l'âge hercynien obtenu pour une pechblende d'une part, le fait d'autre part que les fentes d'extension typiquement alpines (paragenèse Q - Chl - Ep-sulfures) ne renferment, sauf exception, pas d'uranium, tendent à la minimiser.

Il semble prématuré de donner une réponse définitive à ce problème. Il faudrait disposer de plusieurs datations sur les minéralisations pour trancher.

- L'obtention d'âges uniquement hercyniens conférerait aux phénomènes alpins un rôle uniquement dispersif.

- L'obtention d'âges alpins, à côté du (ou des) âge(s) hercynien(s) montrerait un télescopage de paragenèses uranifères, avec des minéralisations primaires peu remaniées (tout au plus bréchifiées) et des reconcentrations tardives.

Ce modèle est à rapprocher de celui de MITTEMPERGER (1966), proposé pour le massif du Mont Blanc.

Selon lui, les minéralisations seraient de type hydrothermal, "avec une remobilisation alpine intéressant également les sulfures associés".

E - ESSAI DE SYNTHÈSE

E-1 Les concentrations primaires dans les séries cristallophylliennes encaissant les granitoïdes

Dans les séries "anciennes", antéhercyniennes, nous soulignerons

en premier lieu l'intérêt présenté par certains faciès de la série des Aiguilles Rouges, à savoir certains gneiss siliceux qui sont probablement d'anciens niveaux de volcanites acides, interstratifiés dans un ensemble volcanosédimentaire.

Dans le massif de la Lauzière, les leptynites du complexe du Col de Montjoie, sans doute d'origine granitique, semblent de même susceptibles de donner de petits indices.

La Série Verte supérieure, qui correspond à un remplissage de bassin intracratonique hercynien (dévonien ?) renferme enfin des niveaux organiques (schistes graphiteux) assez riches en uranium. Bien qu'ils n'aient livré aucun indice, ils pourraient avoir recelé un stock non négligeable de cet élément, recyclé lors des phénomènes de granitisation et des phénomènes tectonométamorphiques postérieurs à leur dépôt.

E-2 Le rôle des granites

Il s'agit de savoir si, parmi les granites étudiés, certains ont pu renfermer un stock d'uranium lessivable suffisant et, dans l'affirmative, si cet élément a pu être mobilisé et reconcentré.

Le granite de Vallorcine, quoiqu'assez pauvre en uranium, est un granite à indices. Les granitoïdes, souvent assez riches, peuvent également donner des indices lorsque le contexte est favorable (granite de Beaufort soumis à une paléaltération).

Les granitoïdes potassiques sont les plus intéressants. Ils sont en effet riches en uranium mobile, susceptible d'être lessivé dans des zones broyées ou dans des zones où ont percolé des fluides riches en CO₂.

E-3 Les facteurs de concentration

E-3-1 La tectonique distensive -----

Une tectonique distensive, liée à une compression NS, caractérise l'époque tardihercynienne et les phases alpines précoces.

Elle permet la percolation de fluides d'origine magmatique ou supergène, et la mise en solution de l'uranium. Des minéralisations sulfurées témoignent, d'autre part, d'une activité métallogénique certaine à l'échelle du massif. L'uranium se dépose dans de grandes

zones de fracture (faille de Fond de France, faille de la Remua), ou dans des secteurs affectés par une fracturation annexe dense.

E-3-2 Les phénomènes de paléaltération

Les formations affleurant au Permien subissent un "pourrissement" sous climat aride alternant, permettant une mise en solution de l'uranium et sa concentration dans des horizons favorables.

Le granite de Beaufort est à cet égard très intéressant. Il s'agit en effet d'un granite "fertile", renfermant de nombreux indices dans une tranche altérée située sous sa paléosurface antétriasique, et dans des fractures-drains sous-jacentes.

De son côté, la série des Aiguilles Rouges, potentiellement moins riche en uranium mobile, ne recèle, sous sa paléosurface, que de petits indices.

En ce qui concerne le massif de la Lauzière, n'ayant pas observé de lambeaux de terrains permotriasiques, nous ne pouvons pas préciser si de tels phénomènes ont eu lieu.

E-4 Le rôle de la tectonique alpine proprement dite

Les phases tectoniques alpines paroxismales sont liées à une compression E-W, provoquant une réorientation des structures et le rejeu des accidents majeurs.

Les minéralisations sont remaniées (bréchification, boudinage des corps minéralisés ?) et l'uranium peut être remis en solution. Il se reconcentre sur les plans de mouvement ou dans les zones d'ouverture liées à ce nouveau champ de contrainte.

Dans le secteur de Vallorcine, la paragenèse quartz-carbonates-sulfures pourrait être alpine.

Dans le secteur de Beaufort, les indices du ruisseau de l'Enfer pourraient présenter un âge identique.

Dans le massif de la Lauzière, la part des phénomènes alpins est discutable. Ils peuvent avoir un effet uniquement dispersif, ou permettre la mise en solution de l'uranium et son dépôt sous forme de pechblende.

Nous n'avons pas tranché entre ces deux hypothèses.

E-5 Guides de prospection

En conclusion, il semble donc que les zones les plus favorables soient :

- les fractures recoupant des formations riches en uranium mobile :
 - .les fractures majeures;
 - les zones en extension liées aux systèmes de fracturation "préalpin" et alpin ;

- les formations riches en uranium mobile affleurant au Permien, plus particulièrement leur tranche altérée située sous la paléosurface. Mais on ne connaît jusqu'ici, pour ce type de concentration, que des indices sans intérêt économique.

Nous terminerons en insistant sur la pluralité d'origine de l'uranium dans les massifs cristallins externes, et sur la pluralité des modes de concentration.

Il semble illusoire d'envisager une explication globale des phénomènes, le contexte local étant prépondérant.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Dans les trois secteurs étudiés des massifs cristallins externes alpins (Vallorcine, Beaufort, Lauzière), nous avons distingué des séries cristallophylliennes anciennes, recoupées par des granites intrusifs hercyniens et tardihercyniens.

Les séries "anciennes" sont :

- dans le massif des Aiguilles Rouges, la série des Aiguilles Rouges ;
- dans le massif de Belledonne, le groupe de St Rémy, la série du Bois des Ravères, le complexe du Col de Montjoie, le complexe de St Colomban pro parte, la série de la Montagne des Plans, la série des gneiss de Pussy-Plan du Col et la série migmatitique encaissant le granite de Beaufort.

La corrélation groupe de St Rémy - série du Bois des Ravères s'impose. Cet ensemble continu se prolonge très vraisemblablement vers le Nord par les migmatites encaissant le granite de Beaufort.

Nous avons conclu de l'étude du complexe du Col de Montjoie qu'il constituait, avec les séries précédemment mentionnées, l'un des termes, probablement le sommet, d'un vaste complexe plutonovolcanosédimentaire développé à l'échelle des massifs cristallins externes, nos arguments étant les suivants :

- degré de métamorphisme comparable ;
- présence au sein de ce complexe de niveaux de type groupe de St Rémy ; de telles occurrences sont plus abondantes, au Sud, dans le complexe de St Colomban, qui prolonge le complexe du Col de Montjoie ;
- âge radiométrique ancien du complexe du Col de Montjoie, incitant à le considérer comme une série de socle antéhercynienne, et non comme un complexe granitique hercynien.

La corrélation entre toutes ces séries et l'ensemble série de la Montagne des Plans-gneiss de Pussy-Plan du Col est moins évidente. Nous l'avons toutefois admise en nous basant sur les arguments suivants :

- degré de métamorphisme équivalent ;
- origine comparable à celle du groupe de St Rémy ;

- passage progressif de cet ensemble au complexe du Col de Montjoie dans la partie septentrionale du massif de la Lauzière.

En conclusion, nous formulons l'hypothèse suivante : toutes les séries "anciennes" étudiées dans le massif de Belledonne appartiennent à un même ensemble, d'origine plutonovolcanosédimentaire.

- A la base se situent des séries d'origine grauwackeuse, avec une tendance volcanique basique bien marquée (groupe de St Rémy, série du Bois des Ravères, migmatites encaissant le granite de Beaufort, faciès leptynoamphiboliques de la série de la Montagne des Plans).
- Au sommet s'observent des faciès acides, d'origine plutonique (gneiss amphiboliques et porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie, gneiss porphyroïdes du complexe de St Colomban), subvolcanique (leptynites du complexe du Col de Montjoie), et plus hypothétiquement volcanique (gneiss porphyroïdes du complexe du Col de Montjoie), avec des récurrences grauwackeuses interstratifiées (gneiss biotitiques fins du complexe du Col de Montjoie).

Cet ensemble se démantèle latéralement vers le Nord, en donnant des faciès à tendance de plus en plus sédimentaire (gneiss de Pussy-Plan du Col zone ouest).

Nous pensons que la série des Aiguilles Rouges est à rattacher à ce premier ensemble, défini dans le massif de Belledonne, mais nous manquons d'arguments pour être péremptores.

Le premier évènement tectonométamorphique déchiffrable, dans l'histoire du socle ancien, correspond à un métamorphisme de stade moyen, responsable de l'acquisition d'une foliation. Il provoque localement une migmatisation.

Le style de déformation est d'abord souple (style de plissement isoclinal), puis cassant en fin de cycle.

L'âge de ce premier évènement est cadomien ou calédonien. S'il est cadomien, une réactivation calédonienne est envisageable. Elle permettrait d'expliquer les différences d'âge obtenues pour l'ensemble complexe du Col de Montjoie - St Colomban (660 Ma pour le complexe du Col de Montjoie, 506 pour le complexe de St Colomban, B. R. G. M. inédit).

Au Dévonodinantien se met en place un complexe spilite-kératophyre-flysch. Il est représenté, au Nord du massif de Belledonne, par la Série Verte supérieure, qui affleure sur le versant occidental de la Lauzière et à l'Est du granite de Beaufort. Elle forme une bande étroite, limitée par des accidents tectoniques, et correspond à un remplissage de graben dans le socle "ancien" prédécoupé.

L'orogénèse hercynienne est un événement essentiellement thermique, marqué à l'échelle européenne par une activité magmatique intense.

Les âges obtenus dans les massifs cristallins externes pour les intrusions plutoniques sont très variés et couvrent tout le cycle.

Trois associations granitiques ont été mises en évidence, à partir de l'étude des secteurs de Vallorcine, Beaufort et Lauzière.

- Une première association de type 7 Laux, est constituée de granites intrusifs, d'âge namurien. Elle est représentée, dans le massif de Belledonne, par les granites de Beaufort et les granitoïdes "sodiques" de la Lauzière (granite des 7 Laux - Epierre, granodiorites du Colomban, granitoïdes de Champoudru - Les Chavannes). Elle est caractérisée par la suite pétrographique monzodiorite - monzonite - granodiorite - granite, et par un chimisme à tendance calcoalcaline.
- Une deuxième association, représentée par le granite de Vallorcine dans le massif des Aiguilles Rouges, présente un âge probablement comparable, mais se dissocie bien de la précédente du point de vue géochimique. Elle correspond à des granites d'origine plus superficielle (caractères leucogranitiques) et se caractérise par son chimisme de granite subalcalin alumineux.
- Enfin, une troisième association, de type Lauzière, datée du Permotrias (216 Ma), est caractérisée par son chimisme subalcalin hypoalumineux. Elle est représentée, dans le massif de la Lauzière, par le complexe granitoïde de la Lauzière et par les monzosyérites du Lac de la Grande Léchère.

La mise en place des différentes intrusions granitiques s'est effectuée dans les zones d'ouverture, d'orientation N0° à N 30° E, d'un système en extension, soumis à une contrainte maximale approximativement NS.

Ce régime caractérise les époques tardihercynienne et alpine précoce. Il provoque un découpage du socle guidant, outre la mise en place des granites, la localisation

des bassins sédimentaires permocarbonifères et mésozoïques.

Le hiatus constitué par la discordance antewerfénienne a une signification essentiellement stratigraphique, le passage de la période finiorogénique hercynienne à la période de création alpine se faisant sans changement radical du champ des contraintes. Il se traduit par une surrection du bâti, qui atteint son altitude maximale au Permien, époque durant laquelle il est érodé (pénéplanation) sous un climat aride rubéfiant.

La paléosurface antewerfénienne est observable au toit du granite de Beaufort et dans le massif des Aiguilles Rouges. La transgression thétysienne s'effectue, au Werfénien, sur le socle arasé.

Les phases tectoniques alpines paroximales sont cénozoïques.

De NS, la compression globale devient progressivement EW, par suite d'un blocage lié à l'affrontement des plaques.

L'écaillage du socle s'effectue suivant les accidents, précédemment individualisés, qui rejouent dans un sens opposé. La direction N 30° E devient une direction de glissement principal (dextre), suivant laquelle tendent à se paralléliser les structures.

De plus s'amorce un mouvement de chevauchement d'ensemble vers l'Ouest des différentes unités.

Les bassins sédimentaires hercyniens et alpins sont pincés et forment des synclinaux profondément enracinés, très complexes dans le détail.

Tardivement s'effectue la surrection des massifs cristallins externes, qui semble d'ailleurs se poursuivre actuellement.

Le problème des minéralisations uranifères n'a été abordé que succinctement.

Les premières concentrations semblent contemporaines du dépôt des séries "anciennes", et sont à relier à des activités magmatiques (gneiss siliceux d'origine volcanique acide de la série des Aiguilles Rouges, leptynites d'origine granitique subvolcanique du complexe du Col de Montjoie).

Le dépôt de la Série Verte supérieure, d'origine volcanosédimentaire et d'âge probablement dévonien, correspond à une étape importante dans notre modèle métallogénique, puisque certains de ses faciès (schistes graphiteux), constituent un environnement très favorable pour la préconcentration de l'uranium.

Les granites intrusifs de type 7 Laux, Vallorcine et Lauzière se sont avérés peu intéressants en eux-mêmes. Leur liaison avec les minéralisations uranifères, quoiqu'indirecte, est néanmoins indéniable. Ils ont pu en effet se contaminer en uranium aux dépens de leur encaissant, et reconcentrer cet élément au cours de phénomènes d'évolution tardimagmatique. Ils ont également réchauffé les aquifères, et permis une mise en solution de l'uranium, qui a précipité en association avec des carbonates, plus accessoirement avec des sulfures, dans des pièges mécaniques (faille de la Remua, faille de Fond de France) et physicochimiques.

Le Permotrias représente, à priori, la principale période de concentration. C'est en effet l'âge de mise en place des granitoïdes potassiques, de type Lauzière, auxquels est plus ou moins directement liée la majorité des indices de la Lauzière. C'est également au Permien que s'est concentré l'uranium, dans la tranche altérée du socle, sous sa paléosurface. Les indices de Beaufort, liés à l'altération d'un granite relativement fertile, sont intéressants. Quelques petits indices ont la même origine dans le massif des Aiguilles Rouges, mais ne présentent certainement pas un intérêt économique, les faciès altérés n'étant pas fertiles (gneiss de la série des Aiguilles Rouges).

La part des phénomènes alpins est difficile à préciser. Leur importance semble néanmoins loin d'être négligeable, et il est vraisemblable que nombre d'indices leur soient liés.

Nous n'avons pu toutefois, au stade de cette étude, démontrer clairement la superposition de plusieurs paragenèses uranifères, les unes hercyniennes ou antéhercyniennes, les autres liées aux phénomènes de remaniement alpins.

BIBLIOGRAPHIE

● Principaux ouvrages de référence

- AMBERGER (G. F.), 1960. L'autochtone de la partie NW du massif des Aiguilles Rouges. Thèse Genève.
- ANTHONIOZ (P. M.), 1971. Les mylonites profondes. Etude qualitative et comparative du métamorphisme blastomylonitique. Sc. de la Terre, tome XVI n°2, p 109-155.
- ARTHAUD (F.), 1969. Méthode de détermination graphique des directions d'allongement, de raccourcissement et intermédiaire d'une population de failles. Bull Soc. Géol. France, 7, n°11 p 729-737.
- ARTHAUD (F.), MATTE (P.), 1975. Les décrochements tardihercyniens du Sud Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics, 25 p 139-171.
- AUMAITRE (R.), BUFFET (G.), 1973. Minéralogie, pétrologie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux, Alpes occidentales françaises. Thèse 3° cycle, Grenoble.
- BADOUX (H.), 1972. Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. Beitr. geol. Karte Schweiz NB, 143, p. 1-78.
- BAGGIO (P.), 1958. Il granito del Monte Bianco e le sue mineralizzazioni uranifere. Studi e ricerche della divisione geominaria. C. N. R. N., vol. I, part. II, Roma.
- BAILLET (P.), 1963. Le massif granitique de Quintin Magoar (Côtes du Nord). Contribution à l'étude pétrographique des granites et à l'étude géochimique des éléments radioactifs. Thèse 3° cycle, Nancy, ronéot. 134 p.
- BARBIER (J.), 1971. Conséquences géochimiques et métallogéniques de certains remaniements météoriques dans les granites. Thèse d'état, Nancy, ronéot. 83 p.

- BARBIER (J.), 1978. A propos de calcrêtes, d'érosion et de la répartition des gîtes d'uranium intragranitiques français. Bull. BRGM, 2° série, section II, n°1, p.31 à 38.

- BARBIER (J.), CARRAT (H.G.), RANCHIN (G.), 1967. Présence d'uraninite en temps que minéral accessoire usuel dans les granites à deux micas uranifères du Limousin et de Vendée. C. R. Acad. Sc., t 264, p. 2436 - 2439.

- BARBIERI (A.), 1970. Etude pétrologique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Les granites, aperçu sur la géochronométrie du massif. Thèse 3° cycle, Grenoble.

- BARIAND (P.), CESBRON (F.), GEFFROY (J.), 1977. Les minéraux, leurs gisements, leurs associations. Coll. minéraux et fossiles, 45130 Meung sur Loire, France.

- BARTOLI (F.), 1973. Etude pétrologique et structurale du Haut Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse 3° cycle, Grenoble.

- BELLIERE (J.), 1958. Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges. Soc. Géol. Belg., L XXXI, mém. p. MI.

- BELLIERE (J.), 1971. Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. Ann. Soc. Géol. Belg., 94, p. 249 - 263.

- BERTRAND (J.), CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), LAURENT (R.), VUAGNAT (M.), 1965 Déterminations d'âges Pb total sur les zircons de la chaîne alpine. Schweiz. Min. Pétro. Mit., 45, P. 317 - 326.

- BLAISE (J.), 1961. Etude des formations cristallines de la chaîne de la Lauzière (Massif de Belledonne). Bull. Soc. Géol. de France, n°269, t. 509.

- BOCQUET (J.), 1974 Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse Es Sciences, Grenoble.

- BONHOMME(M.), BUFFIERE (J.M.) MICHEL (R.), 1963. Age absolu du granite du Rochail, secteur N. du massif du Pelvoux, Isère. C.R. Acad. Sc., t. 256, p. 2649-2651

- BORDET (Cl.), 1961. Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes Françaises). Mém. carte géol., thèse doct. ing., 218 p.

- BORDET (P et Cl.), 1960-63. Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles Rouges - Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. Mém. hors série, Soc. géol. Fr. , 2, p. 309-316
- BOUDON (J.), GAMOND (J.F.), GRATIER (J.P.), ROBERT (J.P.), DEPARDON(J.P.) GAY (M.), RUFLAND (M.), VIALON (P.), 1976. L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? Eclogae géol. Helv., vol 69/2, p. 509-516.
- BOULIER (A. M.), BOUCHEZ (J.L.), 1978. Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Géol. Fr (7), t. XX n°3, p. 245 - 251.
- BUCHS (A.), CHESSEX (R.), KRUMMENACHER (D.) VUAGNAT (M.), 1962. Ages Pb total sur zircons alpins. Schweiz. Min. Petro. Mit., 42 p. 295 - 305.
- CAILLAT (C.), MARTEL -JANTIN (B.), DEHLAVI (P.),1978. Géologie de la région de Saveh (Iran). Contribution à l'étude du volcanisme et du plutonisme tertiaires de la zone de l'Iran Central. Thèse 3° cycle, Grenoble.
- CARME (F.), 1965. Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes Françaises). C.R. Acad. Sc., t. 260, 9, n° 24, p. 6401 - 6404
- CARME (F.), 1970 a. Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique antehercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne. C.R. Acad. Sc. , t 271, série D, n° 7, p. 631 - 633.
- CARME (F.), 1970 b. Tectoniques superposées, et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes ; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse antehercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. C. R. Acad, Sc., t. 271, série D, n° 20, p. 1733 - 1736.
- CARME (F.), 1970 c. Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements C. R. Acad. Sc., t. 271, série D, p. 2232 - 2235.

- CARME (F.), 1971 a. Problème de l'âge des séries cristalloylliennes des massifs cristallins externes : corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. C.R. Acad. Sc., t. 273, série D, n°19, p. 1671 - 1673.
- CARME (F.), 1971 b. Les phases successives de déformation contenues dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes - Alpes Françaises). C.R. Acad. Sc., t. 273, série D, n°22, p. 2038 - 2041.
 - CARME (F.), 1973. Précisions nouvelles sur l'ampleur et le style de la tectonique hercynienne dans la chaîne de Belledonne . C. R. Acad. Sc., série D, t. 277, n° 21, p. 2309 - 2312.
- CARME (E), 1975. Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs cristallins externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sc., série D, t. 281, n° 2 - 3, p. 89 - 92.
- CARME (F.), 1978. Les granitoïdes à affinité monzonitique du complexe granitique de St Colomban (chaîne de Belledonne, Alpes occidentales). Etude géochimique et essai d'interprétation génétique. C.R. Acad. sc., Paris, t. 286, n° 17, p. 1233 - 1235.
 - CARRAT (H.G.), 1971. Relations entre la structure des massifs granitiques et la distribution de l'uranium dans le Morvan. Min. Deposita, n° 6, 1, p. 1 - 32.
- CARRAT (H. G.), 1974 Le magmatisme basique comme guide de la distribution des gisements d'uranium des granitoïdes français. C.R. Acad. Sc, 279, n° 2, p. 115-118.
- CARRAT (H.G.), 1978. Le rôle de la géochimie de l'uranium et du thorium dans la recherche des gisements uranifères intragranitiques. Sc. Terre, Nancy, 20, n° 2, p. 129 - 164
- CHAPPELL(B.W.), WHITE (A. J. R), 1974 Two contrasting granite types. Pacific geology, 8, p. 173 - 174.
- CHARROY (B), 1970. Le massif de Questembert (Morbihan). Variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Etude de la radioactivité. Thèse 3° cycle, Nancy, ronéot. 315p. et annexes.
- CHEMINEE (J. L.), 1973. Contribution à l'étude des comportements du potassium, de l'uranium et du thorium dans l'évolution des magmas. Thèse Sc. nat., Paris VI, 1973.

- CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), KRUMMENACHER (D.), VUAGNAT (M.),
1964 Nouvelles déterminations d'âges plomb total sur les
zircons. Schweiz. Min. Petro. Mit, n° 44, p. 43 - 60.
- CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), LAURENT (R.), BERTRAND (J.) VUAGNAT (M),
1966. Ages Pb total sur zircons alpins. Schweiz. Min.
Petro. Mit, 46, p. 691 - 693.
- COPPENS (R.), 1958. L'utilisation de la plaque photographique "nucléaire"
pour l'étude de la radioactivité des roches. Ind. Atom.,
n°2, P. 43 - 52.
- COPPENS (R.), 1964 Sur les relations entre les teneurs en uranium et les
teneurs en silice dans les roches cristallines.
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 258, p. 627 - 630.
- COPPENS (R.), 1967. Relations entre les teneurs en uranium, les caractères
pétrographiques et les teneurs en éléments majeurs de
quelques roches granitoïdes. Cas particulier du massif de
Mortagne (Vendée). 91° congrès nat. soc. sav., Rennes, 1966.
- COPPENS (R.), MAYENDA (M.), 1970. Etude préliminaire de la radioactivité du
granite de Quiberon (Morbihan). C.R. 94° congrès national
Soc. Sav., Pau 1969.
- COULOMB (R.), GOLDSTEIN (M.), LE MERCIER (M.), 1958. L'uranium dans quel-
ques granites français. Géoch. et Cosmo., Londres,
vol. 15, n° 1, 2, p. 10 - 17.
- CUNEY (M.), 1978. Geologic environment, mineralogy and fluid inclusions of the
Bois Noirs-Limouzat U veins, Forez, France. Economic
geology, vol. 73, n°8, p. 1567.
- DEBELMAS (J.), 1974 Géologie de la France. Ed. Doin, 2 vol.
- DICKINSON (W.R.), 1970. Relations of andesites, granites and derivative
sandstone to arc-trench tectonics. Rev. geophys. et spac.
Phys., vol 8, p. 813 - 860.
- DIDIER (J.), LAMEYRE (J.), 1969. Les granites du Massif Central français,
étude comparée des leucogranites et granodiorites. Contr.
Mineral and Petrol., 24, p. 219 - 238.

- DONDEY (D.), 1960. Contribution à l'étude de la série cristallophylienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale (Alpes Françaises). Trav. lab. géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 36, p. 285 - 368.
- DUTHOU(J.L.), 1977. Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relations avec le métamorphisme : le Nord Limousin. Ann. Sc. Univ. Clermont - Fd., 63, 294p.
 - EHRSTRÖM (C. E.), 1971. Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. Thèse Es Sciences Grenoble, 182 p.
- ELLENBERGER (F.), 1954. Etude géologique du pays de Vanoise. Thèse d'état, Paris.
- FLAGEOLLET (J.C.), MAGNE (R.), 1969. Observations géomorphologiques dans un massif uranifère (St Sylvestre). Sc. Terre Nancy, t. XIV, n°4, p. 383 - 409.
- GASQUET (D.), 1977. La géologie de l'uranium, les gisements des granites. Mém. D. E. A., Grenoble.
 - GASQUET (D), 1979. Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard traversés par les galeries E. D. F. Arc- Isère - Alpes Françaises. Thèse 3° cycle, Grenoble.
- GAUTFIER (J.C.), 1973, 74 L'évolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Marche orientale. I : évolution granitique. Sc. Terre Nancy, t XVIII, n°4, p. 315 - 352.
- GEFFROY (J), SARCIA (J. A.), 1958. La notion de gîte épithermal uranifère et les problèmes qu'elle pose. Bull. Soc. Géol. Fr., 6° série, t.8, p. 173 - 190.
- GILLOT - BARBIERI(C), 1970. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le complexe intermédiaire. Thèse 3° cycle, Grenoble, 130p.
- GIORGI (L.), 1979. Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses, Isère, France. Thèse 3° cycle, Grenoble.

- GIORGI (L.), GIRAUD (P.), VACHARD (D), 1979. Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rousses (Alpes occidentales). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 288, D, p. 1079- 1082.

- GRATIER (JP), LEJEUNE (B.), VERGNE (J.L.), 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3° cycle, Grenoble.

- GROS (Y.), 1974. Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). Thèse 3° cycle, Grenoble.

- HAMET (J.), 1975. Etude systématique par la méthode Rb87 - Sr 87 des processus orogéniques, exemple de la Montagne Noire. Thèse Paris VII.

- JUNG (J), 1977. Précis de pétrographie. Masson Paris, 327 p.

- JURAIN (G.), RENARD (J.P.), 1970. Remarques générales sur les caractères géochimiques des granites encaissant les principaux districts uranifères français. Sc. Terre, 15, n° 2, p. 192 - 205.

- KRUMMENACHER (D.), 1959. Le cristallin de la région de Fully (Valais) Schweiz. Min. Petro. Mit, 39, p. 151 - 266.

- KRUMMENACHER (D.), BORDET (P.), LE FORT (P.), 1965. Les massifs cristallins externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. Schweiz. Min. Petro. Mit., 45, p. 855 - 874

- KURTBAS (K.), 1972. Les granites de la Montagne Bourbonnaise. Leur évolution pétrographique et géochimique. Thèse d'état, Nancy, 241 p. et annexes.

- LABHART (TP.), RYBACH(L.), 1972. Der Vallorcine Granit und seine radiometrischen Anomalien. Schweiz. Min. Petro. Mit., 52, p. 571 - 574

- LACOMBE (J.C.), 1970. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins - Pelvoux, le complexe volcanosédimentaire. Thèse 3° cycle, Grenoble.

- LAMEYRE (J.), 1980. Les magmas granitiques : leurs comportements, leurs associations et leurs sources. Soc. Géol. Fr., mém. H.S., n°10, p. 51 - 62.

- LAMEYRE (J.), AUTRAN (A.), 1980. Les granitoïdes de France. Colloque C7
Géologie de la France. C.G.I. Paris.

- LANDRY (P.), 1976. Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend
(Savoie). Thèse 3° cycle, Grenoble.

- LA ROCHE (H.de), 1968. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al
dans les formations volcaniques et sédimentaires : un
guide pour l'étude des formations métamorphiques et pluto-
niques. C.R. Acad. Sc., t. 267, série D, p. 39 - 42.

- LA ROCHE (H. de), 1972. Revue sommaire de quelques diagrammes chimicom-
néralogiques pour l'étude des associations ignées ou
sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sc., de la
Terre (Nancy), t. XVII, n°1 - 2, p. 31 - 46.

- LA ROCHE (H. de), 1978. La chimie des roches présentée et interprétée d'après
la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables
chimiques : fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en
déduisent - application aux roches ignées. Chemical
geology, vol. 21, n°1 - 2, p. 63 - 87.

- LAURENT (R.), 1968. Etude géologique et pétrographique de l'extrémité
méridionale du massif des Aiguilles Rouges. Arch. Soc.
Suisse Phys. Hist. Nat., 20, p. 223 - 353.

- LAURENT (R.), 1973. Metasomatic granitisation of ophiolites at the Southern tip of
the Aiguilles Rouges [^] Schweiz. Min. Petro. Mit., 53, n°1,
p. 33 - 48. Range

- LAURENT (R.), CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), 1967. La méthode géochro-
nologique du Pb total appliquée à l'étude des massifs du
Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Intern. atomic.
energy agency, Wein.

- LEAKE (B.E.), BROWN (G.C.), HALLIDAY (A.N.), 1980. The origin of granite
magmas : a discussion. Journal of the geological society,
vol. 137, part 1.

- LE FORT (P.), 1973. Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes Françaises).
Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale.
Sc. de la Terre. Mém. 25, 373 p.

- LE FORT (P.), EHRSTRÖM (C. E.), 1969. Caractères géochimiques et origine des
formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de
Belledonne. Sc. de la Terre, vol. 14, n°3, p. 215 - 238.

- LEROY (J.), 1978. Métallogénèse des gisements d'uranium de la division de la Crouzille, COGEMA, Nord-Limousin, France. Mém. Sc. Terre Nancy, n° 36.
- LEUTWEIN (F.), POTY (B.), SONET (J.), ZIMMERMANN (J. L.), 1970. Age des cavités à cristaux du granite du Mont-Blanc. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 271, série D, p. 156 - 158.
- LE VAN TIET, COPPENS (R.), 1968. Sur la radioactivité du granite d'anatexie de Ste Anne d'Auray (Morbihan). 93° congrès nat. Soc. Sav. Tours, 1968, Sc., t.1, p. 107 - 118.
- LIEGEOIS (J.P.), HELLIERE (J.), DUCHESNE (J.C.), 1980. Les éclogites amphibolitiques du Lac Cornu (Massif des Aiguilles Rouges, Haute Savoie) 8° R.A.S.T., Marseille, p. 228.
- LILLIE (F.), 1974. Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse Univ., Nancy, 101 p.
- LUGEON (M.), 1916. Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. C.R. Acad. Sc., t. 162, p. 466.
- MEHNERT (K.R.), 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier publishing compagny.
- MENARD (G.), 1979. Relation entre structures profondes et structures superficielles dans le SE de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3° cycle, Grenoble.
- MEYER (J.), 1916. Geologische und petrog. Untersuchungen am Massiv der Aiguilles Rouges. Eclogae Geol. Helv., XIV, 1, p. 79.
- MITTEMPERGER (M.), 1966. Le mineralizzazioni ad uranio delle Alpi Italiane. Atti de symp. Int. Gis. Min., Trento.
- MOINE (B.), LA ROCHE (H. de), 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad. Sc. Fr., t. 267, série D, p. 2084-2087.
- MOREAU (M.), 1977. L'uranium et les granitoïdes. Essai d'interprétation. Geology mining and extractive processing of U. Symp. I.M.M. London, p. 83 - 102.
- MOREAU (M.), PUGHON (A.), PUYBARRAUD (Y.), SANSELME (H.), 1965. L'uranium et les granites. Chronique des mines et de la recherche minière, n° 350, p. 47 - 51.

- ORSINI (J.B.), 1979. Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-Viséen moyen (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 289, série D, p. 981 - 984.
- 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. Sc. Paris, t. 289, série D, p. 1109 - 1112.
- OULIANOFF (N.), 1965. Contribution à l'histoire des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., 69, p. 317.
- PAGEL (M.), 1979. Particularités géochimiques uranium, thorium dans les complexes subalpins potassiques : exemple du Massif des Ballons (Vosges méridionales). C.R. Acad. Sc., t. 289, série D, n°2, p. 53 - 56.
- PECHER (A.), 1970. Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins - Plevoux. Le socle ancien. Thèse 3° cycle, Grenoble.
- PECHER (A.), 1978. Déformations et métamorphismes associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M. C. T.); transversale des Anapurnas et du Manaslu-Népal. Thèse Es Sciences, Grenoble, 354 p.
- PECHER (A.), VIALON (P.), 1974. Métamorphisme, clivages schisteux, spilites et dérivés, dans le cadre tectonostructural des massifs cristallins du Haut Dauphiné et de leur couverture. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XVI, n°3.
- PILLOT (J.), 1974. Les isotopes en géologie (Méthodes et applications). Paris, Doin, 176 p.
- PONCERRY (E.), SIMEON (Y.), GIRAUD (P.), VIVIER (G.), 1979.
 Une lignée granosyéénitique dans la chaîne de Belledonne
 Exemple : le granite de la Lauzière (Savoie). 7e R. A. S. T.
 Lyon, p. 378.
- PORTELLA (Ph.), 1980. Les bassins sédimentaires protérozoïques du Lac Tilly - Rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du Territoire du Nouveau Québec. Thèse 3° cycle Grenoble.
- POTY (B.), LEROY (J.), CUNEY (M.), 1974. Les inclusions fluides dans les minerais des gisements d'uranium intragranitiques du Limousin et du Forez. In form of Uranium ore deposits. Int. atomic en. agency, Vienne 1974, p. 569 - 582.

- POTY (B.), WEISBROD (A.), STALDER (H. A.), 1973. Température et croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes Françaises et Suisses. R. A. S. T., Paris, p. 343.
- RAGUIN (E.), 1976. Geologie du granite 3° ed, Masson.
- RAMSAY (J. G.), 1967. Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill book company, 568 p.
- RANCHIN (G.), 1968. Contribution à l'étude de la répartition de l'uranium à l'état de traces dans les roches granitiques saines. Les granites à teneur élevée du massif de St Sylvestre. Sc. Terre Nancy, tome XIII, n°2, p. 159 - 205
- RANCHIN (G.), 1970. Sur le comportement respectif de l'uranium, du groupe du thorium et du groupe de l'étain dans les processus d'évolution granitique (exemples pris dans les granites du Nord Limousin). C. R. Acad. Sc. Paris, 270p. 2748 - 2751.
- RAUMER (J. Von), 1971 a. Das Mont Blanc Massif - Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphism.. Schweiz Min. Petro. Mit., 51/1, p. 193 - 225.
- RAUMER (J. Von), 1971 b. Exkursion der S. M. P. G. ins Altkristallin des Mont Blanc - Aiguilles Rouges Massivs (4 - 7 oct 1971). Schweiz. Min. Petro., Mit., 51, p. 554 - 562.
- RAUMER (J. Von.), 1974 a. Unterwallis, Rhone-knie (8 - 10 oct. 1974). Schweiz. Min. Petro., Mit., 55/1.
- RAUMER (J. Von.), 1974 b. Zur metamorphoseamphibolitische Gesteine im Altkristallin des Mont Blanc und Aiguilles Rouges Massivs. Schweiz. Min., Petro., Mit., 54/2-3.
- RAUMER (J. Von.), 1976 a. Variszikum in dem Zentral und Westalpen. Deutsche Akad. der Naturforscher Leopoldina Halle. (Saale). 224, Band 45
- RAUMER (J. Von.), 1976 b. Le Mont Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. B. S. Frib. Sc. Nat., 65(2), p. 123 - 155
- REINHARD (M.), PREISWERK (H.), 1927. Über granit Mylonite im Aiguilles Rouges Massiv. Verhandlungen Naturforsch Gesell. Sch. Basel, 38, p. 188 - 200.
- RENARD (J. P.), 1971. Etude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère de Vendée. Liaison entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium. Conséquences pour la prospection. Thèse d'état, Nancy, 189 p.

- RITTER (E.), 1894. Les massifs de Beaufort et du Grand Mont. Thèse, Genève.
- ROBERT (J. P.), 1976. Les décrochements, fracturation et mouvements de blocs associés. Exemple des massifs subalpins dauphinois. Thèse de 3° cycle, Grenoble.
- RODGERS (J. J. W.), RAGLAND (P. C.), 1961. Variations of Th and U in selected granitic rocks. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 25, p. 99 - 109.
- RODGERS (J. J. W.), RAGLAND (P. C.), NISHIMORI, GREENBERG, HAUCK, 1978. Varieties of granitic U deposits and favorable exploration areas in the Eastern of U. S. *Economic Geology*, vol. 73, n°8, p. 1539.
- ROGER (G.), 1969. Etude géologique de la Cézarenque et du S.E. du Mont Lozère. *Mémoires du BRGM*, n° 66.
- ROUBAULT (M.), 1958. Géologie de l'uranium. Masson.
- ROUBAULT (M.), 1963. Détermination des minéraux des roches. Ed. Lamarre. Poinat. Paris.
- SALVI (M.), 1977. Chaîne de la Lauzière, compte-rendu de stage été 1977. Rapport interne, Minatome.
- SARCIA (J. A.), 1980. Les gîtes d'U liés aux granitoïdes. Doc. int. Minatome.
- SIMEON (Y.), 1979. Etude pétrologique, géochimique et structurale du massif de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes Françaises). Thèse 3° cycle, Grenoble.
- SIMEON (Y.), GASQUET (D.), PONCERRY (E.), GIRAUD (P.), VIVIER (G.), 1979. Les formations à mégacristaux de feldspaths alcalins dans la chaîne de Belledonne. 7e R. A. S. T., Lyon, P. 430.
- STRECKEISEN (A.), 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sc. Rev.*, Vol., 12, n°1, p. 1 - 33.
- TAZIEFF (H.), 1979. E rebus, volcan antarctique. Arthaud.
- TOURLIERE (B.), 1980. Quelques granites des massifs cristallins externes alpins. *Mém. DEA*, Grenoble.
- VERJAT (J. L.), 1980. Etude pétrographique et structurale des terrains cristallins du SE du massif de Belledonne à l'Ouest du Col du Glandon (Alpes Françaises). Thèse 3° cycle, Grenoble.

- VIALON (P.), 1974. Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du Socle Préalpin. Conséquences pétrostructurales. Schweiz. Min. Petro. Mit., 54, 2/3, p. 663 - 690.

- VIALON (P.), 1979. Les déformations continues-discontinues des roches anisotropes. Eclogae geol. Helv., vol 72/2, p. 531 - 549.

- VIALON (P.), RUHLAND (M.), GROLIER (J.), 1976. Eléments de tectonique analytique. Masson Paris, 118p.

- VITEL (G.), 1965. Etude pétrographique du tunnel du Mont Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif du Mont Blanc. Aiguilles Rouges. Thèse 3° cycle, Grenoble, 101 p.

- WINCKLER (F. G. F.), 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag. Ed. 4th Ed; Berlin, 334p.

- YERLE (J. J.), 1978. Albitisations et minéralisations uranifères dans le socle et les sédiments permohouillers du bassin de Brousse - Broquies (Aveyron, France). Thèse Ecole des Mines, Paris.

- COLLOQUE, 1959. Sur la genèse des minéralisations uranifères des Alpes occidentales. Grenoble. Paris Soc. Eur. d'énergie atom.

- COMPTE RENDU, 1980. Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges ; structure et pétrologie du socle. Excursion 149 C, C. G. I. Paris.

ANNEXE 1

ABREVIATIONS MINERALOGIQUES UTILISEES

Abréviation	Minéral
Q	Quartz
Pl	Plagioclase
Ab	Albite
An	Anorthite
Or	Orthoclase
Ms	Muscovite
Bi	Biotite
Chl	Chlorite
Ho	Hornblende
Gr	Grenat
Clz	Clinozoïsite
Ep	Epidote
Sph	Sphène
Staur	Staurotide
Ap	Apatite

ANNEXE 2

RESULTATS DES ANALYSES GEOCHIMIQUES

VALLORCINE

ppm

%

N° éch.	Nature de la roche	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	T	Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb	
PAV15 B. 223	Episyénite	63.28	20.13	3.06	.03	.75	.58	10.57	.35	.40	.24	1.06	100.46	411	10	1							

GRANITE DE VALLORCINE

302

PAV 9 A 102	Facès porphyroïde	71.43	15.09	2.03	.05	.83	.64	3.05	5.19	.34	.29	1.22	100.16	86	329	26	8	27	49	<5	13	60	
PAV 17 A 71	Facès porphyroïde	69.59	15.36	2.51	.05	1.06	1.14	3.45	4.92	.42	.30	.96	99.76	157	266	24	10	33	22	3	8.5	55	
PAV 19 A 407	idem cataclasé	71.27	15.28	2.58	.05	.70	1.13	3.06	5.10	.46	.32	1.08	100.03			31	10	34	42	<5	29	52	
PAV 24 A 96	Facès porphyroïde	71.43	15.09	2.19	.05	.59	1.02	3.73	5.10	.34	.26	.78	100.58	121	293	31	10	33	67	<5	7	53	
PAV 25 A 415	Facès porphyroïde	68.25	14.93	3.70	.06	1.23	1.29	3.52	4.80	.59	.26	.94	99.57			26	9	60	50	<5	28	58	
PAV 28 A 408	Facès porphyroïde	70.86	15.08	2.28	.04	.66	.85	3.54	5.08	.42	.33	1.13	100.27			22	9	37	57	1-5	8	56	
PAV 30 A 72	Facès porphyroïde	70.95	15.10	2.02	.05	.65	.76	2.96	5.20	.31	.29	1.00	99.29	71	304	74	9	19	206	<5	22	56	
PAV 31 A 73	Facès porphyroïde	72.02	14.83	1.94	.03	.62	.78	2.92	4.95	.30	.28	.94	99.61	1.38	254	25	11	33	88	<5	7	56	
PAV 33' B577	Facès porphyroïde	67.26	15.57	4.36	.06	1.62	2.02	3.67	4.30	.68	.23	.68	100.50	0	179	13							
AI 105A A 417	Microgranite non porph.	72.82	14.98	1.26	.04	.27	.56	3.56	4.38	.24	.34	1.08	99.53			36	10	22	99	12	44	53	
AI 105B A 399	Microgranite porphyroïde	71.45	14.99	2.39	.03	.66	.64	3.16	4.62	.39	.30	1.22	99.85			59	8	39	122	4	40	49	

VAL LORCINE

n° éch. n° Labo	Nature de la roche	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	T	Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb	
PAV 16 B 224	Enclave homogène	Torrent de Barberine	66.88	15.97	3.73	.06	1.21	1.25	3.89	4.29	.59	.32	1.12	99.31	134	333	19							
PAV 33 B 325	Faciès fin	Mieville - Vernayaz	70.15	15.84	1.84	.04	.53	1.40	4.25	5.18	.27	.23	1.10	100.81	156	202	0							
PAV 34 B 326	Faciès à pinite	Mieville - Vernayaz	73.52	14.74	.67	.02	.18	.33	3.84	5.20	.03	.29	.53	99.34	0	267	Tr							
PAV 46 B 327	Faciès porph à autunite	Finhaut	68.04	16.93	2.02	.06	.90	.71	4.00	5.60	.32	.39	1.47	100.44	0	156	63							

GRANITE DE VAL LORCINE

COUPE DE LA FAILLE DE LA REMUA

PAV 20 A 403	Granite écrasé	Frontière (P. f. E.D.F.)	70.10	14.84	2.57	.04	.60	1.29	4.15	4.53	.46	.33	1.13	100.04			25	10	22	60	3	21	49
PAV 21 A 98	Ultramytonite granitique	Frontière	68.06	14.97	4.27	.06	1.72	1.40	3.23	4.40	.67	.23	1.47	100.48	145	226	24	6	70	67	<5	21	41
PAV 23	Ultramytonite gneissique	Frontière															36	8	84	99	<5	14	37
PAV 22	Houiller mylonitisé	Frontière															86	9	105	126	<5	16	30

BEAUFORT

N° éch. N° Labo	Nature de la roche	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	T	Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb	
PAB 4 A 75	Granodiorite bordure W	Les Cours	70.50	15.62	1.65	.03	.98	.65	4.89	3.87	.23	.07	1.50	99.99	332	163	9	9	24	57	2.5	13	79	
PAB 6 A 103	Granite porphyroïde	Le Péchard	67.42	15.58	2.61	.07	1.77	1.05	4.34	4.56	.37	.22	1.30	99.29	657	218	25	15	48	63	9	9.5	101	
PAB 9 A 409	Granite isogr. altéré	Les Combelles	69.79	15.39	1.72	.01	1.19	.67	3.18	5.05	.35	.19	1.85	99.39			36	9	45	86	14	44	34	
PAB 11 B 225	Granodiorite bordure W	Beaufort	69.65	16.96	1.39	.03	.71	1.72	4.71	3.31	.23	.06	.87	99.66	744	113	2							
PAB 13 B 563	Vaughnérite	Le Praz	55.31	12.99	7.06	.12	6.61	4.36	1.51	6.02	.96	.94	3.49	99.37	451	268	168							
PAB 14 B 328	Granophyre	Bois d'Orgeval	68.44	14.77	2.38	0	2.07	.73	3.33	4.87	.32	.26	1.61	98.77	173	194	48							
PAB 17 B 329	Granite porphyroïde	Rau des Cours	65.43	16.55	2.91	.04	2.02	1.40	4.16	4.40	.42	.28	1.98	99.58	590	158	16							
PAB 19 B 330	Granite porphy. basique	Les Iles	49.61	13.17	5.73	.16	5.18	9.82	2.38	4.03	.74	.92	9.04	100.79	528	203	5613							
AIB 1+3 A 398	Granite isogr. altéré	Les Combelles	69.25	16.07	2.14	.02	.99	.29	2.88	5.75	.42	.23	1.80	99.84			41	13	32	20	451	43	93	
AIB 5c A 74	Granite porphy. altéré	Rau de l'Enfer	63.97	18.18	2.42	.10	1.98	.70	2.58	5.57	.47	.27	2.77	100.01	123	530	68	58	71	75	520	17.5	223	
AIB 7' A 401	Granite isogr. altéré	Le Praz	60.87	16.43	3.85	.01	1.44	1.32	1.95	9.33	.75	.72	2.35	99.02			78	11	438	221	1899	41	209	
AIB 10 A A 419	Granite isogr. altéré	Bois d'Orgeval	65.18	16.20	2.58	.03	1.95	.40	3.90	5.33	.45	.23	2.02	98.27			75	5	49	25	19	37	49	
AIB 11 A 402	Granite isogr. altéré	Les Combelles	67.52	14.65	4.09	0	.76	.21	2.20	5.43	.33	.18	2.28	97.65			42	4	64	29	7245	53	128	
AIB 13 A 100	Granite porphy altéré	Le Souget	71.52	15.18	1.49	0	.45	.38	3.86	4.59	.31	.17	1.30	99.25	305	249	36	12	52	60	677	12	214	

GRANITE DE BEAUFORT

LAUZIERE

N° éch. N° Labo	Nature de la roche	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	T	Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb	
PAL 13 A 76	Gneiss porphyroïde	Roche Bénite	65.29	16.89	3.28	.08	1.55	2.18	3.25	4.76	.51	.18	2.53	99.16	498	176	36	12	67	93	8	25	91	
PAL 35 A 400	Leptynite	Combe d'Embrinche	70.46	15.94	2.05	.03	1.05	.35	4.13	4.56	.45	.14	1.26	100.42			17	13	43	57	<5	21	50	
PAL 41 A 418	Gneiss porphyroïde	Le Sécheron	64.24	17.27	3.68	.05	2.13	2.69	3.76	4.30	.60	.17	1.22	100.11			93	13	62	69	6	22	72	
PAL 90 A B 332	Gneiss porphyroïde	Pointe de Colomban	65.80	17.11	3.43	.05	2.08	1.90	3.79	3.80	.50	.16	1.70	100.33	446	163	0							
PAL 90 B B 333	Leptynite	Pointe de Colomban	65.40	17.58	2.56	.03	2.19	1.15	4.42	3.75	.42	.15	1.56	99.20	345	142	1							
PAL 95 B 565	Leptynite	Col de l'Homme	70.01	16.13	1.72	.03	1.08	.59	4.47	4.54	.30	.11	1.09	100.05	233	122	10							
PAL 97 B 335	Gneiss amphibolique	Sous le col des Paris St Jacques	66.05	16.44	3.18	.06	2.04	2.86	3.85	3.87	.48	.21	.79	99.82	183	177	15							
PAL 105 B 336	Gneiss amphibolique	Les Marmottes Noires	66.76	16.49	3.17	.05	1.87	2.79	4.00	4.11	.47	.20	1.02	100.97	594	173	23							
PAL 120 B 338	Leptynite	Sommet du Grand Mas	69.22	16.06	2.13	.04	1.02	.92	4.30	4.57	.41	.14	1.23	100.04	314	193	0							
PAL 122 B 339	Enclave (?) porphyroïde	Combe du col de Montjoie	55.02	17.69	3.47	.15	1.85	6.65	3.63	4.68	.58	.22	6.83	100.76	291	299	<10							
AGL 2 B 314	Leptynite	Ruines du Col de Montjoie	68.33	16.50	2.35	.03	1.10	1.14	3.43	5.22	.54	.17	1.36	100.38	148	210	0							
AGL 3 B 315	Gneiss porphyroïde	Roche Bénite	64.86	16.12	3.38	.06	2.22	2.41	3.98	4.49	.54	.15	1.06	99.26	445	299	21							
AGL 6 B 318	Gneiss amphibolique	Sous le Col des Paris St Jacques	66.30	16.94	3.35	.06	1.79	3.05	4.00	3.72	.49	.16	.70	100.57	485	170	18							
AGL 7 B 319	Leptynite	Portes de Montmélian	67.23	17.91	2.70	.04	1.62	1.74	4.67	4.60	.47	.17	1.75	99.38	338	181	1							

COMPLEXE DU COL DE MONTJOIE

LAUZIÈRE

N° éch N° Labo	Nature de la roche	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	T	Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb	
AGL 8 B 320	Gneiss porphyroïde	Portes de Montmélian	64.48	17.62	3.35	.06	2.02	2.00	4.20	4.66	.53	.15	1.29	100.35	543	188	19							
AIL 90 A 410	Leptynite	Croix de la Coutire	76-85	12.37	1.48	.01	.79	.17	2.63	4.43	.30	.06	1.15	100.24			55	14	108	56	327	37	104	
PAL 23 B 324	Gneiss biotitique fin	Col de Montjoie	58.81	17.83	7.58	.11	3.41	.82	2.22	5.26	.88	.16	2.63	99.63	124	198	84							
PAL 89 B 572	Gneiss biotitique fin	Le Colomban	64.57	17.43	5.52	.06	2.13	.86	3.09	3.81	.85	.12	1.83	100.27	0	153	32							

COMPLEXE DU COL DE MONTJOIE

GRANODIORITES "SODIQUES" (Granodiorites du Colomban)

PAL 21 A 77	Granodiorite	Le Branlay	72.05	16.20	1.41	.03	.73	.79	4.17	3.88	.24	.07	.88	100.45	398	164	22	11	20	52	<5	14	44	
PAL 28 B 228	Granodiorite	Montagne d'Argentine	69.48	16.07	1.88	.03	.94	1.68	4.25	3.59	.31	.10	1.13	99.43	389	150	0							
PAL 30 B 229	Granodiorite	Montagne d'Argentine	64.31	17.66	1.57	.05	1.20	2.31	5.41	4.34	.24	.12	2.57	99.78	260	166	247							
PAL 34 A 192	Granodiorite	Pic du Rognolet	66.29	16.27	3.18	.06	2.06	1.41	3.98	4.50	.50	.13	1.53	99.91	696	165	41	7	39	74	3	25	25	
PAL 70 A 405	Granodiorite	Le Grand Château	70.64	15.94	1.53	.01	1.15	.39	5.07	3.79	.33	.08	1.39	100.32			45	12	11	68	10	16	48	
PAL 118 B 337	Granodiorite	Arête de Morlin	70.14	16.56	1.30	.02	.76	.54	4.59	4.74	.27	.08	.90	99.90	222	304	Tr							
AGL 5 B 317	Granodiorite	Le Branlay	71.31	15.84	1.27	.02	.55	1.21	4.51	3.60	.19	.07	.76	99.33	279	127	0							
PAL 33 B 574	Filonleucocrates recoupant le	Roche Bérite	71.50	14.50	.57	.02	.33	.40	5.06	3.65	.07	.04	3.98	100.12	0	184	0							
PAL 104 B 566	complexe du Col de Montjoie	Pas de la Mule	72.04	15.39	1.27	.02	.91	.94	4.18	3.76	.20	.09	1.23	100.04	181	85	0							

N° éch N° Labo	Nature de la roche	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{II}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	F.F.	T	Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb
-------------------	-----------------------	--------------	------------------	--------------------------------	--	-----	-----	-----	-------------------	------------------	------------------	-------------------------------	------	---	----	----	----	----	---	----	---	----	----

GRANITOIDES "SODIQUES" (granite d'Epierre)

PAL 36 A 416	Facies porphyroïde	Bellecombe La Chaudanne	72.23	15.62	1.00	.03	.46	.38	5.41	4.37	.27	.10	1.06	100.93			39	12	17	30	20	28	49
PAL 81 A 82	Facies porphyroïde	Mine de Tale La Chaudanne	73.53	14.35	1.07	0	.83	.67	3.95	4.38	.17	.10	1.16	100.21	258	168	21	13	8	60	7	14	50
PAL 109 B 567	Facies isogranulaire	Plan Chanet- Bois des Coves	65.23	15.89	3.13	0.6	2.88	1.95	4.05	3.28	.43	.31	2.13	99.34	687	108	33						
PAL 136 B 580	Facies mylonitisé	St Léger	61.22	17.71	5.67	0.9	2.94	3.14	2.85	2.72	.60	.14	2.45	99.61	36	95	12						

GRANITOIDES "SODIQUES" (granitoïdes de Champoudru-Les-Chavannes)

PAL 54 A 79	Monzodiorite	Plan de l'Ane	58.86	17.92	4.26	.07	3.87	2.94	4.43	4.39	.87	.35	1.34	99.30	1601	173	67	14	64	87	24	5	39
PAL 57 A 80	Granite	Les Chavannes Dessus	70.47	14.94	1.60	.03	1.04	1.01	4.84	3.61	.27	.11	.77	97.68	505	137	28	15	20	58	3	7.5	40
PAL 131 B B 576	Monzodiorite	Voie ferrée (sous montagne des Cluses)	60.21	19.20	3.84	.07	3.25	1.10	5.00	4.59	.81	.31	1.76	100.73	203	290	56						
AGL 13 B 323	Granite	id.	70.80	15.29	1.41	.03	.96	5.07	5.07	4.13	.22	.11	1.01	100.00	444	162	7						

GRANITOIDES POTASSIQUES (complexe de la Lauzière)

An Clermont Ferrand	Granite	Piste St François Montgellafrey	77.70	12.60	.68 +.29	.01	.36	.29	3.90	4.45	0	0	.28	100.56										
PAL 7 A 190	Granite	Roc Rouge	79.14	11.69	1.09	.01	0	.17	3.13	5.01	.11	.03	.55	100.93	395	330	55	17	0	148	4	98	47	
PAL 17 A 93	Granite	La Louche Percée	76.28	13.28	.84	.02	.22	.28	3.81	4.80	.14	.04	.42	100.13	61	276	30	12	5	61	94	50	60	

LAUZIERE

N° éch. N° Labo	Nature de la roche	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	T	Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb	
PAL 18 B 227	Syénite	Le Grand Plan	66.41	16.94	2.38	.03	1.01	.73	4.10	6.17	.42	.13	1.15	99.78	402	202								
PAL 26 A 191	Monzosyénite	Le Grand Plan	69.60	15.39	2.53	.02	1.30	.30	3.18	6.16	.42	.09	1.36	100.35	495	233	96	14	29	85	8	92	28	
PAL 27 A 94	Monzosyénite	Le Grand Parc	69.08	15.42	2.09	.02	1.43	.54	3.73	5.66	.48	.16	.93	99.54	392	105	23	11	35	57	4.8	98	42	
PAL 31 A 193	Monzosyénite	Chalet de Colomban	62.48	16.33	4.06	.05	2.17	2.35	3.92	6.54	.89	.29	.81	99.89	1360	228	84	11	44	140	18	35	45	
PAL 32 A 194	Faciès basique fin E	La Cave	63.14	15.15	3.91	.08	2.65	2.21	3.41	6.98	.88	.36	1.05	99.82	775	256	83	17	62	96	6	58	49	
PAL 62 A 99	Granite	Pas de la Balme	75.39	13.69	1.20	.03	.73	.26	3.51	4.98	.26	.09	.67	100.81	165	295	35	15	8	40	8	88	55	
PAL 72 A 406	Granite myl. F.Fd.Fr.	La Platière	74.60	13.53	1.09	.01	.52	.07	3.74	5.79	.26	.06	.73	100.40			32	15	25	56	18	89	44	
PAL 75 A 95	Monzosyénite	Pic de Lacha	69.11	15.57	2.20	.05	1.38	.70	3.94	5.57	.43	.15	.80	99.90	344	245	44	7	37	79	6	80	40	
PAL 77 A 413	Filon gr. dans S Mgne Plans	La Roche Brisée	73.88	14.48	.57	0	.41	.38	3.51	4.78	.18	.04	.81	99.04			28	16	15	55	9	36	53	
PAL 78 A 414	Granite	Les Arangles	70.74	15.21	1.65	.03	.95	.42	4.10	5.49	.37	.12	.88	99.97			41	9	27	67	8	70	39	
PAL 79 A 412	Faciès basique fin E	Pointe des Arangles	66.41	15.39	3.14	.05	2.93	.81	2.93	5.88	.87	.44	1.65	100.50			89	11	441	142	<5	63	25	
PAL 80 A 81	Granite	Pointe des Arangles	72.00	14.92	1.13	.03	.07	.50	3.77	6.13	.23	.06	.67	99.51	147	210	22	14	11	59	<5	116	45	
PAL 96 B 334	Granite	Rau de la Valette	70.72	16.47	1.45	.03	.72	.47	4.27	5.13	.32	.11	.91	100.61	602	208	0							
PAL 102 B 575	"Leucogranite" W	Pointe de Clais Rouge	74.04	14.23	.62	.01	.47	.13	3.55	5.13	.09	.02	.72	99.75	0	223	0							

GRANITOIDES POTASSIQUES (Complexe granitoïde de la Lauzière)

LAUZIERE

N° éch. N° Labo	Nature de la roche	Localisation	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.F.	T	.Sr	Rb	Ni	Co	V	Cr	U	Th	Pb
--------------------	-----------------------	--------------	------------------	--------------------------------	---	-----	-----	-----	-------------------	------------------	------------------	-------------------------------	--------	---	-----	----	----	----	---	----	---	----	----

GRANITOIDES POTASSIQUES (Complexe granitoïde de la Lauzière)

AGL 1 B 313	Granite	Col de Sarvatan	74.04	14.52	1.24	.03	.48	.72	4.05	4.98	.17	.06	.32	100.61	198	283	12							
AGL 4 B 316	Granite	Le Grand Plan	72.05	14.70	1.75	.03	1.07	.54	4.13	5.24	.29	.11	.66	100.55	294	203	11							
AGL 11 B 321	Monzosyénite	Le Pissus	55.71	16.16	5.89	.08	4.77	3.54	3.55	6.51	1.28	.60	1.28	99.37	1312	237	84							
AIL 76 B 230	Granite mvl. F. Fd. Fr.	Mare Maxet	58.82	16.32	4.87	.05	.59	.22	2.68	8.51	.30	.11	1.82	94.28	0	202	139							
PAL 91 B 564	Enclave énallogène	Sous les lacs de Roche Noire	63.08	13.94	4.78	.08	4.78	2.08	2.88	5.94	1.14	.46	1.06	100.22	216	323	120							

GRANITOIDES POTASSIQUES (Monzosyénites du Lac de la Grande Léchère)

PAL 49 A 78	Monzosyénite	Lac de la gde Léchère	57.80	14.78	5.27	.09	4.52	3.28	2.78	7.28	1.20	.54	.67	98.22	1418	232	111	9	84	176	19	12	36	
AGL 12 B 322	Monzosyénite	Route de Montgellafrey	54.38	16.40	5.06	.11	4.17	3.88	2.93	7.17	1.23	.55	3.83	99.73	1309	193	95							
AL 72 A 104	Monzosyénite		56.03	16.10	5.65	.18	5.30	4.57	3.35	5.16	1.30	.52	1.02	99.18	2265	200	104	10	80	177	<5	6.5	39	
AL 73 A 97	Monzosyénite		54.26	14.65	7.52	.09	6.10	4.35	1.85	5.93	1.66	.75	1.61	98.77	864	254	107	13	144	127	10	6	24	
AL 106 B 226	Monzosyénite	Bois de l'Ours	54.38	13.99	7.19	.10	6.31	5.19	2.25	5.78	1.69	.85	1.59	99.31	808	232	131							
AL 113 B 331	Monzosyénite		57.61	15.53	5.83	.08	4.97	3.26	2.76	6.17	1.11	.59	1.36	99.27	1437	231	93							

A N N E X E 3

R E S U L T A T S D E L ' E T U D E

G E O C H R O N O L O G I Q U E

R b / S r

N° éch.	N° labo	Nature	Coord. U. T. M.	Rb	Sr	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
AGL 4	RT8752	Granite Lauz.	5043.62/765.67	243.9	260.7	2.71±0.08	0.7169±0.0006
	RT8753	Granite Lauz.		287.9	177.5	4.70±0.14	0.7208±0.0003
AGL I	RT8754	Granite Lauz.	5037.75/762.05	309.6	165.0	5.44±0.16	0.7262 ±0.0011
PAL 7	RT8755	Granite Lauz.	5036.75/761.28	277.6	46.0	17.17±0.51	0.7604±0.0008
PAL 31	RT8756	Monz. Lauz.	5045.42/565.85	245.8	1084.5	0.656±0.019	0.70746±0.00055
13 ED 34	RT8757	Monz. Lauz.	5051.15/768.70	254.5	1112.0	0.663±0.020	0.70888±0.00063
AGL 11	RT8758	Monz. Lauz.	5047.06/766.52	236.6	1234.5	0.555±0.016	0.7110±0.0015
PAL 27	RT8759	Monz. Lauz.	5044.70/765.58	187.6	360.9	1.5±0.04	0.7137 ±0.0006
2'FGI2	RT8760	Monz. Lauz.	5049.30/766.83	250.4	167.0	4.34±0.13	0.71853±0.00043
PAL 17	RT8761	Granite Lauz.	5037.35/761.28	284.2	78.3	10.53 ±0.30	0.7466±0.0012
AGL 5	RT8762	Granod. Colomban	5043.80/764.85	125.5	437.6	0.830 ±0.024	0.70776±0.00058
AGL 13	RT8763	Gr. Champoudru	5029.75/757.53	148.4	397.8	1.080±0.032	0.70794±0.00038
AGL 3	RT8764	Gn. porph.	5036.55/760.70	207.2	436.7	1.374±0.040	0.7160±0.0006
AGL 8	RT8765	Gn. porph.	5045.15/764.35	192.4	492.0	1.13±0.03	0.7150±0.0008
AGL 6	RT8766	Gn. amph.	5043.35/764.30	169.04	464.84	1.053±0.031	0.71199±0.00054
AGL 2	RT8767	Leptynite	5036.77/760.95	231.0	363.5	1.841±0.054	0.7171 ±0.0006
AGL 12	RT8768	Monzos. Léchère	5029.85/758.77	439.6	1387.9	0.917±0.027	0.7074±0.0020
AL 72	RT8769	Monzos. Léchère	5032.85/758.27	424.6	2188.5	0.561±0.016	0.7067±0.0017
PAL 49	RT8770	Monzos. Léchère	5033.52/759.23	229.4	1350.7	0.492±0.015	0.7062±0.0002

ANNEXE 4

COORDONNEES DES ECHANTILLONS

COORDONNES DES ECHANTILLONS
ANALYSES ET/OU DECRITS DANS LE TEXTE

Coordonnées Lambert

VALLORCINE - Feuille Chamonix 1-2

N° éch.	x	y	z
PAV 2	955.360	127.710	1550
PAV 5	955.362	125.942	1420
PAV 9	955.087	125.095	1390
PAV 12	954.262	120.630	2070
PAV 15	950.275	122.412	2290
PAV 16	955.650	127.785	1390
PAV 17	955.650	127.785	1390
PAV 19	956.525	127.155	1150
PAV 20	956.545	127.155	1150
PAV 21	956.585	127.162	1150
PAV 22	956.712	127.120	1150
PAV 23	956.745	127.105	1150
PAV 24	956.112	126.145	1225
PAV 25	955.588	124.525	1370
PAV 27	954.470	124.400	1435
PAV 28	954.575	123.725	1325
PAV 30	954.012	121.132	2180
PAV 31	957.000	129.530	1620
PAV 33	} Carrière de Miéville- Vernayaz		
PAV 33'			
PAV 34			
PAV 35*	564.275	107.450	2420
PAV 40	956.600	127.037	1190
PAV 46*	562.900	102.700	1500
AI 105 A	954.425	124.175	1400
AI 105 D	954.425	124.175	1400

BEAUFORT - Feuilles Bg St Maurice
2 N 1/10 000, St Gervais 6 S 1/10 000

N° éch.	x	y	z
PAB 2	930.370	2088.674	880
PAB 4	931.030	2087.713	945
PAB 6	930.980	2089.010	1040
PAB 7	930.148	2088.470	845
PAB 9	930.960	2088.475	1075
PAB 10	929.940	2089.110	835
PAB 11	929.925	2088.875	770
PAB 13	929.680	2087.115	1060
PAB 14	930.378	2088.195	875
PAB 16	930.405	2088.338	867
PAB 17	930.805	2088.882	1040
PAB 19	930.105	2087.712	880
PAB 20	931.030	2087.715	950
AI B 1	931.065	2088.595	1080
3	930.952	2088.505	1080
AI B 5 C	930.632	2088.410	965
AI B 7'	929.488	2086.736	1030
AI B 10 A	930.718	2088.142	1000
AI B 11	930.982	2088.455	1080
AI B 13	931.134	2088.324	1020

* Feuille Barberine 1/25 000

LAUZIÈRE - Feuille La Rochette 1/50 000

N° éch.	Feuille 1/10 000	x	y	z
PAL 2	7 N	914.305	356.430	2290
PAL 7	7 N	912.980	355.620	2265
PAL 8	7 N	912.710	355.660	2260
PAL 13	7 N	912.435	355.440	2260
PAL 14	7 N	911.725	352.920	1730
PAL 17	7 N	913.055	356.175	2190
PAL 18	4 S	917.435	362.955	2115
PAL 21	4 S	916.565	363.000	2125
PAL 22	7 N	912.950	355.530	2210
PAL 23	7 N	912.595	355.505	2260
PAL 25	4 S	918.157	363.100	1980
PAL 26	4 N	917.645	363.313	2010
PAL 27	4 N	917.357	363.320	2020
PAL 28	4 N	917.070	363.895	2010
PAL 30	4 N	917.130	364.325	1950
PAL 31	4 N	917.605	364.800	1915
PAL 32	4 N	918.495	365.270	1890
PAL 33	7 N	912.555	355.605	2245
PAL 34	3 S	915.870	362.352	2640
PAL 35	7 N	912.080	356.195	1650
PAL 36	3 S	910.292	359.700	955
PAL 41	3 S	912.427	358.537	1630
PAL 48	7 N	911.980	354.340	2120
PAL 49	7 N	911.135	352.875	1700
PAL 50	7 N	912.630	352.795	1340
PAL 54	6 S	909.775	349.990	1030
PAL 57	6 S	909.672	349.950	980
PAL 62	3 S	915.150	360.072	2590
PAL 69	4 S	917.325	361.200	2140
PAL 70	3 S	916.220	361.717	2360
PAL 72	7 N	913.165	355.455	2100
PAL 75	4 N	917.040	363.455	2338
PAL 76	4 N	919.235	366.645	2060
PAL 77	4 N	918.975	366.775	2099
PAL 78	4 N	918.862	366.912	2150
PAL 79	4 N	918.755	367.000	2225
PAL 80	4 N	918.522	367.287	2344
PAL 81	Galerie mine de talc Charrière Chaude ; PM 100			
PAL 85	4 N	919.600	363.675	1340
PAL 87	4 N	917.925	365.000	2060
PAL 89	4 N	916.887	364.900	2245
PAL 90	4 N	916.562	364.937	2340

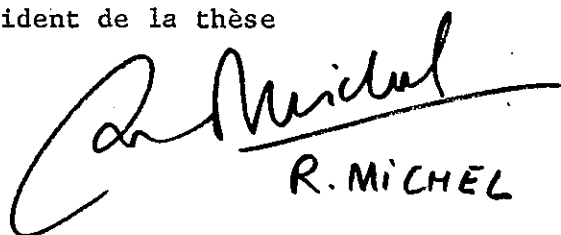
PAL 91	3 S	916.450	360.710	2135
PAL 95	4 N	918.145	367.362	2237
PAL 96	3 S	916.138	359.650	2090
PAL 97	3 S	916.225	362.662	2170
PAL 102	4 N	919.420	367.350	2160
PAL 104	4 N	917.620	366.367	2100
PAL 105	4 N	917.475	366.825	2150
PAL 109	3 N	912.162	363.971	645
PAL 112	3 N	915.470	367.050	1300
PAL 113	6 N	909.025	355.970	385
PAL 114	3 S	910.110	358.520	510
PAL 118	3 S	914.230	361.475	1950
PAL 120	7 N	911.855	354.715	2234, 9
PAL 122	7 N	912.650	355.780	2130
PAL 126	7 N	911.010	356.595	1050
PAL 130	7 N	910.350	355.255	1405
PAL 131	5 S	909.450	348.770	450
PAL 132	7 S	912.130	351.950	1260
PAL 134	3 S	910.970	360.610	900
PAL 136	6 N	908.280	356.040	400
PAL 137	6 N	908.180	355.335	390
AGL 1	7 N	914.000	356.800	2350
AGL 2	7 N	912.810	355.950	2255
AGL 3	7 N	912.555	355.600	2250
AGL 4	4 S	917.415	363.000	2120
AGL 5	4 N	916.600	363.170	2170
AGL 6	3 S	916.080	362.710	2200
AGL 7	3 N	915.930	363.965	2420
AGL 8	3 N	916.100	364.230	2370
AGL 11	4 N	918.238	366.445	1800
AGL 12	7 S	910.630	348.940	836
AGL 13	5 S	909.450	348.770	450
AIL 74	7 N	912.670	355.620	2255
AIL 75	3 S	915.265	358.025	2480
AIL 76	7 N	913.440	355.405	2120
AIL 90	7 N	912.450	357.405	2050
AL 72	7 S	910.160	351.880	1200
AL 73	7 N	911.112	353.855	1510

Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 5.01.1981


Le Président de la thèse


R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le 8 Janvier 1981

Le Président de l'Université Scientifique et Médicale


G. CAU

