



**HAL**  
open science

**Pétrologie et géochimie des formations  
quartzofeldspathiques de la série métamorphique  
mésozonale du Chassezac (Lozère, Massif Central  
français)**

Jacques Negron

► **To cite this version:**

Jacques Negron. Pétrologie et géochimie des formations quartzofeldspathiques de la série métamorphique mésozonale du Chassezac (Lozère, Massif Central français). Pétrographie. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1979. Français. NNT: . tel-02071789

**HAL Id: tel-02071789**

**<https://theses.hal.science/tel-02071789>**

Submitted on 18 Mar 2019

**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 CLAUDE-BERNARD - LYON I -

Président honoraire : M. le Pr J. BOIDIN

Président : M. le Pr D. GERMAIN

Premier Vice-Président : M. le Pr E. ELBAZ

Deuxième Vice-Président : M. ROUSSET, Attaché de Recherche

Troisième Vice-Président : M. BRULA, Etudiant

Secrétaire Général de l'Université : M. J. RAMBAUD, Administrateur  
Civil

UNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE (U. E. R.)

U. E. R. de Médecine GRANGE-BLANCHE	: Monsieur Bernard SALLE, MCA
U. E. R. de Médecine ALEXIS-CARREL	: Monsieur le Pr René MORNEX
U. E. R. de Médecine LYON-NORD	: Monsieur J. P. NEIDHART, MCA
U. E. R. de Médecine SUD-OUEST	: Monsieur le Pr Jean NORMAND
U. E. R. de Sciences Pharmaceutiques	: Monsieur le Pr C. A. BIZOLLON
U. E. R. de Techniques de Réadaptation	: Monsieur Alain MORGON, MCA
U. E. R. de Biologie Humaine	: Monsieur Jean-Pierre REVILLARD, MCA
U. E. R. I. R. E. P. S.	: Monsieur Albert MILLON, Profes- seur d'E. P. S.
U. E. R. de Sciences Odontologiques	: Monsieur le Dr Roger VINCENT
U. E. R. de Mathématiques	: Monsieur le Dr Philippe PICARD
U. E. R. de Physique	: Monsieur le Pr Jean DELMAU
U. E. R. de Chimie et Biochimie	: Monsieur le Pr Jean HUET
U. E. R. des Sciences de la Nature	: Monsieur le Pr René GINET
U. E. R. de Sciences Physiologiques	: Mademoiselle le Pr J. F. WORBE
U. E. R. de Physique Nucléaire	: Monsieur le Pr Mark GUSAKOW
I. U. T. I	: Monsieur le Pr Albert VILLE
I. U. T. II	: Monsieur J. GALLET, Directeur E. N. S. A. M.
Observatoire de LYON	: Monsieur Guy MONNET, Astronome Adjoint
U. E. R. de Mécanique	: Mademoiselle le Pr Geneviève COMTE-BELLOT

TABLE DES MATIERES



Résumé

I N T R O D U C T I O N

	p.
A. Cadre géographique de la région étudiée .....	1
B. Situation géologique .....	2
C. Historique des travaux concernant cette région .....	3
1. Pétrographie et conditions de métamorphisme des Cévennes médianes .....	3
2. Données structurales sur les Cévennes médianes .....	8
3. Données géochronologiques .....	10
4. Place des Cévennes dans l'architecture du Massif Central .....	10
D. Limite de l'étude - Problèmes posés .....	12
1. Base cartographique .....	12
2. Le problème des relations métamorphisme basse pression - métamorphisme moyenne pression .....	13
3. Problème des formations quartzofeldspathiques oeillées (bordure Est du Massif Central) .....	14
4. Limite de l'étude .....	16

P R E S E N T A T I O N    C A R T O G R A P H I Q U E

I. Coupe Les Chazeaux - Le Ranc .....	17
1. L'unité des Chazeaux .....	17
1.1. Le granite de la Margeride .....	17
1.2. Les terrains sédimentaires .....	17
1.3. Les gneiss oeillés des Chazeaux .....	17
2. L'unité de La Veyssette .....	19
2.1. Les gneiss de St-Frézal-d'Albuges .....	19
2.2. Les leptynites .....	19
2.3. Métagranite .....	21
3. L'unité de Puech Méjo .....	21
3.1. Les micaschistes massifs .....	21
3.2. Les quartzites micacées .....	21
3.3. Micaschistes quartzeux à andalousite, cordiérite, stauroлите .....	22
3.4. Leptynites et gneiss oeillés .....	23
4. L'unité de Mirandol .....	23
4.1. Les micaschistes et gneiss supérieurs .....	23
4.2. Les leptynites .....	23
4.3. Les gneiss oeillés de Mirandol .....	23
4.4. Les gneiss rubanés du Mas .....	24
4.5. Les leptynites .....	25
4.6. Les faciès oeillés du massif de l'Hermet .....	25



5.	L'anticlinal de Masméjan .....	26
5.1.	Les gneiss à biotite-sillimanite .....	26
5.2.	Les faciès quartzofeldspathiques de base .....	27
5.3.	Les faciès schistogréseux du Ranc .....	28
5.4.	Les micaschistes à andalousite - cordiérite ....	28
5.5.	Les schistes des Cévennes .....	28
6.	Synthèse de l'étude de la coupe .....	29
6.1.	Pétrographie résumée des formations .....	29
6.2.	Aperçu structural .....	31
6.3.	Minéraux index du métamorphisme .....	32
II.	Coupe Alzons - Serres .....	33
1.	Les faciès cévenols .....	33
1.1.	Les épischistes à albite - chlorite - muscovite..	33
1.2.	Micaschistes à biotite - muscovite .....	35
1.3.	Micaschistes à deux micas - cordiérite .....	35
1.4.	Quartzites litées de La Trappe .....	35
2.	Les micaschistes à cordiérite - andalousite .....	36
3.	Les leptynites .....	36
4.	La série quartzofeldspathique de base et les gneiss oillés .....	36
4.1.	La série quartzofeldspathique de base .....	36
4.2.	Les gneiss oillés .....	37
5.	Remarques et conclusions .....	37
5.1.	Récapitulatif des formations .....	37
5.2.	Remarques structurales .....	38
III.	Conclusion : Lithostratigraphie, métamorphisme et structure : aspects généraux .....	40
1.	Synthèse pétrographique et stratigraphique .....	40
1.1.	Les faciès cévenols épi et mésozonaux .....	40
1.2.	Les formations mésozonales du bassin de l'Allier .....	41
1.3.	Les formations catazonales .....	43
1.4.	Les formations annexes .....	44
2.	Objets structuraux et architecture générale .....	44
2.1.	A l'échelle de l'affleurement .....	44
2.2.	A l'échelle du terrain .....	45
3.	Minéraux index et position du métamorphisme .....	46
3.1.	Les minéraux du métamorphisme .....	46
3.2.	Climat métamorphique .....	47



LES FACIES CEVENOLS

I. Introduction .....	49
II. Les schistes à chlorite - muscovite - albite .....	50
1. Aspect général et gisement .....	50
2. Etude microscopique .....	51
2.1. Les schistes satinés .....	52
2.2. Quartzites albitiques des Fagoux .....	54
2.3. Quartzite à muscovite .....	54
3. Signification de la mesure b <sup>0</sup> des micas blancs .....	55
3.1. Méthode de l'étude .....	55
3.2. Résultats et conclusions .....	57
III. Les micaschistes à deux micas ± cordiérite .....	58
1. Aspect général et gisement .....	58
1.1. Micaschistes à biotite-muscovite .....	58
1.2. Micaschistes à deux micas-cordiérite .....	58
1.3. Quartzites litées de La Trappe .....	58
2. Etude microscopique .....	59
2.1. Les micaschistes à biotite-muscovite .....	59
2.2. Micaschistes à deux micas-cordiérite .....	60
2.3. Quartzites litées de La Trappe .....	62
IV. Cristallogénèse .....	64
1. Eléments structuraux et chronologie relative des déformations..	64
2. Minéralogie .....	65
3. Conclusion : conditions de métamorphisme et relations cristallisation- déformation dans les faciès cévenols épi et mésozonaux entre Alzons - Notre Dame des Neiges - La Bastide et Prévenchères .....	67

LES MICASCHISTES ET GNEISS DE L'UNITE SUPERIEURE

I. Introduction .....	70
II. Description macroscopique et relations stratigraphiques.....	72

A.	Description macroscopique .....	72
1.	Les faciès mésozonaux .....	72
1.1.	Les gneiss pélitiques sommitaux .....	
1.2.	L'alternance quartzoleptynique médiane .....	
1.3.	Les micaschistes sous-jacents .....	
2.	Les faciès pélitiques catazonaux .....	75
2.1.	Les gneiss à sillimanite de Puylaurent et de l'Hermet .....	75
2.2.	Les gneiss à sillimanite du Ranc et de la Bastide .....	75
3.	Intercalations et filons .....	76
3.1.	Les amphibolites et gneiss amphiboliques .....	76
3.2.	Schistes surmicacés à cordiérite (?) .....	76
3.3.	Les filons .....	76
B.	Relations stratigraphiques .....	77
1.	Les gneiss et micaschistes mésozonaux .....	77
1.1.	Variations latérales .....	77
1.2.	Variations verticales .....	78
2.	Les gneiss catazonaux .....	78
2.1.	Variations latérales .....	78
2.2.	Variations verticales .....	79
III.	Description microscopique .....	80
1.	Les faciès mésozonaux .....	80
1.1.	Les gneiss pélitiques sommitaux .....	80
1.2.	L'alternance quartzoleptynique médiane .....	83
1.3.	Les micaschistes sous-jacents .....	85
2.	Les gneiss catazonaux .....	88
2.1.	Les gneiss fins à biotite-sillimanite .....	88
2.2.	Les gneiss micaschisteux à andalousite-sillimanite .....	89
2.3.	Gneiss feldspathiques .....	90
3.	Les faciès accessoires .....	90
3.1.	Schistes surmicacés à cordiérite (?) .....	90
3.2.	Leucogranites à biotite .....	91
3.3.	Diorite quartzique .....	91
IV.	Conclusions sur les formations pélitiques .....	92
1.	Les éléments structuraux .....	92
2.	Données cristallogénétiques .....	94
3.	Métamorphisme des gneiss et micaschistes de l'unité supérieure .....	96

## LES AMPHIBOLITES

I. Introduction .....	99
II. Description pétrographique .....	100
1. Description macroscopique .....	100
1.1. Les gneiss amphiboliques de Malaval .....	100
1.2. L'amphibolite de La Bastide .....	100
2. Description microscopique .....	100
2.1. Le gneiss amphibolique de Malaval .....	100
2.2. L'amphibolite de La Bastide .....	101
III. Géochimie des amphibolites .....	102
IV. Origine des amphibolites .....	103

## DEUXIEME PARTIE

### LES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES

#### DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

I. Lithostratigraphie des formations quartzofeldspathiques .....	104
A. Le groupe des leptynites et gneiss ocellés .....	104
1. Les leptynites .....	104
2. Les gneiss ocellés .....	105
B. L'ensemble quartzofeldspathique de base .....	107
1. Les gneiss leptyniques rubanés .....	107
2. Les gneiss grossiers porphyroblastiques .....	107
C. Conclusion .....	108
1. Variations lithologiques latérales .....	108
2. Variations verticales .....	108



II. Description macroscopique .....	110
A. Les formations quartzofeldspathiques mésozonales .....	110
1. Les métagranites .....	110
1.1. Caractères généraux .....	110
1.2. Texture grenue originelle .....	110
1.3. Texture granoblastique .....	111
2. Les orthogneiss blastomylonitiques .....	111
2.1. Les gneiss oeillés grossiers .....	111
2.2. Les gneiss rubano-oeillés .....	113
2.3. Les leptynites intercalées .....	114
3. Les leptynites .....	116
3.1. Les leptynites rubano-oeillées .....	116
3.2. Les leptynites fines litées .....	117
3.3. Les leptynites à muscovite .....	118
3.4. Les gneiss fins biotitiques intercalés .....	118
4. Les lamprophyres (kersantites) .....	119
5. Microgranite de la Réchaubo .....	120
B. L'ensemble quartzofeldspathique de base .....	120
1. Les gneiss leptyniques rubanés .....	120
2. Les gneiss grossiers porphyroblastiques .....	121
2.1. Gneiss grossiers porphyroblastiques à biotite - Sillimanite $\pm$ muscovite .....	121
2.2. Gneiss grossiers porphyroblastiques à biotite - sillimanite - cordiérite .....	122
3. Les autres faciès .....	123
3.1. Les gneiss fins intercalés à biotite - silli- manite .....	123
3.2. Les filons granitiques à cordiérite .....	123
III. Evolution cristallogénétique des formations quartzofeldspathiques	123
1. Evolution spatiale .....	123
1.1. Le groupe des leptynites et gneiss oeillés...	123
1.2. L'ensemble quartzofeldspathique de base .....	125
2. Evolution chronologique .....	126
2.1. L'association magmatique .....	126
2.2. L'association métamorphique 1 .....	127
2.3. L'association métamorphique 2 et la remobili- sation des formations quartzofeldspathiques..	127
2.4. La rétromorphose .....	128
3. Conclusions .....	128
3.1. Le métamorphisme .....	128
3.2. Relations gneiss oeillés - gneiss pélitiques à sillimanite - formations quartzofeldspa- thiques de base .....	129

## MINÉRALOGIE

I.	Introduction .....	132
II.	Typologie des zircons .....	132
	1. Les zircons dans les formations mésozonales quartzofeldspathiques du Chassezac .....	132
	1.1. Caractères des populations .....	133
	1.2. Relations entre l'indice A des populations et la composition chimique de la roche : compa- raison avec différentes roches plutoniques....	134
	1.3. Données géothermiques des zircons .....	135
	2. Les zircons des gneiss ocellés de l'arc de Fix et du dôme d'Alleyras .....	135
	3. Conclusions .....	136
III.	Les feldspaths potassiques dans les formations quartzo- feldspathiques mésozonales du Chassezac .....	136
	1. Etude de la symétrie des feldspaths potassiques ....	136
	1.1. Rappels microscopiques .....	137
	1.2. Etude diffractométrique .....	137
	1.3. Analogie des feldspaths potassiques des gneiss ocellés du Chassezac et de ceux de l'arc de Fix du point de vue de leur symétrie.	138
	2. Oligo-éléments des feldspaths potassiques .....	139
	2.1. Caractères généraux .....	139
	2.2. Corrélations entre oligo-éléments dans les feldspaths potassiques .....	139
	3. Conclusion .....	140
IV.	Conclusion : apports de l'étude minéralogique sur la connaissance de l'origine des gneiss ocellés .....	140
	1. Identité des gneiss ocellés du Chassezac et de ceux de l'arc de Fix du point de vue de leurs feldspaths potassiques et de leurs zircons .....	140
	2. Origine probable des faciès ocellés .....	141

## GÉOCHIMIE DES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES

I.	Généralités .....	142
	1. Introduction .....	142
	2. Rappels stratigraphiques et pétrographiques .....	143



II. Les leptynites et gneiss ocellés .....	144
1. Les éléments majeurs .....	144
1.1. Caractères généraux .....	144
1.2. Les leptynites à muscovite .....	A44
1.3. Les leptynites rubano-ocellées .....	145
1.4. Les gneiss ocellés .....	145
1.5. Tendance évolutive des faciès ocellés mésozo- naux .....	145
2. Les éléments traces .....	146
3. Conclusion .....	147
III. Les formations quartzofeldspathiques de base .....	147
1. Les éléments majeurs .....	147
2. Les éléments traces .....	148
3. Conclusion .....	148
IV. Origine des formations quartzofeldspathiques .....	149

#### LES VAUGNERITES

I. Introduction .....	151
II. Description pétrographique .....	152
1. Description macroscopique .....	152
1.1. L'écorce "biotitique" .....	152
1.2. Les vaugnérites s.s. ....	152
2. Description microscopique .....	153
2.1. L'écorce "biotitique" .....	153
2.2. La vaugnérite s.s. ....	154
III. Données géochimiques sommaires .....	155
1. Caractères chimiques généraux .....	155
2. Position des roches vaugnéritiques étudiées par rapport aux grandes lignées magmatiques .....	155
3. Les éléments traces .....	156
4. Conclusion .....	156
IV. Le problème des vaugnérites .....	156

## TROISIEME PARTIE

### APERCU STRUCTURAL

I. Résultats et points acquis .....	157
1. La phase 1 .....	157
2. La phase 2 .....	157
3. La phase 3 .....	158
II. Les faits en suspens .....	158
1. Le problème de la région de l'Hermet .....	158
2. Le problème de l'écaillage .....	158
3. Les relations phases de déformation - fracturation..	159

### LE METAMORPHISME

1. La première phase métamorphique .....	161
2. La seconde phase métamorphique .....	161
2.1. Les associations observées .....	162
2.2. Conditions thermodynamiques de l'"épisode" basse pression .....	163
3. L'épisode rétomorphique .....	164

### CONCLUSION GENERALE

1. Les formations cristalloylliennes .....	165
2. Le métamorphisme .....	166
3. Origine des formations quartzofeldspathiques .....	167
4. Evolution structurale .....	168
5. Les problèmes en suspens .....	168

### BIBLIOGRAPHIE

ANNEXE : Figures et planches

## RESUME

Les études pétrographiques, appuyées sur une cartographie détaillée permettent de proposer un schéma de l'histoire lithostratigraphique et métamorphique du secteur étudié. La série cristallophyllienne comprend, de la base au sommet :

- un ensemble quartzofeldspathique catazonal à sillimanite (+ cordiérite) surmonté d'un horizon discontinu de gneiss à biotite - sillimanite;
- une séquence mésozonale à staurotide-grenat, andalousite-cordiérite, formée de trois unités:
  - . des gneiss ocellés à la base,
  - . un horizon médian de leptynites rubano-ocellées associées à des niveaux de leptynites à muscovite (anciens leucogranites),
  - . un ensemble supérieur micaschisteux;
- une puissante série de schistes épimétamorphiques (schistes des cévennes à albite, chlorite, muscovite).

L'évolution métamorphique de ces formations est complexe :

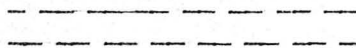
• A un premier épisode de type intermédiaire basse pression à staurotide-grenat, synchrone de la première phase de déformations (plis isoclinaux P1 à foliation S1 plan axial), succède un deuxième épisode de type basse pression à andalousite-cordiérite, contemporain de la seconde phase de déformations, et qui aboutit à la remobilisation locale (tardi phase 2) des formations quartzofeldspathiques catazonales. Une troisième phase s'accompagne, aux abords de l'accident de Villefort, d'une rétro-morphose dynamique.

• La série subit également l'influence des massifs granitiques, qui se marque dans les micaschistes par une auréole à andalousite chiasmatolitique; ce phénomène post phase 1 et anté phase 2 au contact de la Margeride est plus tardif (syn phase 2) au contact de la Borne.

Une étude plus particulière, minéralogique et chimique, concerne les formations quartzofeldspathiques ocellées: elle met en évidence

- l'identité des gneiss ocellés du Chassezac et de l'arc de l'ix,
- leur origine probablement granitique à tendance granodioritique dont la mise en place ne serait pas liée à une phase extensive comme en Montagne Noire.

INTRODUCTION



## INTRODUCTION

— — — —

### A - CADRE GEOGRAPHIQUE DE LA REGION ETUDIEE

#### 1- Localisation (cf. fig. 1.2)

- les terrains cristallophylliens, objets de ce mémoire, s'intègrent aux Cévennes médianes, qui constituent la bordure Sud orientale du Massif Central Français. Cette région s'inscrit dans le quart Nord Est de la feuille du Bleygard (1/50 000 e) et couvre une superficie d'environ 200 km<sup>2</sup> aux confins des départements de l'Ardèche et de la Lozère.
- les limites du support cartographique sont :
  - . au Nord, le parallèle 44° 38' 24"
  - . à l'Est, le méridien 3° 57' 26"
  - . les limites Sud et Ouest, pour leur part moins précises, correspondent respectivement aux environs immédiats du parallèle 44° 30' et du méridien 3° 45'

#### 2- Géographie physique

Ce territoire, compris entre les massifs du Tanargue au Nord Est, de la Margeride à l'Ouest et de la Montagne du Goulet au Sud, présente une altitude moyenne de 1000m. Le Mourre de la Gardille, aux sources de l'Allier et du Chassezac, culmine à 1 503m ; le point le plus bas au Pont de Nicoulaud (entre le Fagoux et Alzons, Ardèche) atteint 627m.

Remarquable, le réseau hydrographique de cette région alimente à la fois les bassins de la Loire, de l'Ardèche et du Lot (plus au Sud). Celui de la Loire est principalement drainé par l'Allier qui reçoit sur sa rive gauche plusieurs affluents dont deux essentiels : les ruisseaux du Fraisse et de Bertail. D'orientation Ouest-Est près de sa source, le cours de l'Allier s'infléchit à Masmajan puis coule vers le Nord en direction de Langogne ; son bassin versant, montre une topographie douce et boisée. Séparé par une zone de plateaux en forme de croissants, qui s'étend de Chasseradès à La Bastide-Puylaurent, le réseau hydrographique du Chassezac, profondément encaissé, entaille les terrains cristallophylliens du Nord-Ouest au Sud-Est. Ce principal affluent de l'Ardèche, alimenté par de nombreux

torrents, reçoit plus à l'Est les eaux de la Borne . Son cours, très irrégulier, nécessite la construction de barrages (Le Rachas, Puylaurent en prévision, etc...) afin de régulariser le débit. Le bassin, ainsi drainé, dévoile une topographie tourmentée, au caractère aride typique de la Haute Ardèche.

Plus au Sud, le Lot sourd de la Montagne du Goulet et coule vers l'Ouest en direction de Mende.

## B - SITUATION GEOLOGIQUE

La zone cartographiée fait partie des Cévennes médianes et se compose de terrains cristallophylliens, disposés en "écaillés" de direction méridienne, et limités à l'Ouest par le massif granitique de la Margeride, au Sud et Sud-Est par les schistes épizonaux des Cévennes. Dans la région Laveyrune -La Bastide-Prévenchères, la série métamorphique est affectée par l'accident de Villefort, prolongement Nord de la dislocation Régordane (J. Pellet 1965 - S. Raynaud 1979) qui décale vers le Nord le massif de la Borne d'une dizaine de kilomètres par rapport au massif du Mont Lozère.

On peut aussi distinguer plusieurs unités qui s'étendent pour la plupart bien au-delà du secteur étudié :

### 1- Les schistes des Cévennes et les faciès Cévenols mésozonaux

Ils occupent la partie orientale et méridionale de cette région. Cette puissante série, recoupée par de nombreux batholites granitiques (Lozère, Borne...) présente les caractères des faciès épizonaux (P. Lapadu-Hargues 1947, A. Weisbrod 1970) et une paragenèse atypique à albite - chlorite - muscovite (schistes des Cévennes S.S.) Cette série passe en continuité aux termes plus métamorphiques (formations mésozonales de la Baume)

### 2- Les formations catazonales du bassin de l'Ardèche

Elles se développent au Nord des faciès Cévenols et à l'Est de la dislocation de Villefort et sont constituées par la succession de trois unités lithologiques :

- gneiss et micaschistes supérieurs
- leptynites
- gneiss ocellés

Ce dernier ensemble qui s'intègre dans une série ayant subi un épisode métamorphique de basse pression (micaschiste et gneiss à andalousite - sillimanite), peut être suivi vers le Nord jusqu'à la Chaise-Dieu (Arc de Fix : F.H. Forestier 1963) où il borde à l'Est les formations du Haut Allier métamorphisées dans un climat de



moyenne pression à disthène sillimanite (F.H. Forestier 1963) reprises ultérieurement (mieux marqué dans le secteur oriental) par un épisode basse pression. Dans leur partie moyenne (Langogne Alleyras) les gneiss ocellés disparaissent sous les plateaux basaltiques du Devès.

### 3- Le granite du Velay

Les gneiss ocellés bordent à l'Est et au Sud le massif du Velay-Vivarais, vaste ensemble granitique qui se développe en direction du Nord-Est, couvrant ainsi une bonne partie des Cévennes Septentrionales.

Cette formation "semble s'évaser vers le bas" jusqu'à une grande profondeur et possède le caractère autochtone à subautochtone d'un véritable dôme batholitique (Couturié 1977). Les relations avec les schistes cristallins à la périphérie sont bien connues et tous les auteurs (Chenevoy 1960, Didier 1964, Weisbrod 1970...) ont insisté sur le passage progressif du granite à ces faciès que l'on trouve en panneaux ou sur la bordure du massif. La disposition en dôme de l'encaissant métamorphique paraît correspondre à une poussée diapyrrique (Weisbrod 1970, Couturié 1977). Cette poussée engendre du reste de grands accidents verticaux (ou à "pendage externe") et de nombreuses dislocations curvilignes E-W (Weisbrod 1970) dans le bassin de l'Ardèche.

### 4- Le granite de la Margeride

Les "écaillés" cristallophylliennes du Chassezac sont limitées à l'Ouest par l'extrémité Est du massif porphyroïde de la Margeride, granite calco-alcalin monzonitique à gisement laccolitique. Les relations entre le granite et son enveloppe métamorphique sont masquées, dans cette région, par des actions dynamiques tardives, qui sont une des raisons pour lesquelles le métamorphisme de contact n'a pu être mis en évidence (Couturié 1977).

### 5- Les Causses Calcaire

Dans le secteur Montbel-Belvezet, les écaillés du Chassezac et le granite de la Margeride sont recouverts en discordance par des formations sédimentaires secondaires (Causse de Montbel) dont il subsiste un lambeau coincé contre le flanc Nord de la faille du Goulet (Les Chazeaux - Mirandol, le Mas).

## C - HISTORIQUE DES TRAVAUX CONCERNANT CETTE REGION

### 1- Pétrographie et condition de métamorphisme des Cévennes médianes

C'est en 1872 que Dalmas, dans un itinéraire pour Géologue et naturaliste dans l'Ardèche, constate le passage très progressif

de micaschistes aux gneiss et des gneiss aux granites ; il propose un schéma pour la région : "si les micaschistes représentent en outre, les premiers sédiments déposés au Cambrien, dans l'eau bouillante de la mer primitive, leur soulèvement initial résulte de l'intrusion de granite porphyroïde ayant successivement recoupé les gneiss et les micaschistes...".

Dès 1896, Fabre suggère que le granite de la Margeride soit postérieur à la formation des gneiss du Tanargue. De ce fait la série cristallophyllienne serait antésilurienne.

De 1928 à 1938, H. Longchambon dresse la cartographie au 1/80 000e de la feuille de Largentière (2ème édition) et observe une série d'écaillés à plongées S-W entre la forêt de Mercoire et les hautes vallées de l'Allier et du Chassezac s'appuyant sur un anticlinal d'axe Nord-Sud.

En 1947, P. Lapadu-Hargues s'attache aux massifs de la Margeride, du Mont Lozère et de leurs bordures dont il fournit une description et individualise plusieurs ensembles :

- le faciès des Cévennes : puissante série satinée à muscovite-séricite
- les micaschistes à 2 micas-grenat et staurotide, dans lesquels il note l'intercalation d'un gneiss à 2 micas, assez compact, fréquemment lité au Nord de la forêt de Mercoire (faciès du Cheylard l'Evêque)
- des gneiss ocellés surtout associés aux migmatites de la région Chasseradès la Bastide.

Abondantes à l'Est du granite de la Margeride, l'auteur décrit ces migmatites :

- . de micaschistes à muscovite (en bordure de la faille de Villefort)
- . de micaschistes à 2 micas
- . gneissiques, auxquelles il associe une granulite de ségrégation à structure aplitique passant progressivement à la hauteur de Chabalier à une véritable rhyolite.

Dans la région qui nous intéresse, il confirme les observations de H. Longchambon concernant la structure en écaillés s'appuyant sur le flanc Ouest de l'anticlinal La Bastide-Prévenchères. Il précise, en outre, la morphologie du flanc Est, laminé, déplacé vers le Nord d'une dizaine de kms postérieurement à sa mise en place, jeu d'ailleurs confirmé par J. Pellet (1963) et S. Raynaud (1979) dans une étude sur l'accident de Villefort.

D'après l'examen des structures tectoniques, il envisage une disposition en vaste pli couché ou nappe à cheminement Sud et Sud-Est s'appuyant sur les écaillés du Chassezac, secteur autochtone par rapport aux régions occidentales (Entraygues -St Geniez d'Olt) et centrales (Mende - Marvejols) en position allochtones.

En ce qui concerne le granite de la Margeride, l'auteur souligne sa nature post tectonique et intrusive, reprenant ainsi les idées de A. Demay (1948) qui lui attribuait un âge vraisemblablement Hercynien.

Des études plus localisées sont menées par Q.A. Palm (1957) dans la région Valgorge-Largentière : il y reconnaît une série continue (Rocles) formée de micaschistes ( $\pm$  albitiques et quartzites) et des gneiss du Tanargue (micaschistes, gneiss, migmatites, granites) à biotite-grenat-sillimanite-cordiérinite pour lesquels il admet une origine sédimentaire.

"La genèse d'une telle série s'explique alors simplement par l'accroissement des conditions P et T auxquelles ont été soumis les sédiments lorsqu'ils contenaient encore de l'eau de mer". La mobilisation progressive des éléments quartzofeldspathiques (augmentation de P et T) aboutit à l'apparition de migmatites (phase magmatique). Cette anatexie partielle serait à l'origine de la poussée verticale responsable de la montée des dômes gneissiques du Tanargue et de la Serre de Valgorge. La mise en place du granite laccolithique de Rocles apparaît contemporaine de ce phénomène (mise en place syntectonique) ; elle s'accompagne d'un métamorphisme de contact, caractérisé par une auréole à andalousite-cordiérinite qui se superpose aux zones du métamorphisme régional, et résulte de la cristallisation d'un magma alcalin dans une série micaschisteuse. Les phases pneumatolytiques et hydrothermales de cette cristallisation (métasomatose de certains éléments) sont responsables de la séricitisation des minéraux de contact (andalousite-cordiérinite).

Pour les granites porphyroïdes voisins (Sablière - Largentière) Palm conclut : "la présence d'enclave de gneiss prouve que le magma granitique provient d'un niveau inférieur à celui des gneiss, ce qui permet de penser que le magma granitique résulte de l'anatexie partielle des gneiss oeilés".

De 1962 à 1970 les travaux de A. Weisbrod concernent l'étude pétrographique et structurale de formation des Cévennes médianes transcrite dans un mémoire thèse Nancy 1970). L'auteur décrit un socle métamorphique dans lequel il individualise plusieurs ensembles :

- au Sud, une série Cévenole (Ordovicienne à Dévono-Dinantienne) puissante série schisto-gréseuse et conglomératique épi et mésozonale, à chlorite - muscovite - biotite au sommet, biotite - muscovite - andalousite - cordiérinite à la base, dont les caractères sédimentologiques la rapprochent de schistes à faciès flysch.
- au Nord, une série Ardéchoise (précambrienne à Cambrienne) catazonale, formée par la trilogie micaschiste et gneiss à sillimanite, leptynites, gneiss oeilés à la base, accompagnée d'une importante mobilisation régionale (migmatites et granites du Velay). Cette série renferme de nombreuses intercallations

d'amphibolites, skarnes, quartzites et vaugnérites.

Dans le bassin de l'Allier, on retrouve cette trilogie Ardéchoise qui n'a pas dépassé selon A. Weisbrod le stade de la mésozone.

\* Les gneiss et micaschistes

résultent d'anciens sédiments de la série grauwackes pélites déposés dans un environ paralique ; les lits et lentilles quartzofeldspathiques (épibolites) représentent d'anciennes passées arkosiques à silteuse.

\* Les leptynites

dérivent de produits volcaniques rhyolitiques (tufs, ignimbrites) sédimentés en paysage deltaïque.

\* Les gneiss ocellés

Ils pourraient être issus du métamorphisme topochemique catazonal de formations grésarkosiques parfois associé à des produits volcaniques acides, série de piémont continentale à épicontinentale provenant de l'érosion d'un socle plus au Nord.

A. Weisbrod rattache cette série à un métomorphisme Hercynien de type basse pression à andalousite sillimanite dont il évalue le gradient de température à  $54 \pm 12$  ° C/Km.

Ce gradient évolue du reste dans l'espace puisque M. Chenevoy et J. Ravier (1971) admettent une valeur de 55 à 60°/km pour les Cévennes Septentrionales, alors que dans l'extrême Sud (Montagne Noire), les associations plus complexes à staurotide semblent indiquer un gradient plus faible.

Le degré de métamorphisme atteint la catazone et se termine par l'importante mobilisation régionale aboutissant aux migmatites et granites du Velay. Les granites de la Borne et de la Margeride seraient pour leur part anté-hercyniens (Weisbrod 1970).

J.P. Couturié (1977) confirme l'antériorité du granite de la Margeride par rapport à la migmatisation Vellave (cf. § géochronologie).

- un premier épisode est marqué par l'intrusion dans les schistes cristallin d'un magma granitique d'origine profonde calcoalcalin avec cortège basique associé
- ultérieurement se produit un deuxième métamorphisme type basse pression et une anatexie (migmatites et granites subalcalins autochtones du Velay) englobant les roches basiques héritées de la phase précédente. L'étude des zircons (Pupin 1975) des granites porphyroïdes à caractère granodioritique (Couturié 1969) en enclaves dans le granite du Velay apporte un complément d'information : la population de l'enclave de la Palisse s'écarte franchement (J.P. Pupin 1975) par ses caractères

des populations du granite de la Margeride, mais s'apparente étroitement à celles de l'ensemble des granites des Cévennes (Aigoual - St Guiral Biron - Mt Lozère) : tous ces granites de type Margeride appartiendraient à une même génération antévellave (Couturié 1977).

En 1977 M. Chenevoy et J. Ravier synthétisent les grands traits de l'évolution antéstéphanienne métamorphique du Massif Central. Pour les Cévennes Septentrionales et médianes, ils émettent l'idée d'une succession de deux métamorphismes (envisagé en 1971 par M. Chenevoy et J. Ravier) :

- le premier, de moyenne pression et d'âge Calédonien à Hercynien précoce, qui donne naissance aux séries mésozonales du Limousin, Rouergue, de la vallée du Lot et aux épischistes de la Marche, du Limousin, de l'Albigeois et peut-être des Cévennes, masquant ainsi la discordance de cette couverture détritique sur le noyau Arverne issu quant à lui d'un métamorphisme Barrovien antérieur, probablement Cadonien .
- le deuxième, de basse pression et d'âge Hercynien moyen, intéresse les terrains du Briovérien Supérieur et du paléozoïque inférieur (Arkoses, rhyolites...). Il aboutit aux formations méso et catazonales (Montagne Noire, Cévennes) et correspond à un métamorphisme tardif dû à la remontée locale et au resserrement des surfaces isothermes avec formation d'un dôme thermique. Au-delà, l'influence de ce métamorphisme se manifeste par une rétro-morphose de paragenèses antérieures de haute pression et de type pression intermédiaire (Forestier F.H. 1963 ; Forestier F.H., Lasnier B., Leyreloup A., Marchand J. 1973).

Les épischistes des Cévennes soulèvent un point délicat : qu'ils aient subi l'influence d'un métamorphisme moyenne pression puis d'un épisode basse pression, ou simplement basse pression, ce problème reste entier : en effet, leur paragenèse atypique (chlorite, muscovite, albite) peut aussi bien se rapporter à l'un ou à l'autre type et si certains auteurs (Weisbrod 1970) le considèrent comme l'expression superficielle du métamorphisme basse pression tardif, d'autres le rattachent au métamorphisme barrovien du cycle Calédonien (Roques 1941). Quelques données complémentaires précisent le problème :

- en 1966, J.C. Van Moort, dans une étude sur le granite du Mont Lozère note la présence de grenat et chloritoïde (qu'il attribue au métamorphisme de contact assez profond).

- des mesures récentes effectuées par B. Briand<sup>+</sup> (1979) sur la valeur des micas blancs des schistes Cévenols selon la méthode de Sassi F.P. et Scolari A. (1974), suggèrent une variation latérale du gradient géothermique : d'Est en Ouest s'est peut-être ajoutée une évolution métamorphique plurifaciale : un stade de gradient géothermique plus faible aurait, au moins dans le secteur situé à l'Ouest de l'accident de Villefort, précédé le métamorphisme basse pression (Cévennes).

## 2- Données structurales sur les Cévennes Médiannes

- . Dans une étude tectonique des Cévennes médianes, A. Weisbrod (1968-1970) reconnaît trois domaines structuraux :
  - Le domaine des formations catazonales du bassin de l'Ardèche  
caractérisé par un plissement isoclinal assez simple redressé, de direction grossièrement E-W, précoce ou contemporain du métamorphisme Hercynien et de la migmatisation mais qui se poursuit en partie puis dégénère en accidents cassants.
  - Le domaine des schistes des Cévennes  
où le plissement majeur est également E-W à NE-SW mais plus tardif, accompagné d'une "rétromorphose dynamique notable" (tectonique Cévenole).
  - Le domaine du bassin de l'Allier  
ce secteur, objet de notre étude, voit les plis Ardéchois E-W s'amortir plus ou moins au niveau du prolongement méridien de l'accident de Villefort (dislocation Régordane). Cette zone subit un plissement tardif N-S, postmétamorphe, de style isoclinal parfois écaillé et déversé vers l'Est (H. Longchambon 1938, P. Lapadu-Hargues 1947) et s'accompagne d'une rétromorphose dynamique (tectonique langonnaise).
- . En 1977 Leroy et Al. (RAST) complètent ces informations : entre les grandes phases tectoniques relativement tardives ils signalent, dans l'épi et la mésozone une très importante tectonique de style tangentielle, liée à la schistosité régionale ("schistosité antérieure S<sub>2</sub>"). Ils signalent également des traces d'une schistosité antérieure S<sub>1</sub>. Mais les grandes lignes de ces deux phases restent inconnues. A la limite mésocatazone apparaît une schistosité cataclastique à sillimanite (S<sub>3</sub>) superposée à S<sub>2</sub> peut-être contemporaine de la schistosité fruste syncinématique de la série Ardéchoise.

<sup>+</sup> (à paraître)

. Le problème de la faille de Villefort

- G. Fabre (1889) apporte les premières précisions sur cet accident :

au vue des positions relatives des massifs granitiques du Lozère et de la Borne, il décrit cette faille comme un décrochement sénestre subméridien (H. Longchambon 1939, P. Lapadu-Hargues 1947) que J. Pellet (1965) considère tardif à post plutonique (ce terme se rapporte aux granites du Lozère et de la Borne).

- en 1966, Van Moort J.C. examine des "plis minuscules" et microplis de direction méridienne sur une distance de quelques centaine de mètres de l'accident de Villefort ; il explique la déviation de la schistosité par un retournement vertical et propose de concevoir cette faille comme normale.

- A. Weisbrod (1968-1970) propose pour sa part, un schéma différent :

- \* au Nord de Laveyrune l'accident n'existe pas (disparition brutale des zones broyées au niveau du village)
- \* entre Laveyrune et La Bastide il correspond à une zone d'écrasement où la tectonique langonnaise vient emboutir les structures ardéchoises
- \* au sud de La Bastide, il apparait comme un vaste cisaillement N-S à jeu subvertical avec effondrement du bloc oriental
- \* peu après la mise en place du granite du Mt Lozère il rejoue en décrochement (S. Raynaud 1979).

. Relations structurales Velay Margeride

Dans la région orientale du massif de la Margeride, le granite a été soumis à deux phases tectoniques différentes (Couturié 1977) :

- la première liée à la montée diapirique du Velay se traduit par le soulèvement de la région orientale (fort pendage externe des schistes cristallins) avec formation de failles incurvées (concentriques autour du diapyr granitique) verticales ou à pendage externe accompagnées de zones mylonitiques (Weisbrod 1968-1970) : la plus importante est la faille de Naussac mettant en contact le granite de la Margeride avec celui de Chambon le Chateau qui occupe normalement une position inférieure,

- la deuxième, contemporaine de la tectonique langonnaise, Cévenole et du coulissage de l'accident de Villefort forme des plis à très grande ampleur dans le prolongement des structures langonnaises.

### 3- Données géochronologiques

Ces résultats, effectués sur les ensembles granitiques, permettent de séparer différentes générations :

- le massif de la Margeride, intrusif dans les séries métamorphiques du Haut Allier, du Lot et de la Truyère, est daté par la méthode Rb - Sr du Namurien à  $323 \pm 12$  Ma (M. Vachette, Y. Vialette, J.P. Couturié 1979)
- les massifs de l'Aigoual 298 Ma et du Mont Lozère 295 Ma (Y. Vialette, A. Fernandez, G. Sabourdy 1977) constituent une deuxième génération plus jeune. Les dernières mesures (mêmes auteurs, RAST 1979) concernant les différents plutons du Mont Lozère et s'étagent de 295 Ma (granite du Bougès) à 286 Ma (faciès à cordiérite du sommet de Finiès) ; le granite de la Borne est daté pour sa part à 315 Ma
- la troisième génération, formée par le granite du Velay, est datée à 288 Ma (granite rubané clair, G. Durand 1976) et correspond sans doute à la fin de l'anatexie Cévenole ; cette anatexie et le métamorphisme basse pression auquel elle se rattache sont donc des phénomènes Hercyniens, probablement Carbonifère supérieur.

Ce métamorphisme basse pression semble de plus contemporain de la mise en place des granites de la Borne (Leroy et al. RAST 1977) et de Rocles.

### 4- Place des Cévennes médianes dans l'architecture Hercynienne du Massif Central

- . En 1945, A. Demay définit dans le massif Central plusieurs arcs anté-stéphaniens emboîtés dont la convexité est tournée vers le sud :
  - arc de la zone lyonnaise (La Chaise Dieu-Mauriac)
  - arc des cévennes septentrionales (Haute Vallée de l'Allier - Marvejols - Decazeville)
  - arc des Cévennes médianes et du Rouergue,
  - arc des Cévennes méridionales et du bord Sud du Rouergue,
  - zone axiale de la Montagne Noire.

Ces axes anté-stéphaniens sont troublés par de grands accidents transversaux (failles d'Argentat, de Villefort, accident du grand sillon houiller) qui décalent le cristallophyllien.



Le long de l'arc médian du massif central depuis le Lyonnais jusqu'en Corrèze A. Demay observe le renversement des migmatites granitogneissiques sur les paragneiss à biotites et de ceux-ci sur des paragneiss à deux micas, micaschistes et schistes sériciteux (du côté occidental) : il définit ainsi une vaste nappe (nappe du Gier relayée dans la région médiane par la nappe de la Margeride) en forme de pli couché "et qui s'enracine dans la zone de chevauchement" (Lyonnais, La Chaise Dieu, Mauriac) et dont le flanc inverse est charrié d'environ 50 km vers le Sud Ouest, le Sud et le Sud Est. Cette nappe repose sans discontinuité sur les complexes cristallins du Rouerge, de la haute vallée de l'Allier, des Cévennes médianes, septentrionales et du Forez où l'ordre de succession est normal mais avec traces de mouvements tangentiels importants (glissements et laminages).

A l'Ouest de Largentière, sur le bord Sud du Tanargue, il distingue (avec H. Longchambon 1932) une série d'écaillés, à fortes plongées vers le Sud résultantes probables d'un plissement secondaire, pour lesquelles il émet l'hypothèse d'une poussée vers le Sud par analogie aux Cévennes septentrionales et méridionales. Brouder (1963) reprend la théorie de A. Demay en considérant la série de la Cézarenque qui pourrait être le flanc inverse d'une nappe importante, de style pennique, charriée du Nord vers le Sud ou du Nord Ouest vers le Sud Est et représenter le dernier témoin de la nappe de la Margeride.

- En 1974, F. Carme signale l'existence dans le haut Allier d'un recouvrement tectonique de grande ampleur (recouvrement de l'Alagnon) postérieur à l'édification du bâti cristalloyphyllien.

Dans les Cévennes septentrionales, les déformations tangentiels sont contemporaines de la mobilisation vellave tout au moins au stade précoce de son évolution. Au niveau des Cévennes médianes, il interprète les plis des migmatites à la retombée Sud du dôme granitique (Weisbrod 1969) par un mécanisme d'emboutissage lors du serrage final de l'infrastructure dans son enveloppe de schistes Cévenols plissés "en un dispositif tangentiel autonome suprastructural".

Ces faits conduisent F. Carme à envisager l'appartenance à un même segment horogénique Hercynien, caractérisé par une tectonique pennique au sens large, de grande ampleur, du haut Allier, du Lyonnais, du Velay-Vivarais et des Cévennes.

- Les études de J.P. Burg (1977) sur le haut Allier et la vallée de la Truyère lui permettent d'individualiser deux ensembles différents :

- un ensemble supérieur initialement granulitique rétromorphosé (J.P. Burg, Matte P. 1977) dans le faciès amphibolite (groupe leptynoamphibolique et anatexites à cordiérite) ; cette rétromorphose est contemporaine de la phase tectonique tangentielle et serait donc Hercynienne
- un ensemble inférieur (gneiss à biotite sillimanite) ayant subi un métamorphisme prograde

Une telle disposition est soulignée par :

- l'existence d'un terme intermédiaire blastomylonitique
- l'observation locale d'isogrades inverses
- l'importante tectonique tangentielle.

Ces arguments conduisent J.P. Burg à considérer le groupe leptynoamphibolique et les anatexites comme un socle charrié sur l'ensemble grauwacko-pelitique sous jacents ("type schiste des Cévennes") dans lequel "on doit trouver l'origine des fluides de rétromorphose".

- Plus au Sud, dans la vallée du Lot, B. Briand (1973-1978) B. Briand, M. Gay (1978) reconnaissent l'existence d'un chevauchement majeur, d'âge Calédonien tardif à Hercynien (C. Pin et J.R. Lancelot 1978) responsable du métamorphisme inverse de la série chevauchée.

En 1977, Bard et Al. (RAST p. 40) proposent un schéma sur les relations entre la partie interne de la chaîne Hercynienne (Cévennes Nord, Cantal, Haut Allier) et les zones plus externes (Montagne Noire, Cévennes Sud) moins métamorphiques : ils définissent deux domaines (fig. 3) :

- un domaine méridional autochtone (Cévennes Nord) puissante série pélitico-grauwackeuse, avec à sa base des gneiss feldspathiques ocellés plus ou moins remobilisés, qui recouvre, dans le Rouergue, la série leptynoamphibolique (Collomb 1970, Nicollet 1977).
- un domaine septentrional allochtone, chevauchant sur les schistes et micaschistes des Cévennes ; cette série est tout à fait comparable à l'ensemble leptynoamphibolique du Rouergue.

Ces deux domaines sont probablement séparés par le chevauchement majeur de A. Demay (nappe de la Margeride).

#### D - LIMITES DE CETTE ETUDE ; PROBLEMES POSES.

##### 1- Base cartographique

La cartographie de l'ensemble des écaillés du Chassezac intéresse les feuilles I.G.N. au 1/25 000e du Bleygard n° 3-4, 1-2 (bordure Est); 5-6 et 7-8 (bordure Nord Est et Nord) complétées par les photos aériennes du Bleygard au 1/20 000 e.

Les conditions d'études sont généralement bonnes car les reliefs escarpés (Sud du terrain) entaillés par des torrents favorisent l'existence d'affleurement. Sur les sommets, toutefois, l'arénisation déjà importante et le couvert végétal (forêts de Chasserades, Mercoire, les Pradels et Laveyrune) gênent quelque peu l'observation).

## 2- Le problème des relations métamorphisme basse pression- métamorphisme moyenne pression

La région considérée limite vers l'Ouest la série de basse pression (Q.A. Palm 1957) à cordiérite -andalousite (M. Chenevoy et J. Ravier 1968, A. Weisbrod 1970) des Cévennes médianes, à laquelle elle a été rattachée par A. Weisbrod (1970).

Cette situation périphérique du secteur étudié pose donc le problème des relations de cette série de basse pression avec les séries voisines de moyenne pression en l'occurrence, ici, la série du Lot (M. Roques 1941, P. Lapadu Hargues 1947, Poulain 1973, B. Briand, M. Gay 1978).

- à l'Est de notre secteur, la série de basse pression (300 Ma) bien typée apparaît monométamorphique (Weisbrod 1970, Leroy J. et al. 1977) et continue depuis les faciès profonds catazonaux (série ardéchoise) jusqu'aux termes supérieurs épi et mésozonaux (ensemble Cévenol), à cette disposition se superpose une variation latérale du gradient de pression qui augmente vers le Sud (Weisbrod 1970).
- à l'Ouest, la série du Lot (St Geniez d'Olt) de métamorphisme moyenne pression à basse pression intermédiaire probablement "acadien" en tout cas antérieur à la mise en place du granite de la Margeride (323 Ma) qui montre une évolution plurifaciale vers le basse pression (Poulain 1973, Briand Gay 1978, Pin 1979).

Cette dualité, basse pression -moyenne pression apparaît bien marquée dans de nombreuses régions périvellaves. On la retrouve notamment en Vivarais (M. Chenevoy 1973, M. Beurrier 1976, G. Durand 1976, J.P. Passeron 1976 et S. Sahuc 1977, J.J. Serrano 1979) où les auteurs ont étudié deux séries :

- la série du Vivarais occidental, représentée par des panneaux d'origine volcanosédimentaire (M. Chenevoy 1973) qui flottent sur les matériaux granitogneissiques du Vivarais, tient ses caractères d'un métamorphisme méso à catazonal de basse pression. Elle est interprétée comme série de couverture du socle Vivarois, anatexies et granites sombres (M. Chenevoy, J. Ravier 1974)
- la série du Vivarais oriental est représentée, surtout dans le secteur Andance, Tournon, Privas, par une synforme d'axe Nord-Sud. Cette série originellement constituée de pélites argilo-quartzeuses, produits volcaniques acides ou basiques (complexe leptynoamphibolique analogue à ceux du Haut Allier, du Rouergue ou de la série de Marvejols) et sédiments flyshoïdes, a subi un métamorphisme barrovien à disthène staurotide dont le gradient peut être évalué à 20° C/km (M. Chenevoy, J. Ravier 1971). Cet ensemble passe progres-

sivement à sa base aux anatexites sombres à cordiérite dont la formation est rapportée à ce même métamorphisme (M. Chenevoy, J. Ravier 1974). La série est intrudée par de nombreux granites dont le plus important, le granite porphyroïde de Tournon est daté à  $337 \pm 13$  Ma (P. Bathias, J.L. Duthou 1979).

En résumé, le problème est intéressant et offre deux possibilités :

- la série métamorphique a subi deux épisodes successifs distincts :
  - a) épisode moyenne pression (ou basse pression intermédiaire) antérieur (acadien ?)
  - b) épisode basse pression tardif (300 Ma ?).
- la série est monométamorphique mais avec évolution latérale du gradient de pression.

### 3- Problème des formations quartzofeldspathiques ocellés (bordure Est du Massif Central)

#### a) nature et extension (fig. 4)

Sur la bordure Est du Massif Central affleurent en différents endroits des formations quartzofeldspathiques ocellées regroupées généralement sous le vocable embréchites ou gneiss ocellés souvent associés à des faciès leptyniques :

- les gneiss d'Yzeron (J.M. Peterlongo 1960) embréchites largement ocellées affleurant en lentille au sein des anatexites du lyonnais ou des embréchites gneissiques
- Le Haut Allier : dans cette région les gneiss ocellés forment trois massifs (F.H. Forestier 1961-1963, S. Lemoine 1967)
  - . l'arc de Fix, qui s'étend sur plus de 70 km au sud de la Chaise Dieu,
  - . le dôme de Celoux
  - . l'antiforme de Pinols.

Dans l'arc de Fix, Forestier et Lemoine avaient remarqué l'obliquité de cet ensemble sur les zones lithologiques et métamorphiques régionales. La présence d'un faciès fin de convergence, pauvre en phyllosilicates, à la périphérie est peut-être d'origine tectonique et correspond vraisemblablement à un faciès de bordure d'un granite anté-déformation (J.P. Burg 1977)

#### - Les Cévennes médianes et septentrionales

Dans les Cévennes médianes, les gneiss ocellés prolongent l'arc de Fix (J. Mergoïl-Daniel 1970). Dans les Cévennes septentrionales, des formations similaires apparaissent en panneaux (M. Chenevoy 1973) dans le domaine granitogneissique du Velay (St Marcel les Annonay - Le Pyfara - Le Pouzat -

St Basile -Colombier le Vieux, cf. Fig. 2) et au plus au Nord dans le massif du Pilat.

- Autres secteurs

Ces formations ocellées se retrouvent également dans le Rouergue (M. Roques 1941) et enfin plus au Sud dans la Montagne Noire (P. Debat 1974)

b) Age

Les données radiométriques de la bibliographie différencient deux séries :

- 520 - 500 Ma pour l'arc de Fix (J. Kornprobst, Bernard-Griffith in Burg J.P. 1977), les gneiss d'Yzeron, les gneiss ocellés du Levezou, Rouergue (in Autran 1978) et les gneiss des Camazes et de Plaisance (Montagne Noire, in Debat P. 1974)
- 420 -460 Ma pour les gneiss du Pinet, Rouergue (in Autran 1978).

c) Conditions de métamorphisme

Les formations ocellées apparaissent à différents niveaux de la série métamorphique depuis le faciès schistes verts (gneiss ocellés de Norre, massif de l'Agout) jusqu'aux faciès profonds de l'amphibolite faciès (catazone Ardéchoise).

Dans le Haut Allier, notamment, F.H. Forestier (1963) et S. Lemoine (1967) ont noté l'obliquité de l'Arc de Fix sur les zones lithologiques et métamorphiques régionales. Pour F.H. Forestier, les gneiss de Fix résulteraient d'une migmatisation II postérieure au métamorphisme des schistes cristallins.

Dans les Cévennes médianes, pour A. Weisbrod, les gneiss ocellés forment la vase discordante de la série Ardéchoise.

d) Origine des gneiss ocellés

Trois origines ont été proposées :

- . migmatites de formations tardives (F.H. Forestier et S. Lemoine dans le Haut Allier)
- . une origine détritique grossière (méta-arkoses) a été envisagée par A. Weisbrod.
- . les travaux de J. Mergoïl-Daniel (1970) intéressent les gneiss ocellés de plusieurs régions du Massif Central ; les études sur l'état structural de feldspaths-potassiques ont conduit l'auteur à distinguer deux types de gneiss ocellés :
  - les gneiss ocellés de type I, à orthose (Montagne Noire, Cévennes, Haut Allier) dans lesquels l'état structural du F.K. est en déséquilibre avec la paragenèse des roches

métamorphiques encaissantes (épi ou mésozone), se rapprochent de granites porphyroïdes syntectoniques (mise en place intrusive). Ils sont associés à des anatexites leucocrates dont la génèse se rapporte au cycle Hercynien

- Les gneiss ocellés de type II, à microcline (épi-mésozone) orthose (catazone) dans lesquels l'état structural du F.K. est en équilibre avec le milieu encaissant (Lyonnais, Alagnon), mais qui ne sont pas associés aux anatexites leucocrates. Ces gneiss type II pourraient être des gneiss de type I dans une nouvelle phase métamorphique.

#### 4- Limite de l'étude

La cartographie servira de support à l'étude pétrographique et structurale de la région qui permettra de préciser l'évolution métamorphique de la série de la haute vallée de l'Allier.

Pour les gneiss ocellés, la géochimie éléments majeurs, éléments traces, sera complétée par une étude de l'état structural des feldspaths potassiques et les résultats comparés à ceux obtenus (Mme J. Mergoil-Daniel) dans le haut Allier et les Cévennes médianes.

Afin de préciser la nature originelle des formations quartzofeldspathiques, quelques faciès feront l'objet d'une approche typologique de leurs populations de zircons. La comparaison avec les zircons prélevés dans les gneiss ocellés du Haut Allier tentera de mettre en évidence l'identité des faciès de l'arc de Fix avec ceux des Cévennes médianes.

## PRESENTATION CARTOGRAPHIQUE

---

La structure en écaïlle, déjà reconnue par J. LONGCHAMBON ( 1938) dans le bassin de l'ALLIER ainsi que la disposition E-W des assises ardéchoises décrites par A. WEISBROD (1970) ont conditionné l'orientation des deux coupes principales. La première, E-W, intéresse les formations de l'ALLIER ; elle débute à COMBECIBRAN, 1,5 km au Nord de Chazeaux (x = 712 ; y = 254,6) suit la D6 jusqu'à Mirandol, puis la vallée du Chassezac et aboutit à Prévenchères. Le seconde, S;E - N.W, parcourt les schistes Cévenols et le domaine ardéchois ; depuis Alzons (x: 728,5 ; y = 252,4) elle emprunte la départementale 573 par les Fagoux puis la D4 jusqu'à La Trappe de Notre Dame des Neiges et rejoint Serres et Laveyrune à travers la forêt communale de Laveyrune.

### I - COUPE LES CHAZEUX - LE RANC

D'Ouest en Est on recoupe plusieurs ensembles qui se répètent à la faveur d'accidents cassants.

#### 1- L'unité des Chazeaux

##### 1.1 Le granite de la Margeride

Formant la bordure W. de la zone étudiée, c'est un granite porphyroïde à grands phénocristaux de Feldspath potassique maclés Carlsbad dans un fond grenu micacé et quartzofeldspathique. Parfaitement identifiable dans la topographie, il forme, sous l'effet de l'altération d'énormes boules disséminées dans le paysage.

##### 1.2 Les terrains sédimentaires

Ils recouvrent en discordance la série métamorphique et le granite porphyroïde.

Ce sont des calcaires dolomitiques brun roux en bancs épais compacts, séparés par des interbancs argileux bleu verdâtres. Ces "dolomies Capucin" sont parcourues de filons blanchâtres debarytine et de quartz et se situent à la limite Hettangien inférieur Hettangien supérieur (Cf. Combemorel, travaux en cours).

##### 1.3 Le gneiss oeuillé (Chazeaux)

Il affleure sur la D6 à 250 m au Sud-Est du village. De teinte gris bleuté assez clair, il se débite en bancs massifs décimétriques à métriques faiblement pentés (10 ) 20°) vers l'Ouest. Ce sont des gneiss à texture grossière, dans laquelle se logent des prophyroclastes de Feldspaths potassiques pluricentimétriques. La foliation parfois

masquée par ces yeux est toujours bien visible. Les lits quartzeux millimétriques, très étirés, continus, de teinte légèrement bleutée confèrent à la roche son aspect rubané lité caractéristique. Cette disposition est soulignée par les interlits phylliteux très minces à biotite muscovite finement cristallisées (millimétriques) en plans, qui englobent périodiquement des prophyroclastes d'aspect variés, atteignant parfois des dimensions respectables (5 à 7 cm de long).

L'abondance, la taille et la forme de ces yeux conditionne l'aspect des gneiss : on peut ainsi déterminer plusieurs types de faciès :

1.3a + Le gneiss oeilé "typique" (gneiss rubané oeilé)

à texture litée, très régulière, dans lequel les porphyroclastes automorphes à contours nets s'allongent en amandes entre les plans de foliations et présentent des ombres de pression quartzofeldspathiques. Les plans de macles de Carlsbad, rarement absents, sont rectilignes. Les cristaux sont parfois cassés (fentes sèches) : orientation des plans de fracture (265-85).

1.3b + Le gneiss oeilé grossier

La texture de la roche devient très irrégulière. La foliation est néanmoins apparente mais reste discrète. Les lits quartzofeldspathiques sont très discontinus, moulent les porphyroclastes abondants (presque jointifs). Ceux-ci sont hétérogranulaires, automorphes, maclés Carlsbad, à contours nets, parfois à bordure et inclusions rosées, étirés, fracturés et cimentés par du quartz. Les amandes allongées sont moins fréquentes et tous les yeux montrent une faible tendance à la rotation. Il contient : quartz, plagioclase, feldspath potassique, biotite et muscovite.

Ce faciès, puissant de 4 à 6 m, s'intercale dans le gneiss oeilé, et son passage au faciès typique s'effectue par une diminution du nombre d'yeux.

1.3c + Le métagranite des Chazeaux

Un peu au-dessus de l'affleurement de la route se présente un faciès exceptionnel à structure extrêmement grenue. La foliation est invisible, masquée par la taille et l'agencement des minéraux. Les quartz sont globuleux, bleutés centimétriques et subautomorphes. Les feldspaths K, auréolés de liserés roses albitiques, apparaissent hétérogranulaires, subautomorphes, maclés Carlsbad ; les plagioclases, assez fréquents, montrent des macles polysynthétiques. La biotite se niche en gros amas dans le matériel quartzofeldspathique. La muscovite, plus discrète, se disperse en petits individus dans la roche.

La puissance réelle de ce faciès, de l'ordre de quelques



mètres est masquée par un sol important de même que les relations avec les gneiss oeuillés. Le passage semble néanmoins assez progressif et s'opère par l'intermédiaire du gneiss oeuillé grossier.

Intercalés à différents niveaux, plusieurs faciès rompent la relative monotonie de cet ensemble : les leptynites et les gneiss fins.

#### + Les Leptynites

Ce sont des roches en bancs peu épais (décimétriques) régulièrement lités, très claires. La texture varie suivant la teneur en prophyroclastes : parfois absents (leptynites fines), ils sont en général plus petits (millimètre à centimètre dans les leptynites rubano-oeuillées) et s'étirent entre les plans de foliation. Les lits quartzeux sombres, millimétriques et très continus, sont soulignés par des interlits phylliteux à muscovite. La biotite est rare voire exceptionnelle.

#### + Les gneiss fins

Ils apparaissent en bancs peu épais (10 à 30 cm) de couleur grisâtre. Des passées finement litées, isogranulaires (inférieur au millimètre), d'aspect gréseux, alternent avec d'autres plus grossières dans lesquelles les yeux millimétriques sont étirés en amande. La foliation est surtout marquée par la trame phylliteuse sombre (à biotite surtout et muscovite) qui souligne le litage quartzofeldspathique discontinu.

## 2- L'unité de la Veyssette

### 2.1 Les gneiss de St Fréal d'Albuges

Aux gneiss oeuillés, succède sur 800m, le long de la D6 jusqu'à l'embranchement pour la Peyre (x = 174 ; y = 251,9) un ensemble grésomicacé à dominante gneissique.

La foliation générale plonge plus fortement vers le Nord-Ouest (30 à 60°). La puissance réelle compte tenu du pendage est d'environ 300m. La texture finement litée de ces roches est troublée épisodiquement par les lentilles de quartz d'exudation, abondante dans les niveaux plus phylliteux. Plusieurs faciès apparaissent à l'affleurement :

#### \* gneiss fin

de couleur grise à texture fine et régulière. La foliation est soulignée par les interlits phylliteux à biotite, muscovite.

La granulométrie est largement inférieure au millimètre de sorte sorte qu'il est impossible de distinguer la majorité des minéraux à l'oeil nu, mis à part quelques grenats (mm à cm) dispersés dans la roche. De minces niveaux quartzeux s'intercalent parfois dans la trame, parallèlement à la foliation de la roche. Ce faciès est souvent plissotté (chevrons).

\* gneiss tacheté

Semblable au précédent il s'en distingue toutefois par la teinte plus claire et la présence de taches biotitiques lui donnant sur la tranche un aspect tireté caractéristique.

Ces deux premiers faciès présentent souvent à l'affleurement un débit en plaques au voisinage des niveaux plus phylliteux. Lorsque ces niveaux deviennent abondants l'alternance gneiss micaschiste donne un aspect rubané caractéristique (gneiss rubanés).

\* Les micaschistes

Faciès lamelleux sombre, qui acquiert une teinte rouille sous l'effet de l'altération, souvent importante. La texture est tourmentée : la foliation, à peine visible est soulignée par les lits quartzeux discontinus. Dans les horizons micaschisteux inférieurs se développent des lentilles de quartz d'exudation (micaschistes à lentilles quartzieuses). La granulométrie est hétérogène : dans la trame micacée à biotite muscovite, se logent de gros cristaux de grenats globulaires (brun rouille) d'andalou-site (blanc nacré, parfois rosée) en général bien prismée et quelques amas noirs bleuâtres de cordiérite.

## 2.2 Les leptynites

Au-delà du Pont (Valat de l'Agout) la D6 entame une partie de cette formation ; très cataclasée sur la route (faille de l'Agout) ces roches s'observent plus aisément à mi-pente ( $x = 714,2$  ;  $y = 252$ ) avec un pendage fortement incliné vers le Nord-Ouest ( $50$  )  $60^\circ$ ). La puissance de ces leptynites, de l'ordre de 30 à 50 m constitue dans le secteur étudié l'épaisseur la plus faible pour cet ensemble.

Nous avons distingué plusieurs faciès :

\* Leptynite rubano oeuillée

D'aspect identique à celle décrite dans les gneiss oeuillés des Chazeaux.

On peut observer une diminution progressive du nombre et de la taille des yeux du haut vers le bas. La texture devient plus régulière et la granulométrie s'affine. On passe ainsi progressivement aux faciès plus fins sous jacents.

\* Leptynite "saccharoïde" à muscovite

C'est un niveau de puissance faible (métrique), compacte, blanchâtre et d'aspect saccharoïde à la cassure, à texture fine (taille des grains inférieurs au centimètre). Dans la foliation régulière apparaissent quelques petits porphyroclastes feldspathiques blanc nacré millimétriques. Quartz plagioclases et muscovite sont également présents mais la biotite est très rare, voire exceptionnelle.

\* Leptynite fine litée

Ce faciès, plus rubané que le précédent montre une couleur rosée (jaune si altéré) à l'affleurement. Son épaisseur est faible, de l'ordre du mètre ; il se débite en petits bancs décimétriques. La foliation, soulignée par les interlits phylliteux à muscovite surtout, et biotite rare, est perturbée par de rares yeux feldspathiques en amandes rosées, maclés Carlsbad, plus gros (millimétriques à centimétriques) que le fond cristallin, qui se nichent dans la foliation.

2.3 Métagranite (x = 714,55 ; y = 251,95)

Dans les gneiss ocellés, il apparaît au niveau du pont (ravin de la Veyssette). Les caractères texturaux et minéralogiques de cette roche rappellent ceux du métagranite des Chazeaux. On ne distingue aucune linéation ou schistosité ; au contact avec les gneiss ocellés la roche montre une foliation d'abord frustrée plus régulière et passe au faciès ocellé type Chazeaux en bancs bien réglés.

3- L'unité de Puech Méjo

Séparée de la précédente par une faille (récurance de leptynite fine et zone cataclasée), elle débute sur la D6 par les gneiss et micaschistes. La foliation pend moins fortement (20 à 40°) et s'incurve de l'W-N-W dans les micaschistes vers l'W-S-W dans les gneiss ocellés de Puech Méjo.

3.1 Les micaschistes massifs (x = 714,85 ; y = 251,6)

Affleurant sur la D6, ils forment un important môle de couleur sombre nacré en surface que contourne la départementale. La texture fine et régulière est déformée par quelques rares lentilles quartzzeuses d'exudation ; vers la base s'intercalent des passées de quartzites sombres, finement cristallisées, dont la puissance ne dépasse pas le décimètre.

3.2 Les quartzites micacées (x = 715,27 ; y = 253,2)

Situé en dehors de la coupe de la D6, sur la crête de Serre Long, ce faciès particulier constitue une bonne partie des sommets avoisinants (Les Andos, l'Airolle...). Il présente une couleur gris clair à la cassure. La foliation fine est

faiblement plissottée, les interlits phylliteux minces à biotite (rare) et muscovite sont altérés en rouille et érodés à l'affleurement, laissant en relief les lits quartzeux. Parfois la roche fait place à une quartzite pratiquement pure se débitant en dalles suivant les plans de foliation que tapissent quelques rares muscovites.

Ce terme puissant d'une dizaine de mètres s'intercale dans les micaschistes ; un deuxième niveau supérieur a été reconnu au point 1393 (l'Airolle).

### 3.3 Micaschistes quartzeux à andalousite, staurotide, cordiérite

C'est un ensemble épais (150 à 200m) formé d'une alternance de gneiss, prédominants au sommet, et de micaschistes dans la partie inférieure, souvent plissottés, à cordiérite andalousite staurotide. Vers la base les lentilles quartzieuses deviennent abondantes ; elles sont boudinées, et contiennent parfois de l'andalousite (amygdales quartzieuses à andalousite).

Une observation plus détaillée permet d'individualiser plusieurs niveaux particuliers localisés dans la partie plus phylliteuse.

- des niveaux à grenats (x = 715,3 ; y = 251,5)  
dont la puissance ne dépasse pas, pour chacun, 1 à 2 m et constitués par des micaschistes sombres, lamelleux très plissottés (chevrons), dont la texture fine est déformée par de gros cristaux de grenats centimétriques. La trame phylliteuse, à biotite muscovite, contient en outre des amas noirs bleuâtres de cordiérite et de nombreux cristaux de staurotide et d'andalousite.
- gneiss feldspathique ( x = 715,4 ; y = 251,5)  
vers la base des micaschistes apparaît un faciès peu épais (5m) plus massif à schistosité nette et à grains fins. Les lits micacés à biotite muscovite, discontinus, sont soulignés par quelques fines lentilles quartzofeldspathiques très étirées. Sur la tranche, la roche montre un mouchetage blanc rosé d'ocelles feldspathiques millimétriques.

Le passage aux leptynites rubano ocellées sous-jacentes se marque à partir de ce faciès dont la base montre :

- un épaissement des lits quartzofeldspathiques qui deviennent continus et une diminution corrélative de l'épaisseur des interlits micacés avec la teneur en biotite (la roche s'éclaircit).
- une apparition d'ocelles feldspathiques de plus en plus nombreuses.

### 3.4 Leptynites et gneiss ocellés

L'ensemble leptynique présente les caractères texturaux et minéralogique déjà décrits. Sa puissance, compte tenu du pendage, augmente légèrement (75 à 100 m) ; l'augmentation de la taille des yeux conduit à une texture plus grossière et l'on passe ainsi aux gneiss rubano ocellés sous jacents.

## 4- L'unité de Mirandol

### 4.1 Les micaschistes et gneiss supérieurs

Outre les termes précédemment décrits, s'intercalent dans cet ensemble deux faciès particuliers

- + Le gneiss amphibolique de Malaval, dans la partie supérieure qui affleure sur la D6 en deux lentilles ( $x = 716,3$  ;  $y = 250,85$  et  $x = 716,4$  ;  $y = 250,7$ ) de puissance faible (1 à 2 m). C'est un gneiss sombre à reflets verts bleu, massif, à texture régulière. La foliation fine et régulière provoque le débit en dalles de la roche à l'affleurement. La granulométrie est homogène, le grain fin ; seules, les amphiboles vert sombre, et les biotites sont identifiables. Quelques petits amas de pyrite s'accumulent sur les plans de foliation et en remplissage des fractures. Sur la tranche, apparaissent disséminés dans la trame quelques rares grains feldspathiques roses millimétriques.
- + Quartzoleptynite sombre à biotite ( $x = 716,35$  ;  $y = 250,8$ )  
Déjà citée à différents niveaux dans les micaschistes et gneiss, elle affleure ici en bancs plus épais, métriques entre lesquels s'intercalent des gneiss fins biotitiques et les niveaux amphiboliques. C'est un faciès massif, noir verdâtre, à cassure équante. La texture est fine et la schistosité soulignée par les lits micacés. Il subsiste dans la trame quelques nodules quartzeux millimétriques. La biotite est abondante, la muscovite rare.

### 4.2 Les leptynites

On retrouve le passage des micaschistes aux leptynites sous jacentes par l'intermédiaire d'un gneiss feldspathique qui semble donc constituer un niveau constant à la base de l'ensemble micaschisteux.

### 4.3 Les gneiss ocellés de Mirandol

Ils prennent ici une extension importante depuis l'entrée de Mirandol jusqu'à Chasseradès. Le Chassezac entaille une profonde vallée dans ces formations dont le pendage incliné (20 à 30°) s'oriente franchement vers le S-W (200-230°).

A la faveur de cette topographie tourmentée apparaissent de nouveaux termes au sein des gneiss oillés.

+ Le gneiss "amygdalaire plissotté" affleurant au pied du viaduc de Mirandol, présente une texture grossière, très irrégulière, déformée par un plissement intense d'amplitude décimétrique. Quelques minces bancs (20 cm) de leptynites fines s'insèrent, parallèlement à la foliation générale, dans cette formation. L'ensemble est parcouru de filons quartzeux sécants, tardifs. Les yeux feldspathiques sont tordus, étirés en amygdales, parsemés d'inclusions biotitiques. Les lits quartzeux discontinues s'épaississent dans les charnières des plis. Ce niveau, puissant de 30 m passe à son mur aux gneiss oillés, type Chazeaux, mieux réglés, bien visibles dans le lit du Chassezac (sous la D6).

+ Le métagranite de Mirandol ( $x = 717,95$  ;  $y = 250,85$ )  
Il affleure sur la route et dans la vallée au sein des gneiss oillés grossiers, et présente les mêmes caractères texturaux et minéralogiques que le métagranite des Chazeaux.

L'affleurement poli par le Chassezac nous permet d'apprécier les relations entre les faciès ; ainsi ce terme grenu apparaît concordant dans la foliation générale et passe progressivement à son toit aux gneiss oillés grossiers puis aux gneiss oillés (apparition d'une foliation d'abord frustrée puis bien marquée soulignée par les lits quartzeux millimétriques continus).

La coupe se poursuit le long de la rivière. Sous les gneiss oillés apparaissent une partie des leptynites rubano oillées puis des micaschistes.

La succession redevient ensuite normale au Reboulun (sous Chasserades) avec micaschistes au sommet (pt 1129) puis leptynites et gneiss oillés à la base.

#### 4.4 Les gneiss rubanés du Mas

Les micaschistes de l'unité supérieure affleurent le long de la route Mirandol -Le Mas .

Leur altération prononcée et leur couleur rouille violacée marque la surface d'altération antétriasique à la limite des formations sédimentaires sus jacentes.

Sur le chemin qui descend du Mas au Chassezac se présente, faiblement penté au S-W (230-30) un gneiss rubané. La texture est finement litée ; la foliation subit de grandes ondulations d'axe parallèle à la ligne de plus grande pente. La roche, d'aspect gréseux au sommet devient plus phylliteuse à la base. Quelques amygdales quartzeuses à andalousite subsistent,

auxquelles s'ajoutent des filons quartzofeldspathiques discordants, de faible épaisseur (inférieur au mètre), encore rares. Le contact micaschiste matériel quartzofeldspathique est toujours très brutal.

+ Micaschistes à "nodules" (x = 719,35 ; y = 249,6)

Ce faciès particulier affleure de l'autre côté du Chassezac au lieu dit la Couste. C'est un micaschiste gneissique à débit en plaque de couleur rouille suivant la schistosité. Sur ces plans apparaissent dans les niveaux plus phylliteux des nodules allongés dont la taille dépasse parfois 10 cm. Sur la tranche, ces amas ovoïdes allongés montrent un cœur d'andalousite gris sombre et un pourtour micacé à biotite muscovite. Disposés à plat dans la foliation, ils ne déterminent cependant pas d'orientation préférentielle, en particulier de linéation minérale. On trouve aussi des gros nodules brunâtres centimétriques de grenat.

Vers la base, au contact des leptynites du Rioussec, les lits et lentilles quartzieuses deviennent plus abondantes ; on observe le développement d'ocelles feldspathiques et la diminution des interlits phylliteux.

#### 4.5 Les leptynites

Elles affleurent sous les micaschistes, dans le Valat du Rioussec (bien visible sur la coupe de la route), et vers le pont de Chassezac (x = 719,8 ; y = 249,2) et se caractérisent par la présence de filons sécants et de lentilles de matériel granitique.

Lorsqu'ils sont sécants, les filons sont parfois décalés par la foliation générale  $S_1$ .

Au niveau du Chassezac (pt 1034) le passage aux gneiss rubanés du Mas diffère des précédentes observations : vers le sommet des leptynites rubano ocellées s'intercale un niveau de gneiss fins sombres quartzieux, peu épais (40 cm), à biotite en taches déterminant sur les plans de foliation une linéation minérale très marquée. L'ensemble est recoupé de filons granitiques roses à muscovite, subconcordants.

Au toit des leptynites apparaissent brutalement les gneiss à ocelles feldspathiques, dont la base est parfois souligné par des passées granitiques concordantes.

#### 4.6 Les faciès ocellés du massif de l'Hermet

+ Le gneiss ocellé grossier du Pendut

Sous les leptynites, il forme, au sein des gneiss ocellés le haut du plateau de l'Hermet. Semblable au faciès déjà décrit vers les Chazeaux, il s'en distingue toutefois par la présence

de biotite, beaucoup plus abondante, alors que la muscovite se raréfie. Les quartz sont globuleux, subautomorphes, bleutés ; les feldspaths en yeux maclés Carlsbad, nacrés, s'orientent, lorsqu'ils sont bien développés, d'agrégats quartzofeldspathiques ("pressure shadows").

+ Les gneiss oillés de l'Hermet (x = 722,35 ; y = 248,15)

Sous le faciès du Pendut, les gneiss oillés prennent une apparence nouvelle : la roche cristallogénique est envahie de filons, bouffées, lentilles sécantes ou subsécantes de matériel granitique aplitique et pegmatitique. La base des gneiss oillés présente un aspect légèrement remobilisé. Immédiatement au contact des gneiss à sillimanite sous jacents, les gneiss oillés sont beaucoup plus fins et étirés. De nombreux filons de lamprophyres parcourent la base de la formation.

Les gneiss oillés forment la base de l'unité de Mirandol et reposent sur les gneiss à biotite sillimanite du bois de l'Ombre.

## 5- L'anticlinal de Mamejan

La trilogie gneiss et micaschistes, leptynites, gneiss oillés devient difficile à mettre en évidence ; les faciès, ont subi des transformations qui rendent la distinction des deux derniers termes aléatoire.

### 5.1 Les gneiss à biotite sillimanite

Ils affleurent le long de la route Grossefages Puylaurent et au Sud de l'Hermet (Bois de l'Ombre et Malaval), entre les méridiens 721 et 722 sous les gneiss du Pendut ; on note ici l'important développement du matériel quartzofeldspathique en bouffées ou lentilles concordantes, et de nombreux filons de granite rose à biotite sécants dans les formations.

Dans la partie supérieure, plutôt gneissique, apparaissent quelques niveaux de quartzoleptynite sombre à biotite intercalés dans des gneiss fins à débit en plaquettes. Le pendage assez fort (30 à 40°) s'oriente vers le S-S-W (210).

La partie inférieure plutôt grossière est franchement tournée vers le S-W (250-250) mais moins pentée (10 à 15°) ; d'aspect plus grossier, ce faciès contient quartz, plagioclases, biotite essentiellement et quelques minces trainées blanchâtres flexueuses de sillimanite (fibrolite).

Vers Malaval (sud de l'Hermet) s'intercalent de nombreux filons de gneiss gréseux à biotites entaches (lamprophyres probables).



## 5.2 Les faciès quartzofeldspathiques de base

### + Les gneiss leptyniques rubanés (x = 723,35 ; y = 249,3)

Ces roches massives forment l'arrête qui domine le Chassezac depuis la route et affleurent sous les gneiss à sillimanite de Malaval.

D'abord fine et régulière au sommet, la texture devient plus grossière et tourmentée (dans le tournant) avec apparition de prophyroblastes feldspathiques blancs rosés souvent maclés Carlsbad. La foliation, confuse mais apparente est marquée par les interlits biotitiques. Vers Malaval ce faciès montre un plissement intense.

### + Les gneiss oeillés "remobilisés" à cordiérite (x = 723,22 ; y = 249,3) = gneiss grossiers porphyroblastiques.

La coupe de la route montre des panneaux de gneiss oeillés plissés, emballés dans une trame hololeucocrate quartzofeldspathique formée de filons, bouffées granitiques aplitiques ou pegmatitiques. Le contact gneiss oeillé filon est toujours flou ; la foliation des gneiss oeillés, soulignée par la biotite, s'estompe au passage dans le matériel granitique puis disparaît progressivement.

Quelques faciès particuliers apparaissent dans ces formations :

### + Les vaugnérites (x = 723,22 ; Y = 249,67)

Roches compactes sombres, grenues, intrusives dans les gneiss oeillés "migmatisés", lardées de filonets aplitiques ou granitiques plissés ; la granulométrie, grossière au coeur du massif s'affine vers la périphérie. Les limites latérales avec l'encaissant oeillé sont soulignées par un mince niveau biotitique laminé.

Près du contact supérieur, se développe au sein de la vaugnérite une "pseudo schistosité" plissée, qui semble se raccorder avec la foliation générale des gneiss.

Ce faciès contient quartz, plagioclases, feldspaths K, biotite abondante et amphibole identifiables macroscopiquement.

### + Les gneiss biotiques (x = 723,27 ; y = 249,85)

Ils forment un mince horizon (40 cm) vraisemblablement interstratifié dans les termes oeillés "migmatisés", de gneiss fin, sombre, gréseux à biotite, dans lequel s'intercale un niveau aplitique.

### + Un deuxième noyau vaugnéritique (x = 723,45 ; y = 249,67) affleure dans les formations quartzofeldspathiques de base.

Beaucoup plus réduit que le précédent, il semble intrusif dans les gneiss ocellés mais le sol important masque les contacts et ne permet pas de préciser cette hypothèse.

Après la Combe Serre et jusqu'au Chassezac, la série ne forme qu'une épaisse zone broyée, témoin des nombreux accidents méridiens parallèles à la faille de Villefort. Ces fractures s'accompagnent de nombreuses cristallisations (veines quartzueuses...).

### 5.3 Les faciès schistogréseux du Ranc

Déjà en partie décrits dans l'écaille de Mirandol (gneiss rubanés du Mas) et sur le flanc W de l'anticlinal ils constituent sous le hameau du Ranc (route Puylaurent Prévenchères) une puissante formation qui pend assez fortement (35 à 55°) vers l'Est (50 à 100°).

A l'affleurement, on distingue deux parties lithologiquement différentes :

\* une trame sombre grésomicacée à texture fine et régulière dans laquelle on peut reconnaître plusieurs faciès :

- gneiss fins et quartzoleptynites sombres à biotite et sillimanite qui repose sur les faciès quartzofeldspathiques de base, type gneissleptynique rubané,
- gneiss ocellaires feldspathiques ;

\* des filons, lentilles de matériel quartzofeldspathiques :

- leucogranites (roses) à biotite, discordants (sous le Ranc) en filons sécants sur les formations,
- passées subconcordantes roses granitiques aplitiques ou leptyniques présentant une "schistosité" discrète prolongeant celle de l'encaissant et soulignée par la muscovite.

### 5.4 Les micaschistes à andalousite cordiérite

Ils affleurent sur les gneiss à sillimanite du Ranc et sont envahis comme les faciès à sillimanite de matériel quartzofeldspathique cependant moins abondant. L'épaisseur de la formation compte tenu du pendage (30 à 60° Est) ne dépasse pas 200 mètres.

### 5.5 Les schistes des Cévennes

Ils font suite aux micaschistes à andalousite et débutent après la dépression du ruisseau de la Mourieire qu'emprunte la faille de Villefort sous la N106.



Ce sont des schistes verts, satinés, à nombreuses lentilles quartzieuses d'exudation, finement schistosés et pentés régulièrement vers l'Est. La composition minéralogique (quartz, ocelles albitiques, muscovite, chlorite ± biotite essentiellement) les place sans équivoque dans les schistes épizonaux mais ne permettent pour l'instant de les rapporter à un type métamorphique particulier.

## 6- Synthèse de l'étude de la coupe

### 6.1 Pétrographie résumée des formations

Cette coupe met en évidence six ensembles lithologiques différents :

#### \* Les gneiss et micaschistes supérieurs

L'alternance de ces deux termes permet de subdiviser cet ensemble en trois unités :

- à la base, une série à dominante phylliteuse, à foliation très tourmentée par chevrons, formée de micaschistes massifs et quartzieux à staurotide cordiérite grenat andalousite, et quelques minces niveaux de gneiss fins. Le passage aux leptynites sous jacentes s'effectue assez constamment par l'intermédiaire d'un gneiss feldspathique.
- une alternance quartzoleptynique et gneissique dans laquelle s'intercalent deux horizons amphiboliques épisodiques succède aux micaschistes ; ces faciès, très durs, forment souvent des crêtes dans la topographie.
- le sommet de la formation devient schistogréseux avec prédominance du pôle gréseux donnant ainsi des gneiss fins se débitant souvent en plaquettes, à biotite muscovite, grenats fréquents, cordiérite et andalousite assez rares, surtout localisés dans les niveaux phylliteux.

#### \* Les leptynites

Cet ensemble homogène est formé de roches claires, compactes à quartz feldspaths, plagioclase, biotite et muscovite. Lorsque la teneur en yeux de la roche est grande, il devient délicat de distinguer les leptynites des gneiss oeillés si ce n'est par l'aspect plus compact à l'affleurement. Cette formation comprend surtout des leptynites rubano oeillées au coeur desquelles s'insèrent des niveaux de leptynites fines et saccharoïde à muscovite. Vers le sommet de la formation apparaît parfois un niveau de gneiss fin sombre quartzieux à biotite en tâches. Dans la région du Mas entre le Mas et l'Hermet, ces gneiss fins sont à biotite sillimanite.

\* Les gneiss oeuillés

Très hétérogènes, ils forment l'unité inférieure. Outre le faciès oeuillé typique, on distingue :

- un gneiss oeuillé grossier (faciès des Chazeaux et du Pendut) et un métagranite associé, terme subconcordant dans la formation,
- un faciès amygdalaire plissotté dérivé du précédent; les intercalations, nombreuses, sont de deux types :
  - . des leptynites litées ou rubanoeuillées rompent la monotonie des gneiss et représentent de par leur texture de minces zones laminées
  - . les gneiss fins sombres interstratifiés qui constituent des niveaux peu épais dans la formation
  - . des filons lamprophyriques.

\* Les gneiss à sillimanite

Puissante série schistogréseuse, lardée de filons quartzofeldspathiques sécants ou véritablement interstratifiés, qui présente des caractères lithostratigraphiques voisins des gneiss et micaschistes.

La sillimanite apparaît dans cette série.

Ces gneiss à sillimanite sont situés à la base des gneiss oeuillés du Pendut et de l'Hermet et reposent sur les formations quartzofeldspathiques de base.

\* La série quartzofeldspathique de base

Cet ensemble hétérogène forme le coeur de l'anticlinal de Masméjan.

Deux faciès principaux dominent :

- les gneiss leptyniques rubanés au sommet, à biotite sillimanite,
- les gneiss grossiers porphyroblastiques à cordiérite sillimanite dans la partie inférieure.

Les intercalations sont nombreuses :

- des gneiss biotitiques et gneiss gréseux
- des vaugnérites.

On peut établir, en première approximation, des corrélations lithostratigraphiques entre les gneiss leptyniques rubanés et l'ensemble des leptynites d'une part, les gneiss grossiers porphyroblastiques et l'ensemble oeuillé type Mirandol ou les Chazeaux d'autre part.

La série quartzofeldspathique de base représenterait dans ce schéma l'équivalent latéral d'au moins une partie des leptynites et des gneiss oeuillés. Cette hypothèse formulée par A. Weisbrod (1970) sera discutée ultérieurement.

\* Lesschistes des Cévennes

Séparés du domaine anticlinorial par la faille de Villefort ces épischistes à chlorite-muscovite-albite forment la partie supérieure de l'ensemble métamorphique ; une description plus précise en sera donnée lors de la coupe Alzons-Serre qui recoupe une bonne partie de ces formations.

6.2 Aperçu structural

Cette première coupe nous a permis de cerner la structure des formations du bassin de l'Allier ; on trouve ainsi :

- \* une série de quatre unités superposées plongeant vers l'ouest et le Sud-Ouest présentant la succession gneiss et micaschistes-leptyniques-gneiss oillés.
- \* un anticlinal d'axe méridien (anticlinal de Masméjan) constitué de formations hétérogènes grossières, dont le flanc Ouest bien développé, supporte les unités du Chassezac. Son flanc Est, beaucoup plus réduit, est en partie tronqué par l'accident Nord-Sud de Villefort qui sépare ce domaine des épischistes des Cévennes.

Outre l'architecture globale, plusieurs éléments structuraux définis sur le terrain complètent cet inventaire :

- une foliation régionale  $S_1$ , plan axial de plis  $P_1$  précoces isoclinaux dont il ne subsiste plus que des charnières aplaties très étirées, surtout visibles dans les horizons quartzitiques (axe 330-350)
- des plis en chevrons (caractéristiques des niveaux phylliteux) et des plis ouverts d'amplitude décimétrique qui reprennent la foliation  $S_1$
- une schistosité  $S_2$ , frustrée, oblique sur  $S_1$ , plan axial des plis en chevrons soulignée dans les gneiss oillés par la nouvelle orientation des prophyroclastes
- une linéation minérale bien marquée sur les plans  $S_1$ , soulignée par l'orientation des minéraux allongés dans cette direction telles les biotites. D'orientation Nord vers les Chazeaux (20-8) elle oscille légèrement vers le Nord Ouest (340-20) dans la région La Peyre-Mirandol
- un boudinage affecte plus généralement les lentilles quartzieuses d'exudation des micaschistes. L'axe des boudins, contenu dans les plans de foliation, est orienté vers le Sud Ouest (200-220)

- des plis tardifs dont on peut distinguer deux types :
  - . des kinks d'axes orientés vers le Sud Ouest (200-250)
  - . de grandes ondulations d'amplitude métrique.

### 6.3 Minéraux index du métamorphisme

- Muscovite et biotite  
primaires, elles sont présentes dans toute la série sauf la muscovite dont l'extention latérale maximale semble s'arrêter à la hauteur de l'anticlinal de Masméjan.  
L'étude microscopique (cf. chapitre 1, 2ème partie) permettra de préciser ce point.  
On note aussi le développement d'une muscovite transverse, tardive à proximité de l'accident de Villefort.
- Le grenat  
Très répandu latéralement et verticalement dans les gneiss et micaschistes il se concentre en grande quantité dans des niveaux particuliers très phylliteux à la base de la série.
- Le staurotide  
Localisé dans les micaschistes, il n'apparaît qu'à la base de ces formations.
- Cordiérite et andalousite  
Elles ont de même une extension quasi générale au niveau des unités du Chassezac. Notons toutefois l'important développement de ce deuxième minéral sous forme de chiastolite près du granite de la Margeride (sous Serre Long) et au Sud de l'Hermet (Mont Daunis).
- La sillimanite  
Sa présence limitée au dôme anticlinal, paraît connexe de l'absence macroscopique de muscovite primaire.

## II - COUPE ALZONS-SERRES-LAVEYRUNE

Elle démarre sur la route, 600m après Alzons, au point côté 776m, et suit le D 573 jusqu'au point 1053m (carrefour de la Pinède) puis se morcelle en deux parties : la première du point 1071 (sur la D4) rejoint les Bories (point 1058) , la seconde Serres par la Trappe de Notre Dame des Neiges puis Laveyrune par le Mourre des Manibles et les Salesses.

Cet itinéraire traverse deux ensembles très différents :

- les épischistes des Cévennes, déjà entrevus à Prévenchères,
- une série, comparable à la suite décrite dans le bassin de l'Allier avec la succession micaschistes et gneiss, leptynites, gneiss ocellés ou faciès quartzofeldspathiques de base.

### 1- Les faciès Cévenols

#### 1.1 Les épischistes à albite, chlorite, muscovite

Cette puissante série, qui s'étend largement au-delà des limites de la carte, est formée d'une importante masse schisteuse, d'aspect satinée, dans laquelle se détachent plusieurs faciès particuliers, tranchant sur la monotonie de l'ensemble.

- \* Le terme "moyen" est représenté par un schiste ocellaire satiné (x = 727,9 ; y = 253,9) luisant, de teinte gris verdâtre argenté, finement schistosé, très fréquemment ponctué de fines ocelles albitiques millimétriques blanchâtres éparses ou agglutinées en minces niveaux concordants. Quelques lentilles quartzueuses boudinées s'intercalent dans la foliation. Outre l'albite, la roche contient quartz, muscovite, chlorite. Vers Alzons, (Pont de Nicoulaud) l'ensemble pend moyennement vers l'Ouest (260-35).
- \* Quartzite à muscovite (x = 728,15 ; y = 252,85)  
Elle apparaît en subaffleurement sur le bord de la route (point 776). Il s'agit d'une roche très blanche, dont la texture fine, montre une foliation régulière très légèrement plissottée. L'érosion attaque préférentiellement les interlits phylliteux à muscovite, laissant en relief les lits quartzueux et rappelant ainsi l'aspect de quartzites micacées de l'Allier.
- \* Quartzite albitique des Fagoux (x = 727,4 ; y = 254,05)  
D'aspect massif, sombre, elle forme un horizon homogène compact et contient principalement quartz, muscovite, chlorite et albite en ocelles blanc-rose. Les pendages relevés dans cette formation s'orientent vers le Nord (360-30).

\* Schistes quartzeux (x= 726 ; y = 254,1)

Les amandes quartzieuses allongées, très étirées en véritables lits continus soulignant la foliation confèrent à la roche une texture grossière. Les ocelles feldspathiques sont beaucoup plus fines, chlorite et muscovite sont également abondantes.

\* Un niveau ocellaire (x= 725,7 ; y = 254,45)

D'une puissance faible (50cm à 1m), il est constitué d'une roche claire à texture finement litée. Les ocelles feldspathiques très abondantes, parfois jointives dans certaines passées, donnent une couleur blanchâtre au faciès. Signalons que ce niveau particulier semble très localisé et n'a pas été retrouvé au cours des levés cartographiques. Le pendage important (50°) est dirigé vers l'Est (110°).

Plus haut (x= 725,8 ; y = 254,55) affleure une quartzite sombre, type les Fagoux, mais moins épaisse, pentée vers l'Est.

\* Schistes chloriteux ( x = 725,6 ; y = 254,75)

Lorsque la teneur en ocelles diminue fortement les schistes deviennent alors très phylliteux (muscovite, chlorite essentiellement).

Ce terme constitue ici un horizon épais, bien différencié fortement penté vers l'Est (110-50) dans lequel ne subsistent que de rares niveaux albitiques très minces. On note aussi la présence d'amygdales quartzieuses plus abondantes.

\* Horizon à amygdales quartzofeldspathiques (x=726,25; y= 255,4)

Le faciès schisteux renferme de nombreuses lentilles quartzieuses très abondantes, de taille variable (quelques centimètres à plus d'un mètre) contenant souvent des agrégats blancs ou rosés quartzofeldspathiques polycristallins logés partiellement autour de l'amande quartzieuse.

Cet horizon, épais (10 à 20m) semble très localisé.

\* Schiste ocellaire à grenats (x = 725,05 ; y = 255)

Ce niveau n'apparaît pas sur la D573 mais affleure en face de la vallée sur la route qui mène à Alzons.

Il est constitué d'un schiste verdâtre à ocelles feldspathiques nacrées de couleur rosée, s'accumulant en pseudo lits dans lesquels on distingue des grenats en petits grains millimétriques difficilement différenciables des ocelles feldspathiques.



1.2 Micaschistes à biotite muscovite (x = 725,45 ; y = 255,6)

Ils diffèrent des termes précédemment décrits par leur texture finement litée très tourmentée par un plissement intense et que souligne l'alternance régulière lits clairs quartzeux, lits sombres phylliteux. Quartz, muscovite, chlorite et biotite sont les minéraux essentiels ; ce dernier jusque là rare ou absent devient prépondérant. Ces faciès affleurant sous les épischistes des Cévennes forment le toit des formations mésozonales Cévenoles (micaschistes à deux micas cordiérite et quartzites litées de la Trappe).

1.3 Micaschistes à deux micas cordiérite (x:725,4 ; y=255,58)

Faisant suite aux micaschistes à biotite muscovite, ce faciès sombre très phylliteux et très plissotté marque l'apparition de la cordiérite en petits nodules noirâtres disséminés dans la trame micaschisteuse. La chlorite n'est plus identifiable macroscopiquement ; quartz, muscovite, biotite et cordiérite constituent la paragenèse essentielle.

Dans ces deux derniers faciès s'insèrent quelques niveaux particuliers :

- passées quartzitiques rose blanchâtres, très fines de faible épaisseur (quelques centimètres)
- un horizon graphiteux dont la puissance ne dépasse pas le décimètre, assez inconstant, de couleur noire. Il est probable que d'autres horizons graphiteux existent dans ces faciès mais leur faible dureté ne permet de les mettre en évidence qu'à la faveur d'une coupe fraîche (carrière, route).

1.4 Quartzites litées de la Trappe

Elles affleurent du point 1071 sur la D4, au point 1047 (chemin des Bories) pour une puissance d'environ 150m, compte tenu du pendage Sud-Est important (150-50°), et sont représentées par des quartzites massives à biotite muscovite finement litées, se débitant en plaques suivant la foliation  $S_1$ . Sur ces plans apparaît une linéation minérale, très bien marquée par la biotite, disposée en petits amas allongés suivant cette direction.

Les mesures effectuées au point 1047 (Ruisseau de la Trappe) donne la direction S-W (210-220) pour un pendage moyen de l'ordre de 20 à 30°.

Dans cette formation s'intercalent des micaschistes à deux micas cordiérite en niveaux plus phylliteux.

## 2- Les micaschistes à cordiérite andalousite

Ils affleurent le long du chemin Les Bories-La Felgère sous les micaschistes à deux micas et montrent plusieurs faciès :

### \* un gneiss lité (x= 725,9 ; y= 256,3)

Cette roche à texture fine se débite en plaques suivant la foliation  $S_1$  et montre sur ces plans une crénulation et une linéation minérale, marquée par la biotite, qui lui est parallèle. Sur la tranche, la foliation régulière est soulignée par les interlits phylliteux très fins à biotite, muscovite. Quelques lentilles ou lits quartzeux montrent parfois des charnières de plis dont les flancs sont très étirés, souvent rompus.

\* associée à ce faciès, s'en distingue une quartzite rubanée, puissante de quelques décimètres, de teinte gris clair rosée, à lits quartzeux fins et étirés, parallèles à la foliation. Cette roche contient essentiellement quartz, biotite et muscovite.

\* un micaschiste quartzeux à cordiérite andalousite se rencontre 20m plus haut dans le tournant mais les relations avec les gneiss lités et la quartzite rubanée n'ont pu être clairement établies faute d'affleurements.

## 3- Les leptynites

Dans ce secteur, le manque d'affleurements continus ne permet pas de dresser une stratigraphie précise de cette formation. Quelques faciès reconnus au Nord Est de Laveyrune affleurent au lieudit "Jumelle" et dans le ruisseau de Jarlèches. Il s'agit de leptynites rubano ocellées, faciès principal analogue à celles du bassin de l'Allier (pendage : 335-47).

## 4- La série quartzofeldspathique de base et les gneiss ocellés

Dans le quadrilatère Laveyrune, La Bastide, La Trappe, Les Hubacs, ces deux formations occupent le 4/5 de la superficie. Leur distinction est rendue délicate par le couvert végétal important et les nombreuses zones cataclasées jalonnant ce secteur qui gênent l'observation.

### 4.1 La série quartzofeldspathique de base

Elle forme une bonne partie de la crête de la Felgère, du bois de Serres jusqu'au ruisseau de Galteyre (Sud Est de Laveyrune) ; au rocher de La Maye (x= 726,4 ; y= 258,02) c'est une roche claire très hétérogène à texture grossière renfermant des passés ocellés amygdalaires flexueuses : associés à ce faciès on trouve :

- . des loupes granitiques roses à deux micas
- . des passés pegmatitiques, hétérogranulaire quartzofeldspathiques ou aplitiques
- . des leptynites fines rubanées.

La foliation peu marquée reste cependant visible et pend vers le Sud.

#### 4.2 Les gneiss ocellés

Ils affleurent en quelques endroits sur le chemin Laveyrune-Le Mourre des Manibles au Nord du ruisseau de Galteyre. Le pendage assez fort, 35 à 50° en moyenne, s'oriente vers le Nord. Le faciès est généralement plus hétérogène et la texture plus grossière que dans le bassin de l'Allier : les lits quartzofeldspathiques s'épaississent au niveau des yeux donnant sur la tranche un aspect amygdalaire. Au-dessus des gneiss ocellés au Nord Est de Laveyrune (point 1076 et 1075) affleurent de nouveau les leptynites.

### 5- Remarques et conclusions

#### 5.1 Récapitulatif des formations

Deux domaines lithologiquement différents sont apparus au cours de cette coupe :

##### 5.1.1 Les faciès cévenols

épaisse série (plus de 1000m) d'aspect monotone, que l'on peut subdiviser en deux ensembles :

- \* un ensemble à albite ocellaire dont le terme le plus répandu est un schiste satiné feldspathique. Les intercalations sont nombreuses depuis les termes quartzeux (quartzite à muscovite, quartzite des Fagoux, ou schiste quartzeux) jusqu'à des faciès très phylliteux (schistes chloriteux). Les amygdales quartzieuses ou quartzfeldspathiques sont toujours très répandues. La biotite est rare, et n'a jamais été clairement reconnue macroscopiquement. Vers la base de la série, le grenat apparaît en cristaux millimétriques formant de minces niveaux discontinus dans les schistes ocellaires.
- \* un ensemble micaschisteux à deux micas cordiérite  
faciès plus grossier formé de
  - micaschistes à biotite muscovite au sommet
  - quartzites litées de la trappe à la base, dans lesquelles s'intercalent des niveaux plus phylliteux à deux micas cordiérite.

Les ocelles albitiques et la chlorite ne sont plus visibles macroscopiquement. La biotite est largement répandue, et la cordiérite sporadique au sommet est plus présente à la base surtout dans le faciès phylliteux.

### 5.1.2. Le domaine des micaschistes leptynites et gneiss oeillés

On retrouve ici une partie des faciès du secteur Chassezac-Allier en partie tronqués par de nombreuses failles.

#### \* Les micaschistes à cordiérite andalousite

Sous-jacents aux formations Cévenoles leur relation avec ces dernières n'a jamais été clairement établie car la limite entre les deux formations est masquée par un sol important au niveau du ruisseau de la Trappe.

L'ensemble débute par des formations quartzeuses de gneiss lités et de quartzites rubanées peu épaisses puis passe à sa base à des termes plus micaschisteux à cordiérite andalousite.

#### \* Les leptynites

Equivalentes des leptynites du bassin de l'Allier, elles apparaissent moins bien typées qu'à l'Ouest de La Bastide ; elles s'en distinguent toutefois par la présence de biotite plus abondante dans les faciès rubanoeillés.

#### \* La série quartzofeldspathique de base et les gneiss oeillés

Affleurant au mur des leptynites, ils forment la partie inférieure des assises cristallophylliennes. Les gneiss oeillés apparaissent subordonnés à la série quartzofeldspathique et ne s'individualisent véritablement qu'au Nord Ouest et au Nord de la carte (région de Laveyrune) où ils reposent sur les formations quartzofeldspathiques de base. Les faciès montrent de toute façon une hétérogénéité et une texture plus grossière que ceux rencontrés dans le bassin de l'Allier.

Du point de vue minéralogique on peut noter une nette augmentation de la teneur en biotite par rapport aux gneiss oeillés situés à l'Ouest de La Bastide et la présence de sillimanite et de cordiérite dans les formations quartzofeldspathiques (route Rogleton-Serres).

## 5.2 Remarques structurales

### 5.2.1 Le domaine Cévenol

\* Les pendages de foliation relevés sur le terrain montrent une évolution progressive de leur direction :

d'abord pentés vers l'Est dans la région Alzons-Pervenchères-Le Thort (85 à 110°) ils s'orientent vers le Sud Est (La Bastide) puis franchement vers le Sud (La Trappe de Notre Dame des Neiges) avec des valeurs plus fortes (pente de 50°).

Dans le secteur Les Fagoux-Les Anninas, les schistes Cévenols sont faiblement ployés en synclinal d'axe Ouest-Sud-Ouest - Est-Nord-Est.

- \* Des plis précoces  $P_1$  assez rares à foliation  $S_1$  plan axial subsistent dans les horizons plus micaschisteux : leurs axes plongent assez fortement vers l'Ouest-Sud-Ouest (La Chame-Redonde, Faysse, La Bastide).
- \* Dans les niveaux phylliteux se développent d'importants systèmes de plis en chevrons. Le pendage de leurs plans axiaux très redressés (entre 55 et 90°) oscille du Nord-Ouest au Sud-Est. Leur sont associés des plis sub isoclinaux  $P_2$  reprenant la foliation  $S_1$ .
- \* Localement apparait une deuxième schistosité  $S_2$  spécialement dans les zones plissées liée aux chevrons et aux plis  $P_2$  dont elle marque les plans axiaux.

#### 5.2.2 Domaine Laveyrune-La Trappe-Les Hubacs

- \* Les structures mégascopiques rencontrées sur le terrain prennent ici des directions Est-Ouest : nous pouvons ainsi distinguer une vaste aire anticlinale centrée sur Roglton, Serres, Le Mourre des Manibles et qui semble déversée vers le Nord.

Le raccord avec les structures Nord-Sud de l'Alleir est masqué par l'importante zone cataclasée qui jalonne le prolongement de l'accident de Villefort.

#### \* Les cataclasites et les failles

Particulièrement abondantes dans ce secteur, les zones broyées soulignent des accidents cassants tardifs.

Outre la Région située entre Laveyrune, La Bastide, Le Fraisse et Roglton cataclasée sur plus d'un kilomètre de large à la hauteur du village Le Fraisse nous avons relevé sur le terrain d'autres zones broyées :

- de direction Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est qui s'étend depuis le Coulet de Pecoyol jusqu'à Serres et Laveyrune par la Combe Grenier : elle atteint dans sa plus grande largeur 200m environ ;
- de direction Ouest-Sud-Ouest -Est-Nord-Est, visible le long de la route Roglton-Serres, et qui se poursuit au-delà du lieudit Fontbelle. Une deuxième bande de même direction suit le ruisseau de la Galteyre puis le rû de Manibles et aboutit au lieudit "Triouleyre".

\* Les linéations

Elles sont surtout visibles dans les faciès quartzeux du ruisseaux de La Trappe :

- intersection :

elle apparaît sur les plans de foliation  $S_1$ , parallèle à la linéation minérale, et représente l'intersection surface initiale  $S_0$ - foliation  $S_1$ .

- linéation minérale LM :

elle est marquée sur les plans  $S_1$  par les biotites ou les muscovites allongées suivant cette direction (moyenne : 215-25).

\* Les plis précoces  $P_1$

Peu fréquents, ils n'ont été rencontrés que dans les quartzites rubanés (Chemin Les Bories- La Trappe).

Ce sont des plis isoclinaux déversés vers le Sud-Est à foliation  $S_1$  plan axial et dont l'axe est grossièrement parallèle à LM.

Dans la majorité des cas, le phénomène de transposition, a totalement effacé les structures préexistantes, ne conservant que quelques charnières de plis étirés marqués par les interlits quartzeux.

\* Des plis en chevrons  $P_2$

Ils sont essentiellement développés dans les faciès micaschisteux et replissent les surfaces  $S_1$ .

\* Des plis tardifs

se manifestent sous forme de grandes ondulations d'amplitude métrique ou de kinks analogues à ceux décrits dans le bassin de l'Allier.

III - CONCLUSION : Lithostratigraphie, métamorphisme et structure : aspects généraux

1- Synthèse pétrographique et stratigraphique

Les deux coupes effectuées sur le terrain montrent les relations entre les différents faciès.

1.1 Les faciès Cévenols épi et mésozonaux

Cette épaisse formation couvre le secteur Sud-Est du terrain. Elle se compose de schistes épi et mésométamorphique dans lesquels nous avons distingué deux zones :

- une zone à muscovite, chlorite, albite ocellaire représentée par des schistes feldspathiques satinés très caractéristiques dans lesquels s'intercalent des termes plus quartzeux (quartzite à muscovite, quartzite des Fagoux, schistes quartzeux). La biotite est rare, le grenat apparaît vers la base de la série mais reste très accessoire. Les amygdales quartzieuses et quartzofeldspathiques sont largement répandues.
- une zone à deux micas ± cordiérite qui débute par des micaschistes, très minces, à biotite muscovite. L'essentiel est formé d'une alternance micaschistes à deux micas cordiérite, micaschistes quartzeux ou quartzites litées. Cette zone assez peu épaisse forme, dans le secteur étudié, la base des faciès Cévenols.

Les relations avec les micaschistes sous jacents n'apparaissent pas clairement faute d'affleurements continus. Néanmoins "le biseautage" des quartzites litées qui s'amincissent depuis la Trappe de Notre Dame des Neiges et disparaissent vers La Bastide, montre qu'il existe un contact tectonique entre les schistes Cévenols et les micaschistes à cordiérite - andalousite, liée à la présence d'une faille inclinée vers le Sud (Ruisseau de La Trappe).

Dans la région le Thort-Prévenchères, les relations sont totalement perturbées par la présence de la dislocation de Villefort.

## 1.2 Les formations mésozonales du bassin de l'Allier

### \* Les gneiss et micaschistes de l'unité supérieure

Ils sont surtout développés à l'Ouest de l'axe Laveyrune-La Bastide-Prévenchères et peuvent être divisés en trois sous-ensembles :

- une partie supérieure à dominante gneissique à biotite, muscovite, grenats fréquents, cordiérite et andalousite assez rares, surtout localisés dans les horizons phylliteux.
- une alternance quartzoleptynique et gneissique avec intercalation de gneiss amphiboliques très épisodiques constitue la partie médiane facilement identifiable dans la topographie. La puissance de cette partie est assez variable mais ne dépasse pas 100m.
- la base de l'ensemble est à dominante phylliteuse formée de micaschistes massifs plus ou moins quartzeux à grenat cordiérite, andalousite, staurotide, et quelques niveaux de gneiss fins intercalés.

Le contact avec les leptynites s'effectue au mur de la formation par l'intermédiaire d'un gneiss feldspathique.

Les gneiss et micaschistes supérieurs présentent une épaisseur très variable dans le bassin de l'Allier car ils sont en général "rabottés" par la fracturation intense de cette région. Dans les zones où ils sont bien développés (forêt communale de Chasserades et forêt de Mercoire) ils atteignent plus de 800m de puissance.

\* Les leptynites

Sous les gneiss et micaschistes supérieurs, elles limitent au toit les formations quartzofeldspathiques.

L'ensemble se compose essentiellement de leptynites rubanoeillées à biotite (rare) et muscovite au sein desquelles s'insèrent des niveaux plus fins (leptynites fines, leptynite saccharoïde à muscovite), ou de minces (20 à 30 cm) horizons lenticulaires de quartzites pures ( $x = 720,02$  ;  $y = 256,75$ ).

Quelques intercalations de gneiss fins sombres soulignent la proximité des formations sus jacentes : ces niveaux sont toujours fins (20 à 50 cm maximum) et lenticulaires (Sud-Est du Mas, point 1047).

La puissance de cet ensemble varie latéralement de quelques 50m à plus de 200m dans la région de Bertail où ils atteignent leur épaisseur maximale.

Le passage aux gneiss oeillés est très progressif. Les relations avec la formation quartzofeldspathique de base sont beaucoup moins évidentes, mais certains faciès sommitaux de ce dernier groupe présentent des analogies frappantes de caractère texturaux (gneiss leptyniques rubanés) avec les leptynites rubanoeillées.

\* Les gneiss oeillés

Ils constituent l'unité inférieure de la série cristallophyllienne mésozonale. L'épaisseur est considérable (d'autant plus que leur base n'est pas connue dans ces régions).

En certains endroits, notamment à Mirandol, le sommet des gneiss oeillés comporte de nombreuses passées de leptynites rubanées litées plus ou moins oeillées ; ce type d'alternance avec la formation supérieure constitue d'après WEISBROD (1970) le deuxième mode de passage habituel entre gneiss oeillé et leptynite (cette interprétation doit être nuancée car les leptynites pourraient aussi bien s'expliquer comme des zones laminées au sein des gneiss oeillés).

L'hétérogénéité de cet ensemble s'observe aussi bien à l'échelle du terrain qu'à celle de l'affleurement ; fonction de plusieurs paramètres (composition minéralogique, granulométrie, agencement des phyllites etc...) elle engendre plusieurs variations autour d'un type moyen. Nous avons ainsi décrit plusieurs faciès :



- un gneiss oeilé à biotite, muscovite à texture régulière litée tourmentée par des prophyroclastes feldspathiques ; ce terme caractéristique de la formation est largement prédominant à l'Ouest de la faille de Villefort où il présente une véritable structure mylonitique ; à l'Est de Laveyrune-La Bastide, le faciès est beaucoup moins régulier ;
- un gneiss oeilé grossier à biotite essentiellement (muscovite rare) à texture plus irrégulière et quartz bleutés ; à ce faciès s'associe souvent (Les Chazeaux, Mirandol) un métagranite, terme franchement grenu subconcordant dans les formations. Ces termes n'ont pas été rencontrés à l'Est de La Bastide ;
- un gneiss amygdalaire plissotté à yeux étirés tordus en amygdales. Les intercalations nombreuses ont été identifiées ; il s'agit :
  - de leptynites litées ou rubanoeillées représentant vraisemblablement de minces niveaux laminés au sein des gneiss oeilés
  - de gneiss fins sombres, interstratifiés en niveaux peu épais lenticulaires vers la base de l'ensemble.

### 1.3 Les formations catazonales

#### \* Les gneiss à sillimanite

Ces gneiss rubanés se caractérisent par l'abondance de matériel quartzofeldspathique plus ou moins interstratifié dans les formations ; ils forment l'enveloppe de l'anticlinal de Masméjan particulièrement bien développés sur le flanc Ouest (Bois de l'Ombre).

La sillimanite apparait dans ces formations. Des amphibolites à pyrite massives et des diorites quartziques franchement intrusives affleurent au niveau de La Bastide et au Sud Est de l'Hermet (Malaval).

#### \* La série quartzofeldspathique de base

Elle constitue un cas particulier. Très largement développée au Nord Est du terrain (secteur Laveyrune-Les Hubacs-La Trappe de Notre Dame des Neiges) elle forme le coeur de l'anticlinal de Masméjan (gneiss oeilés subordonnés) mais disparaît totalement à l'Ouest de Chaballier.

Deux faciès principaux ont été définis :

- un gneiss leptynique rubané à sillimanite au sommet
- un gneiss oeilé "remobilisé" à sillimanite ± cordiérite dans la partie inférieure (gneiss grossier porphyroblastique).



Les intercalations sont de deux types :

- . des vaugnérites intrusives dans le matériel quartzofeldspathique
- . des gneiss biotitiques et gneiss gréseux en lentilles discontinues.

#### 1.4 Les formations annexes

- la couverture sédimentaire discordante sur la série métamorphique elle forme soit des causses (Montbel, Belvezet) soit des lambeaux, coincés le long d'une faille (Daufage, l'Hermet : faille du Goulet), de calcaires bruns roux ou dolomies capucin de la limite Hettangien inférieur-Hettangien supérieur.
- le granite porphyroïde de la Margeride en bordure Ouest de la zone étudiée, il est intrusif dans les assises cristallophylliennes (Forêt de Mercoire) qu'il métamorphise à son contact ; la présence de chiastolites et l'absence de cornéennes franches pourrait éventuellement traduire un métamorphisme de contact dans une série déjà métamorphisée.

## 2- Objets structuraux et architecture générale

### 2.1 A l'échelle de l'affleurement

#### . Foliation $S_1$

Elle constitue sur tout le terrain le repère structural essentiel. Particulièrement bien définie dans les formations phylliteuses, elle est souvent évidente dans l'ensemble quartzofeldspathique (plan axial des plis  $P_1$ ) ; c'est un véritable strain-slip, responsable en grande partie de la structure rubanée litée des formations oillées et des amygdales quartzzeuses étirées et boudinées.

L'accentuation du phénomène (glissement sur les plans  $S_1$ ) provoque l'étirement des plis précoces induisant généralement la parallélisation des surfaces  $S_0$  et  $S_1$ .

#### . Schistosité $S_2$

Très locale, elle se développe essentiellement dans les faciès phylliteux (micaschistes ou schistes Cévenols) plan axial de plis en chevrons. Dans les gneiss oillés elle peut souligner une nouvelle orientation des prophyroclastes.

#### . Plis $P_1$

Ils représentent un premier type précoce de style isoclinal à foliation  $S_1$  plan axial mais sont en général affectés par le strain-slip (charrières étirées, flancs laminés) et dégèrent par transposition : ils sont de ce fait mal définis à l'échelle du terrain et apparaissent sporadiquement dans les zones privilégiées (quartzites litées...)

• Plis P<sub>2</sub>

Ce deuxième type correspond à des plis ouverts ou "sub" isoclinaux qui reprennent la foliation S<sub>1</sub>. Leur amplitude varie du centimètre au décimètre (forêt de Mercoire). Dans les faciès phylliteux, ils sont surtout représentés par des plis en chevrons (schistes des Cévennes, micaschistes du Chassezac) et des plis ouverts (micaschistes du Chassezac).

• Les plis tardifs

Ce troisième type se manifeste à l'affleurement sous forme de grandes ondulations d'amplitude métrique à décamétrique, ployant faiblement la foliation et de kinks, surtout rencontrés dans le bassin de l'Allier.

• Linéation minérale LM

Elle correspond à l'orientation des minéraux phylliteux (biotite surtout) très nette dans les faciès quartzitiques, parallèlement aux axes des plis P<sub>1</sub> isoclinaux.

• Linéations d'intersection

- intersection S<sub>0</sub> S<sub>1</sub> : on l'observe essentiellement dans les faciès des quartzites rubanés (région La Trappe) où elle apparaît confondue avec la linéation LM.
- intersection S<sub>1</sub> S<sub>2</sub> : dans les zones intensément plissées des schistes cevenoles elle se marque sur les plans S<sub>1</sub> par une linéation millimétrique souvent irrégulière dont l'orientation moule celle de l'intersection S<sub>0</sub> S<sub>1</sub> (visible aussi dans les faciès quartzeux de La Trappe).

2.2 A l'échelle du terrain

Les levés cartographiques et les coupes effectuées sur le terrain confirment les observations antérieures (Lapadu-Hargues, Weisbrod) concernant l'architecture générale de la région ; elles permettent de diviser la zone étudiée en deux secteurs séparés par la faille de Villefort :

- à l'ouest, le domaine du bassin de l'Allier limité à l'Ouest par le granite porphyroïde de la Margeride et au Sud par la faille du Goulet, formé par l'empilement successif de quatre unités Nord-Sud en forme de croissant qui s'appuient sur le flanc Ouest de l'anticlinal (Nord-Sud) de Masméjan dont le flanc Est est en grande partie oblitéré par l'accident méridien de Villefort.

Il existe en outre deux bombements anticlinaux :

- anticlinal du La Peyre-Chabalier (axe N 250 environ) au Sud
- anticlinal du Fraisse (axe 310 environ) beaucoup plus discret que le précédent.

Plus au Nord (Luc) hors des limites de la carte, se dessine un troisième anticlinal sensiblement parallèle à celui de Laveyrune-Chabalière.

- A l'Est, les structures prennent une orientation radicalement différente (orientation Est-Ouest) :
  - au Sud d'une ligne La Bastide, St Laurent les Bains, les schistes des Cévennes suivent un arc de cercle grossièrement centré sur Alzons. Ils sont faiblement ployés en synclinal d'axe N 240, très localisé (Les Salesses-Les Fabrèges-Les Chabanes) dans la région des Fagoux
  - au Nord du ruisseau de La Trappe les assises micaschisteuses et quartzofeldspathiques sont affectées par une antiforme d'axe Est-Ouest assez fortement déversés vers le Nord comme l'indiquent les pendages relevés dans cette région.

Des accidents tardifs Nord Ouest - Sud Est et Nord Est - Sud Ouest tronçonnent les structures plissées.

Le contact tectonique Nord Sud à l'Ouest, tectonique Est Ouest à l'Est, n'apparaît pas, masqué par l'importante zone cataclasée de Laveyrune - Le Fraisse - La Bastide.

### 3- Minéraux index et position du métamorphisme

#### 3.1 Les minéraux du métamorphisme

- La chlorite : primaire, elle n'apparaît que dans les schistes des Cévennes également répartie à tous les niveaux.
- L'albite : elle est plus largement répandue dans les schistes des Cévennes où elle s'accumule parfois en niveaux épais. A l'Ouest de l'accident de Villefort elle est beaucoup plus rare : on la retrouve dans les micaschistes (Bois de Chabaleyret et vers le point 1416 entre le Mourre des Confours et le Grand Bois de Chabaleyret).
- La biotite est présente dans toute la série sauf dans les schistes cévenols où elle ne semble localisée qu'à la base de cet ensemble.
- Le grenat est présent dans les schistes des Cévennes et surtout dans les micaschistes à andalousite, staurotide, cordiérite des unités du Chassezac.

Cependant il n'apparaît pas dans les micaschistes à andalousite cordiérite de la région La Bastide - La Trappe ni dans les faciès phylliteux de l'anticlinal de Masméjan. Certains "nodules" pourraient éventuellement résulter de sa destabilisation.

. Cordiérite et andalousite

Elles ont une extension quasi générale, mais on doit faire deux remarques à leur sujet :

- la cordiérite apparait "avant" l'andalousite et marque la base des schistes des Cévennes, notons que ce fait peut résulter du chimisme de la roche, incomptable avec l'apparition du minéral (LEROY et al. 1977)
- l'andalousite se double d'une andalousite de génération différente au contact du granite de la Margeride (chiastolites) en forêt de Mercoire.

. Le staurotide

On ne le rencontre que dans les unités du Chassezac à la base des micaschistes, mais il n'apparait pas dans l'anticlinal de Masméjan.

. La sillimanite

Son extension est limitée aux faciès catazonaux de l'anticlinal de Masméjan, elle se double dans les formations remobilisées de cordiérite.

. La muscovite

primaire, elle semble disparaître du moins macroscopiquement où elle n'est plus décelable au niveau de l'axe La Bastide-Prévenchères. Notons aussi dans toutes les formations micaschisteuses et quartzofeldspathiques la présence d'une muscovite transverse secondaire vraisemblablement liée à une rétro-morphose dynamique tardive des terrains métamorphiques (phénomène particulièrement sensible à l'approche de la faille de Villefort).

### 3.2 Climat métamorphique

Les minéraux index montrent que :

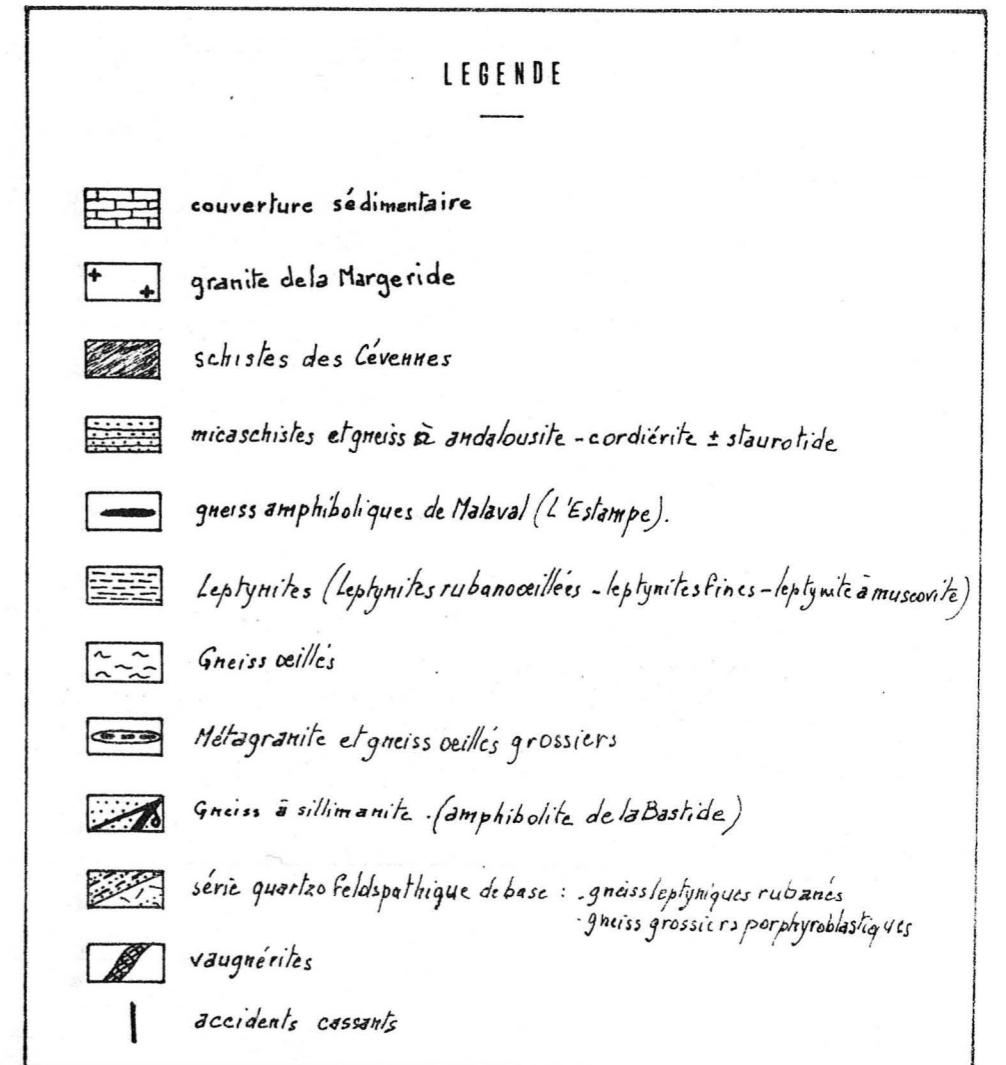
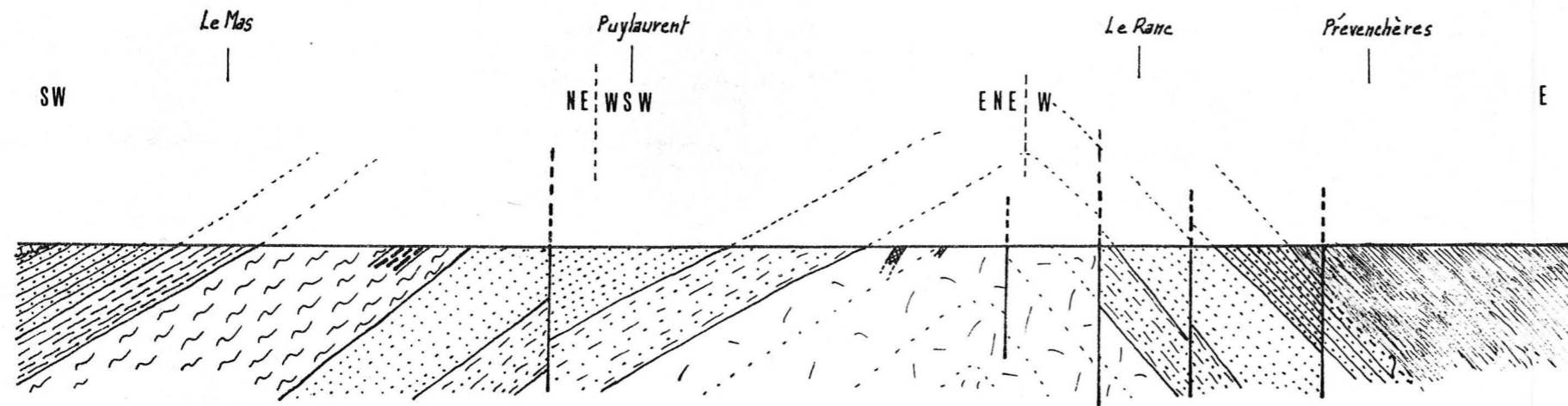
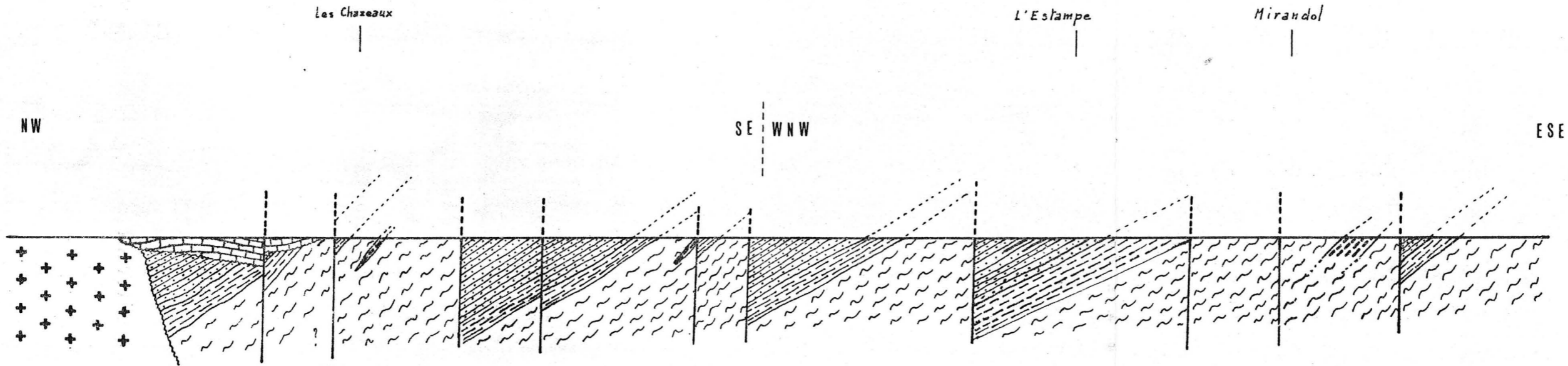
- . les schistes cristallins ont subi un métamorphisme conduisant à l'apparition des faciès schistes verts et faciès amphibolite, ce dernier pouvant être rapporté au métamorphisme de type basse pression.
- . Le domaine étudié se divise en deux parties :
  - une zone épi métamorphique à albite, muscovite, chlorite située au Sud Est d'une ligne La Trappe-La Bastide-Prévenchères
  - une zone mésozonale à cordiérite, andalousite puis catazonale (sillimanite ± cordiérite) sur le reste du terrain.

- Une auréole métamorphique se développe au contact du granite de la Margeride mais sa position dans le temps par rapport au métamorphisme régional reste incertaine.

Remarques:

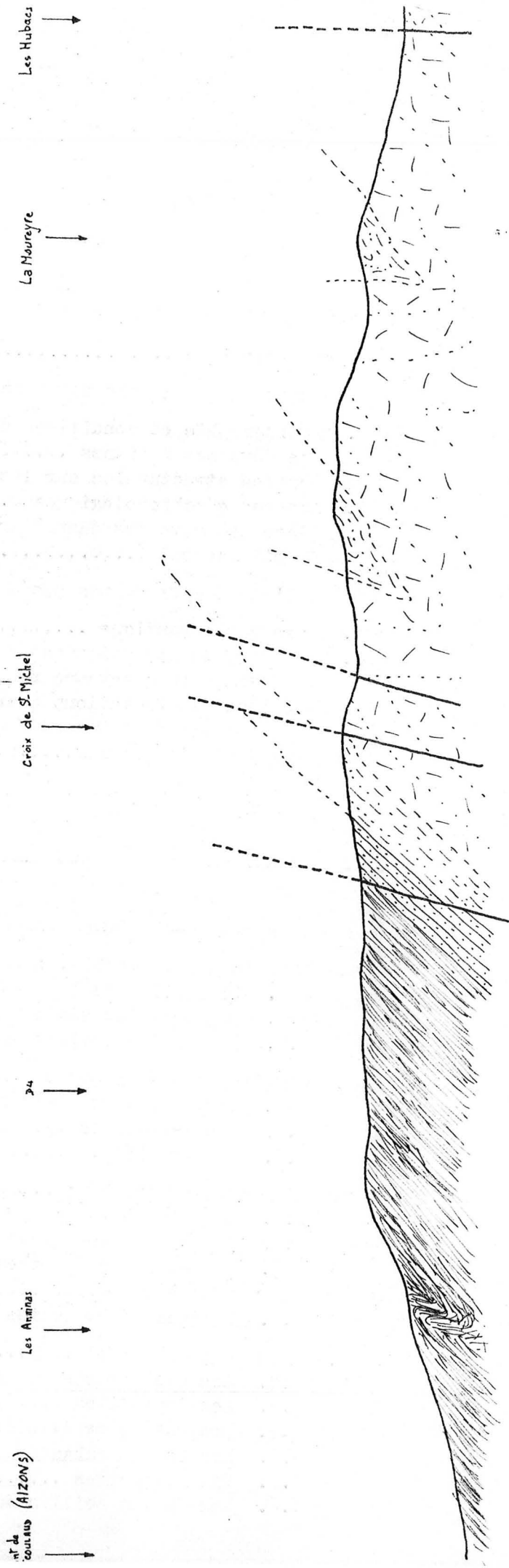
- Les épischistes présentent une paragenèse atypique qui ne permet pour l'instant de les rapporter à un type métamorphique précis.
- Le staurotide n'apparaît qu'à l'Ouest de l'Allier. Dans les formations plus orientales, il n'a pas été rencontré : cette disposition peut éventuellement suggérer une augmentation du gradient de pression d'Est en Ouest mais il convient de rester prudent quant à la signification de ce minéral sur le type de métamorphisme (WEISBROD 1970).
- Le grenat enfin, bien développé à l'Ouest de l'antiforme de Masméjan, n'apparaît pas en tant que tel dans cette région ou plus à l'Est (Laveyrune-La Bastide-La Trappe, les Hubacs) mais sous forme de noyaux micacés. Cette "destabilisation" progressive depuis les zones les moins métamorphiques vers les zones "profondes" sera étudiée lors de la description microscopique.

COUPE INTERPRETATIVE LES CHAZEAUX — PREVENCHERES (1/25000<sup>e</sup>)



COUPE INTERPRETATIVE LES HUBACS - ALZONS

————— (complétée d'après A. Weisbrod, 1970)  
(même légende que coupe Les Chazeaux - Prévenchères)





Les Châteaux

LOGS LITHOSTRATIGRAPHIQUES SÉMATHIQUES

Antiforme de Rogleton - Serres

Anticlinale de Masméjan

La Trappe

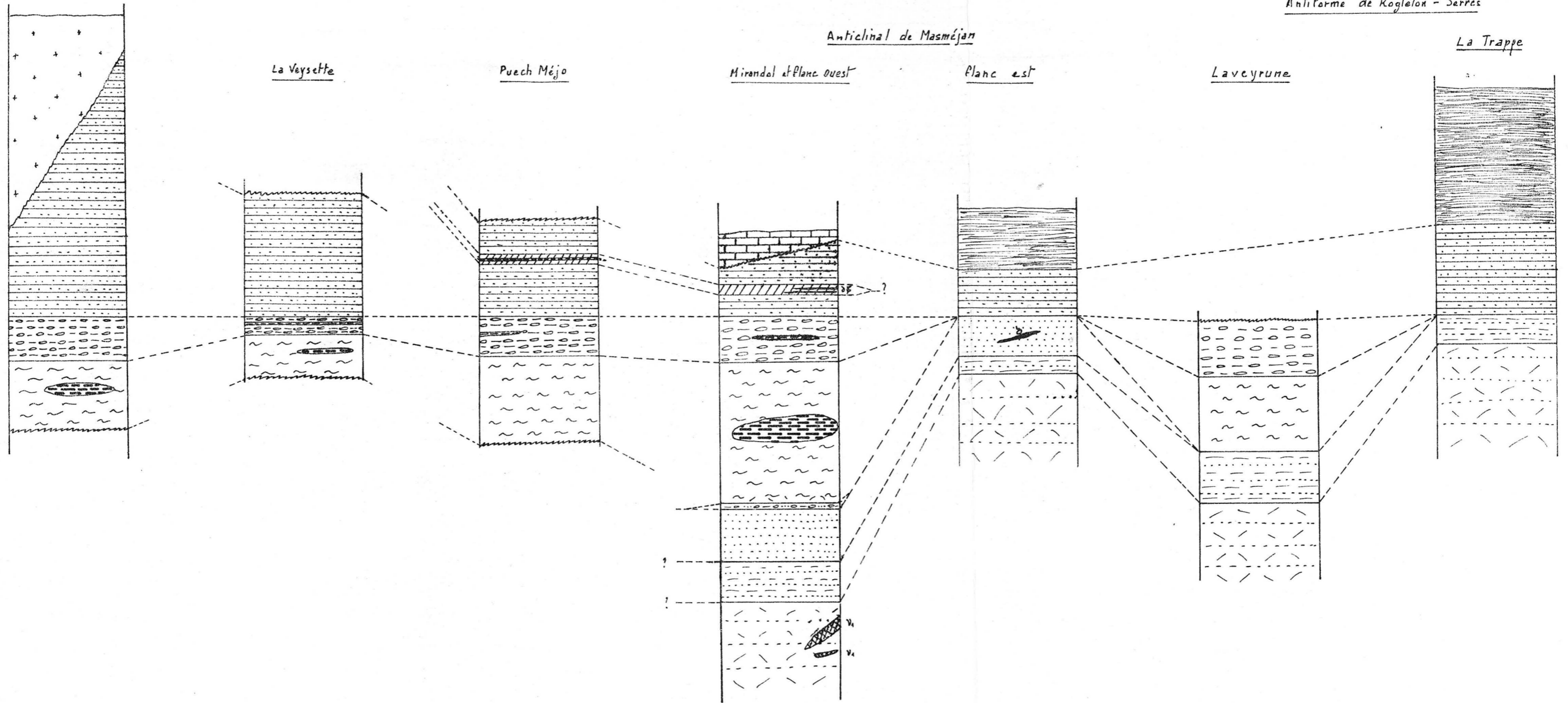
La Veyrette

Puech Méjo

Mirandal et Planc ouest

Planc est

Laveyrune



LEGENDE

Couverture sédimentaire

granite de la Margeride

Formation épizonale

Schistes des Cévennes

Formations mésozonales

Micaschistes et gneiss à andalousite-cordiérite (+ stauronite à l'ouest de Mirandal)

alternance quartzoleptynique médiane

quartzite micacée, gneiss amphibolique (à l'ouest)

Leptynite rubanoceillée

Leptynite à muscovite

Gneiss ocellé

Métagranite et gneiss ocellé grossier

niveau fin (laminé?) à la base des gneiss ocellés

Formations catazonales

gneiss à sillimanite

gneiss leptynique rubané

gneiss grossier porphyroblastique

Saugnerite

amphibolite (La Bastide)

PREMIERE PARTIE :

LES FORMATIONS POLITIQUES

---

## LES FACIES CEVENOLS

---

### I - INTRODUCTION

- Les schistes des Cévennes qui affleurent au Sud de la feuille de Largentières (1/80000e) s'étendent jusqu'en pays Viganais où ils passent à des formations paléozoïques non métamorphiques. Etudiés par de nombreux auteurs (P. Lapadu Hargues 1947 ; Q.A Palm 1957 ; P. Brouder 1963 ; J.C. Van Moort 1966 ; Weisbrod A. 1962-1970, dans le secteur qui nous intéresse), il s'agit d'ancien flysch pélitiques ayant subi un métamorphisme de caractère épizonal. D'une manière générale, et plus particulièrement dans le secteur étudié, leur paragenèse atypique à chlorite-muscovite-albite ± biotite peut aussi bien exprimer un type métamorphique de moyenne pression, que de basse pression (A. Weisbrod 1968-70).

Dans les Cévennes médianes, A. WEISBROD limite la série Cévenole dans laquelle il distingue deux unités :

- lesschistes des Cévennes s.s. (unité supérieure ou méridionale),  
faciès épizonaux à chlorite primaire différenciée ou deux subzones
  - une subzone supérieure à chlorite muscovite, pratiquement dépourvue de biotite,
  - une subzone inférieure à chlorite-muscovite-biotite et grenat (plus fréquent que dans la subzone précédente)
- les micaschistes de la Baume (unité inférieure ou septentrionale), à caractère mézonal comprenant :
  - une subzone supérieure\* à deux micas cordiérite
  - une subzone inférieure\* à deux micas andalousite.  
Cette subzone manque (cf. carte Weisbrod 1968) entre St Laurent les Bains et la Bastide.

Dans ces unités s'intercalent à différents niveaux d'autres faciès :

.../...

\* Une note plus récente (Leroy et al. 1977) revient sur cette subdivision qui serait le résultat de variations chimiques plutôt que zonéographiques.

- schistes albitiques,
  - quartzites de St Laurent entre Loubaresse et La Bastide qui séparent l'épizone de la mésozone et semblent remplacer la base de l'épizone et le sommet de la mésozone (Weisbrod 1968).
- Nos observations personnelles dans le secteur Alzons-La Trappe de Notre Dame des Neiges-La Bastide-Prévenchères et l'examen des associations minérales de la coupe Alzons-La Trappe, nous ont permis de subdiviser, dans ce secteur, l'ensemble Cévenol en deux parties facilement identifiables :
- \* une zone supérieure à albite ocellaire - chlorite - muscovite ( $\pm$  biotite, rare, voire absente au sommet) correspondant aux schistes des Cévennes s.s. de A. Weisbrod
  - \* une zone inférieure à biotite muscovite cordiérite, équivalente d'une partie des micaschistes de la Baume (sans ocelles albitiques), qui disparaît vers la Bastide par "biseautage tectonique" de la série.

Cette subdivision se superpose également à une "variation latérale" de l'aspect des schistes cévenols : à l'Est de l'accident de Villefort, ils se singularisent par le développement spectaculaire d'albite (ocelles), manifestation beaucoup plus discrète à l'Ouest de Prévenchères (ocelles plus petits < mm).

## II - Les schistes à chlorite -muscovite -albite

### 1- Aspect général et gisement

Ils constituent à eux seuls la quasi totalité des faciès épimétamorphiques Cévenols rencontrés sur le terrain (quart Sud Est de la feuille) ;

- un schiste satiné verdâtre constitue le terme dominant, finement schistosé et ponctué de petites ocelles albitiques. Les lentilles quartzieuses (quartz d'exudation) sont toujours présentes, parfois abondantes notamment dans la région de Prévenchères (RN 106). Lorsque les amandes sont très étirées elles constituent de véritables lits continus, soulignant la foliation, qui confèrent à la roche une texture plus grossière (schistes quartzeux).

La roche contient quartz-albite (ocelles blanc-rosées), muscovite et chlorite tapissant les plans de foliation.

Les variations, tant latérales que verticales à partir du terme moyen s'observent à tous les niveaux de la formation mais leur hétérogénéité ne permet pas de dresser une cartographie précise et continue de ces faciès. Nous avons cependant défini :

- des niveaux ocellaires, constitués de schistes à ocelles pratiquement jointives marquant la trame phylliteuse de la roche
- des schistes chloriteux, à l'opposé, pratiquement dépourvus d'ocelles, roches très phylliteuses facilement altérables
- un mince niveau à grenat, faciès très accessoire, a été repéré vers la base des schistes satinés mais ne constitue pas un horizon continu.

D'autres intercalations mieux individualisées forment des horizons homogènes très localisés :

- \* quartzites albitiques des Fagoux  
elles forment un massif ovoïde d'allongement W-S-W - E.N.E, aux environs du village Les Fagoux ; de couleur vert sombre, elles se débitent en bancs bien réglés compacts, parallèlement à la foliation ; la granulométrie est fine ; la foliation, frustre, est soulignée par les phyllites (muscovite-chlorite) qui moulent les plans de foliation . La roche contient quartz, muscovite, chlorite abondante (couleur vert sombre) et albite en ocelles blanchâtres millimétriques. La transition latérale et verticale quartzite - schistes satinés, rarement nette, apparait généralement progressive par argumentation volumétrique du cortège phylliteux).
- \* quartzite à muscovite  
ce faciès blanchâtre, finement lité, forme un mince horizon lenticulaire exclusivement localisé dans la région d'Alzons. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser la taille de cet horizon dont l'extension latérale ne doit pas dépasser quelques mètres.

## 2- Etude microscopique

Les différents termes décrits dans le paragraphe précédent présentent des compositions minéralogiques similaires. Seuls varient, suivant le faciès, les pourcentages respectifs des minéraux. A titre de comparaison, nous avons effectué pour chaque type une analyse modale dont les résultats sont transcrits dans le tableau ci-dessous :

FACIES	QUARTZ %	PLAGIOCLASE %	MUSCOVITE %	CHLORITE %	BIOTITE %	GREMAT %	TOURMALINE %	DIOPS %
Quartzite à muscovite	52,62	1,40	29,08	13,12	0,33	-	0,40	3,05
Quartzite des Fagoux	42,93	13,24	28,39	11,07	0,64	-	1,03	2,70
Niveau albitique à grenats	21,92	24,28	29,52	14,79	1,14	3,97	0,67	3,70
Moyenne de schistes satinés	31,11	7,70	38,85	18,04	1,33	-	-	2,96
Epischistes à l'Ouest de l'Occident de Villefort	25,28	14,40	35,84	16,16	2,40	-	1,44	4,45

## 2.1 Les schistes satinés

La structure est granolépidoblastique hétérogranulaire ; la taille des grains varie de 0,1 à 0,5 mm.

La composition minéralogique observée dans les faciès schisteux est la suivante :

quartz	biotite
plagioclase acide (au 10-15)	minéraux opaques (Hématite, Magnétite)
albite ocellaire	grenats
muscovite	graphite (inclusions charbonneuses)
séricite	zircons
chlorite	tourmalines.

• le quartz: se présente dans la roche sous plusieurs aspects :

- en cristaux fins (0,1 mm) à extinction franche et joints triples dans les lits quartzofeldspathiques, formant de petites plages de 1 à 2 mm<sup>2</sup> et souvent associés à d'anciens plagioclases séricitisés. Ces cristaux contiennent de petites baguettes de muscovite et chlorite (0,1mm) en inclusions soulignant la foliation initiale  $S_0$  de la roche ;
- en cristaux engrenés (0,1 à 0,3 mm) déformés, à extinction onduleuse, associés à chlorite muscovite et plagioclase dans les lits quartzofeldspathiques, ou en grains subrectangulaires d'allongement variable ("platten quartz")
- en lentilles d'exudation, agrégats polycristallins hétérogranulaires, déformés et recristallisés incluant rarement (LM sc 16) des "noyaux" de trame schisteuse à muscovite chlorite et quartz à bordure nette ;
- inclus dans les ocelles albitiques ou les plagioclases anciens.

• Les plagioclases

- oligoclases (au 15-16) séricitisés et corrodés dans les lits quartzofeldspathiques maclés

polysynthétiquement ; ces cristaux, assez rares (0,2 % de la roche) sont manifestement précoces

- albite ocellaire\* (0,1 à 3 mm) globuleuses, macclées (macles de l'albite) parfois fracturées, cimentées par chlorite et opaques, souvent zonée normalement (coeur plus basique) et altérée suivant le plan de macle. Outre le quartz et le plagioclase I (LMSC 39) les inclusions sont nombreuses (zircons, opaques biotite, tourmalines altérées) mais les plus remarquables sont les trainées graphiteuses qui soulignent (L.M SC 4) la surface initiale  $S_0$  plissée puis reprise par strain slip  $S_1$ . (Pl. VIII, photo2)
- Muscovite et Séricite toujours très abondantes, elles constituent les minéraux les plus développés dans les faciès schisteux des Cévennes. On les rencontre :
  - en paquets flexueux (séricite) à extinction onduleuse, associés à de la chlorite,
  - en lamelles (0,1 à 1 mm) dans les lits phylliteux, à inclusion d'opaques, zircons, parallèles ou obliques sur la foliation, tordus ou fracturés,
  - en fines paillettes allongées associées à la chlorite dans les lits quartzofeldspathiques et disposés en charnière polygonale soulignant  $S_0$  (plissée  $P_1$ ) ou parallèlement à la foliation  $S_1$  (plan axial des plis  $P_1$ ).
- La chlorite peut être très abondante (faciès schiste chloriteux) et se présente :
  - en individus de première génération, amas ou paillettes isolées pléochroïques vert clair-incolore, associés à muscovite et séricite,
  - une seconde génération, tardive, rempli les fractures de la roche ou de plagioclases et accompagne le quartz.
- La biotite est toujours rare, souvent absente, de toute façon chloritisée et se présente en lamelles tordues de taille très inférieure à 0,1 mm. Dans un faciès ocellaire à grenats (LM 2SC), de petites biotites brunes non pléochroïques se trouvent en inclusion dans les albites ocellaires,
- Le grenat (LM 2SC) habituellement rare, il se cantonne dans de minces niveaux albitiques associé aux ocelles, vers la base des schistes ; il apparait en grains (0,1 à 2 mm) globuleux à aspect chagriné,

.../...

\* Les pourcentages d'anorthite mesurés oscillent entre 8 et 12 % pour le coeur et 5 à 9 % pour la périphérie.

parfois subautomorphes, fracturés et cimentés par de la chlorite et du quartz. (Pl. VIII, photo 4)

- Minéraux accessoires

- les minéraux opaques sont abondants dans certains niveaux, où ils sont dispersés :
  - dans la trame schisteuse (baguettes allongées parallèlement à la foliation  $S_1$ )
  - en inclusions dans les ocelles albitiques
- les zircons, rares, sont toujours présents, dispersés dans la roche
- la tourmaline est en cristaux allongés dans la foliation, plus ou moins altérés ou fracturés. On les trouve parfois regroupés dans les inter-lits phylliteux parallèlement aux axes des plis 1 (LM 1 SC ) ; quelques individus orientés perpendiculairement à cette direction sont fracturés et repris par la schistosité  $S_2$ .

2.2 Quartzites albitiques des Fagoux

Ils se différencient des schistes satinés uniquement par la présence de quartz plus abondant, qui devient le minéral prépondérant dans la roche ( 40 % en volume) et de plagioclase I (oligoclase au 15-16) dont le pourcentage volumétrique est légèrement supérieure à la moyenne des schistes, la proportion d'ocelles albitiques étant pour sa part sensiblement voisine de celle des faciès plus phylliteux.

2.3 Quartzite à muscovite

Ce terme particulier représente le pôle le plus quartzeux ( $Qz > 50 \%$ ) des faciès Cévenols épischisteux rencontrés sur le terrain. La structure est granolépidoblastique. La composition minéralogique est voisine des faciès précédents mais l'albite ocellaire est absente :

Quartz	chlorite
plagioclase (oligoclase $An_{17}$ à $An_{22}$ )	biotite
muscovite	minéraux opaques
séricite	zircons

• Le quartz est présent sous deux aspects :

- en cristaux allongés (0,1 à 0,3 cm) engrenés, déformés (extinction onduleuse) et recristallisés, qui



contiennent quelques fines baguettes de muscovite en inclusions.

- localement, quelques individus présentent des joints triples.
- Le plagioclase (An 17 à An 22) rare, est un oligoclase en cristaux xénomorphes craquelé à inclusion de muscovite et de quartz
- La muscovite montre deux habitus:
  - fines aiguilles (inférieures à 0,1mm) dans la trame quartzofeldspathiques, bordées d'une frange réactionnelle (en lumière polarisée)
  - en lamelles (0,1 à 0,3 mm) dans les lits phylliteux, plus ou moins flexueuses, kinkées, ou cassées lorsqu'elles sont franchement transverses sur la foliation. Elles s'orientent à leur périphérie d'une étroite frange réactionnelle,
- La séricite est en amas fusiformes ployés associée à la muscovite dans les lits phylliteux
- La biotite  
Ce minéral, très rare, s'observe en lames décolorées accompagnées de minéraux opaques (hématite ?) et associées à la muscovite.
- La chlorite apparait sous deux types :
  - associée à la muscovite, en fines lamelles (< 0,3mm) à faible pléochroïsme incolore-vert très pâle dans les lits quartzofeldspathiques
  - minéral tardif en remplissages des fractures,
- Minéraux accessoires
  - inclusions charbonneuses disséminées dans la roche
  - tourmaline, rarement observée, en cristaux automorphes fracturés,
  - minéraux opaques (hématite, pyrite ?...) tapissent les fractures
  - zircons en petits grains (< 0,1mm) épars.

### 3- Signification de la mesure $\theta_0$ des micas blancs

#### 3.1 Méthode de l'étude

### 3.1.1 Historique

F.P. Sassi (1972) et C.V. Guidotti (1973) remarquent à la suite de leurs travaux, l'influence de la pression sur la teneur en phengite des muscovites dans les schistes pélitiques de basse température (F.P. Sassi 1972) mais aussi dans l'amphibolite faciès (Guidotti C.V., 1973). De nombreux auteurs avaient déjà noté que la diminution de la teneur en phengite de muscovite et donc de la valeur du paramètre  $b_0$  de ces muscovites (paramètre lié à la teneur en phengite) dépendait de l'augmentation de température (Lambert 1959, Liborio et Mottana 1970, Cipriani et al. 1971)\*. En 1974, F.P. Sassi et A. Scolari montrent que pour des roches dont la composition et la température sont semblables, les différences relevées pour les valeurs  $b_0$  des micas blancs potassiques dépendent essentiellement des différences de pression de formation de ces minéraux.

L'étude de F.P. Sassi et A. Scolari, s'appuyant sur des mesures effectuées à partir d'échantillons appartenant à des séries typées, propose une "échelle empirique" des valeurs du  $b_0$  dans les schistes métamorphiques de faible degré :

séries de faciès	1	2	3	4	5	6
valeurs $b_0$ moyennes	8,990	8,995	9,010	9,020-9,025	9,035	9,055

- 1- Basse Pression (And-Cor) sans zone à chlorite (type : Bosost)
- 2- Basse Pression (And- Cor) avec zone à chlorite (type : métamorphisme Hercynien des Alpes Orientales)
- 3- Métamorphisme intermédiaire Basse Pression (And) avec séquence chlorite biotite almandin dans les schistes verts (type New Hampshire)
- 4- Métamorphisme Barrovien typique (métamorphisme Dalradian d'Ecosse)
- 5- Métamorphisme type Barrow, avec 1ère apparition simultanée de biotite et d'almandin (type Otago)
- 6- Faciès schistes à glaucophane (type : Sanbagawa)

\* In Sassi et Scolari (1974)

### 3.1.2 Préparation des échantillons

Suivant la méthode de Sassi et Scolari (1974), les échantillons prélevés sur le terrain (S.E. de la Bastide) satisfont à trois conditions :

- Ils tombent dans le champ des phyllites et phyllites quartzeuses de Fristsh et al. (1967) : la variation de la composition globale de la roche dans ces domaines ne semble pas causer de différence significative dans la valeur du  $b_0$  des micas blancs à température et pression identiques
- Les roches appartiennent au métamorphisme de faible degré (basses températures) : les valeurs  $b_0$ , peuvent ainsi être distinguées plus aisément les unes des autres.
- La roche ne contient ni paragonite ni pyrophyllite, ni margarite ; carbonates, feldspaths potassiques et magnétite doivent également être absents.

De plus nous avons systématiquement éliminé les échantillons à développement de muscovite transverse (secondaire).

### 3.2 Résultats et conclusions

Les échantillons prélevés dans les faciès schistes satinés ont donné les résultats suivants :

échantillon	valeurs $b_0$ (en Å)
SC2	9,0003
SC30	8,9916
SC33	8,9976
SC40	8,9940

La valeur moyenne  $b_0 = 8,9959$

Ces valeurs, correspondant au type 2 du tableau de Sassi et Scolari, s'accordent avec celles obtenues au cours d'une étude plus détaillée menée dans les épischistes de cette région (B. Briand, 1979). Pour le secteur situé à l'Est de la faille de Villefort, les valeurs indiquent un métamorphisme épizonal de basse pression ( $b_0 < 9,000$  : cf. Briand 1979).

### III - Les micaschistes à deux micas ± cordiérite

#### 1- Aspect général et gisement

À la base des schistes à albite-muscovite-chlorite apparaissent en continuité les termes plus métamorphiques des schistes cévenols marqués par la disparition des ocelles albitiques. La série se poursuit par un mince niveau micaschiteux à biotite muscovite qui disparaît à l'Ouest vers l'accident de Villefort et à l'Est vers la Trappe de Notre Dame des Neiges : ils réapparaissent sur la D<sup>4</sup> (plus à l'Est) après la faille du ruisseau des Aygades. Sous ce niveau, qui constitue un terme de transition, affleurent des micaschistes à deux micas cordiérite, caractérisé par l'apparition de ce minéral et qui se terminent à leur base par un niveau quartzitique (quartzites litées de la Trappe). Ces termes à cordiérite s'étendent au niveau du ruisseau de la Trappe depuis la Bastide jusqu'à Notre Dame des Neiges.

##### 1.1 Micaschistes à biotite muscovite

Il s'agit d'une roche à dominante phylliteuse à texture finement litée. La foliation est soulignée par les interlits phylliteux fins qui limitent les lits quartzeux. La roche soutient quartz-biotite-muscovite-chlorite essentiellement.

##### 1.2 Micaschistes à deux micas cordiérite

Situés à la base des micaschistes à biotite muscovite, ce sont des faciès sombres très phylliteux caractérisés par le développement de cordiérite en nodules bruns noirâtres disséminés dans la trame. Vers la base, ces roches deviennent plus quartzeux (micaschistes gneissiques fins).

Dans cet ensemble s'intercalent des niveaux particuliers :

- \* de quartzites en lentilles très épisodiques (10cm)
- \* un horizon graphiteux, de quelques centimètres d'épaisseur localisé dans les faciès très phylliteux du sommet de la zone à cordiérite. Ce niveau s'estompe latéralement et disparaît vers "La Pinède" (SE de la Bastide)

##### 1.3 Quartzites litées de la Trappe

Ces roches massives, claires, à biotite muscovite, finement rubanées, forment la base des formations Cévenoles visibles sur le terrain. Elles disparaissent à l'Ouest vers la Bastide et à l'Est vers la Trappe de Notre Dame des Neiges ("biseautage" de la série) marquant ainsi le contact tectonique des faciès Cévenols (sens large) sur les formations sous jacentes (micaschistes à andalousite cordiérite).

Des variations latérales ou verticales sont visibles dans ce faciès et se traduisent par l'apparition de passées plus phylliteuse (micaschiste à deux micas cordiérite).

## 2- Etude microscopique

### 2.1 Les micaschistes à biotite muscovite

La roche présente une structure granolépido-blastique. La granulométrie est inférieure à 0,2 mm. La composition minéralogique est la suivante :

quartz	30,13 %	chlorite	10,53 %
plagioclase (oligoclase An 17)	6,13 %	tourmaline	1,47 %
muscovite	23,53 %	opaques	3,21 %
biotite	21,34 %	zircons	2,01 %
		divers (rutile, apatite)	1,65 %

- Le quartz, hétérogranulaire, se présente en grains brisés à structure engrénée et extinction roulante formant de petits amas fusiformes allongés et contiennent de nombreuses inclusions constituées de fines baguettes de muscovite, biotite et minéraux opaques.

- Les plagioclases (oligoclase An 17) ce sont des grains fins (inférieurs à 0,1 - 0,2 mm) difficiles à identifier car ils sont presque totalement séricitisés.

La détermination effectuée sur deux individus indique un plagioclase acide : oligoclase (An 17)

- La biotite

elle apparaît sous deux formes :

- en lates généralement décolorées (0,1 à 0,3 mm) à faible pléochroïsme brun pâle, incolores, ployées (extinction roulante) altérées en chlorite et minéraux opaques (hématite?) Leur disposition moule grossièrement la foliation et la schistosité  $S_1$  qui lui est parallèle. Les inclusions sont nombreuses : zircons (<0,1mm) entourés d'une auréole pléochroïque, minéraux opaques, muscovite, quartz, aiguilles de rutile (maclés sagénite)
- en inclusions dans le plagioclase et le quartz et la biotite en lates sous forme de très petites baguettes pléochroïques subrectangulaires.

• La muscovite

Elle s'associe intimement à la biotite dont elle montre les mêmes caractéristiques :

- en lamelles (0,1 à 0,3 mm) ployées dans la foliation bordée d'auréoles réactionnelles et renferme des inclusions de chlorite et opaques

• La séricite est en amas fusiformes déformés par  $S_1$

- en cristaux recoupant la muscovite en lamelle, le quartz la chlorite la biotite et les plagioclases : elles sont tardives et transverse sur  $S_1$ .

• La chlorite

- de première génération, elle s'associe à muscovite et biotite dans les lits quartzofeldspathiques et les interlits phylliteux
- on la trouve aussi incluse dans les muscovites en lamelles sous forme de petites paillettes à faible pléochroïsme vert-pâle-incolore.
- elle constitue avec les minéraux opaques les produits de déstabilisation de la biotite.

• Les minéraux accessoires

- la tourmaline se présente ici en cristaux cassés allongés (0,3 à 0,5 mm)
- le zircon commun dans la roche en cristaux inférieurs à 0,1 mm
- le rutile rare s'observe en fines aiguilles maclées sagénite en épitaxie sur les biotites en voie de chloritisation.
- l'apatite peu fréquente en petits grains (0,1 mm).

2.2 Micaschistes à deux micas cordiérite

La granulométrie est plus grossière que dans les faciès précédents (0,1 à 0,5 mm) et la structure est grano - lépidoblastique.

La composition minéralogique diffère des micaschistes à biotite muscovite par la présence de cordiérite et l'absence de chlorite.

A titre de comparaison, deux échantillons, l'un au sommet de la formation (SC 13) l'autre à la base (80) ont été étudiés et montrent l'augmentation de la teneur en cordiérite dans les termes les plus profonds : les compositions modales sont les suivantes :

LM	quartz	Plagio.	musc.	biot.	cord.	divers
SC13	32,29	2,49	34,29	16,46	3,14	11,33
80	33,12	6,15	23,15	19,61	7,68	10,29

• Le quartz

- Il s'observe en amas polycristallins peu épais inscrits dans la foliation, hétérogranulaires (0,1 à 0,3mm) à structure engrénée et extinction ondulante, qui contiennent des petites paillettes de biotite et muscovite en inclusions, ou en cristaux dispersés dans les lits quartzofeldpathiques.

- en inclusions dans les grandes lates de biotite.

• Les plagioclases (au 15-21)

sont toujours altérés (séricite) et généralement peu abondants ; toutefois on observe une augmentation de la population du sommet vers la base des micaschistes. Ce sont des grains cassés, rarement mesurables (LM80 : oligoclase acide  $A^{15}$  à  $An^{21}$ ), de toute évidence anciens par rapport aux autres minéraux. Les inclusions sont nombreuses (opaques et muscovite).

• La muscovite

est toujours plus abondante que la biotite avec laquelle s'associe dans les lits micacés. Elle se présente :

- soit en lames (0,1 à 0,5 mm) ployées, soulignant  $S_1$  formant des paquets flexueux bourrés d'inclusions charbonneuses, de tourmaline et d'apatite. Elles se trouvent aussi en inclusions dans les biotites ou la cordiérite.

- soit en petits individus II (0,1mm) transverses sur la foliation  $S_1$  à extinction franche et qui recoupent les muscovites I ; certaines dessinent les charnières de plis 2.

• La biotite

\* ce minéral s'associe à la muscovite parallèlement à la foliation. Les lamelles (0,3 - 0,5 mm) sont généralement chloritisées ployées ou fracturées par la phase 2. Les inclusions sont fréquentes : biotites I, muscovite, opaques, apatite, zircons (auréoles pléochroïques)

\* des biotites I, plus petits (< 0,1 mm), fortement pléochroïques (brun-noir-incolore) sont incluses dans les minéraux (biotite II, cordiérite et quartz) auxquels elles sont antérieures.

• La cordiérite

Elle se présente en amas jaunâtre en lumière naturelle de 0,5 à 4 mm de long, altérée (pinnite) elle inclut de la biotite I, du quartz, de l'apatite et de la muscovite primaire souvent ployées par les plis en chevrons et apparait de ce fait postérieure à cette phase de déformation (phase 2).

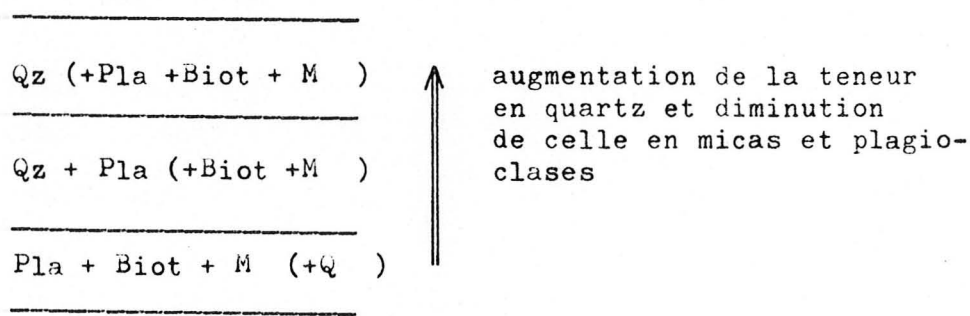
• Minéraux accessoires

- chlorites et opaques minéraux tardifs, ils sont localisés dans les fractures ; ils résultent également de la destabilisation de la biotite

- tourmaline, apatites et zircons sont présents.

2.3 Quartzites litées de La Trappe

Ce faciès constitue le terme quartzeux inférieur de la série. La structure est granoblastique (faiblement lépidoblastique) et présente une fine alternance régulière de lits essentiellement quartzeux et de lits plagioclasiques micacés:



Cette alternance rythmique, parallèle à la foliation S<sub>1</sub> pourrait résulter d'un phénomène de transposition (ceci est confirmé par la persistance dans certains niveaux de têtes de plis à foliation S<sub>1</sub> plan axial).

La composition minéralogique montre une nette augmentation du quartz et du plagioclase alors que la muscovite est peu abondante et la cordiérite absente (sauf dans les horizons plus phylliteux).





- quartz	52,43 %	- chlorite	2,38 %
- plagioclases	27,56 %	- opaques	1,14 %
- muscovite	2,57 %	- zircons	1,05 %
- biotite	12,30 %	- divers (apatite..)	0,57 %

• Le quartz est présent sous trois habitus

- en amas fusiformes de cristaux engrénés hétérogranulaires (0,1 à 0,5 mm) à extinction roulante, incluant des biotites et muscovites en fines paillettes
- quelques individus groupés montrent des joints triples mais ces structures rares sont essentiellement regroupées dans les lits plagioclasiques micacés
- inclus dans les plagioclases.

• Le plagioclase (oligoclase  $A_n 16 - A_n 20$ )

De taille variable (0,1 à 0,5 mm) il se concentre essentiellement à la base des "séquences" associé à biotite et muscovite.

Les cristaux montrent une altération partielle ou totale en séricite qui apparaît d'abord au coeur des minéraux. Cette altération sélective peut révéler une zonation normale discrète des plagioclases (séricitisation du coeur plus calcique)

Les macles polysynthétiques sont abondants soulignés par l'altération sériciteuse ; les inclusions, fréquentes, sont constituées de quartz, de biotite et muscovite.

• La biotite

elle apparaît sous deux aspects :

- en grandes lamelles (0,1 à 0,5 mm) associées à la muscovite qui lui devient subordonnée, essentiellement localisées dans les lits plagioclasiques micacés (base de la "séquence type") plus ou moins altérés en chlorites (opaques dans les clivages), tordues (extinction onduleuse) parallèlement à la foliation. Elles sont ornées de bordures réactionnelles.
- dans les lits plus quartzeux, les biotites sont sous forme de petits individus xénomorphes, déchiquetés, généralement chloritisés et emballés dans un fond quartzofeldspathique.

- La muscovite  
beaucoup moins abondante que dans les faciès précédents, ce minéral est intimement associé à la biotite dans les lits plagioclasiques micacés. Dans la partie supérieure des "séquences", ce sont des petites paillettes ( $< 0,1\text{mm}$ ) bordées de franges réactionnelles.
- Minéraux accessoires
  - la chlorite se trouve en produits d'altération partielle ou totale de la biotite associée à des minéraux opaques ou en remplissage des fractures (tardives).
  - le zircon ( $< 0,1\text{mm}$ ) il est presque toujours inclus dans la biotite (zircons métamictes) mais il existe cependant quelques grains disséminés dans la roche.
  - l'apatite ce sont des minéraux d'aspect globuleux à fort relief en inclusion dans les plagioclasses et la biotite, ou dispersés dans la roche. Quelques grains montrent des inclusions de quartz.
  - la pyrite associée à la chlorite, elle remplit les fractures et constitue un minéral tardif.

#### IV - Cristallogénèse

##### 1- Eléments structuraux et chronologie relative des déformations

Plusieurs types de déformation ont été reconnues :

- Des plis précoces  $P_1$

très aplatis, isoclinaux à flancs rompus dont les charnières épaissies sont soulignées dans les horizons quartzeux par les petites paillettes de biotite muscovite et chlorite (arcs polygonaux) ou par les trainées charbonneuses des ocelles albitiques.

Très généralement cette première phase de plis dont les plans axiaux sont marqués par une schistosité  $S_1$ , aboutit à une transposition de la surface initiale  $S_0$ , bien visible notamment dans les quartzites litées du ruisseau de la Trappe en une foliation  $S'_0$  parallèle à  $S_1$ .

- Des plis  $P_2$

qui se manifestent sous forme de chevrons ou plis ouverts reprenant la foliation  $S_1$  (biotite, muscovite, chlorites ployées par les plis 2).

Localement apparait une deuxième schistosité  $S_2$ , frustrée, contemporaine de cette seconde phase, plan axial des plis  $P_2$ . L'intersection de  $S_2$  avec les surfaces  $S_1$  se marque sur ces dernières par une linéation parallèle aux axes des plis 2. A cette linéation d'intersection se superpose une linéation minérale LM soulignée par les amas ellipsoïdaux de biotite.

• Des plis tardifs  $P_3$

Ce sont des plis mésoscopiques à grand rayon de courbure et des "kinks" centimétriques associés dont le "plan axial" est souvent fracturé et cimenté par des minéraux tardifs (quartz, chlorite, pyrite).

Ces plis reprennent toutes les structures antérieures qu'ils déforment. Ils constituent une phase tardive à laquelle se rattachent les cristallisations de quartz, chlorite et pyrite (dans les fractures) et qui se rapportent aux mégastructures (3<sup>e</sup> génération) du bati cristallophyllien (anticlinaux et synclinaux). Leur sens de déversement concorde avec ceux de plis de "2<sup>e</sup> génération" d'un anticlinal déversé vers le Nord.



2- Minéralogie

• Le quartz

Il forme trois générations :

- inclus dans les plagioclases anciens (oligoclase) il semble relictuel d'une association antémétamorphique (héritage sédimentaire ?)
- associé à muscovite chlorite biotite et plagioclase (albite), il participe aux plis  $P_1$  et constitue une génération synmétamorphique. Les inclusions quartzueuses des ocelles albitiques se rapportent à ce type.
- les fentes tardives recristallisées forment la troisième génération post-métamorphique.

• Le plagioclase

Il appartient à deux générations :

- la première anté  $S_1$  associée au quartz formée d'oligoclases ( $A_n 15-A_n 22$ ) séricitisés, déformés par les plis 1

(cassés par strain  $S_1$ ). Les plagioclases (An 16-20) des quartzites litées de La Trappe peuvent se rapporter à ce type

- la deuxième génération concerne les ocelles albitiques : les inclusions quartzieuses ou graphiteuses dessinent la surface initiale  $S_0$  et le strain slip  $S_1$ . Ces inclusions, parfois absentes, sont souvent limitées, lorsqu'elles existent, au coeur de l'albite. Ceci permet de penser que ces ocelles sont contemporaines de la phase 1 mais que leur croissance se poursuit postérieurement au strain slip  $S_1$  au moins pour certains individus ; elle se termine avant la phase 2 (ocelles reprises par  $S_2$ )

• Muscovite et chlorite

- Ces minéraux sont directement liés à la foliation  $S_1$ . Ils participent à cette structure dans laquelle ils apparaissent déformés,
- Une deuxième génération est constituée par les muscovites en petites paillettes recoupant les phyllites de première génération et la foliation  $S_1$  par rapport auxquels elles apparaissent postérieures. La muscovite II se trouve également en inclusion dans la cordiérite. La chlorisation des biotites peut être rapportée à cette époque. Cette deuxième génération est synchrone de la seconde phase tectonique (plan axial des plis 2 ou disposés en charnières polygonales)
- La séricitite, quant à elle, est toujours antérieure aux déformations dans les faciès phylliteux, et participe à la foliation  $S_1$  (amas flexueux)

• La biotite

montre deux générations :

- primaire, associée à muscovite, chlorite, plagioclase (albite) et quartz, elle participe aux plis  $P_1$
- secondaire, elle s'associe à la cordiérite et contient en inclusion les biotites et muscovites primaires : elle est dans ce cas contemporaine de la phase 2.

• La cordiérite

Ce minéral est directement lié à la disparition de chlorite duquel il se substitue. Il inclut muscovite et biotites primaires qui sont parfois ployées (plis  $P_2$  ?). Sa formation apparait donc postérieure à la phase 1, contemporaine et même probablement tardiphase 2, du moins en partie.

• La Tourmaline

Ce minéral cristallisé dans les interlits phylliteux parallèlement à l'axe des plis 1. Il est déformé voir cassé par la phase 2 qui lui est postérieure.

• Le grenat

Dans les chistes albitiques, il s'associe aux ocelles albitiques avec lesquelles il semble contemporain. Il est de toute façon antérieur à la phase 2 (facteurs d'hétérogénéité vis à vis des plis 2).

3- Conclusion : conditions de métamorphisme et relations cristallisation-déformation dans les faciès Cévenols épi et mésozonaux entre Alzons-Notre Dame des Neiges - la Bastide et Prévencières

- les observations microscopiques mettent en évidence plusieurs paragenèses ou associations minérales qui se succèdent dans le temps :
  - une association héritée (sédimentaire) à quartz, plagioclase (oligoclase) dans les faciès épi et mésozonaux.
  - une association métamorphique I contemporaine de l'acquisition de la foliation  $S_1$  (syn. phase 1) les minéraux constitutifs sont :
    - dans les faciès épizonaux : quartz, albite, grenat, muscovite, biotite, chlorite, séricite.
    - dans les faciès mésozonaux : quartz, biotite, muscovite, (chlorite ?).
  - une association métamorphique II cristallise pendant la deuxième phase de déformation et en partie postérieurement à cette phase.

Elle est surtout marquée dans les micaschistes à deux micas-cordiérite et comprend :

muscovite II - biotite II - cordiérite
  - tardivement cristallisent dans les fractures quartz, chlorite, pyrite et se rattachent aux plis à grands rayons de courbure et aux kinks de la phase 3.

Ces observations sont résumées dans le tableau suivant :

Faciès	association minéralogique originelle	P1,S1	P2,S2	P3
schistes à albite chlorite muscovite	quartz plagioclase (An 15-22)	quartz albite muscovite séricite biotite chlorite grenat	quartz    chlorite? (opaques ?)	quartz    chlorite opaques
micaschiste à deux micas et cordiérite	quartz plagioclase	quartz séricite biotite muscovite	(quartz?)  biotite muscovite cordiérite	quartz    chlorite pyrite

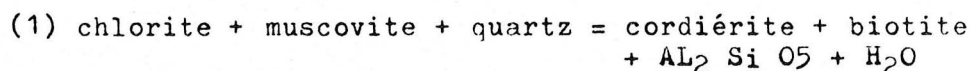
• Conditions de métamorphisme des faciès Cévenols

- Les résultats obtenus sur les valeurs  $b_0$  des micas blancs (B. Briand 1979) permettent de préciser le type métamorphique des schistes à albite-muscovite-chlorite, qui se situe dans les basses pressions. Le très faible pourcentage des muscovites secondaires (très faible taille) par rapport aux muscovites primaires permet d'attribuer ces résultats à la paragénes 1, contemporaine de la première phase de déformation.

Dans les faciès sous jacents (micaschistes à deux micas-cordiérite) cette première phase métamorphique se traduit par une association à muscovite-biotite et chlorite probable.

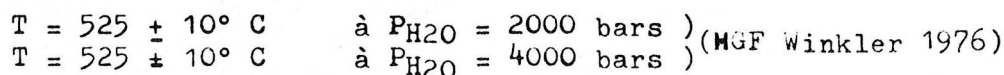
- Une deuxième association métamorphique contemporaine de la deuxième phase de déformation se traduit dans les termes plus profonds par une association mésozonale de caractère basse pression à biotite-muscovite-cordiérite.

La transition épi-mésozone se marque par la disparition de chlorite et l'apparition connexe de cordiérite en présence de muscovite. La présence, au sein de la cordiérite, de biotite réactionnelle disposée parallèlement aux clivages (010 ?) du minéral hôte et recoupant les biotites I en inclusions dans ce minéral établissent les conditions de la réaction :



pour un rapport  $\text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > 0,25$  (cf. Winkler H.G.H)

et dont les conditions thermodynamiques sont :

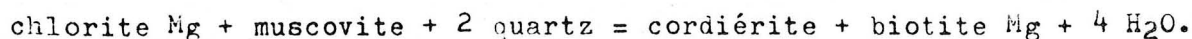


Pour les Cévennes médianes Weisbrod (1970) avait admis des paramètres assez semblables pour la transition épimésozone :

$T \sim 530^\circ \text{ C}$

$P \sim 2,7 \text{ Kb}$

dont la réaction caractéristique diffère de (1) par l'absence de  $\text{Al}_2 \text{SiO}_5$  (chlorite généralement déficitaire par rapport à la muscovite)



Dans les faciès épischisteux à albite chlorite muscovite cet épisode se traduit par la cristallisation très accessoire de muscovites en petites paillettes et probablement par la destabilisation de la biotite primaire en chlorite et opaques.

## LES MICASCHISTES ET GNEISS DE L'UNITE SUPERIEURE

---

### I - INTRODUCTION

- Ces formations, largement représentées à l'Ouest de l'accident de Villefort (au Nord de la faille du Goulet) se situent entre les faciès cévenols et les formations quartzofeldspathiques sous-jacentes (leptynites et gneiss oeilés) dont ils constituent la couverture normale.

En 1947, P. LAPADU-HARGUES définit :

- des micaschistes à deux micas, grenat et staurotide
- un faciès de Cheylard-l'Evêque, gneiss à deux micas finement lités.

Il signale, en outre, des migmatites de micaschistes à deux micas, en bordure de l'accident de Villefort.

De 1962 à 1970, A. WEISBROD individualise, dans la série ardéchoise catazonale, une unité supérieure (micaschistes et gneiss) plus ou moins quartzitique, formée de micaschistes alumineux, gneiss lités, gneiss grenus à grains fins, gneiss quartzique et quartzites micacées, avec nombreuses intercalations, notamment d'amphibolites rubanées (Les Fagoux au Sud de Langogne), et d'amphibolites à structure doléritique résiduelle "n'affleurant qu'en trois points" (petits sills interstratifiés dans les gneiss et micaschistes) beaucoup plus à l'Est.

Les différents faciès de gneiss et micaschistes s'associent souvent en intercalations centimétriques à décimétriques plus ou moins rythmiques (gneiss rubanés).

A l'Ouest de l'Allier (synclinal de Fagoux et écaillés de Chassezac) affleurent des micaschistes mésozonaux, à deux micas grenat et andalousite, dont l'équivalence stratigraphique avec les micaschistes de la Baume ou l'appartenance même à la série Cévenole n'est pas prouvée.

L'étude géochimique de ces formations confirme leur origine sédimentaire (grauwackes et grès siliceux plus ou moins argileux ; cf. Weisbrod 1970).



Les épiholites (Weisbrod 1962-70) présentent un point délicat : ces faciès particulièrement développés au Sud de La Bastide vers Prévenchères, sont caractérisés par l'alternance d'un élément sombre cristallophyllien (gneiss, micaschiste) et d'un élément clair granitique : si certains auteurs assimilent ces roches à des migmatites (gneiss et micaschistes granulitisés de H. Longchambon 1938 et P. Lapadu Hargues 1947) pour A. Weisbrod "les bancs et lentilles quartzofeldspathiques des épiholites proviendraient d'intercalations au sein d'une série schistogréseuse, de matériaux d'origine volcanique acide (leptynite) et grésosarkosique (granite)".

En conclusion, Weisbrod considère l'unité supérieure de la série Ardéchoise comme des matériaux détritiques, sédimentés en paysage paralique (ou deltaïque) et accompagnés d'intercalations volcaniques, acides à la base et basiques vers le sommet, ainsi que quelques sils doléritiques.

- Les levés cartographiques (présentation cartographique) ont permis de préciser l'aspect général et la diversité lithologique des gneiss et micaschistes mésozonaux : cet ensemble se caractérise par une alternance de termes gneissiques ou quartziques et de faciès plus phylliteux, donnant parfois un rubanement marqué. A cette disposition souvent irrégulière se superpose une variation verticale discrète : le gneiss et micaschistes mésozonaux montrent :
  - \* une partie supérieure schistogréseuse à dominante gneissique
  - \* une alternance médiane quartzoleptynique
  - \* une partie basale, enfin, surtout micaschisteuse caractérisée par l'abondant développement d'amygdales quartzieuses d'exudation ( $\pm$  andalousite).

On remarque également deux niveaux particuliers de quartzite micacée au sein de l'alternance médiane, qui ont constitué tout au long de levés cartographiques de bons niveaux repères relativement constants.

- Les faciès pélitiques catazonaux sont largement représentés à l'Ouest de l'Allier par des gneiss à biotite sillimanite qui affleurent sous les gneiss ocellés. Cet ensemble important (50 à 100m) au niveau du bois de l'ombre s'amincissent et disparaît vers le Nord où les gneiss ocellés reposent directement sur la série quartzofeldspathique de base. A l'Est du méridien de Masméjan, ces faciès sont plus restreints, ils affleurent notamment sous le hameau du Ranc et sur la route La Bastide, étang de La Bastide.
- Enfin, nous signalerons que les intercalations sont peu nombreuses et peu diversifiées : il s'agit de gneiss amphiboliques localisés dans les faciès quartzoleptyniques médians (Malaval)

d'amphibolites (gneiss à sillimanite de La Bastide) ou un niveau surmicacé à cordiérite, faciès très épisodique qui n'a été rencontré qu'une seule fois (lieudit Chamlonge entre le Mourre de la Gardille et le Mourre des Confours). Des filons de lamprophyre (D6 embranchement Grossefages, sortie Chasse-rades) ou dioritique (route étang de La Bastide x = 724,41 ; y = 255,02) affleurent également dans les gneiss et micaschistes de l'unité supérieure et dans les gneiss à sillimanite.

## II - DESCRIPTION MACROSCOPIQUE ET RELATIONS STRATIGRAPHIQUES

### A - Description macroscopique

#### 1- Les faciès mésozonaux

##### 1.1 Les gneiss pélitiques sommitaux

La partie supérieure des gneiss et micaschistes montre une alternance fine de faciès à dominante gneissique et de minces passées plus phylliteuses subordonnées. Les variations lithologiques sont nombreuses et résultent essentiellement de la teneur relative en minéraux phylliteux

- Le faciès type est un gneiss de couleur grise à texture régulière finement litée, à grains inférieurs au millimètre, se débitant fréquemment en plaques suivant les plans de foliation (gneiss en plaquettes). Les interlits phylliteux continus sur plusieurs centimètres se composent de biotite et muscovite disposés parallèlement à la foliation. Quelques fois la biotite se rassemble en amas ellipsoïdaux de quelques millimètres aplatis dans cette foliation, donnant sur la tranche un aspect tireté caractéristique (gneiss tachetés). Quelques lentilles ou lits quartzeux millimétriques concordants apparaissent parfois dans la trame gneissique.

Les gneiss contiennent fréquemment quelques cristaux globuleux (jusqu'à 0,5 cm) de grenats dispersés dans la roche.

On observe également cordiérite et andalousite en amas ou cristaux millimétriques dans les interlits phylliteux.

A partir de ce faciès type apparaissent des variations lithologiques dont la responsabilité incombe à plusieurs facteurs, en particulier :

- la proportion en minéraux,
- l'agencement des phyllites,
- l'abondance des lentilles ou lits, quartzeux ou quartzofeldspathiques.

\* gneiss lités

Ils montrent une alternance de lits millimétriques surtout quartzofeldspathiques et de lits surtout phylliteux. La texture peut être fine et régulière ou plus grossière avec apparition d'amygdales quartzofeldspathiques.

\* micaschistes lamelleux

C'est un faciès très phylliteux toujours présent mais de puissance limitée, souvent réduit à l'état d'horizons centimétriques, riche en lentilles quartzeuses.

\* gneiss rubanés

Ils sont caractérisés par l'alternance régulière de niveaux phylliteux d'épaisseur centimétrique à décimétrique et d'horizons gneissiques (de puissance équivalente) donnant à l'affleurement un aspect assez rubané caractéristique.

\* gneiss ocellaires

Il s'agit d'un gneiss à texture fine (grains inférieurs au millimètre) à foliation nette soulignée par les interlits micacés discontinus; sur la tranche, la couleur sombre de la roche est ponctuée de fines ocelles blanchâtres albitiques millimétriques.

## 1.2 L'alternance quartzoleptynique médiane

Dans la partie médiane des gneiss et micaschistes de l'unité supérieure apparaissent des faciès plus compacts massifs, de couleur sombre, à dominante quartzeuse.

Ces termes aisément reconnaissables constituent l'essentiel des crêtes dans la région des sources de l'Allier (Serrelong, l'Airolle, les Confours, Bois de Chabaleyret) et forment de ce fait un assez bon niveau repère.

• gneiss fin sombre à biotite

C'est une roche sombre gris noirâtre très finement litée; la foliation est soulignée par les lits micacés à biotite, disposée en paillettes subrectangulaires dans les plans de schistosité. Lorsque la teneur en biotite diminue, la teinte générale s'éclaircit mais ces passées plus claires sont peu épaisses (inférieur au centimètre).

La biotite se rassemble parfois en amas noirs millimétriques. On note également la présence de fines lentilles quartzeuses.

- quartzoleptynite sombre à biotite  
C'est un faciès à débit en bancs bien réglés intimement associés au terme précédent mais plus massifs. La foliation est discrète.
- quartzite micacée  
Cette roche, à faciès leptynique est de teinte gris clair à blanchâtre. La texture est fine ; les lits quartzofeldspathiques sont réguliers, d'épaisseur millimétrique, séparés par des interlits phylliteux minces, soulignant la foliation essentiellement constitués de muscovites. Cette roche passe parfois à une quartzite pratiquement pure à débit en dalles. Les plans de foliation sont tapissés de muscovite (beaucoup moins abondante que dans le faciès type) et de quelques baguettes de tourmaline.  
  
Dans les quartzoleptynites sombres apparaissent des niveaux concordants peu épais (quelques centimètres) de quartzites à tourmaline (minéral très abondant).

### 1.3 Les micaschistes sous jacents

La base de la série pélitique mésozonale se marque par des faciès phylliteux qui deviennent prépondérants.

- Le terme dominant est un micaschiste lamelleux de teinte sombre à texture plissottée. La foliation est soulignée par les lits quartzeux discontinus (< mm). Les amandes d'exudation sont abondantes, de dimension variable pouvant atteindre plusieurs mètres de long, et contiennent outre le quartz quelques amas rosés pluricentimétriques d'andalousite.

La roche contient fréquemment des cristaux globuleux hétérogranulaires de grenats (quelques mm à plus d'un cm) disséminés dans la trame phylliteuse et quelques staurotides en grains millimétriques.

Les variations lithologiques sont importantes autour du terme "moyen" :

- micaschistes massifs terme très phylliteux compact de couleur vert sombre, pratiquement dépourvu de lentilles quartzieuses;
- micaschistes quartzeux, faciès plissotté dont la foliation, bien visible, est soulignée par les lits quartzeux continus souvent fins (< mm) parfois épais (> cm) cassés et cimentés par de la chlorite;



- gneiss micaschisteux: c'est une roche d'aspect schistogréseux à trame gneissique dont la foliation frustrée est soulignée par les interlits micacés (< 1 cm). Les lits quartzofeldspathiques millimétriques à centimétriques sont réguliers. La muscovite est rare, parfois transverse.
- Gneiss feldspathique: situé à la base des micaschistes, ce faciès peu épais (5 à 7 m) établit la transition entre les micaschistes et les leptynites sous-jacents. C'est une roche à texture grossièrement litée à foliation nette montrant une disposition plus régulière des lits quartzeux. Parallèlement on observe l'apparition d'ocelles feldspathiques.

## 2- Les faciès pélitiques catazonaux

### 2.1 Les gneiss à sillimanite de Puylaurent et de l'Hermet

Ils sont particulièrement bien développés sous le hameau l'Hermet (bois de l'Ombre) et entre Grossefages et Puylaurent. L'aspect général est celui d'un gneiss fin à débit en plaquettes (route de Puylaurent) alternant avec des niveaux plus phylliteux (gneiss micaschisteux). Quelques niveaux de quartzoleptynites sombres s'insèrent dans la formation (route Grossefages Puylaurent).

L'originalité de ces faciès réside dans la présence, au sein des gneiss à sillimanite, de matériel quartzofeldspathique plus ou moins abondant, qui se développe en bouffées lentilles et lits concordants, ou en filons sécants.

### 2.2 Les gneiss à sillimanite du Ranc et de La Bastide

Ils représentent le flanc Est de l'anticlinal de Masméjan, particulièrement développés sous le hameau du Ranc (route Prévenchères, Puylaurent) ; plus remarquable que dans les gneiss à sillimanite de l'Hermet, le matériel quartzofeldspathique atteint dans cet ensemble des dimensions importantes (Pl. X, photo 1). Il se présente :

- en filons, lentilles ou amygdales épaisses (parfois supérieures au mètre) subconcordants dans la foliation générale, constitués de matériel granitique aplitique par la biotite, parallèle ou légèrement oblique sur celle de l'encaissant pélitique (Pl. X, photo 2).
- en filons de leucogranites à biotite sécants sur la foliation.

La trame schistogréseuse sombre, emballant le matériel quartzofeldspathique présente une texture fine et régulière dans laquelle on peut distinguer plusieurs faciès :

- \* des gneiss fins et quartzoleptynites sombres à biotite sillimanite,
- \* des gneiss feldspathiques à texture grossière dans lesquels feldspaths et quartz se présentent en agrégats polycristallins millimétriques donnant à la roche un aspect vaguement ocellaire. Ces gneiss apparaissent à différents niveaux dans les faciès à sillimanite.

### 3- Intercalations et filons

#### 3.1 Les amphibolites et gneiss amphiboliques

Ils affleurent dans les micaschistes mésozonaux sous forme de deux lentilles interstratifiées (gneiss amphibolique de Malaval) et dans les gneiss pélitiques catazonaux (amphibolite de la Bastide).

Leur description sera donnée au chapitre III.

#### 3.2 Schistes surmicacés à cordiérite (?) ( $x = 715,05$ ; $y = 255,6$ )

Ce faciès particulier n'a été repéré qu'aux environs du Mourre de la Gardille : il s'agit d'une roche fine très phylliteuse de couleur gris blanchâtre, légèrement plissottée, constituée essentiellement de mica blanc (muscovite) et d'un minéral brunâtre, à coeur sombre, en grains allongés dans la foliation (cordiérite). Le quartz est rare.

#### 3.3 Les filons

##### 3.3.1 Diorites quartziques

Intrusives dans les gneiss à sillimanite, elles affleurent en massifs de petites tailles (Malaval, Sud Est de l'Hermet) ou en filons (chemin de l'étang de la Bastide). C'est une roche massive grenue de teinte gris sombre à grains fins contenant biotite et amphibole. Sur la cassure, ces deux minéraux soulignent une linéation très nette (164-37).

##### 3.3.2 Lamprophyres

Il s'agit de matériaux sombres généralement altérés en filons sécants dans les gneiss à sillimanite (limite des faciès ocellés au Pendut) ou dans les micaschistes mésozonaux (embranchement de Grosseffages D6, sortie Est de Chasserades) dans ces faciès, la roche devient brunâtre et généralement pulvérulente (L'étude pétrographique fera l'objet d'un paragraphe au chapitre I, 2e partie).

### 3.3.3 Leucogranite à biotite

Ce faciès sécant sur la foliation des schistes cristallins se développe essentiellement à proximité immédiate et dans l'antiforme de Masméjan au sein des faciès mésozonaux et catazonaux pélitiques ou quartzofeldspathiques. Dans les métamorphites plus externes les filons sont absents des micaschistes à staurotide grenat cordiérite andalousite, rares et peu développés dans les leptynites et gneiss ocellés.

Il s'agit d'une roche de teinte claire, légèrement rosée à texture grenue et granulométrie homogène (grains millimétriques). Ce terme contient essentiellement quartz, feldspaths et biotites légèrement orientées parallèlement aux épontes.

## B - Relations stratigraphiques

### 1- Les gneiss et micaschistes mésozonaux

#### 1.1 Variations latérales

##### 1.1.1 Variations lithologiques

Plusieurs remarques résultent des observations :

- l'épaisseur de cet ensemble varie de quelques centaines de mètres (parfois moins) à plus de 1 500 m en forêt de Mercoire.
- si le contact normal avec les leptynites s'effectue par l'intermédiaire d'un gneiss feldspathique, à la base des micaschistes, ce terme manque assez souvent et en certains endroits (secteur Font de Crome, vers le point 1171, Pont de l'Allieret) la base des micaschistes et gneiss mésozonaux est représentée par l'alternance quartzoleptynique médiane qui repose directement sur les leptynites.
- l'extension latérale de l'alternance quartzoleptynique médiane n'est pas constante : elle n'apparaît pas en tant que telle à l'Est de La Bastide, mais correspond probablement aux quartzites rubanées de La Trappe qui occupent une position stratigraphique voisine.

##### 1.1.2 Variations minéralogiques

Les minéraux concernés sont ceux du métamorphisme : il s'agit essentiellement du grenat, du staurotide et de l'andalousite chistolitique :

- Le grenat présent à l'Ouest de l'Allier où il apparaît remarquablement constant à tous

les niveaux, aussi bien dans les gneiss que dans les faciès plus phylliteux sauf dans l'alternance quartzoleptynique médiane ; il n'a pas été rencontré dans la région La Bastide, La Trappe de Notre Dame des Neiges.

- Le staurotide : comme le grenat, il se limite au versant occidental du bassin de l'Allier. Son extension verticale correspond aux faciès micaschisteux de base. Au Sud de la faille du Goulet (Mont Daunis) les micaschistes à cordiérite andalousite renferment du staurotide.
- L'andalousite chiastolitique  
Au contact du massif de la Margeride se développent, dans les faciès micaschisteux des andalousites subrectangulaires parfois pluricentimétriques.

## 1.2 Variations verticales

Chaque groupe lithostratigraphique est défini par la prédominance d'un faciès : ainsi les coupes effectuées dans les quatre unités (écaillés ?) montrent toutes les mêmes variations verticales, avec

- une base micaschisteuse où prédominent les niveaux phylliteux grossiers,
- et un sommet grésopilitique.

On remarquera que les faciès quartzoleptyniques, présents en petites proportions (minces niveaux centimétriques) dans toute la formation, forment aussi un horizon médian important dont les caractères lithologiques tranchent sur ceux de l'encaissant.

Cette alternance quartzoleptynique médiane renferme deux niveaux de quartzoleptynites micacés parfois même de quartzites pures inexistantes dans le reste des micaschistes et gneiss mésozonaux. On remarque également deux lentilles de gneiss amphiboliques, uniquement dans la région de l'Estampe, et dont la description en sera fournie ultérieurement (cf. chapitre III).

## 2- Les gneiss catazonaux

### 2.1 Variations latérales

#### 2.1.1 Discontinuité de la formation

Plusieurs coupes relevées sur les deux flancs de l'anticlinal de Masméjan montrent l'évolution de ces faciès :

- sur le flanc Ouest, ils sont particulièrement développés au Sud-Est de l'Hermet on remarquera notamment l'abondance du matériel quartzofeldspathique concordant (Pl. X, photo 1) ou sécant alors que plus au Nord (route Grosseferges Puy-Laurent)



ce matériel est moins fréquent. Les gneiss à sillimanite disparaissent vers Grossefages à la faveur d'un accident (faille du Valat du Ranc). Ils réapparaissent à l'Ouest de Chabaliier ("l'Alé") et s'estompent au niveau de Chabaleyret. Plus au Nord, ces formations sont absentes.

- sur le flanc Est, l'évolution est similaire : les gneiss à sillimanite (plus ou moins obli-térés par la faille de Villefort ou un accident parallèle) se suivent jusqu'à la Bastide. Ils manquent entre La Bastide et La Trappe de Notre Dame des Neiges et ne réapparaissent que plus à l'Est (St Laurent-Les-Bains).

### 2.1.2 Minéraux du métamorphisme

Les variations sont ici moins évidentes que pour les gneiss et micaschistes mésozonaux on remarquera toutefois que :

- le staurotide est absent de cette formation
- le grenat en cristaux bien développés n'a pas été rencontré sur échantillon mais certains nodules micacés peuvent correspondre à d'anciens grains destabilisés (cf. étude microscopique)
- la sillimanite fait son apparition : peu abondante dans les secteurs de La Bastide et de Chabaliier "L'Alé") elle est particulièrement développée au Sud-Est de l'Hermet (Malaval) où elle forme des trainées centimétriques associée à de la biotite.

### 2.2 Variations verticales

Cet ensemble ne présente pas de variations verticales aussi nettes que les faciès mésozonaux, au moins dans le secteur étudié. L'hétérogénéité de la formation réside dans l'alternance (rubanement) de termes gréseux fins (gneiss fins ou quartzoleptynites) ou plus grossiers (gneiss feldspathiques, gneiss micaschisteux). Des amphibolites rubanées (Sud Langogne) ou plus massives (La Bastide) sont interstratifiées dans cet ensemble. Outre des filons de leucogranites à biotite, on rencontre également des diorites intrusives plus ou moins orientées (La Bastide).

### III - DESCRIPTION MICROSCOPIQUE

#### 1 - Les faciès mésozonaux

##### 1.1 Les gneiss pélitiques sommitaux

Les différences lithologiques (gneiss en plaquettes, lités, rubanés...) reflètent uniquement les variations dans les proportions relatives des minéraux et leur agencement comme le montre le tableau ci-dessous :

Minéraux	Faciès "type" %	Variations %
quartz	35,5	25-37
plagioclases	19,26 (An 22- Oligoclase)	11-20
muscovite	11,63	10-13
biotite	13,02	10-14
andalousite	4,02	0-5
cordiérite	2,87	0-5
grenat	4,51	0-7
divers	9,19	5-10

L'étude microscopique ayant montré des résultats similaires pour les faciès, nous envisagerons ici les données fournies à partir du terme type (gneiss en plaquettes) largement répandu dans le groupe sommital.

La structure est granolépidoblastique. La taille du grain, fine, s'étale entre 0,1 et 2 mm.

Le quartz est présent sous deux aspects :

- en cristaux (inférieurs à 0,2mm) à extinction franche ou légèrement ondulante, présentant parfois quelques joints triples. Ces grains contiennent en inclusions de la muscovite en petites baguettes et des biotites chloritisées.

- en lentilles d'exudation polycristallines à structure engrennée et extinction ondulante.

#### Le plagioclase (oligoclase An22)

Ce sont des cristaux en partie séricitisés, associés au quartz dans les lits quartzofeldspathiques et parfois faiblement zonés. Cette zonation n'a toutefois pu être précisée. De petite taille, ils s'assemblent en plages, associés au quartz soulignés par des minéraux charbonneux. Les inclusions de muscovites en paillettes sont fréquentes (altération).

#### Le grenat

se présente en cristaux globuleux de taille variable (0,3 à 2mm) généralement poecilites (quartz, biotite, muscovite, tourmaline) et souvent destabilisés en agrégats de quartz, biotite, muscovite et feldspaths. Cette destabilisation s'accroît lorsqu'on approche de l'antiforme de Masméjan.

Les inclusions quartzieuses sigmoïdales indiquent une cristallisation contemporaine de la phase 1 (peut être légèrement postérieure) mais antérieure à la phase 2 (cristaux déformés ou cassés par la phase 2)

La séricite est présente en amas fusiformes ployés

La muscovite montre deux générations

- une première génération se traduit par des lamelles millimétriques engagées dans la foliation S1 et ployées par les plis 2
- la deuxième génération est constituée par de la muscovite transverse tardive (rétromorphique ?)

La biotite apparaît

- soit en lames plus ou moins chloritisées associées à de la muscovite I
- soit en lames (2 à 5mm) peu ou pas déformées fortement pléochroïques, parfois affectées par un début de chloritisation. Les inclusions sont abondantes : plagioclases, biotite, muscovite I, zircons métamictes, apatite et tourmaline.

Minéraux accessoires

- chlorite et opaques résultent de l'altération de la biotite ou se concentrent dans les fractures (remplissage tardif chlorite-pyrite)

- l'apatite est dispersée dans la roche et dans les biotites, en cristaux globuleux (0,1 à 0,5 mm) à coeur parfois nuageux, souvent cassés, à inclusions de quartz et muscovite.
- les zircons sont abondants.

#### Détail des variations de faciès

##### \* Les niveaux phylliteux

Dans les gneiss pélitiques, les niveaux plus phylliteux renferment souvent de la cordiérite et/ou de l'andalousite

- l'andalousite, rare, se présente en cristaux de taille variable généralement inférieure au millimètre. Ils sont cassés (fentes chloritisées) et renferment de nombreuses inclusions de biotite I chloritisées, alignées suivant  $S_1$ , et de tourmaline (rares). Ces observations s'accordent avec une cristallisation de l'andalousite postérieure à la phase I. Notons au passage que l'andalousite n'est présente dans ces niveaux phylliteux qu'aux environs du granite de la Margeride (Forêt de Mercoire). Plus à l'Est (sommet des Estombes, bois de Chabaleyret) les gneiss pélitiques sommitaux (faciès phylliteux) ne contiennent pas d'andalousite.
- La cordiérite apparaît généralement en produits jaunâtres pinnitisés englobant de nombreux minéraux notamment des biotites et muscovites primaires, des plagioclases, de l'apatite de la tourmaline et des minéraux opaques (oxydes et minéraux carbonneux) et semble donc postérieure à ces minéraux.

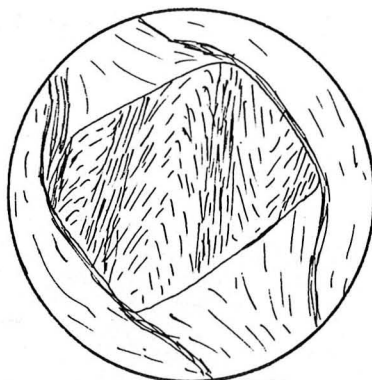
##### \* Gneiss ocellaire

Ce faciès particulier est caractérisé par la présence d'ocelles albitiques millimétriques associées à biotite muscovite et cordiérite.

La composition minéralogique est voisine de celle des gneiss pélitiques sommitaux :

- quartz
- plagioclases : oligoclase ( $A_n 15-20$ )
- biotites chloritisées
- muscovite
- cordiérite
- grenats destabilisés (quartz+biotite+muscovite+feldspaths)
- minéraux accessoires (apatites, zircons, tourmalines, opaques, rutile).

Les ocelles albitiques sont poecilites (quartz, biotite, muscovite, rutile) ; les inclusions de rutile notamment dessinent la surface initiale  $S_0$  déformée par les plis 1 :



Dans les faciès plus gneissiques le plagioclase (oligoclase An 15-20) montre une zonation normale ou une recristallisation périphérique d'albite (An6).

#### 1.2 L'alternance quartzoleptynque médiane

Les observations microscopiques effectuées sur les différents faciès montrent une composition minéralogique voisine.

Il faut remarquer l'absence de plagioclase dans les quartzites micacées qui représentent le faciès le plus "dégradé" de cette série.

Dans cette formation, mis à part les quartzites micacées où elle n'apparaît pas, la biotite est toujours prépondérante sur la muscovite.

Le niveau à tourmaline correspond à un mince lit (quelques centimètres d'épaisseur) interstratifié dans les quartzoleptynites à biotite.

##### • gneiss fin sombre à biotite

La structure est granolépidoblastique à grains fins (0,1-1mm)

- le quartz est présent sous trois aspects :

- \* en cristaux (0,1mm) à bordure nette et extinction roulante associés aux plagioclases en plages engrenées
- \* en inclusions dans la biotite
- \* en lentilles ou lits discontinus polycristallins hétérogranulaires, d'épaisseur inférieure à 0,5 mm, à structure engrenée et extinction roulante contenant de petites lames de biotite chloritisée

- le plagioclase est un oligoclase (An 15-16) généralement séricitisé en grains déformés et fracturés, de taille inférieure à 0,1mm. Ces plagioclases se concentrent préférentiellement dans des lits millimétriques associés à d'autres minéraux qui leur sont subordonnés (biotite et quartz essentiellement). Les sutures de grains sont généralement courbe à tendance engrenée (soulignées par des opaques) ; les plagioclases s'accumulent parfois en "pseudo ocelles" de 1 à 2 mm, agragats polycristallins de plagioclases séricitisés, quartz, biotite chloritisée et apatite.
- la biotite apparait sous deux habitus :
  - \* en petits individus (< 0,1mm) vert bruns, chloritisés dans les lentilles et lits quartzeux, ils sont déformés (aspect déchiqueté des minéraux)
  - \* dans les lits plagioclasiques, la biotite est en grandes lattes millimétriques pléochroïques brun-rouille-incolore, faiblement ployées. Les inclusions sont nombreuses : plagioclases séricitisés, apatite, rutile en aiguilles, zircons, opaques dans les clivages et quelques petites biotites pléochroïques présentant une bordure réactionnelle blanchâtre.
- la muscovite est rare, sous forme de lamelles ployées associées aux lattes de biotite dans les lits plagioclasiques.
- les minéraux accessoires :
  - \* chlorite et opaques résultent en partie de la destabilisation des biotites. De la chlorite tardive apparait également en remplissage des fentes et fractures, associées à du quartz.
  - \* zircons ils se rencontrent soit dans les biotites entourées d'une auréole pléochroïque soit disséminés dans la roche, de taille plus grosse et généralement fracturés et cassés.
  - \* les apatites : ce sont des cristaux globuleux à fort relief en inclusion dans les lattes de biotites ou dispersés dans la roche. Certains individus ont un coeur nuageux.
  - \* la tourmaline est rare, parfois incluse dans les biotites.
- quartzoleptynite à biotite  
Dans ce faciès la muscovite est plus abondante et montre deux générations :
  - lamelles ployées dans la foliation : muscovite primaire
  - lattes transverses non déformées : muscovite II tardive

• quartzite micacée

Ce terme est essentiellement constitué de quartz et de muscovite (85 % de la roche). Ce dernier minéral disposé dans la foliation  $S_1$  est ici repris par un plissement intense (plis 2 en chevrons).

Il faut remarquer dans ce faciès l'abondance (7%) d'apatite en gros cristaux subautomorphes (0,5 mm).

• niveau à tourmaline

Ce niveau est caractérisé par l'abondance (38 %) de ce minéral automorphe et poecilitique (quartz, muscovite, opaques, plagioclases séricitisés). La tourmaline apparaît donc postérieure à cette association.

1.3 Les micaschistes sous jacents

Qu'ils soient massifs, lamelleux, quartzeux ou gneissiques, les micaschistes présentent une composition minéralogique voisine :

Variations		Faciès type : LM 1J21
quartz	20-25 %	22,01
plagioclase (oligoclase)	7-20%	7,19
muscovite	10-17 %	15,63
biotite	5-17 %	16,02
andalousite	5-10 %	8,37
cordiérite	7-13 %	10,81
staurotite	traces-8 %	7,40
grenat	5-8 %	4,87
chlorite II )		1,27
opaques )	5-10 %	3,02
divers )		3,41

- le quartz

- dans les lits quartzeux, ce sont des cristaux de taille variable (< 0,1 à 1mm) à structure engrenée et extinction roulante : ces lits sont plissés par  $P_1$ .
- dans les lits micacés, les cristaux sont plus petits parfois à joints triples

- le plagioclase (oligoclase An 20)

On note une augmentation, dans la roche, du pourcentage de ce minéral à la base des micaschistes.

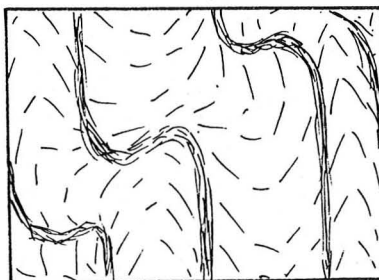
L'oligoclase est présent en grains (0,1 à 1mm) généralement séricitisés et zonés, le coeur plus altéré reflète une

composition plus calcique.

Les cristaux sont souvent cassés. Les inclusions sont abondantes biotites chloritisées, opaques muscovite et quartz.

- la muscovite montre deux aspects :

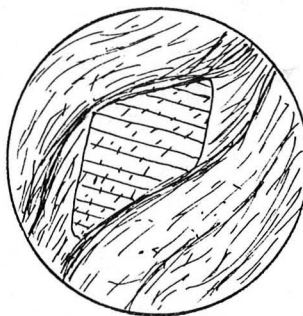
- en charnière polygonale des plis 1, elle apparait également en fuseaux, allongés dans la foliation  $S_1$ , déformés par les plis 2



- une deuxième génération est formée par des muscovites transverses, plan axial des plis 2.

- la biotite

- de première génération, elle est associée à la muscovite I plan axial des plis I ou en charnière polygonale non déformée par ces plis ; ces biotites sont reprises par la phase 2 (biotites ployées).
- de deuxième génération, elle contient des inclusions charbonneuses, de l'apatite du quartz et de la biotite I. Elle est transverse sur la foliation principale. Ces biotites II apparaissent légèrement antérieures à la phase 2 qui les déforme.



Cette deuxième génération se rencontre plus particulièrement dans les faciès situés à proximité du granite de la Margeride (contact ?) souvent associés à de petites biotites brun rouges. (Pl. IX, photo 4).

- quelques biotites tardives III semblent enfin cristalliser plan axial des plis  $P_2$  (syn phase 2) et accompagnent généralement la muscovite transverse. (Pl. IX, photo 3).



- le staurotide

se rencontre en cristaux subautomorphes à automorphes cassés (facteur de l'hétérogénéité vis à vis des plis  $P_2$ ).

Les cristaux contiennent des inclusions charbonneuses plissées ; ils sont allongés dans la foliation  $S_1$  et ployés par la phase 2.

Ce minéral se trouve aussi en relique :

- dans l'andalousite de "contact" (faciès chiastolitique)
- dans l'andalousite générale (basse pression), (Pl. IX, photo 1).
- dans la cordiérite de basse pression.

- Le grenat, généralement poecilitique ou altéré (amas de biotite, muscovite, quartz et feldspaths) on le trouve abondamment développé, à la base des micaschistes, dans les niveaux très phylliteux, en cristaux de taille variable dépassant souvent 1 à 2 cm.

Les inclusions quartzeuses parfois hélicitiques, sont discordantes sur la foliation  $S_1$  facteur d'hétérogénéité vis à vis des plis 2.

Ils apparaissent donc contemporains de la phase 1, peut-être en partie légèrement postérieure (tard phase 1).

- La cordiérite est présente en plages jaunâtres pinnitisées à inclusions de biotites ployées (biotites I) et surtout d'andalousite (1 J 22) et de staurotide.

Dans certains échantillons, elle cristallise en charnière des plis 2 englobant tous les minéraux préexistants en particulier biotite et muscovite I ployées.

- L'andalousite se rencontre essentiellement sous deux aspects :

- \* près du granite de la Margeride, en cristaux subautomorphes à automorphes; les contours sont très nets, rectilignes et soulignés par des opaques. Dans ces andalousites "chiastolitiques" les inclusions sont abondantes (biotites I alignées, staurotide relictuel, inclusions charbonneuses et opaques). (Pl. IX, photo 2)

Elles sont postérieures aux minéraux qu'elles englobent en particulier staurotide et biotite (biotite primaire ?) et seraient donc postphase 1 et antérieures à la phase 2 (facteurs d'hétérogénéité vis à vis des plis 2)

- \* en plages xénomorphes poecilitiques (staurotide relictuel, biotite, quartz, tourmaline, apatite et opaques). Ces inclusions dessinent souvent les plis 2 mais l'andalousite n'est pas déformée (forêt de Mercoire). Dans les secteurs plus orientaux ce minéral semble affecté par les plis 2 (Grand Bois de Chabaleyret).

Autour des faciès chiastolitiques (Forêt de Mercoire) de

développent parfois des plages xénomorphes à extinction franche (non déformées) qui contiennent des inclusions charbonneuses plissées (plis en chevrons  $P_2$ ). Ces "auréoles" sont donc contemporaines ou postérieures à la 2e phase de déformation. (Pl. IX, photo 2).

- Minéraux accessoires : tourmaline, apatite (globuleuse) zircons  
chlorite et opaques (altération des biotites ou remplissages tardifs)

## 2 - Les gneiss catazonaux

### 2.1 Les gneiss fins à biotite sillimanite

La structure est granolépido-blastique. La roche contient

quartz	30,1 %	sillimanite	
oligoclase An 22	29 %	(fibrolite)	5,5 %
orthose	6,2 %	muscovite	1,5 %
biotite	19,6 %	divers	8,3 %

- le quartz présente une structure engrenée :
  - petits grains ( $< 0,1$ mm) associés aux plagioclases
  - en lentilles polycristallines hétérogranulaires incluant de la biotite et de l'apatite et des plagioclases séricitisés.
- Le plagioclase (oligoclase An 20-22)
 

associe au quartz en cristaux de petite taille ( $< 0,1$ mm), ce sont des grains séricitisés, le coeur plus altéré reflète une composition plus calcique.

Ces plagioclases sont poecilites (quartz essentiellement).
- Le feldspath potassique est une orthose en petits cristaux (0,1 à 0,2 mm) non maclés, non perthitiques sains, incluant biotite et plagioclases, associé à quartz et plagioclases dans la trame quartzofeldspathique.
- La biotite abondante, représente le minéral phylliteux le plus développé : elle s'exprime en lattes (0,1 à 0,3mm) faiblement ployées soulignant la foliation générale  $S_1$ . Ces biotites sont parfois chloritisées, notamment aux abords des filons ou lentilles granitiques : cette chloritisation augmente lorsqu'on approche de ces matériaux.

- la muscovite primaire, est en général rare (souvent absente de ces faciès) et présente les mêmes caractères structuraux que la biotite.
- la sillimanite se développe sous le faciès fibrolite en fines aiguilles associées aux biotites.
- des produits jaunes peu abondants apparaissent dans la roche : l'altération importante ne permet pas d'identifier ce minéral : il pourrait s'agir de cordiérite mais cette hypothèse reste à vérifier.
- minéraux accessoires
  - se sont essentiellement zircons, tourmaline et apatite ; ce dernier minéral présente dans ces faciès un aspect généralement aciculaire.
  - chlorite et opaque proviennent de l'altération des biotites et apparaissent aussi dans les fractures.

## 2.2 Les gneiss micaschisteux à andalousite sillimanite

Ces faciès au Sud-Est de l'Hermet présentent une composition minéralogique voisine des gneiss à biotite sillimanite. Ils s'en distinguent par la présence d'andalousite abondante et de sillimanite prismatique.

- la biotite montre deux habitus :
  - des biotites I engagées, ployées et kinkées dans les plis 2 (chevrons: LM 6JI)
  - des biotites II, plan axial de ces plis ou disposées en charnières plus ou moins polygonales contemporaines de la phase 2.
- la muscovite
  - elle présente en faible quantité dans les interlits phylliteux, associée à la biotite, en lamelles (0,1 à 0,2 mm) ployées par les plis 2 (muscovite primaire)
  - quelques lames secondaires à inclusions de biotites sont sécantes sur la foliation  $S_1$  et correspondent à de la muscovite tardive (syn phase 2 ?)
- l'andalousite

Ce sont des cristaux de grande taille (jusqu'à 1 mm) poecilites (biotite I, opaques, plagioclases, quartz, tourmaline, et sillimanite) toujours faiblement ployées, facteurs d'hétérogénéités vis à vis des plis en chevrons  $P_2$ .
- la sillimanite montre deux aspects
  - en prismes (0,1 mm) associés à la biotite incluse dans les plagioclases (oligoclase An 20) ou l'andalousite elle semble déformée.

- sous forme d'amas à fibrolite ployés dans la foliation générale.

### Les bouffées quartzofeldspathiques

Dans les lentilles, lits ou filons granitiques sécants, le feldspath potassique se présente en plages perthitiques avec une bordure finement recristallisée (quartz + plagioclases).

Les inclusions sont constituées de quartz et d'oligoclases poecilites. Comme nous le verrons lors de l'étude des faciès quartzofeldspathiques (2e partie) ils présentent beaucoup d'analogies pétrographiques avec ceux des faciès quartzofeldspathiques remobilisés.

### 2.3 Gneiss feldspathique

La composition minéralogique est la suivante :

quartz	muscovite
oligoclase An 23	chlorite
orthose	opaques
biotite	divers (apatite, zircons, tourmaline)

La structure est grossière, hétérogranulaire.

- L'orthose montre ici des inclusions de biotite en fines paillettes non chloritisées
- Les plagioclases sont entièrement séricitisés ; seuls quelques rares individus ont permis, sous toute réserve, une détermination optique (An 23)
- Les biotites sont chloritisées sauf les cristaux inclus dans l'orthose.

### 3 - Les faciès accessoires (intercalations ou filons)

#### 3.1 Schistes surmicacés à cordiérite (?)

La structure est lépidoblastique. La composition minéralogique, assez remarquable par l'extrême développement de la muscovite, est la suivante :

muscovite	69,56 %	biotite	1,20 %
quartz	15,68 %	divers	9,22 %
minéral X (cordiérite?)	4,24%		

- La muscovite est présente en cristaux subrectangulaires associés au quartz et affectés par la phase 2 (minéraux ployés par les plis 2 en chevrons).

On trouve aussi de la muscovite non déformée transverse sur la foliation.

- La biotite, rare, elle est présente en inclusion dans le minéral "X" et lui apparaît antérieure.

- Minéral "X" (cordiérite ?)

il se présente en plages allongées dans la foliation à relief assez fort, dont les contours irréguliers sont soulignés par des plaquages opaques, incolores en lumière naturelle.

En lumière polarisée, les teintes de polarisation sont faibles (gris blanc du premier ordre) le minéral est biaxe positif ; ces caractères le rapprochent d'une cordiérite.

Les plages sont poecilites (muscovites biotites et quartz) et semblent assez tardives (post phase 1 à syn phase 2 ?).

### 3.2 Leucogranites à biotite

Dans les faciès à sillimanite, les lentilles et lits quartzofeldspathiques interstratifiés montrent une "foliation" discrète (étirement ?) soulignée par la biotite en partie ou totalement altérée. La structure est granoblastique.

- l'orthose (2V Np = 56-60) est présente en cristaux de 0,1 à 0,5 mm perthitiques (perthites en taches) subrectangulaires parfois maclés Carlsbad (macles souvent tordues). Muscovites transverses (altération) et plagioclases plus ou moins séricitisés apparaissent en inclusions dans l'orthose.

- les plagioclases (oligoclases zonés) se distinguent aisément de l'orthose par leur aspect plus altérés.

- l'apatite montre deux habitus

- en cristaux globuleux dispersés
- aciculaire (allongement supérieur à 21 dans certains échantillons) elle est parfois canaliculée.

### 3.3 Diorite quartzique

La structure est granoblastique. La roche contient quartz, plagioclases, hornblende verte, biotite, opaques, chlorite (tardive), apatite (aciculaire), sphène et feldspath potassique (orthose) exceptionnel.

- La hornblende verte est poecilitique mais peu abondante (3 % de la roche).

- Les plagioclases, abondants, montrent deux habitus :

\* en petits individus associés au quartz, ils forment le fond de la roche. Il s'agit d'oligoandésines (An 29-32) zonés (coeur séricitisé) parfois à joints triples.

\* en gros individus allongés et altérés (séricite). Ils sont zonés :

- soit normalement (zonation progressive)  
    écorce An 27  
    coeur An 48

- la zonation peut être oscillante : écorce An 23  
  zone médiane An 31  
  coeur AN 22

Ces plagioclases sont poecilitiques (biotite et apatites aciculaires). Les myrmékites sont fréquents en bordure des feldspaths potassiques.

Une analyse chimique a été effectuée sur ce faciès à titre de vérification : les paramètres CIPW sont les suivants :

Analyse	DL
P	II
Q	5
R	(2) 3
S	3

D'après la classification des roches éruptives de A. Lacroix, ces paramètres indiquent qu'il s'agit d'une diorite monzonitique.

V - CONCLUSIONS SUR LES FORMATIONS PELITIQUES

1- Les éléments structuraux

Les trois phases initialement reconnues dans les faciès Cévenols se retrouvent dans les gneiss et micaschistes de l'Allier.

• La phase 1

Elle se traduit dans les gneiss et micaschistes de l'Allier par des plis isoclinaux très aplatis dont l'axe est orienté vers le Nord (300-350). A l'Est de la faille de Villefort, entre la Bastide et la Trappe les directions observées sont différents (223-25). Ces plis ont cependant rarement été observés ; seuls quelques rocs quartzeux ou quelques charnières très étirées subsistent dans les horizons quartzophylliteux.

A cette phase se rattache la foliation régionale  $S_1$  plan axial des plis 1. L'intersection de  $S_1$  et de la surface initiale  $S_0$  se marque sur la foliation  $S_1$  par une linéation (300 à 320 dans les micaschistes de l'Allier, 217 à 220 dans la région orientale vers la Trappe) bien visible dans les faciès quartzeux (quartzites micacées ou rubanées).

Une linéation minérale, parallèle aux axes des plis 1 ou à la linéation d'intersection  $S_0 S_1$  (quartzites rubanées, région de La Trappe) correspond aux amas ellipsoïdaux de biotite.

• La phase 2

Cette phase est largement représentée dans les gneiss et micaschistes de l'Allier. Ce sont des plis en chevrons (micaschistes) ou des plis ouverts décimétriques, reprenant la foliation  $S_1$ . Cette phase déforme les minéraux préexistants, telles biotite et muscovite (ployées dans la foliation).

Dans les faciès très phylliteux, la phase 2 définit sur les surfaces  $S_1$  une crénulation homoaxiale des axes de plis 1.

• La phase 3

Elle aboutit, comme pour les faciès Cévenols à des plis méso ou microscopiques et des kinks dont l'orientation recoupe les structures préexistantes en particulier les chevrons 2 d'orientation différente (cf. chapitre structurale).

• Problème de la région de Malaval (Sud-Est de l'Hermet)

Dans ce secteur, l'orientation des axes de plis en chevrons s'étale entre 250° et 305°. Les mesures, effectuées sur une zone restreinte, ne montrent pas de maximum de concentration pour une ou deux directions particulières. Cette disposition peut difficilement s'expliquer par la superposition de deux phases de plis successives (phase 2, puis phase 3) mais de style identique (continuité des mesures sans maximum) d'autant plus que dans d'autres secteurs, ces deux phases montrent des orientations nettement différentes.

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées (axes de plis 2 courbes ou dispersés par la phase 3 etc...) mais les observations actuelles ne permettent pas de solutionner le problème.



## 2 - Données cristallogénétiques

### • Le quartz

- associé aux plagioclases ou en inclusions dans les ocelles albitiques il constitue un minéral primaire probablement hérité
- les lentilles d'exudation plissées ( $P_1$ ) forment la deuxième génération
- tardif, il cristallise dans les fractures associé à de la chlorite.

### • L'oligoclase: généralement séricitisé, il semble ancien.

- L'albite (ocelles) elle apparaît contemporaine de la phase 1 antérieure à la phase 2 (ne cristallise jamais plan axial des plis 2).

### • Le mica blanc

La séricite, en amas ployés par les plis 1, constitue un minéral précocé.

- La muscovite cristallise pendant la phase 1 (syn à post phase 1) en charnières polygonales des plis 1 ou alignées suivant la foliation  $S_1$ .

De la muscovite secondaire cristallise pendant la phase 2 transverse sur la foliation ou plan axial des plis en chevrons  $P_2$ .

Dans l'anticlinal de Masméjan, elle semble tardive par rapport à cette phase (muscovite retromorphique).

### • La biotite

- précocé, elle s'associe à la muscovite I en charnières polygonales ou plan axial des plis 1 : elle est donc contemporaine de la phase 1 antérieure à la phase 2 (biotites déformés par les plis 2).
- secondaire, elle cristallise entre les phases de déformations 1 et 2 (transverse sur  $S_1$ , ployée par  $P_2$ ) ou plus tardivement, pendant la phase 2 (plan axial des plis 2).

### • Le grenat

Surtout développé dans les faciès mésozonaux, il apparaît synchrone de la phase 1 antérieure à la phase 2 (inclusions hélicitiques). Un fait assez remarquable est la destabilisation progressive des grenats dans les faciès catazonaux à sillimanite : ce phénomène semble se mouler sur l'isograde à sillimanite, et conduit à envisager cette destabilisation comme contemporaine du métamorphisme basse pression.



• Le staurotide

En inclusion dans l'andalousite chiastolitique (contact ?) ou générale basse pression, il est relictuel. Disséminé dans la roche, il représente un facteur d'hétérogénéité vis à vis des plis 2. Les cristaux sont souvent cassés ou à extinction onduleuse et contiennent des inclusions carbonneuses plissées (P<sub>1</sub>). Tous ces faits concordent avec une cristallisation du staurotide synchrone de la phase 1, contemporaine de celle du grenat.

Dans les faciès à sillimanite, le staurotide n'est pas représenté.

• La cordiélite

En raison de son altération importante, il est difficile d'apprécier ses relations avec les autres minéraux ou avec les phases de déformation : la présence dans les charnières de plis 2 d'amas pinitisés englobant des phyllites ployés P2 (muscovite I) semblent indiquer une cristallisation de la cordiélite postérieure à la phase 2 du moins pour les faciès situés à l'Est de l'antiforme de Masméjan (Le Ranc : micaschistes à andalousite - cordiélite). Dans le secteur Ouest (bassin de l'Allier) les relations sont beaucoup moins évidentes : néanmoins les inclusions de biotite ployées (P2) s'accordent avec une apparition de la cordiélite contemporaine de la phase 2.

• L'andalousite présente deux habitus

\* le premier est représenté par des cristaux automorphes à subautomorphes à faciès chiastolitique sécants sur la foliation S<sub>1</sub>, facteurs d'hétérogénéité vis à vis des plis P<sub>2</sub>, qui cristallisent donc entre les phases de déformations 1 et 2 ; ces faciès particuliers, localisés à proximité du granite de la Margeride, se rapportent peut-être au métamorphisme de contact mais l'absence d'autres traces de ce métamorphisme ne permettent pas d'affirmer cette hypothèse.

\* Le deuxième est constitué

- d'une part, par les auréoles d'andalousites recristallisées autour des chiastolites : les inclusions plissées (trainées graphiteuses) par chevrons (P2) et l'allure non déformée des auréoles (extinction franche) attestent de leur croissance syn ou tardi phase 2.
- d'autre part, de plages poecilites (staurotide, quartz, biotite, muscovite, tourmaline et sillimanite dans les faciès à sillimanite) dont la croissance dans le temps est étalée : antérieure à la phase 2 surtout dans les régions orientales (faciès à sillimanite et micaschiste

à andalousite de l'antiforme de Masméjan et de la région La Bastide- La Trappe) elle est aussi plus tardive (syn et post phase 2) dans les régions occidentales (forêt de Mercoire).

• La sillimanite

Elle cristallise avant la phase 2, à partir d'andalousite, sous forme de prismes ou d'aiguilles déformés inclus dans ce minéral parallèlement aux clivages ou développés à sa périphérie, ou sous forme d'amas de fibrolite ployés par les plis 2.

- L'orthose se développe dans les faciès catazonaux et pourrait être contemporaine de la sillimanite.

3 - Métamorphisme des gneiss et micaschistes de l'unité supérieure

- \* Les observations microscopiques mettent en évidence plusieurs associations minérales qui se succèdent dans le temps

- une association métamorphique précoce contemporaine de la première phase de déformations qui se traduit, surtout dans les micaschistes mésozonaux par les minéraux suivants :

deux micas - grenat - staurotide ± albite

Cette association peut être rapportée à un métamorphisme de type basse pression intermédiaire peut-être moyenne pression (le disthène n'a cependant pas été rencontré sur le terrain étudié).

Dans les faciès catazonaux cet épisode est en partie effacé par les phases postérieures : l'association métamorphique "relictuelle" est formée de

biotite ± muscovite + grenats

- une association métamorphique plus tardive, postérieure à la phase 1 mais contemporaine de la deuxième phase de déformation (anté à post plis 2) qui se traduit

- dans les faciès mésozonaux (régions occidentales et secteur la Bastide - La Trappe) par l'apparition de

biotite - muscovite - cordiérite - andalousite

. dans les faciès catazonaux par les minéraux :

biotite - sillimanite ± andalousite ± muscovite (± orthose)

Ces associations sont caractéristiques d'un épisode métamorphique de type basse pression.

- une dernière association, liée à la 3<sup>e</sup> phase de déformations se traduit par la destabilisation de certaines phases minérales préexistantes et la cristallisation dans les fractures de quartz, chlorite et pyrite.

\* Problème du métamorphisme de contact :

La présence dans le secteur de la forêt de Mercoire d'andalousites chiastolitiques dont l'extension semble liée au granite de la Margeride, pose le problème de la position du métamorphisme de contact par rapport au métamorphisme général :

- si ces andalousites représentent effectivement la trace d'un métamorphisme de contact, cet épisode est postérieur à la phase 1 mais antérieur à la 2<sup>e</sup> phase de déformations (andalousites incluant les minéraux contemporains de la phase 1, en particulier le staurotide ; chiastolites facteurs d'hétérogénéité vis à vis des plis 2) : il serait alors contemporain (ou peut-être très légèrement antérieur) de l'épisode basse pression : la distinction métamorphisme basse pression - métamorphisme de contact peut être illustrée par le développement autour de chiastolites (contact, anté P<sub>2</sub>) d'auréoles d'andalousite (général basse pression syn à post P<sub>2</sub>)
- ces andalousites chiastolitiques ne sont pas liées au granite de la Margeride (contact) mais représentent une cristallisation particulière de ce minéral due à la composition chimique de la roche. Cette hypothèse explique en particulier l'absence d'autres traces de contact.

Il devient délicat, dans cette hypothèse de situer le granite de la Margeride par rapport au métamorphisme général. Le fait que ce massif ne semble pas affecté par l'épisode basse pression, et "a fortiori" par l'épisode de basse pression intermédiaire (ou moyenne pression) antérieur, peut traduire la postériorité du granite par rapport à ces phénomènes. L'absence de trace de métamorphisme de contact dans l'encaissant pélotique serait alors dû à une oblitération totale de l'auréole métamorphique par failles.

En résumé, le problème reste posé :

- le granite, daté à  $323 \pm 12$  Ma (M. Vachette, Y. Vialette, J.P. Couturié 1979) est antérieur ou contemporain de l'épisode basse pression, ce qui situe cet épisode autour de 320 Ma (post 325 Ma, anté anatexie Vellave, 300 Ma)

La succession métamorphique est donc :

- 1- "épisode" basse pression intermédiaire ou moyenne pression (syn phase 1)
  - 2- Métamorphisme de contact (Margeride 325 Ma, ante phase 2)
  - 3- "épisode" basse pression contemporain à plus tardif (ante à syn phase 2).
- le granite est postérieur aux deux "épisodes" de métamorphismes général.

La succession métamorphique devient :

- 1- "épisode" basse pression intermédiaire ou moyenne pression (syn phase 1)
- 2- "épisode" basse pression (ante à syn phase 2)
- 3- métamorphisme de contact (post phase 2 ?)

Cette succession épisode basse pression intermédiaire épisode basse pression nous permet d'envisager une évolution plurifaciale depuis un "stade" basse pression intermédiaire (ou moyenne pression) vers un "stade" basse pression.

La deuxième possibilité correspond aux faits généralement observés dans la région.

Les différents granites porphyroïdes apparaissent postérieurs au métamorphisme de basse pression (granites intrusifs, développant un métamorphisme de contact dans les séries de basse pression) :

- granite de la Borne A. Weisbrod 1970 ( $315 \pm 5$  Ma)
- granite de Rocles (Q.A. Palm 1957).

Par contre le granite de Tournon ( $337 \pm 13$  Ma, P. Bathias, J.L. Duthou 1979) intrusif dans la série de moyenne pression du Vivarais oriental, dans laquelle il développe un métamorphisme de contact, semble antérieur au métamorphisme basse pression : il est affecté par la zone mylonitique (phase 2) contemporaine de cet épisode si l'on admet que la deuxième phase de déformations constitue dans ce secteur un repère chronologique.

## LES AMPHIBOLITES

---

---

### I - INTRODUCTION

- Les amphibolites et gneiss amphiboliques observées dans ce secteur se rapportent au groupe des amphibolites rubanées, définies par A. WEISBROD (1970) dans lequel cet auteur décrit deux types de faciès :

- des faciès calciques d'origine sédimentaire
- des faciès d'origine "orthodérivée".

Les termes rencontrés sur le terrain étudié se rapportent essentiellement au second type ; nous n'avons pas en particulier retrouvé d'horizons calciques.

- les faciès amphiboliques, dans les bassins de l'Allier et du Chassezac, montrent deux types de gisements :
  - \* dans les gneiss et micaschistes mésozonaux, il s'agit de gneiss amphiboliques interstratifiés dans l'alternance quartzoleptynique médiane, affleurant sous forme de deux lentilles localisées dans la région de Malaval-l'Estampe (cf. présentation cartographique)
  - \* dans les gneiss pélitiques catazonaux, ce sont des amphibolites massives qui n'affleurent qu'au Sud de La Bastide (chemin La Bastide- Etang de la Bastide) sous forme de petit massif semblant intrusif dans les gneiss catazonaux.

Plus au Nord (région des Fagoux, au Sud de Langogne) ces gneiss pélitiques contiennent des amphibolites rubanées constituées d'une alternance régulière de bancs (centimétriques à décimétriques) d'amphibolite et de gneiss à sillimanite.

On doit également noter qu'il n'existe sur le terrain étudié aucune relation apparente entre amphibolite et vagnérite ; les premières affleurent dans les faciès schisto gréseux de l'unité supérieure (amphibolites) alors que les secondes (vagnérites) se rencontrent exclusivement dans les formations quartzofeldspathiques de base (gneiss leptyniques rubanés, gneiss grossiers porphyroblastiques).

Toutefois dans d'autres secteurs des Cévennes médianes, les relations ne sont pas aussi tranchées ; certaines vagnérites possèdent un faciès amphibolique périphérique (Thèse D. Bellanger en cours) qui peut représenter une bordure figée de ces vagnérites.

## II - DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

### 1- Description macroscopique

#### 1.1 Les gneiss amphiboliques de Malaval

Ce sont des roches massives, compactes, de couleur vert bleu sombre, en bancs dont l'épaisseur ne dépasse pas 2 à 3m. La texture est fine, la foliation discrète, soulignée par les amphiboles. Outre les amphiboles, la roche contient essentiellement du quartz.

#### 1.2 L'amphibolite de La Bastide

Il s'agit d'une roche massive d'un à deux mètres de puissance semblant intrusive dans les gneiss à sillimanite, plus ou moins discordante sur la foliation de l'encaissant (les contacts amphibolite-gneiss à sillimanite sont masqués par un sol important).

La roche contient surtout des amphiboles vert sombre et de la pyrite particulièrement abondante.

### 2- Description microscopique

#### 2.1 Le gneiss amphibolique de Malaval

Ce faciès présente une structure granoblastique orientée. La granulométrie fine (grains inférieurs à 0,1mm) est homogène.

La composition minéralogique est la suivante :

quartz	26,16 %	minéraux opaques	4,61 %
plagioclase	33,40 %	chlorite	6,51 %
hornblende verte	21,24 %	apatite	3,17 %
biotite	2,33 %	sphène	2,58 %

. Le quartz est en cristaux isogranulaires à joints triples rares.

. Le plagioclase (oligo andésine ?)

est présent en cristaux plus ou moins altérés. Il forme, associé au quartz, le fond cristallin.

Les grains sont poecilites et contiennent

- de la hornblende verte en paillettes déchetées
- de l'apatite en fines baguettes
- du quartz en gouttes.

• La hornblende verte

est en cristaux de taille inférieure à 0,2mm. Certains sont déchiquetés et plus ou moins altérés (épidote) d'autres apparaissent interstitiels, à contours nets, ou associés au quartz et aux plagioclases : ils sont sains et poecilites (quartz).

• La biotite

C'est un minéral rare dans la roche. Elle apparait en lattes tordues, allongées dans la foliation, toujours chloritisées et altérées (minéraux opaques, feldspaths, leucoxène).

Nous n'avons pas remarqué de développement de biotite au dépend de la hornblende.

• Minéraux accessoires

- la chlorite résulte de l'altération des minéraux ferromagnésiens ; on trouve également de la chlorite tardive en remplissage des fractures
- l'apatite est présente, souvent abondante
- sphène et minerais semblent tardifs en amas dans les fractures de la roche.

2.2 L'amphibolite de La Bastide

Ce faciès diffère du précédent par une structure plus massive. Il n'a pas été observé de structure doléritique résiduelle ou variolitique. Cette amphibolite diffère des amphibolites rubanées de l'unité supérieure (A. Weisbrod 1970) : la trilogie amphibolite compacte-pyroxéno amphibolite- gneiss amphibolique riche en biotite n'existe pas : seule est représentée l'amphibolite compacte.

Comme le montre la composition minéralogique, le quartz est subordonné, l'amphibole et les plagioclases, sont abondants. Les minerais, pyrite et minéraux opaques (hématite, ilménite ou magnétite ?) sont en quantité notable.

quartz	12,04 %	chlorite	3,41 %
plagioclase	39,60 %	minerais	9,28 %
hornblende	25,75 %	apatite	3,17 %
biotite	3,27 %	sphène, calcite, épidote	3,48 %

- Les plagioclases apparaissent sous deux habitus :
  - des andésines (An 45) assez altérées, parfois incluses dans la hornblende
  - des oligoclases (An 27) de plus petite taille, peu ou pas altérés.
  
- La hornblende verte  
se présente en cristaux de 0,1 à 0,5 mm ou en plages millimétriques, à pléochroïsme vert claire-incolore, peu altérées.  
  
Ces minéraux sont poecilites et contiennent : quartz, plagioclase (An 45), et une amphibole décolorée (ancienne hornblende ?)
  
- Minéraux accessoires et secondaires :
  - l'apatite aciculaire est abondante
  - l'épidote et la calcite représentent pour leur part des minéraux tardifs.

### III - GEOCHIMIE DES AMPHIBOLITES

La reconnaissance des caractères géochimiques des roches basiques orthodérivées est souvent un outil efficace pour la reconstitution du cadre de mise en place des séries dans lesquelles elles s'inscrivent. La région étudiée se prête cependant mal à une telle étude (rareté des intercalations basiques) : les analyses ont été effectuées sur les deux horizons de gneiss amphibolique (Malaval) et sur l'amphibolite de La Bastide. A titre de comparaison nous y avons joint l'analyse d'un échantillon prélevé au Sud de Langogne (faciès massif dans les amphibolites rubanées : ALF, Les Fagoux : x : 721,77 ; y = 267,32).

#### • Les gneiss amphiboliques

Ils sont caractérisés par des teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  élevées. Dans les diagrammes de De La Roche, ils tombent en dehors du champ des basaltes.

Leur position assez proche du champ des grauwackes (ou subgrauwackes) traduit l'intervention d'une composante sédimentaire importante qui masque les caractères géochimiques originels (tholéïque, alcalin ou calco-alcalin ?).

#### • Les amphibolites (AL 1 : La Bastide ; ALF : Les Fagoux)

Ces faciès montrent des teneurs en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  élevées. Ces



teneurs élevées en  $\text{Na}_2\text{O}$  se retrouvent dans d'autres régions de métamorphisme basse pression (Molina F.N, 1973, Youssif Y. Thèse en cours).

Dans les diagrammes de De La Roche (fig. 5,7 ) il s'agit de basaltes. Le diagramme  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$  (fig. 6 ) permet de préciser cette origine et montre la nature alcaline des amphibolites.

Toutefois cette hypothèse doit être nuancée car les alcalins sont particulièrement mobiles durant le métamorphisme (Burwasch R.A., Krupička J., 1970 ; Beach A., 1973 ; Miyashiro A. 1973).

Enfin on peut remarquer que malgré leurs hautes teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  les amphibolites ne tombent pas dans le champ des spilites.

#### IV- ORIGINE DES AMPHIBOLITES

L'étude géochimique des amphibolites conduit à envisager :

- une origine probablement éruptive remaniée pour les gneiss amphiboliques
- une origine éruptive non remaniée pour les amphibolites.

Pour les amphibolites massives (AL1, ALF), nous avons remarqué les fortes valeurs en  $\text{Na}_2\text{O}$ . Bien que les alcalins soient mobiles durant le métamorphisme, ces teneurs élevées peuvent éventuellement exprimer une tendance spilitique ; cette tendance a du reste été observée par A. Weisbrod (1970) dans l'ensemble des Cévennes Médiannes. Les travaux entrepris actuellement dans le cadre d'un troisième cycle, permettront de préciser cette hypothèse (Thèse Youssif Y, en cours).

Les résultats obtenus dans ce travail permettent d'envisager une nature originelle alcaline des amphibolites.

DEUXIEME PARTIE :

LES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES

---

## DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

---

### I-LITHOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES

Les levés cartographiques permettent de distinguer deux ensembles lithostratigraphiques situés à deux niveaux zonéographiques différents :

- \* un ensemble à caractère mésozonal affleurant sous les micaschistes à grenat staurotide andalousite cordiérite et qui comprend :

- au sommet des leptynites
- à la base des gneiss ocellés.

Ce premier groupe apparait essentiellement à l'Ouest d'une ligne passant par l'Hermet, Grossefage, Chalalier, les Taillades, Moure des Estombres, Chaniaux et Laveyrune.

- \* un ensemble à caractère catazonal à sillimanite cordiérite, affleurant sous les gneiss à sillimanite de l'Hermet Grossefage ou du Ranc, qui se développe au coeur de l'anticlinal de Masméjan. Ces formations quartzofeldspathiques souvent mal définies (formation quartzofeldspathique indifférenciée de A. Weisbrod) présentent une succession lithologique analogue à celle de l'ensemble quartzofeldspathique mésozonal :

- une partie supérieure de gneiss leptyniques rubanés (Pont de Malaval, Sud l'Hermet)
- une base plus grossière formée de gneiss grossier porphyroblastiques et de matériel quartzofeldspathique grossier.

#### A- Le groupe des leptynites et gneiss ocellés

Plusieurs profils lithostratigraphiques (cf. présentation cartographique) construits dans les différentes unités occidentales permettent d'établir la série quartzofeldspathique mésozonale type.

##### 1/ Les leptynites

Elles sont représentées essentiellement par une leptynite rubano ocellée dont la puissance varie de quelques 30 à 50m (D6 avant La Peyre) à plus de 150m au niveau de Bertail (170-190m) Ces roches sont massives, claires (blanc-rose) à débit en bancs décimétriques à métriques. La texture est régulière, la foliation toujours bien marquée, soulignée par

les lentilles quartzieuses très étirées millimétriques (véritables "lits" continus) ou les minces interlits phylliteux à biotite muscovite.

L'aspect général de la roche varie suivant la teneur en porphyroclastes feldspathiques dont la taille atteint parfois plusieurs centimètres (1 à 3 cm)

- leptynites rubanées ou rubano ocellées : terme moyen
- leptynites ocellées à porphyroclastes abondants pluricentimétriques.

Ce faciès peut alors se confondre avec un gneiss ocellé, seul l'aspect plus massif et plus régulier à l'affleurement l'en distingue.

- Dans les leptynites rubano ocellées s'intercalent des niveaux particuliers de leptynites à muscovites, faciès très massif blanchâtre d'aspect saccharoïde de puissance métrique, discontinus (lenticulaires) dont les relations avec l'encaissant rubano ocellé sont tranchées. Le contact leptynite à muscovite-leptynite rubano ocellé est franc.
- La roche contient quartz, plagioclases, feldspath potassique et muscovite essentiellement, parfois ( $x = 715,4$  ;  $y = 251,5$ ) de petits amas noirâtres (minéraux opaques) millimétriques.
- Les autres intercalations sont rares, il s'agit :
  - de gneiss fins sombres quartzeux à biotite en taches interstratifiés au sommet des leptynites rubano ocellées; ce niveau discontinu s'observe exclusivement au Sud Est du Mas (pt 1034, pont sur le Chassezac) l'aspect est gréseux, la trame quartzofeldspathique renferme de la biotite en taches et de la sillimanite en petites quantité (cf. étude microscopique).
  - au-dessus du Grand Bois de Chabaleyret ( $x = 720,02$  ;  $y = 256,75$ ) s'intercalent quelques horizons lenticulaires de quartzites pures, en petits bancs centimétriques, parallèlement à la foliation de l'encaissant (leptynites rubano ocellées)

## 2/ Les gneiss ocellés

Cet ensemble regroupe plusieurs faciès :

- gneiss rubano ocellé (type les Chazeaux)

les interlits micassés réguliers et assez fins lui confèrent une foliation bien marquée. Ces interlits s'écartent périodiquement

et laissent place à des yeux feldspathiques automorphes arrondis ou elliptiques bordés à chaque extrémité d'amas quartzofeldspathiques ( ombres de pression) les yeux sont maclés Carlsbad (plans de macles rectilignes). Ils sont souvent cassés, et contiennent parfois des paillettes de biotite.

L'aspect général des gneiss oeillés varie, comme pour les leptynites, suivant la teneur en porphyroclastes (gneiss lité, rubané, à yeux jointifs).

D'autres types lithologiques s'interclent dans le faciès typique:

- . gneiss oeillé grossier à texture plus irrégulière, à foliation discrète mais visible. Les porphyroclastes feldspathiques sont plus trapus faiblement étirés, fracturés et cimentés par du quartz. Le quartz est présent en agrégats polycristallins gris bleutés étirés dans la foliation mais ne présente plus l'aspect en rubans des gneiss rubano oeillés. La biotite constitue le phylliteux essentiel, la muscovite est rare. Ce gneiss oeillé grossier est parfois déformé par un plissement intense (D6 Mirandol au pied du Viaduc) : il prend l'aspect d'un gneiss amygdalaire plissé dont les "yeux" feldspathiques sont tordus et étirés en amygdales parsemés d'inclusions biotitiques parfois en zone (structure rapakiwi). Au niveau du Pendut le gneiss grossier montre, une texture plus grenue intermédiaire entre les faciès de Chazeaux et le métagranite. Les quartz notamment sont globuleux à automorphes bleutés ; les interlits biotitiques sont très irréguliers, la biotite s'assemble en amas ellipsoïdaux aplatis dans la foliation qui reste cependant marquée; à leur base, (limites des gneiss à sillimanite) ils sont légèrement remobilisés. Au contact avec les gneiss à sillimanite sous jacents, la roche prend l'aspect d'un gneiss leptynique fin à porphyroclastes feldspathiques de taille voisine ou inférieure au centimètre.
- . métagranite : il représente le type le plus grenu de la formation et apparaît intercalé dans les gneiss rubano oeillés (D6 - x= 714,55 ; y= 251,95) ou les gneiss oeillés grossiers (Chassezac, sous Mirandol) la puissance est généralement faible (quelques mètres) et ne présente pas de faciès de bordure microgrenue. La foliation n'est plus visible ; les minéraux présentent des caractères particuliers notamment le quartz en cristaux globuleux subautomorphes bleutés et la biotite qui se rassemble en nids centimétriques.

Les intercalations sont nombreuses à tous les niveaux des gneiss oeillés :

- des leptynites rubano oeillées ou leptynites fines litées bien visibles dans les gneiss rubano oeillés des Chazeaux

et de Mirandol et qui constituent (cf. étude microscopique) de minces zones laminées concordantes.

- des gneiss fins biotitiques peu épais interstratifiés dans la formation.
- à la limite gneiss ocellé gneiss à sillimanite (Sud Est de l'Hermet) de nombreux filons lamprohyriques traversent la formation
- des filons sécants ou sub concordants de pegmatites à tourmaline muscovite (les Chazeaux) ou leucogranites à muscovite (Ravin de Lavanches).

#### B- L'ensemble quartzofeldspathique de base

Les formations quartzofeldspathiques catazonales constituent le coeur de l'antiforme (N.S) de Masméjan; à l'Est de la faille de Villefort (région Laveyrune - La Bastide - La Trappe - Les Hubacs), ces formations prennent une direction E-W.

##### 1/ Les gneiss leptyniques rubanés

Ils affleurent sous les gneiss à sillimanite (Malaval, S.E de l'Hermet et S.E. de Puylaurent) leur aspect et leur couleur rappellent les leptynites : la texture est régulière soulignée par des interlits biotitiques continus très minces (< mm). Dans les lits quartzofeldspathiques centimétriques se logent des amygdales feldspathiques allongées dans la foliation, parfois maclées.

La cordiérite rare, et la sillimanite sont présentes dans la roche (Sud de l'Hermet). De nombreux filons granitiques apliques ou pegmatitiques concordants ou sécants parcourent la formation. Sur le flanc Est de l'anticlinal on retrouve ces faciès sous le hameau du Ranc mais ils sont en partie tronqués par une faille; compte tenu du pendage, l'épaisseur de l'ensemble est de l'ordre d'une centaine de mètres.

##### 2/ Les gneiss grossiers porphyroblastiques

Faisant suite aux gneiss leptyniques rubanés, ce sont des faciès hétérogènes grossiers d'aspect migmatitique à sillimanite biotite avec ou sans cordiérite. Les faciès à cordiérite sont strictement limités au coeur de l'antiforme (région Chaniaux La Mourade Sud l'Hermet Le Ranc La Bastide Serres ) au-delà de ce domaine les formations remobilisées sont à biotite sillimanite. Dans une trame quartzofeldspathique leucocrate (granites ou pegmatites à cordiérite) apparaissent des "panneaux" ocellés plissés à contours plus ou moins nets.

Les intercalations sont fréquentes essentiellement de deux types :

- des gneiss fins à biotite sillimanite en niveaux peu épais (20cm) concordants dans la foliation
- des "vagnériles" en petits massifs de quelques mètres de diamètre dont la description sera donnée au chapitre IV 2e partie.

## C/ Conclusions

### 1/ Variations lithologiques latérales

Les formations quartzofeldspathiques montrent des variations latérales importantes deux domaines ont été distingués :

- \* au nord et sur le flanc W de l'antiforme de Masméjan le domaine des leptynites et gneiss ocellés formant la base de la série mésozonale
- \* au nord est et au coeur de l'antiforme le domaine des formations quartzofeldspathiques catazonales remobilisées à sillimanite+cordiérite; on remarquera en particulier :
  - l'horizon de gneiss à sillimanite intercalé entre les deux domaines quartzofeldspathique : cet horizon important au Sud de la route Grosse-fage Puylaurent s'amincit à l'Est de Chabaliér et disparaît vers le Nord laissant les gneiss ocellés au contact des formations quartzofeldspathiques de base.
  - l'assymétrie des deux flancs de l'antiforme de Masméjan (N.S) et son prolongement E.W au Nord de La Bastide - La Trappe : les leptynites et gneiss ocellés présents à l'Ouest au Nord disparaissent au Nord Est (La Bastide La Trappe) et sur le flanc Est de l'antiforme de Masméjan
  - en ce qui concerne les formations quartzofeldspathiques de base (remobilisées) la situation n'est pas toujours évidente : si la succession lithostratigraphiques est bien marquée au Sud du terrain (Sud de l'Hermet - Le Ranc) et dans la région Nord Est (La Trappe - Les rubacs) il n'en va pas de même dans les secteurs centraux (coeur de l'antiforme) où la distinction gneiss leptynique rubané, gneiss grossier porphyroblastique reste aléatoire.

### 2/ Variations verticales

Les deux groupes lithostratigraphiques possèdent des caractères semblables :

- une disposition particulière de la série avec des faciès fins supérieurs (leptynites ou gneiss leptyniques rubanés) et des faciès plus grossiers inférieurs (gneiss ocellés ou gneiss grossiers porphyroblastiques)
- la présence dans les deux groupes de gneiss pélitiques interstratifiés.

On remarquera également que :

- tous les massifs vagnéritiques sont situés dans les gneiss grossiers porphyroblastiques à sillimanite + cordiérite. Ces massifs n'apparaissent pas dans les formations quartzofeldspathiques supérieures (leptynites gneiss ocellés) où l'on rencontre cependant (massif de l' Hermet) des filons lamprophyriques souvent abondants (Sud l'Hermet - Malaval)

## II. Description microscopique

L'étude pétrographique confirme les distinctions opérées sur le terrain :

• Les formations quartzofeldspathiques mésozonales (leptynites et gneiss ocellés)

Elles montrent les caractères d'anciennes roches granitiques, transformées lors de l'évolution tectonométamorphique par une mylonitisation plus ou moins poussée ; on observe ainsi tous les intermédiaires entre le stade peu évolué grenu et les faciès blastomylonitiques ayant acquis une foliation ; on distingue :

- les "métagranites" types, à texture granitique conservée, qui sont des roches équantes non orientées, contenant une forte proportion de phénoclastes ;
- les orthogneiss blastomylonitiques, roches orientées et foliées dans lesquelles la texture initiale n'est plus reconnaissable. Nous avons défini :
  - des gneiss ocellés grossiers à foliation fruste et phénoclastes peu déformés ;
  - des gneiss rubano-ocellés, à quartz en "plaquettes" et phénoclastes généralement allongés et étirés dans la foliation. Ce faciès constitue l'essentiel des gneiss ocellés (s.l.).

Les intercalations sont constituées de leptynites rubano-ocellées de puissance généralement faible (50 cm à 1 m), à quartz en rubans continus soulignant la foliation et phénoclastes étirés, fracturés, et cimentés par une matrice quartzofeldspathique. Ces leptynites passent souvent à des faciès fins (leptynites litées), de faible épaisseur (centimétrique), à rares porphyroclastes millimétriques.

- les leptynites, termes les plus évolués dans la série, qui présentent des caractères blastomylonitiques accusés. Ces faciès comprennent :
  - des leptynites rubano-ocellées
  - des leptynites fines litées
  - des leptynites à muscovite qui représentent probablement d'anciens leucogranites (cf. étude minéralogique et chimique).



• Les formations quartzofeldspathiques catazonales (gneiss leptyniques rubanés, gneiss grossiers porphyroblastiques) apparaissent comme d'anciens orthogneiss blastomylonitiques partiellement remobilisés : il subsiste encore quelques "reliques"

- soit macroscopiques, sous forme de "panneaux" de gneiss ocellés peu ou pas migmatisés,
- soit microscopiques (porphyroclastes feldspathiques à structure rapakivi conservée, non recristallisée).

#### A. Les formations quartzofeldspathiques mésozonales

##### 1. Les "métagranites" (orthogneiss à structure granitique conservée)

###### 1.1. Caractères généraux

La texture de cette roche est équate, non orientée. Les mégacristaux sont des phénoclastes baignant dans une mésostase granulée, à grains fins, secondaire. Cette texture, hétérogranulaire, permet de grouper les minéraux, en fonction de leur taille, suivant deux catégories :

- des phénocristaux plurimillimétriques ou centimétriques (0,03 à 3 cm), automorphes à subautomorphes, parfois en fragments ;
- les minéraux granulés de la mésostase (0,01 à 0,1 mm) qui se distinguent des clastes par leur habitus polygonal ou leur structure engrenée.

###### 1.2. Texture grenue originelle

Par certains caractères, cette roche se différencie aisément d'un migrogranite :

- abondance des phénoclastes par rapport à la mésostase ;
- cette mésostase ne peut être assimilée à une mésostase microgrenue (aspect granulé, microcristaux polygonaux ou structure engrenée) ;
- absence (ou rareté) des figures de synensis (plagioclases, quartz automorphes).

La texture grenue originelle est soulignée par le quartz, le feldspath potassique (orthose :  $2\text{VWp} = 56$ ), le plagioclase (oligoclase  $\text{An}_{18-23}$ ) et un minéral entièrement pseudomorphosé (amas micacés), vraisemblablement une ancienne cordiérite ; ces minéraux sont automorphes en cristaux de grande taille (centimétriques). Le quartz présente souvent des faces rectilignes, soulignées par les cristaux de la mésostase et de fines paillettes de mica.

### 1.3. Texture granoblastique

Dans ce faciès, la blastomylonitisation est limitée à la déformation des phénocristaux, leur granulation partielle, et à la recristallisation plus complète de la mésostase.

#### . Les phénocristaux

La déformation se traduit de deux manières :

- par une fracturation des phénocristaux avec déplacement faible et cristallisation de la mésostase granulée dans ces fractures (feldspath potassique, plagioclase) ;
- En ce qui concerne le quartz et la biotite, la déformation est ductile et se marque par des bandes de déformation et une extinction ondulante.
- Quelques phénoclastes présente des marques de recristallisation localisées à la périphérie du cristal.

#### . La mésostase

Elle est constituée de quartz, feldspaths et micas, en cristaux équants à structure engrenée ou en petits cristaux de forme polygonale. Le quartz est fréquemment en plages recristallisées, à structure engrenée, cimentant les phénoclastes et une partie de la mésostase.

## 2. Les orthogneiss blastomylonitiques

### 2.1. Les gneiss ocellés grossiers

En lame mince, ces faciès montrent une texture ocellée granoblastique hétérogranulaire. Ils se composent :

- de phénoclastes de quartz, plagioclases, feldspaths potassiques ;
- d'une mésostase granoblastique cimentant les phénoclastes ;
- d'ams micacés centimétriques.

#### 2.1.1. Les phénoclastes

##### . Le quartz

Il est en nodules globuleux (millimétriques à centimétriques) assez bien délimités de la mésostase, formés de petits cristaux équidimensionnels à structure engrenée. Ces nodules sont étirés à leurs extrémités (le quartz recristallise dans le plan de foliation  $S_1$ ).

- Le plagioclase (oligoclase) se présente en cristaux séricitisés et zonés. La déformation se traduit essentiellement par une fracturation assez faible et surtout une torsion des macles polysynthétiques. Ces plagioclases sont riches en fines lamelles de muscovite.
- Le feldspath potassique (orthose  $2VNp = 50-55$ )  
Il est représenté par des yeux centimétriques, maclés Carlsbad, généralement déformés et montrant une texture rappelant les feldspaths rapakiwi décrits par P. Debat (1974) dans les gneiss de Cammazes :  
Le coeur est de l'orthose ( $2VNp = 55$ ) maclé Carlsbad (plan de macle plus ou moins rectiligne), perthitique en taches (oligoclase  $An_{12}$ ) et poecilitique (quartz + muscovite et oligoclase myrmékitique en plages à joints triples irréguliers).  
Autour du phénoblaste d'orthose se développe une écorce, d'épaisseur variant de 0,1 à 0,3 mm, essentiellement plagioclasique et biotitique (quartz et muscovite sont subordonnés). Cette enveloppe s'épaissit aux extrémités du phénoclaste (ombre de pression).  
La zone externe est constituée d'une fine couche à biotite ( $\pm$  muscovite) et granulations quartzofeldspathiques.

#### 2.1.2. La mésostase

Elle est formée de cristaux engrenés de faibles dimensions (inférieures à 0,2 mm) ; elle est plus développée que dans les métagranites, mais reste toutefois assez réduite. Les minéraux constitutifs sont :

- Le quartz, en petits cristaux , à tendance polygonale ou à structure engrenée dans la mésostase, ou cristallisant en particulier dans les zones abritées des porphyroclastes.  
Le quartz apparaît également en myrmékites dans les plagioclases de la mésostase, en bordure des porphyroclastes feldspathiques.
- Le plagioclase (oligoclase), en petits individus (0,2 à 0,3 mm) altérés, plus ou moins polygonisés, parfois à joints triples associés à quartz et feldspath.
- L'orthose est également présente en petits grains disséminés dans la mésostase.

### 2.1.3. Les amas micacés

- La biotite montre une tendance à s'assembler en amas (biotites en nids 5J 37) plus ou moins ployés dans la foliation, déformés (kinks), incluant de la muscovite tordue, de l'apatite, du quartz, des zircons ; les biotites sont altérées aux extrémités (chlorite + opaques) ou dans les clivages (feldspath potassique + leucoxène).
- La muscovite est présente en lamelles ployées dans  $S_1$  ou en inclusion dans les feldspaths potassiques.
- La sillimanite est rare, mais présente dans les faciès du Pendut (plateau de l'Hermet).

## 2.2. Les gneiss rubano-oeillés

### 2.2.1. Texture

La texture est oeillée, hétérogranulaire granolépido-blastique. Elle se caractérise par :

- La disposition du quartz en rubans discontinus ("plaquettes") parallèlement à la foliation de la roche : ces rubans constituent en fait des amas ellipsoïdaux extrêmement aplatis dans le plan de foliation. Vus dans un plan perpendiculaire, ces rubans sont constitués d'agrégats polycristallins hétérogranulaires à structure engrenée et bandes de pliages obliques.
- L'existence de phénoclastes de plagioclase et de feldspath potassique (orthose  $2VNp = 58$ ). Les feldspaths sont généralement couchés dans le plan de foliation. Ils sont maclés Carlsbad (plan de macle parallèle au plan de foliation) ; dans le détail, les plans de macle sont déformés et soulignés par des agrégats microcristallins de quartz. Lorsque les "yeux" ont subi une rotation, les ombres de pression latérales quartzofeldspathiques sont sinueuses, dissymétriques ; une zone myrmékitique se développe à la périphérie du porphyroclaste.

Les phénoclastes sont fréquemment cisailés : dans les fractures et les ombres de pression latérales cristallisent quartz et plagioclase (oligoclase  $An_{10-12}$ ).

Les perthites (perthites en "plaques" d'oligoclase) sont plus développées que dans les gneiss oeillés grossiers.

Enfin, ces phénoclastes sont poecilites et contiennent notamment de l'orthose (biaxe -,  $2VNp = 60-63$ ), de l'oligoclase généralement séricitisé ( $An_{20-23}$ ) et du quartz à inclusions d'apatite aciculaire.

- La disposition des micas (et parfois des grenats) en "lits" discontinus, limitant les rubans quartzeux ; ces lits micacés sont formés de petites lattes de biotite et muscovite ployées dans la foliation.
- La présence d'une mésostase granulée à grains fins (0,05 à 0,2 mm), essentiellement plagioclasique (quartz, apatite subordonnés). Les grains sont polygonaux ; leurs contours sont généralement courbes, parfois indentés.

### 2.2.2. Les minéraux accessoires

Il s'agit essentiellement de zircons et d'apatite disséminés dans la mésostase ou en inclusions dans les clastes (apatite aciculaire).

Chlorite et minéraux opaques résultent, pour leur part, de l'altération des biotites.

### 2.3. Les leptynites intercalées

• La blastomylonitisation se traduit dans ces faciès par l'accentuation de la texture observée dans les gneiss rubano-oeillés :

- Les rubans quartzeux, d'une à deux couches, présentent des joints plus ou moins rectilignes parallèlement à la foliation qu'ils soulignent. Ces "lanières" sont formées de grains indentés à joints à peu près perpendiculaires à la foliation et extinction franche ou par bandes obliques sur cette foliation.

- Les porphyroclastes sont beaucoup plus déformés (plans de macles tordus) que dans les faciès précédents ; ils sont opacifiés, le plus souvent brisés, et les différents clastes sont emballés dans une matrice quartzofeldspathique ; l'ensemble forme des amandes centimétriques allongées dans la foliation. Du point de vue minéralogique, il s'agit essentiellement de perthite (oligoclase  $An_{22}$ , oligo-andésine  $An_{29-30}$ ).

Les inclusions sont abondantes, plagioclasses séricitisés, orthose subautomorphe, quartz, muscovite, biotite chloritisée et apatite en baguettes allongées. Ce dernier minéral est toutefois moins abondamment développé que dans les gneiss oeillés.

• A la base des gneiss ceillés du Pendut, le niveau de gneiss fin leptynique présente des caractères particuliers :

- Le quartz ne présente pas les structure en rubans des leptynites interstratifiées dans les gneiss ceillés : les grains sont soit regroupés en plages, plus ou moins dispersées dans la trame, soit associés aux plagioclases et à l'orthose à structure à joints triples irréguliers (l'extinction est franche ou très faiblement ondulante) pouvant indiquer une recristallisation de ces minéraux.

- L'orthose (2VNp = 58-63)

• en cristaux de 0,1 à 3 mm disséminés dans la trame quartzofeldspathique, à perthites abondantes (mésoperthites), et inclusions de sillimanite ;

• en porphyroblastes (quelques millimètres à 1 cm) poecilitiques (quartz, sillimanite, muscovite et plagioclases à quartz en texture myrmékitique) et perthitiques :

perthites de deux types :

mésoperthites albitiques

perthites à oligoclase en plaques (An<sub>23</sub>)

Ces yeux sont • soit monocristallins

• soit polycristallins, présentant souvent des joints triples, associés à du plagioclase et à du quartz qui semble interstitiel.

En bordure des yeux, les agrégats quartzofeldspathiques montrent souvent des grains polygonaux à joints triples.

- La muscovite montre deux générations :

• primaire : elle se présente en lattes, associée à la biotite ployée dans la foliation ;

• secondaire : en grandes plages non déformées, poecilitiques (quartz), elle est tardive (rétromorphique ?).

- La sillimanite est

• soit associée à la biotite ; elle participe alors à la foliation ;

• soit en aiguilles (dans les feldspaths).

### 3. Les leptynites

#### 3.1. Les leptynites rubano-oeillées

##### 3.1.1. Minéralogie

La composition minéralogique est semblable à celle des gneiss rubano-oeillés :

quartz	25 à 30 %
feldspath potassique	20 à 25 %
oligoclase (An <sub>20-28</sub> )	30%
biotite	0 à 7 %
muscovite	3 à 10 %
minéraux accessoires	3 % (apatite, zircons, minerais, chlorite, rutile).

La sillimanite fait son apparition dans les faciès les plus orientaux (Le Mas) sous forme de fibrolite, mais reste rare.

##### 3.1.2. Texture

La texture granolépidoblastique montre beaucoup de similitudes avec celle des gneiss rubano-oeillés sous-jacents. De ce fait, les leptynites rubano-oeillées n'apparaissent pas comme des faciès différents des gneiss oeillés mais comme des termes initialement plus fins (faciès de bordure ?) ayant accusé la déformation au même titre que les gneiss oeillés.

##### • Les porphyroclastes

Il s'agit essentiellement de feldspaths (plagioclases et orthose), en cristaux automorphes à subautomorphes, n'englobant pas d'éléments de la mésostase et par conséquent bien délimités par rapport à celle-ci.

Ces phénoclastes sont fracturés (fentes cicatrisées par du quartz) ou déformés de manière ductile (extinction ondulante, macles polysynthétiques tordues) ; quelques porphyroclastes montrent également des traces d'arrachement.

L'observation microscopique de ces phénocristaux appelle quelques remarques :

\* Les phénoclastes de plagioclase sont toujours très poecilites (quartz, apatite aciculaire très abondante, muscovite, biotite) ou parfois faiblement zonés à coeur calcique en général plus altéré.

Ces inclusions se répartissent parfois en zones concentriques ou sont regroupées au coeur du phénoclaste : cette disposition traduit l'existence d'un zonage primaire : lors du métamorphisme, le plagioclase se transforme, avec cristallisation des produits micacés dans les zones les plus calciques, et homogénéisation totale du feldspath vers sa bordure, effaçant ainsi le zonage originel.

Cette transformation est identique à celle observée par P. Debat (1974) dans les plagioclases des gneiss ocellés des Cammazes (Montagne Noire). Toutefois et contrairement à P. Debat, nous n'avons pas observé le développement de microcline et d'albite secondaire dans ces plagioclases, ce qui semblerait ici indiquer, d'après cet auteur, une transformation et une recristallisation moins poussées.

- \* Les phénoclastes d'orthose présentent une perthitisation plus poussée que ceux des gneiss ocellés (pourcentage de perthites entre 30 et 55 %), se traduisant par l'apparition de mésoperthites d'oligoclases ( $An_{10-13}$ ) en "taches".

Ces phénoclastes d'orthose sont poecilitiques et contiennent du feldspath potassique maclé Carlsbad, du quartz, de la muscovite et de l'oligoclase poecilitiques (mêmes caractères que les phénoclastes plagioclasiques).

- La mésostase

Elle est constituée de matériel quartzofeldspathique en cristaux plus ou moins polygonaux (0,1 à 0,3 mm) à structure engrenée, en général sains mais non poecilitiques. La mésostase prend ici une importance plus grande que dans les faciès ocellés plus grossiers (gneiss ocellés s.l.).

- Les rubans quartzeux apparaissent continus, limités par l'orientation préférentielle des micas et incluant localement de la muscovite. Ces rubans montrent une extinction onduleuse par bandes obliques sur la foliation.

### 3.2. Lentynites fines litées

Elles ne diffèrent du faciès précédent que par la granulométrie plus fine. Les porphyroclastes sont plus rares et, de toute façon, ne dépassent jamais 0,5 cm :



il s'agit d'oligoclases déformés ou cassés (fractures cimentées par du quartz).

### 3.3. Leptynites à muscovite

- Le quartz présente des caractéristiques voisines de celles du faciès rubano oeilé ; toutefois, les rubans quartzeux n'existent plus : il s'agit de grains allongés (0,1 à 1 cm), à extinction onduleuse par bandes , ou de très minces filets granulés cimentant les grains déformés.
- L'albite ( $An_{6-8}$ )  
Elle se présente en cristaux bien développés, maclés (macles polysynthétiques), très poecilites (quartz en gouttes, muscovite en paillettes abondantes, apatite globuleuse), de taille variable (0,1 à plus d'1 mm), en général cassés.
- Le feldspath potassique ( $2VNp = 68$ ) est rare, en grains de 0,1 à 0,2 mm, à extinction onduleuse ; les macles (Carlsbad) sont peu développées ; les inclusions, peu abondantes, sont exclusivement constituées par de la muscovite.
  - . la muscovite est abondante (même caractère que celle des leptynites rubano-oeillées) ;
  - . minéraux accessoires : il s'agit essentiellement d'apatite globuleuse, de zircons et de quelques rares amammillimétriques de minéraux opaques (hématite) et de phylliteux (muscovite ou chlorite incolore ? vert pâle ?) pouvant provenir d'anciennes biotites (?).

### 3.4. Gneiss fins biotitiques intercalés

La roche présente une structure granolépidoblastique ; la granulométrie est fine et homogène.

- Le quartz est présent en grain (structure engréneuse) formant de minces rubans discontinus ou associés aux feldspaths et plagioclases dans les lits quartzofeldspathiques. On le trouve également en inclusion dans différents minéraux (plagioclases, apatite).

- l'oligoclase An<sub>21-23</sub>

Ces plagioclases s'aggrègent souvent en amygdales polycristallines à joints triples formés de grains séricitisés, associés au quartz et à l'orthose, mimant un ancien porphyroblaste.

- l'orthose 2 VNp = 58 est rare, en petits cristaux (0,1 à 0,2 mm) ; elle est moins altérée que l'oligoclase.

- la muscovite présente deux générations :

. des lamelles en charnières polygonales de plis I, non déformées ou très faiblement ployées dans la foliation S<sub>1</sub> ;

. des petits individus transverses (tardifs) sur la foliation S<sub>1</sub>.

- la biotite

. primaire, elle est associée aux lamelles de muscovite, faiblement déformée, ou en plan axial des plis I ;

. secondaire, ce sont des petites biotites brun rouge transverses sur la foliation (tardives ?).

- le grenat, la tourmaline (inclusions quartzeuses), l'apatite en gros cristaux globuleux présentant un aspect identique à celui des grenats (en lumière naturelle), les zircons et des minéraux opaques sont également fréquents dans ce faciès.

#### 4 - Les lamprophyres (kersantites)

La structure est granolépidoblastique. Le composition minéralogique est celle d'un gneiss pélitique :

quartz - plagioclases - orthose - biotite (chloritisée) - muscovite - minéraux accessoires (minéraux opaques, zircons, apatite, chlorite d'altération, sphène).

On remarquera notamment les biotites ponctuées de minéraux opaques, alignées en chapelets dans la foliations, et les plagioclases qui se présentent :

. soit dans la trame, associés à orthose et quartz en plages à joints triples fréquents,

. soit en lattes plurimillimétriques automorphes d'oligo-andésine (An<sub>20-40</sub>) en partie ou totalement séricitisés et toujours zonés :

. coeur An<sub>30</sub>-An<sub>40</sub>

. périphérie An<sub>20-24</sub>

Ces lattes sont poecilitiques (muscovite, biotite et quartz) et souvent corrodées (quartz).

L'association biotite-plagioclase, qui semble ancienne, s'apparente à celle d'une kersantite claire (cf. Velde D., 1969).

#### 5 - Microgranite de la Réchaudo

La structure est porphyrique ; la composition minéralogique est celle d'un microgranite.

- la mésostase, microgrenue, est constituée de matériel quartzofeldspathique altéré (plagioclases et feldspaths séricitisés) ;

- les phénocristaux apparaissent dispersés, non orientés, et automorphes.

Il s'agit :

- . de quartz en cristaux centimétriques ;
- . d'orthose maclée Carlsbad (micropegmatite abondante), en cristaux centimétriques opacifiés ;
- . de plagioclases séricitisés (indéterminables) ;
- . de biotites totalement décolorées (plus ou moins chloritisées).

#### B - L'ensemble quartzofeldspathique de base

##### 1/ Les gneiss leptyniques rubanés

La structure plus massive ne présente plus les caractères blastomylonitiques des leptynites ou gneiss oillés mésozonaux (quartz en rubans).

- le quartz est hétérogranulaire en structure engrenée :

. en inclusions dans les plagioclases ( $An_{20}$ ) et les feldspaths potassiques ;

. en myrmékites (assez rares).

- le plagioclase est un oligoclase  $An_{22}$

Les cristaux en sont généralement déformés (macles tordues) et montrent quelques joints triples.

- le feldspath potassique est une orthose (2 VNp = 50 - 53) maclée Carlsbad, perthitique (perthites albitiques en veines).
- les "yeux" présentent ici un aspect particulier ; il s'agit en fait de plages polycristallines d'orthose perthitique, en grains (0,1 à 0,2 mm), à joints triples irréguliers associés à des oligoclases ( $An_{21-23}$ ) (parfois myrmékitiques) déformés en bordure et du quartz en cristaux arrondis ou en plages corrodant les plagioclases.
- la sillimanite est souvent abondante associée à la biotite ou en inclusion (fibrolite) dans les feldspaths potassiques.
- la muscovite poecilitique est tardive.
- la cordiérite n'existe que dans les faciès du Sud de l'Hermet. Elle se présente en amas pinnitisés, tardive dans la structure générale de la roche.

## 2/ Les gneiss grossiers porphyroblastiques

### 2-1 - Gneiss grossier porphyroblastique à biotite sillimanite + muscovite

Ces faciès présentent beaucoup de convergences minéralogiques avec des gneiss leptyniques rubanés dont ils se distinguent essentiellement par leur texture plus grossière. On remarquera également :

- le plagioclase plus basique oligo-andésine  $An_{20-27}$  (macles polysynthétiques) souvent déformé, toujours zoné. La zonation simple est normale, le cœur basique ( $An_{27}$ ) est généralement séricitisé en partie ou totalement sur certains individus. La zone externe ( $An_{20}$ ) est toujours fine, parfois délicate à mettre en évidence. Ces inclusions sont constituées de muscovite en petites lamelles et de quartz en grains ou à texture myrmékitique.

Ces plagioclases s'aggrègent souvent en véritables "lits" plagioclasiques séricitisés à joints triples.

- l'orthose (2 VNp = 50 - 56) :
  - en cristaux xénomorphes (0,3 à 1 mm), moins altérée que les plagioclases et poecilitique (quartz + muscovite) ; les perthites sont abondantes (mésoperthites d'albite en veine) ;
  - en amygdales allongées dans la foliation ; certaines contiennent

des oligoclases ( $An_{24}$ ) disposés en chapelets (4 J 10). La structure de ces amygdales rappelle les structures rapakiwi décrites par P. Debat (1974) en Montagne Noire (cf. § 2-2).

- la biotite, déformée, montre des punctuations de minéraux opaques.
- les minéraux accessoires sont assez abondants (apatite globuleuse, zircons, minéraux opaques plus chlorite secondaire), notamment le rutile maclé sagénite dans les biotites.

2-2 - Les gneiss grossiers porphyroblastiques à biotite, sillimanite, cordiérite

- le quartz apparaît en plages polycristallines (0,5 cm) déformées (structure engrenée) ou en amas de fins cristaux (0,1 mm) de quartz suturé (stade 3-4 de Hobbs, 1968) ; certaines plages sont recristallisées (stade 5).

- les plagioclases sont des oligoclases ( $An_{20-25}$ ), sub-automorphes, séricitisés et déformés, agrégés en plages associées au feldspath potassique parfois suturé par du quartz ; quelques individus présentent une zonation discrète normale (coeur plus calcique).

- l'orthose (2 VNp = 53 - 57) s'associe aux plagioclases ; ce sont des cristaux (0,1 à 0,5 mm) perthitiques (perthites en veine) poecilites (quartz, biotite chloritisée, apatite, sillimanite en aiguilles) ; quelques porphyroclastes (xénomorphes arrondis) centimétriques (rares) subsistent dans la roche ; il s'agit d'orthose déformée ou cassée (cimentée par du quartz), à contours irréguliers à inclusions de séricite (altération).

- la biotite : en lattes (plus ou moins chloritisées), à inclusions de zircons, apatite, rutile et quartz.

- la muscovite montre deux habitus :
  - de grandes lattes ployées, associées à la biotite incluant de la sillimanite et du feldspath K (ancienne sillimanite) ;
  - en plages tardives, sécantes sur la foliation, peu ou pas déformées.

- la sillimanite ; minéral rare généralement muscovitisé, en aiguilles dans de grandes plages de muscovite ou dans l'orthose.

- La cordiérite se présente en amas pinnitisés parfois centimétriques, à contours irréguliers, s'insinuant entre divers minéraux (quartz, feldspath potassique, biotite opaque) qu'elle englobe ; elle semble donc tardive par rapport à ces minéraux.

### 3/ Les autres faciès

3-1 - Les gneiss fins intercalés à biotite sillimanite présentent des caractères semblables à ceux décrits dans les gneiss ocellés. Dans les secteurs tectonisés, les faciès sont entièrement altérés et séricitisés (LM 2 J1).

#### 3-2 - Les filons granitiques à cordiérite

La structure est granoblastique (ou grenue) ; le quartz apparaît en plages suturées cimentant les autres minéraux.

Les feldspaths (orthose) sont en plages xénomorphes perthitiques (albite  $An_{4-5}$ ) et poecilites (oligoclase  $An_{20-25}$ , quartz, muscovite d'altération).

La sillimanite est présente en fibres plus ou moins séricitisées.

La cordiérite apparaît en amas pinnitisés (de taille  $\geq 0,5$  cm) interstitiels.

## III. Evolution cristallogénétique des formations quartzofeldspathiques

### 1/ Evolution spatiale

#### 1-1 - Le groupe des leptynites et gneiss ocellés

Cette évolution est représentée essentiellement par une déformation à laquelle se superpose une évolution minéralogique discrète.

##### 1-1-1 La déformation

###### • à l'échelle de la formation

L'ensemble des faciès ocellés montrent tous les intermédiaires entre le stade grenu (métagranite) et le stade ultime (leptynite rubano-ocillée) cadrant parfaitement avec la succession lithologique observée. La déformation se traduit par :

- l'acquisition progressive d'une foliation soulignée par la disposition des amas micacés ;
- un étirement de ces amas micacés et d'une partie des minéraux clairs, sous forme d'amandes quartzieuses ou amygdales feldspathiques accompagnées d'une diminution notable de la granulométrie, exception faite toutefois des porphyroclastes feldspathiques plus résistants et dont la déformation conduit à une extinction ondulante, des cisaillements (suivant le plan de macle ?) et un alignement général des porphyroclastes dans la foliation  $S_1$  (P. Debat). Cette orientation est marquée par l'allongement des mégacristaux dans cette foliation. Les plans de macle parallèles ou légèrement obliques sur  $S_1$  ne sont pas déformés ; par contre, les plans franchement obliques (gneiss oeillés) sont nettement cisailés (fentes sèches ou quartzieuses:4 F 5).
- une granulation de la matrice quartzofeldspathique, avec recristallisation granoblastique équigranulaire autour des minéraux relictuels (porphyroclastes) et développement des ombres de pression aux extrémités des phénocristaux.
- un rubanement des amygdales quartzieuses qui recristallisent en lits millimétriques continus.

• à l'échelle de l'affleurement

- L'évolution "mylonitique" des faciès oeillés mésozonaux s'observe également sur un même affleurement, notamment dans les gneiss rubano-oeillés (D6, sortie Sud-Est des Chazeaux).

Les gneiss rubano-oeillés présentent des intercalations concordantes de leptynites rubano-oeillées ou litées (présentation cartographique) ; dans les deux derniers faciès, les porphyroclastes montrent une déformation beaucoup plus poussée que dans les termes oeillés encaissants (cassés et cimentés par du quartz ou très allongés dans la foliation), et les rubans quartzieux confirment le caractère accentué de la mylonitisation : rubans d'une à deux couches de grains allongés voisins du type 4 (A.M. Boullier et J.L. Bouchez, 1978).

- Les faciès leptyniques fins rubanés, situés à la limite gneiss oeillés - gneiss à sillimanite (Sud-Est de l'Hermet) montrent, pour leur part, une recristallisation plus complète (joints triples et tendance à la polygonisation des minéraux) : cet horizon, dont les caractères minéralogiques et la structure rappellent

ceux des leptynites intercalées dans les gneiss rubano-oeillés, peut s'interpréter comme un ancien niveau laminé, recristallisé durant la remobilisation des faciès quartzofeldspathiques ; cette hypothèse s'accorde avec la proximité de la zone remobilisée, d'autant plus que celle-ci affecte même localement la base des faciès oeillés du Pendut susjacentes (gneiss oeillés grossiers et gneiss rubano-oeillés).

#### 1-1-2 Les minéraux

L'évolution minéralogique se traduit, dans les formations quartzofeldspathiques mésozonales, latéralement par augmentation de la teneur en biotite et surtout par le développement de la sillimanite qui apparaît jusque dans les leptynites rubano-oeillées au Sud-Est du Mas, alors qu'elle est absente un peu plus à l'Ouest dans les formations oeillées de Mirandol et Chasseradès (leptynites et gneiss oeillés).

### 1-2 - L'ensemble quartzofeldspathique de base

#### 1-2-1 la déformation

Dans ces faciès, les variations spatiales de la déformation ne sont que peu marquées, et l'on assiste généralement à une recristallisation granoblastique de la matrice quartzofeldspathique et des porphyroclastes. Dans les secteurs plus orientaux (La Trappe - Les Hubacs) ou plus centraux (cœur de l'antiforme de Masméjan), cette recristallisation semble équi-granulaire (recristallisation plus poussée ?).

#### 1-2-2 les minéraux

- la sillimanite est largement représentée dans la formation, surtout dans les faciès de Puylaurent - le Ranc - Sud-Est de l'Hermet, et dans le secteur oriental (à l'Est de Laveyrune - La Bastide). Dans la région de Chabaleyret (Pont du Bon Dieu l'Ale), la sillimanite est beaucoup plus rare. La présence dans la roche de muscovite, associée à la biotite (allongée dans la foliation et déformée) dont elle apparaît contemporaine (muscovite primaire), semble indiquer un niveau métamorphique plus élevé pour une position stratigraphique à peu près identique.



- la cordiérite est généralement peu développée : elle est présente dans les formations remobilisées au Sud-Est de l'Hermet et entre Puy-Laurent et Le Ranc. On la retrouve plus au Nord, entre La Bastide, Le Fraisse et Serres. Elle n'a pas été rencontrée plus à l'Est ni dans le secteur de Chabaleyret (l'Ale).

- l'orthose est largement représentée sous forme de cristaux perthitiques (veines). Dans les faciès sans cordiérite subsistent parfois quelques porphyroclastes (feldspath rapakiwi) très déformés.

Dans les faciès les plus métamorphiques à cordiérite sillimanite (gneiss leptyniques rubanés de l'Hermet, par exemple), les porphyroblastes feldspathiques se présentent sous forme d'amygdales polycristallines d'orthose recristallisées perthitiques (exsolutions),

## 2/ Evolution chronologique

Deux associations minérales succèdent à un état magmatique hérité. Dans la zone de l'accident de Villefort, les formations subissent une rétro-morphose tardive.

### 2-1 - L'association magmatique

. C'est celle d'un granite "porphyroïde" dont les éléments conservés se rencontrent dans le métagranite type les Chazeaux ou Mirandol. Ces éléments se retrouvent, relictuels, dans les mégacristaux des gneiss grossiers ou ceillés et des leptynites rubano-oeillées:

quartz - oligoclase - orthose - muscovite - biotite - (cordiérite ?)

. Les leptynites à muscovite présentent, pour leur part, quelques différences micrographiques avec les faciès oeillés (leptynites et gneiss) ; il ne semble pas qu'elles puissent représenter le même matériel originel que les gneiss oeillés. En effet, cette roche se caractérise par l'absence de minéraux ou de structures relictuelles d'origine granitique et porphyroïde analogues à celle des leptynites et des gneiss oeillés. Cette absence de mégacristaux ne peut pas s'expliquer par un "laminage" plus intense de ces niveaux, comme c'est le cas pour les leptynites fines litées intercalées dans les faciès oeillés ; en effet, l'étude microscopique de ces roches ne montre pas les structures mylonitiques habituelles des roches encaissantes (quartz en ruban) ; les minéraux sont généralement bien développés, sains mais très poecilitiques (inclusions relictuelles ?) et assez peu déformés.

2-2 L'association métamorphique 1

Elle se traduit, dans les formations mésozonales (gneiss et leptynites ocellées), par l'acquisition d'une foliation mylonitique avec déformation et recristallisation des minéraux éruptifs (quartz en rubans et plagioclases). Biotite, muscovite et grenats participant à la foliation générale appartiennent à cette paragenèse : dans les intercalations de gneiss fins, la biotite et la muscovite primaires sont disposées en charnière polygonale ou plan axial des plis 1 isoclinaux.

L'association métamorphique 1 est constituée de :

quartz - oligoclase - biotite - muscovite - grenat

. Dans les faciès quartzofeldspathiques de base, cette paragenèse est généralement déformée ou totalement oblitérée (Cf gneiss ocellés porphyroclastiques de la Trappe) par la remobilisation des formations (épisode métamorphique 2).

2-3 L'association métamorphique 2 et la remobilisation des formations quartzofeldspathiques de base

Cet épisode se manifeste par une évolution apparemment oblique sur la lithologie.

2-3-1 dans les leptynites et gneiss ocellés

. pour les régions occidentales (Mirandol, les Chazeaux, Forêt de Mercoire), cette phase se traduit essentiellement par la recristallisation partielle des minéraux (muscovite, biotite, quartz) contemporaine des plis en chevrons (axe 330-340).

. pour les régions plus orientales (Est de Chasserades), la recristallisation est plus poussée, avec apparition de phases minérales nouvelles, en particulier de la sillimanite ( $\pm$  biotite).

association métamorphique 2	{	à l'Ouest de Chasserades :
	{	quartz - muscovite - (biotite ?)
	{	à l'Est de Chasserades :
	{	quartz - (biotite ?) - sillimanite

## 2-3-2 Dans les formations quartzofeldspathiques de base

La recristallisation, poussée, s'accompagne d'une remobilisation des formations quartzofeldspathiques caractérisée par une paragenèse catazonale à cordiérite dans les zones les plus profondes (Sud-Est de l'Hermet, ou région de Serres).

L'association métamorphique 2 (?) contient :

quartz - orthose (perthites albitiques en veines) - sillimanite  $\pm$  cordiérite (+ biotite ?)

## 2-4 La rétro-morphose

Ce phénomène tardif se manifeste essentiellement par une muscovitisation de la sillimanite et des feldspaths. Cette rétro-morphose est dynamique, comme en attestent les muscovites néoformées souvent fortement ployées.

## 3/ Conclusion

L'histoire métamorphique des formations quartzofeldspathiques s'apparente à celle des formations pélitiques (cf. 1<sup>ère</sup> partie).

### 3-1 Le métamorphisme

● Un premier "épisode" métamorphique conduit à l'orthogneissification progressive de granites porphyroïdes. Le caractère hétérogène de la déformation permet l'observation locale de faciès peu affectés (métagranites). La déformation, contemporaine de cet épisode, aboutit à une mylonitisation de ces formations, particulièrement visible dans les régions occidentales périphériques (Les Chazeaux, Belvezet, ...). Cet événement correspond au stade précoce (basse pression intermédiaire ou moyenne pression qui affecte l'ensemble susjacent).

● Un deuxième "épisode", qui se rapporte au stade métamorphique basse pression des formations pélitiques, se traduit dans l'ensemble quartzofeldspathique par des paragenèses mésozonales (gneiss ocellés occidentaux), ou catazonales à sillimanite  $\pm$  cordiérite dans les faciès internes (antiforme de Masméjan et gneiss grossiers porphyroblastiques à l'Est de la Bastide) accompagnées d'une remobilisation des termes profonds.

• Une rétro-morphose dynamique tardive affecte les roches au contact des zones broyées (faille de Villefort) et se traduit par une muscovitisation générale.

3-2 Relations gneiss ocellés, gneiss pélitiques à sillimanite, formations quartzofeldspathiques de base

La disposition générale des assises quartzofeldspathiques et leurs relations mutuelles observées sur le terrain varient sur les flancs Est et Ouest de l'antiforme de Masméjan. Des variations semblables se produisent également dans la région située à l'Est de La Veyrune - La Bastide.

La succession observée au Sud-Est de l'Hermet (gneiss ocellés, puis gneiss à sillimanite, puis série quartzofeldspathique de base) est fortement "perturbée" sur l'ensemble du terrain.

\* Sur le flanc Ouest de l'antiforme de Masméjan, les gneiss à sillimanite disparaissent vers le Nord (cf. coupes lithostratigraphiques). De Chabaleyret à La Veyrune, les gneiss ocellés reposent directement sur la série quartzofeldspathique.

\* Sur le flanc Est, les leptynites et gneiss ocellés "n'existent pas" : sur la série quartzofeldspathique de base reposent les gneiss à sillimanite, puis les micaschistes à andalousite. Entre La Bastide et La Trappe (ND des Neiges), les gneiss à sillimanite disparaissent ; on les retrouve plus à l'Est, vers St-Laurent-les-Bains.

Pour expliquer la discontinuité des gneiss à sillimanite (notamment sur le flanc ouest), trois hypothèses peuvent être envisagées :

• Les gneiss à sillimanite représentent un horizon lenticulaire entre les formations ocellées (leptynites et gneiss ocellés) et les formations quartzofeldspathiques de base : cette hypothèse apparaît peu vraisemblable car on ne voit pas pourquoi cet ensemble, par ailleurs particulièrement bien développé (secteur Luc - Langogne au Nord, et à l'Est de St-Laurent-les-Bains - cf. Weisbrod, 1970), disparaîtraient par simple "biseautage originel" dans un secteur aussi restreint (La Veyrune - Chabaleyret - La Bastide).

. Les deux autres hypothèses apparaissent plus vraisemblables :

L'assymétrie des structures peut résulter :

- d'une fracturation tardive (faille de Villefort et annexes, faille du Pioule ; cf. Weisbrod, 1970) ;
- d'un écaillage précoce de la série avec laminage des niveaux péli-tiques.

(Il est probable que l'architecture finale résulte d'une combinaison de ces deux hypothèses : écaillage puis fracturation tardive).

Les études microscopiques et les observations de terrain permettent d'argumenter ces hypothèses :

● La disposition des quatre unités observées dans le bassin de l'Allier (cf. présentation cartographique) est identique, avec comme succession :

1. micaschistes à staurotide (au sommet)
2. leptynites (partie médiane)
3. gneiss ocellés (à la base)

L'épaisseur de chaque unité n'est pas constante et varie énormément

● A l'Ouest de l'antiforme de Masméjan, les gneiss ocellés sont mylonitiques : cette mylonitidation est antérieure à l'épisode basse pression et à la remobilisation des faciès quartzofeldspathiques, comme en attestent :

- la recristallisation des faciès mylonitiques dans les zones les plus métamorphiques (coeur de l'antiforme) ;
- les isogrades de la sillimanite et de la cordiérite (dans la catazone) franchement obliques sur la foliation des leptynites et gneiss ocellés (foliation mylonitique) ;
- la remobilisation locale (Sud-Est de l'Hermet, Puy-laurent, Le Ranc) qui affecte parfois la partie inférieure des gneiss ocellés (Sud-Est de l'Hermet) ;
- dans les gneiss et micaschistes mésozonaux (cf la partie, chapitre II), la déstabilisation du grenat, attribuée à l'épisode basse pression, semble elle aussi "discordante" sur la foliation et plus poussée d'Ouest en Est.

Ces observations permettent de proposer un schéma d'évolution pour le secteur du bassin de l'Allier :

- Le premier "épisode" métamorphique s'accompagne d'un écaillage de la série, avec formation de quatre unités (d'inégale importance) plus ou moins rabotées.

- Le deuxième "épisode" métamorphique affecte d'une manière discordante la série ainsi formée et s'accompagne localement d'une remobilisation du matériel quartzofeldspathique ; il se traduit :

- . par l'apparition de paragenèses mésozonales dans les écailles externes (Les Chazeaux - Puech Méjo - La Veysette - Mirandol) ;
- . par des paragenèses catazonales à sillimanite - orthose  $\pm$  cordiérite, avec recristallisation des structures mylonitiques dans la zone interne.

#### Remarque

Cette recristallisation apparaît aussi dans les faciès périphériques mais elle y est moins marquée (joints triples rares, irréguliers).

Cette évolution met en évidence d'une part l'équivalence latérale des micaschistes mésozonaux avec le gneiss à sillimanite, et d'autre part celle des leptynites et gneiss ocellés avec la série quartzofeldspathique de base. Elle rend compte de la succession observée, tant sur le flanc Ouest que sur le flanc Est de l'antiforme, mais suppose une forte obliquité des zones du métamorphisme basse pression sur la lithologie régionale, se traduisant par des isogrades courbes, dissymétriques par rapport aux structures anticlinales.

## ETUDE MINÉRALOGIQUE DES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES OEILLÉES

---

### I - INTRODUCTION

Cette étude a été entreprise afin de préciser l'origine des formations quartzofeldspathiques oeillées; confrontée aux arguments de terrains et à la géochimie, elle doit permettre de retrouver l'origine des gneiss oeillés.

Le zircon notamment s'avère être un minéral particulièrement intéressant pour la discrimination ortho-para d'un matériel quartzofeldspathique.

L'étude minéralogique concerne essentiellement les faciès oeillés (leptynites, gneiss rubanoeillés et métagranites) qui ne sont que peu marqués par le stade métamorphique basse pression tardif et la remobilisation.

Elle intéresse essentiellement les zircons et les feldspaths potassiques (orthose) qui ne recristallisent pas dans ces zones :

- Les études de J.P. Pupin (1976) sur les zircons dans les roches métamorphiques ont montré que :
  - "dans les faciès épi et mésozonaux non migmatitiques, les populations de zircons ("sédimentaires ou plutovolcaniques") sont généralement conservées sans modification morphologique majeure (Pupin 1976, Reille 1978). La recristallisation des populations apparaît seulement dans les termes franchement migmatitiques ou anatexitiques par développement de populations nouvelles de zircons aux formes cristallines imparfaites (zircons clairs, sans surcroissances, pauvres en inclusions)".
- En ce qui concerne les feldspaths potassiques, "la mylonitisation ne modifie pas leur symétrie initiale" (cf. H. Labernardière, dans thèse J. Mergoil Danél, 1970).

### II - TYPOLOGIE DES ZIRCONS

#### 1- Les zircons dans les formations quartzofeldspathiques mésozonales du Chassezac

Les échantillons ont été prélevés dans la région des Chazeaux pour les faciès oeillés. Il s'agit :

- d'une leptynite rubano oeuillée 4G8b (x=715,4 ; y = 251,5)\*
- d'un gneiss rubano oeuillé : 4F4G (x=713,15 ; y= 252,68)\*
- d'une leptynite rubano oeuillée intercalée 4F5 (x=713,15 ; y= 252,27)\*
- d'un niveau de gneiss fin intercalé : 4F15b (x= 713,15 ; y= 252,68)\*
- d'un métagranite : M (x= 713,10 ; y = 252,84)\*

\* Feuille IGN Le Bleyard 1-2 1/25 000 e

Nous y avons joint un échantillon de leptynite à muscovite (4G8a : feuille IGN, Le Bleyard 3-4, 1/25 000e, x= 715,4 ; y = 251,5) afin de confirmer l'origine leucogranitique de cette roche intercalée dans les leptynites rubano oeuillées (cf. chapitre I, 3e partie) et un échantillon de gneiss grossier porphyroblastique (Le Bleyard 3-4, 1/25 000e, x = 721,77 ; y= 253,20).

## 1.1 Caractère des populations

### 1.1.1 Aspect et formes

- . Les cristaux rencontrés sont généralement bien cristallisés automorphes, à faces planes et arrêtes aigues. Les individus subautomorphes ou arrondis sont rares dans les faciès mésozonaux (4G8b, 4F5, M, 4F4G, 4F15b, 4G8a). Dans les zones remobilisées (4J10) les zircons arrondis sont beaucoup plus abondants
- . Les cristaux peuvent être incolores ou légèrement colorés : rose à rouge-brun, jaune pâle notamment dans le métagranite (M) et les leptynites rubano oeuillées (4G8b, 4F5)
- . Quelques zircons présentent des corrosions de surface. Les surcroissances sont bien répandues dans tous les faciès et possèdent souvent une structure zonaire. (la présence de surcroissance peut signifier un refroidissement lent).
- . Les noyaux sont très abondants, fréquemment zonés (4G8b, 4G8a,M) : ils sont généralement de forme arrondie, parfois bien cristallisés (4J10)
- . Les zircons inclus dans la biotite sont métamictes et s'entourent d'une auréole pléochroïque
- . Dans les faciès 4F15b , 4F4G et 4G8b ils sont fracturés : l'existence de ces fractures peut résulter (L.N. Gupta 1972, in J.P. Pupin 1976) des différentes tensions qu'ont subi les zircons pendant leur histoire, et de l'expansion causée par la métamictisation (Pupin 1976)
- . Les inclusions sont assez fréquentes et variées (opaques, apatite, biotite ou inclusions bulleuses) mais souvent difficiles à identifier
- . La majorité des cristaux possèdent une élongation (longueur/épaisseur) variant entre 1,5 et 4



### 1.1.2 Abondance des zircons dans les faciès

La teneur en zircons des gneiss ocellés (4F 4G, 4F 15b et M) et surtout les leptynites (4F5, 4G8b, 4G 8a) est relativement faible ce qui nécessite pour le broyage une masse de roche importante afin d'obtenir une concentration en zircons suffisante.

Cette faible teneur est assez comparable à celle des granitoïdes crustaux (Pupin 1976).

### 1.1.3 Homogénéité des populations

Abstraction faite de l'échantillon 4J10 (gneiss grossier porphyroblastique plus ou moins remobilisé) les populations de zircons des différents faciès sont homogènes. Leur distribution (cf. figure 8) est toujours peu étendue avec prédominance des faces {110} sur les faces {100}

Les sous types les plus fréquents sont S<sub>7</sub>, S<sub>3</sub>, S<sub>8</sub>, et S<sub>2</sub>, les sous types S<sub>6</sub> et surtout L<sub>3</sub> et S<sub>17</sub>, plus rares, complètent l'éventail de la distribution. Les indices  $\bar{A}$  et  $\bar{T}$  sont donc faibles (300 à 400) et correspondant à ceux des populations de zircons de leucogranites et monzogranites-granodiorites (J.P. Pupin 1976)

### 1.2 Relations entre l'indice $\bar{A}$ des populations et la composition chimique de la roche : comparaison avec différentes roches plutoniques

- La position des métamorphites étudiées, dans le diagramme (IA, IT) se situe dans le champ des granitoïdes à cordiérite, granites "alcalins" alumineux, et celui des diorites, gabbros diorites quartziques ; l'échantillon M (métagranite) tombe pour sa part à la limite du champ granodioritique. D'après ce diagramme, les gneiss ocellés (et les leptynites 4G8b, 4G8a) seraient donc des orthogneiss (et ortholeptynites) provenant d'anciens granitoïdes alumineux. En ce qui concerne l'échantillon 4F 15b, niveau de gneiss fins intercalé dans les gneiss ocellés, sa population de zircons s'écarte légèrement du champ des granitoïdes (cf. Diagramme 8) mais reste cependant très proche de celle des roches encaissantes (gneiss ocellés) et peut éventuellement refléter une tendance plus sombre de ce faciès.
- Les facteurs influençant de façon majeure le développement des pyramides (101) et (211) des zircons (indice  $\bar{A}$ ) sont des facteurs chimiques du milieu de cristallisation (J.P. Pupin 1976).

Les relations indice  $\bar{A}$ /coefficient d'agpaïcité (Na/Al-K de Zoblín, 1969) sont exprimées dans la figure 9 .



Les populations de zircons ( $\overline{IT} < 450$ ) des faciès étudiés indiquent une similitude avec celles des leucogranites et granitoïdes à cordiérite qui s'intègrent (Pupin 1976) logiquement dans une suite "diorites quartziques - granodiorites monzogranites - granites et syncinites alcalins". Les domaines 2', 3' et 4' (figure 9) correspondent pour leur part à des populations dont les écarts avec celles des échantillons "normaux" s'expliquent probablement par une "poursuite tardive de la cristallisation des zircons dans ces roches" (Pupin 1976).

Les relations entre l'indice  $\overline{A}$  et la teneur en "bases" ( $FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO + CaO$ ) ou l'alcalinité (R. Brousse, 1961) confirme la position des gneiss oeillés et leptynites à muscovite dans le champ des granitoïdes alumineux bien que certains échantillons s'écartent quelque peu de cet ensemble (4F 4G et 4G 8a notamment) (figures 10, 11 . )

1.3 Données géothermométriques du zircon (figure 12)

Pour tous les échantillons, les températures de cristallisation des zircons sont comprises (d'après J.P. Pupin et G. Turco 1972) entre 600° et 800° C avec un maximum de cristallisation très net aux environs de 700° C.

2 - Les zircons des gneiss oeillés de l'Arc de Fix et du Dôme d'Alleyras

Deux échantillons ont été prélevés dans les faciès du haut Allier (Arc de Fix : 1,5 km à l'ouest de Fix sur la route Fix, Curmilhac ; dôme d'Alleyras : D 32, 500m au sud de St Prejet d'Allier).

Nous ne nous étendrons pas sur ces échantillons qui présentent des populations de zircons semblables à celles des gneiss oeillés du Chassezac (cf. figure 8) avec prédominance des sous types S<sub>7</sub>, S<sub>8</sub>, S<sub>12</sub>, S<sub>6</sub> notamment pour le gneiss oeillé de St Préjet d'Allier qui montre par ailleurs une distribution plus large que celle des faciès du Chassezac : sous types S<sub>4</sub>, S<sub>9</sub>, S<sub>13</sub>.

En ce qui concerne la population des gneiss de Fix, les caractères sont un peu différents : il s'écartent en effet franchement des autres faciès par un indice  $\overline{T}$  beaucoup plus faible (cf figure 8) ; on remarquera, de plus, dans cette population, le nombre important d'individus arrondis, ou de forme ovale, probablement recristallisés, assez semblables à ceux de l'échantillon 4 J 10 (gneiss grossier porphyroblastique plus ou moins remobilisé) et qui se rapportent peut être à un début de migmatitisation de ces faciès.

### 3 - CONCLUSION

L'étude des populations de zircons des faciès oeillés apporte des informations intéressantes sur l'origine de ces formation :

- Les populations sont très homogènes (faible dispersion des IA et IT). Les individus sont bien cristallisés, souvent allongés (élongation supérieur à 1,5 ou 2) avec prédominance des prismes (110) ou des pyramides (211). Ces caractères excluent a priori, une origine sédimentaire (homogénéité de la distribution)
- Les indices  $\overline{A}$  et  $\overline{T}$  faibles ne s'accordent pas non plus avec une origine rhyolitique ou effusive, en particulier pour la leptynite à muscovite (4G 8a)
- Les points moyens (IA et IT) de chaque population tombent, dans le diagramme IA, IT à proximité du champ granodioritique, dans le champ des granitoïdes ou leucogranites alumineux. Les zircons présentent du reste un aspect identique (présence en petite quantité de zircons à noyaux, prédominance des prismes (110) ).
- L'étude des relations entre l'indice  $\overline{A}$  et différents facteurs chimiques (alcalinité, agpaïcité, teneur en "bases" de la roche) confirme cette similitude entre les populations des métamorphites étudiées et celles de granodiorites et leucogranites alumineux.

Les résultats obtenus appuient donc les prévisions faites à partir des observations microscopiques quant à l'origine ortho des gneiss et leptynites oeillées. Ils permettent en outre de préciser cette origine : il s'agit probablement de granites à tendance granodioritique ou de leucogranites intrusifs (4G 8a).

Ces données peuvent également s'appliquer aux gneiss oeillés d'Alleyras et des Fix dont les populations de zircons sont tout à fait comparables à celles des gneiss oeillés du Chassezac (Alleyras, St Prejet d'Allier). Cependant dans les faciès orientaux (Fix 4J 10) il semblerait que les populations de zircons aient été affectées par une recristallisation (zircons arrondis, indice  $\overline{T}$  plus faible) probablement due à la migmatisation Vellave.

### III - LES FELDSPATHS POTASSIQUES DANS LES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES MESOZOÏALES DU CHASSEZAC

#### 1- Etude de la symétrie des Feldspaths potassiques

### 1.1 Rappels microscopiques

Les feldspaths potassiques dans les gneiss ocellés ou le métagranite sont des orthoses (cf. chapitre I, 3<sup>e</sup> partie) à faible 2V (2V Np = 56 -63) plus ou moins pethitiques (albite, en veines, rares) en petits cristaux dans la trame quartzofeldspathique associés à plagioclases et quartz ou en porphyroclastes (métagranite M) dont la structure rappelle souvent (5J 37) les feldspaths rapakiwi décrits par P. Debat (1974) en montagne Noire (cf. Chapitre I, 2<sup>e</sup> partie).

### 1.2 Etude diffractométrique

Cette étude porte sur les échantillons M, 4F 4G, 4F 15b, 4G 8a, 4J 10 dont nous avons précédemment étudié les zircons (cf. § II)

N° échantillon	pourcentage d'orthose avant homog.	pourcentage d'orthose après homog.	Trichmisine (%)
4G 8a	92	91,8	7,65
4F 15b	91,2	90,8	16,25
4F 4G	90,2	88,5	11,25
M	91,8	88,5	17
4J 10	93	90,4	16,09

Les résultats obtenus se résument en deux points :

- Il y a homogénéité des feldspaths potassiques en ce qui concerne le pourcentage d'orthose, qui reste élevé (après homogénéisation) et ceci quelque soit le faciès considéré avec toutefois un pourcentage un peu plus faible dans le métagranite ou le gneiss ocellé.

- Les feldspaths sont monocliniques ; le pourcentage de triclinisme est toujours faible : environ 8 % pour la leptynite à muscovite (4G 8a), 11 à 17 % pour le métagr granite ou le gneiss ocellé (M, 4F 4G)

Dans les gneiss fins intercalés (4F 15b) le pourcentage de triclinisme est un peu plus élevé mais reste cependant très faible. Il en va de même pour l'échantillon 4 J10 (gneiss grossier porphyroblastique) situé à la limite supérieure des faciès catazonaux remobilisés : dans ce cas, le pourcentage de triclinisme un peu plus élevé traduit peut-être une recristallisation partielle du feldspath potassique (remobilisation des faciès quartzofeldspathiques).

### 1.3 Analogie entre les feldspaths potassiques des gneiss ocellés du Chassezac et de ceux de l'arc de Fix du point de vue de leur symétrie

Les feldspaths K des gneiss ocellés du Chassezac montrent beaucoup de similitude avec ceux des formations de l'arc de Fix du point de vue de leur symétrie :

- Ils sont monocliniques: compte tenu de leur composition (90 % d'orthose) cette symétrie ne représente pas une forme de cristallisation métastable, mais reflète plutôt une cristallisation dans les conditions thermiques normales de stabilité de l'orthose.

Cette symétrie monoclinique est tout à fait semblable à celle observée par M. Mergoïl Daniel dans les feldspaths K des gneiss ocellés de l'arc de Fix et des Cévennes médianes. Mais si, dans ce dernier secteur elle correspond à la forme normalement stable dans les conditions thermodynamiques du métamorphisme (catazone) il n'en va pas de même dans la région étudiée où les gneiss ocellés (des Chazeaux) s'intègrent dans un ensemble métamorphique mésozonal. On peut donc admettre que cette symétrie indépendante des conditions thermodynamiques résultant du métamorphisme, est originelle.

Cette interprétation rejoint les conclusions de M. Mergoïl Daniel sur l'arc de Fix qui avait montré la constance de la symétrie des feldspaths potassiques quelque soit le degré métamorphique des ectinites encaissantes.

Cette homogénéité témoigne de l'unité de la formation ocellée.

- Dans les secteurs plus métamorphiques (4J10) les feldspaths potassiques ont subi l'influence de la remobilisation (perthites en veines abondantes, cf. chapitre 1 2e partie).

## 2 - Oligo éléments des feldspaths potassiques

### 2.1 Caractères généraux

N° échant.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Li (ppm)
4G 8a	798	64	110	17
4F 15b	284	40	180	6
4F 4G	232	196	2486	18
M	260	204	2200	6
4J 10	342	132	1610	8

Pour les faciès M (métagranite) et 4F 4G (gneiss ocellé des Chazeaux) les teneurs en éléments traces sont tout à fait comparables à celles obtenues par J. Mergoïl Daniel dans les gneiss ocellés de l'arc de Fix et des Cévennes médianes.

Les différences relevées portent sur le barium et dans une plus faible mesure sur le stontium dont les teneurs dans les échantillons 4G 8a (leptynite à muscovite) et 4F 15b (gneiss fin intercalé dans les gneiss ocellés) sont largement inférieures aux teneurs constatées dans les autres faciès.

### 2.2 Corrélations entre oligoéléments dans les feldspaths potassiques

Les teneurs en Sr, Ba, Rb ont été reportées sur deux diagrammes Ba/Sr et Rb/Sr. Nous y avons également porté les données de J. Mergoïl Daniel pour l'ensemble des résultats du haut Allier (cf. figure 13 ).

Du point de vue de leur teneur stricte, les formations ocellées du Chassezac s'apparentent aux migmatites ocellées de l'arc de Fix et diffèrent notablement des gneiss et anatexites de la série Brivadoise. Les corrélations sont positives pour Ba/Sr et négatives pour Rb/Sr.

On remarquera l'échantillon 4G 8a dont les faibles teneurs en Sr et Ba des feldspaths potassiques peut refléter l'origine ortho de ce matériel (cf. J. Mergoil Daniel). L'échantillon 4J 10 à feldspaths plus pauvres en Sr et Ba que ceux des gneiss ocellés (M, 4F 4G) : ces concentrations plus faibles peuvent refléter le caractère oligo élémentaire différent des feldspaths en rapport avec la migmatisation (remobilisation quartzofeldspathique)

### 3 - Conclusion

Les caractères minéralogiques et chimiques (éléments traces) des feldspaths potassiques des gneiss ocellés du Chassezac peuvent être résumés en trois points :

- Leur symétrie ne résulte pas des conditions thermodynamiques dues au métamorphisme (mésozone) mais constitue un caractère magmatique hérité.
- Leur teneur est moyenne, souvent basse (4G 8a) en Sr et Ba, mais élevée en Rb. Ces teneurs sont assez comparables à ceux des leucogranites ou d'anatexites leucocrates.
- Leur similitude avec les feldspaths des gneiss ocellés de l'arc de Fix et des Cévennes médianes plus particulièrement dans les zones occidentales indique probablement une même origine. Pour les faciès orientaux, les caractères physiques et chimiques (éléments traces) des feldspaths potassiques soulignent l'influence de la migmatisation tardive (migmatisation Vellave).

## IV - CONCLUSION : apport de l'étude minéralogique sur la connaissance de l'origine des gneiss ocellés.

### 1 - Identité des gneiss ocellés du Chassezac et de ceux de l'arc de Fix du point de vue de leur feldspaths potassiques et de leurs zircons

Les résultats obtenus montrent que :

- dans les deux régions les populations de zircons présentent des distributions identiques :
  - morphologie des individus (inclusions, noyaux...)
  - homogénéité et faible dispersion des populations dans le diagramme IA -IT

Pour les faciès de Fix et 4J 10 la fréquence d'individus arrondis et l'indice T plus faible (Fix) que pour les faciès mésozonaux (M, 4F 4G) se rapporte probablement à des recrystallisations postérieures (anatexie vellave, remobilisation quartzofeldspathique)

- Cette identité se retrouve également dans les feldspaths potassiques dont la symétrie est constante (monoclinique) quelque soit la nature de l'ancêtre métamorphique. Les relations entre éléments traces (Sr, Ba, Rb) confirment cette similitude.

Dans les faciès orientaux remobilisés (Chassezac) le développement des perthites en veines (cf. chapitre 1, 2e partie) dans les feldspaths, phénomène que nous avons assimilé au second épisode métamorphique et à la remobilisation contemporaine, s'accorde avec les observations de J. Mergoil Daniel qui rattachent les feldspaths perthitiques (perthites en veines) à la migmatisation hercynienne (plus faibles teneurs en Ba et Sr par rapport aux mégacristaux "reliques").

## 2 - Origine probable des faciès ocellés

Les prévisions faites lors des observations macroscopiques (relations gneiss ocellés-métagranite) et microscopiques (textures rapakiwi, quartz automorphes bleutés dans le métagranite) sont confirmés par l'étude minéralogique des feldspaths et des zircons : les gneiss ocellés résultent de l'orthogneissification de matériel granitique ; il s'agit probablement de granitoïdes alumineux (faible indice A et T des zircons, faibles teneurs en Sr et Ba des feldspaths K) porphyroïdes, dont les caractères des populations de zircons (surcroissances, noyaux anciens au coeur des cristaux, typologie) sont semblables à ceux des populations de monzogranites-granodiorites alumineux intrusifs (cf. J.P. Papin 1976). Dans cette hypothèse, le faciès 4G 8a (leptynite à muscovite) dont les zircons ne montrent pas de caractères différents de ceux des zircons de gneiss ocellés (4F 4G, M) peut s'interpréter comme un leucogranite associé au stock granitique porphyroïde.

En ce qui concerne les leptynites rubano ocellées leur population de zircons ne diffère pas de celle des gneiss ocellés. Cette similitude permet d'éliminer l'origine rhyolitique des leptynites (s.l)

Par contre les données fournies par les zircons ne permettent pas de trancher pour ces faciès entre une origine sédimentaire ou bien éruptive : cependant la disposition de ces termes par rapport aux gneiss ocellés et l'étude pétrographique nous permettent d'assimiler ces leptynites à des faciès de bordure d'un granite porphyroïde.

Cette interprétation doit toutefois être considérée avec prudence et devra être confrontée aux résultats fournis par l'étude géochimique des roches totales.



## GEOCHIMIE DES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES

---

### I- GENERALITES

#### 1- Introduction

- Le problème posé par ces formations réside dans le fait que leur chimisme "acide" est comparable à celui de granite ou de rhyolite ou bien encore des produits de désagrégation peu poussée de ces matériaux (arkoses). Cette constatation se traduit dans la majorité des représentations graphiques par une position des points représentatifs des faciès quartzofeldspathiques souvent intermédiaires entre le domaine éruptif et le domaine sédimentaire. Les phénomènes post magmatiques (altération) et métamorphiques induisent généralement des variations sensibles de la composition chimique (Beach A. 1976 ; Drury S.A. 1974 ; Burwash R.A., Krupicka, 1970). Ces variations rendent délicates l'utilisation de diagrammes construits à partir de compositions de roches non transformées ou parfois basés sur des éléments dont on connaît par ailleurs la mobilité au cours de ces phénomènes, on peut cependant souligner des analogies de composition ou d'évolution (points représentatifs alignés suivant une tendance typique, magmatique ou sédimentaire).

L'étude géochimique ne constitue donc ici qu'un des moyens pour la détermination de l'origine "ortho" ou "para" des formations quartzofeldspathiques et devra être confrontée aux critères de terrain (texture, gisement, présence ou absence de filons, enclaves...) et pétrographiques.

- Dans les Cévennes médianes et le haut Allier, l'étude des formations quartzofeldspathiques ocellées a conduit les auteurs à proposer deux origines :
  - origine détritique grossière (méta-arkoses d'un socle granitique, A. Weisbrod 1970)
  - granite porphyroïde syntectonique (J. Mergoil Daniel 1970)

Si les leptynites et gneiss ocellés se révèlent être d'anciens granites, leur étude géochimique est de plus susceptible de fournir d'intéressantes indications sur leur cadre tectonique de mise en place.

Compte tenu de l'environnement régional, trois types de granites peuvent être envisagés :

- leucogranites orogéniques
- granitoïdes calco alcalins (tardi à post tectoniques)
- granites alcalins et hyper alcalins anorogéniques

Cette dernière possibilité a du reste été envisagée par Bard J.P. (1979) en montagne noire dont certains faciès (gneiss oeillés des Cammazes, notamment) montrent quelques affinités avec les gneiss oeillés des Cévennes médianes.

## 2- Rappels stratigraphiques et pétrographiques

- Les leptynites et gneiss oeillés montrent toujours la même disposition : gneiss oeillés à la base, leptynites au sommet. Cette disposition apparait également dans les faciès quartzofeldspathiques de base (gneiss grossiers porphyroblastiques puis gneiss leptyniques rubanés au sommet) plus ou moins nette.
- Le passage entre leptynites et gneiss oeillés (ou entre gneiss leptyniques rubanés gneiss grossiers porphyroblastiques) est toujours progressif au moins dans le secteur étudié, à tel point qu'il est souvent délicat de distinguer dans les régions occidentales, leptynite de gneiss oeillé (Les Chazeaux-Mirandol). Ce passage progressif à l'échelle de la formation existe également à l'échelle de l'affleurement, notamment dans les gneiss oeillés (chapitre I, 2e partie) qui montrent tous les intermédiaires entre métagranite et gneiss rubanoeillé.
- Les intercalations (gneiss biotitiques, leptynites) dans les gneiss oeillés et leptynites ou dans la série quartzofeldspathique de base sont abondantes certaines pouvant représenter d'anciennes enclaves (gneiss fin biotitique = enclave basique ?)
- L'étude microscopique a montré qu'il existait de nombreuses reliques de caractère ortho particulièrement dans les gneiss oeillés (quartz bleutés automorphes, feldspaths rapakiwi)
- Du point de vue pétrographique, les résultats indiquent une origine ignée du matériel quartzofeldspathique, probablement monzonitique ou granodioritique (cf. Zircon). Cette origine diffère des conclusions de A. Weisbrod (1970) qui considérait les gneiss oeillés comme le "résultat du métamorphisme topochimique de formation supracrustales" et les leptynites "comme des produits métamorphiques de formation volcaniques acides remaniées et sédimentées".

En ce qui concerne la série quartzofeldspathique de base,

L'étude pétrographique souligne leur analogie avec les leptynites et gneiss oeillés (population de zircons partiellement recristallisés mais apparemment semblable à celle des gneiss oeillés, persistance dans les faciès remobilisés d'un feldspath relictuel analogue à ceux des gneiss oeillés).

## II - LES LEPTYNITES ET GNEISS OEILLÉS

L'étude géochimique porte sur

- des leptynites à muscovites
- des leptynites rubanooeillés
- des gneiss oeillés (métagranite, gneiss grossier, gneiss rubano oeillé, gneiss fin et leptynites intercalés).

### 1- Les éléments majeurs

#### 1.1 Caractères généraux

- La teneur en silice est relativement élevée pour tous les faciès

- leptynite à muscovite : moyenne 75,25 % (Planche II)
- leptynite rubanooeillée : moyenne 75,96 % (Planche III)
- gneiss oeillés : moyenne 70,79 % (Planche IV)

Cette haute teneur n'est pas incompatible avec une origine ortho et de nombreuses formations orthogneissiques montrent des teneurs analogues (Limousin, Duthou J.L. 1977; Montagne Noire : P. Debat, 1974)

- Dans les faciès leptyniques, les teneurs en ferro magnésiens ( $FeO^t$ ,  $MgO$ ) sont toujours très faibles (1 à 2 %) de même que celles en  $CaO$  (0,50 %). Dans les gneiss oeillés, les éléments  $FeO$ ,  $MgO$  et  $CaO$  sont relativement plus abondants. Cette différence traduit notamment une teneur en biotite plus élevée dans les gneiss oeillés que dans les leptynites.

#### 1.2 Les leptynites à muscovite

Les normes C.I.P.W et la classification de Lacroix A. indiquent une composition de granite "alcalin".

L'utilisation des diagrammes rectangulaires et triangulaires de H. de la Roche (figures 15, 18) s'avère assez décevante et ne permet pas de trancher entre une origine ortho ou para. Par contre, les diagrammes de P. Davoine, H. de la Roche et A. Weisbrod (figures 16, 17, 20) sont un peu plus explicites; la majeure partie des points représentatifs tombe en dehors du champ des arkoses, ce qui nous permet d'éliminer l'hypothèse "para".

L'origine éruptive s'accorde avec les conclusions de l'étude minéralogique qui prévoyait la nature probablement leucogranitique des leptynites à muscovite. Cette tendance leucogranitique apparaît particulièrement bien marquée sur le diagramme Q - Ab - Or, normatifs, dans lequel les points représentatifs des leptynites à muscovite se groupent au maximum du champ leucogranitique (Pidier Lameyre 1968) (fig. 19 )

### 1.3 Les leptynites rubano ocellés

Les normes C.I.P.W. sont voisines de celles des leptynites à muscovite. Il s'agit là aussi dans la classification de Lacroix de composition de "granites alcalins".

L'origine de ces roches n'apparaît pas clairement (fig. 15 à 18). Seuls les diagrammes de Davoine (fig. 14 ) de Weisbrod (fig. 17) et de De La Roche (fig. 20 ) font ressortir une origine ignée pour les leptynites rubano-ocellés dont les points représentatifs s'écartent assez franchement du domaine arkosique (fig. 20). Dans le diagramme de de la Roche et Autran, Chantraine, Moine (1974), leur position, dans le champ des granites à deux micas confirme cette hypothèse (fig. 15)

### 1.4 Les gneiss ocellés

Pour les faciès 4F 4G et 4F 15a (gneiss rubano ocellés), les paramètres C.I.P.W et la classification évoluée, pour 4F8 (base des gneiss ocellés des Chazeaux) vers une tendance monzonitique bien marquée dans les gneiss ocellés grossiers (5J 37) et métagranite (M).

Dans la plupart des diagrammes géochimiques ces faciès, surtout les termes grossiers et métagranitiques s'écartent des domaines ortho rhyolitiques (diagrammes de de la Roche MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O ; Al/3-K, Al/3-Na ; et de A. Weisbrod Q. An. Al)

Dans le diagramme Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> + CaO - KSiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de de la Roche (1965), les différents faciès de gneiss ocellés montrent une évolution qui se calque sur la lignée magmatique habituelle, nettement en dehors du champ arkosique (fig. 20)

Dans le diagramme de classification minéralogique de A. Streckeisen (1973). Les points représentatifs des gneiss ocellés indiquent une composition de syenogranite (fig. 21)

### 1.5 Tendance évolutive des faciès ocellés mésozonaux

Nous rappellerons brièvement plusieurs observations :

- du point de vue macroscopique, il y a continuité entre les gneiss ocellés et les leptynites (présentation cartographique, cf.) qui se traduit à l'affleurement par l'évolution progressive métagranite-gneiss ocellés d'une part et gneiss ocellés leptynites rubano ocellés d'autre part.

L'étude microscopique (chap. I) confirme ces observations : les compositions minéralogiques des leptynites rubano ocellées ne diffèrent de celles des gneiss ocellés que par une teneur plus faible en biotite et l'aspect plus perthitique (perthites en plaques) des porphyroclastes.

- Cette continuité est particulièrement bien marquée du point de vue chimique dans plusieurs diagrammes (fig. Le diagramme des roches totales de de la Roche (1965) montre l'évolution depuis les leptynites rubano ocellées jusqu'au métagranite par l'intermédiaire des gneiss ocellés. Cette évolution se calque sur la série ignée type et diffère des tendances sédimentaires.

Contrairement à ce qu'on pourrait attendre, les leptynites à muscovite ne s'intègrent pas logiquement dans la suite gneiss ocellés leptynite. Leur position souvent intermédiaire (fig. 46, 47) peut refléter une nature différente (leucogranite).

## 2- Les éléments traces

Les éléments dosés Sr, Ba et Rb sont regroupés dans la planche VI.

On constate :

- une diminution de la teneur en Ba des gneiss ocellés aux leptynites
- une augmentation corrélative en Rb et Sr surtout dans les gneiss et leptynites ocellées. Dans les leptynites à muscovite la teneur en Sr est intermédiaire entre leptynites rubano ocellées et gneiss ocellés
- le diagramme Rb - Ba - Sr confirme la nature granitique du matériel gneissique et leptynique et souligne l'évolution des gneiss ocellés vers les leptynites rubano ocellées qui apparaissent plus différenciées. On remarquera que la leptynite intercalée dans le gneiss ocellé (4F 5) tombe à proximité de ces faciès et confirme l'hypothèse formulée lors de l'étude microscopique (chapitre I) il s'agit d'un niveau laminé au sein des gneiss ocellés (fig. 23)
- L'évolution constatée lors de l'étude des éléments majeurs apparait particulièrement bien marquée dans les diagrammes semi log Sr/Rb et Rb/Sr index de différenciation (Thornton Tuttle 1960) il existe une corrélation positive entre gneiss ocellés et leptynites : cette corrélation n'est observée que dans le cas où le chimisme de la roche est contrôlé par une différenciation magmatique (J.L. Duthou 1977) (fig. 22)

Une telle disposition nous permet d'écarter l'hypothèse métasomatique : "en effet ce phénomène entraîne le fractionnement du rapport Rb/Sr (plus grande mobilité du Rb) conduisant à une dispersion des points représentatifs dans le diagramme" (Ragland et al. 1972 Fullagar et al. 1973, in Duthou J.L., 1977).

### 3/ Conclusions

L'étude géochimique confirme les résultats obtenus par les observations pétrographiques (chapitre I) l'étude minéralogique (chapitre II) quant à l'origine ortho des leptynites et gneiss ocellés, et permet d'éliminer définitivement l'hypothèse d'une origine sédimentaire.

Les arguments les plus "positifs" sont :

- la présence de "reliques" éruptives (métagranite) et d'intercalations gneissiques (enclaves plus basiques) ou leptyniques (plus acides)
- la nature des minéraux ( zircons, feldspaths) qui indiquent une origine ortho (feldspaths rapakiwi, quartz bleutés...)
- l'évolution géochimique du matériel quartzofeldspathique qui s'aligne sur la tendance ignée classique. A ce propos, l'étude géochimique permet de préciser les relations leptynites gneiss ocellés : l'apparente continuité entre les deux faciès sur le terrain (cf. §1) leur relation dans les diagrammes géochimiques ne peuvent s'interpréter par une évolution sédimentaire de type arénisation (éléments traces ; augmentation du rapport Na/Al contraire à une évolution sédimentaire : de la Roche 1968) Les leptynites sensulato ne représentent pas un matériel effusif acide (cf. étude des zircons)

Dans ces conditions, l'ensemble de leurs similitudes pétrographique avec les gneiss ocellés et leurs situations vis à vis de ces faciès peut s'interpréter par une genèse commune : les leptynites représenteraient les faciès périphériques plus différenciés (faciès de bordure ?) d'un massif granitique porphyroïde dont les termes reliques (métagranite) soulignent la tendance monzonitique à granodioritique ; la composition plus siliceuse des leptynites par rapport aux gneiss ocellés peut être rapportée à une silicification contemporaine de l'orthogneissification (Luthou J.L. 1977).

### III - LES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES DE BASE

#### 1- Les éléments majeurs

Les échantillons analysés regroupent les différents faciès rencontrés (gneiss leptyniques rubanés, gneiss grossiers porphyroblastiques)

- La teneur en silice apparait intermédiaire entre les leptynites et les gneiss ocellés. Le potassium montre une augmentation très sensible par rapport à ces faciès, le titane et le magnésium diminuent quelque peu
- les paramètres C,I,P,W de Lacroix indiquent (cf planche V ) pour les gneiss leptyniques rubanés et les gneiss grossiers porphyroblastiques une composition de granite alcalin. L'étude géochimique des éléments majeurs (fig. 15, 16, 17, 20) fait ressortir plusieurs points :

- les faciès quartzofeldspathiques de base montrent une évolution identique à celle des faciès mésozonaux depuis les gneiss grossiers porphyroblastiques jus u'au gneiss leptyniques rubanés
- l'analogie entre leptynites et gneiss leptyniques d'une part, et entre gneiss oeillés et gneiss grossiers prophyroblastique, d'autre part est nette
- une différence toutefois concerne les gneiss grossiers porphyroblastiques qui montrent une augmentation en potassium par rapport aux gneiss oeillés.

## 2- Les éléments traces

Dans la plupart des diagrammes (fig.22,23) les formations quartzofeldspathiques occupent une position intermédiaire entre leptynites et gneiss oeillés. Le diagramme Rb, Ba, Sr confirme l'affinité entre gneiss leptyniques rubanés et leptynites et entre gneiss grossiers porphyroblastiques et gneiss oeillés. (fig 23)

Dans le diagramme semi log Rb/Sr - index de différenciation (fig.22) les points représentatifs de l'ensemble quartzofeldspathique montrent une dispersion assez sensible par rapport à l'ensemble leptynites gneiss oeillés ; cette dispersion trouve peut-être son explication dans une légère métasomatose (?) (Ragland et al. 1972, Fullagar et al. 1973) mais découle surtout de la grande mobilité des éléments Rb et Sr lors de la remobilisation.

## 3- Conclusions

La position des points représentatifs des formations quartzofeldspathiques de base (gneiss leptyniques rubanés, gneiss grossiers porphyroblastiques) dans les différentes représentations géochimiques indique une origine ignée probablement semblable à celle des formations oeillées mésozonales (gneiss oeillés et leptynites) : plusieurs arguments tant pétrographiques que chimiques soulignent la parenté des deux formations :

- persistance de panneaux oeillés au sein de l'ensemble quartzofeldspathique catazonal dont l'étude pétrographique et minéralogique montre la similitude avec les gneiss oeillés mésozonaux :
  - \* structures rapakiwi "reliques" (4J 10)
  - \* populations de zircons en partie recristallisés (4J10) mais montrant une affinité certaine avec celles des gneiss oeillés
- analogie géochimique entre les deux formations quartzofeldspathiques qui présentent une évolution semblable depuis des faciès grossiers inférieurs jusqu'à des faciès plus fins supérieurs. Cette disposition est soulignée par des relations

chimiques étroites entre leptynites et gneiss leptyniques rubanés et entre gneiss oeillés et gneiss grossiers porphyroblastiques pour les éléments majeurs (pour les éléments traces, la mobilité de ces éléments nous oblige à rester prudent) une origine voisine de celle des gneiss oeillés.

#### IV - ORIGINE DES FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES

- De nombreux arguments de terrains, pétrographiques et chimiques, ont montré l'origine ortho dérivée granitique à monzogranitique des gneiss oeillés. Les caractères pétrographiques et chimiques des formations quartzofeldspathiques de base comparés à ceux des faciès oeillés nous permettent d'envisager pour les premières une origine voisine.

En ce qui concerne les leptynites à muscovite les résultats géochimiques confirment les données minéralogiques (zircons s'ils n'ont pas recristallisé) sur l'origine leucogranitique de ces faciès.

Par contre la nature originelle des leptynites rubano oeillées pose un problème : ces faciès peuvent résulter par métamorphisme

- d'arkose (arènes d'un socle granitique) cette hypothèse a été éliminée précédemment (§2)
- de rhyolite (A. Weisbrod, 1970) ou produit effusif acide (ignimbrites ?) hypothèse peut probable au vu de l'étude des zircons
- ou encore représenter les faciès plus différenciées (périphériques) d'un granite porphyroïde.

Les relations gneiss oeillés leptynites rubano oeillées (§2) qui s'accordent peu avec une origine de type sédimentaire (arénisation) nous ont permis d'envisager une origine granitique pour ces faciès.

Dans cette hypothèse les orthogneiss oeillés et les ortholeptynites peuvent être interprétés comme issus d'un granite porphyroïde de chimisme monzonitique (à tendance granodioritique) intrusif dans une série pelitique. Les relations entre cette série et le granite sont effacées postérieurement par le métamorphisme.

- La nature granitique de ces gneiss oeillés permet d'envisager trois hypothèses ; en effet, il peut s'agir :
  - de granites calcoalcalins orogéniques (tardi à post tectoniques)
  - de leucogranites orogéniques
  - de granites alcalins et hyper alcalins anorogéniques de distension.



Cette dernière possibilité envisagée par J.P. Bard (1979) en Montagne Noire ne peut s'appliquer aux gneiss ocellés du secteur étudié bien que des convergences pétrographiques et chimiques existent entre les gneiss ocellés du Chassezac (fig 24) et certains faciès de la Montagne Noire (gneiss des Camazes et de Mendic notamment). En effet l'absence de termes alcalins (gneiss à biotite amphibole) et surtout l'étude des populations de zircons des gneiss ocellés du Chassezac (des Cévennes médianes et du haut Allier) très différentes de celles de granites alcalins ou hyper alcalins (cf. Chap. III) ne permettent pas d'assimiler les gneiss ocellés du haut Allier et des Cévennes médianes à des granites alcalins.

Leur chimisme monzonitique et les données pétrographiques s'accordent plutôt avec un caractère calcolcalin (ou leucogranitique: leptynites à muscovite) de nature "orogénique".

## LES VAUGNERITES

---

### I. Introduction

• Les massifs de roches vaugnéritiques sont, dans le Massif Central, répartis sur sa bordure orientale, des Monts du Lyonnais au Nord, au Vivarais et aux Cévennes au Sud.

Ces roches, dont une des particularités est de contenir du quartz tout en étant chimiquement saturées en silice, ont été étudiées dans le cadre d'études régionales, notamment dans les Cévennes médianes :

- Q.A. Palm (1954, 1957) en décrit dans le massif du Tanargue ; il admet qu'elles se sont mises en place antérieurement au métamorphisme général sous forme de sills différenciés à base stauritique et toit granodioritique. Le métamorphisme ne s'y traduit que par la formation d'une "écorce biotitique".

- Pour A. Weisbrod (1967, 1970), les vaugnérites s.l. des Cévennes médianes résultent de la transformation métasomatique de matériaux basiques filoniens pendant l'épisode métamorphique de basse pression qui affecte la région. Cette hypothèse est contestée par H. Sabatier (1978) qui propose une origine magmatique directe.

Le réexamen des roches à tendance vaugnéritique du Lyonnais et du Haut Vivarais a conduit G. Michon (1979) à des conclusions analogues à celles de H. Sabatier ; de plus, cet auteur envisage en Vivarais une mise en place postérieure au métamorphisme de moyenne pression antéhercynien (Vivarais oriental) et de basse pression hercynien (Vivarais occidental), mais antérieure à synchrone de la granitisation vellave tardi-hercynienne.



• Les roches vaugnéritiques rencontrées sur le terrain étudié constituent de petits massifs, de puissance métrique à plurimétrique, intrusifs dans les faciès quartzofeldspathiques catazonaux (gneiss grossiers porphyroblastiques à sillimanite ± cordiérite).

Sur la route Puy-Laurent - Le Ranc ( $x = 723,29$  ;  $y = 249,63$ ), une coupe fraîche permet d'apprécier les relations entre vaugnérite et gneiss grossiers porphyroblastiques encaissants : les contacts latéraux (faille) sont soulignés par une écorce biotitique laminée. Au sommet du massif, cette écorce montre une "pseudo-schistosité" plissée en chevrons dont les axes ont même orientation que ceux des plis  $P_2$  relevés dans l'encaissant quartzofeldspathique (330-15).

Le massif vaugnéritique est lardé de filonets quartzofeldspathiques homogènes, leucocrates, à texture grenue (grains millimétriques à centimétriques), de puissance centimétrique à décimétrique, plissés, et dont les limites sont macroscopiquement tranchées. Ces filonets se poursuivent à la périphérie du massif et traversent l'écorce biotitique en recoupant la "pseudo-schistosité".

## II. Description pétrographique

### 1. Description macroscopique

#### 1.1. L'écorce "biotitique"

Elle est développée en bordure du massif vaugnéritique de Puy-Laurent sur une épaisseur de 50 cm à 1 m. Il s'agit d'une roche de couleur sombre, schisteuse, dont la "pseudo schistosité" plissée est soulignée par la biotite abondante. Ce matériel est lardé de filonets sécants plissés et de bouffées leucocrates quartzofeldspathiques.

#### 1.2. Les vaugnérites s.s.

##### - Le faciès microgrenu de Puy-Laurent

C'est un matériel sombre, compact, à structure équante, à grains inférieurs au millimètre, constitué d'un fond quartzofeldspathique dans lequel biotite et amphibole sont dispersées en lamelles de taille inférieure au millimètre ou en agrégats polycristallins plurimillimétriques (amphiboles).

- Les faciès grenus à biotite en lattes des Gouttes

Ces faciès se distinguent de ceux de Pulaurent par une granulométrie plus grossière et par l'aspect des biotites disséminées dans la roche, en lattes de 1 à 3 mm, sans orientation particulière. L'amphibole se présente généralement en amas millimétriques.

Nous avons différencié sur cet affleurement trois faciès principaux, de composition minéralogique semblable :

- . un faciès méso à mélanocrate grenu au coeur du massif (25c)
- . un faciès médian plus clair (biotites et amphiboles moins abondantes (25b)
- . un faciès externe à grains fins millimétriques (25d).

2. Description microscopique

2.1. L'écorce "biotitique"

- . Le quartz est interstitiel, ou en plages polycristallines à structure engrenée, ou enfin en rares ocelles millimétriques peu déformés.
- . Le plagioclase (andésine An<sub>35</sub>)  
Il se rencontre en cristaux déformés (macles tordues), subautomorphes, généralement à coeur altéré (plages d'épidote).
- . Le feldspath alcalin est rare, généralement associé au quartz en plages engrenées.
- . La biotite est extrêmement abondante dans ce faciès, sous forme de lattes faiblement pléochroïques ployées dans la "pseudo-schistosité" par les plis en chevrons. Quelques biotites se développent également en plan axial de ces plis.
- . Les minéraux accessoires
  - . l'apatite est soit aciculaire, soit en granules
  - . le sphène se présente en plages xénomorphes poecilites (quartz).

## 2.2. La vaugnérite s.s.

La structure est grenue, hétérogranulaire. Quel que soit le faciès (microgrenu ou grenu   biotites en lattes), la composition minéralogique est identique : la roche contient du quartz interstitiel, du plagioclase, du feldspath alcalin, de la biotite, de l'amphibole (hornblende verte) et des minéraux accessoires (apatite, zircons, sphène, alanite, chlorite tardive et minéraux opaques).

- Le feldspath alcalin est peu déformé, relativement frais. Assez abondant, il semble interstitiel et présente quelquefois un aspect amiboïde et poecilitique englobant certains plagioclases à contours arrondis, de l'apatite aciculaire et de la biotite.
- Le plagioclase est en courtes lattes trapues (0,1 à 0,2 mm), rarement poecilitiques (apatite). La teneur en anorthite est élevée : il s'agit d'une andésine ( $An_{35-37}$ ). Les plagioclases altérés révèlent une discrète zonation (coeur altéré plus calcique). Les cristaux sont généralement maclés (albite, péricline, macles polysynthétiques). Au contact du feldspath alcalin se développent quelques rares bourgeons de myrmékite.
- La biotite se présente en grandes lattes xénomorphes, inorient es, disséminées dans la roche, à pléochroïsme brun rougeâtre - brun jaune. Ces biotites sont fréquemment altérées (chlorite, leucoxène, minéraux opaques).
- L'amphibole est une hornblende subautomorphe de pléochroïsme verte sombre - vert p le, à macles simples, souvent disposée en agrégats millimétriques de cristaux incluant des feldspaths alcalins et de la biotite en taches à bords flous. Ces cristaux contiennent également de l'apatite aciculaire, des zircons et du sphène.
- Les minéraux accessoires
  - L'apatite est particulièrement fréquente dans le quartz et surtout dans les feldspaths alcalins où elle est en prismes fins ou aciculaires ( $L/l > 30$ ) souvent cassés ou tordus, parfois canalicul s.
  - L'alanite est également présente en cristaux automorphes zonés à inclusions de quartz.
  - le sphène est en masses amiboïdes plurimillimétriques ou en cristaux subautomorphes, ou bien encore en granules (leucoxène) avec de la chlorite.

### III. Données géochimiques sommaires

Les échantillons analysés ont été prélevés sur les deux principaux massifs vaugnéritiques (Puylaurent et Les Gouttes). Ils concernent les faciès grenus à biotite en lattes (25c - 25b - 25d), microgrenus (5K 30a) et l'écorce biotitique du massif de Puylaurent (5K 30b).

#### 1. Caractères chimiques généraux

Les premiers résultats fournis par la géochimie concernent les éléments majeurs :

. Les deux massifs étudiés présentent une grossière zonation chimique, en relation avec les différents faciès pétrographiques, qui se traduit de la périphérie vers le coeur du stock vaugnéritique par une augmentation très sensible des teneurs en MgO et une diminution nette en SiO<sub>2</sub>, plus discrète en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O (Puylaurent). Cette zonation est comparable à celle observée par G. Michon (1979) dans les massifs inclus dans la série métamorphique du Vivarais occidental et dans le granite des Cévennes s.l..

. Dans la classification CIPW/LACROIX, les échantillons se répartissent dans la famille des diorites, plus particulièrement des norites, parfois intermédiaires entre norites et gabbros (5K 30a). Cette situation est toutefois moins évidente si l'on tient compte de l'ensemble des minéraux ferromagnésiens (diagramme de H. de la Roche et J. Leterrier, 1964), les points représentatifs des faciès analysés tombant hors du domaine des roches éruptives communes (fig. 25).

#### 2. Position des roches vaugnéritiques étudiées par rapport aux grandes lignées magmatiques

Le report des points représentatifs des roches analysées dans le diagramme de H. de la Roche et J. Leterrier (1973) fait apparaître la dispersion des faciès étudiés et leur position intermédiaire entre les grandes séries magmatiques (fig. 26).

Dans le diagramme triangulaire MgO/FeO t./Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (fig. 27), les échantillons montrent également une grande dispersion et un certain éloignement par rapport aux séries communes alcalines et tholéitiques (richesse en MgO) ; par contre, et nous

rejoignons là une des constatations de G. Michon sur les vaugnérîtes du Lyonnais et du Haut Vivarais, certains points (faciès 25c et 25K 30a) se situent dans le domaine de la série intermédiaire shoshonitique. On doit remarquer à ce propos que les deux faciès en question ont été prélevés au coeur des massifs. Les faciès périphériques (25d, 25b ; 5K 30b) apparaissent, quant à eux, plus différenciés (plus riches en alcalins ; appauvrissement en MgO, alors que la teneur en FeO t. reste sensiblement constante).

### 3. Les éléments traces (planche VII)

En ce qui concerne ces éléments, nous nous bornerons ici à comparer nos résultats à ceux de G. Michon. Ainsi, les teneurs en Ba, Li, Sr et Rb sont relativement fortes et tout à fait semblables à celles des échantillons du Vivarais et plus particulièrement ceux appartenant à la lignée claire ; ces teneurs soulignent l'affinité plus marquée de nos échantillons pour les roches à caractère intermédiaire.

### 4. Conclusion

En résumé, les données géochimiques mettent en évidence une certaine ressemblance entre nos échantillons et les roches vaugnérîtiques du Vivarais occidental.

## IV. Le problème des vaugnérîtes

Ces roches massives apparaissent intrusives dans les formations quartzofeldspathiques remobilisées (gneiss grossiers porphyroblastiques). Elles sont cependant affectées par la deuxième phase de déformation (plis en chevrons dans l'écorce biotitique) et montrent quelques cristallisations (biotite ± quartz ± feldspath alcalin ?) probablement contemporaines de cet épisode (biotites en plan axial des plis en chevrons). Il semblerait donc qu'elle soient antérieures à la deuxième phase de plis et à la remobilisation quartzofeldspathique, mais postérieures à la première phase de la foliation régionale.

Cependant, nos observations ne concernent qu'un affleurement (Puy-laurent) et ne sauraient constituer des arguments décisifs.

TROISIEME PARTIE :

- APERCU STRUCTURAL

- LE METAMORPHISME

-----

C O N C L U S I O N S

G E N E R A L E S

---



## APERÇU STRUCTURAL

---

Les études tant microscopiques que macroscopiques à différentes échelles permettent d'établir les grandes lignes de l'évolution structurale.

Deux phases successives de déformations, liées chacune à un épisode métamorphique ont été mise en évidence. Tardivement se produit une troisième phase liée à une rétro-morphose.

### I - RESULTATS ET POINTS ACQUIS

#### 1- La phase 1

Elle est responsable de la foliation régionale  $S_1$  liée à des plis  $P_1$  surtout visibles dans les horizons pélitiques.

- Les plis 1 sont rarement représentés dans le secteur étudié. Lorsqu'ils sont visibles se sont des plis isoclinaux très aplatis dont l'orientation des axes montre deux directions :
  - à l'est de la faille de Villefort, ils sont orientés vers le sud-ouest (N 215-230)
  - à l'ouest de cette faille, les quelques mesures relevées indiquent une direction sub méridienne (N 330-350)
- Dans les faciès pélitiques et plus particulièrement dans les quartzites micacés des gneiss et micaschistes mésozonaux, l'intersection des surfaces  $S_0$  et  $S_1$  détermine sur ces dernières une linéation d'intersection  $L_1$  de direction N 330-350 à l'ouest de La Bastide, et N 215-230 à l'est.

Dans la région orientale notamment, cette intersection particulièrement nette dans les quartzites rubanés de La Trappe est soulignée par les amas ellipsoïdaux allongés de biotite.

- Dans les faciès quartzofeldspathiques ocellés, la phase 1 se traduit par une foliation mylonitique parallèle à celle de l'encaissant pélitique.

#### 2- La phase 2

- elle se traduit essentiellement par des plis  $P_2$  en chevrons d'amplitude millimétrique à pluri centimétrique, ou des plis ouverts pluridécimétriques, homoaxes des plis 1.

- dans les faciès phylliteux se développe une crénulation ( $L_2$ ) visible sur les plans de foliation ( $S_1$ ). L'orientation de cette crénulation diffère là aussi de part et d'autre de la faille de Villefort :
  - à l'ouest l'orientation varie entre N 310 et N 10 avec un maximum autour de N 330 (cf. fig. 29a)
  - à l'est l'orientation s'étale entre N 210 et N 240 (maximum vers N 220 -230, fig. 28a)
- très localement dans les zones fortement plissées se développe une schistosité  $S_2$  plan axial des plis en chevrons (dans les faciès quartzeux de la Trappe, l'intersection  $S_1 S_2$  est superposée avec l'intersection  $S_0 S_1$ )

### 3- La phase 3

- Elle reprend généralement les structures antérieures et se manifeste à l'affleurement par des plis à grand rayon ou des kinkés, ou souvent par une crénulation  $L_3$  (aspect semblable à  $L_2$  mais orientation différente).

Les mesures effectuées dans le bassin de l'Allier (région Les Chazeaux -l'Hermet) montrent une direction S.W. (fig. 29c)  
Dans le secteur oriental (schistes Cévenols) les directions sont orientées vers le nord ouest (fig. 28b)

- Les structures anticlinales de Masméjan et de Rogleton-Fraisse se rapportent probablement à cette phase
- Un système de fractures complexes synchrones ou postérieures de la phase 3 se développe dans le bassin de l'Allier. Il se marque par quatre directions essentielles :
  - N-S : failles parallèles à l'accident de Villefort à jeu apparent sénestre (J. Pellet 1965, P. Lapadu Harques 1947, A. Weisbrod 1970, S. Raynaud 1979)
  - accidents NE-SW à jeu apparent sénestre
  - accidents NW-SE pouvant jouer en décrochements sénestres accompagnés de mouvements verticaux (remontée du compartiment S-W)
  - accidents E-W (faille du Goulet) décrochement dextre (S. Raynaud 1979)

Ce système de fracture étant probablement lié à des mézastructures d'échelle régionale, il semble peu raisonnable de vouloir en donner une interprétation sans replacer cette fracturation dans son contexte régional.

## II LES FAITS EN SUSPENS

### 1- Le problème de la région de l'Hermet

Ce problème concerne l'orientation des axes de plis 2, dans les

gneiss à sillimanite (cf. 2e partie, chapitre II).

Les mesures relevées (fig. 29b) dans le secteur de l'Hermet (Malaval) montrent une dispersion, sans maximum particulier, entre N 260 et N 320. Cette dispersion peut conduire à plusieurs hypothèses :

- il y a "coïncidence" des phases 2 et 3 : toutefois on devrait retrouver deux maximum correspondant aux directions des phases 2 et 3 (par ailleurs bien différenciées) or les mesures sont ici continues
- les axes des plis 2 sont courbes (?) ; cette courbure est
  - soit originelle (axes nés courbes)
  - soit acquise (liée à la phase 3)

Des études actuellement en cours (cf. M. Viard) permettront de préciser ces hypothèses.

## 2- Le problème de l'écaillage

De nombreux auteurs avaient envisagé une structure en écailles dans le secteur de Chassezac (H. Longchambon 1938, P. Lapadu-Hargues 1947, A. Demay 1938, A. Weisbrod 1970).

La disposition des 4 unités (cf. présentation cartographique) montrant toutes la même succession s'accorde avec une telle explication d'autant que l'on retrouve toujours au sommet des leptynites les micaschistes à staurotide. Toutefois on ne peut totalement écarter l'hypothèse selon laquelle plusieurs massifs granitiques (→ orthogneiss) se seraient mis en place dans l'encaissant péritique, à plusieurs niveaux.

## 3- Relations phases de déformation - fracturation

- L'accident de Villefort a fait l'objet de nombreux travaux (G. Fabre 1889, H. Longchambon 1939, P. Lapadu Hargues 1947, J. Pellet 1965, J.C. Van Moort 1966, A. Weisbrod 1970, S. Raynaud 1979) et l'on admet généralement que cette faille a joué en décrochement sénestre (S. Raynaud 1979)
- Les orientations différentes, observées de part et d'autre de l'accident de Villefort, pour chaque phase de déformation, peuvent être expliquées par les jeux tardifs en décrochement des failles de Villefort et du Goulet).

Si l'on admet un jeu sénestre pour l'accident de Villefort et un jeu dextre combiné de la faille du Goulet (S. Raynaud 1979) ces mouvements impliquent une rotation sénestre du compartiment Chassezac Allier (cf. S. Raynaud.) et l'on peut admettre que la disposition des assises cristallophylliennes avant rotation étaient en continuité avec les formations ardéchoises de direction E-W. Cette hypothèse semble du reste

confirmée par des données récentes (dans S. Raynaud 1979) qui considèrent que la faille bordière du bassin d'Aujac (Ardèche) était initialement dans le prolongement de la faille du Goulet.

La rotation des mesures dans un stéréo permet en tenant compte de cette théorie de retrouver l'orientation initiale des phases de déformation

## LE METAMORPHISME

---

L'étude des relations cristallisation - déformation nous permettent d'envisager pour la série cristallophyllienne la succession de deux "épisodes" métamorphiques liés chacun à une phase de déformation. Tardivement, se produit une importante rétro-morphose dynamique.

Dans la forêt de Mercoire, au contact du granite de la Margeride se développent dans les micaschistes et gneiss des andalousites chiasmatiques dont les relations avec le granite ne sont pas clairement établies (2e partie chapitre II). L'absence d'autres traces de métamorphisme de contact dans le secteur étudié ne nous permet pas de préciser actuellement ce phénomène. Le problème ayant été soulevé lors de l'étude pétrographique (2e partie chapitre II) nous nous limiterons donc ici à l'étude des épisodes métamorphiques régionaux.

### 1 - La première "phase" métamorphique

Contemporaine de l'acquisition de la foliation principale  $S_1$  et des plis  $P_1$ , elle montre les associations

- quartz-albite-muscovite-séricite-biotite-chlorite-grenat dans les schistes des Cévennes
- quartz-staurotide-grenat-biotite-muscovite dans les faciès pélitiques (gneiss et micaschistes).

Cette première phase est responsable de l'orthogneissification progressive des granites porphyroïdes. Le caractère hétérogène de la déformation 1 permet l'observation locale de faciès peu affectés (métagranites). Dans les formations quartzofeldspathiques, le premier épisode métamorphique montre l'association

- quartz-oligoclase-biotite-muscovite-grenat-feldspat potassique dans les leptynites et gneiss ocellés. Dans les formations quartzofeldspathiques de base, cette association est généralement oblitérée.

Les associations observées (faciès pélitiques) correspondent à un épisode métamorphique de type basse pression intermédiaire ou moyenne pression.

### 2- La seconde "phase" métamorphique

Contemporaine de la deuxième phase de déformation, elle se traduit par des associations épi méso et catazonales caractéristiques

d'un épisode de type basse pression.

## 2.1 Les associations observées

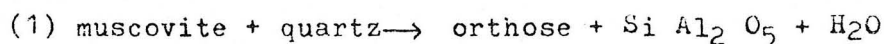
- dans les schistes épizonaux  
quartz - chlorite - muscovite
- dans les faciès mésozonaux
  - micaschistes et gneiss
    - \* biotite - muscovite - cordiérite (+quartz) au sommet
    - \* biotite - muscovite - cordiérite -andalousite à la base
  - leptynites et gneiss oillés
    - dans les faciès occidentaux l'association observée est quartz-biotite-muscovite
    - dans les faciès plus orientaux (à l'est de Chasserades) apparaît la sillimanite
- dans les faciès catazonaux
  - gneiss pélitiques
    - biotite-muscovite-andalousite-sillimanite-orthose (au sommet)
    - biotite-sillimanite-orthose (à la base).
  - formations quartzofeldspathiques de base
    - (quartz)-orthose (perthites albitiques en veine) sillimanite (± biotite)
    - (quartz) orthose (perthites en veines) sillimanite-cordiérite.

Dans les formations quartzofeldspathiques, le 2e épisode métamorphique (basse pression) s'accompagne d'une remobilisation locale des termes profonds qui affecte parfois la base des gneiss oillés (l'Hermet).

Les observations microscopiques montrent que les limites de la sillimanite et dans une moindre mesure de la cordiérite sont obliques sur la foliation régionale, de même que la destabilisation des grenats dans les faciès pélitiques, plus accentuée d'ouest en est.

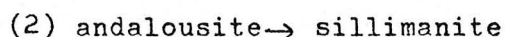
## 2.2 Conditions thermodynamiques de l'épisode de basse pression

Bien que ces conditions dépendent de nombreux facteurs, nous n'envisagerons ici que les résultats fournis à partir des associations minérales en équilibre par comparaison avec les données de A. Weisbrod (1970). Le passage méso-catazone est marqué par la disparition de muscovite et l'apparition d'orthose suivant la réaction



Le constituant  $\text{Si Al}_2 \text{O}_5$  peut être représenté par sillimanite, andalousite ou disthène ; ce dernier minéral n'a toutefois jamais été observé dans la section étudiée ou dans les formations aréchoises (A. Weisbrod 1970).

La transition méso-catazone se marque également par la transformation



L'allure générale des courbes représentatives est portée sur la figure : y sont également représentés trois types de gradients possibles caractérisés par les successions :

- a- andalousite-muscovite/muscovite-sillimanite/sillimanite-orthose
- b- andalousite-muscovite/andalousite-sillimanite-muscovite-orthose/sillimanite-orthose
- c- andalousite-muscovite/andalousite-orthose/sillimanite-orthose

Les observations microscopiques montrent que les associations

andalousite-muscovite  
andalousite-sillimanite-muscovite-orthose  
sillimanite-orthose

sont présentes. Les associations sillimanite-muscovite et andalousite-orthose n'ont jamais été mises en évidence : ces faits s'accordent avec les résultats de A. Weisbrod (1970) qui n'avait pas rencontré ces associations dans les Cévennes médianes ; par contre les associations triphasées, andalousite-sillimanite-muscovite/sillimanite-muscovite-orthose décrites par cet auteur dans les Cévennes médianes n'ont pas été observées dans le secteur étudié. La muscovite rencontrée dans les faciès catazonaux correspond à la rétro-morphose tardive.

On peut donc estimer d'après ces données que la courbe pression-température passe par l'intersection des courbes (6) et (2) (figure 30). Il est cependant possible que les associations triphasées (and-sill-mu et sill-mu-or) existent dans le secteur étudié (les observations actuelles ne permettent pas de vérifier cette hypothèse) ce qui modifierait quelque peu la position de la courbe P.T. Si ces associations existent effectivement elles correspondent à un domaine très étroit, ce qui ne modifie par conséquent, pratiquement pas la position de la courbe P.T.

L'observation locale de l'association sillimanite-orthose-cordiérite (non prismatique) sans grenat montre (figure 30) que l'on se trouve en dessous de la courbe (5).

En ce qui concerne la remobilisation des formations quartzofeldspathiques, la présence de panneaux de gneiss ocellés montre que le matériel n'a subi qu'une fusion partielle.

Ces données nous permettent donc de définir un gradient de température qui passe donc par l'intersection des courbes (2) (Althaus 1970) et (6) (Althaus 1967) (figure 30) :

$$T \approx 645 \pm 5^\circ \text{ C}$$

$$P \approx 3,1 \pm \text{ Kb}$$

Le gradient est d'environ 55 à 57 °/Km (courbe b).

L'absence d'almandin\* dans les roches nous permet d'affirmer que la limite supérieure de l'épisode basse pression ne dépasse pas

$$T \approx 700^\circ \text{ C}$$

$$P \approx 3,5 \text{ Kb}$$

Si l'on admet une valeur constante pour le gradient sur le terrain considéré, l'intersection de cette courbe avec la courbe (1) (muscovite + chlorite + quartz → biotite + cordiérite) nous donne donc les conditions du début de la mésozone :

$$T \approx 540 - 550^\circ \text{ C}$$

$$P \approx 2,5 \text{ à } 2,6 \text{ Kb}$$

### 3- L'épisode rétro-morphique

Il se traduit essentiellement à proximité de l'anticlinal de Masméjan par la cristallisation de muscovite transverse.

Dans les autres secteurs, quartz et chlorite cristallisent dans les fractures. La chloritisation de la biotite se rapporte probablement à cet épisode.

\* ( courbe 5 )



Conclusions générales

1. Les formations cristallophylliennes

L'ensemble de la série métamorphique peut être divisé en trois formations :

- une formation supérieure schistogréseuse (argilites et shales ? - A. Weisbrod, 1970) renfermant des passées quartzitiques plus ou moins abondantes (quartzite des Fagoux, d'Alzons) ;
- une formation médiane plus grossière, pélitique, caractérisée par l'alternance de termes gréseux et de termes phylliteux qui dominant à la base de la formation. Des passées plus quartzieuses (alternance quartzoleptynique médiane) renferment parfois des niveaux basiques plus ou moins remaniés (amphibolite, gneiss amphibolique). Cette formation est traversée par de nombreux filons (diorites quartziques, granite) plus spécialement localisés dans les environs de l'antiforme de Masméjan ;
- un ensemble quartzofeldspathique inférieur (formations oeillées et série quartzofeldspathique de base, formé
  - . d'une partie supérieure : orthogneiss porphyroïdes à chimisme monzogranitique (métagranite, gneiss oeillés grossiers), non remobilisés, et qui renferment des niveaux de gneiss fin à biotite (anciennes enclaves plus basiques ?) et, dans la région de Chabalier, Puylaurent, l'Hermet, de filons de microgranites, leucogranites et kersantites.
  - . d'une partie inférieure : série quartzofeldspathique de base, remobilisée, dont le chimisme permet d'envisager une origine voisine de celle des gneiss oeillés. Cette série renferme en particulier de petits massifs vaugnéritiques (thèse D. Bellanger, en cours).

## 2. Le métamorphisme

L'ensemble des formations cristalloylliennes est affecté par deux "épisodes" métamorphiques successifs et un épisode rétro-morphique.

• Le premier "épisode" métamorphique, contemporain de la première phase de déformations (plis P<sub>1</sub>, foliation S<sub>1</sub>), se traduit dans les faciès pélitiques par des associations minérales que l'on peut rapporter à un métamorphisme de type basse pression intermédiaire ou moyenne pression :

- chlorite + muscovite + albite + grenat (schistes des Cévennes)
- biotite + muscovite (+ albite) + grenat + staurotide (micaschistes de l'Allier)
- biotite + muscovite + grenat (leptynites et gneiss ocellés).

• Le deuxième "épisode" métamorphique est contemporain de la deuxième phase de déformations. Les associations observées, rapportables à un climat de basse pression sont :

- épizonales dans les schistes des Cévennes (s.s.) :
  - muscovite + chlorite + quartz
- mésozonales à la base des faciès cévenols et dans les micaschistes, leptynites et gneiss ocellés du bassin de l'Allier :
  - quartz + muscovite + biotite + cordiérite ) (micaschistes)
  - quartz + muscovite + biotite + cordiérite + andalousite )
  - quartz + muscovite + biotite + sillimanite (leptynites et gneiss ocellés)
- catazonales dans les gneiss pélitiques (l'Hermet, Puylaurent, Le Ranc, La Bastide) et les formations quartzofeldspathiques de base :
  - quartz + biotite + muscovite + andalousite )
  - + sillimanite + orthose ) gneiss pélitiques
  - quartz + biotite + sillimanite + orthose )
  - quartz + biotite + sillimanite + orthose ) formations quartzo-
  - + cordiérite ) feldspathiques de base

Cet épisode métamorphique s'accompagne, dans les termes les plus profonds, d'une remobilisation du matériel quartzofeldspathique.



Les études pétrographiques ont montré que cet épisode basse pression est oblique sur la lithologie, comme en attestent surtout :

- la présence de sillimanite dans les leptynites rubano-oeillées à l'Est du Mas, alors que ce minéral est absent dans les gneiss oeillés à l'Ouest de cette localité ;
- le développement de la cordiérite (dans la catazone) qui semble discordant (sur la foliation régionale  $S_1$ ) ;
- la remobilisation locale des formations quartzofeldspathiques de base qui affecte parfois la partie inférieure des gneiss oeillés : les produits de cette remobilisation "s'injectent" dans les formations pélitiques susjacentes, notamment dans les gneiss pélitiques à sillimanite, sous forme de lentilles, bouffées ou lits quartzofeldspathiques concordants ou sécants sur la foliation. Ces manifestations sont particulièrement bien développées à l'Ouest de Prévencières, sous le hameau du Ranc ("épiholites" de A. Weisbrod, 1970).

Les associations minérales liées à cet épisode basse pression nous ont permis d'avoir une idée du gradient géothermique qui apparaît somme toute peu différent de celui déterminé par A. Weisbrod (1970) pour l'ensemble des Cévennes médianes.

• Une rétomorphose dynamique tardive, liée à la troisième phase de déformations, se traduit dans les formations de l'anticlinal de Masméjan par une muscovitisation généralisée.

### 3. Origine des formations quartzofeldspathiques

. Les résultats fournis par l'étude des zircons et des feldspaths potassiques montrent l'identité des gneiss oeillés du Chassezac et de l'arc de Fix.

. Les études pétrographiques et chimiques ont permis d'envisager une origine ortho des leptynites et gneiss oeillés : il s'agit de granites porphyroïdes. Leur chimisme monzogranitique et le caractère des populations de zircons, très différent de celles de granites alcalins, ne permettent pas de conclure, comme en Montagne Noire (J.L. Reille, 1978 ; J.P. Bard, 1979), à une mise en place liée à une phase distensive vers 500-520 M.a. (âge probable des gneiss oeillés par analogie avec ceux de l'arc de Fix ; dans J.P. Burg, 1977).

Pour les formations quartzofeldspathiques de base, les résultats pétrographiques et chimiques nous autorisent à envisager une origine voisine de celle des gneiss ocellés. Ces résultats doivent toutefois être nuancés, car ils ne concernent qu'une petite partie des formations quartzofeldspathiques par ailleurs largement représentées (Cévennes médianes ; A. Weisbrod, 1970).

#### 4. Evolution structurale

Trois phases de déformations ont été définies sur le terrain étudié :

- Une phase 1, la plus intense, responsable de la foliation principale  $S_1$  plan axial des plis  $P_1$  isoclinaux (d'axes originellement NE-SW), à laquelle se rattache probablement la mylonitisation des ortholeptynites et orthogneiss ocellés, et l'écaillage (éventuel ?) de la série. Cette phase est contemporaine de l'épisode basse pression intermédiaire (ou moyenne pression).
- La deuxième phase, marquée par des plis en chevrons ou plis ouverts homo-axes des plis 1 qui reprennent la foliation  $S_1$ , est contemporaine de l'épisode basse pression.
- Une phase tardive, qui se rapporte peut-être au coulissage des failles de Villefort et du Goulet, aboutit à l'architecture finale du bâti cristallogénétique (rotation sénestre du compartiment Chassezac - Allier, et formation des structures anticlinales de Rogleton - Serres ?). Elle s'accompagne dans le secteur interne (Masméjan) d'une rétomorphose généralisée des formations.

#### 5. Les problèmes en suspens

- Position du métamorphisme de contact

L'absence de traces, au contact du granite de la Margeride, autres que les andalousites à faciès chiastolitique pose le problème de la signification réelle de ces chiastolites (andalousites chiastolitiques anté-phase 2, granite ne semblant pas affecté par cette phase) et donc des relations métamorphisme de contact - métamorphisme général : deux possibilités peuvent être envisagées :

. Le granite de la Margeride, daté à  $323 \pm 12$  M.a. (M. Vachette, Y. Viallette, J.P. Couturié, 1979), est antérieur ou contemporain de l'"épisode" basse pression, ce qui situe cet épisode entre 320 M.a. et la mylonitisation vellave datée à 300 M.a..

. L'"épisode" basse pression est antérieur au granite de la Margeride (qui ne semble pas affecté par cet épisode) ; cette antériorité de l'"épisode" basse pression par rapport au granite avait déjà été observée pour le granite de la Borne (Leroy et al., 1977). Dans ces conditions, l'"épisode" basse pression pourrait être subcontemporain de l'"épisode" basse pression intermédiaire. Il est alors possible d'envisager une évolution plurifaciale du métamorphisme depuis un "stade" moyenne pression (ou basse pression intermédiaire) jusqu'à un "stade" basse pression.

Des travaux récents ont permis de dater l'évolution plurifaciale dans la vallée du Lot qui se termine vers 420 M.a. (C. Pin, 1979).

• Le problème des vagnérites

Les observations macroscopiques montrent que les massifs vagnéritiques du secteur étudié sont affectés par la deuxième phase de déformations et seraient donc antérieurs à cet épisode. Les travaux effectués à l'échelle du terrain (thèse D. Bellanger, en cours) permettront de préciser cette hypothèse.

BIBLIOGRAPHIE

-----

## B i b l i o g r a p h i e

- ALLEN G.C., RAGLAND P.C. (1972) - Chemical and mineralogical variations during prograde metamorphism, great smoky mountains, North Carolina and Tennessee. Geological Soc. of Amer. Bull., v. 83, p.1285 - 1298.
- ALTHAUS E. (1967) - The triple point andalousite-sillimanite-kyanite, an experimental and petrologic study. Contr. Min. Petrol. n°16,p.29.
- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSH KH, WINKLER H.G.F. (1970) - An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite + quartz. Neues Jahrb. Miner., 7 , p. 325-336.
- AUTRAN A. (1978) - Synthèse provisoire des évènements orogéniques calédoniens en France. Geological Survey of Canada paper , 78 , 13.
- BARD J.P. (1979) - Existence d'une suite granitique alcaline d'âge paléozoïque inférieur dans la zone axiale de la Montagne Noire (massif Central Français) et ses abords immédiats. C.R. Acad. Sc., t 288, série D, n°4, p. 371-374.
- BARD J.P. et al. (1977) - Vues nouvelles sur la composition, la structure et l'âge des terrains cristallins du Massif Central Français. 5<sup>e</sup> R.A.S.T.
- BATIAS P. , DUTHOU J.L. (1979) - Age viséen supérieur du granite de Vienne-Tournon. 7<sup>e</sup> R.A.S.T. Lyon.
- BEACH A. (1973) - The mineralogy of high temperatures shear zones at Scourie, N.W. Scotland. J. of Petrol. , vol. 14, part. 2, p. 231-248.
- BEACH A. (1974) - Amphibolitization of Scourian granulites. Scott. J. Geol., 10,(I), p. 35-43.
- BEACH A. (1976) - The interrelations of fluid transport , deformation, geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in the Lewisian complex. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 280, p. 569-604.
- BEURRIER M. (1976) - Lithostratigraphie, métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche), Massif Central Français. Partie II : secteur médian et formations sombres. Thèse 3ème cycle, Lyon.
- BRIAND B. (1973) - Lithostratigraphie et métamorphisme de la série cristallophyllienne de Marvejols. Bull. du B.R.G.M., section 1, n°4 , p. 183-198.
- BRIAND B. (1978) - Métamorphisme inverse et chevauchement de "type himalayen" dans la série de la vallée du Lot (Massif Central Français). C.R. Acad. Sc. , t 286, série D, p. 729-731.
- BRIAND B., GAY M. (1978) - La série inverse de St Geniez d'Olt : évolution métamorphique et structurale. Bull. du B.R.G.M. section 1, n°3 , p. 167-186.
- BROUDER P. (1963) - Description d'une succession lithologique avec niveaux repères dans les schistes cristallins des cévennes près de Villefort (Lozère). Bull. Soc. Géol. de France (7), V, p.828-834.
- BROUDER P. (1968) - De la présence de nappes plis de style pennique dans une série métamorphique Hercynienne. Les cévennes (Massif Central Français). C.R. Acad. Sc. , t 267, p. 575-578.

- BROUDER P. (1973) - Documents sur la limite Cambrien Antécambrien dans les Cévennes. Les gneiss de Peyrolles. C.R. Acad. Sc. , t 276, n°19.
- BURG J.P. (1977) - Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut Allier et de la vallée de la Truyère. Thèse 3e cycle , Montpellier.
- BURG J.P. , MATTE P. (1977) - Déformation hercynienne et rétro-morphose dans la série leptynoamphibolique du Haut Allier et de la vallée de la Truyère (Massif Central Français). C.R. Acad. Sc. , t 284, série D, p. 787.
- BURWASH R.A. , KRUPÍČKA J. (1969) - Cratonic reactivation in the precambrian basement of western Canada. Deformation and chemistry. Can. J. of Earth Sc. , vol. 6, p. 1381.
- BURWASH R.A. , KRUPÍČKA J. (1970) - Cratonic reactivation in the precambrian basement of western Canada. Metasomatism and isostasy. Can. J. of Earth Sc. , vol. 7, p. 1275.
- BURWASH R.A. , KRUPÍČKA J. (1973) - Cratonic reactivation in the precambrian basement of western Canada. Crustal evolution. Can. J. of Earth Sc. , vol. 10, p. 283.
- CAPDEVILLA R. (1967) - Répartition et habitus de l'apatite dans le granite de Nerva (Espagne). Comparaison avec des données expérimentales et applications pétrogénétiques. C.R. Acad. Sc. , série D, t 264, p. 1694-1697.
- CAPDEVILLA R. (1968) - Les types de métamorphisme intermédiaires basse pression dans le segment hercynien de Galice Nord-orientale. C.R. Acad. Sc. , série D, t 266, n°19.
- CARME F. (1974) - Tectoniques superposées dans le Haut Allier : mise en évidence d'une mégastucture tangentielle formée au dépens d'un socle plus ancien. C.R. Acad. Sc. , série D, t 278, p. 2501-2504.
- CARME F. (1974) - Idées nouvelles sur le style et l'ampleur de la tectonique hercynienne à la marge Sud de la zone Arverne (Massif Central) C.R. Acad. Sc. , série D, t 278, p. 1613-2616.
- CARMICHAEL D.M. (1969) - On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz bearing pelitic rocks. Contr. to Min. Petrol. , vol 20, n°3, p. 244-267.
- CHENEVOY M. (1960) - La série métamorphique du synclinal de Sarras et ses rapports avec le granite des Cévennes méridionales à l'Ouest de Tournon (Ardèche). C.R. Acad. Sc. , série D, vol 250, p. 2234-2236.
- CHENEVOY M. (1961) - Sur les phases de recristallisation dans la série métamorphique du Pilat. C.R.S. Soc. Géol. Fra. , n°6 , p. 166.
- CHENEVOY M. (1966) - Observations sur les roches éruptives incluses dans le granite à biotite du Pilat et les migmatites associées. B.S.G.F. , p. 351-360.
- CHENEVOY M. (1970) - Connaissances nouvelles des métamorphismes : applications à la France. Ed. Gauthier - Villars , 5 , p. 19-46.
- CHENEVOY M. (1973) - Les terrains cristallins du Vivarais : quelques problèmes et résultats. Actes du 98e congrès national des Sociétés Savantes , section des Sciences, t 1, p. 425-434, Paris.



- CHENEVOY M. , BOULIN (1968) - Métamorphisme à disthène - sillimanite et à andalousite - sillimanite : étapes successives d'une même évolution dans le Massif Central Français et les Cordillères bétiques internes. C.R. Acad. Sc., série D, t 266, p. 200-203.
- CHENEVOY M. , DURAND G. , de MONTRAVEL C. (1974) - Enclaves de granite porphyroïde dans les migmatites de la série cristallophyllienne du Vivarais occidental : importance et signification. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. , 5 .
- CHENEVOY M. , RAVIER J. (1968) - Extension des séries cristallophylliennes à andalousite - cordiérite et à disthène - staurotide dans les cévennes septentrionales et médianes. Bull. Soc. Géol. , 7e série , n°10 , p. 613-617.
- CHENEVOY M. , RAVIER J. (1971) - Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. Symposium J. Jung , Clermont-Ferrand, p. 109-132.
- CHENEVOY M. , RAVIER J. (1971) - Présence systématique d'andalousite dans les amygdales quartzieuses des micaschistes à staurotide du Massif Central Français. C.R. Acad. Sc. , série D, t 272, n°10.
- CHENEVOY M. , RAVIER J. (1972) - Les grands ensembles cristallophylliens et granitiques du Massif Central Français. 24e Congrès Géol. intern. Montréal-Ottawa , section 2 , p. 123-134.
- CHENEVOY M. , RAVIER J. (1974) - L'histoire antéstéphanienne du Massif Central Français et le problème des influences calédoniennes: dans la "Chaîne Varisque de l'Europe occidentale". Coll. Intern. C.N. R.S. , Rennes , paru en 1977.
- COLLOMB P. (1964) - Etude géologique du Rouergue cristallin . Mem. Expl. Cart. Géol. Fr. (paru en 1970).
- COUPURIE J.P. (1969) - Sur l'antériorité du granite porphyroïde de la Margeride par rapport au granite à cordiérite du Velay (Massif Central Français). C.R. Acad. Sc. , série D, t 269, p. 2298-2300.
- COUPURIE J.P. (1977) - Le massif granitique de la Margeride, Massif Central Français. Thèse Clermont-Ferrand, 319p.
- CREVOLA G. (1977) - Etude pétrographique et structurale de la partie orientale du massif de Tanneron (Provence cristalline). Thèse Nice, 319p.
- DALMAS J.B. (1872) - Itinéraire du géologue et du naturaliste dans l'Ardèche.
- DAVOINE P. (1968) - La géochimie des leptynites : distinction ortho-para. Thèse 3e cycle , Lyon.
- DAVOINE P. (1969) - La distinction géochimique ortho-para des leptynites. Bull. Soc. Fr. Min. Crist. , vol. 92, p. 59-75.
- DAVOINE P. (1976) - Contribution à l'étude pétrologique et géochimique des leptynites (cas du Massif Central Français). Thèse Doctorat d'Etat , Université Claude Bernard Lyon I, 3 tomes.
- DEBAT P. (1974) - Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse Université Toulouse , n°605.
- DEMAY A. (1932) - Les nappes cévenoles. Mem. Expl. Carte Géol. Fr., Paris, 1 vol.
- DEMAY A. (1945) - Sur les grandes lignes de la tectonique antéstéphanienne du Massif Central. C.R. Acad. Sc. , t 220 , p. 852-854.
- DEMAY A. (1945) - Sur les déformations cristallophylliennes et cristallines de la haute vallée de l'Allier. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., p. 93-95.

- DEMAY A. (1946) - Sur la nappe antéstéphanienne de la Margeride dans la région médiane du Massif Central. C.R. Acad. Sc., t 222, p. 1119-1121.
- DEMAY A. (1948) - Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. Paris, Imprim. Nation., 246 p.
- DIDIER J. (1964) - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Fd, n°23, 7e fasc.
- DIDIER J. , LAMEYRE J. (1969) - Les granites du Massif Central Français : étude comparée des leucogranites et granodiorites . Cont. Min. Petrol. , vol 24, p. 212-298.
- DRURY S.A. (1974) - Chemical changes during retrogressive metamorphism of Lewisian granulite facies rocks from Coll and Tieve. Scott. J. Geol. , 10 (3), p. 237-256.
- DURAND G. (1976) - Lithostratigraphie , métamorphisme et granitisation des formations cristallophylliennes de la région de Lamastre (Ardèche). Partie III : secteur occidental et géochronologie. Thèse 3e cycle , Lyon.
- 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 , Massif Central Français. Thèse Clermont-Fd.
- EL BOUSEILY A.M. , EL SOKKARY A.A. (1975) - The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. Chemical Geol. , 16 , 3 , p. 207-219.
- FABRE G. (1876-1877) - Sur l'âge et la constitution des régions schisteuses du Gévaudan et des cévennes. Bull. Soc. Géol. Fr. , 5, p.399-409.
- FABRE G. (1896) - Carte géologique détaillée. Feuille d'Alais. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. , t VIII, n°3, (C.R. Collab., 1895).
- FERNANDEZ A. , SABOURDY G. , VIALETTE Y. (1977) - Ages des granites du Mont Lozère . 5e R.A.S.T.
- FETTES D.J. , GRAHAM C.M. , SASSI F.P. , SCOLARI A. (1976) - The basal spacing of potassic white micas and facies series variation across the Caledonides. Scott. J. Geol. , 12 (3), p. 227-236.
- FORESTIER F.H. (1963) - Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut Allier (Massif Central Français). Bull. Serv. Carte Géol. Fr. , t LIX, n°271.
- FORESTIER F.H. , LASNIER B. , LEYRELOUP A. , MARCHAND J. (1974) - Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central Français et le Massif Armoricaïn, de l'affleurement au Moho. Bull. Soc. Geol. Fr. , vol. 15, n°5,6, p. 562-578.
- FYFE W.S. (1976) - Chemical aspects of rock deformations. Phil. Trans. R. Soc. Lond. , A 283 , p. 221-228.
- GAPAIS D. , LAGARDE J.L. (1977) - Utilisation de la texture du quartz pour l'étude comparative des directions d'allongement et de cisaillement : exemple du gneiss de Champtoceaux (Massif Armoricaïn). C.R. Acad. Sc. , t 284 , 27 Juin 1977.
- GAY M. , BRIAND B. , CHENEVOY M. , PIBOULE M. (1979) - La série métamorphique du Vivarais oriental : schéma d'évolution structurale. 7e R.A.S.T. , Lyon.
- GUIDOTTI C.V. (1973) - Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. Cont. Min. Petrol. , vol 42, n°1 , p. 33-42.

- GUITARD G. (1965) - Les types de métamorphisme régional à andalousite, cordiérite, almandin et à andalousite, cordiérite, almandin et staurotide dans la zone axiale des Pyrénées Orientales. Contribution à l'étude des types de métamorphisme basse pression. C.R. Acad. Sc. , t 261, n°23.
- HAMET J. , ALLEGRE C.J. (1972) - Age des orthogneiss de la zone axiale de la Montagne Noire (France) par la méthode Rb87/Sr85. Con. Min. Petrol., vol 34, p. 251-257.
- HARTE B. , GRAHAM C.M. (1975) - The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. J. of Petrol. vol 16, n°2 , p. 347-370.
- JACOBSON R.R.E. , Mac LEOD W.N. , BLACK R. (1958) - Ring complexes in the Younger Granite Province of Northern Nigeria. Mem. Geol. Soc. Lond. , vol. 1 , 72 p.
- KWAK A.P.T. (1971) - The selective replacement of the aluminium silicates by white mica. Cont. Min. Petrol. , vol 32 , p. 193-210.
- LAPADU - HARGUES P. (1946) - Quelques remarques sur la structure du Mont Lozère du Bougès et du Goulet. Bull. Soc. Lett. Sc. Lozère, 1946, 1er trimestre.
- LAPADU - HARGUES P. (1947) - Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. Bull. Serv. Carte Géol., Paris, t 46, n°222.
- LAPADU - HARGUES P. (1955) - A propos des nappes cévenoles. C.R. Acad. SC. , t 241 , p. 605.
- LEMOINE S. (1967) - Etude géologique des schistes cristallins de la région d'Alleyras, Haute Loire. Thèse 3e cycle , Univ. Clermont-Fd, 148 p.
- LEROY J. , MACAUDIERE J. , MARIGNAC C. , PICHAVANT M. , WEISBROD A. (1977) - Nouvelles données sur les relations tectonique métamorphisme et magmatisme dans les cévennes médianes. 5e R.A.S.T.
- LONGCHAMBON H. (1926) - Révision de la feuille de Largentière au 1/80000e . Bull. Serv. Carte Géol., t 31, n°166, p. 137.
- LONGCHAMBON H. (1935) - Sur la structure des cévennes dans la région définie par la feuille de Largentière au 1/80000e. C.R. Acad. Sc. , t 201 , p. 398.
- LONGCHAMBON H. (1939) - Carte géologique au 1/80000e , Largentière, 2e édition, Carte. Géol. Fr. , n°197.
- MERGOIL - DANIEL J. (1970) - Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central Français. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Fd, n°42.
- MICHON G. (1979) - Typologie des vaugnérîtes des Monts du Lyonnais et du Haut-Vivarais, Massif Central Français. Conditions de gisement et caractères pétrographiques. Thèse 3e cycle , Lyon.
- MOINE B. (1969) - Orthoamphibolites et formations métasédimentaires calcomagnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana, Madagascar. Contribution au problème de l'origine des amphibolites. Ann. Ecole Nat. Sup. Géol. appl. Nancy et C.N.R.S., t XIV, n°2.
- MOLINA F.M. (1973) - Etude géologique des terrains cristallins de la région de St-Agrève (Ardèche). Thèse 3e cycle, Lyon.
- de MONTRAVEL C. (1968) - Etude de l'homogénéisation anhydre de quelques feldspaths alcalins de gneiss. Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n°26, p. 59-89.

- NAHA K. , RAY S.K. (1970) - Metamorphichistory of the Jutogh Series in the Simla Klippe, Lower Himalayas. Con. Min. Petrol. , vol 28, p.147-164.
- NICOLLET C.(1978) - Etude pétrologique géochimique et structurale des terrains antépermien du versant Sud du Levezou (Massif Central Français). Formation des liquides acides par fusion partielle à haute pression et contribution à l'origine des complexes leptynoamphiboliques. Thèse 3e cycle, Montpellier.
- OKRUSCH M. , EVANS B.W. (1970) - Minor element relationships in coexisting andalusite and sillimanite. Lithos , vol. 3 , n°3.
- PALM Q.A. (1957) - Les roches cristallines des cévennes médianes à hauteur de Largentière. Geol. Ultraect. , n°3.
- PASSERON J.P. (1976) - Lithostratigraphie , métamorphisme et granitisation des formations cristallogéniques de la région de Lamastre (Ardèche), Massif Central Français. Partie I : secteur oriental et formations claires. Thèse 3e cycle , Lyon.
- PELLET J. (1963) - Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. , n°282 et dernier, t LXI (paru en 1972).
- PELLET J. (1965) - La faille de Villefort, portion cévenole d'une dislocation régordane. C.R. Acad. Sc. , t 260, n°13, p. 3724-3727.
- PETERLONGO J.M. (1960) - Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif Central Français). Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Fd., n°4, 1 vol., 187 p.
- PIN C. (1979) - Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques antéstéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). Thèse 3e cycle , Montpellier, 205 p.
- PIN C. , LANCELOT J.R. (1978) - Un exemple de magmatisme cambrien dans le Massif Central : les métadiorites quartziques intrusives dans la série du Lot. Bull. Soc. Géol. Fr. , (7), t XX, n°2, p. 203-208.
- POINT R. (1975) - Mylonites et orogénèse tangentielle : nature, géochimie, origine et âge des gneiss ocellés dans les nappes calédoniennes externes. Bull. Soc. Géol. Fr., 7e série, t XVII, n°5, p. 664-679.
- POULAIN D. (1972) - Les micaschistes des environs de St-Geniez d'Olt (Aveyron). Thèse 3e cycle , Paris, 78 p.
- POWELL D. (1966) - On the preferred crystallographic orientation of garnet in some metamorphic rocks. Min. Mag., 35, p. 1094.
- PUPIN J.P. (1976) - Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse Université Nice.
- PUPIN J.P. , TURCO G. (1972) - Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., t 95, n°3, p. 348-359.
- PUPIN J.P. , TURCO G. (1975) - Typologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques détritiques, granitiques et syénitiques. Pétrologie, vol 1, n°2, p. 139-156.
- PUPIN J.P. , TURCO G. (1975) - Comparaison des granites porphyroïdes "type Margeride" d'après leurs populations de zircons. Application au granite porphyroïde enclavé dans le granite autochtone du Velay. 3e R.A.S.T., Montpellier.
- RAYNAUD S. (1979) - La rupture fragile du granite de la Borne (cévennes) de l'échelle du massif à l'échelle du minéral. Thèse 3e cycle , Université de Montpellier.

- de la ROCHE H. (1966) - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude physico-chimique des roches: modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. C.R. Acad. Sc. , t 262, p. 1665-1668.
- de la ROCHE H. (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. Un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sc., t 267, p. 39-42.
- de la ROCHE H. (1972) - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et leurs dérivés métamorphiques. Sc. de la Terre, Nancy, t 17, n°1-2, p. 34-46.
- de la ROCHE H., AUTRAN A., CHANTRAINE J., MOINE B. (1974) - Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique. Bull. B.R.G.M., 2e série, section IV, n°2, p. 109-124.
- ROQUES M. (1941) - Les schistes cristallins de la partie S.W. du Massif Central Français. Mem. Serv. Carte Géol. Fr., 530 p.
- ROY S.S. (1977) - Deformation and chemical process in mylonite genesis. Geol. Fören. Stockholm Förh., 99, p. 3-9.
- SABATIER H. (1978) - Remarques préliminaires sur quelques vaugnérites du Massif Central. C.R. Acad. Sc. , série D , t 286 (9 Janvier).
- SABOURDY G. (1975) - Apport de la géochimie à la connaissance de la pétrogenèse des granitoïdes des cévennes méridionales, Massif Central Français. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Fd., 1 vol., 271 p.
- SAHUC S. (1977) - Les granites et les anatexites sombres du versant Sud du massif du Pilat (Massif Central Français) et leur couverture métamorphique claire : signification et relations dans la région d'Annonay (Ardèche). Thèse 3e cycle , Lyon.
- SASSI F.P. (1972) - The petrological and geological significance of the  $b_0$  values in potassic white micas in low grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. M.P.M. Tschermack Min. Petr. Mitt. , 18, p. 105-113, Springer Verlag.
- SASSI F.P. , SCOLARI A. (1974) - The  $b_0$  value of the potassic white micas of a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schistes. Cont. Min. Petrol. , vol 45, p. 143-152.
- SEIFERT F. , SCHREYER W. (1970) - Lower  $t^\circ$  stability limit of Mg-cordierite in the range of 1-7 kilobars water pressure. Cont. Min. Petrol., vol. 25, n°5.
- SERRANO J.J. (1979) - Gisement et pétrologie des faciès anatectiques et granitiques du substratum de la série métamorphique du Pilat (Haute Loire , Massif Central Français). Thèse 3e cycle, Lyon.
- SEYLER M. , PUPIN J.P. , TURCO G. (1975) - Origine ortho des leptynites des Maures (région de Collobrières, Var) d'après l'étude de leurs populations de zircons. Conséquences pétrogénétiques. C.R. Acad. Sc. , série D, t 281, p. 969-972.
- SPRY A. (1969) - Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford , 350 p.
- STRECKEISEN A. (1973) - Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks Geotimes, vol. 18, n°10, p.26-30.

- TOBSHALL H.J. (1969) - Eine subfaziesfolge der Grünschieferfazies in den Mittleren Cévennen (Ardèche) mit Pyrophyllit aufweisenden Mineralparagenesen. Cont. Min. Petrol., vol. 24, p. 76-91.
- TOBSHALL H.J. (1971) - Zur Genese der Migmatite des Baume-Tales (Mittlere Cévennen, Dep. Ardèche). Cont. Min. Petrol., vol 32, p. 93-111.
- TOURET J. (1972) - Un exemple de déformation naturelle des roches en milieu profond : les gneiss ocellés de Norvège. Sc. de la Terre, Fr., vol. 17, n°1-2, p. 165-177.
- TUTTLE O.F. , BOWEN N.L. (1958) - Origin of granite in light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . Geol. Soc. Amer., n°74, 153 p.
- VACHETTE M. , ROQUES M. , COUTURIE J.P. (1971) - Age Hercynien précoce du massif de granite du Velay et Age Calédonien des migmatites en panneaux de ce massif. C.R. Acad. Sc., t 272, p. 3116-3119.
- VACHETTE M. , VIALETTE Y. , COUTURIE J.P. (1979) - Age Namurien du granite de la Margeride. Conséquences. 7e R.A.S.T., Lyon.
- VAN DE KAMP P.C. (1968) - Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton - Madoc area, southeastern Ontario. Can. J. of Earth Sc., vol. 5, p. 1337-1372.
- VAN DE KAMP P.C. , LEAKE B.E. , SENIOR A. (1976) - The petrography and geochemistry of some Californian arkoses with application to identifying gneisses of metasedimentary origin. J. of Geol., vol. 84, p. 195-212.
- VAN MOORT J.C. (1966) - Les roches cristallophylliennes des cévennes et les roches plutoniques du Mont Lozère. Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Fd., Thèse Utrecht, n°31, fasc. 14.
- VELDE D. (1969) - Minettes et Kersantites. Une contribution à l'étude des Lamprophyres. Thèse doct. es Sc., Fac. Sc. Paris.
- VERNON R.H. (1975) - Microstructural interpretation of some fibrolitic sillimanite aggregates. Min. Mag., vol. 40, p. 303-306.
- VERNON R.H. (1976) - Metamorphic process. Ed. Murby, London.
- VERNON R.H. (1978) - Pseudomorphous replacement of cordierite by symplectic intergrowths of andalusite, biotite and quartz. Lithos, vol. 11, p. 283-289.
- VERNON R.H. , FLOOD R.H. (1977) - Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. Cont. Min. Petrol., vol. 59, p. 227-235.
- VIALETTE Y. , FERNANDEZ A. , SABOURDY G. (1979) - Age Rb/Sr de différents plutons du Mont Lozère. 7e R.A.S.T., Lyon.
- WEISBROD A. (1962) - Les occurrences de la cordiérite dans la haute vallée de l'Ardèche. C.R. Acad. Sc., t 254, p. 3393.
- WEISBROD A. (1962) - Relations pétrogénétiques entre les migmatites ocellées et le granite du Velay. C.R. Acad. Sc., t 255, p. 3004.
- WEISBROD A. (1965) - Sur la structure de la cordillère de l'Europe moyenne. C.R. Acad. Sc., t 261, p. 4457.
- WEISBROD A. (1967) - Explication sommaire de la carte géologique des cévennes médianes. Sc. de la Terre, vol 12, n°4, p. 301.

- WEISBROD A. (1968) - Les conditions du métamorphisme dans les cévennes médianes (Massif Central Français). C.R. Acad. Sc., série D, t 266, p. 755-757.
- WEISBROD A. (1969) - Caractères géochimiques et origine des schistes amygdalaires des cévennes (Massif Central Français). C.R. Acad. Sc., série D, t 268, p. 3018-3020.
- WEISBROD A. (1968) - Etude structurale des cévennes médianes: I, Formations catazonales du bassin de l'Ardèche. Sc. de la Terre, t XIII, n°3, p. 257-305.
- WEISBROD A. (1970) - Etude structurale des cévennes médianes : II, Domaine du bassin de l'Allier et des schistes des cévennes. Conclusions. Sc. de la Terre, t XV, n°1, p. 5-44.
- WEISBROD A. (1970) - Pétrologie du socle métamorphique des cévennes médianes (Massif Central Français). Reconstitution sédimentologique et approche thermodynamique du métamorphisme. Thèse de doct., Nancy, 4 vol.
- WINKLER H.G.F. (1976) - Petrogenesis of metamorphic rocks. 4e ed., Springer Verlag, New-York, 334 p.
- WINTSCH R.P. (1975) - Feldspathisation as a result of deformation. Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 86, p. 35-38.
- de WIT M.J. (1976) - Metamorphic textures and deformation : a new mechanism for the development of syntectonic porphyroblasts and its implications for interpreting timing relationships in metamorphic rocks. J. of Geol., vol. 11, n°1.
- WYLLIE P.J., COX K.G., BIGGAR G.M. (1962) - The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. of Petrol., vol. 3, n°2, p. 238-243.
- ZWART H.J. (1960) - Relations between folding and metamorphism in the central Pyrenees and their chronological succession. Geol. en Mijn., vol. 39, n°5, p. 163-180.
- ZWART H.J. (1962) - On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). Geol. Rund., vol. 52, p. 38-65.
- ZWART H.J. (1963) - Some examples of the relation between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees. Geol. en Mijn., vol. 42, n°5, p. 143-155.

---

COMPLEMENT :

- BONIN B. (1973) - Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro (Corse). Thèse 3e cycle, Lab. Géol. E.N.S., N°7, 127p.
- BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L. (1978) - Le quartz en rubans dans les mylonites. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t XX, n°3, p. 253-262.
- MIYASHIRO A. (1973) - Earth and Planet. Sc. Lett., vol. 19, p. 218-224.
- PIWINSKII A.J. (1973) - Experimental studies of granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 20, p. 107-130, Springer Verlag.
- REILLE J.L. (1978) - Mise en évidence de formations hypovolcaniques alcalines cambriennes parmi les orthogneiss Hercyniens de la Zone Axiale de la Montagne Noire, d'après l'étude des populations de zircons. Conséquences géologiques. C.R. Acad. Sc., série D, t 267, p. 579-582.

- A N N E X E -



## LISTE DES FIGURES ET PLANCHES

### FIGURES :

- Fig. 1 : Les grands ensembles cristallophylliens du Massif Central (D'après M. Chenevoy et J. Ravier, 1971).
- Fig. 2 : Géologie des Cévennes (D'après M. Chenevoy et J. Ravier, 1968).
- Fig. 3 : Carte schématique des faciès lithologiques du Massif Central (D'après A. Autran, 1978).
- Fig. 4 : Extension des faciès quartzofeldspathiques ocellés dans le Massif Central (D'après A. Autran, 1978).
- Fig. 5 : Position des points représentatifs des amphibolites dans le diagramme  $Al+Fe+Ti$  en fonction de  $Ca+Mg$  (d'après B. Moine, 1969).
- Fig. 6 : Diagramme  $Na_2O+K_2O$  en fonction de  $SiO_2$  (d'après Johnson R.W., MacKenzie D.E. et Smith I.E., 1978).
- Fig. 7 : Diagramme  $(Al+Fe+Ti)/3-K$  en fonction de  $(Al+Fe+Ti)/3-Na$  (d'après H. de la Roche, 1968).
- Fig. 8 : Position des métamorphites étudiées dans les ensembles plutovolcaniques (terminologie de Streckeisen) sur le diagramme (I.A., I.T.). (D'après J.P. Pupin, 1976).
- Fig. 9 : Relations entre le coefficient d'appaïcité des roches plutoniques et l'indice  $\bar{A}$  de leur population de zircons (d'après J.P. Pupin, 1976). Position comparée des leptynites et gneiss du Chassezac.
- Fig. 10: Relations entre la teneur en "bases" des roches plutoniques et l'indice  $\bar{A}$  de leurs populations de zircons (d'après J.P. Pupin, 1976). Position comparée des gneiss et leptynites du Chassezac.
- Fig. 11: Relation entre l'alcalinité des roches plutoniques et l'indice  $\bar{A}$  de leurs populations de zircons (d'après J.P. Pupin, 1976). Position comparée des leptynites et gneiss du Chassezac.
- Fig. 12: Données géothermométriques des zircons de gneiss ocellés et de Leptynites (d'après J.P. Pupin, 1976).
- Fig. 13: Corrélations entre Rb et Sr, Ba et Sr dans les feldspaths potassiques des faciès quartzofeldspathiques du Chassezac; comparaison avec les faciès ocellés du Haut-Allier, d'après J. Mergoïl-Daniel, 1970.
- Fig. 14: Distinction "ortho"- "para" des leptynites (d'après P. Davoine, 1968)
- Fig. 15: Diagramme  $Al/3-K$ ,  $Al/3-Na$  d'après H. de la Roche et al., 1974.
- Fig. 16: Diagramme  $Q = f(A)$  d'après H. de la Roche et al., 1974.
- Fig. 17: Diagramme  $Q-Al-An$  de A. Weisbrod, 1970.
- Fig. 18: Position des formations quartzofeldspathiques du Chassezac dans le diagramme  $MgO-Na_2O-K_2O$  d'après H. de la Roche, 1965.
- Fig. 19: Diagramme Quartz-Albite-Orthose normatifs, d'après J. Didier et J. Lameyre, 1969.
- Fig. 20: Triangle des roches totales, d'après H. de la Roche, 1965.
- Fig. 21: Diagramme de classification minéralogique des roches éruptives de A. Streckeisen, 1973.

- Fig. 22: Position des faciès quartzofeldspathiques méso et catazonaux dans le diagramme semilog Rb/Sr-Index de différentiation (d'après J.L. Duthou, 1977).
- Fig. 23: Diagramme Rb-Ba-Sr d'après El Bouseily A.M. et El Sokkary A.A., 1975.
- Fig. 24: Diagramme  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O/CaO+FeO+Fe_2O_3+MgO$ , d'après Jacobson, Mac Loed et Black, 1958.
- Fig. 25: Diagramme chimico-minéralogique de classification des roches éruptives (H. de la Roche, J. Leterrier, dans G. Michon, 1979).
- Fig. 26: Position des roches vaugnéritiques dans le diagramme  $6Ca+2Mg+Al / 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ , (H. de la Roche, J. Leterrier, 1973, in G. Michon, 1979).
- Fig. 27: Position des roches vaugnéritiques dans le diagramme  $Na_2O+K_2O/FeO^t/MgO$ , d'après G. Michon, 1979.
- Fig. 28: a) Crénulation L2 dans les schistes des cévennes.  
b) Crénulation L3 dans les schistes des cévennes.
- Fig. 29: a) Crénulation L2 et axes des plis 2 dans le bassin de l'Allier.  
b) Crénulation 2(?) et axes des plis 2(?) dans la région de l'Hermet.  
c) Crénulation L3 et axes des plis 3 (secteur les Chazeaux-le Ranc).
- Fig. 30: Diagramme pression - température.

PLANCHES :

- Pl. I : Analyses chimiques des faciès amphiboliques.
- Pl. II : Analyses chimiques des leptynites à muscovite.
- Pl. III : Analyses chimiques des leptynites rubano-oeillées.
- Pl. IV : Analyses chimiques des gneiss oeillés.
- Pl. V : Analyses chimiques des faciès quartzofeldspathiques de base.
- Pl. VI : Composition en éléments traces des faciès quartzofeldspathiques.
- Pl. VII : Analyses chimiques des roches vaugnéritiques.
- Pl. VIII : Schistes des cévennes.
- Pl. IX : Micaschistes mésozonaux à andalousite-cordiérite.
- Pl. X : Gneiss catazonaux à sillimanite.
- Pl. XI : Formations quartzofeldspathiques mésozonales : - Métagranite  
- Gneiss Oeillé grossier
- Pl. XII : Formations quartzofeldspathiques mésozonales : les gneiss rubano-oeillés.
- Pl. XIII : Formations quartzofeldspathiques mésozonales : intercallations dans les gneiss oeillés.
- Pl. XIV : Formations quartzofeldspathiques mésozonales : les leptynites.
- Pl. XV : Formations quartzofeldspathiques catazonales.
- Pl. XVI : Les vaugnérites.

LISTE DES ECHANTILLONS ANALYSES

N°	NOM	CARTE 1/25000e Le Bleynard	COORDONNEES LAMBERT	
			x	y
DL	Diorite quartzique	3-4	724,41	255,02
112	Leptynite à muscovite	"	714,4	252
4G8a	"	"	715,4	251,5
4G15	"	"	715,41	251,50
4H10b	"	"	716,35	252,27
4H11b	"	"	716,45	252
5H21	"	7-8	716,85	250,65
5H30	"	"	716,85	250,65
5I41a	"	"	719,21	250,25
5I41c	"	"	719,21	250,25
2J30	"	3-4	721,11	258,81
4G8b	Leptynite rubano-oeillée	"	715,4	251,50
6D	"	"	715,41	251,50
1J21a	"	"	721,11	258,81
4H11a	"	"	716,45	252
5I41b	"	7-8	719,23	250,16
5H10	"	"	718,37	250,45
4F15a	Gneiss rubano-oeillé	1-2	713,10	252,68
4F4G	"	"	713,15	252,67
4F8	"	"	713,30	252,41
M	Métagranite des Chazeaux	"	713,10	252,84
5J37	Gneiss oeillé grossier	7-8	720,77	249,31
4F5	Leptynite rubano-oeillée (intercallée dans les gneiss oeillés)	1-2	713,15	252,67
4F15b	Gneiss fin à biotite (intercallé dans les gneiss oeillés)	1-2	713,15	252,68
26	Gneiss leptynique rubané	7-8	723,42	249,30
5J31	"	"	723,40	249,29
5J30	"	"	721,28	251,01

N°	NOM	CARTE 1/25000e Le Bleyard	COORDONNEES LAMBERT	
			x	y
4J10	Gneiss grossier porphyroblastique	3-4	721,76	253,20
27a	"	7-8	724,25	249,69
27c	"	"	724,25	249,69
28a	"	"	723,15	250,40
5K31	"	"	723,31	249,83
27b	Granite à cordiérite	"	724,25	249,69
5K30b	Vagnérite (partie externe)	"	723,29	249,63
5K30a	Vagnérite (partie centrale)	"	723,29	249,63
25d	Vagnérite (partie externe)	3-4	722,65	251,19
25b	Vagnérite (partie médiane)	"	722,65	251,19
25c	Vagnérite (partie interne)	"	722,65	251,19

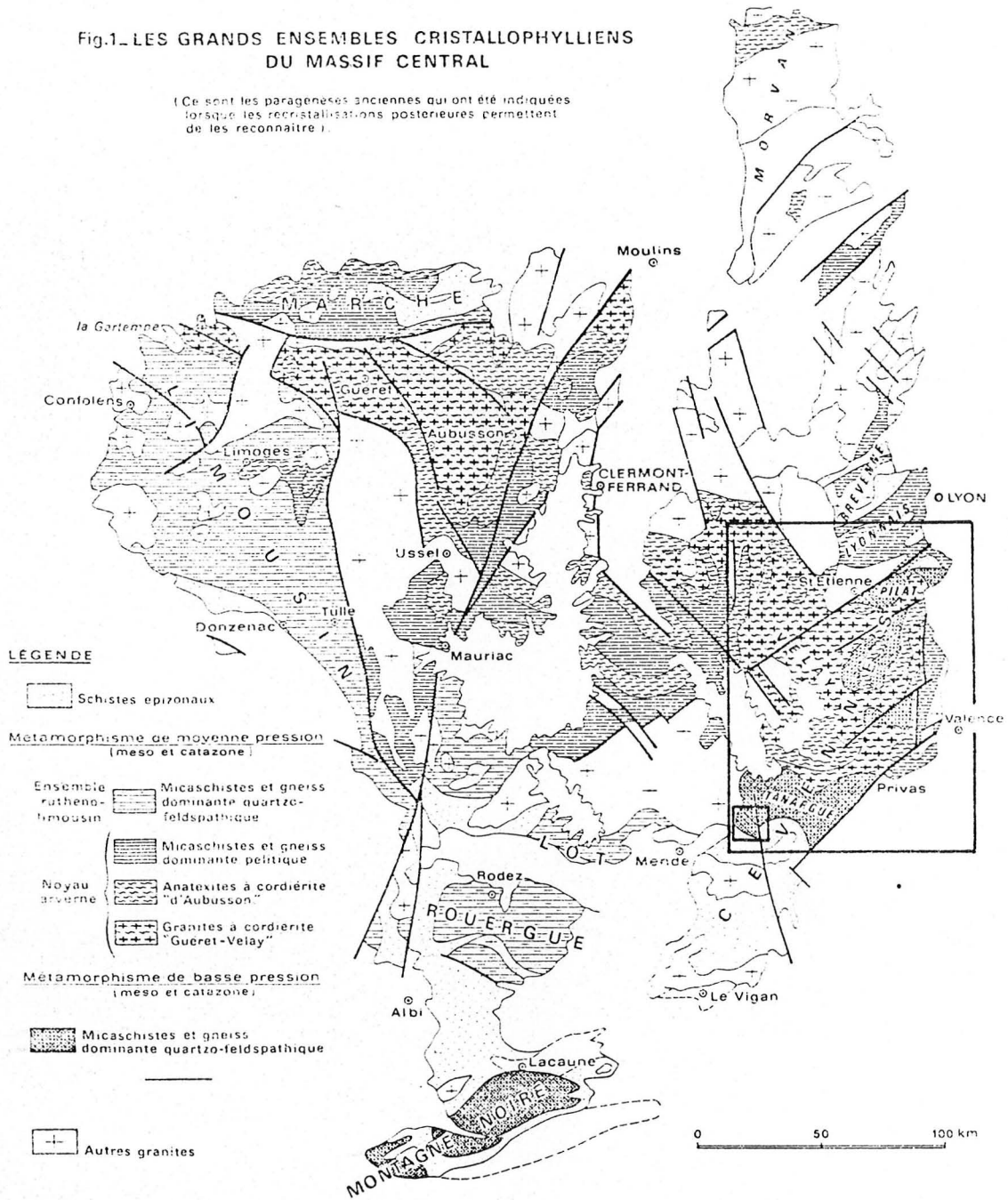
Analystes :

- Elements majeurs : N. RIMET<sup>+</sup>, P. CAPIEZ<sup>+</sup> (Janvier à Mars 1979)
- Elements traces : GERMANIQUE J.C.<sup>+</sup> (Janvier à Mars 1979).

<sup>+</sup>E.R.A. "Pétrologie et Géochimie des formations métamorphiques",  
Université Claude Bernard, Lyon I.

Fig.1. LES GRANDS ENSEMBLES CRISTALLOPHYLLIENS  
DU MASSIF CENTRAL

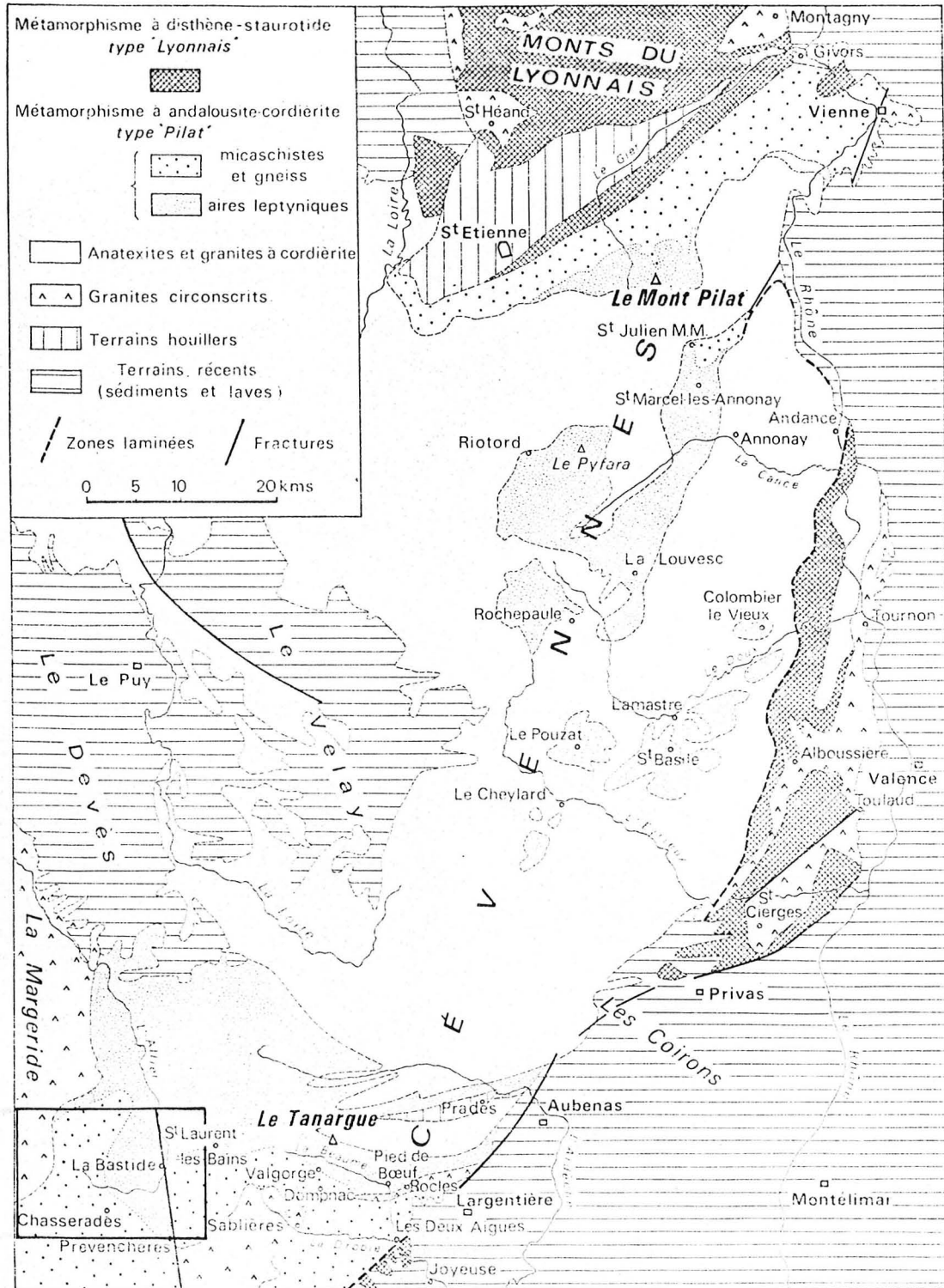
(Ce sont les parageneses anciennes qui ont été indiquées  
lorsque les recristallisations postérieures permettent  
de les reconnaître.)



D'après M.CHENEVOY et J.RAVIER (1971)

Figure 2 - GEOLOGIE DES CEVENNES

Répartition des séries cristallophylliennes de moyenne pression (séries du Lyonnais et du vivarais oriental) et de basse pression (séries du Vivarais occidental et des Cévennes médianes)

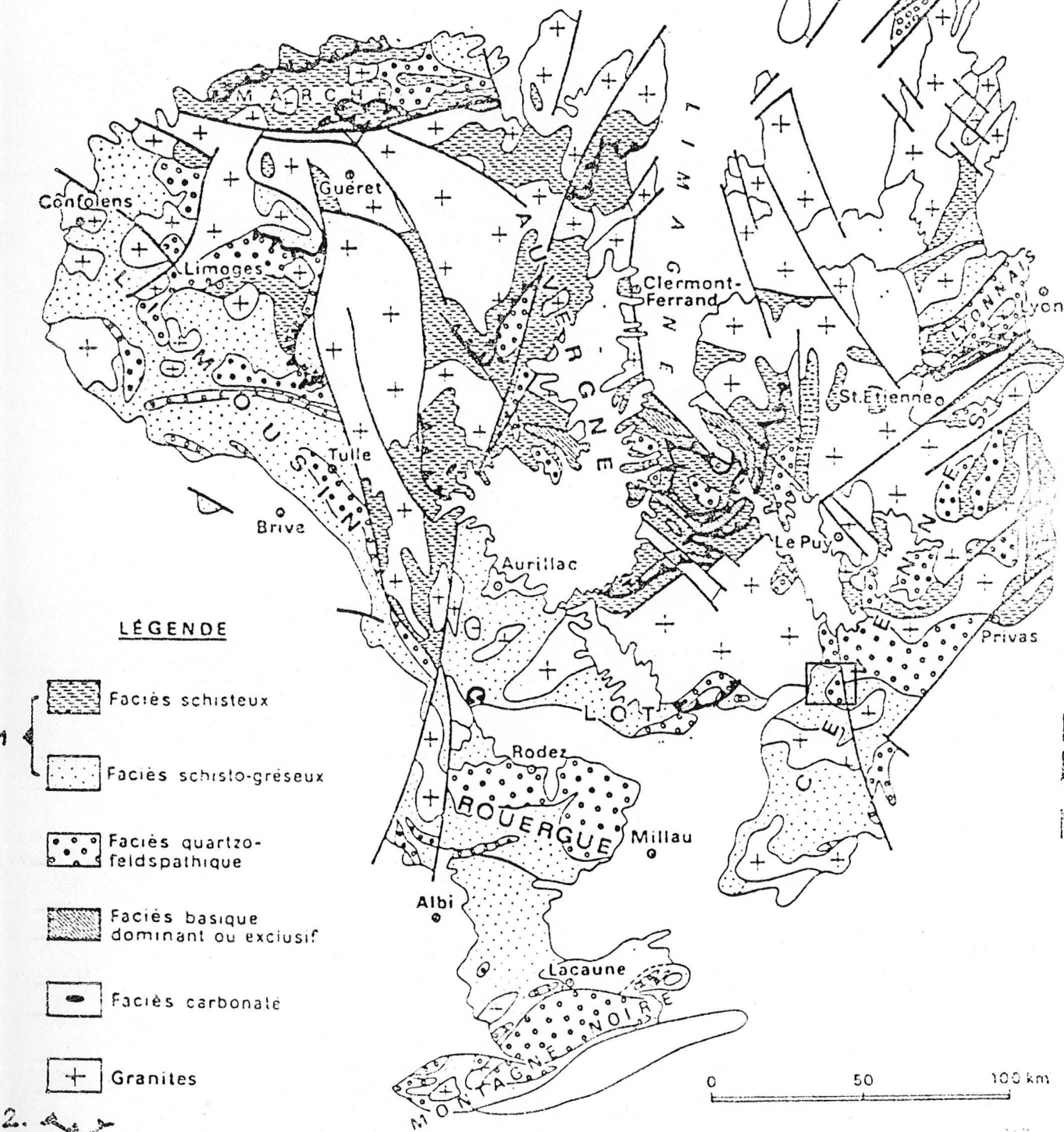


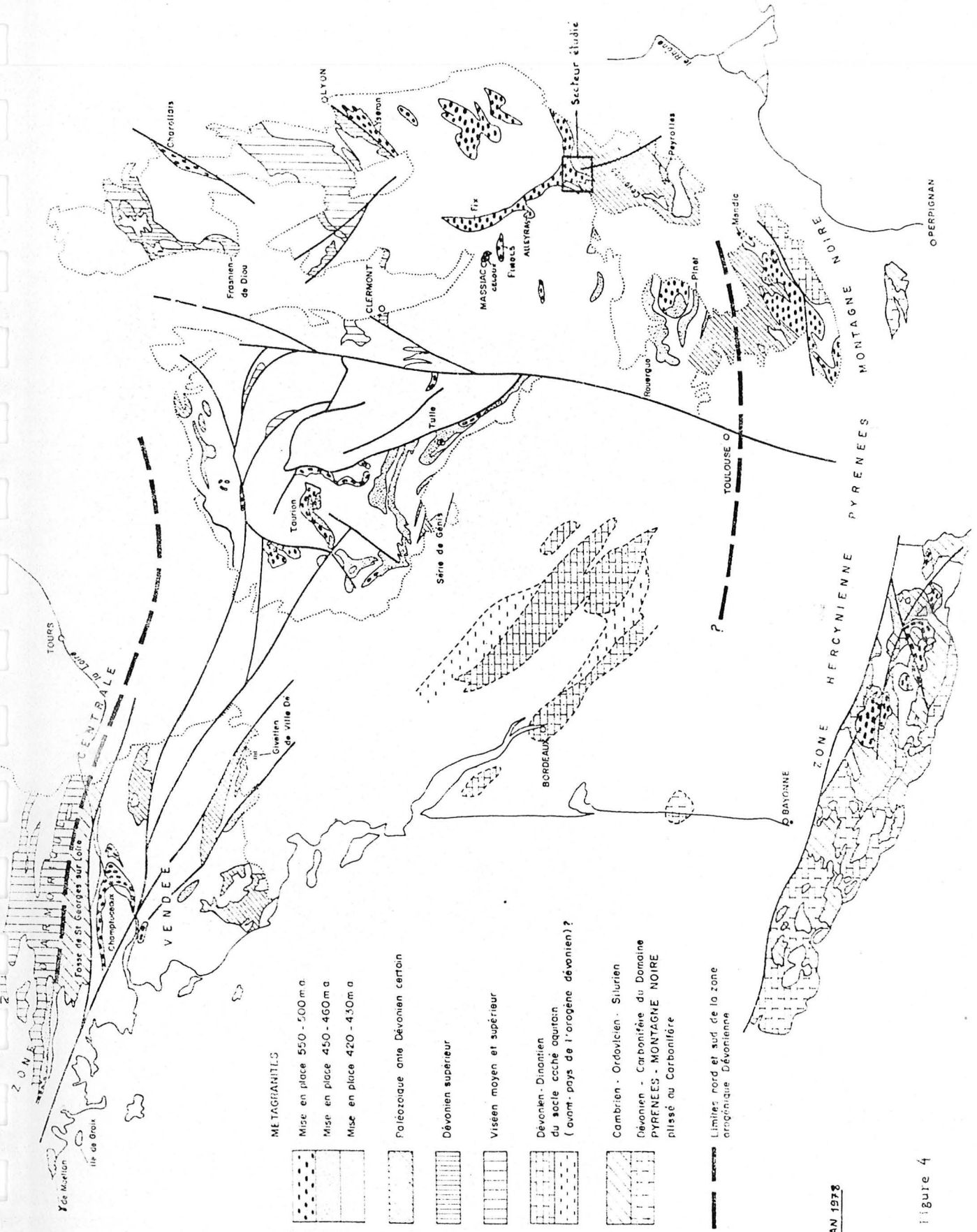
D'après M. CHENEVOY et J. RAVIER (1968).

Figure 3 Massif Central - Carte schématique des faciès lithologiques.

(1) Cette carte extraite de M. Chenover et J. Xavier, 1972 (24th I.G.U. section 2, p. 126) représente les principaux faciès lithologiques du Massif Central. La distinction entre les métamorphites sédimentaires d'origine schisteuse (shales) et schisto-gréseuse, ne paraît plus justifiée. Il s'agit dans les deux cas de séries "grauwackes-shales-grès" avec tufs basiques et acides associés et coulées ou sills volcaniques, d'âge Briovérien Supérieur et/ou Cambrien.

(2) On y a ajouté les principaux plans de chevauchements de nappes profondes symmétamorphisme dévonien.





DOMAINE DE L'OROGÈNE DEVONIEN

**METAGRANITES**

- Mise en place 550 - 500 m.a.
- Mise en place 450 - 460 m.a.
- Mise en place 420 - 410 m.a.

Paléozoïque anté-Devonien certain

Devonien supérieur

Viseéen moyen et supérieur

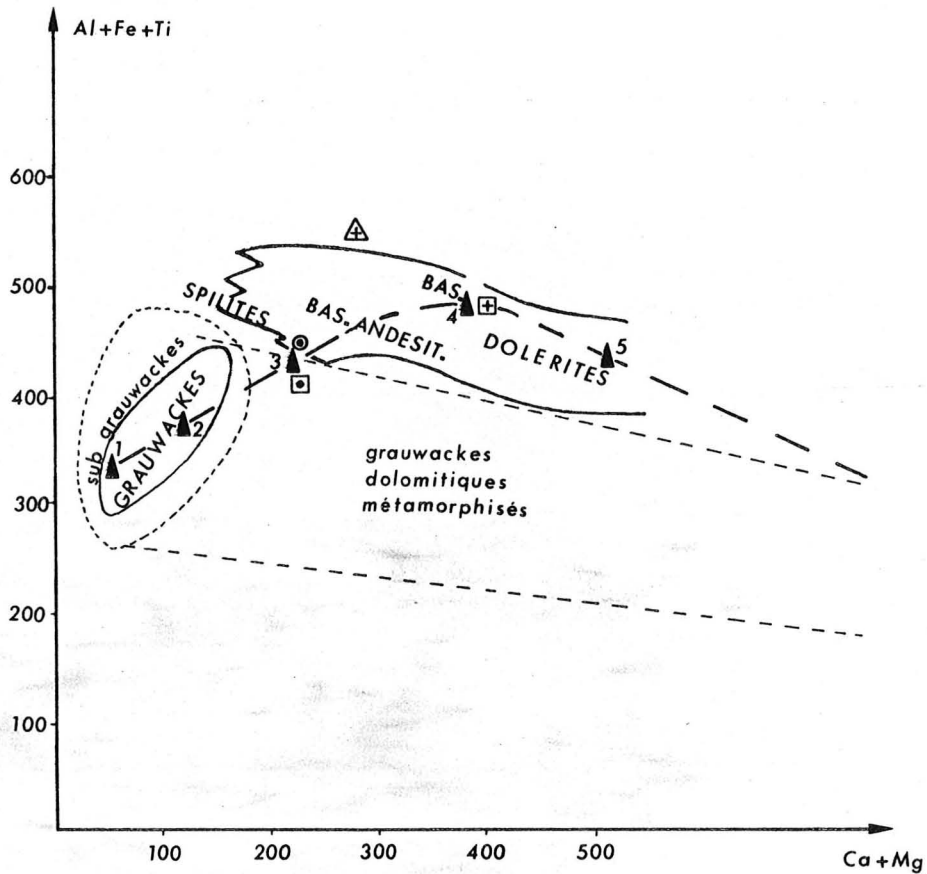
Devonien - Dinantien  
du socle caché aquitain  
(ouv. pays de l'orogène dévonien)?

Cambrien - Ordovicien - Silurien  
Devonien - Carbonifère du Domaine  
PYRÉNÉES - MONTAGNE NOIRE  
passé au Carbonifère

Limites nord et sud de la zone  
orogénique Dévonienne

Figure 4





- ▲ série ignée type (Daly)
  - 1 Granite
  - 2 Granodiorite
  - 3 Diorite
  - 4 Gabbro
  - 5 Hornblendite
- 5H22 ◻ } Gneiss amphibolique de Malaval
- 5H23 ◉ } Gneiss amphibolique de Malaval
- AL1 ▲ Amphibolite de la Bastide
- ALF ◻ Amphibolite des Fagoux

Figure 5 : Position des points représentatifs des amphibolites dans le diagramme Al+Fe+Ti en fonction de Ca+Mg.  
( dans Moine, 1969, d'après de la Roche, 1968)

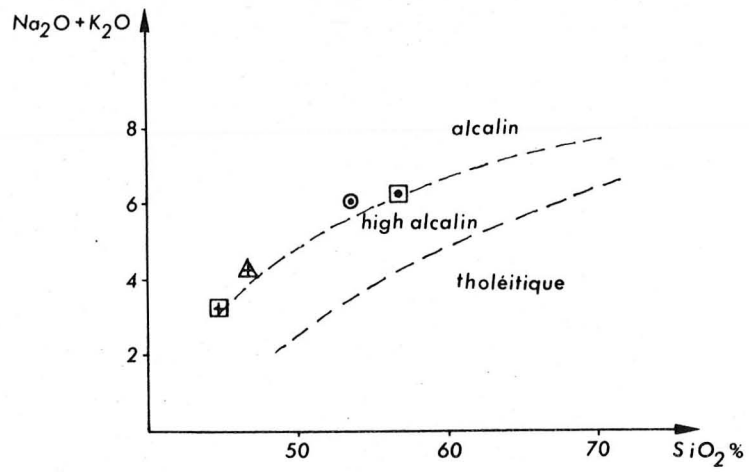
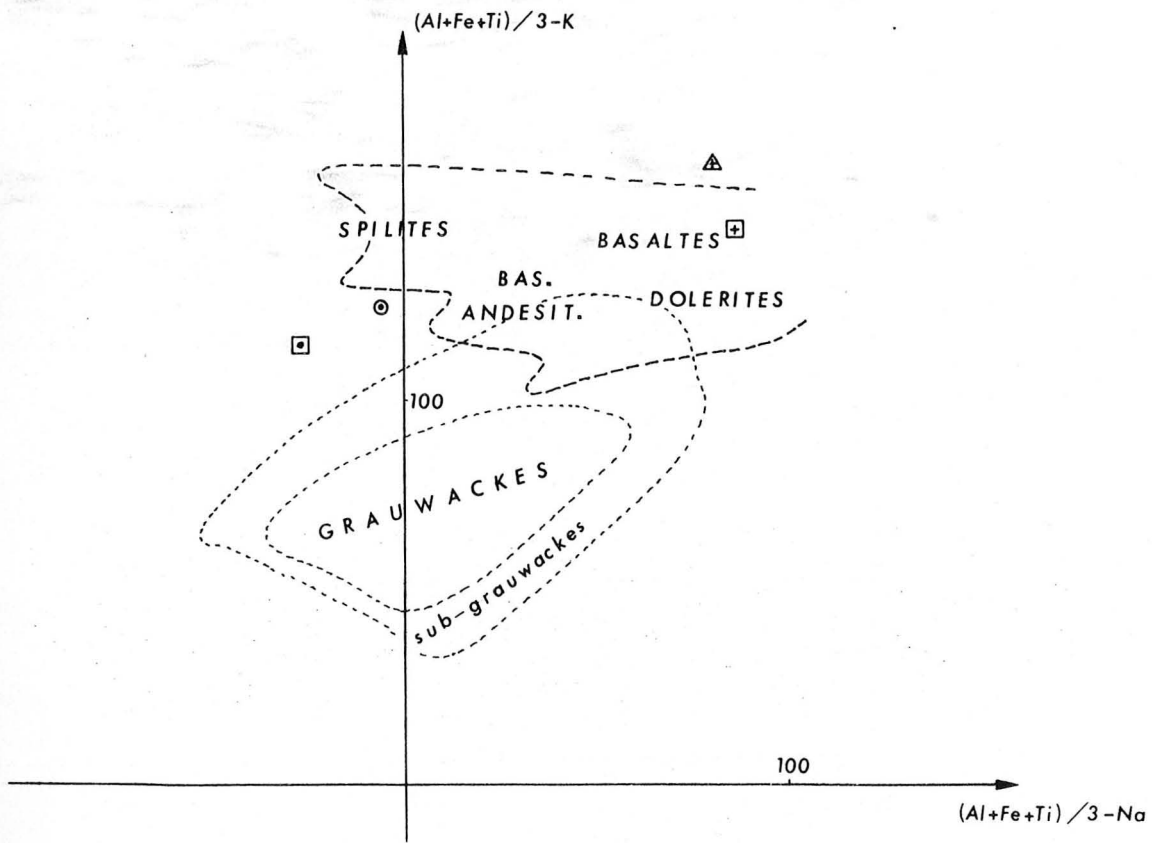


FIGURE 6 : D'après Johnson R.W.  
Mackenzie D.E.  
Smith I.E. (1978)

FIGURE 7 : D'après H. de la Roche (1968)



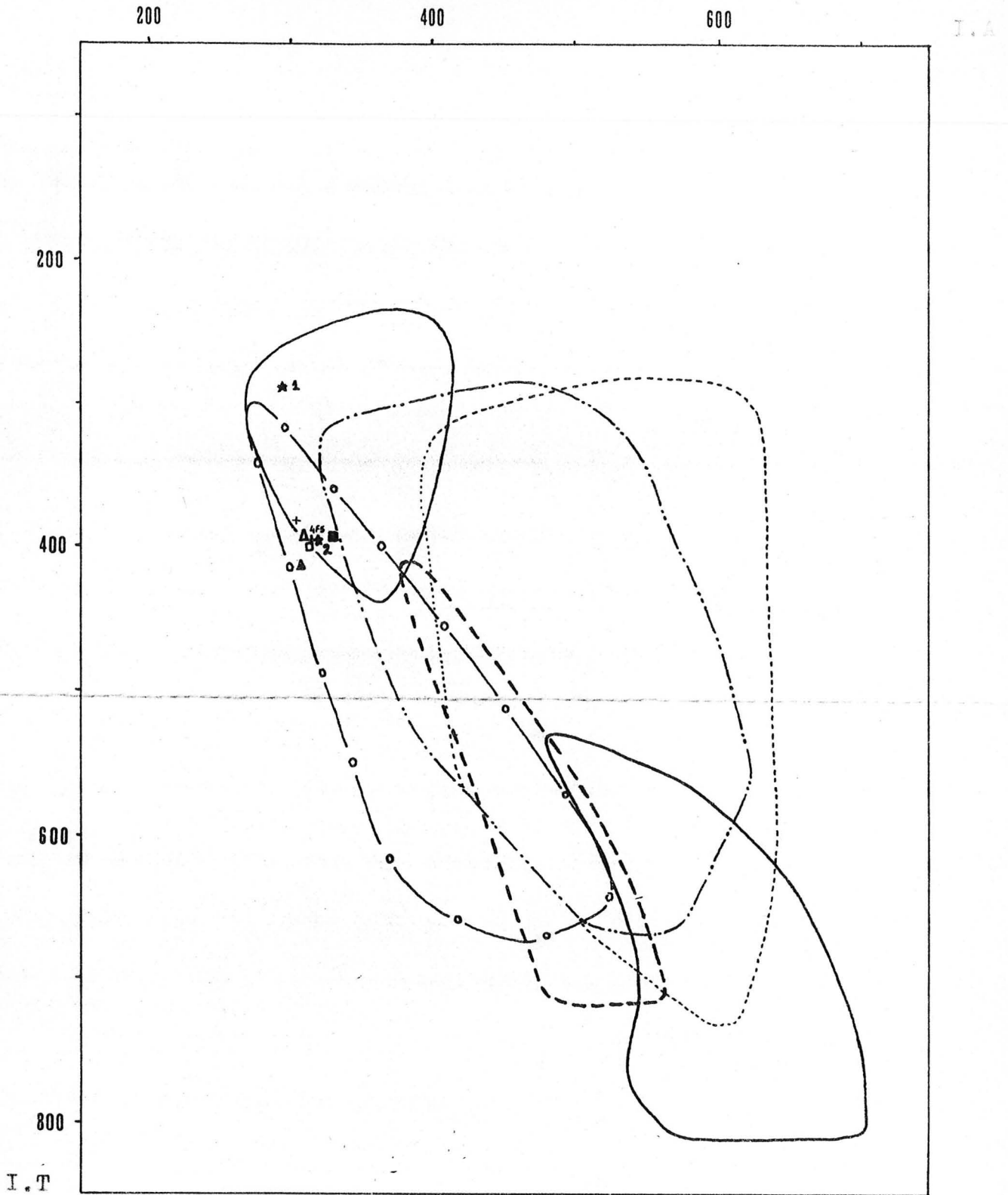
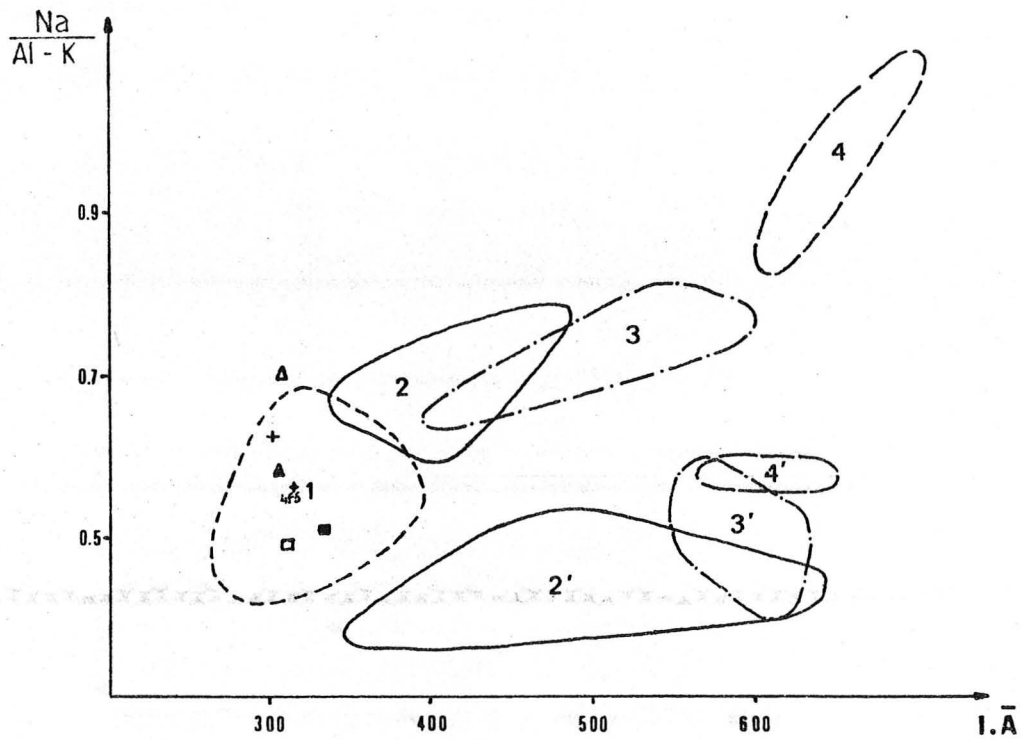


figure 8. Position des métamorphites étudiées dans les ensembles plutovolcaniques (terminologie de Streckeisen) sur le diagramme (I.A, I.T). Même légende que figure 9.

- |   |   |
|---|---|
| — Rhyolites alcalines, hyperalcalines.      | ----- Granites monzonitiques                                |
| - - - Rhyolites et rhyodacites.             | ..... Granodiorites   |
| -○- Diorites, gabbros-diorites quartziques. | — Granitoïdes à cordiérîte, granites "alcalins" alu-mineux. |
|   | ★ 1 Gneiss ocellé, Fin-s <sup>t</sup> -Geney                |
|   | ★ 2 Gneiss ocellé, St-Préjet d'Allier                       |

(d'après J.P. Pupin, 1976)



+ 4G8b  
 +<sup>4F5</sup> 4F5  
 Δ 4G8a  
 Δ 4F15b  
 □ 4F4g  
 ■ M

① Granitoïdes à cordiérite, leucogranites alumineux

②', ② Granodiorites

③', ③ Monzogranites, monzonites

④', ④ Granites, syénites alcalins, hyperalcalins

figure 9

Relations entre le coefficient d'aluminosité  $\text{Na}/\text{Al-K}$  (B.I.Zlobin, 1959) des roches plutoniques et l'indice  $\bar{A}$  de leur population de zircons ( $\text{I.T} < 450$ ).

d'après J.P.Pupin, 1976

Position comparée des leptynites et gneiss du Chassezac.

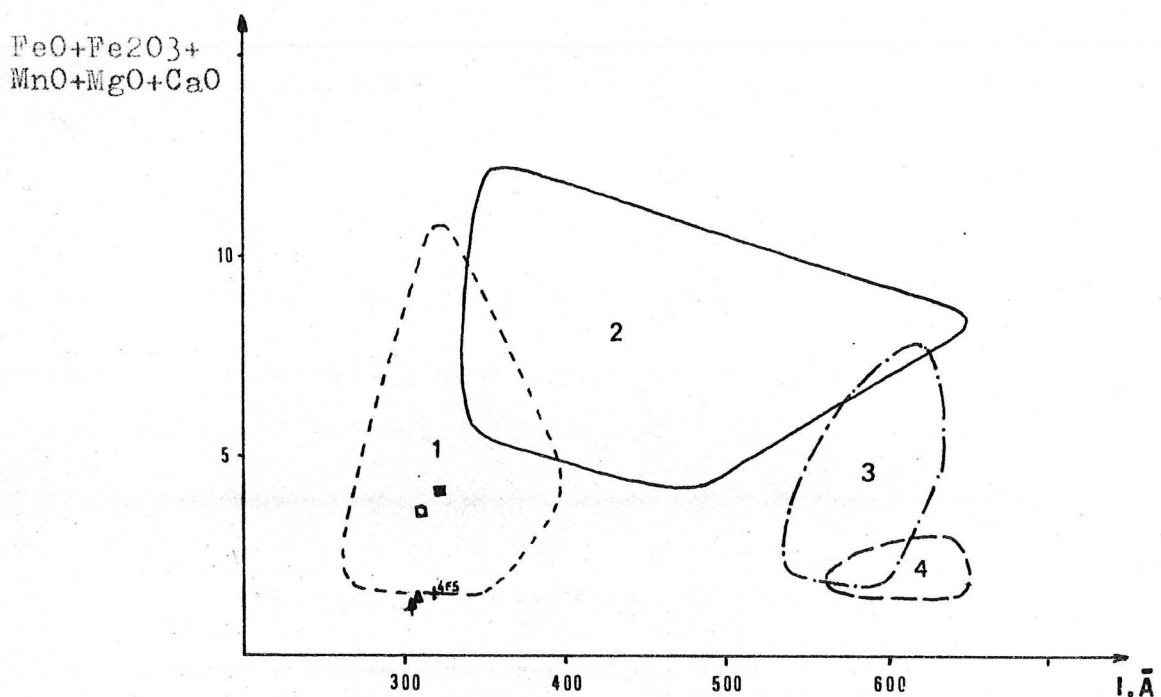


figure 10 Relations entre la teneur en "bases" des roches plutoniques et l'indice  $\bar{A}$  de leurs populations de zircons ( $I.T < 450$ ). Position comparée des gneiss et leptynites du Chassezac. d'après J.P.Pupin 1976.  
(Même légende que figure précédente)

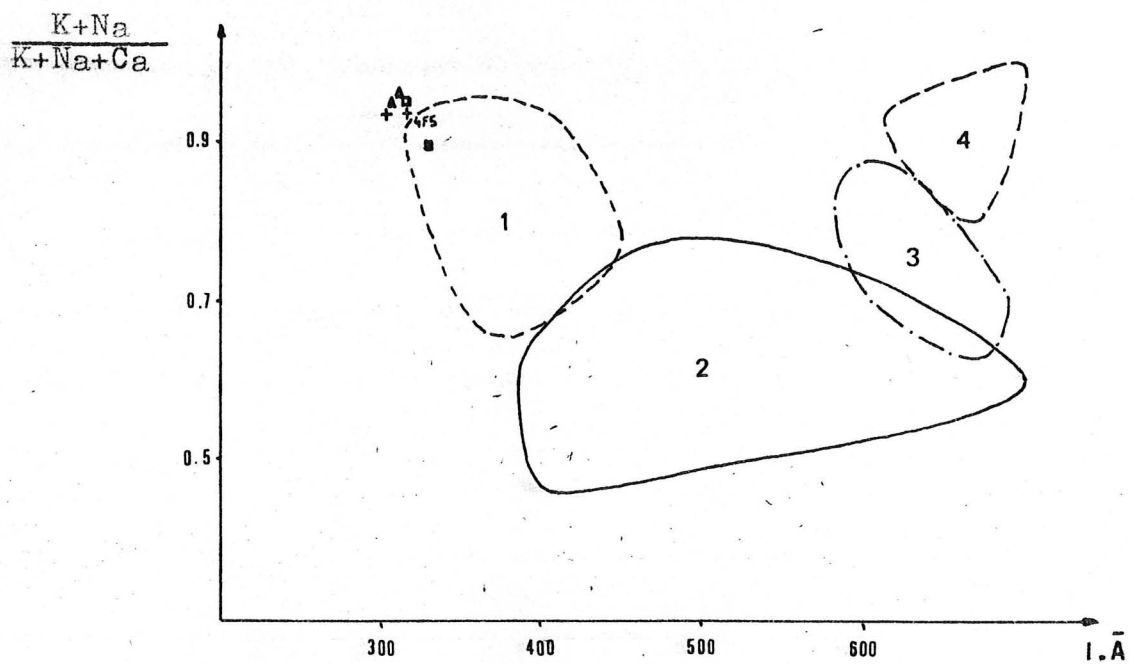


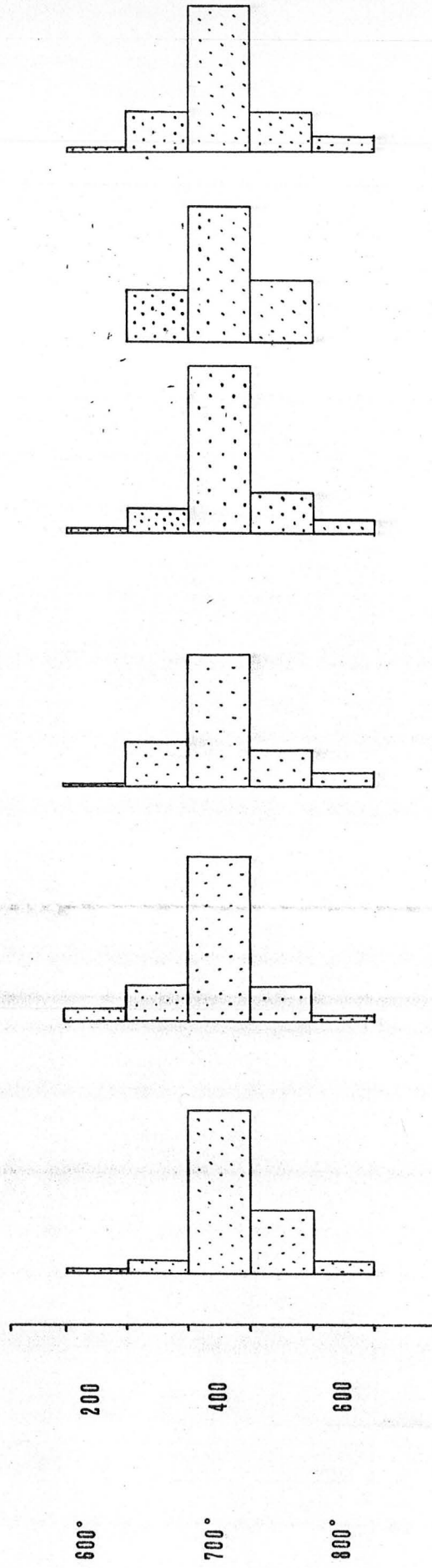
figure 11 Relation entre l'alcalinité (R.Brousse 1961) des roches plutoniques et l'indice  $\bar{A}$  de leurs populations de zircons ( $I.T < 450$ ). Position comparée des leptynites et gneiss du Chassezac. D'après J.P.Pupin 1976.  
(Même légende que figure précédente)

Figure 12 : Données géothermométriques des zircons de gneiss  
ocillés et de leptynites (d'après J.P. Pupin, 1976)

TEMPERATURES

THEORIQUES

PROPOSEES ( $\pm 50^\circ\text{C}$ ) I.T



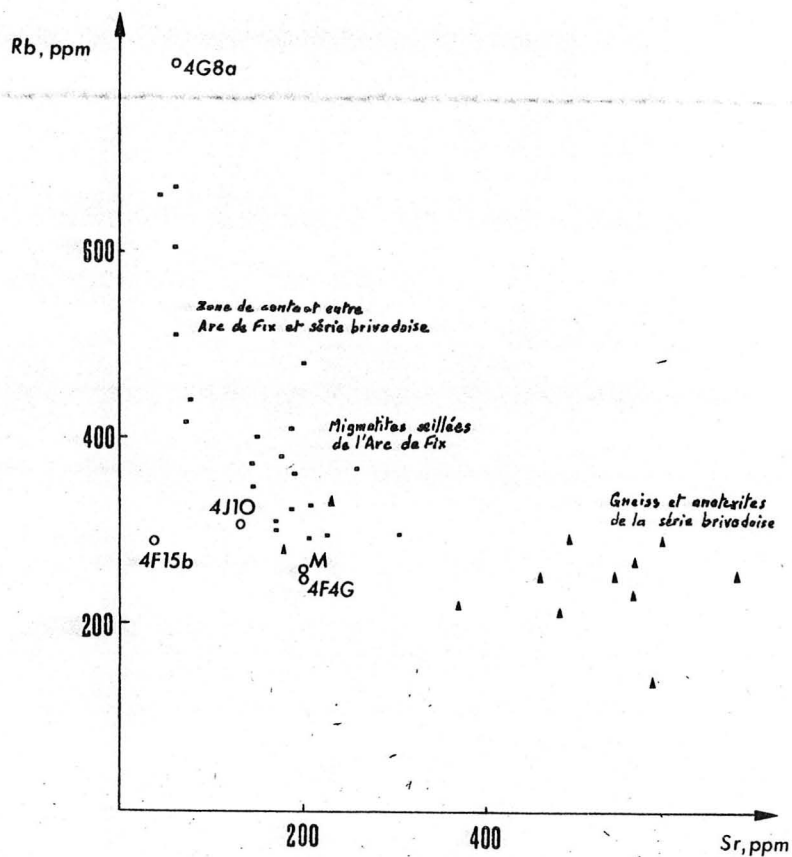
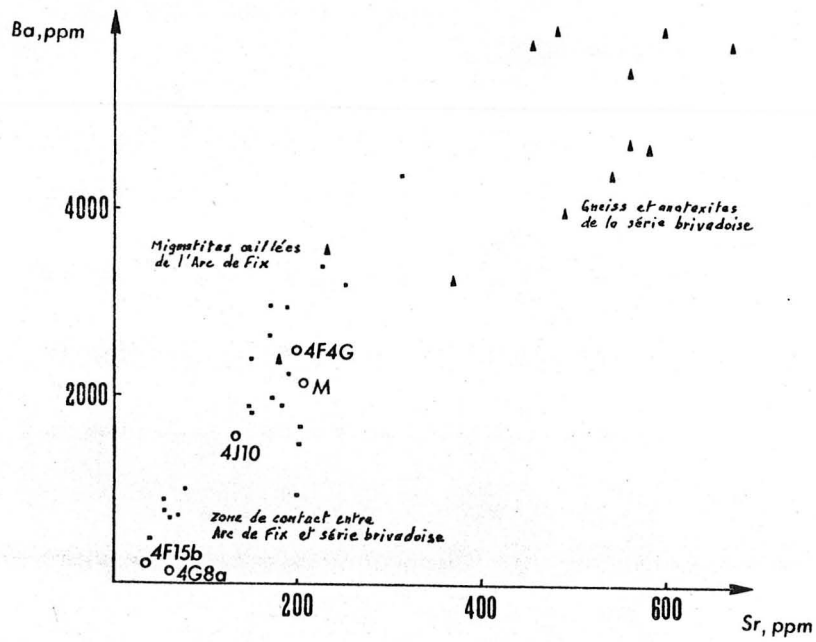
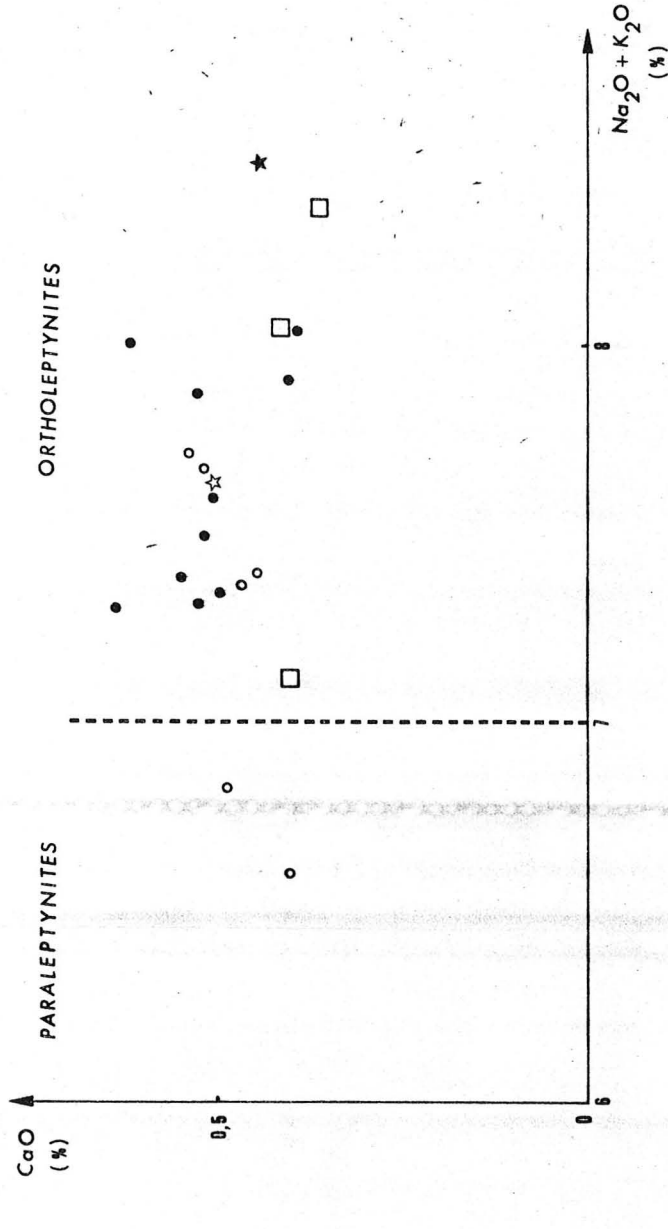


FIGURE 13 : Corrélations entre Rb et Sr, Ba et Sr dans les feldspaths potassiques des faciès quartzofeldspathiques du Chassezac ; Comparaison avec les faciès ocellés du Haut Allier d'après J. Mergoil Daniel (1970).

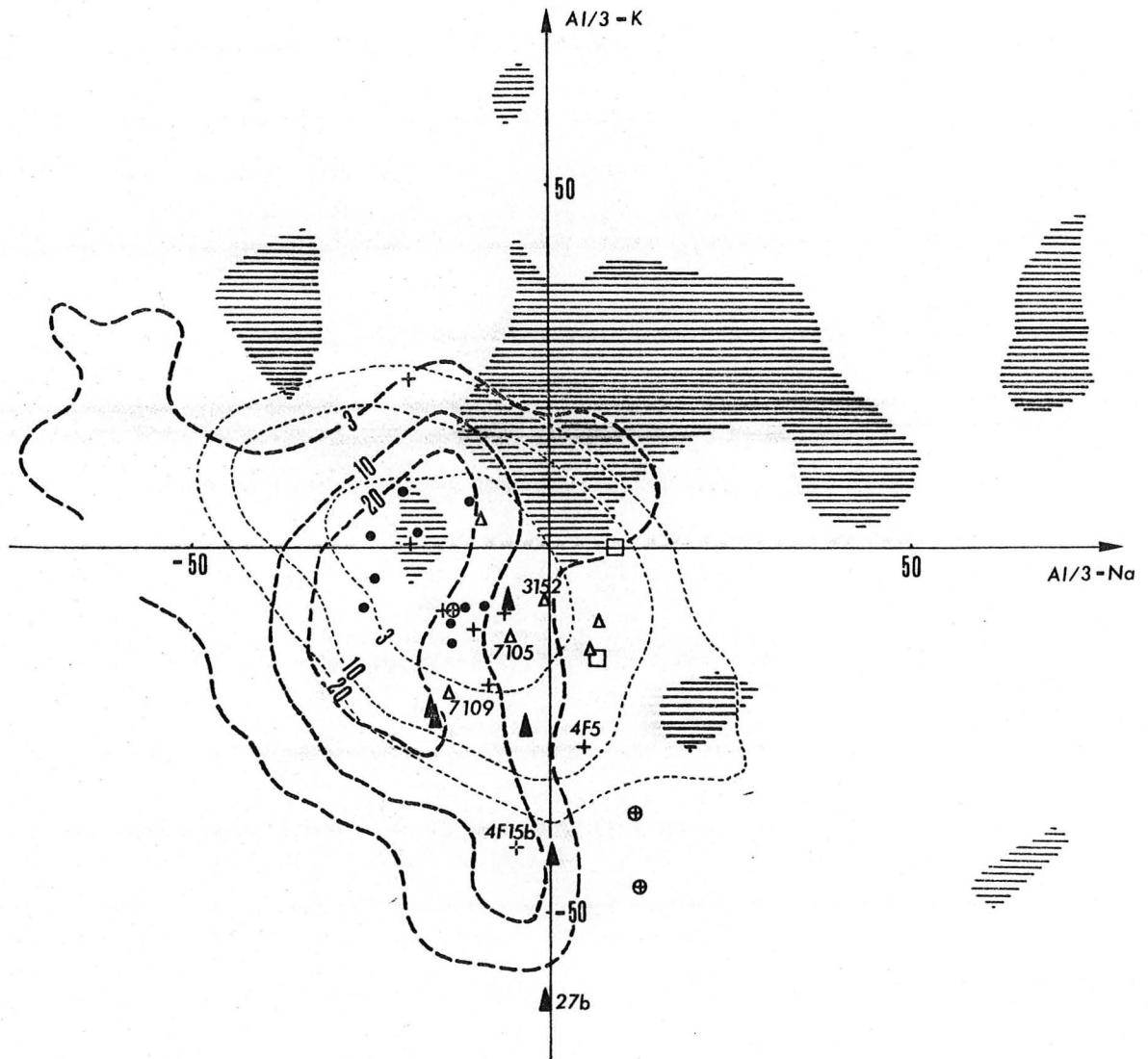
FIGURE 14 : DISTINCTION "ORTHO"- "PARA" DES LEPTYNITES  
 (d'après DAVOINE 1968)



☆ Leptynite rubano oeuillée )  
 ★ Gneiss sombre à biotite ) intercalés dans les gneiss oeuillés  
 ● Leptynite à muscovite  
 ○ Leptynite rubano oeuillée  
 □ Gneiss leptynique rubané.



Figure 15 : diagramme Al/3-K, Al/3-Na  
d'après H. de la Roche et al. (1974)



- leptynites à muscovite
- + leptynites rubano oillées
- +4F5 leptynite rubano oillée )
- +4F15b gneiss fin à biotite ) intercalés dans les gneiss oillés
- Δ gneiss oillés (7105, 7109, 3152 : analyses A. Weisbrod, 1970)
- gneiss oillé grossier et métagranite
- ⊕ gneiss leptynique rubané
- ▲ gneiss grossier porphyroblastique } série quartzofeldspathique de base
- ▲ 27b granite à cordiérite
- Ⓢ granites à deux micas )
- Ⓢ granites communs ) courbes d'isodensité et répartition
- ≡ roches sédimentaires (65% < Si O<sub>2</sub> < 80 %, CaO < 2 %)

Figure 16 : diagramme  $Q = F(A)$   
même légende que figure 15

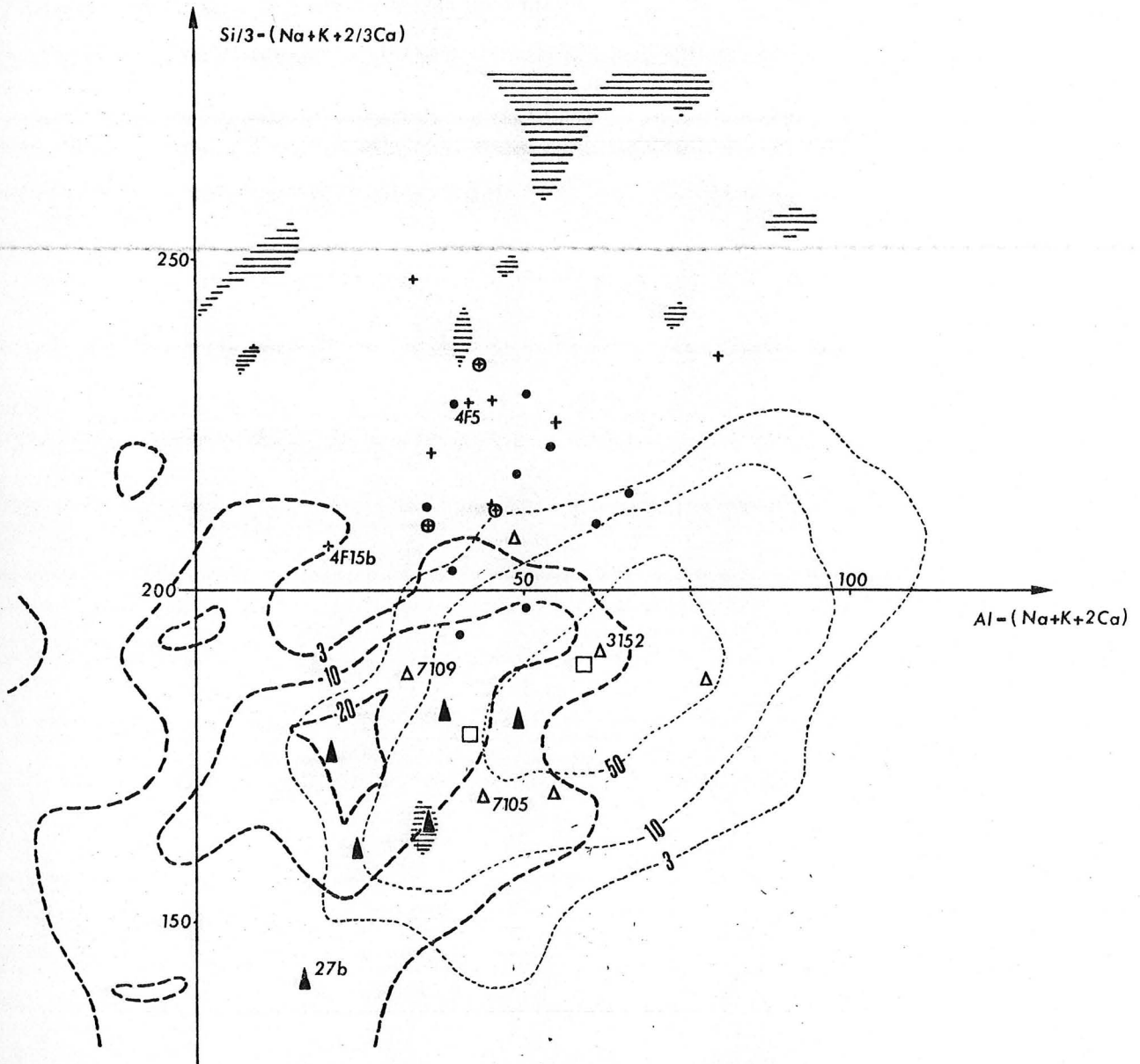
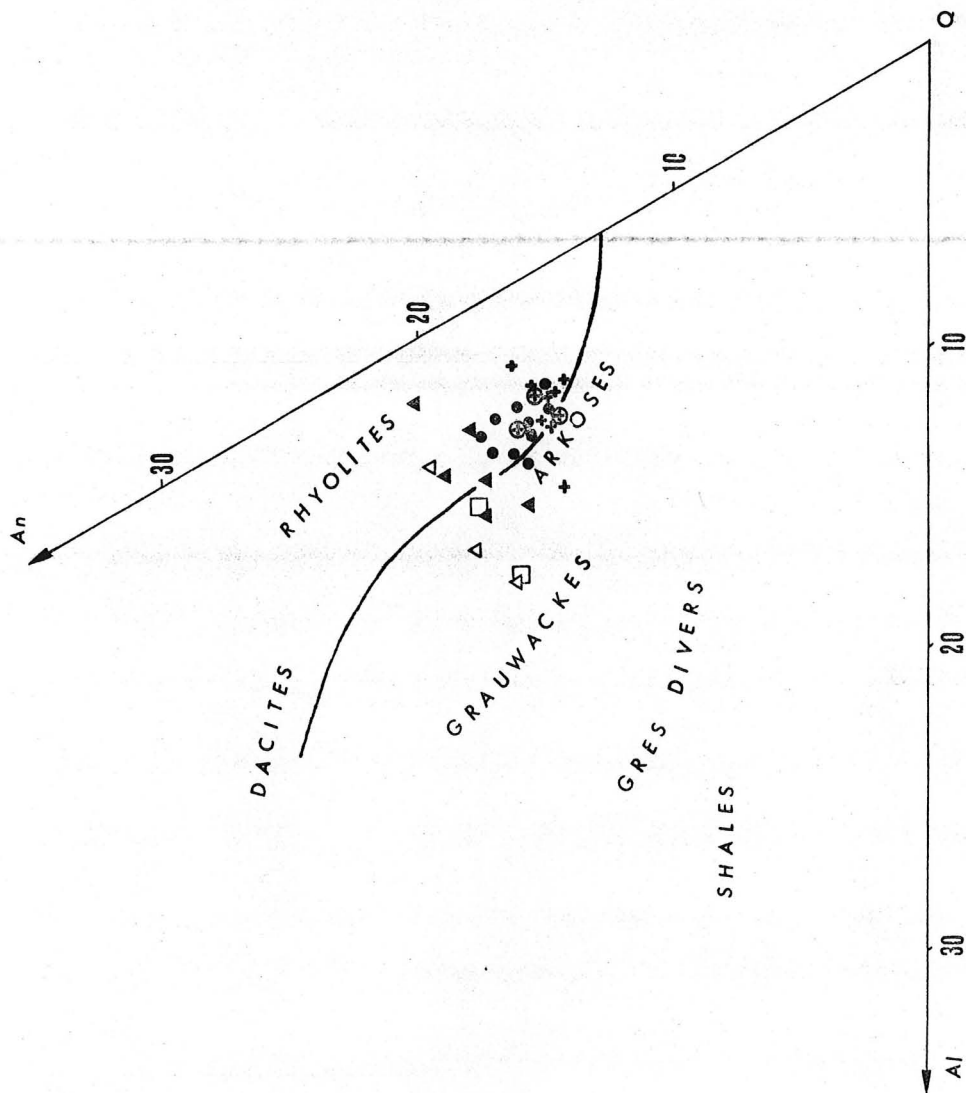


FIGURE 17 : DIAGRAMME Q-Al-An de WEISBRÖD



Éléments exprimés en millièmes

$Al + Fe^t + Mg - (K + Na + 2Ca)$

$Al = \frac{\Sigma}{\Sigma}$

$K + Na + Ca$

$An = \frac{\Sigma}{\Sigma}$

$Si - \Sigma(Ca + Na)$

$Q = \frac{\Sigma}{\Sigma}$

$\Sigma = Si + Al + Fe^t + Mg$

● Leptynites à muscovite

+ Leptynites rubano eoillés

▲ Gneiss eoillés

□ Gneiss eoillé grossier et métagranite

⊕ Gneiss leptyniques rubanés

▲ Gneiss grossiers porphyroblastiques.



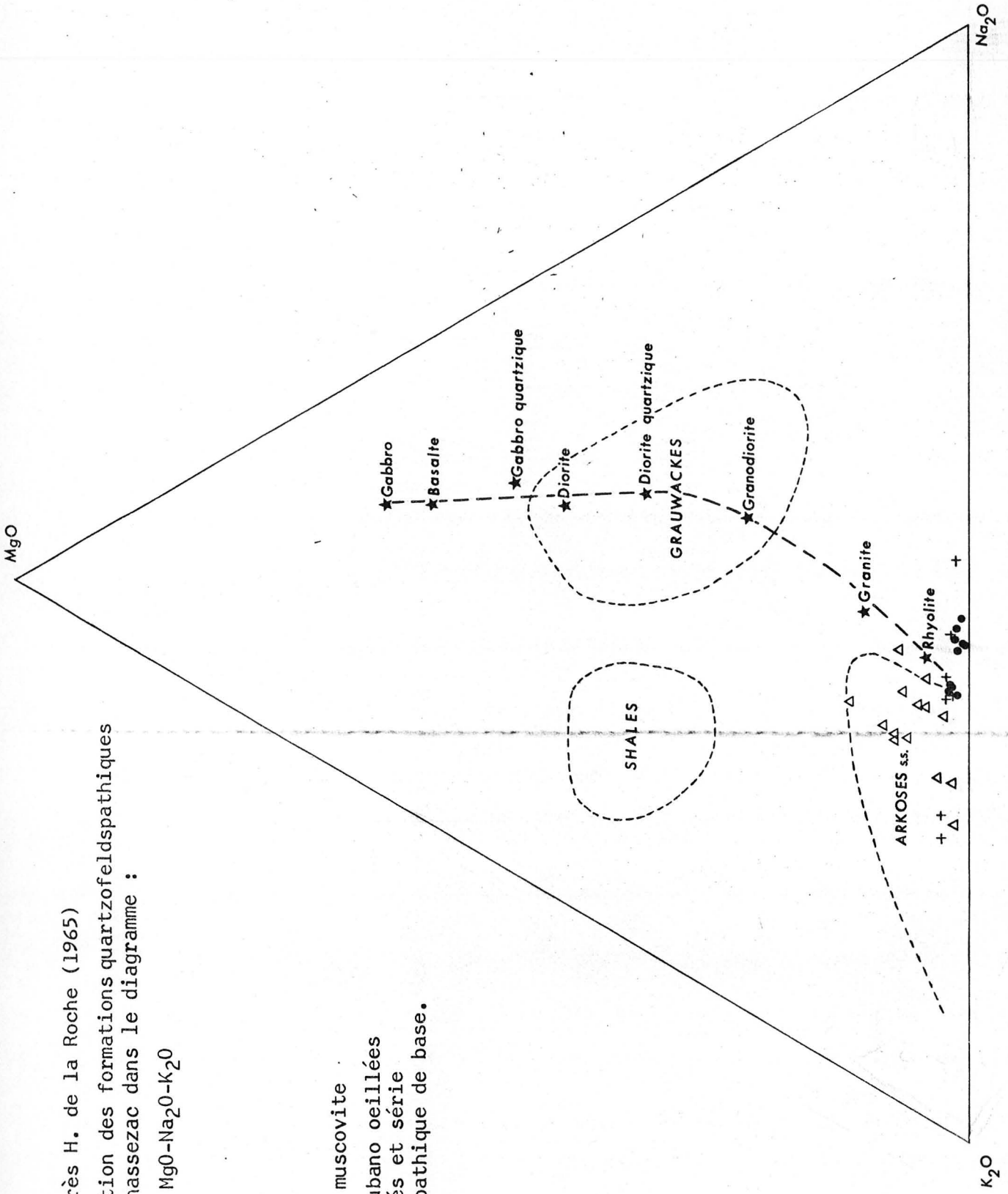


FIGURE 18: d'après H. de la Roche (1965)  
 Position des formations quartzofeldspathiques  
 du Chassezac dans le diagramme :  
 MgO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O

- Leptynites à muscovite
- + Leptynites rubano ocellés
- Δ gneiss ocellés et série quartzofeldspathique de base.

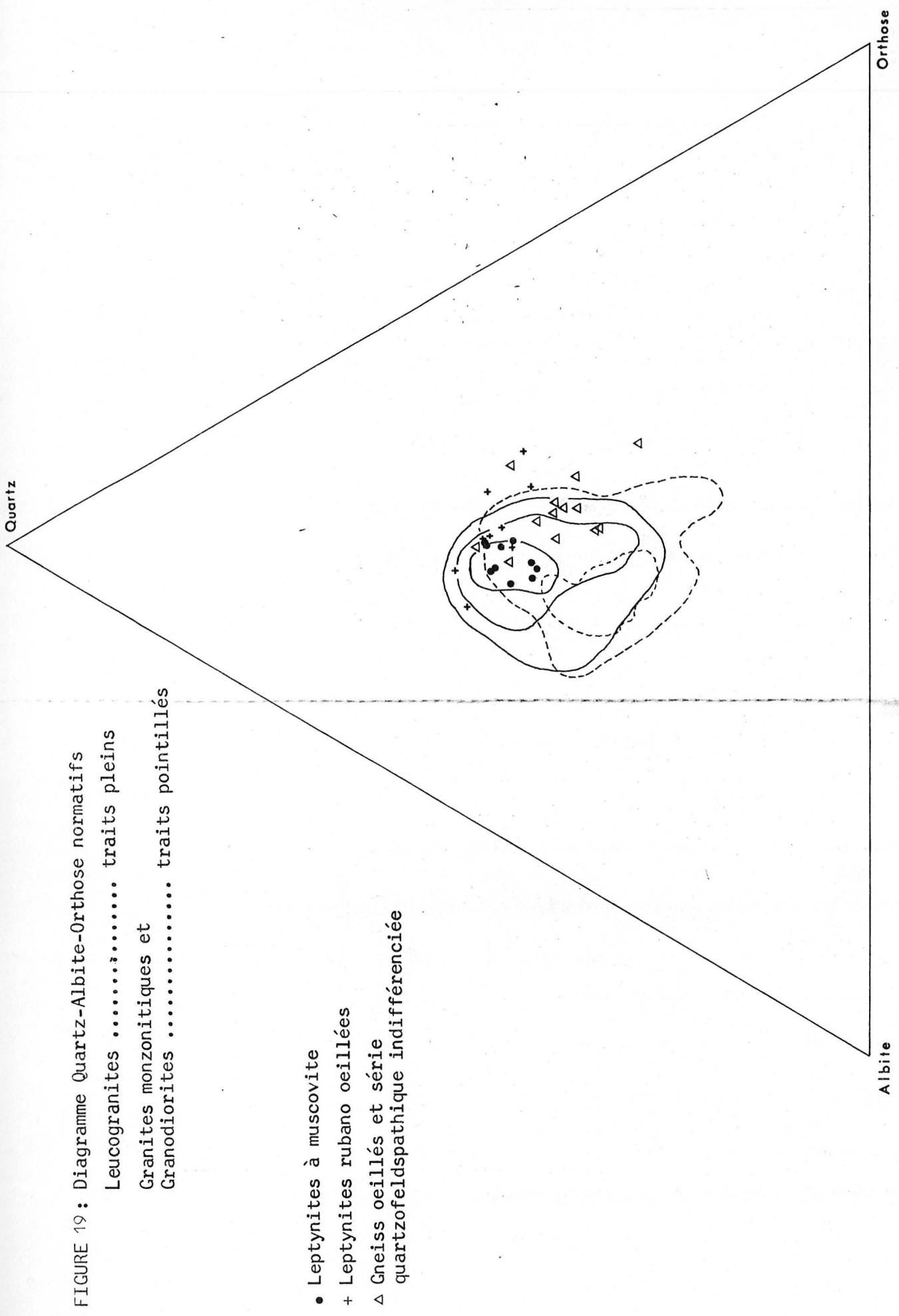
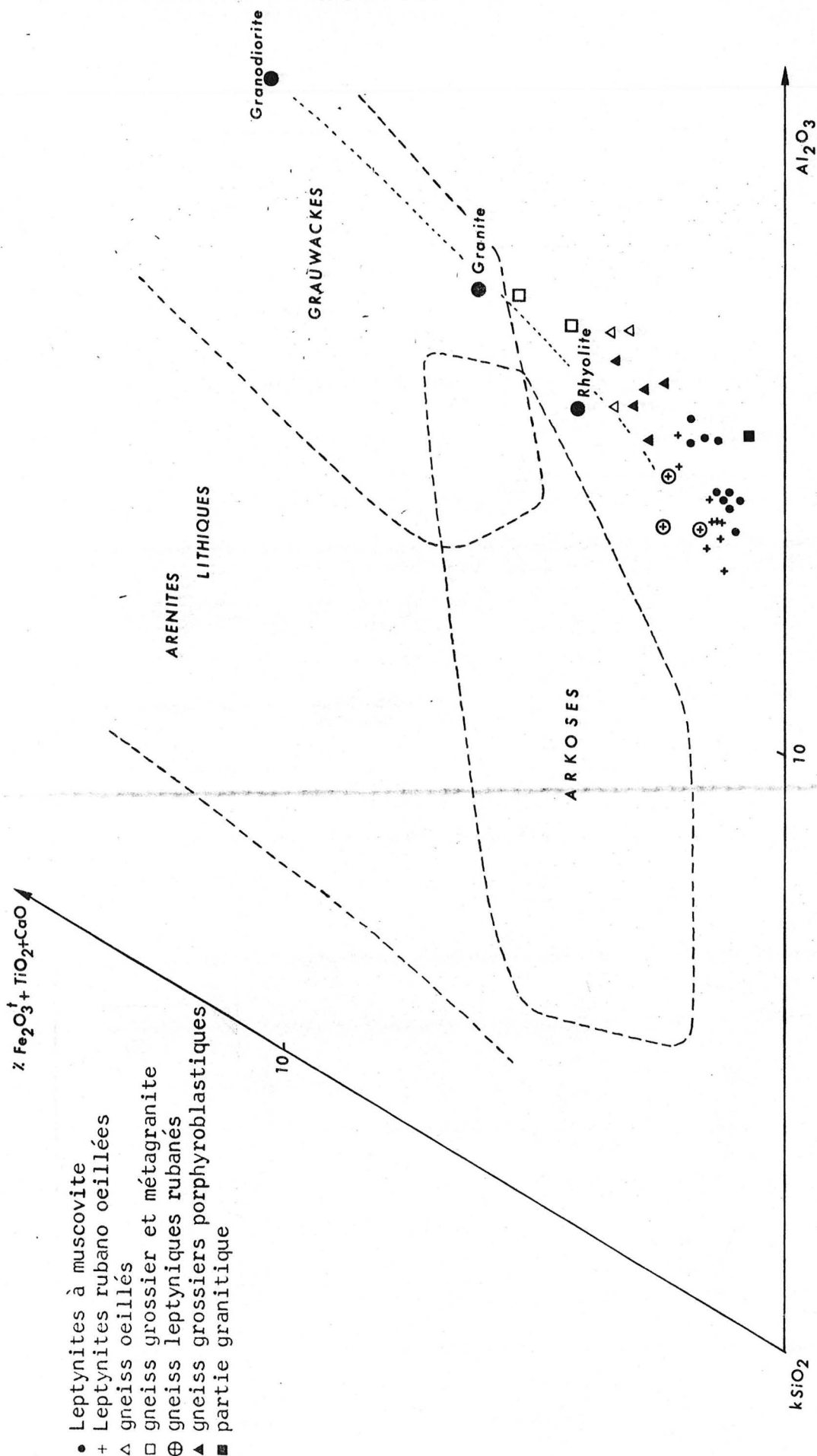


FIGURE 19 : Diagramme Quartz-Albite-Orthose normatifs

Leucogranites ..... traits pleins  
 Granites monzonitiques et  
 Granodiorites ..... traits pointillés

- Leptynites à muscovite
- + Leptynites rubano ocellés
- △ Gneiss ocellés et série quartzofeldspathique indifférenciée

FIGURE 20: triangle des roches totales, d'après H. de la Roche, 1965.



Quartz

- 1a quartzolite
- 1b granitoïde quartzique
- 2 granite alcalin
- 3 granite
- 4 a-syenogranite
- 5 b-granite monzonitique
- 6 granodiorite
- 7 tonalite
- 8 syénite alcaline
- 9 syénite
- 10 monzonite
- x monzodiorite
- 10 diorite-gabbro-anorthosite
- x équivalents quartziques

diorite An < 50  
gabbro An > 50

- Leptynites à muscovite
- + Leptynites rubano ocellées
- △ gneiss ocellés
- gneiss grossier et métagranite
- ⊕ gneiss leptyniques rubanés
- ▲ gneiss grossiers porphyroblastiques
- partie granitique

Faciès quartzofeldspathiques  
du Chassezac

Feldspaths alcalins  
(orthose+microcline+perthite  
+anorthose=albite An 00-05)

FIGURE 21: diagramme de classification minéralogique des roches éruptives de A.STRECKEISEN (1973) d'après leur composition modale (pour un total de minéraux mafiques-mica, amphibole, pyroxène, minéraux accessoires- inférieur à 90 %).

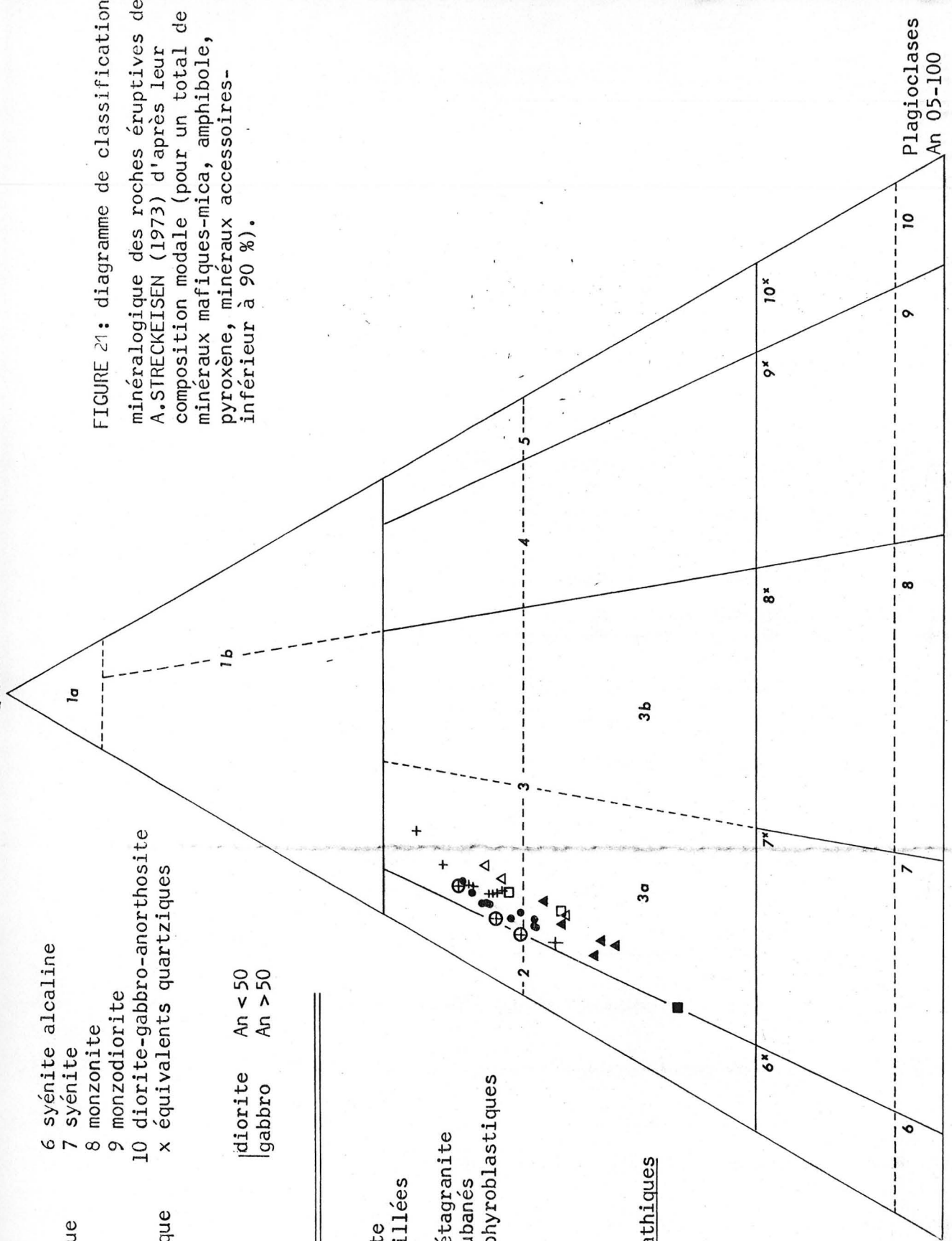


Figure 22 : Position des faciès quartzofeldspathiques méso et catazonaux dans le diagramme semi-log Rb/Sr - Index de différenciation (d'après J.L. Duthou, 1977).

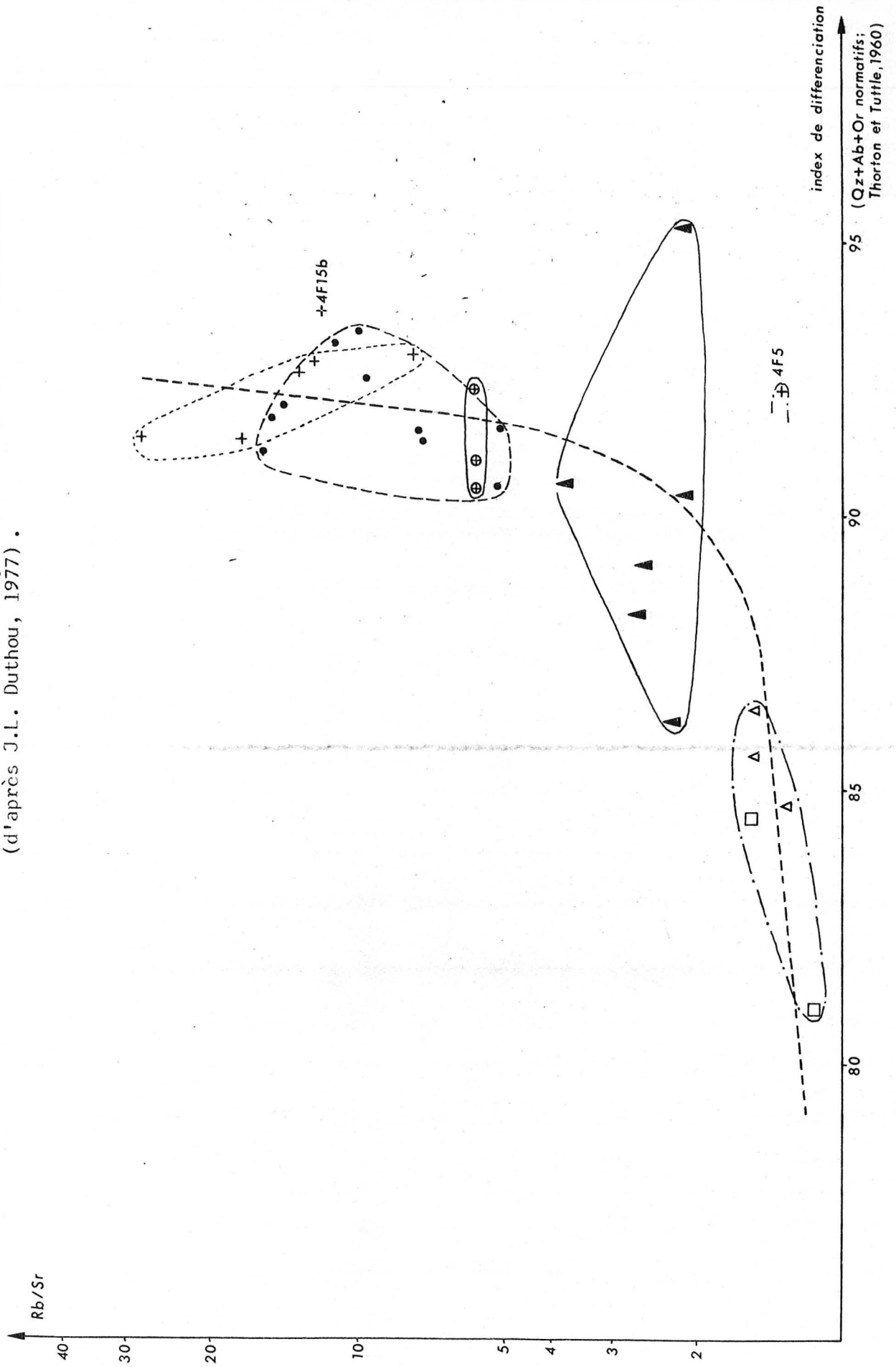




Figure 23: d'après EL BOUSEILY A.M.  
EL SOKKARY A.A (1975)

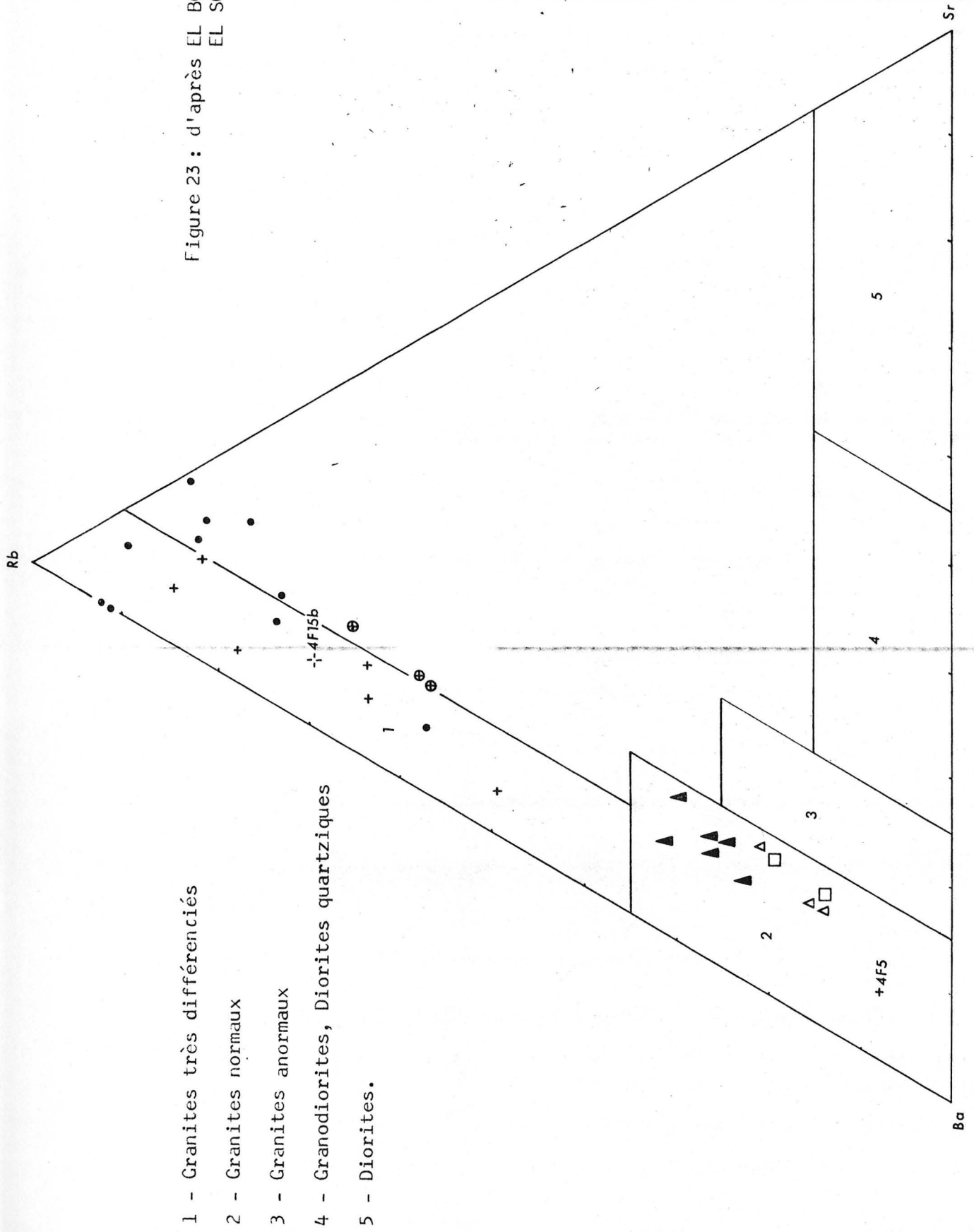
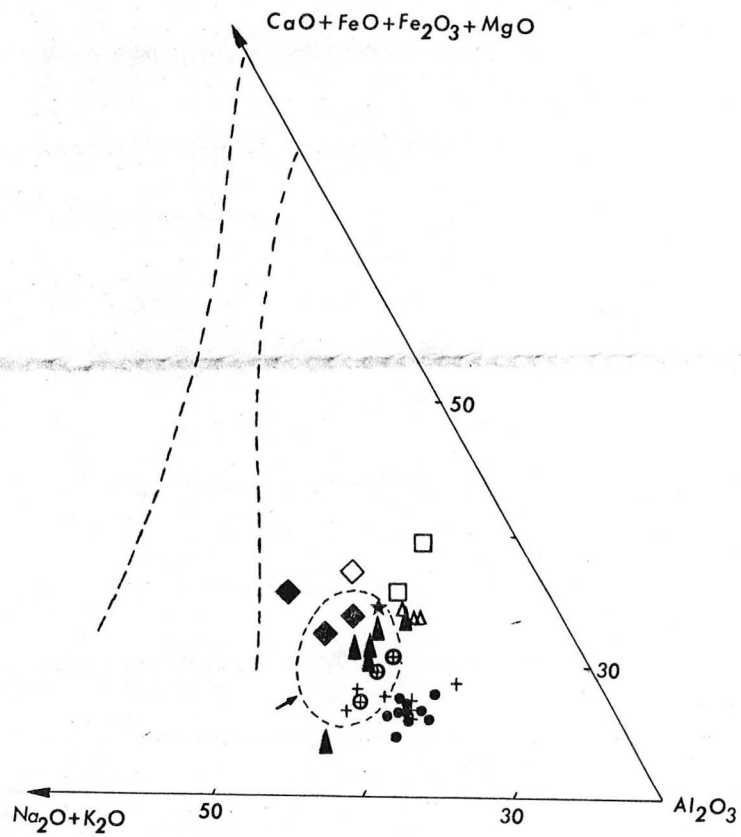


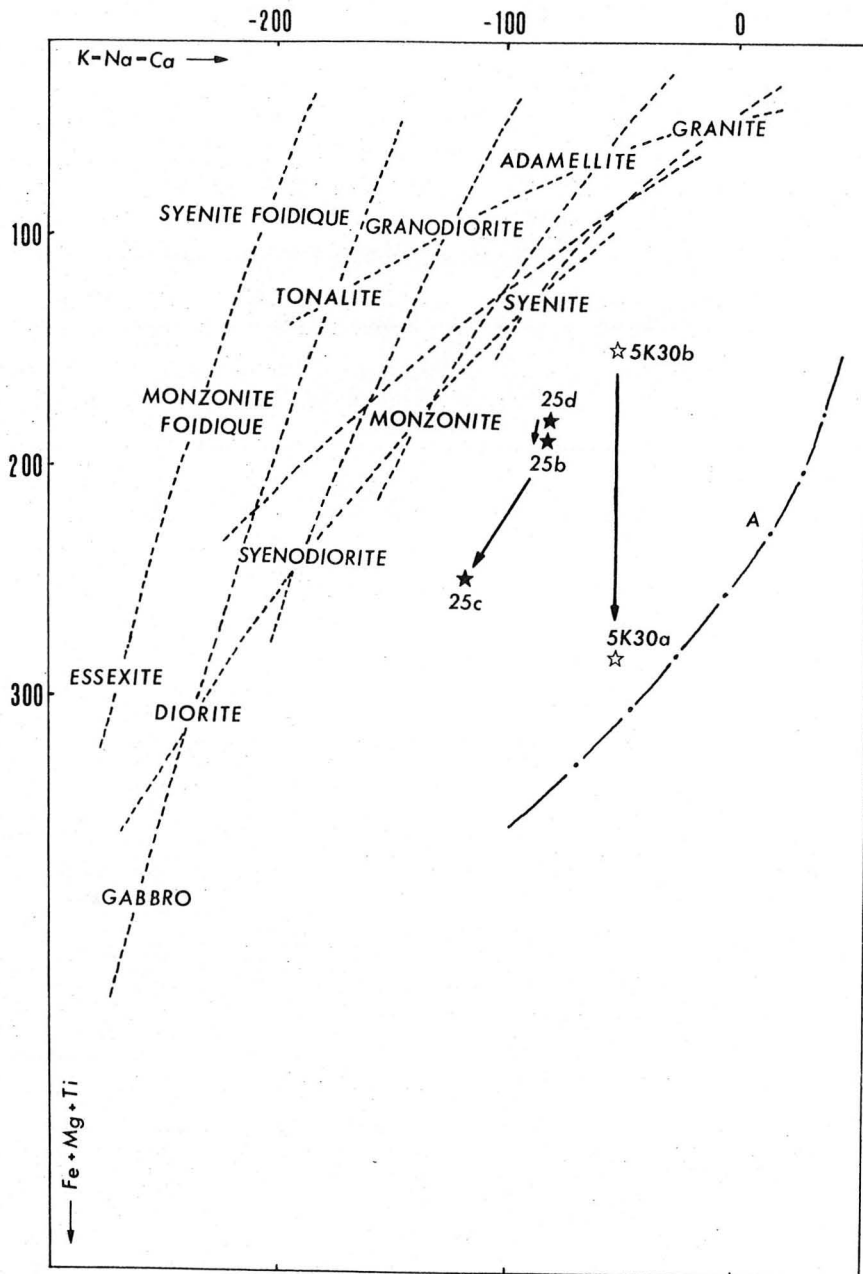
FIGURE 24 : d'après Jacobson - Mac Loed and Black (1958)

même légende que figure 15 pour les formations quartzofeldspathiques du Chassezac.



- ◇ Cammazes
- ◆ Mendic (dans J. P. Bard, 1979)
- ★ Nages
- Tola-Cauro (B. Bonin, 1973)

Figure 25 : Diagramme chimico-minéralogique de classification des roches éruptives (H. de la Roche, J. Leterrier, 1964).



A: Ligne d'évolution des roches vagnéritiques des Vosges (J. Hameurt, 1967) , dans MICHON G., 1979.

FIGURE 26 : Position des roches vaugnèritiques dans le diagramme  $6Ca + 2Mg + Al / 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$  (H. de la Roche, J. Leterrier, 1973)

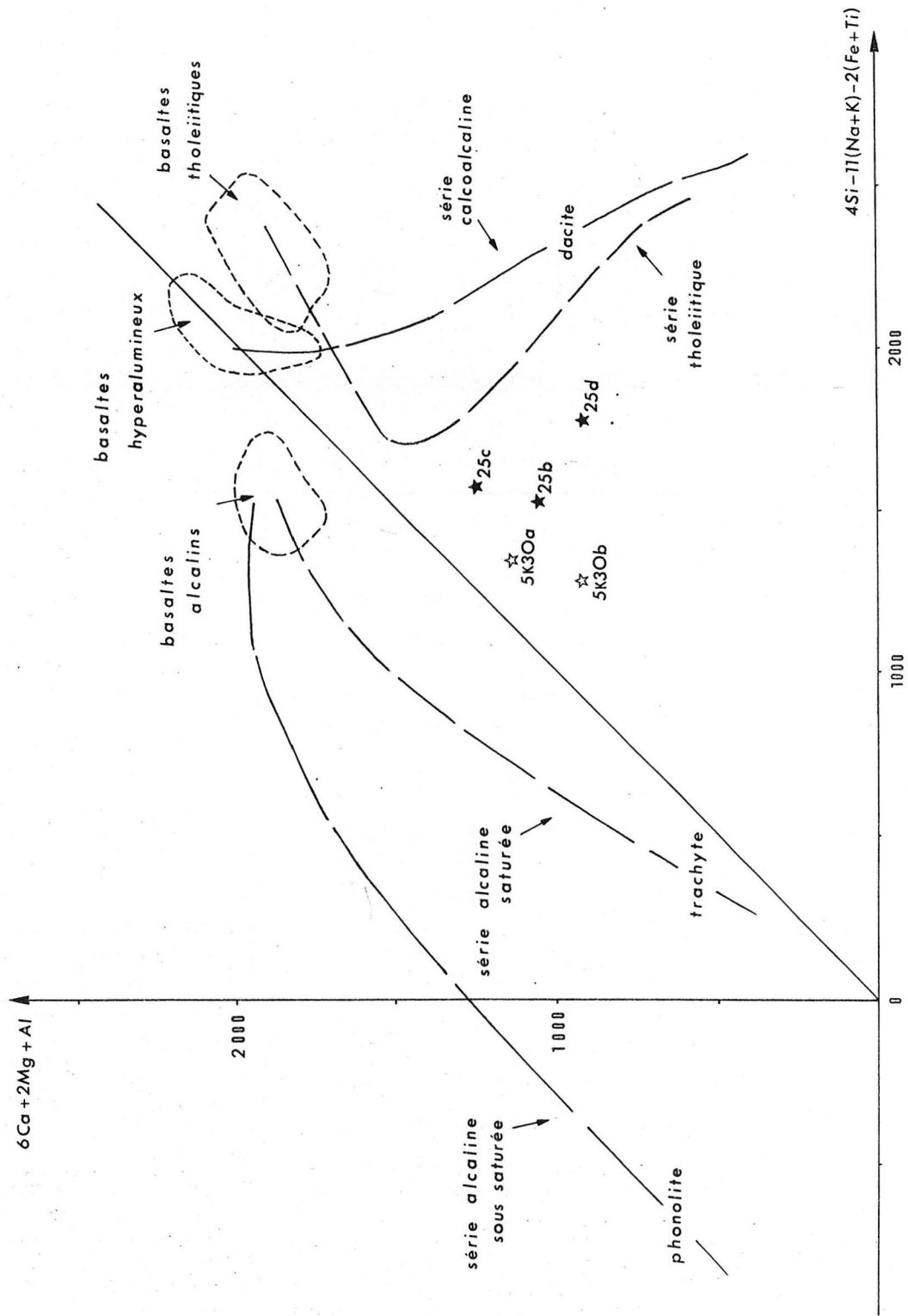
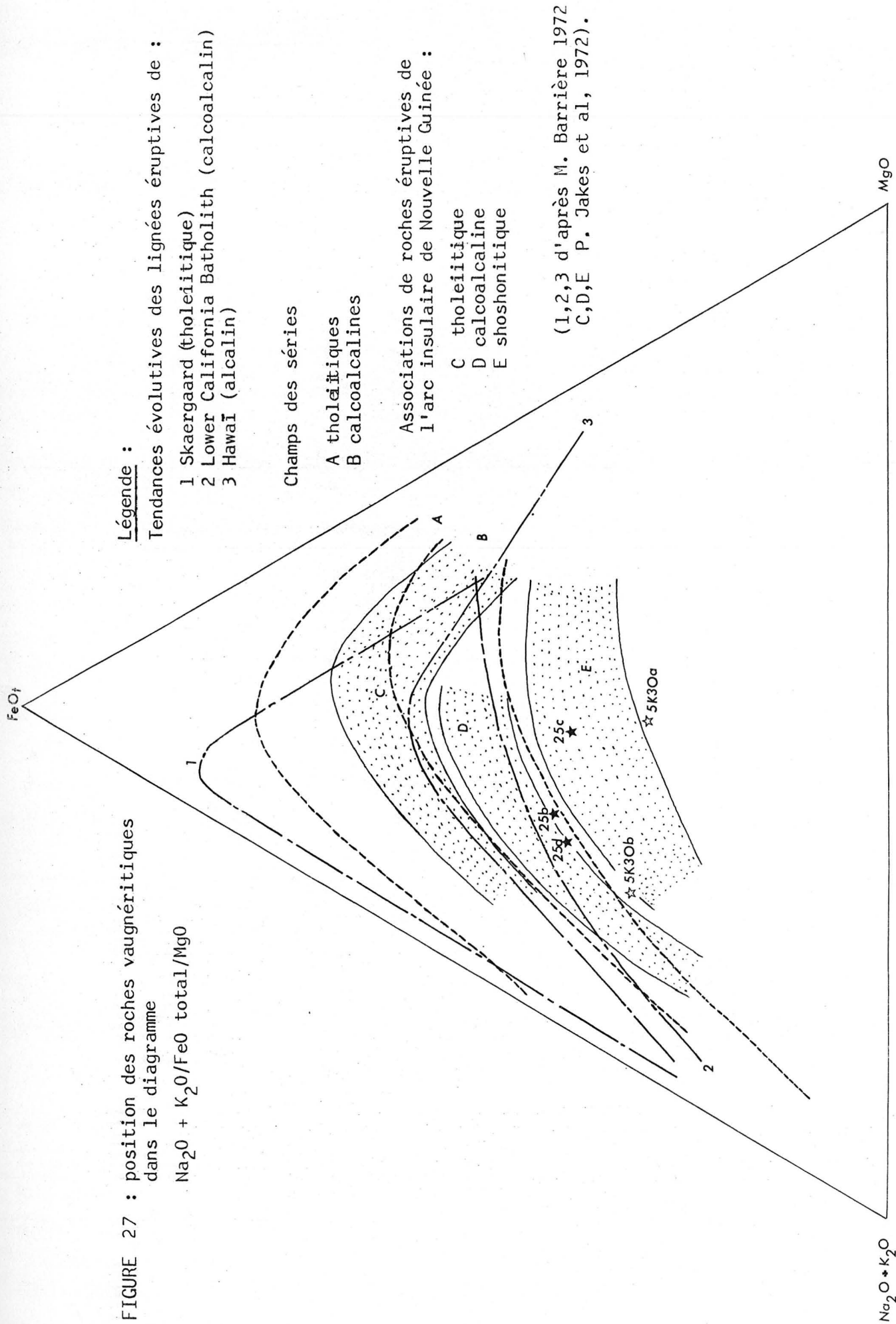


FIGURE 27 : position des roches vaugnérinitiques dans le diagramme

$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{FeO}$  total/MgO



Légende :

Tendances évolutives des lignées éruptives de :

- 1 Skaergaard (tholéitique)
- 2 Lower California Batholith (calcoalcalin)
- 3 Hawaï (alcalin)

Champs des séries

- A tholéitiques
- B calcoalcalines

Associations de roches éruptives de l'arc insulaire de Nouvelle Guinée :

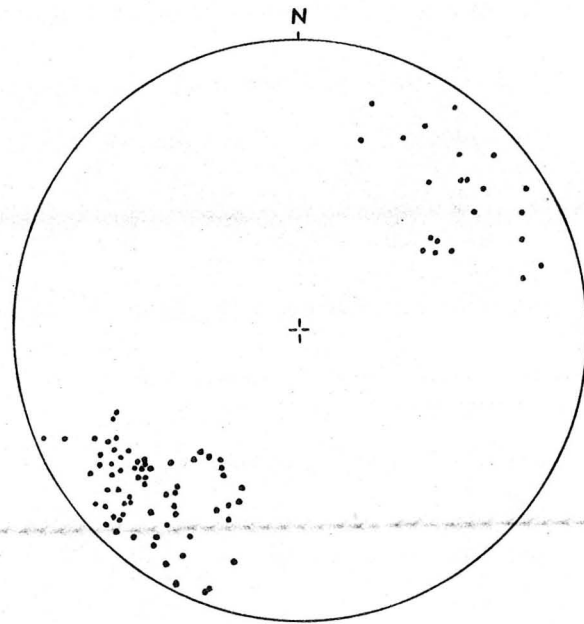
- C tholéitique
- D calcoalcaline
- E shoshonitique

(1,2,3 d'après M. Barrière 1972  
C,D,E P. Jakes et al, 1972).



FIGURE 28 :

a) crénulation L2 dans les schistes des Cévennes



b) crénulation L3 dans les schistes des Cévennes

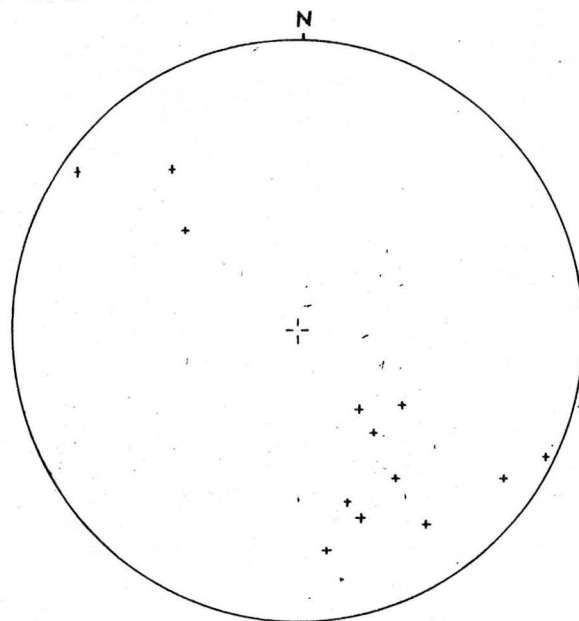
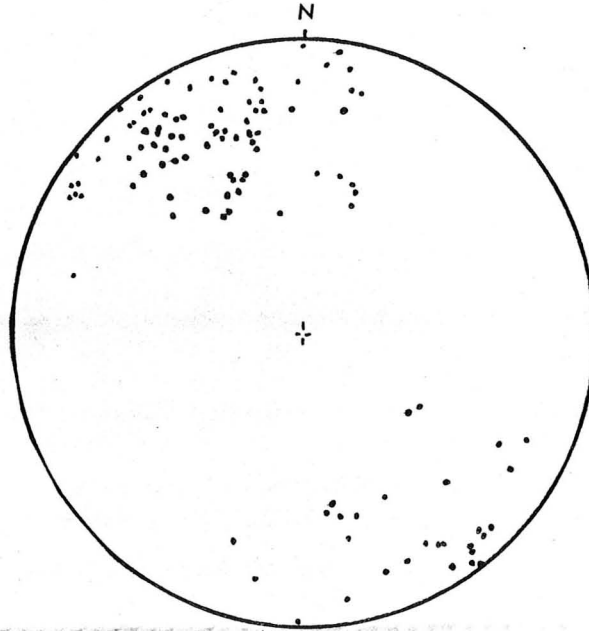
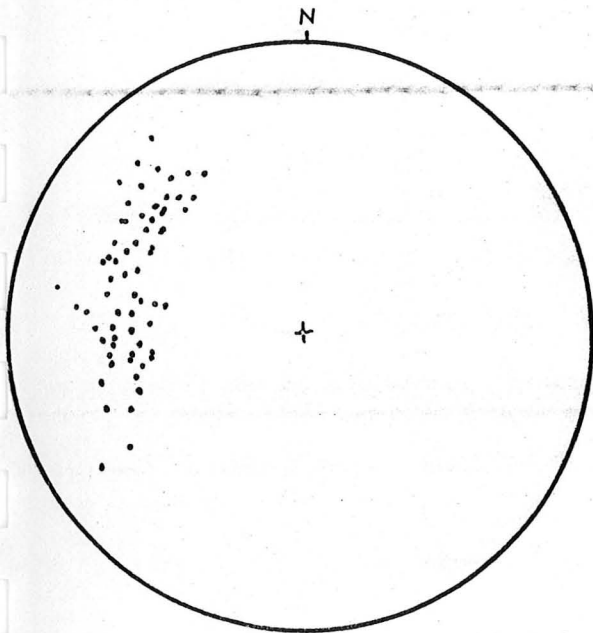


FIGURE 29:

a) crénulation L2 et axes  
des plis 2 dans le bassin  
de l'Allier.



b) crénulation 2 (?) et axes  
des plis 2 (?) dans la  
région de l'Hermet.



c) crénulation L3 et axes  
des plis 3 (secteur  
les Chazeaux - Le Ranc).

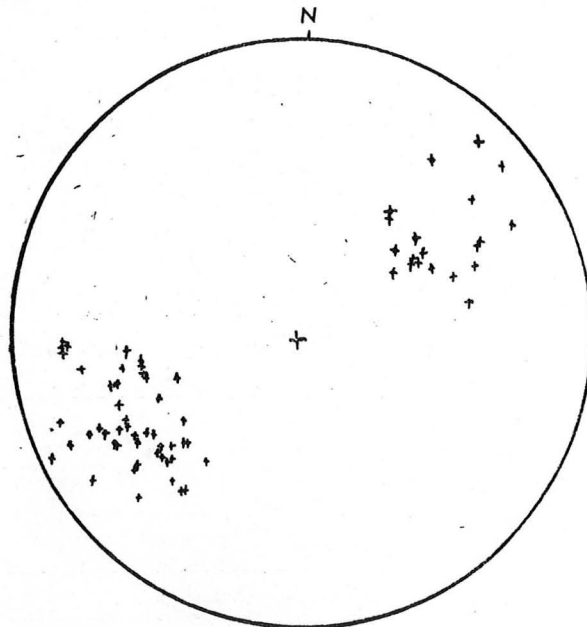
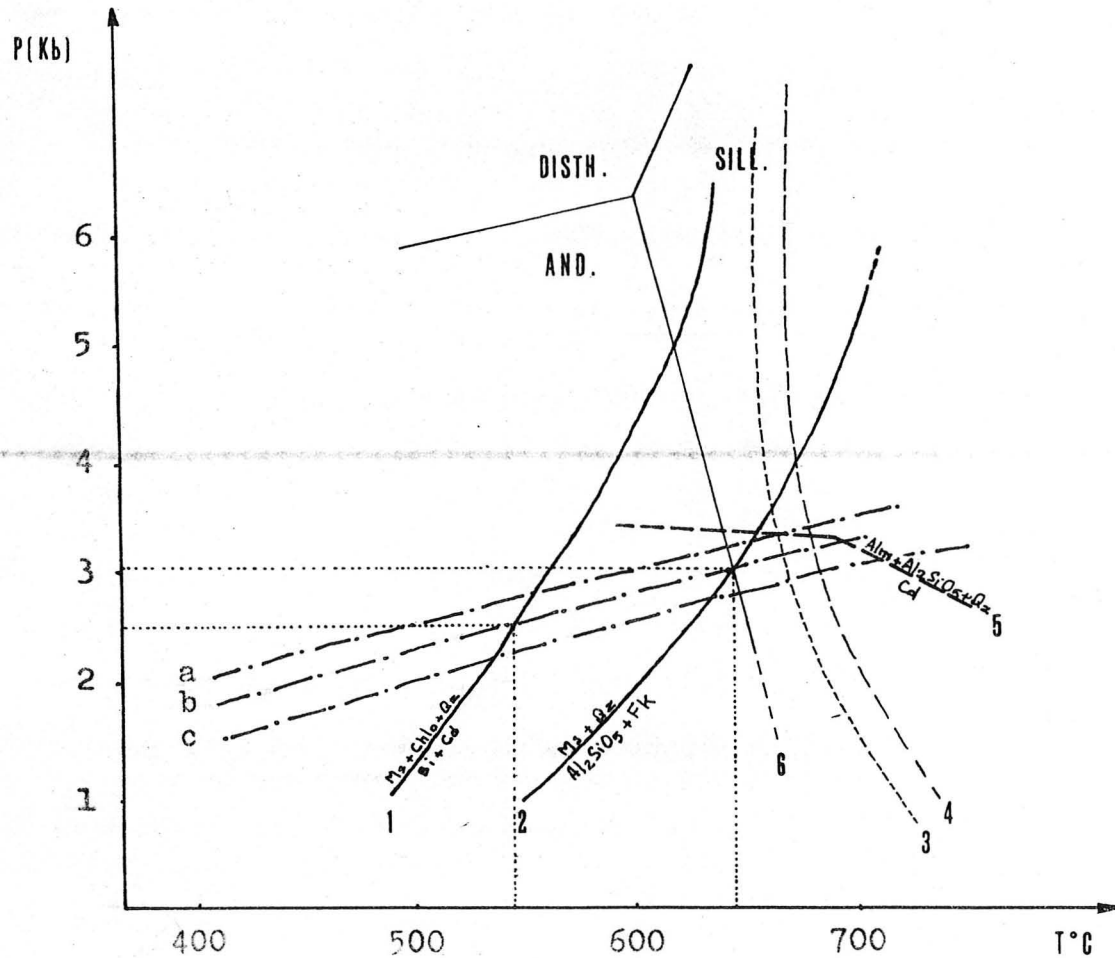


Figure 30 : diagramme pression température



- 1 Seifert - Schreyer (1970)
- 2 Althaus (1970)
- 3 Tuttle et Bowen (1956) : solidus granitique
- 4 Piwinski (1973) : solidus granodioritique
- 5 Richardson (1969)
- 6 Althaus (1967)
- a 55°/km
- b valeur intermédiaire du gradient observée sur le terrain
- c 60°/km



Planche I : Analyses chimiques des faciès amphiboliques.

N° Echantillon	5H22	5H23	AL1	ALF
SiO <sub>2</sub>	56,63	53,55	46,48	44,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,47	16,86	17,58	14,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29	0,48	0,69	1,88
FeO	6,67	7,15	10,28	10,41
MnO	0,15	0,12	0,23	0,19
MgO	4,83	4,89	5,44	7,10
CaO	5,36	5,96	7,85	12,70
Na <sub>2</sub> O	5,15	4,87	3,18	2,35
K <sub>2</sub> O	1,06	1,19	0,99	0,85
TiO <sub>2</sub>	1,14	1,17	4,51	2,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,17	0,45	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,99	2,58	2,49	2,01
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,22	0,10	0,08	0,01
<u>Total</u> :	99,14	99,09	100,25	99,84

Localisation des échantillons (coordonnées Lambert) :

	1/25000e	Lieu-dit	x	y
5H22	Le Bleygard 7-8	Malaval	716,41	250,66
5H23			716,37	250,74
AL1	Le Bleygard 3-4	Etang de La B.	724,20	254,90
ALF	Langogne 7-8	N 106	721,81	267,33

Echant.	112	4G8a	4H10b	5H21	5H30	4H11b	5I41a	5I41c	2J30	4G15
SiO <sub>2</sub>	74,35	74,50	73,95	76,30	75,10	75,50	76,40	75,65	73,80	75,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,25	14,15	14,10	13,10	13,40	13,50	12,70	13,40	13,85	13,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,02	0,04	-	0,11	0,01	0,05	0,03	0,03	0,03
FeO	1,04	0,76	0,94	0,66	0,77	0,75	0,60	0,48	1,01	0,75
MnO	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
MgO	0,04	0,07	0,08	0,15	0,09	0,12	0,14	0,10	0,05	0,15
CaO	0,63	0,51	0,52	0,49	0,39	0,52	0,54	0,40	0,61	0,50
Na <sub>2</sub> O	3,23	3,50	3,62	2,94	3,52	3,28	3,00	3,16	3,56	3,10
K <sub>2</sub> O	4,07	3,99	4,25	4,40	4,51	4,03	4,38	4,74	4,44	4,49
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,06	0,06	0,08	0,07	0,10	0,07	0,06	0,03	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54	0,42	0,51	0,11	0,36	0,40	0,33	0,32	0,55	0,34
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,13	0,94	0,88	0,84	0,82	0,82	0,75	0,74	1,07	0,90
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,07	0,07	0,10	0,07	0,08	0,08	0,05	0,05	0,09
<u>Total</u>	99,55	99,01	99,05	99,19	99,24	99,13	99,06	99,15	99,08	99,28

Paramètres Américains :

P	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
q	3'	3'	3'	3'	3'	3'	3'	3'	3(4)	3'
r	1	1	1	1'	1	1	1	1	1	1
s	3	3'	3'	3	3	3	3	3	3	3

Planche II : Analyses chimiques des leptynites à muscovite

Echantillon	4G8b	5H10	1J21a	6D	4H11a	5I41b
SiO <sub>2</sub>	76,10	74,90	75,25	75,45	77,70	76,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,80	13,35	13,90	13,25	12,25	12,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,09	0,01	0,13	0,04	-
FeO	0,53	1,13	1,31	0,74	0,55	0,67
MnO	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
MgO	0,18	0,16	0,09	0,18	0,12	0,12
CaO	0,53	0,51	0,40	0,46	0,48	0,44
Na <sub>2</sub> O	2,90	3,16	3,43	2,89	3,08	2,93
K <sub>2</sub> O	4,81	4,51	3,17	4,47	3,75	4,46
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,09	0,07	0,07	0,10	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,36	0,28	0,30	0,34	0,36
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,71	0,88	1,24	1,03	0,70	0,91
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,13	0,13	0,08	0,07	0,07
<u>Total</u>	99,09	99,30	99,31	99,07	99,20	99,11

Paramètres Américains :

P	I	I	I	I	I	I
q	3'	3'	3'	3	3	3
r	1	1	1	1	1	1
s	3	3	3(4)	3	3	3

Planche III : Analyses chimiques des leptynites rubano-oeillées

Planche IV : Analyses chimiques des gneiss oeuillés

Echantillon	4F4G	4F8	4F15a	M	5J37	4F5	4F15b
SiO <sub>2</sub>	70,60	69,85	72,85	70,75	69,90	76,15	75,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	15,15	13,95	14,60	14,80	12,70	12,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,04	0,09	0,19	0,17	0,25	0,05
FeO	2,15	2,08	1,77	1,91	2,66	0,56	0,78
MnO	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02	0,02
MgO	0,79	0,70	0,57	0,68	1,04	0,25	0,15
CaO	0,47	0,98	0,76	1,26	1,31	0,50	0,44
Na <sub>2</sub> O	2,85	2,91	3,12	2,76	2,71	2,43	2,68
K <sub>2</sub> O	5,09	5,33	4,09	5,19	4,53	5,20	5,80
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,31	0,23	0,31	0,48	0,14	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,27	0,24	0,25	0,26	0,22	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,53	1,22	1,24	1,05	1,34	0,73	0,49
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,24	0,17	0,20	0,15	0,13	0,12	0,08
<u>Total</u>	99,47	99,03	99,14	99,13	99,37	99,27	99,14

Paramètres Américains :

P	I	I	I	I	I'	I	I
q	(3)4	'4	3'	'4	(3)4	3'	3(4)
r	1	1(2)	1'	1(2)	'2	1	1
s	3	3	3	3	3	'3	'3

4F4G, 4F8, 4F15a : gneiss rubano-oeuillés

5J37 : gneiss oeillé grossier

M : métagranite

4F15b : gneiss fin à biotite

4F5 : leptynite rubano-oeuillée

} intercalés dans les gneiss  
rubano-oeuillés

Echantillon	26	5J30	5J31	4J10	5K31	27a	27b	27c	28a
SiO <sub>2</sub>	74,35	75,95	74,95	71,60	72,70	71,25	72,30	72,00	72,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,10	12,30	12,80	14,10	13,60	14,60	14,50	14,50	14,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,01	-	-	0,03	0,01	0,04	0,06	-
FeO	1,35	1,51	1,08	1,49	1,47	1,87	0,41	1,38	1,82
MnO	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04
MgO	0,24	0,30	0,22	0,48	0,46	0,59	0,17	0,44	0,58
CaO	0,41	0,40	0,36	0,85	0,75	0,93	0,31	0,56	0,72
Na <sub>2</sub> O	2,29	2,91	2,22	3,43	2,75	3,14	2,95	3,43	2,94
K <sub>2</sub> O	5,75	4,20	6,14	5,47	6,15	4,81	7,60	5,54	5,45
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,10	0,10	0,19	0,13	0,26	0,03	0,16	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,47	0,24	0,24	0,27	0,26	0,36	0,20	0,32	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,95	1,00	0,78	0,73	0,70	1,25	0,48	0,85	0,99
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,13	0,10	0,09	0,07	0,08	0,13	0,09	0,13	0,10
<u>Total</u>	99,29	99,05	99,00	99,01	99,11	99,23	99,10	99,41	99,30

Paramètres Américains :

P	I	I	I	I	I	I	I	I	I
q	3'	3	3'	4	'4	(3)4	4	'4	(3)4
r	1	1	1	1'	1'	1'	1	1	1'
s	2(3)	3	2(3)	3	(2)3	3	2(3)	3	3

26, 5J30, 5J31 : gneiss leptyniques rubanés  
 4J10, 5K31, 27a, 27c, 28a : gneiss grossiers porphyroblastiques  
 27b : granite à cordiérite

Planche V : Analyses chimiques des faciès quartzofeldspathiques de base

no	Rb	Sr	Ba	Faciès
112	536	105	6	leptynites à muscovite
4G8a	490	32	80	
4G15	484	35	20	
4H10b	474	64	40	
4H11b	348	48	80	
5H21	384	26	-	
5H30	390	36	-	
2J30	532	106	56	
5I41a	286	30	184	
5I41c	334	34	86	
4G8b	338	28	164	leptynites rubano-ocillées
6D	432	16	106	
4H11a	304	40	130	
5H10	472	28	56	
1J21a	568	65	62	
5I41b	324	25	300	
4F5	160	120	1700	leptynite gneiss fin intercalés
4F15b	184	16	64	
4F40	162	108	770	Gneiss ocillés
4F8	158	124	870	
4F15a	132	88	420	
M	156	102	540	
5J37	132	117	700	
26	224	40	121	Gneiss lepty- niques rubanés
5J31	260	46	150	
5J30	196	35	70	
4J10	194	77	580	Gneiss grossiers porphyroblasti- ques
27A	206	92	490	
27C	238	65	460	
28A	220	85	540	
5K31	194	94	500	
27B	260	119	502	Granite à cor- diérite

Planche VI : composition en éléments traces  
des faciès quartzofeldspathiques

Planche VII : Analyse chimique des roches vaugn eritiques.

N <sup>o</sup> Echantillon	5K30b	5K30a	25d	25b	25c
SiO <sub>2</sub>	58,32	55,25	59,96	56,08	54,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	13,90	15,85	16,96	15,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,28	0,12	0,54	1,05	0,41
FeO	4,72	5,77	5,54	5,74	6,67
MnO	0,13	0,11	0,10	0,11	0,13
MgO	2,80	7,35	2,90	3,49	5,64
CaO	4,12	4,57	4,26	5,14	6,04
Na <sub>2</sub> O	3,15	2,62	2,97	2,70	2,75
K <sub>2</sub> O	5,68	5,18	4,14	4,41	3,72
TiO <sub>2</sub>	0,85	1,17	1,03	1,26	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,48	0,79	0,51	0,60	0,58
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,31	1,99	1,28	1,47	1,51
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	0,21	0,08	0,13	0,11
<u>Total :</u>	99,11	99,03	99,16	99,14	99,10

El ements traces (ppm)

Rb	174	204	168	166	142
Sr	832	702	384	494	496
Li	83	118	80	69	73
Ba	2320	2000	1210	1690	1480

Paramètres Américains

P	'II	II(III)	II	II	II'
Q	5	5	4(5)	'5	5
R	2'	2	'3	3	3
S	3	'3	3	3	3
K	1	1'	1	1	1
L	1	1'	1	1	1(2)

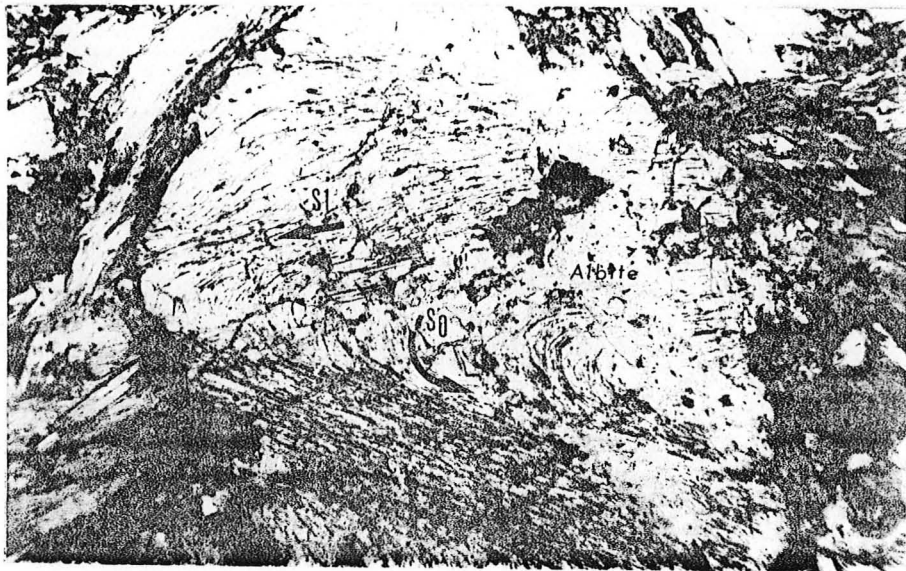
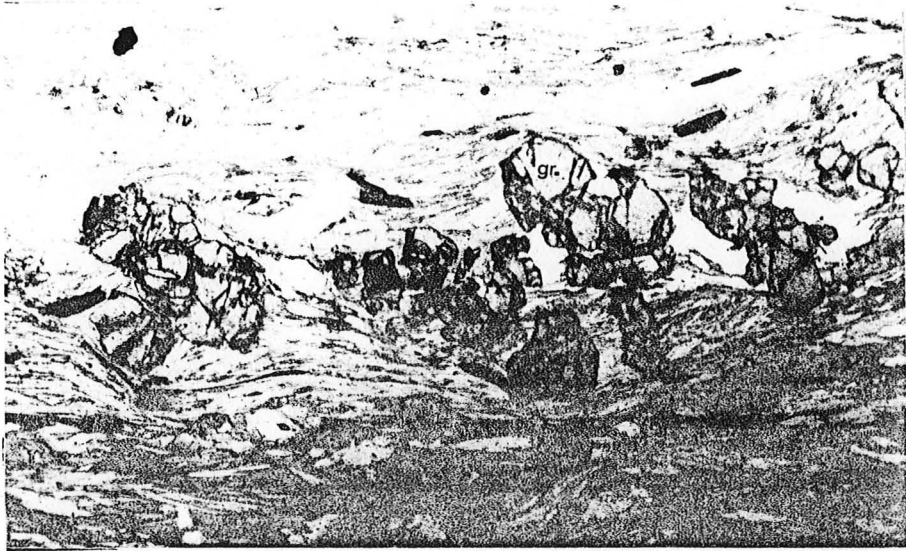
P L A N C H E VIII

SCHISTES DES CEVENNES :

Photo 1 : Schiste à chlorite - albite - muscovite :  
niveau à grenats.

Photo 2 : Schiste à chlorite - albite - muscovite :  
détail d'une ocelle albitique: remarquer les inclusions  
charbonneuses et les paillettes de rutile soulignant la  
surface initiale  $S_0$  et la foliation  $S_1$ .





P L A N C H E IX

---

MICASCHISTES MESOZONAUX A ANDALOUSITE CORDIERITE :

---

1 - 2

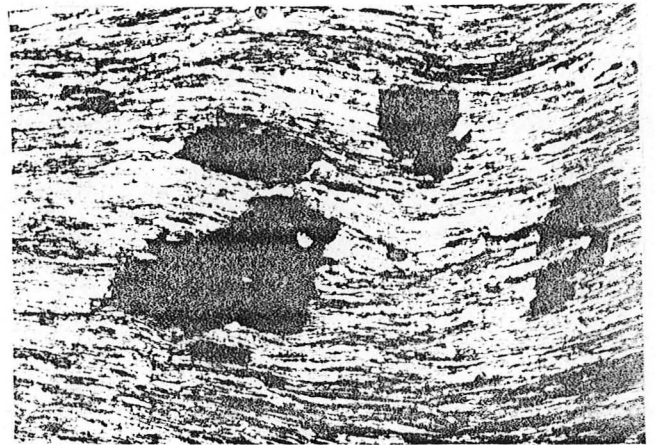
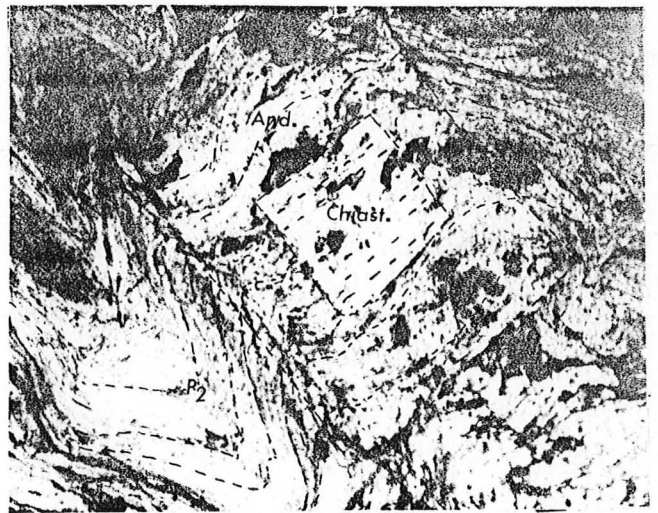
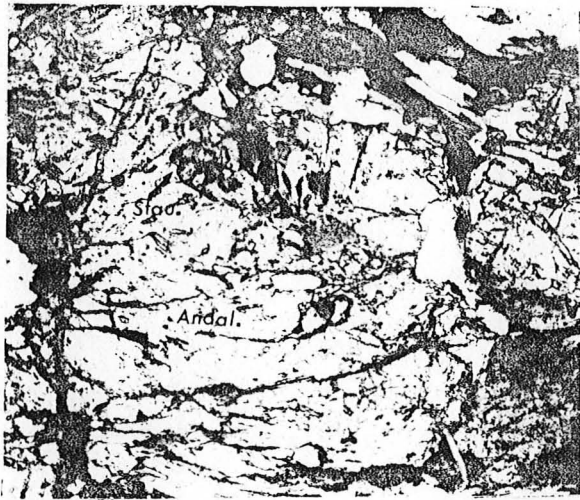
3 - 4

Photo 1 : Grain de staurotide (Stau.) en relique blindée dans l'andalousite (Andal.) du métamorphisme général basse pression. (Gd. Bois de Chabaleyret).

Photo 2 : Andalousite à faciès chiastolitique (Chiast.) bordée d'une auréole d'andalousite. Remarquer les inclusions charbonneuses, soulignant la foliation S<sub>1</sub>,  
- rectiligne dans l'andalousite chiastolitique,  
- déformée par les plis 2 dans l'auréole.  
(Forêt de Mercoire).

Photo 3 : Muscovite et biotite en plan axial des plis 2, transverses sur la foliation S<sub>1</sub>. (Forêt de Mercoire).

Photo 4 : Biotite transverse sur la foliation S<sub>1</sub>, déformée par les plis 2. (Forêt de Mercoire, au contact du granite de la Margeride).



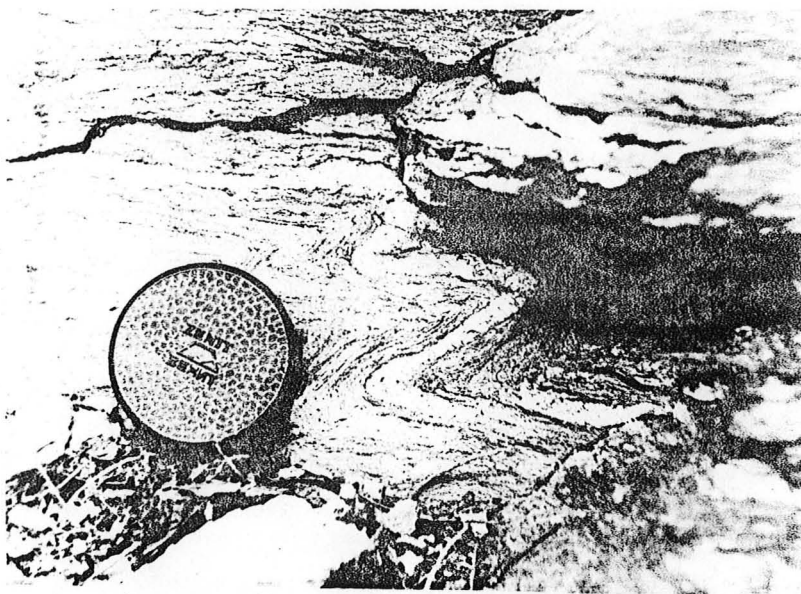
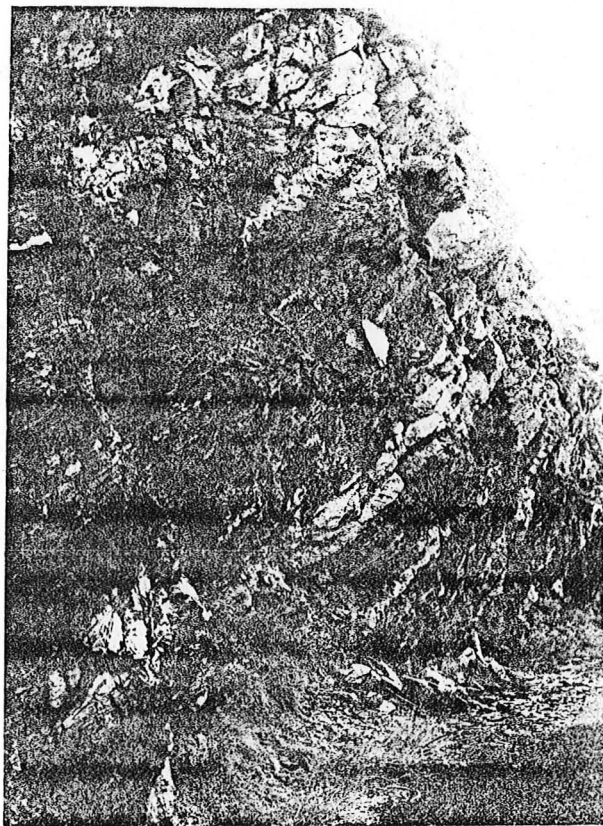
P L A N C H E X

---

GNEISS CATAZONAUX A SILLIMANITE :

Photo 1 : Faciès "épiholites" (Weisbrod, 1970) dans les gneiss à sillimanite (Hameau du Ranc, 2km au N.W. de Prévenchères), caractérisé par le développement de matériel quartzofeldspathique, en bouffées, lentilles ou lits concordants dans la foliation générale.

Photo 2 : Détail du faciès précédent (Gneiss à sillimanite de l'Hermet) : on remarquera en particulier le lit de matériel quartzofeldspathique plissé par les plis en chevrons.



P L A N C H E      X I

---

FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES MESOZONALES :

- METAGRANITE :

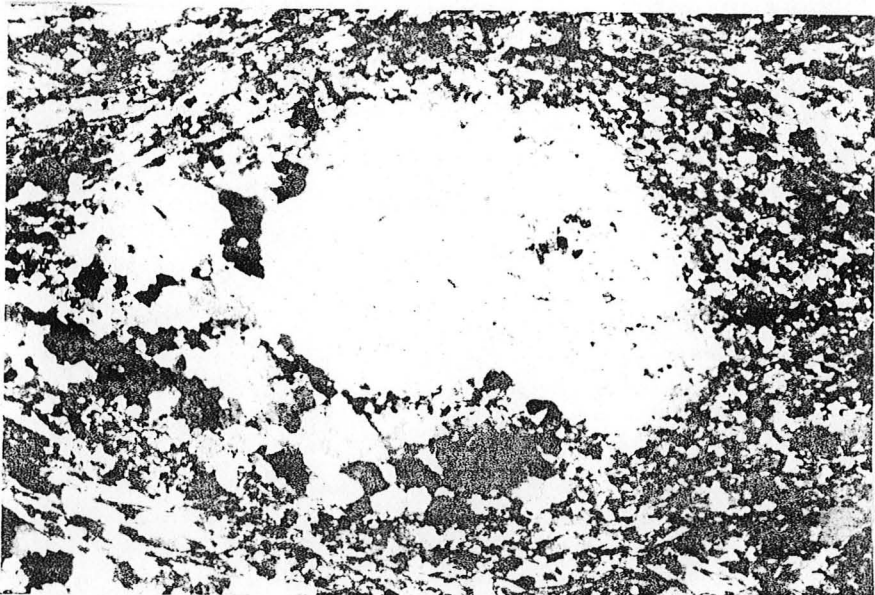
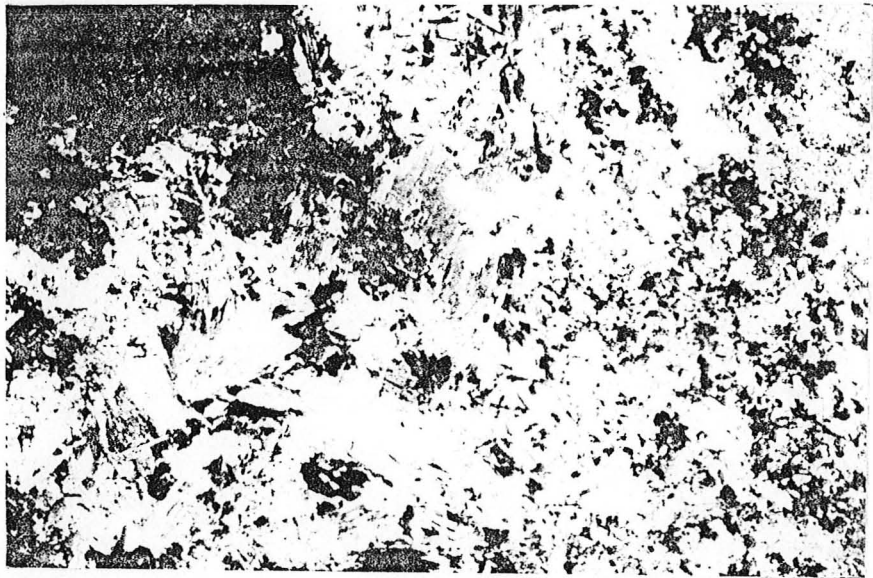
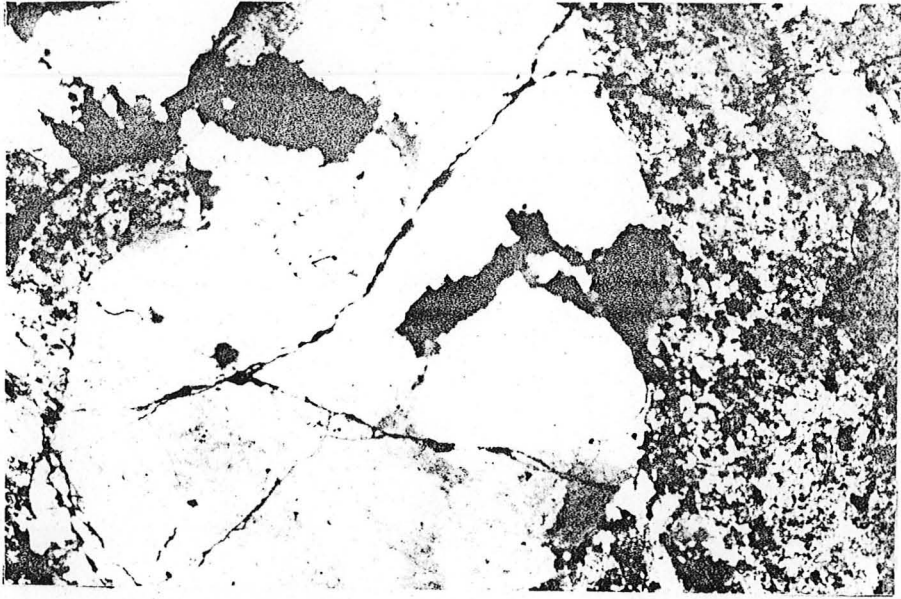
Photo 1 : Mégacristal de quartz automorphe à contours rectilignes. Remarquer :

- l'absence de foliation,
- la faible importance de la mésostase granulée recristallisée.

Photo 2 : Amas micacé résultant de la pseudomorphose probable d'un ancien cristal de cordiérite.

- GNEISS OEILLE GROSSIER :

Photo 3 : Porphyroclaste quartzeux avec recristallisation de matériel quartzofeldspathique dans les zones abritées (ombres de pression). Noter également la plus grande importance prise par la mésostase granulée.



P L A N C H E      X I I

---

FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES MESOZONALES :

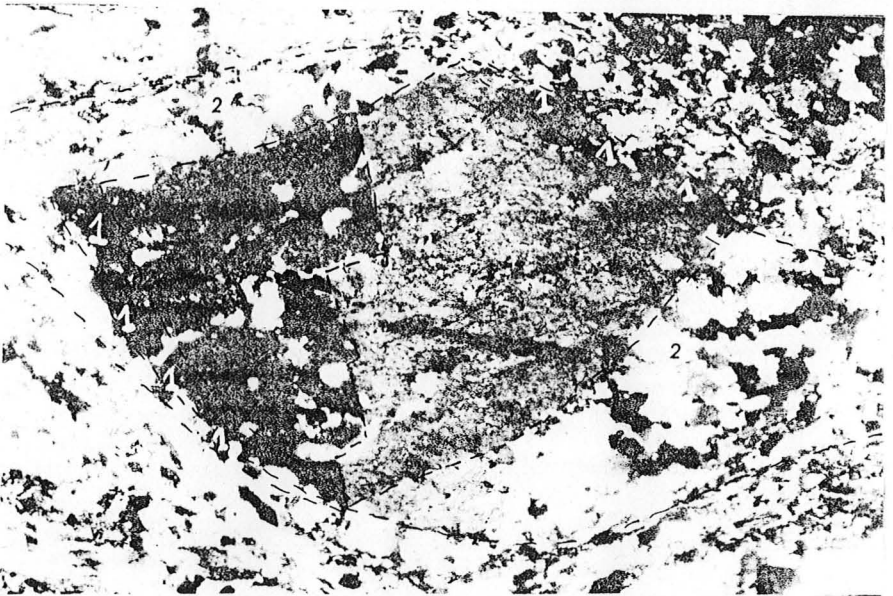
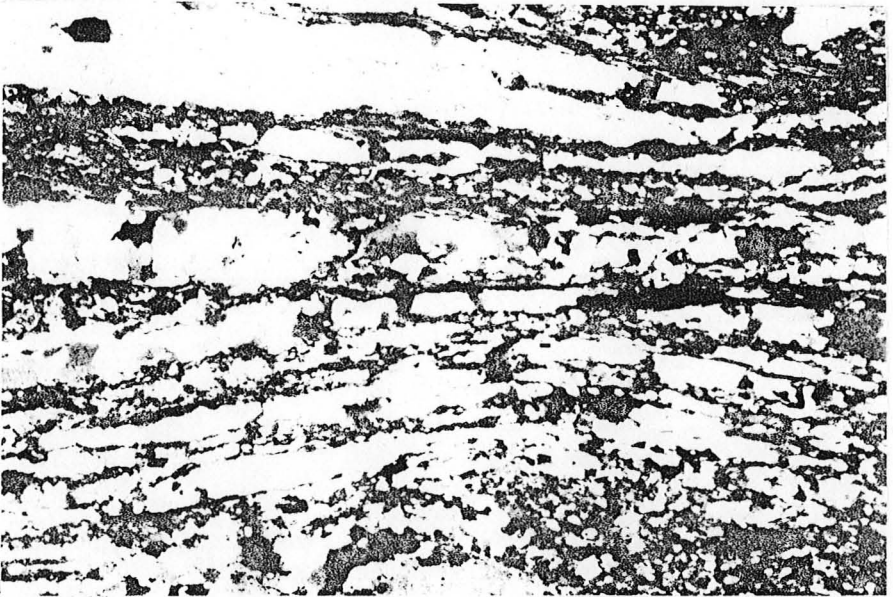
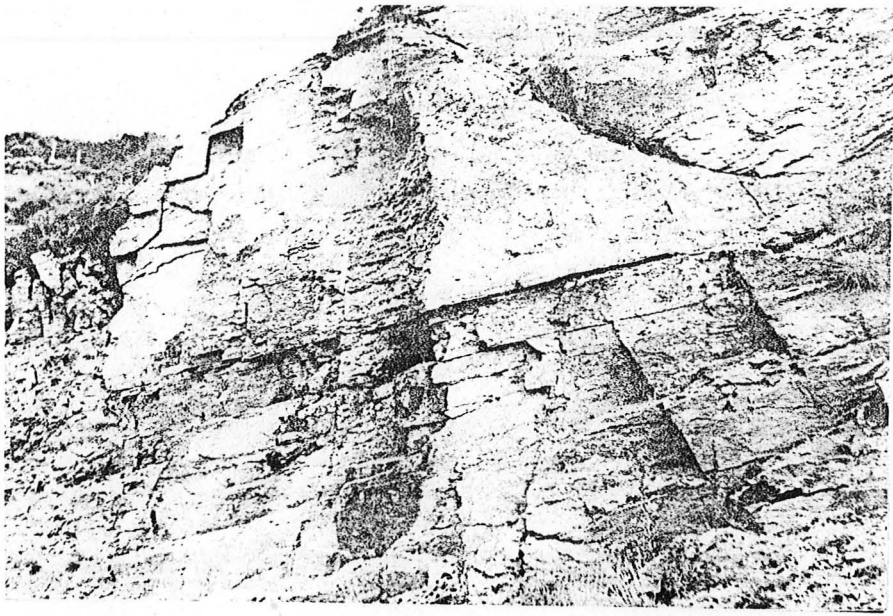
LES GNEISS RUBANO-OEILLES

Photo 1 : Aspect à l'affleurement : débit en "bancs" suivant la foliation Sl. (D 6, S.E. des Chazeaux).

Photo 2 : Aspect microscopique : détail des rubans quartzeux.

Photo 3 : Porphyroclaste feldspathique dans les gneiss rubano-oeillés : la mylonitisation se traduit par,  
- une déformation rupturale: cisaillement du porphyroclaste (3),  
- une recristallisation dans les zones abritées , (ombres de pression dissymétriques , 2).  
- la formation de myrmékites (1) dans les zones non abritées.





P L A N C H E      X I I I

---

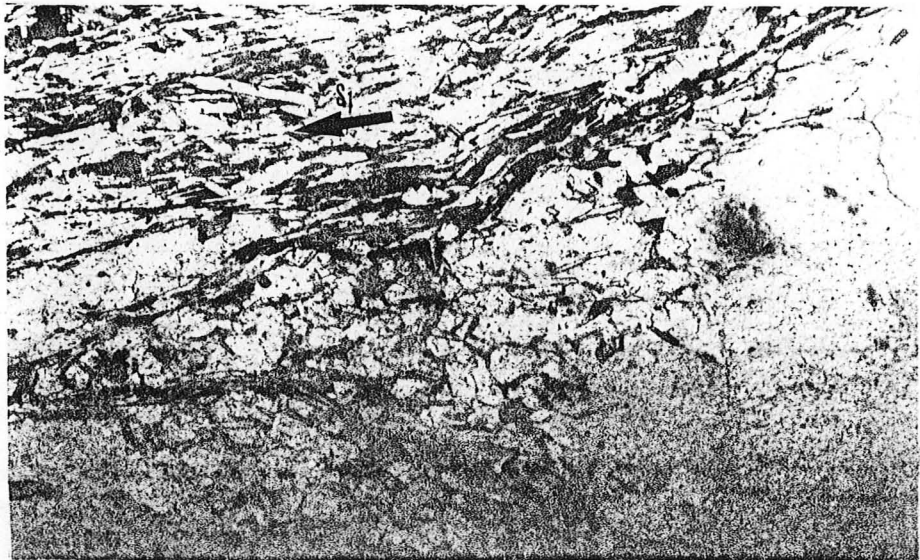
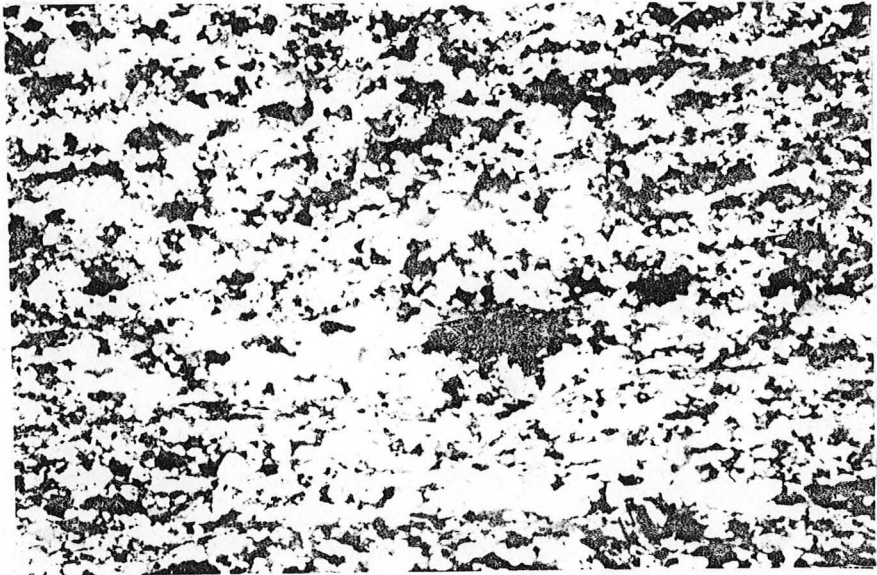
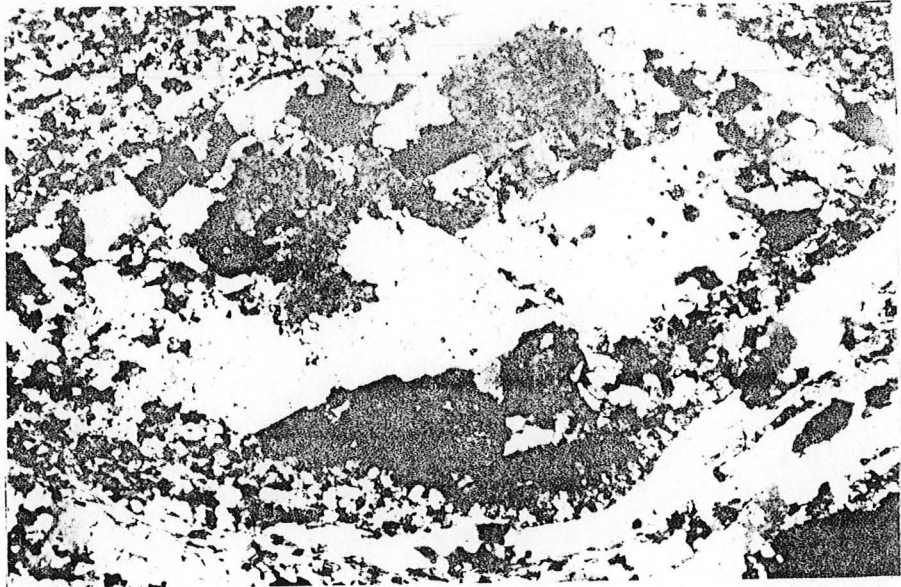
FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES MESOZONALES :

---

INTERCALLATIONS DANS LES GNEISS OEILLES

---

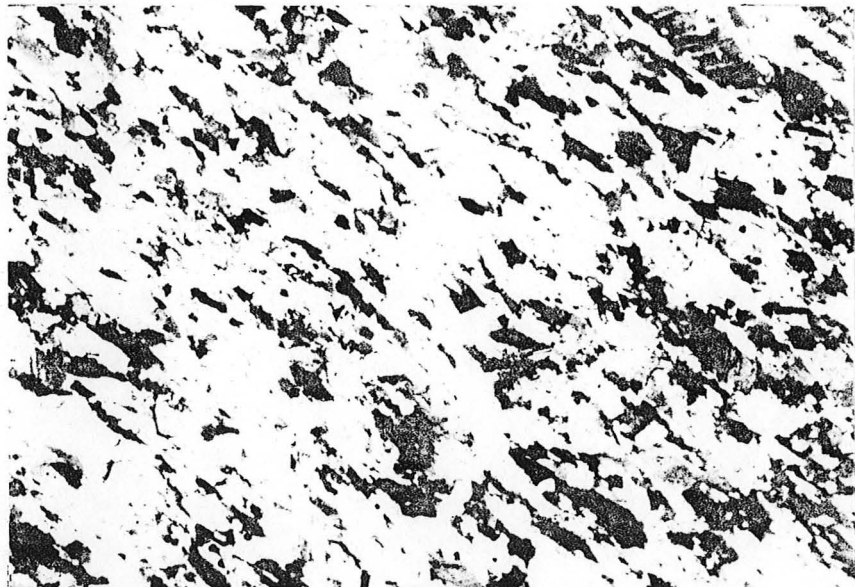
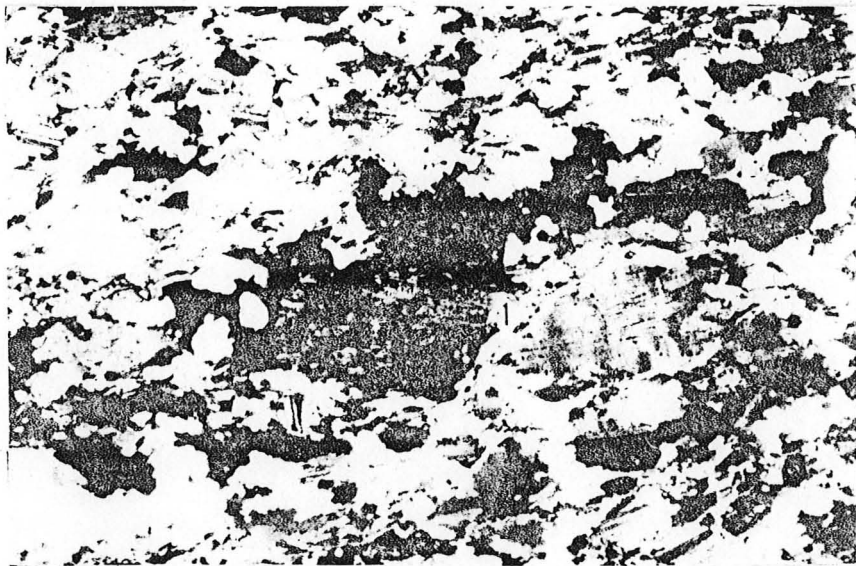
- Photo 1 : Leptynite rubano-oeillée :  
porphyroclaste feldspathique fracturé, moulé par  
les rubans quartzeux. (intercallation dans les gneiss  
oeillés des Chazeaux).
- Photo 2 : Leptynite litée :  
recristallisation quasi totale de la roche sous for-  
me de mésostase granulée englobant quelques rares  
fragments de porphyroclastes. (intercallation dans  
le gneiss rubano-oeillé, D6, sortie S.E. des Cha-  
zeaux).
- Photo 3 : Gneiss fin à biotite :  
tête de pli isoclinale (P1) à biotite et muscovite  
en plan axial (intercallation dans les gneiss ruba-  
no-oeillés , D6, sortie S.E. des Chazeaux).



FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES MESOZONALES :

LES LEPTYNITES

- Photo 1 : Leptynite rubano-oeillée:  
développement plus poussé de la perthitisation (perthites en plaques ou en flammes réticulées) dans les porphyroclastes feldspathiques par rapport aux gneiss rubano-oeillés.
- Photo 2 : Leptynite rubano-oeillée:  
porphyroclaste de plagioclase (oligoclase) déformé (extinction onduleuse, macles polysynthétiques tordues) et fracturé: les fractures sont cimentées par du quartz et de l'albite-oligoclase.(1)
- Photo 3 : Leptynite à muscovite : aspect microscopique.



P L A N C H E    X V

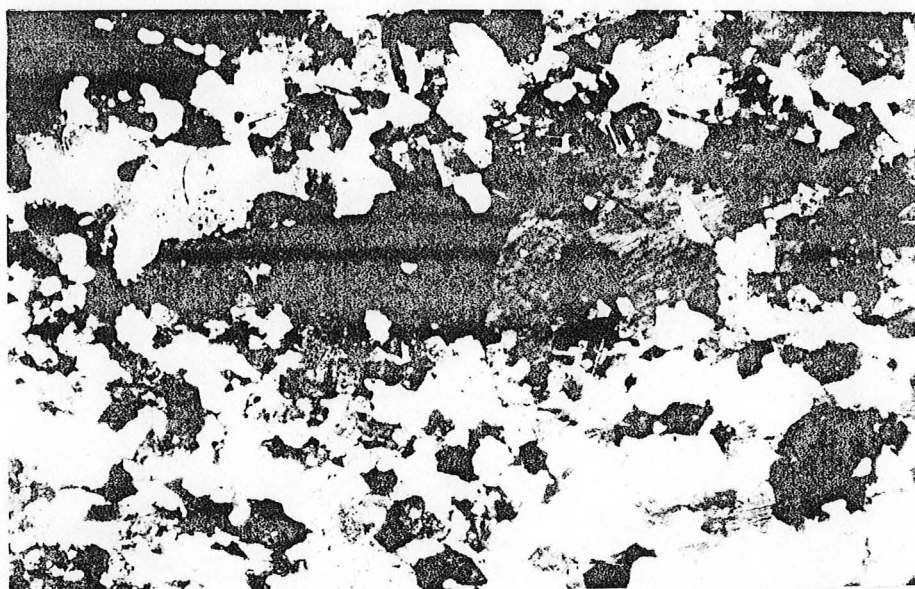
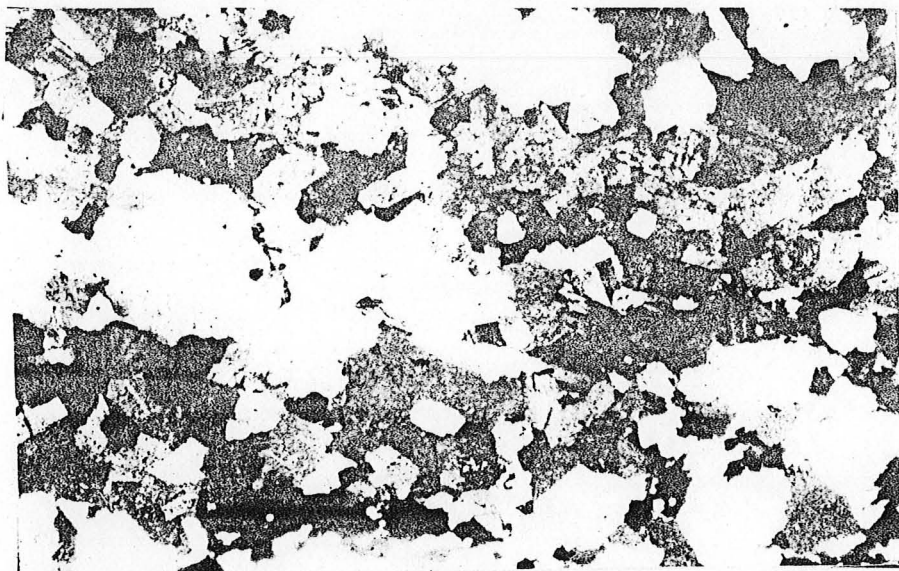
---

FORMATIONS QUARTZOFELDSPATHIQUES CATAZONALES :

Photo 1 : Gneiss leptynique rubané :  
plagioclases recristallisés à joints triples.

Photo 2 : Gneiss grossier porphyroblastique :  
ancien porphyroclaste feldspathique recristallisé.  
On remarquera , par rapport aux faciès quartzofelds-  
pathiques mésozonaux, l'absence de mésostase granu-  
lée (recristallisation postérieure due à la remobi-  
lisation régionale).

Photo 3 : Gneiss grossier porphyroblastique :  
perthites en veines dans un porphyroblaste: ce type  
de perthites semble lié , au moins dans le secteur  
étudié, à la remobilisation régionale.



P L A N C H E      X V I

---

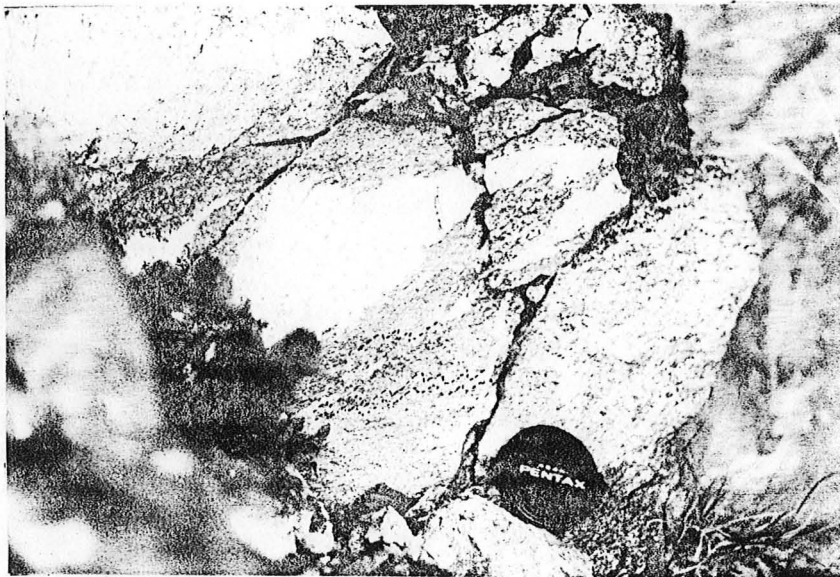
LES    VAUCNERITES

---

Photo 1 : Aspect à l'affleurement (Puy-laurent, route Puy-laurent - Prévencières).

























Photo 2 : Détail de l'écorce biotitique montrant une "pseudo-foliation plissée en chevrons (affleurement de Puy-laurent).





CARTE INTERPRETATIVE  
DU BLEYMARD (1/50000)  
(QUART NORD-EST)

LEGENDE

-  couverture sédimentaire
-  quartzite des Fagoux - niveaux albitiques
-  schistes des Cévennes
-  quartzite micacée
-  gneiss amphibolique de Malval
-  gneiss et micaschistes à andalousite - cordiérite (Stauronite à l'W. de Masméjan)
-  Leptynite à muscovite
-  Leptynite rubano-ocillée
-  gneiss ocillés
-  gneiss ocillés grossiers et métagramite
-  gneiss à sillimanite
-  amphibolite de la Baside
-  chlorite quartzique
-  gneiss leptynique rubané
-  gneiss grossier porphyroblastique
-  vauugnénites
-  granite de la Margeride
-  granite à deux micas
-  Rhyolite
-  Filon quartzieux
-  Filon minéralisé (Ba=Barytine)
-  cataclasites
-  Failles (1. observées 2. supposées)
-  pendage de la foliation (valeur en chiffres)

