



**HAL**  
open science

# Etude pétrologique et géochimique des granites à l'ouest de St-Etienne (Massif Central français)

Alidou Socohou

► **To cite this version:**

Alidou Socohou. Etude pétrologique et géochimique des granites à l'ouest de St-Etienne (Massif Central français). Pétrographie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1975. Français. NNT: . tel-00760566

**HAL Id: tel-00760566**

**<https://theses.hal.science/tel-00760566>**

Submitted on 4 Dec 2012

**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.

DOCTORAT DE 3<sup>e</sup> CYCLE

205142

1975

119

N<sup>o</sup> D'ORDRE

205.142

1975

119

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3<sup>e</sup> CYCLE

SPECIALITE: GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Alidou SOCOHOU

ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE  
DES GRANITES A L'OUEST DE ST-ETIENNE  
(MASSIF CENTRAL FRANCAIS)

Soutenu le 28 juin devant la commission d'examen

28 JUIN 1975

MM	M. MICHEL	Professeur	President
	P. GIRAUD	Professeur	Rapporteur
	M. CHENEVOY	Professeur	Examineurs
	G. VIVIER	Ingenieur	



DOCTORAT DE 3<sup>e</sup> CYCLE

N<sup>o</sup> D'ORDRE

205142

1975

119

THESE

PRESENTEE

A L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE  
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE 3<sup>e</sup> CYCLE

SPECIALITE: GEOLOGIE APPLIQUEE

PAR

Alidou SOCOHOU

ETUDE PETROLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE  
DES GRANITES A L'OUEST DE ST-ETIENNE  
(MASSIF CENTRAL FRANCAIS) T.45/682

Soutenu le 28 juin devant la commission d'examen

28 JUIN 1975

MM	M. MICHEL	Professeur	President
	P. GIRAUD	Professeur	Rapporteur
	M. CHENEVOY	Professeur	Examineurs
	G. VIVIER	Ingenieur	



UNIVERSITE SCIENTIFIQUE  
ET MEDICALE DE GRENOBLE

M. Michel SOUTIF  
M. Gabriel CAU

INSTITUT NATIONAL POLY-  
TECHNIQUE DE GRENOBLE

Présidents M. Louis NEEL  
Vice-Présidents M<sup>rs</sup>. Lucien BONNETAIN  
Jean BENOIT

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

M<sup>rs</sup>. ANGLES D'AURIAC Paul  
ARNAUD Georges  
AUBERT Guy  
AYATI Yves  
BARBIER Marie-Jeanne  
BARBIER Jean-Claude  
BARBIER Reynold  
BARRON Robert  
BARRON Fernand  
BARRIE Jean-René  
BARRIE Joseph  
BENARDON André  
BERNARD Alain  
BERTRANDIAS Françoise  
BLAZES Henri  
BLAZET Maurice  
BOLLIEU Louis  
BONNET Georges  
BONNET Jean-Louis  
BONNET-YVARD Joseph  
BOUCHERLE André  
BOUCHEZ Robert  
BOUSSARD Jean-Claude  
BRAVARD Yves  
CABANEL Guy  
CALAS François  
CARRAZ Gilbert  
CAU Gabriel  
CAQUIS Georges  
CHABAUTY Claude  
CHABACHON Robert  
CHATEAU Robert  
CHIBON Pierre  
COEUR André  
CONTAMIN Robert  
COUDRET Pierre  
CRAYA Antoine  
DEBELMAS Anne-Marie  
DEBELMAS Jacques  
DEGRANGE Charles  
DESPORTS Charles  
DESRE Pierre  
DESSAUX Georges  
DODU Jacques  
DOLQUE Jean-Michel  
DREYFUS Bernard  
DUGOS Pierre  
DUGOS Pierre  
FAU René

Mécanique des fluides  
Clinique des maladies infectieuses  
Chimie  
Physique approfondie  
Electrochimie  
Physique expérimentale  
Géologie appliquée  
Géologie nucléaire  
Biosynthèse de la cellulose  
Statistiques  
Clinique chirurgicale  
Pédiatrie  
Mathématiques Pures  
Mathématiques Pures  
Chirurgie générale  
Mathématiques Pures  
Informatique (IUT B)  
Electrotechnique  
Clinique ophtalmologique  
Pathologie médicale  
Chimie et Toxicologie  
Physique nucléaire  
Mathématiques Appliquées  
Géographie  
Clinique rhumatologique et hydrologie  
Anatomie  
Biologie animale et pharmacodynamie  
Médecine légale et Toxicologie  
Chimie organique  
Mathématiques Pures  
Oto-rhino-laryngologie  
Thérapeutique  
Biologie animale  
Pharmacie chimique et chimie analytique  
Clinique gynécologique  
Anatomie Pathologique  
Mécanique  
Matière médicale  
Géologie générale  
Zoologie  
Métallurgie  
Chimie minérale  
Physiologie animale  
Mécanique appliquée  
Physique des plasmas  
Thermodynamique  
Cristallographie  
Clinique de dermatologie et syphillographie  
Clinique neuro-psychiatrique

M<sup>rs</sup>.  
M<sup>rs</sup>.

AMBROISE-THOMAS Pierre  
ARMAND Yves  
BEGUIN Claude  
BERIEL Hélène  
BILLET Jean  
BOUCHARLAT Jacques  
BOUCHEZ Liène  
BOUCHET Yves  
BRODEAU François  
BUISSON Roger  
BUTEL Jean  
CHAMBAZ Edmond  
CHAMPETIER Jean  
CHERADAME Hervé  
CHIAVERINA Jean

M<sup>rs</sup>.

GAGNAIRE Didier  
GALLISSOT François  
GASTINEL Noël  
GAVEND Michel  
SEINDRE Michel  
GERBER Robert  
GERMAIN Jean-Pierre  
GIRAUD Pierre  
KAHANE André  
KLEIN Joseph  
KOSZUL Jean-Louis  
KRAVITZHEKSO Julien  
KUNTZMANN Jean  
LACAZE Albert  
LACHARME Jean  
LALZERONICZ Joseph  
LATREILLE René  
LAURENT Pierre  
LEDRU Jean  
LLEBOURY Louis  
LONGUEQUE Jean-Pierre  
LOUP Jean  
LUTZ Elisabeth  
MAGRANGE Bernard  
MARTIN-NOEL Pierre  
MAZARE Yves  
MICHEL Robert  
MOURQUAND Claude  
MOUSSA André  
NEEL Louis  
OZENDA Paul  
PAYAN Jean-Jacques  
PEBAY-PEYROULA Jean-Claude  
PASSAT André  
REWARD Michel  
REULOS René  
RINALDI Reneud  
ROGET Jean  
DE ROUBERXOT Jacques  
SEIGNEURIN Raymond  
SENGEL Philippe  
SOUTIF Michel  
TANCHE Maurice  
TRAYNARD Philippe  
VALLENT François  
VALENTIN Jacques  
VAQUONIS Bernard  
VERAIN Alice  
VERAIN André  
VEYRAT Paul  
VIGNAIS Pierre  
YOCOCCO Jean

M<sup>rs</sup>.

Chimie physique  
Mathématiques Pures  
Mathématiques Pures  
Analyse numérique  
Electroradiologie  
Electroradiologie  
Mécanique  
Biologie  
Physique générale  
Mathématiques Pures  
Mathématiques Pures  
Mécanique  
Mathématiques Appliquées  
Thermodynamique  
Physique  
Chirurgie générale  
Biochimie pharmacologique  
Mathématiques Appliquées  
Clinique médicale  
Géophysique  
Physique nucléaire  
Géographie  
Mathématiques Pures  
Mathématiques Pures  
Clinique obstétricale  
Sémiologie médicale  
Clinique médicale A  
Minéralogie et Pétrographie  
Histologie  
Chimie nucléaire  
Botanique  
Mathématiques Pures  
Physique  
Chimie systématique  
Thermodynamique  
Physique industrielle  
Physique  
Clinique de pédiatrie et de puériculture  
Microbiologie et Hygiène  
Zoologie  
Physiologie  
Chimie générale  
Zoologie Nucléaire  
Calcul électronique  
Pharmacie galénique  
Physiologie  
Géographie  
Biochimie médicale  
Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

M<sup>rs</sup>. ASCARELLI Gianni  
CHEEKE John  
GILLESPIE John  
ROCKFELLAR Ralph  
WOHLFARTH Erich

PROFESSEURS SANS CHAIRE

M<sup>rs</sup>. AGNIUS-DELOD Claudine  
ALARY Josette  
BELORIZKY Elie  
BERTRANDIAS Jean-Paul  
BIAZET Uscen-Pierre  
BONNIER Jehu  
BRUGEL Lucien  
CARLIER Georges  
CONTE René  
DEPASSER Roger  
GAUTHIER Yves  
GAUTHRON René  
GIDON Paul  
HACQUES Gérard  
HOLLARD Daniel  
HUGONOT Robert  
IDELVAN Simon  
JANIN Bernard  
JOLY Jean-René  
JULLIEN Pierre  
KHANE Josette  
KURN Gérard  
LUU-DUC-Cuong  
MAYNARD Roger  
MULLER Jean-Michel  
PERRIAUX Jean-Jacques  
PIESTER Jean-Claude  
PIERY Yvette  
REBOC Jacques  
REVOL Michel  
REYMOND Jean-Charles  
ROBERT André  
SARRAZIN Roger  
SARROT-REYNAULD Jean  
SIBILLE Robert  
SIROT Louis  
SOUTIF Jeanne  
VIALON Pierre  
VAN OUTSEM Bernard

Chimie pharmaceutique  
Chimie analytique  
Physique  
Mathématiques appliquées  
Mathématiques appliquées  
Mécanique  
Chimie générale  
Energetique  
Biologie végétale  
Physique  
Mécanique des Fluides  
Sciences biologiques  
Chimie  
Géologie et Minéralogie  
Chimie organique  
Calcul numérique  
Hématologie  
Hygiène et Méd. Préventive  
Physiologie animale  
Géographie  
Mathématiques pures  
Mathématiques appliquées  
Physique  
Chimie Organique  
Physique du solide  
Thérapeutique  
Géologie et minéralogie  
Physiologie du solide  
Physiologie animale  
Biologie (CUS)  
Urologie  
Chirurgie générale  
Chimie papetière  
Anatomie et chirurgie  
Géologie  
Chirurgie générale  
Géologie  
Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

M<sup>rs</sup>. AMBLARD Pierre  
AMBROISE-THOMAS Pierre  
ARMAND Yves  
BEGUIN Claude  
BERIEL Hélène  
BILLET Jean  
BOUCHARLAT Jacques  
BOUCHEZ Liène  
BOUCHET Yves  
BRODEAU François  
BUISSON Roger  
BUTEL Jean  
CHAMBAZ Edmond  
CHAMPETIER Jean  
CHERADAME Hervé  
CHIAVERINA Jean

Dermatologie  
Parasitologie  
Chimie  
Chimie organique  
Pharmacodynamique  
Géographie  
Psychiatrie adultes  
Mathématiques (CUS)  
Anatomie  
Mathématiques (IUT B)  
Physique  
Physique  
Biochimie médicale  
Anatomie et organogénèse  
Chimie papetière  
Biologie appliquée (3FP)



11- CADRE GEOGRAPHIQUE

- 111 - Localisation ..... 3  
 112 - Relief, hydrographie et conditions d'affleurement..... 3  
 113 - Activités humaines ..... 3

12 - CADRE GEOLOGIQUE

- 121 - Travaux antérieurs ..... 4  
 122 - Résumé des connaissances antérieures ..... 6  
 123 - Caractères généraux des granites étudiés ..... 7

13 - BUT DE L'ETUDE

- 131 - Méthodes de travail ..... 7

CHAPITRE II - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES DIFFERENTS  
GRANITES

9

21 - LE GRANITE HETEROGENE DU VELAY ..... 11

- 211 - Situation géographique ..... 11  
 212 - Relations avec les autres formations ..... 11  
 213 - Caractères généraux du granite du Velay ..... 11  
 214 - Description des faciès ..... 12

2141 - Les migmatites fines

- a) Les migmatites à biotite et cordiérite ..... 12  
 b) Les migmatites à structure stromatitique ..... 13  
 c) Les nébulites à cordiérite ..... 14

2142 - Les migmatites grossières ..... 15

- a) Les faciès à grain fin ..... 15  
 b) Les faciès à grain moyen ..... 17  
 c) Les faciès sombres ..... 17  
 d) Les faciès porphyroïdes ..... 18

2143 - Les granitoïdes leucocrates ..... 19

- a) Les faciès leucocrates (carrière N 88)..... 19  
 b) Les faciès leucocrates à cordiérite de l'ancien-  
 ne carrière de Chavannes ..... 19  
 c) Le faciès leucocrate à cordiérite de Cornillon .. 19

## 215 - Analyses modales du granite hétérogène du Velay ..... 21

## 216 - Conclusion à l'étude macroscopique et microscopique.... 22

## 217 - Chimisme du granite du Velay ..... 23

2171 - Généralités ..... 232172 - Paramètre CIPW-Lacroix ..... 232173 - Diagramme fm-c-alc ..... 232174 - Diagramme CaO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O ..... 232175 - Diagramme MgO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O ..... 272176 - Diagramme Fe + Mg + Ti + K - Na + Ca ..... 27

## Si/3 - (K+Na+2/3Ca) K-Na+Ca ..... 27

2177 - Conclusion..... 27218 - La cordiérite ..... 282181 - Présentation ..... 282182 - Chimisme de la cordiérite ..... 292183 - Origine de la cordiérite ..... 292184 - Conclusion ..... 31219 - Les enclaves ..... 322191 - Généralités ..... 32

2192	- Les enclaves de schistes cristallins .....	32
21921	- Les enclaves migmatitiques .....	32
21922	- Les enclaves gneissiques .....	32
a)	les enclaves de gneiss gris .....	32
b)	les enclaves de gneiss ocellé à biotite et grenat .....	33
21923	- Les enclaves surmicacées et schlieren ....	34
21924	- Les enclaves quartzitiques .....	34
21925	- Conclusion à l'étude pétrographique des enclaves de schistes cristallins .....	34
2193	- Les enclaves grenues .....	37
21931	- Les enclaves de pegmatites .....	37
21932	- Les enclaves de diorite .....	37
21933	- Les enclaves d'amphibolite.....	37
21934	- Conclusion à l'étude des enclaves grenues.	37
220	- Les formations associées au granite du Velay .....	38
<b>22 - LES GRANITES A BIOTITE DE ST-JUST, de CIZERON et de LA GAMPILLE.40</b>		
221	- Granite de St-Just - Cizéron .....	43
2211	- Situation géographique .....	43
2212	- Relation du granite de St-Just avec les autres formations .....	44
2213	- Pétrographie .....	44
22131	- Aspect macroscopique du granite de St-Just	44
22132	- Description microscopique .....	44
a)	faciès type .....	44
b)	faciès cataclasique en bordure du granite de Chambles .....	45
c)	faciès leucocrate .....	45
d)	ordre de cristallisation .....	47
22133	- Analyse modale du granite de St-Just .....	47
2214	- Les enclaves .....	47
22141	- Les enclaves grenues .....	47
22142	- Les enclaves de schistes cristallins .....	48
2215	- Description pétrographique des filons aplitiques.	49
a)	Généralités .....	49
b)	Description minéralogique des filons aplitiques. courants .....	49
c)	Le filon rose .....	49
222	- Le granite de la Gampille .....	52
2221	- Situation géographique: relation avec les autres formations .....	52
2222	- Pétrographie .....	52
223	- Chimie du granite de St-Just et de la Gampille .....	56
2232	- Normes CIPW .....	56
2233	- Paramètres CIPW-LACROIX .....	56
2234	- Diagramme fm-c-alc .....	56
2235	- Diagramme CaO-K <sub>2</sub> O-Na <sub>2</sub> O .....	56
2236	- Diagramme MgO-Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O .....	56
2237	- Diagramme Fe+Mg+Ti-(K-Na+Ca) .....	56
	Si/3-(Na+2/3Ca)-(K-Na+Ca).....	56
224	- Conclusion à l'étude des granites de St-Just et de la Gampille .....	57
<b>23 - LES GRANITES A DEUX MICAS .....</b>		
231	- Généralités .....	59
2311	- Présentation générale .....	61
2312	- Gisement et relation avec les autres formations.	61
2313	- Minéralogie .....	61
232	- Description des granites à deux micras .....	61

2321	- Les leucogranites .....	62
23211	- Les granites à deux micras de Chambles .....	62
a)	Situation géographique .....	62
b)	Relation avec les autres formations .....	62
c)	Description macroscopique et microscopique du granite de Chambles .....	63
d)	Les enclaves du granite de Chambles .....	65
23212	- Le granite de Quéret .....	66
23213	- Le granite de Montauroux .....	67
23214	- Les leucogranites filoniens .....	68
23215	- Les granites à deux micras filoniens en bancs	68
a)	les premiers filons .....	68
b)	le second filon .....	68
c)	le filon de Cornillon .....	69
d)	conclusion .....	69
23216	- Les granites filoniens gris .....	69
23217	- Le granite de Collonge .....	71
a)	Situation géographique .....	71
b)	Relation avec les autres formations .....	71
c)	Etude pétrographique .....	71
233	- Analyse modale des granites à deux micras .....	73
234	- Chimie des granites à deux micras .....	73
2341	- Généralités .....	73
2342	- Paramètres CIPW .....	73
2343	- Diagramme fm-c-alc .....	73
2344	- Diagramme CaO-K <sub>2</sub> O-Na <sub>2</sub> O .....	76
2345	- Diagramme MgO-K <sub>2</sub> O-Na <sub>2</sub> O .....	76
2346	- Diagramme Q-Ab-Or .....	76
2347	- Conclusion de l'étude chimique .....	76
235	- Bilan et conclusion de l'étude des granites à deux micras .....	76
2351	- Caractères généraux .....	76
2352	- Composition minéralogique des granites à deux micras.....	77
23521	- Discussion .....	77
23522	- Ordre de cristallisation .....	81
23523	- Analyse modale .....	81
2353	- Composition chimique des granites à deux micras ..	81
2354	- Conclusion et origine des granites à deux micras..	81
a)	Origine des granites à deux micras en bancs .....	81
b)	Origine des leucogranites .....	82
c)	Origine du granite de Collonge .....	82
d)	Origine des granites gris .....	82

**CHAPITRE III - ETUDE DE LA REPARTITION DE QUELQUES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES DANS LES GRANITES A L'OUEST DE ST-ETIENNE.. 85**

<b>31 - REPARTITION DES ELEMENTS DANS LES GRANITES</b>		
311	- Généralités .....	86
312	- Répartition des éléments dans les différents massifs...	89
3121	- Fer et Titane .....	89
a)	Le Fer.....	89
b)	Le Titane .....	89
3122	- Le calcium .....	90
3123	- Le potassium .....	90
3124	- Le baryum .....	90
3125	- Le rubidium .....	91
3126	- Le strontium .....	92

32 - ETUDE DES DIAGRAMMES DE CORRELATION .....95

321 - Introduction .....95

322 - Discussion sur les différents diagrammes de corrélation.95

3221 - Corrélation fe - Ti .....95

3222 - Fe-Ca .....97

3223 - K-Ti .....97

3224 - K-Ca .....99

3225 - Ca-Sr .....99

3226 - Ba-Ca .....101

3227 - K-Ba .....101

3228 - Sr-K .....101

3229 - Rb-K .....103

32210 - K/Rb-Rb .....105

32211 - Ba-Sr .....107

32212 - Rb-Sr .....107

33 - CONCLUSION A L'ETUDE DE LA REPARTITION DES ELEMENTS CHIMIQUES

331 - Comportement des éléments dans chaque massif .....109

3311 - Le granite hétérogène du Velay .....109

3312 - Les granites de St-Just et de la Gampille .....110

3313 - Les granites à deux micas .....110

3321 - Signification chimique et pétrographique .....110

3322 - Interprétation génétique .....111

CHAPITRE IV - GEOCHRONOLOGIE ET CONCLUSION GENERALE .

42 - GEOCHRONOLOGIE

421 - Généralités ..... 117

422 - Interprétation ..... 117

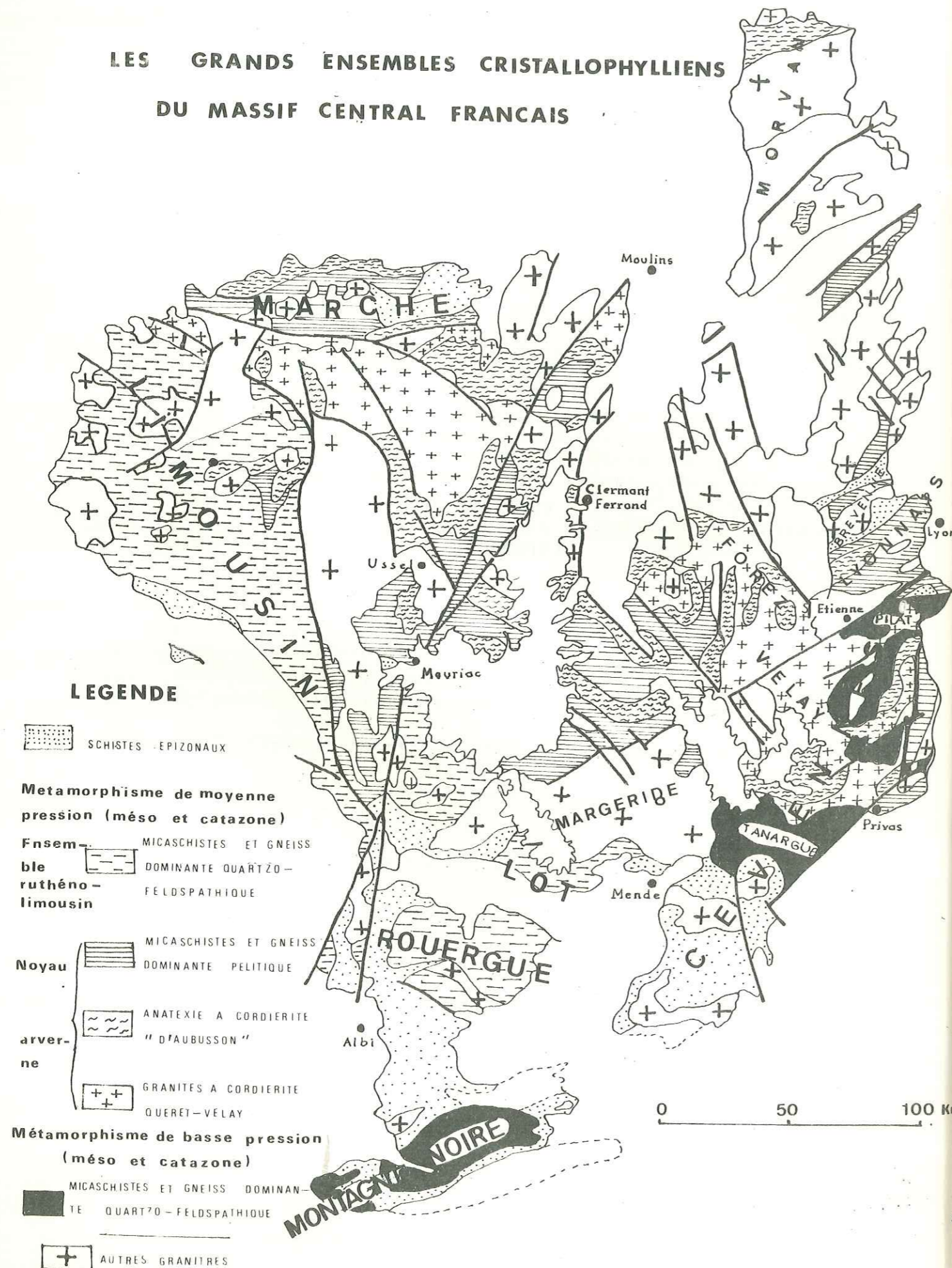
43 - CONCLUSION GENERALE ..... 123

-----

CHAPITRE I  
INTRODUCTION



LES GRANDS ENSEMBLES CRISTALLOPHYLLIENS  
DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS



I 1 - CADRE GEOGRAPHIQUE

1 11 - Localisation

Les formations granitiques qui font l'objet de notre étude occupent le plateau cristallin qui domine l'extrémité S-W du bassin houiller de St-Etienne, à la limite des départements de la Loire et de la Haute-Loire. La région concernée qui couvre une superficie d'environ 110 km<sup>2</sup> est située dans la partie N-E de la carte au 1/80 000 Monistrol (de la Fouillouse, St-Just-sur-Loire au Nord et Monistrol, St-Didier-en-Velay au Sud). Elle est couverte par les cartes topographiques au 1/25 000, Firminy 3-4, 7-8 et Monistrol 3-4. Notons enfin, du point de vue géologique, qu'elle est incluse dans le noyau arverne à l'Est du Massif Central Français (fig. 1).

1 12 - Relief, Hydrographie et Conditions d'affleurement

La zone cartographiée forme un plateau moutonné et peu élevé. D'une altitude moyenne de 750 m au Sud, (Monistrol, St-Didier-en-Velay, St-Just-Malnant) il s'abaisse progressivement vers le bassin tertiaire du Forez où il n'est plus qu'à 400 m (St-Rambert-sur-Loire, la Fouillouse). Il est couvert par des pâturages et des forêts qui occupent surtout le versant des vallées. Le réseau hydrographique est constitué par la Loire et ses affluents de la rive droite. Leur direction s'aligne sur celle de la tectonique générale de la région. La Loire, qui coule dans une vallée très encaissée, a une direction S-N tandis que ses affluents, dont les plus importants sont la Semène, l'Ondaine et le Furan empruntent une direction générale NNE-SSW. Tous ces cours d'eau entaillent très profondément le plateau cristallin. Pour ce qui concerne les conditions d'affleurement, elles sont assez bonnes, mais la grande altération des roches rend l'échantillonnage difficile.

1 13 - Activité humaine

Sur les plateaux qui dominent les bassins de St-Etienne et du Forez, on pratique surtout l'élevage et la culture du blé. La rigueur du climat et la pauvreté du sol, ainsi que la naissance d'une puissante industrie basée sur l'exploitation du charbon, ont provoqué autrefois un grand exode rural. Actuellement le secteur étudié est devenu un lieu d'évasion pour les citadins de la zone stéphanoise. La région retrouve ainsi de nouvelles activités autour du Lac de Grangent (tourisme, sports nautiques). Enfin, la construction de nombreuses maisons secondaires contribue à faire perdre à la région son caractère rural.

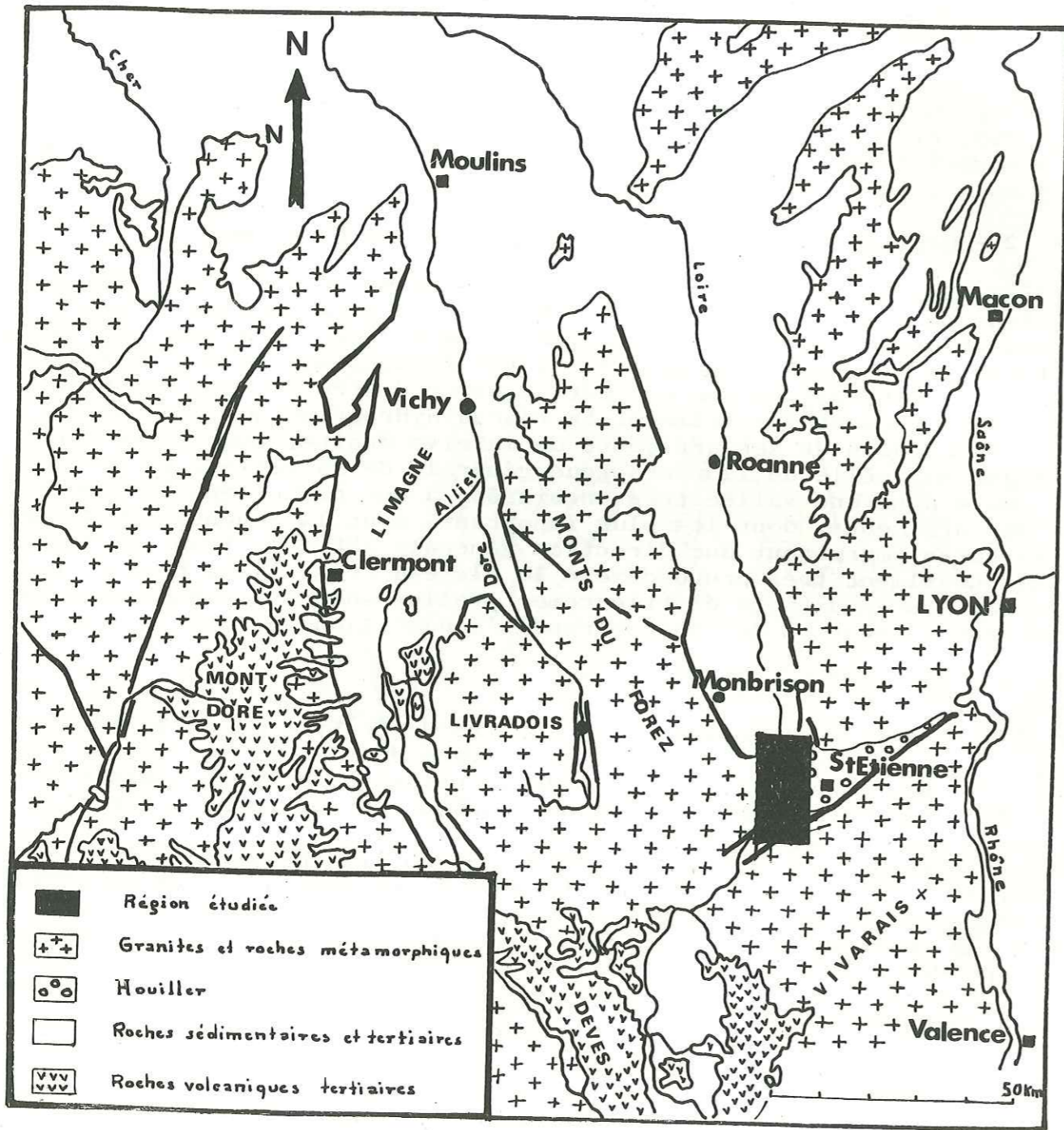
I 2 - CADRE GEOLOGIQUE

I 21 - Travaux antérieurs

Les granites étudiés se situent au point de rencontre de cinq unités géologiques différentes qui sont :

- au Nord, les formations sédimentaires tertiaires du bassin du Forez et les séries cristallophylliennes des monts du Lyonnais ;
- à l'Est, les terrains houillers stéphanois non métamorphiques et les schistes cristallins du Pilat ;
- au Sud, le complexe granito-migmatitiques du Forez dont fait partie le granite hétérogène du Velay. L'ensemble de ces formations granitiques, cristallophylliennes ou sédimentaires a fait l'objet de nombreuses recherches. L. GRUNER (1857) donne une première description géologique du département de la Loire et du bassin houiller (1882).

Fig 2 Situation géographique de la zone étudiée à l'Est du Massif Central



P. TERMIER (1892) publie la première édition de la carte au 1/80 000 de Monistrol. P. TERMIER et G. FRIEDEL (1906) considèrent les gneiss de la bordure Est de St-Etienne comme étant des nappes charriées. G. FRIEDEL et F. GRANDJEAN (1910) étendent la notion de nappe aux micaschistes de la région de Cizeron (nappe B) et au granite de St-Just (nappe C). Ces nappes se trouveraient sous la nappe A (gneiss en bordure Est du bassin). A. DEMAY (1943) dans la deuxième édition de la carte au 1/80 000 de Monistrol, reconnaît également trois nappes :

- la nappe inférieure constituée par les micaschistes qui prolongent les micaschistes de St-Etienne ;
- la nappe supérieure du granite de la Gampille qui serait charriée ou poussée tangentielllement sur les précédentes. Le granite de St-Just est bien différencié du granite de la Gampille et considéré comme un granite de base alors que le granite de Cizeron est rattaché au substratum. Le granite de la Gampille et les gneiss de Montrambert trouveraient leur origine dans la zone lyonnaise. J. RAVIER et M. CHEVENOY (1963) mettent en évidence l'importance des accidents cassants dans la série cristallophyllienne du Pilat. La faille du Pilat est responsable de la mylonitisation des gneiss de la bordure Est du bassin houiller. Ces deux auteurs mettent en doute "l'hypothèse de nappes horizontales empilées". L'existence du houiller s'explique par les grandes dislocations de direction varisque, qui fragmentent le socle de toute cette partie du Massif Central. R. CHARRE (1969) reconnaît l'identité des granites de St-Just, Cizeron, Gampille et définit trois grands épisodes dans l'évolution géologique de la région :

- un épisode ancien caractérisé par un métamorphisme barrovien de type lyonnais. L'intrusion des granites à biotite de St-Just-Cizeron-Gampille serait postérieure à cette phase ;
- un épisode varisque qui débute par une rétomorphose générale et qui se poursuit par un métamorphisme de type Abukuma. Celui-ci conduit à la formation des gneiss du Pilat et se termine par la mise en place des granites à deux micas syntectoniques. Pendant ce temps, une phase tectonique détermine des plissements d'axe NNE, et provoque l'effondrement du bassin houiller. Un important mouvement de tension se développe dans ce bassin et provoque des cassures importantes. Enfin, une phase pegmatitique, hydrothermale (filons quartzeux) et volcanique marque la fin de l'épisode varisque ;
- un épisode tectonique lié à l'orogénèse alpine amène une deuxième dislocation du socle et l'effondrement du bassin tertiaire du Forez. Sur les secteurs proches du nôtre, nous mentionnerons les travaux suivants : Ph. GLANGEAUD (1910) sur les formations tertiaires du bassin du Forez ; J. PETERLONGO (1960) qui étudie les terrains cristallins des monts lyonnais. Il distingue une série ancienne à dominance pélitique (série des monts lyonnais) et une série volcanique et pyroclastique dévonienne qui affleure au Nord de la série du Lyonnais et qui repose en discordance sur cette dernière. Sa base est affectée par un métamorphisme léger à la fin du Dévonien. J. MAISTRE (1963) qui reprend les études antérieures sur le Houiller stéphanois et qui distingue deux ensembles :

- l'ensemble dit de Comble Nord puissant de 1 700 m qui comprend le faisceau de la Péronnière, les poudingues de Grand-Croix et de Sorbier. Cet ensemble correspond aux étages de Rive de Gier, des Cévennes et des Cordaïtes ;
- l'ensemble de St-Etienne (3 000 m) charrié sur l'ensemble de Comble Nord ; cet ensemble comprend les couches de St-Etienne et la "formation ambiguë" Autuno-stéphanois.

Le complexe granito-migmatitique du Forez quant à lui a fait l'objet de recherches récentes. H. LABERNADIERE (1961) distingue dans la région d'Ambert une phase de métamorphisme antéhercynienne et une phase de métamorphisme hercynienne.

La première correspondrait à un métamorphisme, une migmatisation et une granitisation de type porphyroïde. La seconde phase correspondrait à la migmatisation vellave (granite hétérogène du Velay) avec une intrusion de granite à deux micas, une rétro-morphose des migmatites, des venues pegmatitiques ou microgrenues, enfin la mise en place de grands filons de quartz. B. CLAVEAU et G. RATSIMBA (1973) dans leur étude des granites et des formations associées dans la région de Monbrison relèvent une continuité entre gneiss-migmatites-granites d'anatexie. Ils s'appuient sur les observations suivantes :

- "identité de l'aspect morphoscopique des mobilisats granitiques liés aux migmatites, du granite à biotite, du granite à cordièrite" ;
- "concordance nette des structures métamorphiques et de la zone granitisée" ;
- "non différenciation des caractères chimiques des minéraux."

Ces auteurs admettent "une liaison nette entre métamorphisme et anatexie" dans le temps et dans l'espace. L'ensemble appartiendrait à un même cycle rattaché peut-être à celui de type "dalradien présent au sein du noyau arverne". A. GOURGAUD (1973) comme H. LABERNADIERE, admet deux phases de métamorphisme dans la partie Sud du Forez. Le premier métamorphisme affecte une série sédimentaire du type flyschoidé et engendre la formation des gneiss et des migmatites dépourvus de cordièrite. Le second métamorphisme est "essentiellement thermique". Il provoquerait la granitisation "essentiellement à cordièrite du Velay". Comme les autres auteurs, il distingue deux types de granites post-migmatitiques : granites extravasés et leucogranites.

I 22 Résumé des connaissances antérieures :

Au terme de cette rapide revue des travaux, on peut retenir les points suivants, en ce qui concerne les différentes phases géologiques :

- 1°) - Dépôts sédimentaires dans le bassin arverne :  
Ce sont des sédiments pélicoliques gréseux qui comportent des niveaux marneux et des intrusions de roches basiques ou rhyolitiques.
- 2°) - Métamorphisme général de type Barrow qui provoque la formation des micaschistes, gneiss, amphibolites (série des monts du Lyonnais). Il se situe dans la zone des micaschistes inférieurs (LABERNADIERE 1961). Ce métamorphisme s'accompagne d'une phase tectonique intense qui donne des plans isoclinaux couchés (R. CHARRE 1969).
- 3°) - Mise en place des granites porphyroïdes, postérieurs au métamorphisme général : granite de St-Just, Cizeron, Gampille (R. CHARRE 1969) et de type cévenol (LABERNADIERE 1961).
- 4°) - Rétromorphose générale dans le faciès schistes verts. Elle se situe au début de l'épisode varisque.
- 5°) - Métamorphisme thermique :  
Ce métamorphisme amène l'édification d'une série gneissique complète dans le faciès saussurite et amphibolite à cordièrite (Pilat) et une granitisation à biotite-cordièrite (Velay). Notons que la granitisation vellave dans la région de Monbrison appartient selon B. CLAVEAU et G. RATSIMBA (1972) au cycle du métamorphisme fondamental.
- 6°) - Mise en place des granites tardi-migmatitiques syntectoniques (granites à deux micas).
- 7°) - Fractures importantes de direction hercynienne qui provoquent l'effondrement du bassin houiller. Poursuite d'actions tectoniques pendant et après le comblement de bassin et charriage de son compartiment Sud vers l'WSW sur une distance d'environ 9 km suivant la faille de décrochement E-NE de Caramantrant et de Ricolin.
- 8°) - Contrecoups de la tectonique alpine :  
Effondrement du bassin tertiaire du Forez, dépôts lacustres (conglomérats et sables argileux), manifestations volcaniques.

I 23 - Caractères Généraux des granites étudiés :

Les formations granitiques étudiées se répartissent en trois grands groupes pétrographiques qui sont :

- le granite hétérogène du Velay qui fait partie de l'ensemble granito-migmatitique du Sud-Forez ;
- les granites à biotite porphyroïdes de St-Just, Cizeron et Gampille ;
- les granites syntectoniques à deux micas connus sous le nom de "leucogranites".

Le granite hétérogène du Velay appelé encore granite fondamental par P. LAPADU-HARQUES est un granite à biotite et cordièrite. Il se caractérise par son aspect migmatitique (association de faciès son feldspath potassique. Il se présente sous trois aspects : sombre, bléuté ou clair. Le grain est fin, moyen ou grossier. Mais quelque soit le faciès, on rencontre de nombreuses enclaves de nature variée. Suivant les indices de J. JUNG et BROUSSE (1967), ce granite apparaît comme une granodiorite ou un granite monzonitique (faciès habituel) ou encore comme un granite subalcalin (faciès clair, mobilisats). Les mesures chronologiques effectuées sur trois biotites prélevées dans notre secteur, par Y. VIALETTE donne un âge qui se situe entre 262 et 287 MA, ce qui correspond à un épisode hercynien. La datation faite sur zircon du granite d'anatexie à grain moyen donne 407<sup>±</sup> 8 MA, ce qui le situe au Silurien. On trouve respectivement 1 254<sup>±</sup> 29 MA et 1 197<sup>±</sup> 32 MA pour le faciès migmatitique à texture stromatitique et l'enclave gneissique à biotite. Enfin, on a dans une autre enclave de gneiss ocellé à biotite et grenat, 458<sup>±</sup> 10 MA ce qui correspond au Calédonien moyen.

Les granites porphyroïdes à biotite de St-Just, de Cizeron et de Gampille sont de petits massifs intrusifs dans les séries cristallophylliennes. Ils apparaissent comme des granodiorites très homogènes et peu riches en enclaves. Ces roches sont affectées par une rétro-morphose générale de faciès schistes verts. Les trois massifs sont identiques pétrographiquement. Les mesures géochronologiques, sur zircons, donne un âge de 414<sup>±</sup> 9 MA pour le granite de St-Just et 413<sup>±</sup> 9 MA pour le granite de la Gampille, ce qui correspond au Silurien.

Les granites à deux micas sont des roches à grain fin ou moyen. Leur paragenèse est constante (quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite-muscovite, andalousite, cordièrite). Nous avons distingué :

- les leucogranites habituels,
- le granite de Collonge,
- les granites à deux micas "en bancs",
- les granites gris en filon (granites extravasés).

B. CLAVEAU et G. RATSIMBA (1972) qui ont daté les leucogranites de la région de Monbrison ont trouvé un âge moyen de 287 MA. Les leucogranites seraient hercyniens et se seraient mis en place au début du stéphanien. Enfin, tous les granites sont très cataclasés. Cette cataclase est la conséquence des diverses phases tectoniques qui s'échelonnent depuis la période hercynienne jusqu'au Tertiaire.

I 3 - But de l'Etude :

L'objet initial de cette thèse devait être essentiellement la cartographie et l'étude pétrographique des granites de la bordure Ouest du bassin houiller de St-Etienne. Toutefois, au fur et à mesure de l'avancement de nos recherches, celles-ci se sont de plus en plus orientées vers l'étude du comportement de quelques éléments majeurs et en traces au cours des diverses phases de granitisation et de migmatisation qui ont caractérisé l'histoire géologique de notre région.

Cette étude n'est bien sûr pas complète et aurait mérité de plus amples développements. Nous espérons qu'elle pourra néanmoins servir à la fois de base de discussion et de base de départ à de nouvelles recherches.

I 31 - Méthode de travail :

L'étude du terrain a porté sur l'observation des différents faciès, sur la cartographie au 1/25 000 des différents types de granites et sur l'échantillonnage, dans la mesure du possible, systématique, de chaque type de roche. Au Laboratoire, nous avons étudié 115 lames minces, et effectué un grand nombre de plaques colorées. Quinze analyses chimiques ont été effectuées à l'Institut DOLOMIEU de GRENOBLE.

Nous avons également tenu compte de celles de R. CHARRE qui a étudié les mêmes formations en 1969. Quelques minéraux ont été triés, mais ils n'ont pu être étudiés que très partiellement.

Enfin, nous avons dosé Fe, Ti, Ca, K, Ba, Rb, Sr par fluorescence X sur 90 échantillons à l'Institut DOLOMIEU de GRENOBLE.

==||==||==||==||==||==||==||==

CHAPITRE II

ETUDE PETROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DES DIFFERENTS GRANITES



Lonc E46 Fig 3

x 3.5

Structure grenue orientée  
 dans un faciès migmatitique  
 avec grandes lamelles de  
 biotite, plagioclase sericitisé  
 cordiérite altérée.

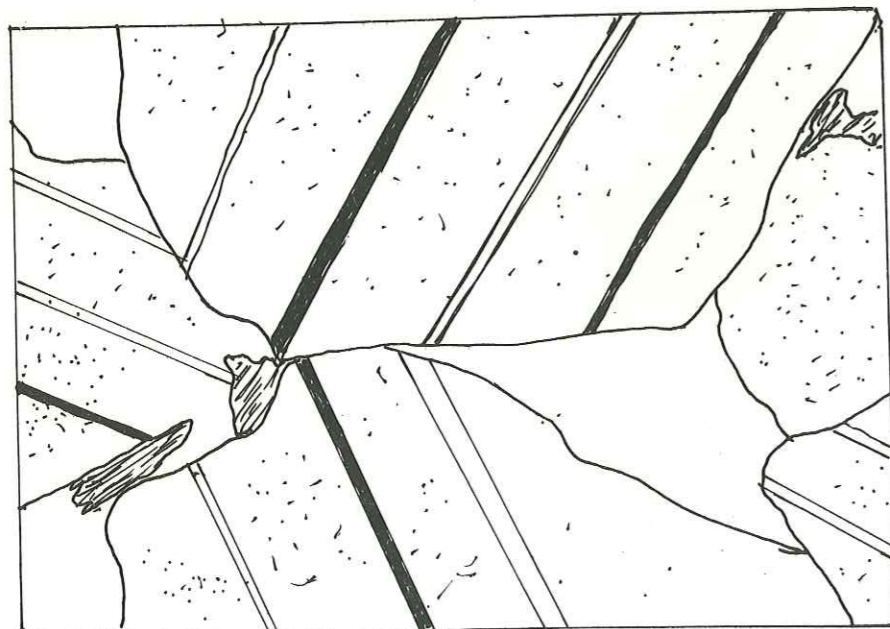


Fig 4

L.N. E22

x 3.5

Structure grenue  
 jonction de trois  
 tablettes de plagioclase  
 fines paillettes de biotite.

2 - 1 - LE GRANITE HETEROGENE DU VELAY.

2 - 11 - Situation géographique.

On entend par granite du Velay, un vaste complexe granito-migmatitique qui s'étend du Forez aux Cévennes méridionales. Ce massif est limité à l'Est, par le bassin houiller de St-Etienne, le bassin tertiaire du Forez et les séries cristallophylliennes, à l'Ouest par la Limagne et les formations cristallophylliennes et volcaniques du Haut-Allier. Ce complexe se situe tout entier dans le noyau arverne qui est, selon M. CHEVENOY - 1974 - un "fragment probable d'une chaîne cadomienne". La partie de ce massif que nous étudions, se situe à l'extrême Sud-Est des monts du Forez, en bordure du bassin houiller de St-Etienne.

2 - 12 - Relations avec les autres formations.

Le granite du Velay constitue, dans la région de St-Rambert-Chavagneux, le socle sur lequel reposent les argiles sableuses du Stampien. Il est également en contact avec trois unités géologiques différentes :

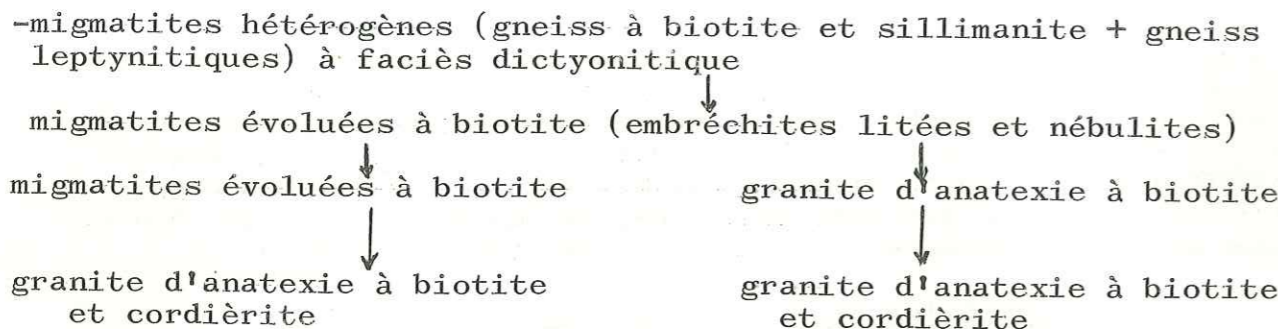
- avec le granite à deux micas de Chambles, le contact est franc (Sud Chavagneux) ou progressif ; dans ce dernier cas, le granite du Velay prend un faciès clair qui devient progressivement sombre au coeur du massif. Il se charge également de fines paillettes brillantes de muscovite, et les nodules de cordiérite se font plus nombreux. Cette zone de contact peut être suivie sur plus d'1 km sur la D 108, au Sud de Chambles ;
- avec le houiller, le contact se fait par failles (failles de Cornillon et des Gérard). Dans la région de Cornillon et du Pertuiset, les formations stéphaniennes butent contre les plans de faille. Ailleurs, la limite est peu visible ;
- avec les gneiss à deux micas andalousite-cordiérite, la limite est nette dans la région de St-Just-Malmont ; mais, avec les gneiss à biotite, sillimanite, cordiérite, il y a un passage progressif par l'intermédiaire des faciès anatectiques. Le granite du Velay contient également de nombreux filons de granite à deux micas, de quartz et de pegmatite.

2 - 13 - Caractères Généraux du granite du Velay.

La complexité du granite du Velay rend toute cartographie fine et toute description pétrographique rigoureuse peu aisées. En effet, les différents faciès que l'on est tenté de distinguer ont un contour flou et sont généralement imbriqués les uns dans les autres. Le caractère le plus frappant de ce granite est donc son hétérogénéité, l'incessante variation de ses faciès et la présence de nombreuses enclaves de nature, de taille et de forme diverses. La structure est aussi variée : gneissique, stromatitique, à schlieren, nébulitique ou grenue. La roche, qui peut être à grain fin, moyen ou grossier, a une teinte sombre, grise, bleutée ou claire. La distribution irrégulière de la cordiérite témoigne encore de la diversité des faciès de ce granite.

2 14 Description des faciès.

Les faciès du granite du Velay ont été présentés comme une suite évolutive qui va des gneiss au granite. Selon B. Claveau et G. Rat-simba (1972), l'évolution est la suivante:



Dans ces deux derniers types évolutifs, on voit que la cordièrite n'apparaît que dans les termes extrêmes de la migmatisation. Au Sud du Forez, la faible extension du granite d'anatexie à biotite et l'absence apparente du passage de ce faciès au granite d'anatexie ont conduit A. Gourgaud (1973) à adopter les schémas suivants: migmatites hétérogènes → migmatites évoluées → granite d'anatexie. Nous avons aussi distingué trois faciès principaux. Cependant, à la différence de ce dernier auteur, nous avons regroupé migmatites évoluées et granites d'anatexie sous le même terme de migmatites grossières, la frontière entre ces deux types de roche étant difficile à définir. Nous avons également détaché les faciès clairs sous le terme de granitoïdes leucocrates. Enfin, les migmatites hétérogènes sont décrits sous le nom de migmatites fines.

2 14 1 Les migmatites fines.

Nous groupons sous ce terme les roches d'aspect schisteux, autres que les gneiss périphériques du Sud de Firminy, ainsi que les diverses enclaves schisteuses et les roches à structure migmatitique au sens de Sederholm (1908), c'est-à-dire des roches où cohabitent un matériel à tendance granitique et un matériel cristallophyllien. Les migmatites fines sont généralement de couleur sombre et sont très riches en biotite et en cordièrite. Ce sont les termes les moins évolués des faciès du Velay, c'est à dire qu'ils ont été les plus réfractaires à la granitisation vellave. Elles se répartissent en quatre sous-faciès.

a) Les migmatites à biotite et cordièrite.

Ces roches affleurent surtout au lieu dit Pierres Blanches de part et d'autre du ruisseau de Moulina au Sud d'Aurec-sur-Loire. Elles présentent une texture schisteuse et une teinte vert-sombre. De petits amas quartzo-feldspathiques s'allongent suivant la foliation. Ces amas s'épaississent et forment de véritables petits lits de 1 à 2 cm d'épaisseur vers le fond de la vallée du Moulina ou à l'approche des migmatites à structure stromatitique.

Aspect microscopique (E 32) :

- plagioclase altéré (An 12-20) en cristaux à bords corrodés par le quartz. Il est souvent poécilitique et séricitisé;
- feldspath potassique peu abondant en plages xénomorphes; il s'associe au quartz et au plagioclase pour former des yeux quartzo-feldspathiques;
- biotite altérée en chlorite. Elle se présente en lamelles dans les

lits micacés ou forment des cloisons autour des amandes quartzo-feldspathiques ;

- cordièrite entièrement pinitisée de couleur jaunâtre. Elle est presque toujours associée à la biotite dans les lits micacés ;
- muscovite secondaire et séricite qui se développent aux dépens de la cordièrite et des plagioclases ;
- minéraux accessoires : apatite, zircon et minéraux opaques le long des clivages de la biotite. L'intense altération de la biotite et de la cordièrite laisse penser que la roche a subi un phénomène de rétro-morphose après la phase majeure de la migmatisation vellave.

b°) - Les migmatites à structure stromatitique.

Le plus grand affleurement se trouve sur la D 47 au niveau du pont sur le Moulina. Ces roches relaient les gneiss à biotite et cordièrite qui les surmontent. La roche est constituée par une alternance de lits clairs et de lits sombres, d'épaisseur variable. Ces lits sont assez plissotés. De gros nodules de cordièrite apparaissent çà et là, contribuant à perturber la structure générale. Le passage migmatites stromatitiques - faciès granitoïdes du Velay n'a pas été observé. Un autre affleurement est visible au Sud de la ferme "Le Marais" à 2 km environ au Sud-Est de la Chapelle d'Aurec. La roche est constituée par une alternance de lits clairs et sombres. Le grain est très fin et la cordièrite toujours présente.

Aspect microscopique :

L'échantillon E 46 a été pris dans l'affleurement du pont sur le Moulina. La lame mince montre dans le leucosome une structure grenue avec :

- quartz interstitiel grenu, xénomorphe ;
- plagioclase automorphe, généralement mâclé albite-carlsbad. Certains individus ont leur bordure rongée par du quartz ;
- feldspath potassique peu abondant en plages xénomorphes ;
- biotite fraîche ou en voie d'altération dans la mésostase ;
- cordièrite automorphe, peu ou pas altérée, parfois mâclée ; elle contient, en inclusions de la biotite et, plus rarement, du quartz ;
- muscovite secondaire et minéraux accessoires (apatite, zircon) ; dans les lits sombres, on observe :
- biotite en petites lamelles orientées, qui présentent un pléochroïsme jaune à brun rouge ;
- cordièrite xénomorphe très altérée et ayant une teinte jaunâtre. Elle apparaît également en fuseaux entre les lamelles biotitiques ;
- plagioclase séricitisé automorphe ou xénomorphe ;
- sillimanite en fines aiguilles dans la cordièrite.

Nous retiendrons de l'examen de cette lame, l'existence de deux formes de cordièrite et la présence de la sillimanite. On a d'abord une cordièrite pinitisée ou séricitisée de teinte jaune que l'on trouve sous la forme de fuseaux ou de nodules poécilitiques dans les lits micacés. Ces caractères morphologiques sont identiques à ceux de la cordièrite des gneiss décrits ci-dessus. La deuxième forme de cordièrite est en cristaux automorphes, frais, parfois mâclés. Elle est très courante dans le leucosome. Ces deux formes témoigneraient de deux cristallogénèses successives. La première appartiendrait à la paragénèse des gneiss à biotite qui surmontent le faciès rubané. La biotite, très fraîche, semble cristalliser d'ailleurs à ses dépens. La deuxième forme, qui se présente en cristaux automorphes, serait contemporaine de la phase migmatitique. Quant à la sillimanite qui se trouve dans l'une ou l'autre, elle appartiendrait également à la paragénèse de la migmatisation vellave.

c) Les nébulites à cordièrite.

Ces faciès sont étroitement associés aux faciès précédents dont elles semblent constituer le terme de passage avec les faciès plus granitoïdes. Les lits micacés sont plus ou moins anastomosés. Il ne subsiste alors que des traînées sombres qui témoignent de la présence d'anciens lits micacés. La roche a parfois un aspect massif. La sillimanite y est plus abondante. Les affleurements les plus caractéristiques s'observent au-dessous des gneiss sur la D 47 après le pont de Moulina, ainsi qu'à l'amont de ce ruisseau sur le chemin de la Chapelle d'Aurec. Leur extension est cependant très limitée.

Aspect microscopique (E 28)

L'échantillon E 28 est pris à l'amont du ruisseau du Moulina au niveau du pont sur le chemin de la Chapelle d'Aurec. La structure est grenue avec:

- quartz interstitiel amiboïde ;
- plagioclase automorphe (An 22) contenant des inclusions de biotite. Il est partiellement séricitisé;
- feldspath potassique subautomorphe, souvent perthitique; il contient sous forme d'inclusions : biotite, albite; sur les bords des cristaux, on observe de nombreuses auréoles claires dans lesquelles se forme de la myrmékite;
- biotite généralement fraîche qui se présente en lamelles très pléochroïques; son altération en chlorite s'accompagne de la formation de la sagénite et de minéraux opaques;
- chlorite provenant de l'altération de la biotite;
- muscovite secondaire;
- cordièrite en cristaux automorphes altérés ou non, ou en plages poéclitiques presque toujours pinitisées;
- sillimanite plus largement cristallisée; elle se développe en fines aiguilles dans les nodules de cordièrite et dans le feldspath potassique et dans la biotite;
- minéraux accessoires : sphène, minéraux opaques, zircon.

d) Les faciès anatectiques.

La roche décrite sous ce terme affleure au Nord de St-Just-Malmont. Elle constitue le terme de passage entre le granite du Velay et les gneiss à biotite, cordièrite, sillimanite. La limite avec ces dernières est assez floue. Cette roche se caractérise par sa richesse en biotite et son aspect folié qui est très marqué aux abords des gneiss. L'observation macroscopique montre, outre la biotite, de la sillimanite, du quartz, du feldspath et de la cordièrite.

Aspect microscopique

La plaque colorée d'un échantillon pris dans le ravin non loin de la ferme de l'Arzellier (E33) montre une structure litée, plissotée. En lame mince (E 17) on relève la paragenèse suivante :

- quartz interstitiel ;
- plagioclase automorphe, maclé albite-carlsbad, très légèrement séricitisé, parfois zoné, à bordure limpide;
- feldspath potassique très légèrement perthitique, assez souvent envahi sur sa bordure par la myrmékite;
- biotite fraîche qui forme des cloisons autour des plagioclases (E 17) ou qui se dispose en lits;
- sillimanite fine associée à la biotite dans les lits micacés ou en aiguilles dans les plagioclases;
- cordièrite en cristaux arrondis ou ovoïdes, assez pinitisés. Elle contient sous forme d'inclusions : quartz, biotite, sillimanite;
- muscovite secondaire;
- minéraux accessoires .

Les migmatites fines sont les roches les moins évoluées parmi les faciès du granite du Velay. Leur structure générale rappelle encore celle du matériel originel, en l'occurrence les gneiss à biotite et cordièrite. Au Sud des Sauvages, on peut observer d'ailleurs une suite continue: gneiss gris à biotite, cordièrite → migmatites à structure stromatitique → nébulites. Ces faciès possèdent la même paragenèse générale. On note toutefois que la biotite des gneiss est assez chloritisée et que la cordièrite est pinitisée. Dans les migmatites à structure stromatitique et les nébulites, la biotite est généralement très peu altérée. De plus, il apparaît y avoir deux générations de cordièrite. La sillimanite cristallise indifféremment aux dépens des deux formes de cordièrite, du feldspath potassique et de la biotite.

2 14 2 Les Migmatites grossières.

Nous regroupons sous ce terme, tous les faciès granitiques, à l'exception des faciès franchement leucocrates. Ces roches constituent les pôles évolués des nébulites décrites précédemment. Elles se caractérisent par leur texture grenue, équante ou hétérogranulaire et par leur plagioclase automorphe. Malgré une certaine homogénéité, on y observe localement des traînées floues de biotite. Les enclaves y sont encore abondantes. De grands panneaux de gneiss de 10 à 50 m subsistent encore à l'intérieur de la masse granitique. Nous noterons également l'existence de nombreux nodules de cordièrite de tailles diverses et qui sont distribués d'une manière irrégulière. Des mégacristaux de feldspath potassique de la "grosseur d'un poing" isolés dans la mésostase apparaissent çà et là. Nous distinguerons trois grands faciès en fonction de la grosseur du grain.

a) Les faciès à grain fin.

Ce faciès qui s'observe sporadiquement dans le faciès à grain moyen semble être une simple variation de ce dernier. D'extension très réduite (quelques dm à quelques m), on ne peut les cartographier. Les affleurements les plus nets se rencontrent au Sud de la route de Condamine. La roche de teinte gris-clair a une texture équante. On y observe: quartz grenu, plagioclase automorphe clair, feldspath potassique pouvant atteindre un demi-centimètre, biotite et muscovite. La cordièrite, qui se présente en petits cristaux verdâtres ou en nodules centimétriques sombres, est assez altérée.

Aspect microscopique (E 21)

L'échantillon E 21 a été prélevé en aval du Pont-Salomon sur la rive gauche de la Semène. Sa structure est grenue isogranulaire avec:

- quartz interstitiel xénomorphe ou grenu;
- plagioclase (An 25-35) en tablettes, plus ou moins altéré. Il présente sporadiquement un zonage avec un coeur séricitisé et une bordure limpide;
- feldspath potassique en plages xénomorphes, parfois perthitiques;
- biotite en petites paillettes très pléochroïques;
- chlorite provenant de l'altération de la biotite; elle contient sous forme d'inclusions de la sagénite et des minéraux opaques dans les plans de clivage;
- muscovite secondaire;
- myrmékite corrodant le feldspath potassique;
- minéraux accessoires, apatite, minéraux opaques, zircon à bordure arrondie en inclusions dans les autres minéraux.

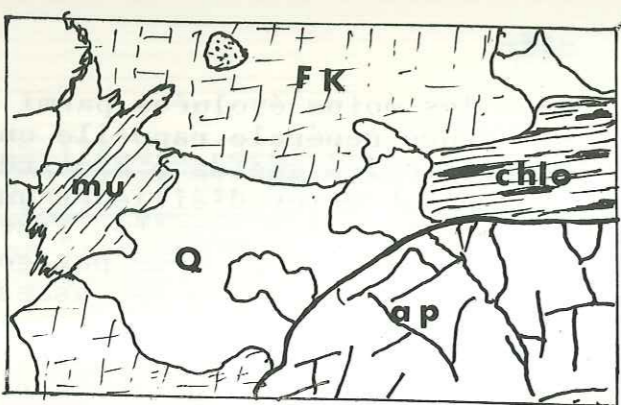


Fig. 5  
LH E 110 Facies clair  
de Chavannes.

FK. feldspath potassique  
mu muscovite  
Q quartz  
Ap apatite craquelée

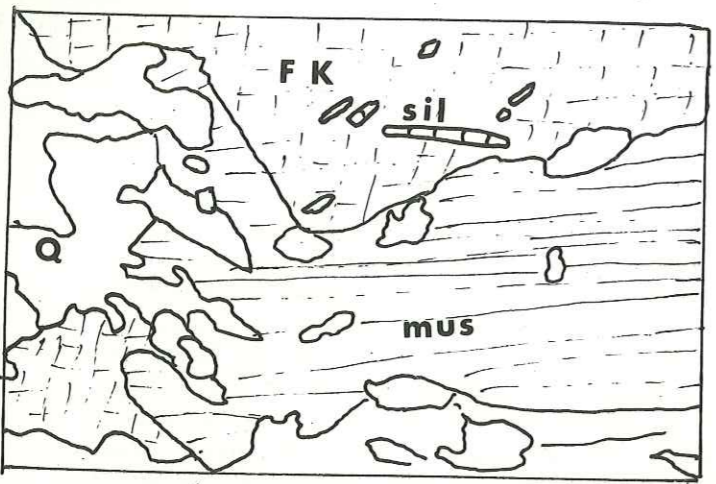


Fig 6  
LH E 17  
x 3.5  
Prismes de  
sillimanite dans  
le feldspath potassique

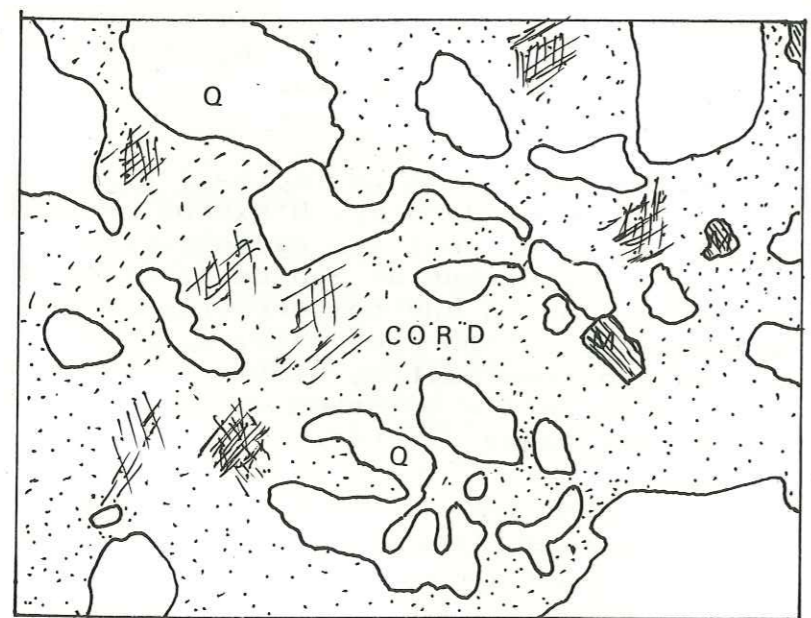


Fig 7  
LH. E 13'  
x 3.5  
Nodule de cordierite  
poecilitique et très  
pinitisé

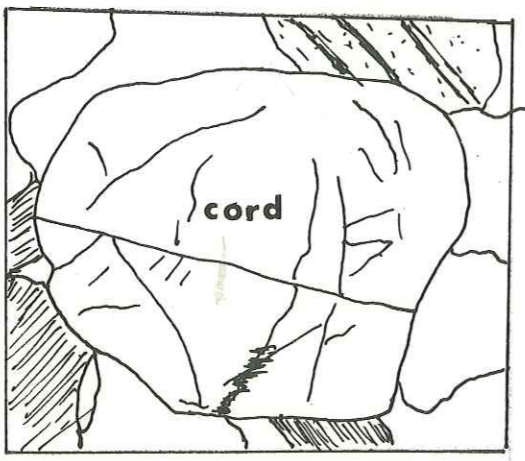


Fig 8  
LH. E 46  
x 3.5  
Cordierite fraîche  
automorphe dans le  
leucosome.

Les résultats du comptage de points de la lame E 21 et de l'étude de la plaque colorée sont consignés dans le tableau n° 1. Selon les indices de Jung et Brousse, nous avons un granite monzonitique leucocrate fortement quartzifère.

b) Les faciès à grain moyen.

C'est le faciès habituel du complexe granito-migmatitique du Velay. Il s'observe partout dans la zone étudiée. Le granite est généralement assez altéré. On peut signaler l'importante arène granitique de teinte beige dans laquelle est entaillée la N 88 au Sud-Ouest de Pont-Salomon ainsi que celle qui se situe non loin du croisement D 47 - D 47<sup>a</sup> au Nord de Monistrol et où une carrière a été ouverte. Les affleurements les plus frais de ce faciès se rencontrent le long des cours d'eau (Semène, Izeron-Loire), et surtout dans les carrières telles celles situées en bordure de la N 88 au Nord de Pont-Salomon et que nous décrirons. La roche fraîche a un aspect massif et une teinte gris-bleuté. Elle a une structure saccharoïde et l'automorphisme des plagioclases et des feldspaths potassiques est général. Le quartz incolore est globuleux. La biotite assez abondante a un reflet violet-sombre. Des taches de cordierite sont disséminées çà et là. Enfin, on y observe de nombreuses enclaves gneissiques mica-cées et finement grenues dont le contact avec le granite est généralement franc. Dans la première carrière, on peut remarquer dans la masse bleutée des zones claires riches en cordierite. Nous reviendrons sur la description de ces niveaux clairs par la suite.

Aspect microscopique (E 22, E 137).

La coloration sélective met en relief l'automorphisme du feldspath potassique dont les dimensions varient de 1 à 5 mm et qui n'est pas orienté. Le plagioclase, également automorphe, se présente en tablettes trapues (5 mm). En lame mince, la structure est grenue avec:

- quartz interstitiel en plages xénomorphes à extinction onduleuse;
- plagioclase en sections trapues; il se présente sous trois aspects: en cristaux automorphes peu altérés, maclés albite-carlsbad; en cristaux automorphes zonés à coeur séricitisé et à bordure transparente;
- petites plages claires dans les cristaux de feldspath potassique;
- feldspath potassique en plages xénomorphes ou automorphes parfois perthitiques et en bordure desquelles se développent des bourgeons de myrmékite;
- cordierite automorphe ou xénomorphe;
- biotite en lamelles rectangulaires, très pléochroïques ou en petites paillettes dans le plagioclase et le feldspath potassique. Elle est parfois partiellement altérée; il s'y développe alors de la sagénite;
- muscovite secondaire peu abondante;
- sillimanite en fines aiguilles dans le feldspath potassique;
- minéraux accessoires classiques : apatite, minéraux opaques, zircon. Nous signalerons en plus des minéraux cités ci-dessus: l'andalousite (E 20) et la tourmaline (E 16).

La composition modale des échantillons E 22 et 2 137 est consignée dans le tableau N°1. Selon les indices de Jung et Brousse nous avons un granite monzonitique leucocrate fortement quartzifère.

c) Les faciès sombres.

A quelques dizaines de mètres au Nord du pont de Tachon, sur le talus de la D 47, affleure une roche grenue sombre et très riche en biotite qui présente un reflet violet-sombre. La zone sombre est surmontée par une zone plus claire, également d'aspect saccharoïde pauvre en biotite et en cordierite. Le contact entre ces deux niveaux est assez rapide et horizontal. La plaque colorée révèle l'absence



de feldspath potassique. En lame mince (E 133) la structure est grenue, isogranulaire avec : quartz interstitiel, plagioclase automorphe (An 35), généralement peu séricitisé; biotite abondante en lamelles pléochroïques plus rarement chlorotisées, cristallisant entre les grains ou dans le plagioclase; cordièrite abondante, en cristaux automorphes; apatite, minéraux opaques et zircon constituent les minéraux accessoires. Les indices modaux de Jung et Brousse font apparaître une diorite leucocrate fortement quartzifère.

d) Les faciès porphyroïdes.

Il est fréquent de rencontrer dans la masse granitique à grain moyen des zones très riches en mégacristaux de feldspath potassique de 4 à 5 cm. Ces derniers sont parfois orientés et la trame micacée dans laquelle ils baignent, contribue à donner à la roche un aspect de gneiss ocellé. Les affleurements-types sont visibles à la côte 436 immédiatement en amont du petit barrage au fil de l'eau de l'Izeron, au Nord de Quéret, dans la zone dite le Chatelard, à proximité du lac de Grangent, dans la région du Pied, la croix du Trève et le Marais. Certains affleurements ont tendance à former des buttes allongées dans la topographie. Nous décrirons les affleurements de la Croix de Trève (Pifoy) et du Marais.

— la roche de Pifoy est constituée par une matrice grenue à grain grossier (1 cm) dans laquelle on observe des mégacristaux épars de 4 à 6 cm de feldspath potassique. Fraîche, cette roche a une teinte gris-bleuté. De nombreuses concentrations biotitiques noires de forme arrondie (5 à 10 cm) et d'enclaves sombres finement grenues contrastent avec la masse granitique. La cordièrite, assez abondante, cristallise en cristaux ou en nodules verdâtres. En lame mince (E 24) la structure est grenue, hétérogranulaire. La paragenèse générale diffère peu de celle du faciès à grain moyen décrit dans les carrières de la N 88. On a :

- quartz interstitiel grenu ou amiboïde. Il forme de petites inclusions dans le feldspath potassique;
- plagioclase automorphe (An 25) généralement peu altéré; parfois on observe des associations " en triple jonction": trois cristaux sont accolés par une de leurs bases, la soudure étant faite par du quartz;
- feldspath potassique xénomorphe ou automorphe souvent perthitique; les mégacristaux sont quelquefois maclés Carlsbad ;
- cordièrite en cristaux automorphes ou xénomorphes poécilitiques. Les cristaux automorphes présentent un coeur limpide gris en lumière polarisée et une bordure pinitisée jaunâtre;
- biotite en cristaux trapus, très colorée et en inclusions dans le plagioclase et le feldspath potassique;
- chlorite provenant de l'altération de la biotite et comprenant de très nombreuses aiguilles de sagénite;
- muscovite secondaire;
- sillimanite en prismes allongés ou en aiguilles fines dans la cordièrite;
- minéraux accessoires classiques : apatite, zircon.

— granite porphyroïde du Marais : au niveau de la ferme " le petit Marais", à 1 km environ au Sud-Est de la Chapelle d'Aurec, on observe dans une zone de 200 à 250 m de diamètre; de nombreuses boules de granite disséminées dans les broussailles. La roche se caractérise par son extrême richesse en mégacristaux de feldspath potassique de 5 à 6 cm liés par une matrice plus finement grenue ou parfois par de la biotite. Le lien avec le faciès habituel du Velay n'a pas été observé. Les caractères microscopiques sont identiques à ceux du granite de Pifoy, mais la cordièrite et la sillimanite y sont absentes.

2 14 3 Les granitoïdes leucocrates

Ils sont de trois types.

a) Les faciès leucocrates ou clairs des carrières de la N 88

Ce sont des niveaux clairs en bancs dans le granite bleuté du Velay. La roche est parsemée de nombreuses taches verdâtres de cordièrite. Cette cordièrite semble parfois être disposée elle-même en plan. Le contact avec le faciès bleuté est progressif. De loin la roche semble également constituée de quartz massif. La plaque colorée montre une structure grenue isogranulaire à plagioclase automorphe. En lame mince, la paragenèse générale est celle du faciès bleuté avec cependant une grande abondance de feldspath potassique et une pauvreté en biotite. La sillimanite est présente en prismes allongés dans le feldspath potassique. La muscovite, assez abondante, se développe aux dépens des plagioclases et des feldspaths potassiques. Les indices modaux de Jung et Brousse (E I39) placent la roche dans la famille des granites subalcalins hololeucrates fortement quartzifères. D'autres affleurements similaires sont visibles le long de la D 47 et aussi au Sud de Condamine.

b) Le faciès leucocrate à cordièrite de l'ancienne carrière de Chavannes.

Au niveau de Chavannes, affleure une roche grenue claire ou rosée très riche en nodules de cordièrite entourés quelquefois d'une auréole leucocrate. Ces nodules de cordièrite, de taille et de forme diverses sont irrégulièrement répartis. Certains semblent être disposés en plans et leur association avec des fantômes de schlieren et des loupes micacées confère à la roche une structure nébulitique. Aspect microscopique (E IIO).

Le structure est grenue à plagioclase automorphe avec:

- quartz interstitiel en plages amiboïdes, ou en cristaux arrondis corrodant les autres minéraux;
- plagioclase automorphe généralement assez altéré qui est un oligoclase An 25 ;
- feldspath potassique xénomorphe très souvent perthitique. Les mégacristaux sont généralement maclés Carlsbad. On y trouve sous forme d'inclusions : quartz en gouttelettes, biotite, albite en petites plages claires, sillimanite;
- biotite en petites paillettes pléochroïques ou en plages verdâtres très riches en sagénite. Elle cristallise également dans la cordièrite;
- muscovite d'origine secondaire pseudomorphosant feldspath potassique et cordièrite;
- cordièrite en sections automorphes ou grandes plages xénomorphes poécilitiques; elle est presque totalement pinitisée. Il s'y développe de grandes lamelles de mica blanc (gigantolite);
- sillimanite en prismes allongés dans le feldspath potassique ou dans la cordièrite;
- minéraux accessoires, apatite globulaire, zircon, sphène, minéraux opaques. Suivant les indices modaux de Jung et Brousse on a un granite monzonitique quartzifère.

c) faciès leucocrate à cordièrite de Cornillon

Ce faciès prolonge, sur la rive droite de la Loire, celui décrit par A. Gourgaud (1973). La roche de teinte rosée est très pauvre en enclaves. Seule la cordièrite en taches ou en cristaux verdâtres est disséminée çà et là.

ANALYSES MODALES DU GRANITE HETEROGENE DU VELAY

n° ech	E 28	E 20	E 21	E 22	E 67	E 71	E 75	E 117	E 121	E 133	E 137	E 60	E 110	E 134	E 139
quartz	36,3	26,4	33,3	27,5	17	33	22	48,2	31	43	25,5	28,7	22,1	31,7	25,5
feldspath	5,3	26,4	28,3	27,8	23	29,8	23,8	29,5	2,8		35,2	22,9	29,1	39,2	43,2
plagio	23	34,4	29,1	32,6	38	29,6	41	19,1	29,8	30,4	26,2	43,1	42,6	24,8	25,2
biotite	18,9		5,2		17,8		11,5			20,3		1,9	1	1,6	0,8
chlorite			2,6		0,8					1,5	0,3	0,9	0,6	0,1	1,8
muscovite	1,5		0,3		1,7							4,2	1	0,6	2,26
cordierite	14,6									4,2					
sillimanite	0,3												0,4		
apatite	0,3		0,1				0,3						1,7		
min. opa-	0,3									0,5			0,4		1
divers		12,8		12,7		7,8	3,2	3,2	11,4		12,7				
SAT	55,9	30,3	37,8	31,5	23,6	35	26	49,7	35,0	—	29,6	30,3	23,5	33,1	27,1
FELDS	19,8	45,2	49,3	46	36,8	50	41	66	48	—	57,3	34	40,6	61,2	63,7
COL	33,8	13	8,2	12,7	19	7,8	11,5	3	11,4	—	13	5,5	3,3	3,8	4,0

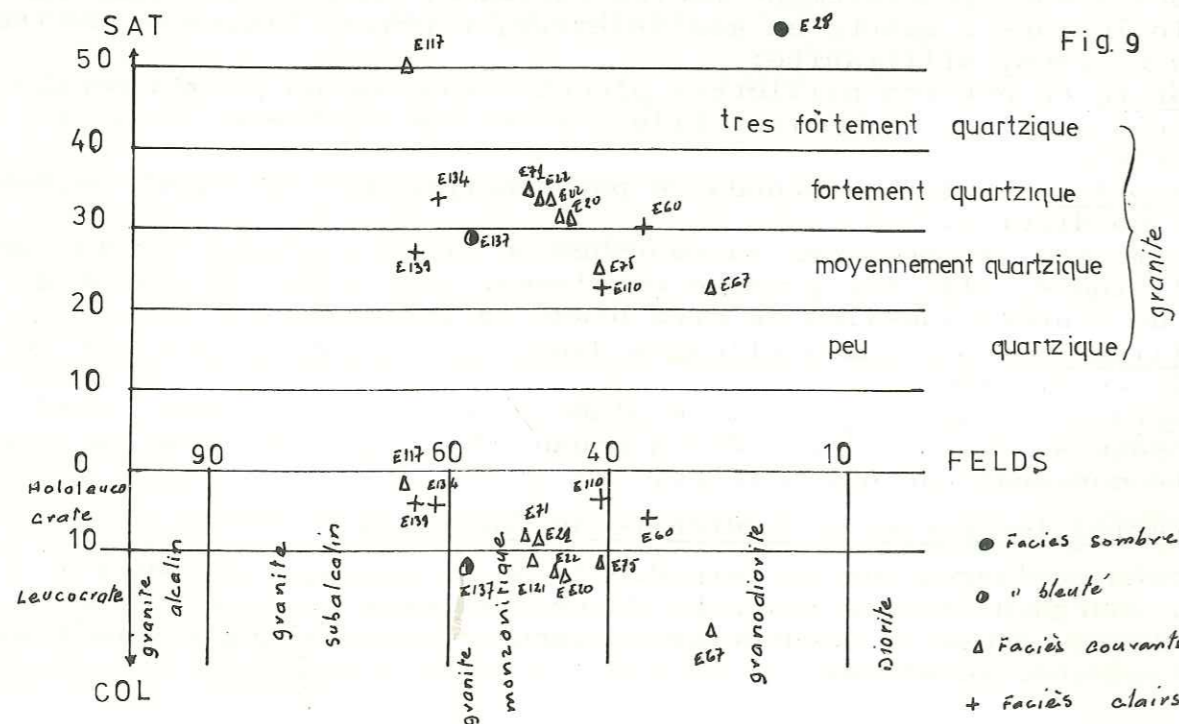


Fig. 9

La matrice granitique a une structure grenue très cataclasée. La biotite de teinte verdâtre forme des cloisons autour des feldspath potassiques. En lame mince ( E 74, E 130) la paragenèse est la suivante:

- quartz engrené, ou en gouttelettes dans le feldspath potassique;
- plagioclase automorphe, à plans de maculé parfois onduleux. Il est assez altéré;
- feldspath potassique très perthitique;
- biotite chloritisée d'allure flexueuse et formant des cloisons autour du feldspath potassique;
- cordierite présentant son habitus habituel; elle est très pinitisée;
- muscovite secondaire peu abondante. Elle pseudomorphose le feldspath potassique;
- minéraux accessoires (apatite, zircon, sphène).

Suivant les indices modaux, on a un granite monzonitique hololeucocrate très quartzifère.

2 15 Analyses modales du granite hétérogène du Velay.

Dix sept analyses modales ont été effectuées sur plaques colorées et lames minces. Si la paragenèse d'ensemble est la même, la proportion des minéraux cardinaux (feldspath potassique, plagioclase, quartz) ainsi que celle de la biotite, varient considérablement.

- quartz. Sa proportion varie de 17 à 42 %, avec toutefois une moyenne qui se situe autour de 30 %;
- plagioclase, il est également en proportion variable. Nous noterons sa forte proportion dans les échantillons E 60 et E 110. Cela s'expliquerait par le fait qu'il existe de l'albite dans ces roches et que ce minéral est compté avec les plagioclases calciques;
- feldspath potassique. C'est, du point de vue volumétrique, le plus fluctuant. Il discrimine bien les divers faciès. Ainsi les faciès sombres en contiennent très peu alors que les faciès leucocrates représentent les pôles les plus riches (E 134 et 139). Quant aux migmatites grossières, qui sont en fait les faciès-types du Velay, la moyenne du feldspath potassique se situe autour de 28 %, chiffre qui correspond à celui de A. Gourgaud - 1973.

- biotite et chlorite. Les faciès sombres E 133 et les nébulites E 28 sont constitués d'au moins 20 % de biotite. La quantité de ce minéral est beaucoup plus faible dans les migmatites grossières qu'on peut prendre comme faciès-type du Velay. Elle se situe autour de 12 %;
- cordierite. Sa distribution est extrêmement variable, avec un maximum de 14 % dans les faciès sombres (E 28, E 133).

Indices de Jung et Brousse:

- Les indices modaux sont calculés à partir de la composition minéralogique volumique et donnent les résultats suivants:
- les migmatites fines et les faciès sombres sont des diorites ou des granodiorites leucocrates fortement quartzifères;
  - les migmatites grossières tombent dans la zone des granites monzonitiques hololeucocrates fortement à très fortement quartzifères;
  - les granitoïdes leucocrates sont également des granites monzonitiques à tendance subalcaline.

2 16 Conclusion à l'étude macroscopique et microscopique

Le massif granitique du Velay est un ensemble très complexe où co-existent, de façon apparemment anarchique, des migmatites variées, des granites, des granitoïdes leucocrates et où subsistent de nombreuses enclaves de nature diverse. Il recoupe à l'Est les gneiss à biotite, sillimanite, cordièrite et les gneiss à deux micas, andalousite cordièrite. Le contact est généralement net et recoupant.

Les migmatites, qui ont des structures stromatitiques, à schlieren ou nébulitiques passent progressivement au faciès granitique à biotite. Celui-ci peut être à grain fin, moyen ou porphyroïde. Les granitoïdes leucocrates affleurent au sein des migmatites ou des granites soit en larges zones (Chavannes, St-Paul), soit en petits bancs intercalés à allure de mobilisats. Ils sont très riches en nodules de cordièrite. En lame mince et dans tous les faciès, deux paragenèses apparaissent. La première est constituée de quartz, plagioclase (An 20-35) feldspath potassique (orthose), biotite très pléochroïque, cordièrite, sillimanite, minéraux accessoires classiques (apatite, zircon). Localement on trouve andalousite et tourmaline.

La deuxième paragenèse est constituée par les minéraux d'altération rétro-morphique : muscovite secondaire, séricite, chlorite, sagénite. Le granite hétérogène du Velay apparaît du point de vue pétrographique et selon les secteurs, soit comme une granodiorite, soit comme un granite monzonitique ou encore comme un granite alcalin, ces différents types passant de l'un à l'autre de façon diffuse ou progressive.

2 17 Chimisme du granite du Velay

2 17 1 Généralités

Sept analyses chimiques ont été effectuées à l'Institut Dolomieu de Grenoble. L'échantillon E I09 représente l'auréole leucocrate autour d'un nodule de cordièrite. Il a été pris dans le granitoïde clair, très riche en cordièrite, de Chavannes (E IIO). Les échantillons E 137 et E 139 sont pris dans les carrières de la N 88, le premier dans le faciès bleuté - type du Velay, le second dans un niveau leucocrate riche en cordièrite intercalé dans le granite bleuté. Les échantillons E I33 et E 134 sont également prélevés au même endroit sur la D 47 au Sud d'Aurec-sur-Loire, à un mètre environ l'un de l'autre. Le premier est pris dans un granite sombre très riche en biotite et en cordièrite, le second, E 136, est prélevé dans un niveau clair pauvre en biotite et en cordièrite qui surmonte le niveau sombre. A partir des résultats bruts des analyses, on peut faire les remarques suivantes. Les échantillons E I09 et E IIO diffèrent par leur teneur respective en  $K_2O$ ,  $TiO_2$ . Leur valeur très élevée en  $K_2O$  de l'auréole reflète sa richesse en feldspath potassique. L'échantillon E 133 (faciès sombre) est nettement plus riche en  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$   $MgO$  que l'échantillon E 134 qui contient plus de  $SiO_2$  et de  $K_2O$ , cela est en accord avec la composition modale volumique. La même remarque s'applique aux échantillons E I37 et E 139.

2 17 2 Paramètres CIPW-Lacroix

Le faciès sombre (E I33) et le faciès bleuté (E 137) apparaissent comme des granodiorites, alors que les autres échantillons sont des granites monzonitiques hololeucocrates. Ce résultat est conforme à celui trouvé par l'analyse modale.

2 17 3 Diagramme fm-c-alc, fig 10

Les sept points se répartissent dans ce diagramme en deux aires. Dans le premier domaine, décalé vers le pôle fm, on a les points E I33 et E I37. Le second domaine englobe tous les autres termes leucocrates et se situe plus près du pôle alc. Enfin, si on raccorde ces aires, le domaine s'allonge selon une droite  $C=20$ , ce qui témoigne d'une relative homogénéité en  $CaO$ . Notons également que les gneiss à deux micas et andalousite, gneiss à biotite et sillimanite, faciès fin et faciès anatectique tombe non loin des points E I33 et E I37. On peut penser qu'il existe une certaine parenté génétique entre toutes ces formations et le granite du Velay. Enfin, on remarque également que notre aire de répartition correspond largement à celle du complexe granito-migmatitique du Forez (Claveau-Ratsimba 1972) A. Gourgaud (1973).

2 17 4 Diagramme  $CaO-K_2O-Na_2O$ , fig 11

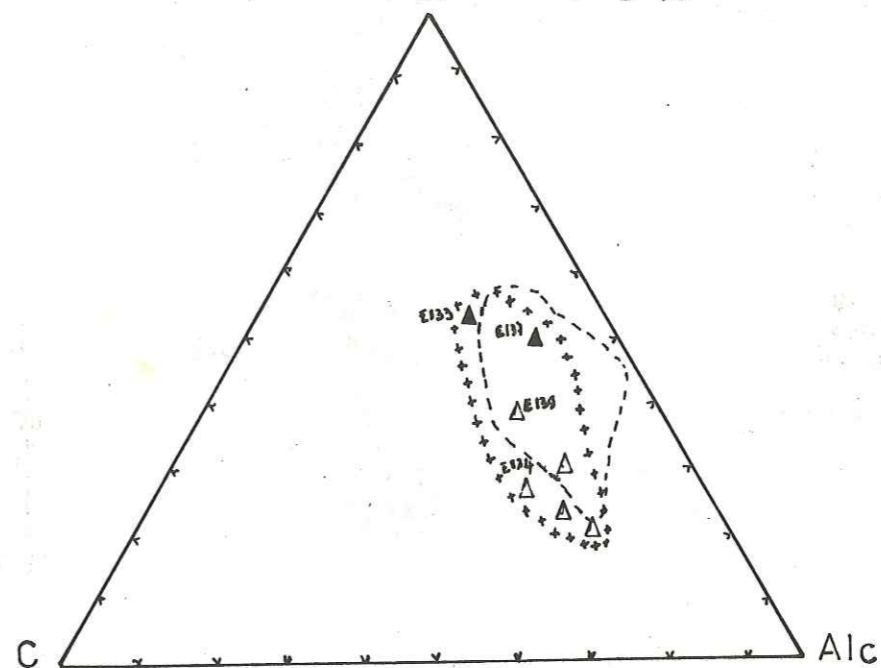
A l'exception de l'échantillon E I33, tous les autres sont bien regroupés. Ils se situent à l'intérieur de l'aire de dispersion du granite Velay-Forez donnée par B. Claveau et G. Ratsimba (1973). Le point E I33 apparaît ainsi comme un faciès particulier par sa richesse en  $CaO$ . Ce caractère persiste si on reporte les faciès migmatitiques des auteurs cités ci-dessus. Les faciès migmatitiques forment avec les granites un domaine allongé selon un axe  $CaO=25\%$ , c'est à dire que la variation porte sur le  $K_2O$  et le  $Na_2O$ .

Tableau n° II

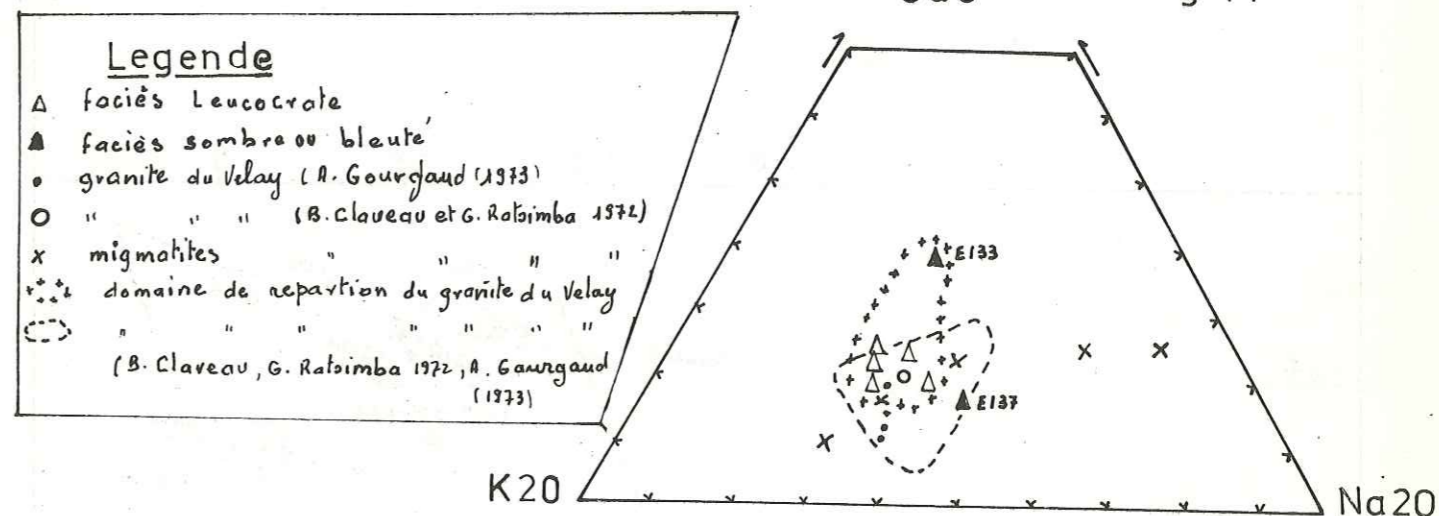
Analyses chimiques du granite hétérogène du Velay.

faciès	granitoïde crate de Chavannes	leuco: à cordiérite D47	faciès: clair N88	banç clair N88	faciès: clair Cornill.	faciès: bleuté N88	faciès: sombre D47
n° ech	E109	E110	E134	E139	E130	E137	133
SiO <sub>2</sub>	71,80	71,95	74,05	71,45	69,70	69,85	66,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	15,80	13,75	15,30	15,30	15,30	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,85	0,80	0,60	0,95	1,30	2,35
FeO	0,20	0,35	0,35	0,70	1,15	1,95	3,60
MgO	0,90	1,95	0,90	1,05	1,30	2,80	1,95
CaO	1,85	2,00	2,05	2,00	2,00	1,45	2,85
Na <sub>2</sub> O	2,80	2,70	2,45	2,85	3,75	3,25	2,10
K <sub>2</sub> O	5,00	3,90	4,00	3,60	3,70	3,00	2,60
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,25	0,40	0,45	0,35	0,50	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,25	0,20	0,35	0,25	0,20	0,60
MnO	traces	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,55	0,90	0,45	0,80	1,00	0,60	1,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,25	0,15	0,10	0,15	0,15	0,20
Total	99,55	100,15	99,60	99,30	99,25	100,45	99,60
Paramètres de NIGGLI							
si	383	382	423	377	335	311	286
al	46,7	49	46,2	48	43	40,0	37,5
fm	11	12	13	14	17,0	30,0	33
c	10,5	11	12,5	11	10,0	7,0	13
alc	31	27	28	26,8	28,7	22	28
Norme C.I.P.W. Lcroix							
p	1	1	1	1	1	1	1(3)
q	4	3	3	3	4	3(4)	3
r	2	2	2	2	2	2	2(3)
s	3	3	3	3	3	3(4)	3

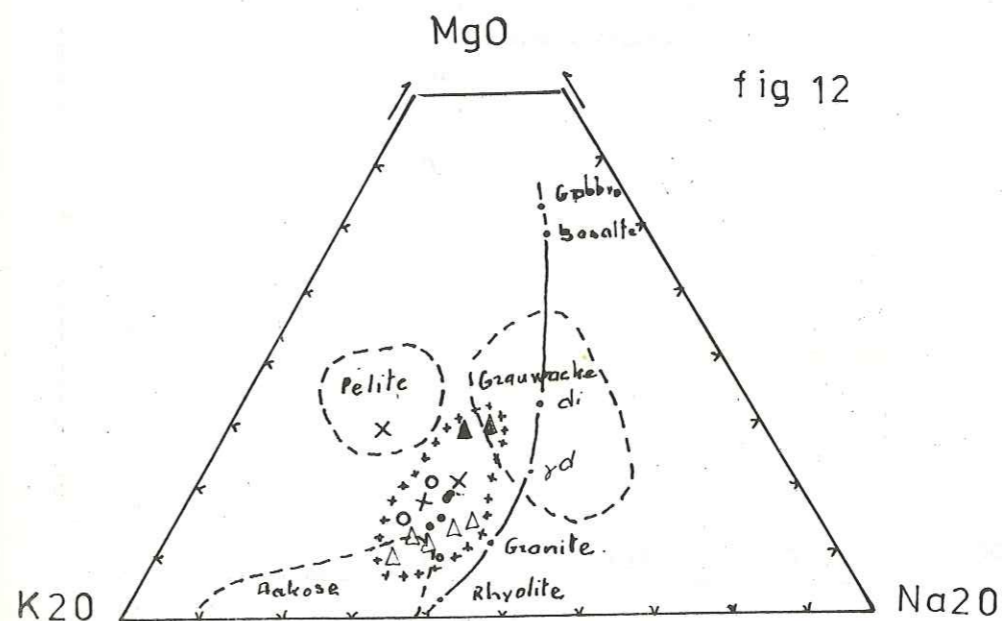
Fm fig 10



CaO fig 11



MgO fig 12





2 18 - LA CORDIERITE

Au terme de cette rapide étude pétrographique sur le granite du Velay, nous avons noté que la cordièrite était présente dans tous les faciès avec des formes diverses. Le mode de cristallisation de ce minéral a retenu l'attention de nombreux auteurs dont les opinions sont loin d'être identiques.

Nous aborderons ce problème de manière générale en l'absence d'analyses chimiques.

2 181 - Présentation :

La zone étudiée semble correspondre au "dôme" à cordièrite de B. CLAVEAU et G. RATSIMBA (1972) et de A. GOURGAUD (1973). En effet, ce minéral s'observe dans tous les faciès. Sa distribution est cependant très irrégulière. La cordièrite apparaît soit en nodules sombres, soit en taches ou en cristaux verdâtres dans la masse granitique.

-- Les nodules qui ont une taille de 2 à 5 cm sont de forme arrondie ou ovoïde. Ils sont quelquefois orientés suivant la "foliation" des niveaux leucocrates qui passent progressivement au granite interstitiel. Enfin, notons également que les nodules sont généralement assez altérés. On y observe, outre la cordièrite verdâtre, de la biotite, de la muscovite et du quartz. La plaque colorée ne révèle jamais de feldspath potassique mais montre, par contre, du plagioclase automorphe (E 20).

En lame mince, la paragenèse est la suivante :

- cordièrite en plages xénomorphes, poécilitiques et très pinitisées,
- produits phylliteux : il s'agit de grandes lamelles de micas blancs (gigantolite) qui pseudomorphosent la cordièrite ;
- biotite automorphe très pléochroïque ou en voie de chloritisation ;
- plagioclase assez rare ;
- minéraux opaques, zircon.

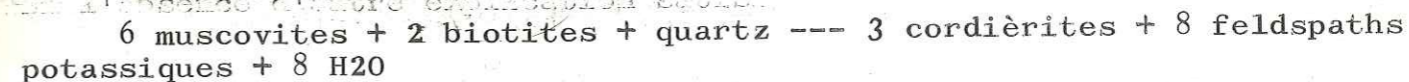
L'analyse modale d'un nodule de cordièrite d'un faciès à grain moyen donne :

Quartz	:	Biotite	:	Mica blanc	:	Cordièrite
45 %	:	2,60 %	:	43 %	:	9,40 %

A titre de comparaison, nous donnons l'analyse modale d'un nodule de cordièrite du granite d'anatexie du Forez donnée par B. CLAVEAU et G. RATSIMBA (1973, BC 76).

Quartz	:	Biotite	:	Mica blanc	:	Cordièrite
45 %	:	10 %	:	32 %	:	3 %

Il apparaît dans ces deux tableaux que l'altération de la cordièrite s'accompagne surtout de la production de mica blanc et de quartz. Dans les mobilisations hololeucocrates, le processus d'altération semble être le même mais il n'existe pas de biotite. L'altération de la cordièrite correspondrait selon les auteurs cités ci-dessus à la réaction de WINKLER :



En l'absence d'autre explication satisfaisante, nous admettons ce point de vue.

-- Les cristaux de cordièrite sont automorphes et généralement peu altérés. Ils sont très fréquents dans les migmatites fines et grossières. En lame mince, nous avons des cristaux limpides en lumière naturelle dont les bordures s'altèrent en produits jaunâtres ; on y observe de rares inclusions de sillimanite, quartz globuleux, biotite, zircon.

2 182 - Chimisme de la cordièrite :

La diffraction X ne nous a pas permis de relever les pics de la cordièrite. Cette étude fait apparaître, par contre, chlorite, muscovite, feldspath potassique et quartz.

En l'absence d'une analyse chimique effectuée sur la cordièrite dans notre zone, nous nous référons à celles de B. CLAVEAU et G. RATSIMBA et surtout à celles de A. GOURGAUD (1973). Ce dernier auteur a effectué une analyse d'un nodule et l'analyse de la cordièrite en cristaux.

Des différences apparaissent au niveau de la silice et de l'alumine. L'excès en SiO2 est attribué à la présence de nombreuses inclusions de quartz. La présence de potassium dans les deux analyses est due à l'altération en phyllites et à la biotite.

Enfin, dans l'ensemble, il n'existe pas une différence fondamentale avec les analyses publiées dans la littérature (DEER, HOWIE, ZUSMAN 1965). Les

rapports  $\frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}} = 45 \%$ , ce qui place la cordièrite du Forez dans

le type ferro-magnésien à tendance magnésienne.

2 183 - Origine de la cordièrite :

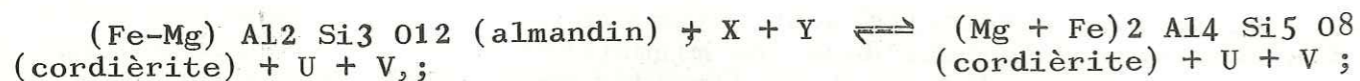
Diverses hypothèses ont été avancées quant à la formation de la cordièrite. Selon M. BOULE (1892) et A. MICHEL-LEVY (1893), elle semble résulter "de l'assimilation de gneiss à cordièrite par le granite". La cordièrite du granite du Velay selon R. BROUSSE (1957) ou A. WEISBROD (1962) pourrait cristalliser directement dans le granite. B. CLAVEAU (1972) admet cette dernière hypothèse, mais explique la formation d'auréoles leucocrates autour de la cordièrite, non par migration différentielle d'ions (apport de Fe, Mg, départ des alcalins), mais par mobilisation locale des ions Fe et Mg. Pour lui, l'auréole leucocrate se serait formée postérieurement au nodule de cordièrite. Enfin, les observations de A. GOURGAUD (1973) nous semblent les plus intéressantes. En effet, celui-ci distingue trois types de cordièrite :

a) - la cordièrite en grains automorphes qui se serait formée de façon précoce dans un bain silicaté, à la place de la biotite. Les conditions thermodynamiques, (température élevée), le chimisme du bain ainsi que la présence d'eau favoriseraient sa stabilité ;

b) - les nodules <sup>de</sup> cordièrite qui se seraient formés par "résorption des enclaves, nodules micacés et schlieren". L'élévation de température favoriserait la "déstabilisation" de la biotite et du grenat ainsi que l'apparition de la cordièrite. Le quartz, la biotite et la plagioclase observés dans ces nodules seraient les "témoins d'enclaves gneissiques résorbées". Le type de réaction invoquée serait celle de J.P. Von ELLER (1960) :

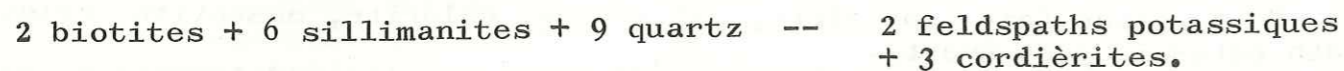


La cordièrite et le grenat (almandin) auraient un rôle complémentaire et l'on aurait, d'après J.F. TURNER, la réaction suivante :



X, Y, U, V représentant des phases diverses comme quartz, disthène, biotite, hypersthène, feldspath potassique;

c) - les bourgeonnements de la cordièrite le long des lits micacés à sillimanite se formeraient selon la réaction :



Le feldspath potassique n'apparaît pas et le K20 libre sert à la formation des phyllites et de la pinite, alors que la sillimanite peut subsister de manière rélictuelle dans la cordièrite.

Comme on le voit, les processus de formation de la cordièrite dans le granite du Velay invoquée par les auteurs sont à la fois variés et complexes. Pour notre part, en ce qui concerne les faciès étudiés, nous pensons qu'il est possible d'envisager deux générations de cordièrite :

- l'une se situant au début de la migmatisation vellave,
- l'autre contemporaine de cette dernière.

Cordièrite se situant au début de la migmatisation :

Il s'agit de la cordièrite altérée et poécilitique que l'on trouve dans la masse du granite. Elle semble s'être formée lors d'une première "montée thermique" affectant des roches cristalloglylliennes à biotite et grenat. La réaction de formation serait celle donnée par J.F. TURNER (1968) :



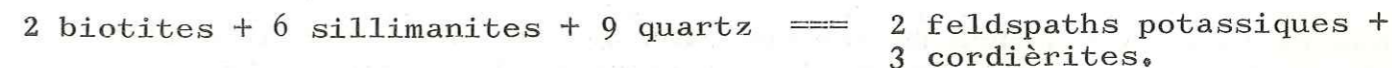
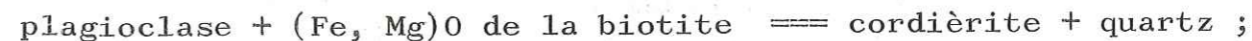
L'existence d'une grande enclave de gneiss à biotite et grenat almandin (sur laquelle nous reviendrons), non loin des gneiss à cordièrite de la Dent Blanche, pourrait appuyer cette hypothèse. En outre, nous avons aussi noté la formation de cordièrite dans les micaschistes à deux micas et grenat en bordure du granite à biotite de St-Just.

Cordièrite contemporaine de la granitisation vellave :

En fait, il s'agit de deux variétés : la cordièrite en cristaux automorphes et la cordièrite en nodules dans les faciès leucocrates.  $\frac{1}{4}$

- Les cristaux de cordièrite ont pu cristalliser directement dans un bain silicaté enrichi en Mg et Fe<sup>++</sup>. En effet, on note que ce sont les migmatites grossières qui sont les plus riches en cristaux automorphes et que ceux-ci ne sont pas entourés d'auréole leucocrate. Ainsi, dans ce cas, la cristallisation de cordièrite ne nécessiterait aucun transfert de Fe<sup>++</sup>, ni de Mg vers le germe qui est à l'origine du cristal.

- Les nodules ovoïdes des faciès leucocrates sont orientés comme les schlierens selon des plans de foliation et sont généralement entourés d'une auréole leucocrate. Ils renferment de la sillimanite et de la biotite, celle-ci étant toutefois plus rare. De la sorte, nous pensons que ces nodules ont dû prendre naissance lors de l'anatexie, dans d'anciens lits micacés à sillimanite par destruction des plagioclases, de la biotite et de la sillimanite, selon par exemple des réactions de ce type :



Selon cette réaction, une partie de K20 serait expulsée vers la périphérie du nodule et serait à l'origine de l'auréole leucocrate. Une autre partie permettrait la formation de phyllites. A l'inverse du "départ" de K20 vers la périphérie, il y aurait un "apport" de Mg et de Fe<sup>++</sup> en direction du nodule. Ce processus proposé par R. BROUSSE (1957) nous semble semble bien s'appliquer à ce type de cordièrite dont la cristallisation nous paraît contemporaine de celle des auréoles leucocrates qui l'entourent.

2 184 - Conclusion :

La cordièrite est largement cristallisée dans tous les faciès du granite du Velay, ainsi que dans les gneiss environnants. Dans les faciès migmatitiques du Velay, elle se présente sous trois formes :

- en nodules ovoïdes, arrondis et sombres,
- en taches verdâtres ;
- en petits cristaux automorphes verts.

Certains nodules sont bordés par une auréole claire qui passe progressivement au granite interstitiel à biotite. La cordièrite liée au granite du Velay, selon B. CLAVEAU et G. RATSIMBA (1972) et A. GOURGAUD (1973) est à tendance magnésienne. L'élévation progressive de la température au cours de la migmatisation vellave a amené, dans une première phase, l'apparition de la cordièrite dans les gneiss, soit par transformation de la biotite et de la sillimanite, soit par la réaction de J.F. TURNER (1968), à partir des gneiss à grenat almandin. Les premiers nodules subsistent sous forme de reliques (nodules poécilitiques très pinitisés). Puis, dans une phase paroxysmale, la cordièrite aurait pris naissance directement dans un bain silicaté en donnant les cristaux automorphes et les nodules de faciès leucocrates.

2 19 - LES ENCLAVES :

2 191 - Généralités :

Un des caractères les plus marquants du granite hétérogène à biotite du Velay est la présence de très nombreuses enclaves. Ces enclaves, qui sont de natures diverses, existent aussi bien dans les migmatites fines ou grossières que dans les granitoïdes leucocrates. C'est dans les migmatites fines qu'elles sont cependant les plus abondantes. Le contact avec la matrice granitique, généralement franc, peut parfois être progressif. La teinte sombre de ces enclaves tranche nettement avec l'aspect général du granite. Enfin, la diversité de leurs formes (arrondie, ovoïde, fusiforme, flexueuse, etc...) et de leurs tailles (1 cm à plusieurs centaines de mètres) est très remarquable.

Nous en distinguerons deux types :

- les enclaves de schistes cristallins ;
- les enclaves grenues.

2 192 - Les enclaves de schistes cristallins :

Ce sont les plus abondantes. Elles se rencontrent surtout dans les migmatites fines et dans les migmatites grossières. Leurs formes sont variées : ovoïdes, arrondies, flexueuses, fusiformes ; parfois, elles prennent l'aspect de têtards.

Grossièrement, elles se classent en quatre catégories :

- les enclaves migmatitiques ;
- les enclaves gneissiques ;
- les enclaves surmicacées et schlieren ;
- les enclaves quartziques .

2 1921 - Les enclaves migmatitiques :

Elles sont généralement de grande taille (1 m à 10 m) ; elles s'observent dans tout le secteur, mais surtout dans les zones suivantes : Sud du Plateau de Dance, Chapelle d'Aurec, Cubrisoles. Le contact de ces enclaves avec la masse granitique est généralement diffus. Sur le chemin qui mène à la papeterie du Crouset, on trouve une grande enclave de ce type (20 m) coincée dans le granite hétérogène. Le contact avec ce dernier est franc.

Macroscopiquement, les enclaves migmatitiques se présentent comme des roches à structure stromatitique (alternance de lits sombres et de lits clairs) ou nébulitique. Au microscope, (E 31), la paragenèse générale diffère peu de celle des migmatites fines.

Dans les lits micacés, on a biotite en lamelles orientées très pléochroïques ; quartz grenu ; plagioclase (An 25) en petites plages rectangulaires légèrement séricitisées ; cordièrite pinitisée, zircon, minéraux opaques ; dans les lits leucocrates, cristallisent quartz, plagioclase, feldspath potassique, parfois en mégacristaux, cordièrite en nodules poécilitiques, biotite, muscovite secondaire, apatite, zircon.

2 1922 - Les enclaves gneissiques

Très communes dans les migmatites fines et dans les migmatites grossières, ces enclaves ont généralement une taille décimétrique ou métrique. Certaines peuvent cependant atteindre plusieurs dizaines de mètres (gneiss de Cornillon). Elles ont une teinte sombre et le contact avec l'encaissant est franc. Du point de vue faciès, on peut distinguer deux types : les enclaves de gneiss gris et les enclaves de gneiss ocellés à biotite et grenat.

a) - Les enclaves de gneiss gris :

ce sont des roches de teinte grise ou vert-sombre à grain fin et à texture schisteuse. De forme arrondie ou ovoïde avec généralement un

aplatissement suivant le plan de schistosité. Ce type d'enclaves est souvent très altéré. On en observe un certain nombre, le long de la D47 au Sud d'Aurec-sur-Loire en forme de têtards, de teinte jaunâtre et qui s'effritent sous le marteau. Leur contact avec l'encaissant se fait par une mince couche rougeâtre dont il est difficile de déterminer la nature.

L'étude microscopique des enclaves gneissiques (E73 et E127) montre une structure granolépido-blastique et deux paragenèses successives. La première comprend : quartz grenu ou engrené, plagioclase très séricitisé, biotite chloritisée en petites paillettes orientées, minéraux accessoires (apatite trapue ou aciculaire, zircon, minéraux opaques). A. GOURGAUD (1973) qui a décrit ces types de roches met l'accent sur la basicité de leur plagioclase. J. DIDIER (1964) note la présence d'épidote, d'allanite, de calcite et plus sporadiquement d'amphibole et de pyroxène. Notons enfin que cette paragenèse correspond suivant la nouvelle classification fondée sur les isogrades dans les roches communes de G. HUIMUT, F. WINKLER (1970) au stade moyen de métamorphisme.

La deuxième paragenèse correspond à une rétro-morphose : séricitisation du plagioclase, apparition de chlorite et de muscovite. Le caractère rétro-morphique de ces enclaves qui s'oppose à la fraîcheur relative du granite du Velay et des autres types d'enclaves laisse penser que la rétro-morphose est antérieure à la migmatisation velaye. Elle pourrait être contemporaine de celle qui a affecté les séries cristallophylliennes des monts du Lyonnais.

b) - Les enclaves de gneiss ocellé à biotite et grenat.

L'unique enclave de ce type a été observé sur la D47 entre Aurec-sur-Loire et Tachon. C'est une enclave de forme ovoïde (5 x 3m), qui présente une texture ocellée (yeux de quartz et plagioclase). Les plans de foliation s'incurvent à la base de cette enclave. Le contact de celle-ci avec le granite hétérogène du Velay se fait par l'intermédiaire d'une couche micacée qui atteint 10 cm. Enfin, l'enclave est disposée perpendiculairement au plan de foliation de l'encaissant. L'observation macroscopique montre : biotite très abondante et très fraîche de teinte violet-sombre ; elle forme des cloisons autour des yeux clairs (quartz + plagioclase) ; cristaux rosés de grenat. La plaque colorée taillée dans cette enclave ne révèle pas de feldspath potassique.

En lame mince (E 135), la composition minéralogique est la suivante : - quartz globuleux souvent fissuré ; plagioclase en tablettes, (An 32-35) ; biotite en larges paillettes très pléochroïques orientées suivant la foliation principale : une deuxième direction oblique à la première est soulignée par des paillettes plus courtes et moins abondantes ; grenat en cristaux globuleux ou en plages poécilitiques ; la composition de ce minéral, calculée d'après les indices de réfraction et les mailles (H.G. WINCHELL 1958 in DHZ 1963 Vol. 1) donne :

maille	indice	almandin	pyrope	grossular	spessart.
11,5302	1,79	71	10	10	9

minéraux accessoires (apatite, minéraux opaques, sphène, zircon).

En résumé, nous retiendrons le caractère un peu particulier de cette enclave, la présence de deux générations de biotite et l'extrême richesse en grenat almandin. Le métamorphisme qui a affecté cette enclave est de faciès amphibolite.



2 1923 Les enclaves surmicacées et schlieren

Ces enclaves sont communes à tous les faciès du granite hétérogène du Velay. Ce sont de petits corps arrondis (1 à 10 cm) ou lenticulaires constitués, pour l'essentiel, de biotite et parfois biotite et sillimanite. Les loupes micacées sont généralement associées aux schlieren qui sont des zones très biotitiques, et diffuses dans la matrice granitique. Les schlieren sont presque toujours orientés suivant le plan de foliation de l'encaissant. Enfin, il n'est pas rare d'observer autour de certaines enclaves micacées des tâches verdâtres de cordièrite.

Du point de vue pétrographique, on a deux types :

- les enclaves à biotite,
- les enclaves à biotite et sillimanite + plagioclase + cordièrite.

Les lames minces taillées dans le premier type font apparaître les cristaux suivants (E 71, E118) : biotite fraîche en paillettes orientées très serrées ; elle forme plus de 80 % de la roche ; quartz en gouttelettes et plagioclase en mâcles polysynthétiques fines, parfois séricitisés, cristallisant dans les feuilletts biotitiques ; chlorite, apatite abondante, sphène, minéraux opaques, zircon.

Dans la lame (E 118), on a, en plus de ces minéraux, du grenat de teinte rouge. Le deuxième type s'observe dans tous les faciès. En lame mince, outre la biotite, on a : sillimanite en fines aiguilles groupées en faisceaux, plagioclase, cordièrite, quartz, oxydes de fer, muscovite. On rencontre plus rarement de la tourmaline.

2 1924 Les enclaves quartziques

Elles sont observées dans les migmatites grossières à faciès porphyroïde de Pifoy. Elles sont généralement entourées par une couche micacée. Macroscopiquement, la roche, qui est de teinte sombre, est très finement grenue. La lame mince (E 25) met en évidence une schistosité cristallophyllienne nette. La structure est granoblastique avec : quartz abondant, engrené, à extinction parfois onduleuse ; plagioclase (An 35) ; biotite en fines paillettes ; grenat en petits cristaux disséminés dans la mésotase ; minéraux opaques automorphes ; zircon.

2 1925 Conclusion à l'étude pétrographique des enclaves de schistes cristallins.

Les enclaves de schistes cristallins sont très abondantes dans le granite hétérogène du Velay. Elles présentent des caractères morphologiques et pétrographiques très variés.

Les enclaves migmatitiques, qui sont les plus volumineuses, s'observent surtout dans les migmatites fines et les migmatites grossières. Elles ont d'ailleurs, les mêmes caractères pétrographiques que celles-ci. La paragenèse est sensiblement semblable à celle des migmatites fines.

En ce qui concerne leur origine, elles représenteraient, selon J. DIDIER (1964), des niveaux d'ectinites analogues à celles aux dépens desquelles se serait produite l'anatexie responsable de la formation du granite. Il note également une certaine convergence chimique entre ces roches et le granite d'anatexie. A. GOURGAUD (1973) ne les différencie pas des faciès migmatitiques du granite hétérogène. Comme ceux-ci, ce sont des gneiss représentant "d'anciens horizons argileux ou des restites basifiés par l'anatexie". En l'absence d'analyse chimique et en nous basant sur les observations de terrain et de lames minces, nous pensons qu'il pourrait s'agir soit des témoins d'anciennes migmatites, soit des niveaux particuliers d'anciens gneiss plus ou moins basiques ayant résisté à l'anatexie.

Les enclaves de gneiss sont des roches peu évoluées. Elles se classent en gneiss gris et en gneiss ocellés à biotite et grenat.

Les gneiss gris, très répandus dans tous les faciès migmatitiques fins et grossiers ont une paragenèse peu variée (quartz, plagioclase, biotite, minéraux accessoires). Ils sont affectés par une rétro-morphose de faciès schistes verts qui semble antérieure à la migmatitisation vellave.

Les enclaves de gneiss gris sont interprétées soit comme des "niveaux lithologiques particuliers, réfractaires à l'anatexie par leur forte basicité", soit comme "des résidus cristallins des roches alumineuses soumises à l'anatexie génératrice du granite" (J. DIDIER - 1964).

En faveur de la première hypothèse, on donne les arguments suivants :

- schistosité cristallophyllienne respectée,
- présence d'une carapace micacée autour des enclaves,
- recristallisation du quartz dans les plagioclases,
- analogie avec les amphibolites interprétées comme réfractaires à l'anatexie.

En faveur d'une "origine résiduelle" J. DIDIER (1964) note la transition entre enclaves surmicacées et enclaves de gneiss à biotite ; ressemblance entre enclaves surmicacées et biotite entourant les enclaves.

Dans les gneiss gris en enclaves dans le granite hétérogène de notre secteur, on peut noter une schistosité cristallophyllienne avec parfois de petits lits intercalés, une rétro-morphose générale. Ces observations, qui s'ajoutent aux caractères pétrographiques donnés en faveur de la première hypothèse laissent penser effectivement que les enclaves de gneiss gris représentent des niveaux lithologiques des séries cristallophylliennes, plus ou moins basiques épargnés par l'anatexie.

Les enclaves de gneiss à biotite et grenat sont assez rares. Elles présentent une texture ocellée. Le grenat est du type almandin. La paragenèse générale rappelle celle des "amphibolites" de Cornillon (R. CHARRE 1969). La parenté entre ces deux roches permet d'envisager deux origines possibles pour ces gneiss à biotite et grenat : soit d'anciens niveaux basiques d'origine volcanique soumis auparavant à un degré de métamorphisme "correspondant à la base de l'amphibolite faciès" et épargnés par l'anatexie vellave ; soit encore d'anciens niveaux marneux métamorphisés sous les conditions du faciès amphibolite.

Les enclaves surmicacées et schlieren sont étroitement liées. Ce sont les seules qu'on observe dans les granitoïdes leucocrates. Quant à leur origine, elles sont interprétées comme "le résidu ultime des schistes cristallins, complètement assimilés par le granite" (J. DIDIER - 1964). Cette hypothèse s'appuie, entre autres, sur l'observation d'une transition entre les enclaves surmicacées et les enclaves riches en biotite. Nous avons, pour notre part, noté la même évolution dans une enclave sur la route de Condamine : zone biotitique → zone migmatitique, avec alternance de lits ferromagnésiens et de lits quartzofeldspathiques → zone finement grenue à foliation floue → granite à biotite. De plus, l'abondance des loupes micacées à sillimanite et cordièrite à proximité des gneiss à biotite-sillimanite-cordièrite, au Nord de St-Just-Malmont permet de penser que ces enclaves sont des résidus des gneiss soumis au phénomène d'anatexie.

Les enclaves quartzitiques, très rares, sont des roches très finement grenues. Présentant une paragenèse simple, elles sont considérées comme des fragments de niveaux quartzitiques disloqués lors de l'anatexie ou provenant d'un boudinage plus ancien.

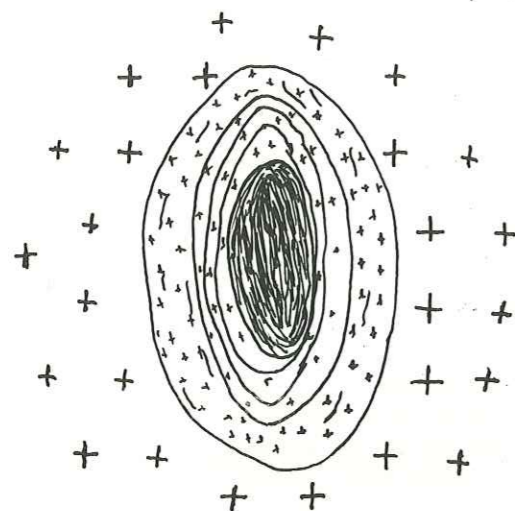


Fig 14

Schéma montrant un passage progressif entre une enclave micacée et le faciès couvant du Velay :

- 1 cœur non schisteux
- 2 faciès migmatitique
- 3 " très finement grenu
- 4 faciès couvant du Velay.

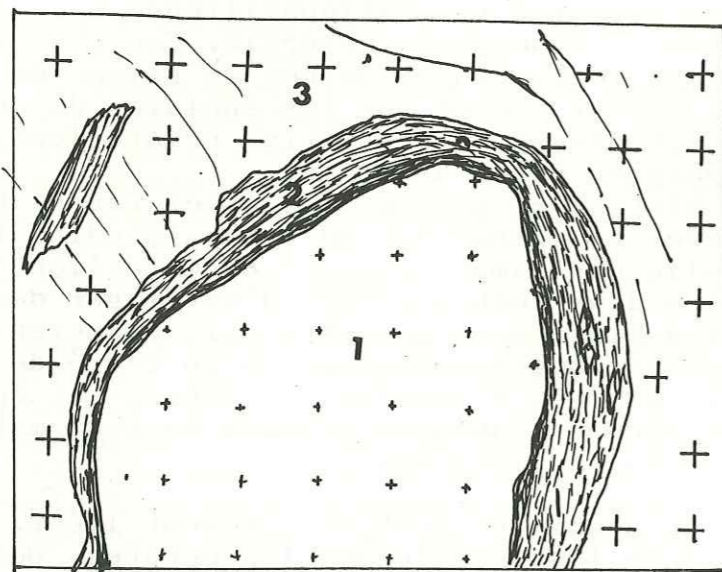


Fig 15

Enclave en boule dans le granite du Velay.

- 1 enclave granodioritique
- 2 auréole micacée
- 3 encaissant (granite du Velay)

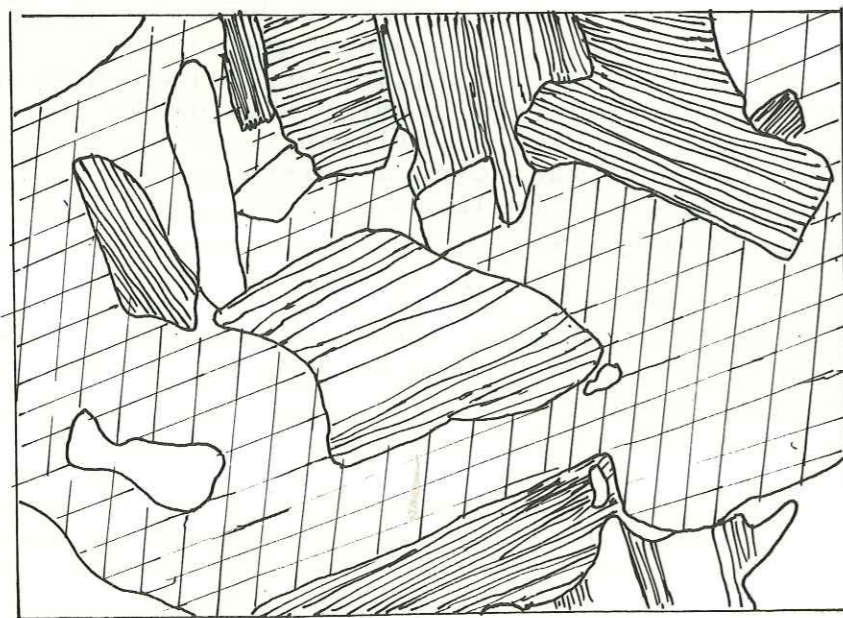


Fig 16

LM E136  
x 3.5

Lattes de biotite dans une plage d'amphibole (enclave d'amphibolite)

2 193 - Les enclaves grenues :

beaucoup moins fréquentes que les enclaves de schistes cristallins, elles se caractérisent par leur texture grenue et l'absence de schistosité cristallophyllienne. Ces roches sont souvent blindées par une mince couche de biotite qui les isole de l'encaissant. On a trois types :

- enclaves de pegmatites,
- enclaves de diorite,
- enclaves d'amphibolite.

2 1931 - Les enclaves de pegmatites :

il s'agit de roches de forme arrondie (5 à 10 cm) à texture pegmatitique. Elles sont entourées par une couronne centimétrique de biotite. A l'oeil nu, la roche est constituée de mégacristaux, de feldspaths potassique (3 à 5 cm), de quartz globuleux à éclat gras et de lamelles brillantes de muscovite. Aucune lame mince n'a été effectuée dans ces roches.

2 1932 - Les enclaves de diorite :

dans les carrières de la N88, au Nord de Pont Salomon, on observe, au sein du granite, des roches sombres à texture grenue et à grain fin. Elles sont fréquemment entourées d'une croûte micacée (de 3 à 5 cm d'épaisseur). La lame mince (E 23) montre une structure grenue isogranulaire avec : quartz engrené à extinction onduluse, plagioclase à An 40-45, mâclé albite-carlsbad, biotite en paillettes très pléochroïques et qui semblent se développer aux dépens du plagioclase ; minéraux accessoires (apatite, sphène, zircon).

2 1933 - Les enclaves d'amphibolite.:

A 100 m environ du Pont de Tachon sur la D 47, on observe, disséminées dans la masse granitique, deux grosses boules de 40 à 50 cm de diamètre. Ces boules sont entourées par une croûte micacée qui atteint 10 cm d'épaisseur et qui les isole de l'encaissant.

La première boule est constituée par une roche à texture grenue à grain moyen et de teinte vert-sombre. Elle est pigmentée de paillettes noires de biotite. Les autres cristaux ont une teinte verdâtre.

En dépit de l'emploi d'une masse, nous n'avons pu l'échantillonner à cause de sa grande dureté et de sa grande résistance.

La deuxième boule se trouve à 5 ou 6 m de la première. La cassure fraîche montre une roche massive de teinte verdâtre et dans laquelle sont disséminées des mouches noires de biotite. On observe également des filonnets de quartz.

Au microscope, on a la paragenèse suivante : hornblende à 2V - 80 formant l'essentiel de la roche ; ces amphiboles, qui se présentent en sections trapues ou en lamelles allongées, sont assez altérées ; elles constituent la trame ; biotite très pléochroïque en lattes ou en lamelles recoupant les plages d'amphibole ; quartz en gouttelettes ; calcite, séricite.

2 1934 - Conclusion à l'étude des enclaves grenues.

Les roches grenues, très localisées, se caractérisent par leur texture à grain fin ou moyen et l'absence de schistosité cristallophyllienne. Les enclaves de pegmatites dont les constituants essentiels sont quartz, feldspath potassique, muscovite pourraient être soit d'anciens filons concordants ou discordants dans les gneiss et qui auraient été disloqués par l'anatexie, soit des poches résultant de la cristallisation de solutions résiduelles de l'anatexie. Leur enveloppe biotitique étant de nature réactionnelle.

Les enclaves dioritiques rappellent celles décrites par A. GOURGAUD (1973) à l'Ouest de notre zone. Ce sont des roches d'origine éruptive. Elles témoignent, selon J. DIDIER (1964), "de la venue, pendant la mise en place du granite, des diorites quartziques ou diorites, aussitôt disloquées".

Les enclaves d'amphibolites paraissent avoir subi trois phases de cristallisation, d'abord de l'amphibole, ensuite de la biotite qui pourrait être contemporaine de l'anatexie ; cette biotite, très peu altérée, pseudomorphose l'amphibole. La troisième phase correspond à une rétro-morphose : recristallisation du quartz et apparition de séricite et de calcite.

L'origine éruptive des enclaves d'amphibole nous paraît la plus vraisemblable. Il devait s'agir de roches proches des diorites, car leurs compositions minéralogiques sont très voisines.

2210 - Les formations associées au granite du Velay

Nous avons déjà mentionné au début de cette étude la présence de nombreux filons leucogranites dans le granite du Velay. Il existe également d'autres roches particulières qui sont : les gneiss amphibolites de Cornillon, la granodiorite du plateau de la Danse, les filons de pegmatites et les filons de quartz.

Descriptions pétrographiques

"Les gneiss amphibolites" de Cornillon affleurent en une grande enclave ovoïde coincée entre deux failles, au Sud de la localité de St-Paul et au niveau de la sortie du tunnel de chemin de fer. Il s'agit d'une roche sombre, d'aspect massif et où s'intercalent de nombreuses lentilles quartzofeldspathiques. De près on y observe aussi de nombreux plis isoclinaux couchés. On reconnaît à l'oeil nu, le quartz globuleux à éclat gras, la biotite, le plagioclase, le grenat en petits cristaux rougeâtres et le sphène.

La plaque colorée ne montre pas de feldspath potassique.

Au microscope (E77), la structure est granoblastique. La composition minéralogique est la suivante :

- quartz en plage amiboïde dans les leucocrates et en gouttelettes dans les lits ferromagnésiens;
- plagioclase (An 35) en tablettes trapues, partiellement séricitisées;
- biotite de couleur roube-brun, en paillettes allongées suivant le plan de foliation; elle forme souvent des cloisons autour des yeux de quartz, de plagioclase et de grenat;
- chlorite verdâtre, qui prend une teinte bleutée en lumière polarisée;
- grenat en cristaux globuleux ou en plages poécilitiques; il contient en inclusions le sphène, les minéraux opaques et le zircon;
- sphène en sections losangiques ou en plages xénomorphes disséminées dans les feuillés biotitiques;
- minéraux accessoires (apatite abondante, zircon)

R. CHARRE (1969) note la présence des cristaux d'amphibole. L'analogie avec l'enclave de gneiss ocellés laisse envisager la même origine.

Le gisement de granodiorite du plateau de la Danse

Au sommet du plateau de la Danse, on observe une roche sombre, très résistante et qui se présente en gros blocs qui dévalent les pentes nord du plateau. Elle est très fissurée et les fissures sont tapissées de filonnets pegmatitiques riches en larges paillettes brillantes de muscovite. Le contact avec le granite du Velay n'a pas été observé, mais celui avec le leucogranite du plateau de la Danse se fait en dents de scie. Il semble d'ailleurs que les filonnets pegmatitiques soient liés à ce dernier. La roche qui a un aspect massif montre à la cassure fraîche de nombreuses concentrations micacées de 1 à 5cm. On reconnaît dans la pâte finement grenue de cristaux allongés de plagioclase de couleur blanchâtre. La plaque colorée fait apparaître des lisérés de feldspath potassique autour des autres minéraux.

Au microscope, la structure est grenue, à tendance doléritique. La paragenèse est la suivante :

- quartz interstitiel en gouttelettes dans les autres minéraux ou en petites plages amiboïdes;
- plagioclase trapu ou allongé à macles polysynthétiques fines;
- feldspath potassique decelable par la présence

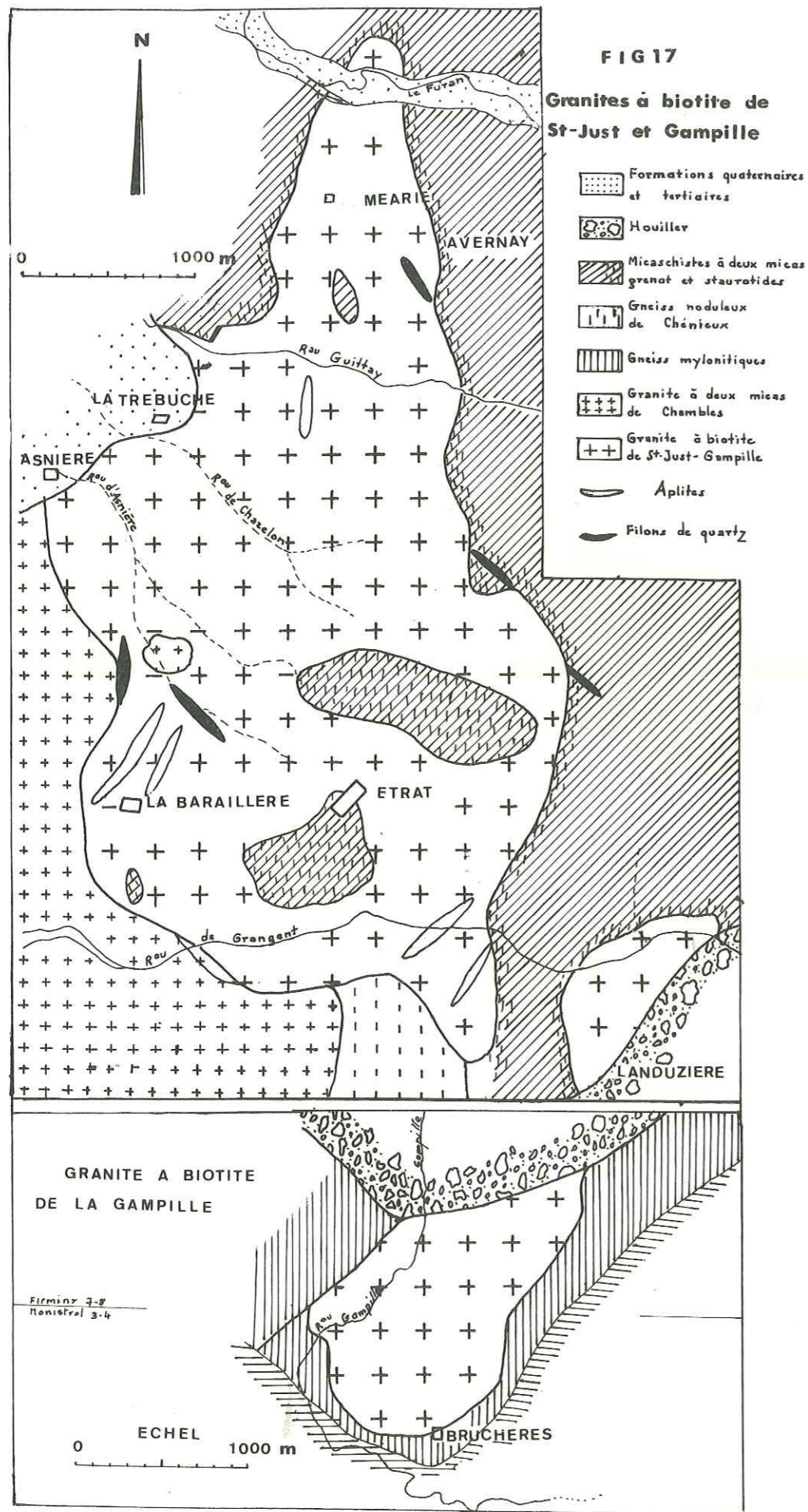
des myrmékites; - biotite de couleur rouge brun cristallisé soit en lattes, soit en paillettes courtes dans la mésostase et dans les cristaux de plagioclases; - chlorite, muscovite secondaire, séricite, apatite abondante, allanite, zircon, sagénites et minéraux opaques. La composition de cette roche est consignée dans le tableau I (E 67). Selon les indices modaux, il s'agit d'une granodiorite leucocrate moyennement quartzique. Sur le plan régional, des roches similaires en enclaves dans le granite du Velay ont été décrites par B. CLAVEAU et G. RATSIMBA dans la région de Monbrison (gisements de Coureau, des Antrèves et de Roure). Les caractères pétrographiques de la granodiorite du plateau de la Danse sont ceux d'une roche éruptive. Nous pensons que sa mise en place se serait effectuée avant ou pendant la migmatitisation vellave.

Le filon de pegmatite le plus important recoupe les gneiss à biotite et cordiérite au lieu dit "Pierres Blanches" au Sud des Sauvages.

La roche est constituée par d'énormes cristaux d'orthose automorphes (15 à 30 cm) noyés dans un fond blanchâtre à dominance quartzique. La muscovite peu abondante, cristallise en très fine paillettes brillantes. La biotite est absente. Les filons de quartz s'observent dans les granites et aussi dans le Houiller. Ils ont tous une direction W-NW. Certains sont minéralisés, blende, pyrite, galène, chalcopryrite, hématite, fluorine, mispickel. R. CHARRE 1969 signale également la présence des traces de calcosine, de covéline, de pyromorphite, de cérusite. Enfin signales que certains filons ont été exploités pour le quartz (filon de Chavagneux, de Montauroux, de Grangeasse) et pour le plomb argentifère (filon de Roche, Bruchère, La Fayette).

Les filons de quartz et de pegmatite représentent la dernière phase hydrothermale dans la région. Leur mise en place se serait effectuée pendant la période du Houiller.

- LES GRANITES A BIOTITE PORPHYROIDES DE ST-JUST, DE CIZERON ET  
DE LA GAMPILLE.



## 2 21 GRANITE DE ST-JUST-CIZERON.

### 2 21 1 Situation géographique.

Le massif de St-Just est couvert par la moitié Est de la feuille au I/25 000 de Firminy 3-4. Il constitue un plateau de 500 à 600 m d'altitude situé à l'Est et au Sud de St-Just-sur-Loire et incliné vers la plaine du Forez. La forme générale de ce massif rappelle celle d'une poire. Il s'allonge au Nord et au Sud sur 6 km et sa partie la plus évasée ne dépasse guère 3 km. Sa superficie est d'environ 12 km<sup>2</sup>. Le Furan, le Guittay et le Grangent l'entaillent d'Est en Ouest. A 500 m du massif de St-Just, au Sud, apparaît le granite de Cizeron. De forme semi-circulaire, celui-ci s'étend sur une longueur de 1,25 km et sur une largeur maximale de 500 m. Il a le même faciès que la granite de St-Just et à ce titre, il peut être considéré comme une apophyse de ce dernier. Enfin, nous aborderons également ici l'étude du granite de la Gampille qui affleure sur la bordure Est du bassin houiller de St-Etienne car il présente les mêmes caractères.

### 2 21 2 Relations du granite de St-Just avec les autres formations.

Au Nord et à l'Est, le massif de St-Just est entouré par des mica schistes à deux micas, grenat et staurotide dans lesquels il développe un métamorphisme de contact de degré variable. A la station de St-Just, on observe entre les deux formations, une zone de 20 à 30 Km, constituée par une roche massive de couleur gris-noir, très dure et à grain très fin. La cassure fraîche montre de petites paillettes de muscovite et de biotite disposées en plan. La roche est également très enrichie en quartz. C'est une cornéenne, malgré la disposition planaire des micas. Sur la D8, le contact se fait par une zone mylonitisée de 10 à 15 m de large. Enfin, de nombreux faciès aplitiques jalonnent d'une manière générale le contact entre les deux formations. A l'extrême Sud, la limite avec les gneiss glanduleux est masquée par les pâturages et la forêt. On peut cependant observer leur contact dans le bois de Guet. Le granite est intrusif dans les gneiss et les métamorphose sur une dizaine de mètres. A l'Ouest, au niveau de la Trébuché, le massif de St-Just est surmonté par des alluvions anciennes de la Loire. Au contact du granite à deux micas de Chambles, il est généralement assez broyé et riche en muscovite; on y observe également des zones aplitiques ou silicifiées. Enfin, on peut remarquer l'existence de quelques lambeaux superficiels de mica schistes à l'intérieur de ce massif. Les deux principaux (1 x 0,375) et (0,5 x 0,7) se situent au Nord et au Sud d'Etrat. Il faut également relever dans le granite de nombreux aplites leucocrates de longueur et de puissance variables et dont l'orientation suit celle des diaclases principales. Le granite à biotite de St-Just renferme des enclaves de gneiss et quelques enclaves grenues que l'on observe surtout dans les carrières qui jalonnent la D8 à l'entrée de St-Just-sur-Loire. L'étude pétrographique portera d'abord sur les faciès de ce granite, ensuite, sur les enclaves et enfin sur les roches filoniennes.

## 2 21 3 Pétrographie

### 2 21 3 1 Aspect macroscopique du granite de St-Just

Le granite de St-Just est caractérisé par les mégacristaux de feldspath potassique noyés dans une mésostase à grain grossier. La roche est généralement très altérée. Sa couleur varie du gris-bleuté au jaune ocre. Elle peut donner une important arène granitique de couleur beige (D32, entrée d'Etrat). Dans les carrières de la D8 (entrée de St-Just, d'Avernay, de la DI02 près de la station de St-Just) les affleurements sont plus frais. La roche a une couleur gris-bleuté. Les mégacristaux, bien automorphes, d'aspect blanc nacré, sont quelquefois entourés de chlorite ou biotite chloritisée. Celle-ci se présente également en couronne à l'intérieur du cristal. La pâte grenue est constituée de :

- quartz globuleux, à l'éclat gras, atteignant facilement 1 cm de diamètre;
- plagioclase automorphe (0,5 x 1 cm) de couleur blanchâtre;
- biotite entièrement chlorotisée, en paillettes millimétriques ou en nids vert-sombre;

On rencontre également :

- calcite en filonnets ou en nodules centimétriques ceinturées de biotite;
- fluorine, bleu-violette ou verdâtre, en taches ou en filons centimétriques, fréquemment associée au quartz;
- cordièrite pinitisée verdâtre, en cristaux automorphes trapus (1 à 2 cm).

Sporadiquement, le faciès porphyroïde courant de St-Just passe graduellement à un faciès finement grenu et clair. On observe une diminution progressive de la taille des mégacristaux puis une disparition complète de ces derniers. Seule la biotite chloritisée subsiste en larges paillettes dans un fond leucocrate et finement grenu.

### 2 21 3 2 Description microscopique

#### a) Faciès type (E4 - E5)

La structure est porphyroïde cataclasée avec :

- quartz abondant, en plages fissurées, à extinction onduleuse. Il apparaît aussi dans les lattes micacées ou dans les feldspaths potassiques où il donne quelques fois une structure graphique;
- plagioclase automorphe, très séricitisé (80 à 90%) de grande taille, mûlé albite-carlsbad. Il est couramment fissuré et ces fissures sont fréquemment remplies de calcite et séricite qui apparaissent également au cœur du cristal. Certains individus s'entourent d'une frange limpide d'albite. Ce plagioclase contient, sous forme d'inclusions : apatite, biotite chlorotisée en petites lamelles rectangulaires et zircon. La mesure de basicité effectuée suivant la méthode du plan perpendiculaire à O10 donne un taux d'anorthite de 30 à 35% : c'est donc une andésine. En raison de la grande altération des cristaux des plagioclases, il n'a pas été possible de mesurer avec précision les indices;
- feldspath potassique reconnaissable par ses plages gris sale, pigmentées d'oxyde de fer. Il se présente sous deux aspects principaux :

- en mégacristaux à bordure corrodée, parfois mâclés carlsbad, souvent tachetés d'albite séricitisée. Ils renferment généralement de la biotite chloritisée, du quartz en gouttelettes ou à structure graphique.

- en plages xénomorphes étroitement associées au quartz interstitiel. Il forme également des fuseaux dans les clivages de la biotite chloritisée. Enfin, on le trouve parfois envahi de muscovite et de taches d'albite. Cette association provient de la déstabilisation du feldspath potassique. La diffraction X sur les plans I3I et I3I de cristaux triés fait apparaître des pics d'orthose, d'orthoclase. L'indice de triclinicité varie de II à I9;

- biotite entièrement chloritisée qui se présente en sections rectangulaires allongées ou en lattes : Sur les bords du massif, elle prend une allure flexueuse. La chloritisation (en pennine) de la biotite s'accompagne d'un développement de fuseaux de feldspath potassique (réaction de Chayes). Des minéraux opaques et du sphène se forment aussi le long des clivages. On observe en outre, dans la chlorite, de la calcite, de la muscovite, de l'apatite et du zircon;

- cordièrite : de nombreux cristaux automorphes en sections allongées ou trapues sont observés dans les lames minces. De ce fait, la cordièrite n'est pas identique de façon formelle. L'étude aux rayons X donne une association de chlorite, muscovite et de quartz. Mais, compte tenu des aspects macroscopiques et microscopiques et du mode d'altération, nous admettons avec R. Charre (1969) qu'il s'agit bien en fait d'une ancienne cordièrite;

- muscovite secondaire en fines paillettes. Elle est issue de la transformation du feldspath potassique, de la biotite chloritisée et de la cordièrite;

- minéraux accessoires qui sont : apatite en prismes hexagonaux trapus et très intensément fissurés, ou en bâtonnets allongés dans la biotite et entourés parfois d'un halo pléochroïque; zircon en sections allongées, parfois zonées qui s'entoure d'une auréole pléochroïque visible surtout dans les plages de la biotite; sphène en granules; minéraux opaques (ilménite, sagénite et plus rarement hématite).

#### b) Faciès cataclastique en bordure du granite à deux micas de Chambles

Nous avons déjà signalé qu'en bordure du granite de Chambles, le granite à biotite de St-Just était broyé. Une lame mince taillée dans cette zone (E I47) montre une intense déformation et des recristallisations avec :

- quartz en petits grains arrondis;
- plagioclase séricitisé qui est très poécilitique; certains individus ne semblent subsister que sous forme de reliques;
- feldspath potassique à bords corrodés ou recristallisés, criblé de gouttelettes de quartz et de petites plages d'albite;
- biotite chloritisée qui est parfois déformée;
- muscovite, plus largement cristallisée, se développant aux dépens des plagioclases et de la biotite;
- minéraux accessoires qui sont les mêmes que dans la masse principale. L'intense recristallisation de la zone de bordure, et l'abondance relative de la muscovite nous conduit à penser que le granite de St-Just a subi un métamorphisme de contact lors de la mise en place du granite à deux micas de Chambles.

#### c) Faciès leucocrate

Nous avons dit que le faciès leucocrate était constitué par une pâte claire, finement grenue dans laquelle flottent de larges paillettes de biotite. Le quartz incolore y forme de petits grains arrondis.

Tableau III - ANALYSES MODALES DU GRANITE DE ST-JUST ET DE LA GAMPILLE

Massifs	SAINT-JUST										GAMP.
	Echantil.	E. 1	E. 2	E. 4	E. 5	E. 45	E. 97	E. 96	E. 89	E. 93	
Quartz	27,8	28,8	24,3	28,4	32,8	25,4	27,2	25,8	49,5	37,7	20,7
F.K.	28,0	23,4	20,8	16,0	19,7	20,1	34,3	8,2	26,0	32,8	9,78
Plagiocl.	31,0	39,0	34,8	37,0	31,4	31,1	35,2	50,0	19,5	20,0	55,0
Chlorite	-	5,9	-	15,0	-	18,8	-	19,6	-	-	13,5
Muscovite	-	-	-	2,0	-	2,34	-	0,1	-	1,0	0,3
Cordièrite	-	-	-	-	-	1,8	-	0,1	-	-	-
Apatite	-	0,3	-	0,3	-	0,3	-	1,2	-	-	0,4
Divers	15,7	3,0	20,0	1,3	15,9	-	2,9	-	5,0	1,0	0,2
SAT	32,0	31,4	30,7	35,0	39,0	35,1	28,4	30,4	52,0	39,0	24,1
COL	16,1	99,4	20,1	16,1	16,0	21,5	6,3	15,0	5,0	6,0	14,0
FELDS	48,3	37,5	36,7	30,0	37,3	38,5	49,5	14,0	58,0	54,7	15,0

(1) : Enclave grenue - (2) : Enclave schisteuse - (3) : Filon aplitique

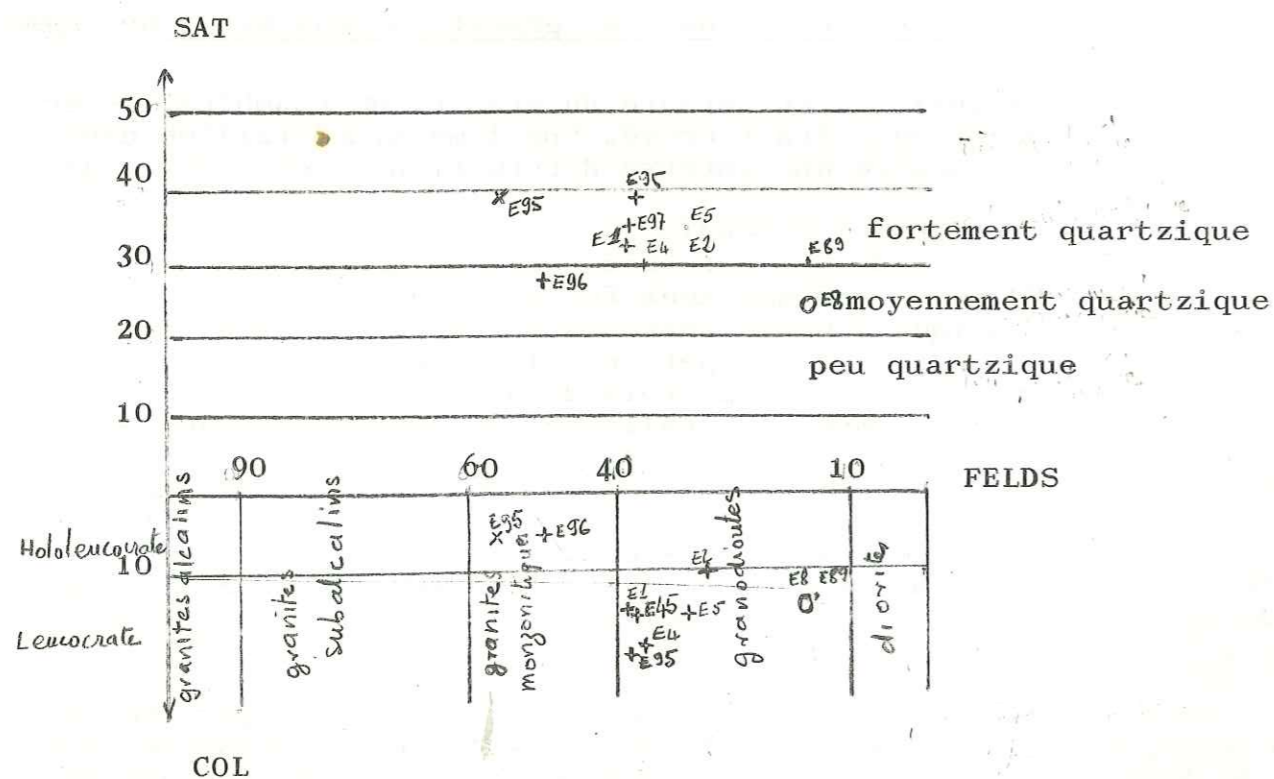


Fig. 18 : Indices de J. JUNG et R. BROUSSE

La lame mince (E 96) montre une structure aplitique avec :

- quartz grenu, corrodant les autres éléments;
- biotite chloritisée en larges paillettes rectangulaires. Elle contraste par sa grande taille avec les autres minéraux. Ses caractères morphologiques sont identiques à ceux de la biotite du faciès porphyroïde;
- plagioclase et feldspath potassique subsistent quelquefois sous forme de mégacristaux;
- minéraux accessoires : ils sont identiques à ceux qui existent dans la masse principale à savoir : apatite, sphène, minéraux opaques, muscovite et calcite. La présence de grandes lames de biotite identiques à celles du faciès porphyroïde et de mégacristaux résiduels de feldspath semblent indiquer que ce granite leucocrate est un simple faciès de différenciation tardive du granite porphyroïde.

d) Ordre de cristallisation

Deux paragenèses apparaissent dans le granite de St-Just :

La première est primaire et correspond à la cristallisation d'apatite, de zircon, de biotite, de plagioclase, de feldspath potassique et de quartz.

La deuxième correspond à un métamorphisme rétrograde. Elle groupe tous les minéraux de basse température à savoir : chlorite née de la transformation de la biotite, feldspath potassique en fuseaux dans la chlorobiotite, albite, muscovite, séricite et calcite. Le phénomène de rétrogenèse est antérieur à la dernière manifestation magmatique, c'est-à-dire antérieur à la mise en place de filons aplitiques (voir plus loin).

2 2134 - Analyses modales du granite de St-Just.

Les analyses modales ont été effectuées sur plaques colorées et complétées pour certaines par le comptage de points sur lames minces. Dans le cas du granite de St-Just, ainsi que dans celui de la Gampille, le pourcentage de la séricite a été systématiquement ajouté à celui du plagioclase. Ce dernier contient en effet 80% à 90% de séricite. Les pourcentages des divers minéraux ainsi que les indices modaux calculés sont consignés dans le tableau n°3. Sept lames minces et plaques colorées du granite de St-Just ont été comptées dont une (E 96) du faciès leucocrate. Sur diagramme de classification fig n°18, 5 points tombent dans le domaine des granodiorites à la limite des granites monzonitiques, hololeucrates fortement quartzifères. Le granite de St-Just apparaît donc comme une granodiorite leucocrate fortement quartzifère, mais très proche des granites monzonitiques. Le faciès leucocrate est un granite monzonitique hololeucocrate.

2 214 - Les enclaves.

Les enclaves ont été uniquement observées dans les carrières, principalement dans celles qui jalonnent la D8 à l'entrée de St-Just. Elles sont de deux types : les enclaves grenues et les enclaves de schistes cristallins.

2 2141 - Les enclaves grenues.

Ce sont des roches sombres de forme circulaire, de 4 à 20 cm de diamètre. Le contact avec le granite est franc. La structure est grenue à tendance porphyroïde. Des cristaux automorphes (5 mm) roses ou rouges,

non orientés, apparaissent dans une mésostase à grains millimétriques. Le quartz se présente en petits grains incolores. La biotite chloritisée de couleur vert-sombre forme l'essentiel de la trame de la roche. Au niveau de la dernière carrière de la D8, on peut observer autour d'une enclave une frange claire, à texture porphyroïde. En lame mince, (E 89), la structure est grenue avec :  
quartz grenu, parfois amiboïde ;  
plagioclase automorphe, tabulaire, mâclé albite-carlsbad, toujours séricitisé ;  
feldspath potassique, xénomorphe, pigmenté de grains d'oxyde de fer ;  
biotite chloritisée en lamelles allongées ou tabulaires à inclusions fréquentes d'apatite et de minéraux opaques ;  
muscovite secondaire cristallisée surtout le long des clivages de la chlorite ;  
cordièrite en petits grains arrondis, de couleur jaune, très phyllitisée ;  
calcite secondaire tapissant les fissures ou les clivages des plagioclases et de la biotite ;  
minéraux accessoires : apatite en granules ou en aiguilles, ilménite, magnétite et zircon.

La composition modale volumique de la lame est consignée dans le tableau n°3. Suivant les indices modaux de JUNG et BROUSSE, il s'agit d'une granodiorite mésocrate fortement quartzifère.

Il apparaît à l'étude macroscopique et microscopique une grande similitude entre le granite de St-Just et son enclave granodioritique. Ceci nous amène à penser qu'ils ont la même origine, les enclaves représentant le premier terme de la cristallisation du magma granitique. L'absence de filons basiques dans les micaschistes encaissants, la coexistence de ces enclaves grenues avec les enclaves schisteuses à peine transformées, semblent confirmer cette hypothèse. De plus, l'association des granodiorites, des diorites et des granites calcoalcalins est un fait bien connu (J. BOISSONNAS, 1973 ; J. DIDIER, 1973).

2 2142 - Les enclaves de schistes cristallins.

La taille de ces enclaves est très variable. Les plus grandes dépassent facilement 20 cm de diamètre. Leur forme est tout aussi variée (arrondie, ovoïde, fusiforme ou allongée à allure flexueuse). Elles ont une couleur vert-sombre, et le contact avec le granite est franc. Elles sont très finement foliées.

La plaque colorée (E 93) révèle une grande richesse en feldspath potassique qui s'oriente suivant la foliation. On observe également de fines paillettes de biotite et du plagioclase orienté. Le quartz est très abondant.

La lame mince montre une structure finement granulée et assez litée. La composition minéralogique est la suivante :  
quartz grenu qui forme l'essentiel des lits quartzofeldspathiques ; on l'observe aussi en abondance dans les autres minéraux ;  
plagioclase poécilitique, très séricitisé, surtout cristallisé dans les lits micacés.

feldspath potassique xénomorphe, interstitiel ;  
biotite chloritisée en fines paillettes ; elle contient quelquefois de la calcite ;  
cordièrite en nodules poécilitiques entièrement pinitisée ;

muscovite secondaire, apatite en granules, minéraux opaques et zircon. La composition des enclaves de schistes cristallins est très proche de celle des micaschistes à deux micas en bordure du granite à biotite porphyroïde de St-Just décrit par R. CHARRE (1969). Nous pensons donc qu'elles en sont les témoins. Leur allure souvent flexueuse, leur contour net et régulier semblent indiquer qu'elles ont subi l'action de courants au sein du magma non encore consolidé.

2 215 - Description pétrographique des filons aplitiques

a) Généralités.

Les filons aplitiques se rencontrent fréquemment sur toute l'étendue du massif de St-Just et de Cizeron. Ils se classent en deux groupes suivant leur mode de gisement. Le premier groupe est constitué de petits filons sécants verticaux ou subverticaux de faible puissance (I à 20 cm). Ils sont orientés suivant une direction N10 à N30 qui est l'une des directions des diaclases principales de ces massifs. Dans la carrière de la D8, on observe au coeur d'un filon un fragment anguleux du granite porphyroïde. Ce fragment constitue l'unique enclave dans ces filons. Le deuxième groupe rassemble les amas ovoïdes ou allongés qui sont surtout localisés dans la partie sud du massif. La longueur de ces amas varie de 20 à 350 m et la puissance de 20 à 30 m. Le contact avec l'encaissant est le plus souvent flou. La roche est très fissurée.

Tous les filons du granite de St-Just, à l'exception d'un seul qui fait l'objet d'une étude particulière, présentent un faciès identique. Ce sont des roches compactes, très dures, à cassure conchoïdale, de teinte gris-clair à gris rosé. Elles sont très pauvres en biotite. La muscovite qui cristallise en très fines paillettes dans la pâte se trouve également en faible proportion.

b) Description microscopique des filons aplitiques clairs.

En lame mince, (E 95, E 2', E 7) la structure est aplitique avec :

quartz interstitiel en grains ;  
plagioclase en tablettes à bords corrodés, peu séricitisé ;  
orthose perthitique, plus rarement micropegmatitique bordée parfois par une auréole claire d'albite ;  
biotite rare, peu chloritisée ;  
muscovite secondaire se développant aux dépens des plagioclases ;  
cordièrite en nodules automorphes, très pinitisée ; on y trouve sporadiquement des cristaux mâclés ;

minéraux opaques, myrmékite, sphène et zircon qui sont assez fréquents. La composition modale d'un filon de la carrière de la D8, (E 95), se trouve dans le tableau n°. Suivant la classification de JUNG et BROUSSE ce filon apparaît comme un granite monzonitique hololeucocrate, très quartzifère.

c) Le filon rose.

Il recoupe le granite de St-Just au Nord de Baraillère, au niveau de la courbe de la D25 à la borne 512. C'est un amas allongé d'environ 500 m. Le contact avec l'encaissant est diffus. La roche qui présente une patine blanchâtre est extrêmement fissurée et se débite en éléments polygonaux de 5 à 10 cm. La cassure fraîche montre une pâte rosée, parsemée de nombreux nids constitués de larges paillettes de muscovite (10 cm). Une petite carrière y a été ouverte.

Au microscope, la structure est aplitique (E 6) avec :

quartz interstitiel, très abondant se présentant en plages amiboïdes, en granules à contour polygonaux ou en gouttelettes dans les autres minéraux ;  
plagioclase (albite) en tablettes à bords corrodés, quelquefois poécilitique et peu séricitisé ;  
perthite poécilitique et xénomorphe qui a un aspect gris sale du à de fines granulations d'oxyde de fer ; elle est criblée de nombreuses inclusions d'albite, et de quartz prismatique et cunéiforme. Un frange claire d'albite et de myrmékite borde souvent ce minéral. On retrouve de temps à autre de grands cristaux isolés de feldspath potassique mâclés carlsbad et contenant en leur centre du quartz à structure graphique ;

biotite très rare, assez fraîche ;  
muscovite cristallisant de deux façons :

- soit en larges paillettes groupées en mouches ; leur bordure est régulière ou très peu déchiquetée. Il s'agit de muscovite primaire, c'est à dire contemporaine de la cristallisation du filon.





Fig 19

LM E4

X 3.5

Granite de St-Just  
structure grenue

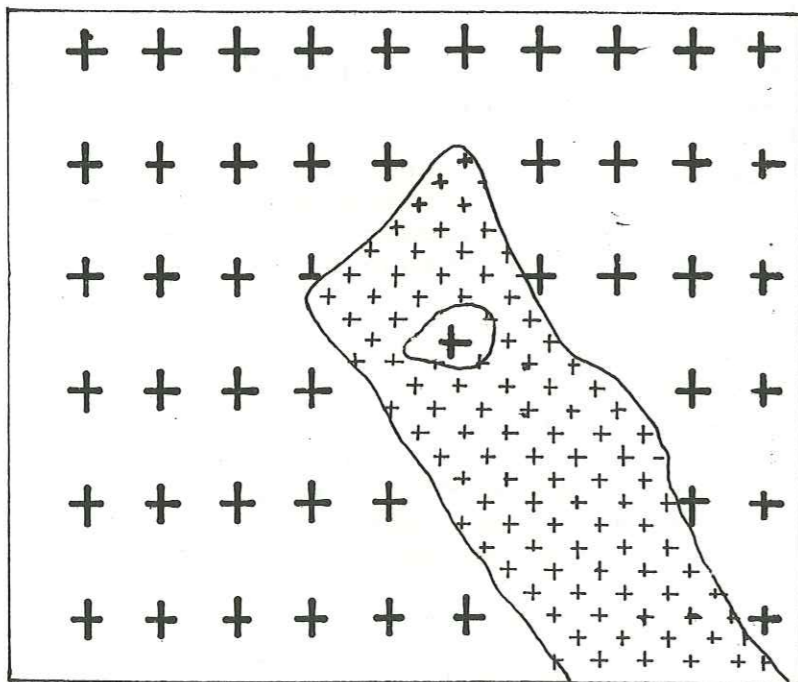


Fig 20

aplite leucocrate aveugle  
dans le granite de  
St-Just

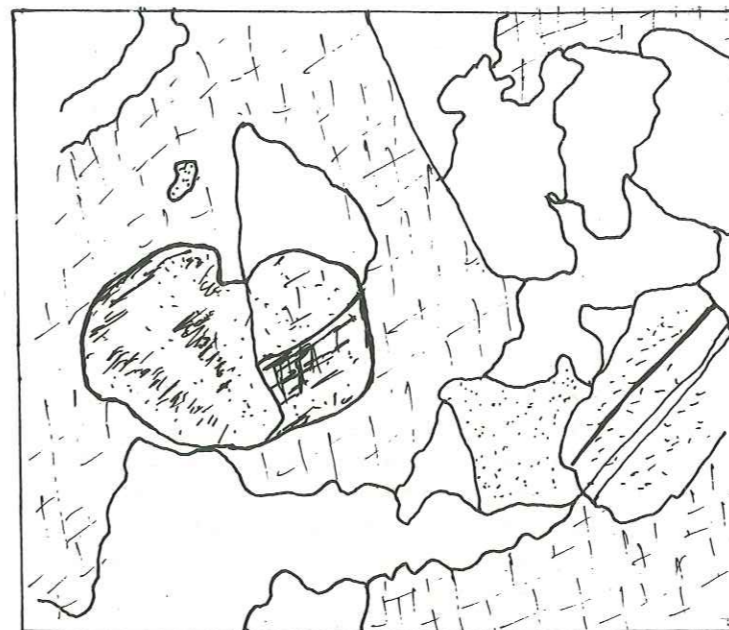


Fig 21

LM E2'  
X 3.5

Aplite de granite de St-Just  
structure grenue avec  
cristaux automorphes  
de cordierite maclée

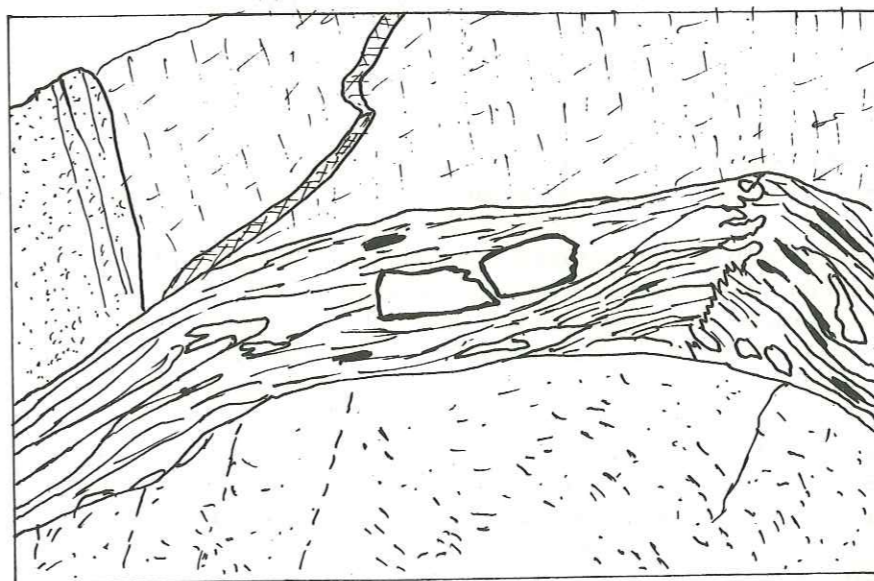


Fig 22

LM E78

X 3.5

Granite de la Gompille  
biotite chloritisée a allure  
flexueuse contenant de  
l'apatite tronçonnée.  
Fissure remplie de calcite  
dans un cristal de feldspath  
potamique.

- soit en paillettes déchetées symplectiques avec le quartz ou provenant du feldspath potassique, de l'albite ou de nodules de cordièrite; elle est secondaire ;  
cordièrite altérée, en petits cristaux jaunâtres, peu abondante ;  
minéraux accessoires qui sont : apatite, oxyde de fer et sphène. Comme les autres filons, l'aplite rose n'est pas affectée par la rétro-morphose. Elle est donc postérieure à celle-ci. Quant à sa genèse, nous pensons qu'elle provient de la dernière phase de différenciation du granite à deux micas de Chambles. Sa proximité avec celui-ci, la grande similitude entre le granite et son aplice et enfin la présence de larges paillettes de muscovite appuieraient cette hypothèse.

2 22 - LE GRANITE DE LA GAMPILLE.

2 221 - Situation géographique : relation avec les autres formations.

Le granite de la Gampille est situé au Sud de Firminy, à la jonction des feuilles au 1/25 000 de Firminy n°7-8 et Monistrol-sur-Loire n°3-4 à 11 km environ du granite de St-Just. C'est un petit massif (1,5 x 1 km), intrusif dans sa partie Est dans les gneiss mylonitiques. Il développe aux abords de ceux-ci un métamorphisme de contact. Le contact avec le bassin houiller de St-Etienne se fait par la grande faille du Pilat. Il est bordé dans sa partie Sud par le ruisseau de la Gampille.

2 222 - Pétrographie.

Comme le granite de St-Just, le massif de la Gampille est constitué d'une roche gris bleuté, à texture porphyroïde et à mégacristaux de feldspath potassique roses ou blanchâtres, à éclat nacré qui atteignent facilement 10 cm. Ces cristaux, non orientés, flottent dans un fond grenu à grains grossiers (+ 1 cm) constitué par de la biotite chloritisée à allure flexueuse, de plagioclase automorphe blanchâtre ou verdâtre. Tous ces cristaux sont fissurés.

Au microscope, (E 8), la structure est porphyroïde avec :

quartz qui se présente en larges plages finement recristallisées et à extinction onduleuse ;

plagioclase comportant des fissures parfois remplies de calcite et qui se présente en cristaux tabulaires ou allongés. Il est mâclé albite-carlsbad et les plans de macle sont souvent onduleux. Ces plans sont également décalés par des fissures transversales. La séricite et la calcite pseudomorphosent presque totalement ce plagioclase. Le taux d'anorthite serait de 35 % ;

feldspath potassique, automorphe qui présente une bordure irrégulière. Il contient de larges taches envahissantes d'albite et du quartz en gouttelettes. L'indice de triclinicité varie de 45 à 54, ce qui le place dans l'intervalle du microcline intermédiaire ;

muscovite secondaire, issue de la chlorite et du feldspath potassique ;

apatite en sections trapues ou aciculaires ;

minéraux opaques, sphène, sagénite, zircon constituant des inclusions de la biotite.

La cordièrite n'a pas été reconnue, mais on observe sporadiquement des rosettes de micas blancs qui pourraient provenir de sa transformation.

On relève dans le granite de la Gampille trois phases de cristallisation :

La première phase correspond à la cristallisation du quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, minéraux accessoires.

La deuxième correspond à la rétro-morphose qui a entraîné la chloritisation de la biotite, la séricitisation et la calcitisation des plagioclases et enfin la cristallisation de quelques paillettes de muscovite.

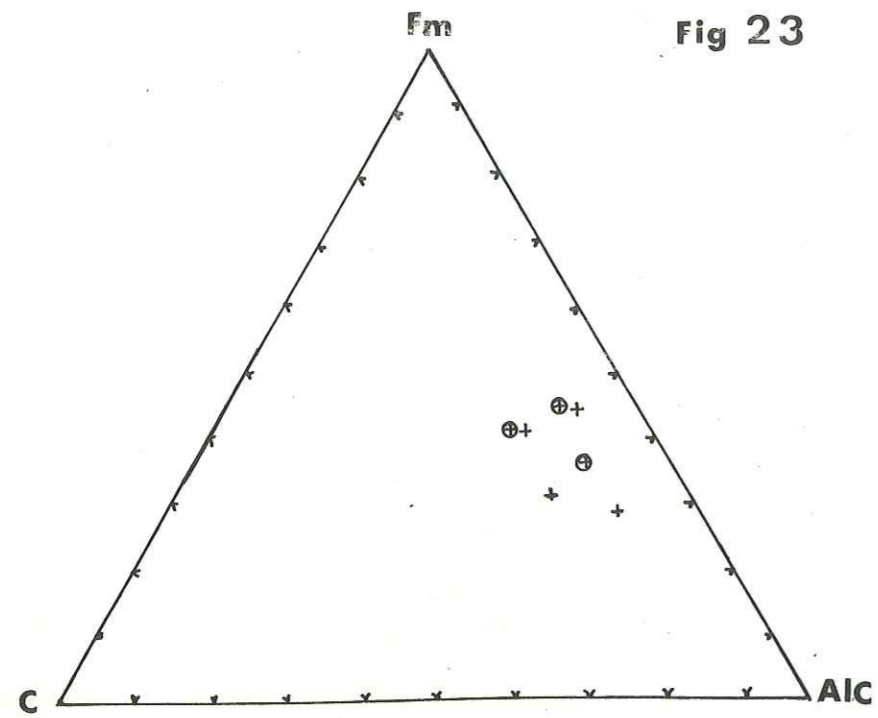
La troisième phase est celle de la mylonitisation du granite. On a une recristallisation intense du quartz et une déformation des minéraux carnaux. Celle-ci est liée aux rejeux de la fracture du Pilat.

Tableau n° IV

Analyses chimiques des granites à biotite de St-Just et de la Gampille

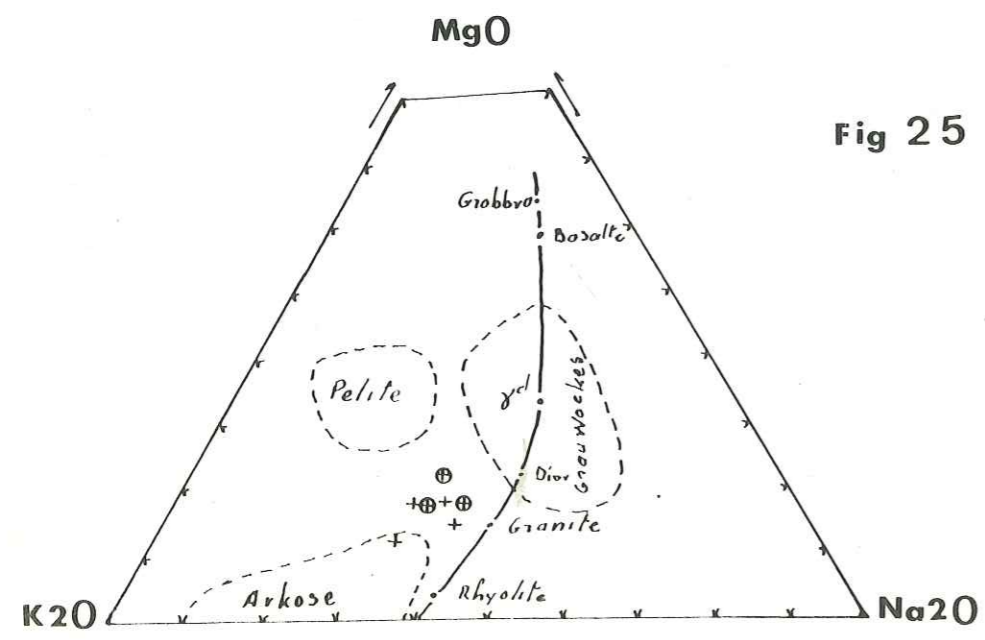
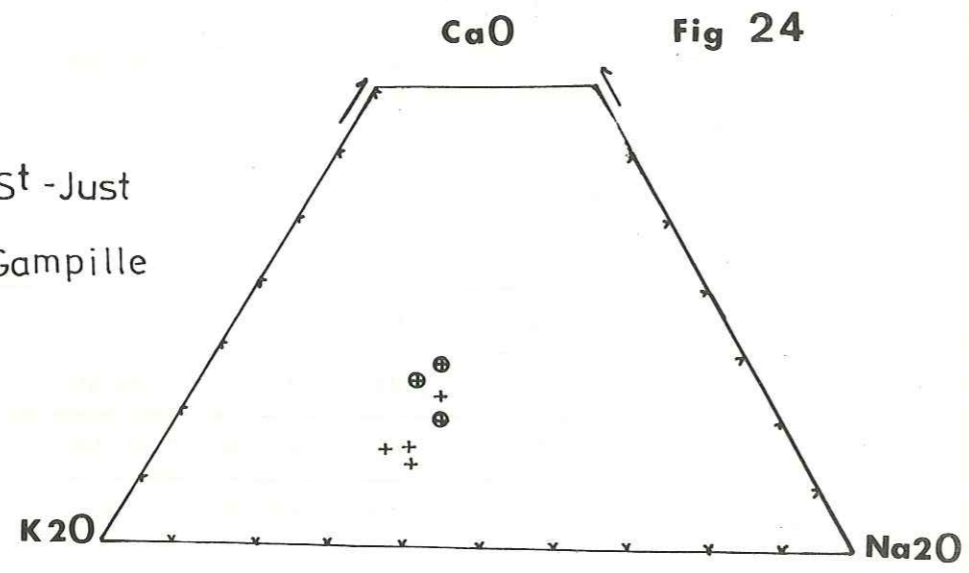
massif	St-Just				Gampille		
n° ech	E1	E4	E5	RC1	E.8	E78	RC2
SiO <sub>2</sub>	67,85	70,00	68,10	68,37	67,40	68,9	70,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	14,80	15,80	14,29	15,40	14,25	13,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	1,90	1,95	0,0	1,15	2,10	0,17
FeO	1,55	0,70	1,85	2,58	1,80	1,50	2,58
MgO	1,40	1,05	1,65	1,59	1,60	1,80	1,69
CaO	1,95	1,35	1,15	1,73	2,60	2,45	1,73
Na <sub>2</sub> O	2,70	2,80	2,85	4,00	2,90	2,85	3,30
K <sub>2</sub> O	3,60	4,80	4,50	4,81	4,40	3,65	3,75
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,40	0,40	0,41	0,45	0,40	0,28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,20	0,25	0,22	0,25	0,25	0,19
MnO	0,05	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,85	1,30	1,65	2,26	1,55	1,60	2,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,05	0,05	0,10	0,15	0,10	0,10	0,14
Total	99,40	99,40	99,80	100,50	99,65	99,90	100,47
Paramètres de NIGGLI							
si	356	348	358	70,15	305	319	71,89
al	49,5	43,28	43,17	14,66	40,76	38,6	14,32
fm	24,6	17,91	25,0	4,37	21,46	25,7	4,81
c	10,7	10,14	5,5	1,77	12,5	12,0	1,75
alc	25,86	28,65	26,18	9,04	25,27	23,6	7,28
Norme C.I.P.W.-Lacroix							
p	1 <sup>1</sup>	1	1 <sup>1</sup>	1(2)	1 <sup>1</sup>	1(2)	1(2)
q	3(4)	3(4)	2	4 <sup>1</sup>	4	(3)4	4
r	2	2	(1)2	2	2 <sup>1</sup>	2 <sup>1</sup>	2
s	(2)3	3	3	3	3	3	3

Les analyses RC sont de R. CHARRE 1969.

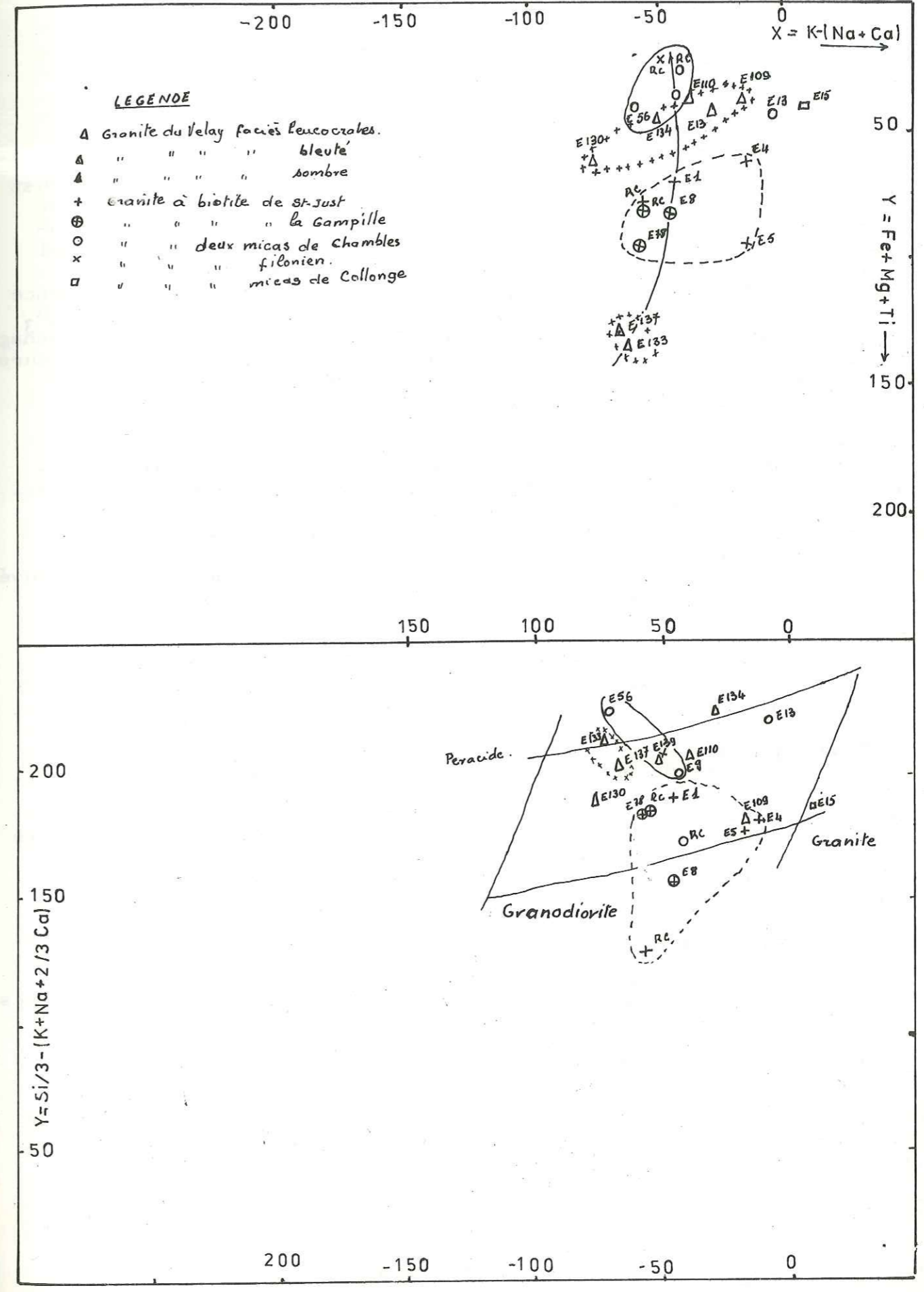


**Légende**

- + granite de St-Just
- ⊕ " " Gampille



**FIG 26** DIAGRAMME DE H. DE LA ROCHE



L'analyse modale est faite sur l'échantillon E 8 (tableau n°3). Suivant les indices modaux on a une granodiorite leucocrate, moyennement quartzifère.

2 23 - CHIMIE DU GRANITE DE ST-JUST ET DE LA GAMPILLE.

2 231 - Introduction.

Cinq analyses ont été réalisées, dont trois sur le granite de St-Just et deux sur celui de la Gampille par F. KELLER à l'Institut Dolomieu de Grenoble. Nous rappelons que l'échantillonnage est ponctuel. Les échantillons E 4, E 5 sont légèrement plus altérés que l'échantillon E 1 qui est pris dans les carrières de la D8. Nous avons tenu compte, en plus, des analyses de R. CHARRE (1969). Il existe souvent une légère différence dans les valeurs absolues de certains oxydes tels que Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O. Nous pensons que ces variations proviennent du mode d'échantillonnage des méthodes de broyage et d'analyses. Malgré ces différences, les valeurs obtenues pour les différents paramètres se tiennent assez bien. Les résultats d'analyses chimiques sont consignés dans le tableau n°4.

2 232 - Norme CIPW-

Les résultats des calculs des normes CIPW figurent dans le tableau n°4. Les proportions d'orthose et d'albite normatives sont assez équivalentes. Le granite de St-Just contient le double de corindon normatif que le granite de la Gampille qui, lui, possède plus d'anorthite. Le granite de St-Just apparaît plus alumineux que celui de la Gampille, ce dernier étant plus calcique. Ce premier résultat est assez conforme à celui trouvé par le comptage des points.

2 233 - Paramètres CIPW-Lacroix.

Ces paramètres font apparaître le granite de St-Just comme un granite akéritique leucocrate. L'échantillon E 4 indique un granite monzonitique. Le granite de la Gampille tombe dans le domaine des granodiorites.

2 234 - Diagramme fm-c-alc. fig n° 23

Les points du granite de St-Just sont légèrement dispersés alors que ceux de la Gampille sont plus regroupés. Les deux massifs définissent un domaine qui s'allonge approximativement suivant une droite de valeur c = 15 %. Si l'on compare nos massifs aux granites porphyroïdes à biotite en enclaves dans le granite du Velay (B. CLAVEAU et G. RATSIMBA, 1972) on constate que leurs domaines respectifs se chevauchent. Mais l'individualité des deux groupes est assez marquée.

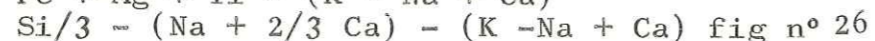
2 235 - Diagramme CaO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O- fig n° 24

Il existe une légère variation du CaO. Na<sub>2</sub>O est plus stable. Le domaine de dispersion est différent de celui des granites porphyroïdes en enclaves dans le granite du Velay, lesquels sont nettement plus calciques.

2 236 - Diagramme MgO-Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O (H. de la ROCHE 1965) fig n° 25

Il y a un bon regroupement des points à l'exception du point E 4 qui tombe dans le domaine des arkoses. L'aire définie ne se situe pas sur la courbe évolutive des roches ignées mais se place entre le domaine des pélites et des grauwackes.

2 237 - Diagrammes



Ces deux diagrammes ont été définis par H. de la ROCHE (1966) pour l'étude chimico-minéralogique des roches ignées.

a) Dans le premier diagramme 5 points se regroupent assez bien alors que E 4 et E 5, qui sont des échantillons altérés, sont plus dispersés.

Le domaine ainsi défini se situe assez près des adamellites.

b°) - Sur le diagramme inférieur, les points sont plus dispersés. Le domaine de dispersion se situe sur la courbe évolutive granodiorite-adamellite-granite. La majorité des points est dans la zone des adamellites. Le pourcentage du quartz calculé varie entre 28 et 35. Les granites de St-Just-Gampille paraissent donc plus acides que ne le laisse prévoir le comptage de points.

2 - 24 - CONCLUSION A L'ETUDE DES GRANITES DE ST-JUST-CIZERON-GAMPILLE.

Les granites de St-Just de la Gampille, bien qu'éloignés de plusieurs kilomètres, ont des caractères pétrographiques et chimiques très analogues. Ils affleurent en petits massifs circonscrits au sein des schistes cristallins épizonaux ou mésozonaux (micaschistes à deux micas, grenat et staurotide, gneiss à sillimanite). Ils exercent aux abords de ceux-ci un effet de métamorphisme de contact. Ce sont des roches très homogènes, à texture porphyroïde (mégacristaux d'orthose de 5 à 10 cm disséminés dans une mésostase à grain grossier). Dans le granite de St-Just, on note la présence de deux types d'enclaves ainsi que la formation de nodules et de filonnets de fluorine. Les indices modaux font apparaître les granites à biotite comme des granodiorites leucocrates fortement quartzifères. Au microscope, on a deux paragenèses. La première correspond à la cristallisation des minéraux tels que zircon, apatite, biotite, cordiérite, plagioclase, orthose et quartz. La deuxième, secondaire, est liée à la rétro-morphose de type schistes verts (R. CHARRE 1969) tels que chlorite, minéraux opaques, muscovite, séricite, calcite qui se forment aux dépens des premiers minéraux. La mylonitisation du granite de la Gampille serait provoquée par la grande faille du Pilat.

L'étude chimique confirme l'identité de tous ces massifs et met en évidence leur individualité par rapport aux granites porphyroïdes en enclaves dans le granite hétérogène du Velay. Enfin, il faut signaler l'existence dans les trois massifs, d'un réseau d'aplites dont la mise en place semble postérieure à la phase de rétro-morphose. En ce qui concerne la genèse de ces roches, nous envisageons, pour notre part, deux hypothèses.

a°) - Elles pourraient résulter d'une anatexie des roches métamorphiques en profondeur. Le liquide né de la fusion de ces dernières serait injecté dans les couches supérieures à la faveur des cassures ouvertes au cours d'une phase tectonique importante. Dans cette hypothèse, la cordiérite serait une restite et elle appartiendrait à l'ancienne roche "digérée". Les enclaves grenues seraient soit d'anciens filons basiques recristallisés, soit le résultat d'une fusion d'anciennes amphibolites. Les granites à biotite de St-Just-Cizeron-Gampille auraient ainsi une origine crustale. La genèse de ces roches pourrait s'effectuer de la façon suivante : montée thermique qui provoque la fusion anatectique à certains endroits des schistes cristallins sous-jacents, migration du magma dans les séries supérieures. La montée thermique pourrait se situer au début de l'anatexie vellave.

b°) - Dans la seconde hypothèse, on pourrait envisager une origine magmatique. En effet, ces granites forment des masses très homogènes. Leur composition minéralogique et leur position structurale s'apparentent à celle du granite de la Margéride et surtout à celle des granites calco-alcalins du type "massifs supérieurs" décrits par A. AUTRAN, M. FONTEILLES et G. GUITARD (1970) dans la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. Dans cette dernière hypothèse, la cordiérite ne serait plus une restite, mais aurait cristallisé directement dans le magma granitique comme l'ont suggéré R. BROUSSE (1957) et J. BOISSONNAS (1973). La présence, par ailleurs de ce minéral dans les aplites est conforme à l'hypothèse de la cristallisation directe de la cordiérite dans un bain silicaté.

-23

LES GRANITES A DEUX MICAS

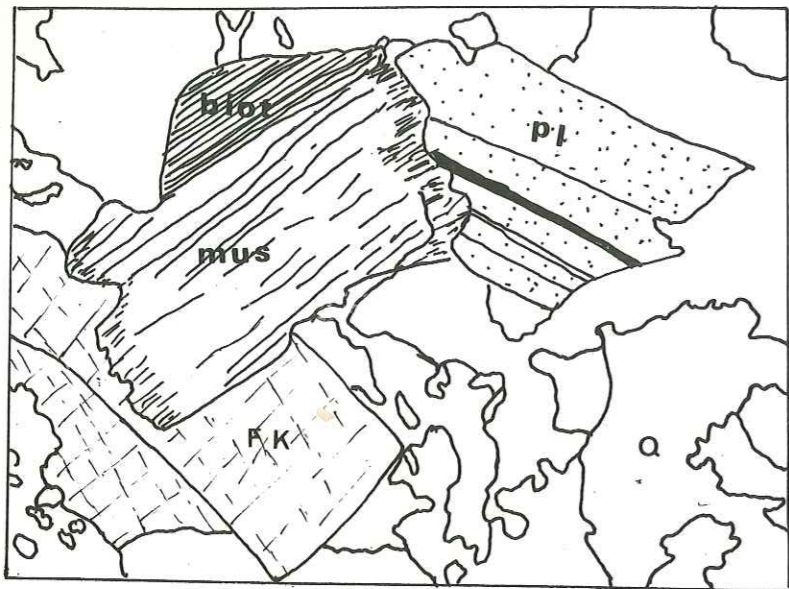


Fig 28  
L.M. E9.  
x 3.5  
Structure grenue  
cataclasee dans le granite  
a deux micas de Chambles.

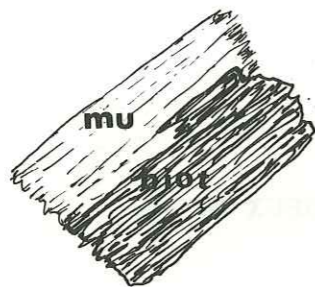


Fig 29  
"Interstratification" de la biotite et  
de la muscovite dans le granite  
de Chambles.

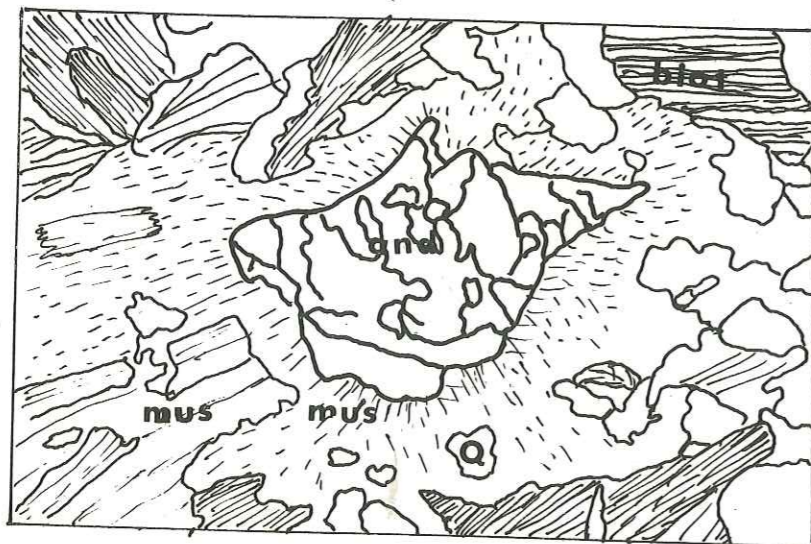


Fig 30  
E L M E 10  
x 10  
Andalousite en voie de  
muscovitisation dans  
l'enclave surmicacee  
du granite de Chambles

2 31 - Généralités.

2 311 - Présentation générale.

Les granites à deux micas de la bordure Ouest du bassin houiller de St-Etienne constituent un ensemble homogène. Ils affleurent en petits massifs circonscrits ou en filons dans toute la zone cartographiée. Ces roches font partie de la famille des leucogranites décrits dans le Forez par J. LAMEYRE (1966), R. CHARRE (1969), B. CLAVEAU et G. RATSIMBA (1972) et A. GOURGAUD (1973).

Les granites à deux micas se distinguent des autres formations granitiques par leur teinte claire, rosée ou grise, leur aspect massif et leur grain moyen ou fin. Ils contiennent toujours des paillettes brillantes de mica blanc en proportion variable. Leur extrême résistance a permis leur exploitation dans de nombreuses carrières dont certaines sont encore en activité.

2 312 - Gisements et relations avec les autres formations.

Les granites à deux micas sont tous de type intrusif. Ils affleurent dans le granite hétérogène du Velay et dans les roches métamorphiques (micaschistes et gneiss). Leur contact généralement net peut être progressif dans les gneiss, ces derniers se chargeant alors de petits nodules quartzo-feldspathiques roses.

2 313 - Minéralogie.

La paragenèse des granites à deux micas varie peu. Les constituants de ces roches sont quartz, feldspath potassique, plagioclase qui forment au moins 90% de la roche, et biotite, muscovite, minéraux accessoires. Peuvent également être présents, tourmaline, andalousite, cordièrite et sillimanite.

2 32 - Description des granites à deux micas.

Parmi les granites à deux micas, nous distinguerons quatre groupes pétrographiques.

-Les granites clairs à texture équante généralement riches en muscovite. Ces roches sont désignées par J. LAMEYRE (1966) et A. GOURGAUD (1973) sous le terme de "leucogranites". Nous garderons cette dénomination.

-Les granites clairs que R. CHARRE (1969) a décrits sous le nom de granites filoniens en bancs. Ils diffèrent des leucogranites par leur aspect schistosé et par la présence de "fils" de biotite.

-Les granites filoniens gris contrastent avec les leucogranites et les granites filoniens en bancs par leur couleur grise et leur richesse en enclaves d'encaissant. Le faciès de ces granites est très proche de celui des granites "extravasés" de Sephos et de Merle (H. LABERNADIERE, 1961 et A. GOURGAUD, 1973).

-Le granite de Collonge précédemment considéré comme une partie du leucogranite de Chambles et qui, suivant nos études, doit être pris comme une entité indépendante.

La description pétrographique portera successivement sur chacun des groupes définis ci-dessus.

2 321 - Les "leucogranites".

Les leucogranites sont des roches de teinte claire, rosée ou gris-rosé, à texture équante, à grain moyen ou fin. Ils contiennent des micas (biotite et muscovite) en proportion variable. Ils se présentent, soit en petits massifs circonscrits, soit en filons de longueur et de puissance variables. Le granite à deux micas de Chambles, étant le plus important et le plus intéressant par sa position au sein du granite hétérogène du Velay et par son contact avec le granite à biotite de St-Just et les formations du houiller, nous l'étudierons avec plus de détail. Les autres granites de ce groupe feront l'objet d'un bref aperçu.

2 3211 - Le granite à deux micas de Chambles.

a) Situation géographique :

Le massif de Chambles est couvert par les feuilles au 1/25 000 de Firminy 3-4 et 7-8. Situé au Sud-Ouest du granite de St-Just, il forme un plateau de 500 m qui s'abaisse progressivement jusqu'à l'extrémité sud de la plaine du Forez. La localité de Chambles (635 m) est placée sur l'un des points les plus élevés de la région étudiée. La partie cartographiée couvre une superficie d'environ 16 km<sup>2</sup>, mais le massif s'étale encore vers l'Ouest jusqu'à Périgneux où A. GOURGAUD (1973) l'a décrit sous le nom de "Granite à deux micas de Périgneux". Le massif de Chambles est profondément entaillé par la Loire et le Grangent.

b) Relations avec les diverses formations.

Le massif de Chambles affleure sous forme d'un batholite intrusif dans les formations antéstéphaniennes (gneiss, granite de St-Just, complexe granito-migmatitique du Velay). Il émet une apophyse qui se prolonge jusqu'à Chichivieux. Au Nord, il est limité par les alluvions anciennes de la Loire (au niveau d'Asnière) et par les conglomérats et les sables stampiens du bassin du Forez. Ces derniers sont visibles, immédiatement au Sud de St-Rambert-sur-Loire, près du réservoir d'eau de cette ville. Ils le surmontent en nette discordance. Sur la bordure Est, le massif de Chambles est en contact avec :

- Le granite de St-Just. Le contact est généralement marqué par un faciès aplitique ou silicifié. Le granite de St-Just se charge alors de petites paillettes de muscovite par métamorphisme de contact. On peut signaler une petite fenêtre de granite à deux micas dans le granite à biotite porphyroïde au Nord de la Baraillère.

- Les gneiss glanduleux de Chénieux. Le passage entre les deux formations est progressif. Le granite prend aux épontes un grain fin et une structure laminée (faciès liné de R. CHARRE 1969). Le plan de foliation concorde avec celui des gneiss. Ces derniers se chargent en petits nodules quartzofeldspathiques millimétriques roses (par métamorphisme de contact). On y rencontre également des bouffées claires ou des filons de granite rose dont la direction est celle de la filiation de la roche métamorphique.

- Les conglomérats du bassin houiller. Le contact se fait par faille, dans la région de Chichivieux. Au Sud, le granite à deux micas de Chambles est limité par le granite hétérogène du Velay. La surface de contact entre ces deux granites est subhorizontale. On observe une zone floue de transition formée par une roche claire, très écrasée et très riche en paillettes de muscovite. Cette zone de transition peut se suivre sur plus d'un kilomètre sur la D8 au Sud de Chambles.

Enfin notons qu'aux abords du faciès type de Chambles, des filons aplitiques décimétriques et des filons pegmatitiques parallèles aux diaclases se font plus nombreux.

c) Description macroscopique et microscopique du granite de Chambles.

La masse principale du granite est constituée par une roche grenue à grain moyen et à larges paillettes de muscovite généralement associée à la biotite. Vers la périphérie du massif, elle prend progressivement une structure laminée et un grain plus fin (faciès liné). Nous décrivons successivement ces deux faciès.

- Le faciès à grain moyen (E 9, E 10, E 103, E 104, E 51)

Il affleure largement au niveau du barrage de Grangent et le long de la D 8 jusqu'à Chambles. La roche est d'une belle couleur rosée, à texture équante et à larges paillettes de muscovite et de biotite. Ces paillettes tendent à se disposer en plans parallèles, ce qui donne au granite une foliation floue qui épouse la forme générale du massif. Les micas se groupent aussi parfois pour former des mouches ou des loupes. On voit également à l'affleurement le quartz globuleux incolore, à éclat gras, noyé dans une matrice constitué de feldspath potassique rose et de plagioclase blanchâtre.

aspect microscopique

La structure est grenue, très cataclasée à tendance cloisonnée avec : quartz globulaire, finement recristallisé sur les bordures ou en agrégats de cristaux engrénés formant des cloisons autour des plagioclases. Cette dernière forme est interstitielle. L'extinction onduleuse est générale.

plagioclase qui apparaît sous deux formes :

- soit en plages automorphes ou rectangulaires plus ou moins allongées, mâclées albite-carlsbad et assez séricitisées. Ces mâcles sont quelquefois tordues. Certains cristaux sont poécilitiques et contiennent du quartz en gouttelettes, d'autres sont zonés avec un coeur d'oligoclase séricitisé et une bordure claire d'albite.

- soit en petits cristaux trapus et transparents ou en taches claires dans les feldspaths potassiques. Il s'y développe parfois de la myrmékitite.

Les mesures faites aux liqueurs d'indice, sur des minéraux triés, donnent 7 à 10% d'anorthite.

feldspath potassique ; il apparaît sous plusieurs aspects :

- en cristaux automorphes, quelquefois mâclés Carlsbad. Ils contiennent en inclusions du quartz en gouttelettes, des taches d'albite et de la biotite. Leur bordure est parfois fragmentée et envahie par de petites plages de plagioclase myrmékitique.

- en plages xénomorphes, soit de nature interstitielle, soit provenant de l'éclatement des individus automorphes lors de la cataclase.

L'analyse aux R X sur des minéraux triés fait apparaître un microcline intermédiaire. L'indice de triclinicité est de 54.

biotite en larges lamelles rectangulaires : elle présente un pléochroïsme jaune pâle à brun clair. Certains individus sont chloritisés ou en voie de chloritisation et prennent une couleur verdâtre. Ils contiennent de nombreux cristaux de sagénite et des minéraux opaques le long des clivages. On observe quelquefois des petites plages allongées brunes dans la muscovite. fig n° 28

muscovite qui cristallise :

- en larges paillettes rectangulaires, à bords dentelés, à clivages quelquefois onduleux. On la trouve couramment associée, plan par plan, à la biotite. La morphologie de cette muscovite est très proche de celle de la muscovite "hystérogène" de A. AUTRAN et COLL (1970). Comme celle-ci nous pensons qu'elle est tardi-magmatique.

- en paillettes déliquettées ou en plages poécilitiques symplectiques avec le quartz. Leur liaison avec le feldspath potassique et l'albite est assez étroite. Cette deuxième forme de muscovite est secondaire et est probablement liée à la phase pneumatolitique ou à la cataclase puisqu'on la retrouve également dans les cloisons essentiellement constituée du quartz.

condièrite : elle n'a pas été observée dans nos lames, mais elle a été signalée par R. CHARRE (1969) et A. GOURGAUD (1973).



Fig 31  
x 35.  
L N. E 55 b

Paquet de fines aiguilles  
de sillimanite dans  
l'enclave gneissique  
du granite à deux  
micas de Chambles

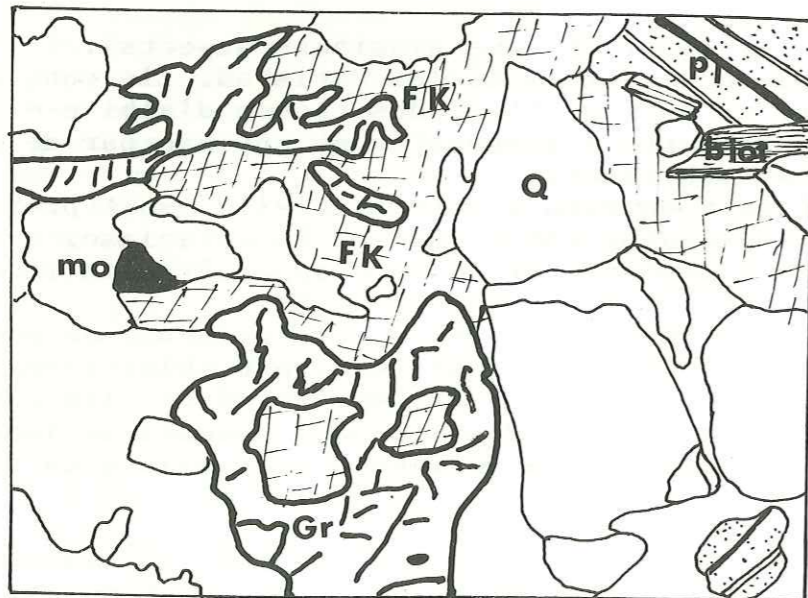


Fig 32  
L N E 42  
x : 3.5  
Grenat résiduel dans dans  
une plage de feldspath  
potassique dans le filon  
de granite à deux micas  
de Grangeosse

Q quartz  
FK feldspath potassique  
Gr grenat  
Pl plagioclase  
biot biotite

minéraux accessoires qui sont : apatite en sections trapues ou acicu-  
laires, sphène et zircon.

La cataclase de la partie orientale du granite de Chambles est provo-  
quée selon A. GOURGAUD, par la tectonique cassante ; cette partie se  
situant sur le point de confluence de trois grandes fractures.

Nous pensons que la cataclase pourrait également être liée à la struc-  
ture en batholite du granite. Cette structure peut conduire à la nais-  
sance de forces de friction à la périphérie du massif et surtout au  
contact avec les roches métamorphiques. Ces forces de friction provo-  
quent un écrasement plus ou moins poussé de la roche avec, pour terme  
extrême, un laminage (faciès liné).

- Le faciès de bordure à grain fin (faciès liné).

Le type a été pris à Chénieux (E 47) et à Condamine (E 56). La roche,  
d'aspect schisteux, est à grain fin.

La composition minéralogique diffère peu de celle du type à grain moyen  
mais la biotite, de taille plus petite, est entièrement chloritisée. La  
muscovite est moins abondante et moins développée. La disposition pla-  
naire est très accentuée.

En lame mince, la structure est cataclasée et cloisonnée. La paragenèse  
reste la même que dans le premier faciès, mais le quartz est finement  
recristallisé, engrené et forme des cloisons autour des mégacristaux  
de feldspath potassique et de plagioclase altérés. La biotite chloriti-  
sée a une allure flexueuse. Il s'y développe de la muscovite et miné-  
raux opaques. L'andalousite, qui se trouve en petits cristaux courts,  
en sections allongées, à coeur pléochroïque rose, ou en chapelets au  
milieu d'un tapis de muscovite et de séricite, n'a été observée que  
dans la lame E 56. Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans  
le faciès type.

#### Conclusion

Le granite de Chambles forme un massif pétrographiquement homogène. Il  
est constitué par une roche à grain moyen qui passe progressivement à  
une roche à grain fin en même temps que s'accroît le laminage. La  
schistosité de la bordure du granite de Chambles est liée au mode de  
mise en place de massif. Quant à sa cataclase, elle serait provoquée,  
selon A. GOURGAUD (1973), par la tectonique cassante, la zone catacla-  
sée correspondant au point de jonction de trois grandes fractures.  
Notons enfin que la paragenèse de ce granite est celle décrite dans  
les leucogranites du Forez, par de nombreux auteurs. Le problème de la  
muscovite, de la cordièrite et de l'andalousite sera abordé dans le  
bilan général de l'étude des granites à deux micas.

#### d°) - Les enclaves du granite de Chambles.

Les enclaves du granite de Chambles sont de deux types : les loupes  
micacées éparpillées partout dans le massif et les enclaves de schistes  
cristallins décimétriques localisées en bordure du massif.

#### - Les loupes micacées.

De formes sphériques ou ovoïdes et de dimensions très réduites (pas  
plus de 2 cm de diamètre), ces enclaves sont répandues dans le massif.  
Elles se distinguent par leur couleur sombre dans le fond rosé du gra-  
nite. Seule la biotite est visible à l'oeil nu.

Au microscope, on relève les minéraux suivants (E 10) :

quartz interstitiel ou en gouttelettes dans les micas ;

biotite fraîche en larges paillettes orientées, très pléochroïque. Elle  
forme plus de 50 % de la loupe micacée ;

muscovite abondante. Elle cristallise en larges lamelles aux dépens de  
la biotite, mais surtout de l'andalousite ;

chlorite peu abondante, provenant de l'altération de la biotite ;

andalousite en larges paillettes et plages à coeur rosé, ou en résidus  
complètement pseudomorphosés par la muscovite. Elle renferme sporadi-  
quement de la biotite automorphe ;



sillimanite en fines aiguilles. Elle cristallise aux dépens de la muscovite, de l'andalousite et de la biotite ;

épidote en granules sporadiques dans la muscovite ;

minéraux accessoires : apatite, zircon, sphène, minéraux opaques.

Deux paragénèses apparaissent dans les loupes micacées.

La première correspond à la cristallisation du zircon, apatite, biotite, andalousite. Elle est antérieure à la cristallisation du granite.

La deuxième paragénèse correspond à la phase pneumatolytique au cours de laquelle se sont développées muscovite, séricite, chlorite avec exsudation des minéraux opaques et épidote.

La sillimanite serait soit antérieure à la cristallisation du granite, soit contemporaine de l'augmentation du flux thermique provoquant l'anatexie. L'origine des loupes micacées a été discutée par plusieurs auteurs. Pour J. DIDIER (1963), les enclaves surmicacées sont des restes possibles de l'anatexie de roches métamorphiques alumineuses.

J. LAMEYRE (1966) interprète les enclaves surmicacées de la Grazière-Mage comme "le produit d'un métamorphisme intense sur une roche hyperalumineuse". Comme ces deux auteurs, nous pensons que les loupes micacées du granite de Chambles sont des "restats" des séries métamorphiques alumineuses ayant subi un phénomène d'anatexie.

- Les enclaves de schistes cristallins (E 56).

Ce sont des enclaves de roches foliées de 5 à 10 cm dans leur plus grande dimension, avec une alternance de lits flexueux de micas et de lits leucocrates. Le contact avec l'encaissant est franc. Ces roches ont été mises à jour non loin du contact granite de Chambles granite hétérogène du Velay au cours des travaux d'élargissement de la route de Condamine.

Au microscope, la structure est lépidoblastique avec :

biotite très pléochroïque en lamelles orientées ;

muscovite associée à de fines aiguilles de sillimanite groupées en faisceaux flexueux.

quartz et plagioclase plus ou moins séricitisés formant l'essentiel des lits quartzofeldspathiques ;

minéraux opaques, apatite, sphène et zircon associés à la biotite.

La composition de ce type d'enclaves est proche de celle des gneiss à biotite et sillimanite trouvés en enclaves dans le complexe granito-migmatique encaissant. Il s'agit d'anciennes enclaves du granite du Velay reprises par le granite à deux micas lors de sa mise en place. Leur situation particulière en bordure du massif appuierait cette hypothèse.

2 - 3212 - Le granite de Quéret (E 64).

D'extension réduite (2 km x 0,5), le granite de Quéret affleure en noyau allongé entre Quéret et Trémas, à 2 km au Sud du massif de Chambles. Il est entièrement inclus dans le granite du Velay et le contact avec celui-ci est soit franc et vertical (ferme d'Essumain), soit progressif et subplanaire (route St-Victor-sur-Loire, Quéret et route Quéret-Trémas). La zone de contact varie entre 1 à 4 m.

La roche, de couleur rosée, présente une schistosité planaire caractéristique à l'affleurement (faciès liné). Le faciès généralement fin et écrasé devient progressivement équiant au centre du massif. Les travaux de fondation d'une maison située ont mis à jour de nombreuses autres enclaves de granite migmatitique du Velay. La mise en place du granite de Quéret serait du type "magma<sup>pit</sup>-stopping", selon le schéma de Billing, (1945) - (in J. R. BROUSSE 1968, page 521). En lame mince, la roche présente la même paragénèse que la faciès type du granite de Chambles, avec pour E 64) :

quartz interstitiel recristallisé ;

plagioclase (albite, oligoclase acide) séricitisé ;

perthite xénomorphe sporadiquement moirée, tachetée de plages claires d'albite et de quartz en gouttelettes ;

biotite plus ou moins chloritisée ;

muscovite en lamelles à bords dentelés généralement associée à la biotite ou en plages poéclitiques (associations symplectiques avec le quartz) provenant de la transformation du feldspath potassique et de l'albite.;

minéraux accessoires habituels : apatite craquelée, myrmékite, sphène et zircon.

Dans les enclaves, on retrouve la paragénèse du granite du Velay, mais les minéraux sont engrenés et parfois tordus. La muscovite est beaucoup plus abondante. Les feldspaths potassiques et les plagioclases sont kaolinisés. Ils se chargent de fines pigmentations noires d'oxyde de fer.

Signalons deux petits affleurements de granite à deux micas qui se situent l'un sur le plateau de la Danse, l'autre au Sud de la Tour PHILIPPE non loin de Trémas. Leur faciès est identique à celui du granite de Quéret (E 69, E 70). Le massif de Quéret apparaît pétrographiquement comme l'homologue du granite de Chambles.

2 - 3213 - Le granite de Montauroux.

Situé à 7 km environ de Chambles, le granite de Montauroux, précédemment appelé granite de la Rivoire par R. CHARRE (1969), forme une sorte de "suc" de 700 m de dénivelé qui domine à l'Ouest, la ville de Fraisse. C'est un petit corps sub-circulaire (1,5 km de diamètre) intrusif dans le complexe granito-migmatitique du Velay et les gneiss à deux micas. Le contact avec le granite du Velay est masqué par la forêt, mais celui avec les gneiss est plus visible. Il est horizontal et se fait sur 1 à 4 m. Les gneiss se chargent généralement de petits nodules quartzofeldspathiques de teinte rose sombre et s'enrichissent en petites paillettes de muscovite par métamorphisme de contact. Le granite émet également dans les gneiss des apophyses roses et surtout des filons pegmatitiques à grandes lamelles de muscovite.

Un petit lambeau de gneiss à deux micas coiffe encore le granite de Montauroux. En lame mince (E 74), le granite de Montauroux a une structure cataclastique. Sa composition minéralogique est identique à celle des granites de Chambles et de Quéret. On relève toutefois la présence de la tourmaline en agrégats dispersés dans la mésostase. Il n'existe ni cordiérite, ni andalousite.

2 - 3214 - Les leucogranites filoniens.

Ce sont les filons les plus courants. On les rencontre dans toute la zone cartographiée, mais ils sont particulièrement nombreux dans la région de Chapelle d'Aurec au Sud d'Aurec-sur-Loire. Ils se présentent à l'affleurement, soit en filons ou lentilles sécants, verticaux, de 100 à 500 m sur 10 à 20 m, soit en bouffées claires (Sauze). Leur contact avec l'encaissant, en l'occurrence le granite du Velay, est franc. Ces filons sont tous orientés suivant N 135-170 qui est l'une des directions structurales majeures de la région. Le faciès des leucogranites filoniens reste semblable à celui du granite de Chambles. Ce sont des roches de teinte claire (rosée ou gris rosé) à grain fin. Quelquefois, certains ont une texture saccharoïde. Des mégacristaux isolés (2 cm) apparaissent ça et là dans une mésostase finement grenue. Notons enfin que la muscovite est toujours présente, mais en proportion extrêmement variable. Au microscope, la paragénèse générale de ces filons s'apparente à celle du granite de Chambles. Elle est constituée de quartz, albite (An 5-10), perthite, biotite, chlorite, muscovite et minéraux accessoires, myrmékite.

Nous noterons la structure fluidale des filons de St-Just-Malmont et du Fau qui contiennent également de la tourmaline. Signalons également le grenat résiduel dans le filon de Grangeasse. La présence de ce minéral prend une importance particulière pour l'interprétation de l'origine des leucogranites.

2 - 3215 - Les granites à deux micas "filoniens en bancs".

Comme les "leucogranites" décrits précédemment, les granites "en bancs" sont des roches claires, d'aspect massif ou schistosé et à grain fin. Ils s'individualisent par rapport au premier groupe par leurs relations avec l'encaissant. Leur direction est conforme à celle de la schistosité des gneiss ou du granite du Velay ; en outre, la sillimanite y est plus abondante. On a affaire à trois filons :

a°) - Le premier filon affleure au niveau du barrage de l'Echapre au Sud de Firminy dans les gneiss à biotite, cordièrite, sillimanite. Ce filon d'extension réduite (1 x 0,1 km) a une direction E.W. La roche, qui contraste avec l'encaissant par sa teinte claire, est très schistosée et les plans de foliation ont la même direction que celle des gneiss. A l'affleurement, on observe biotite, muscovite et sillimanite qui forment des cloisons autour des yeux de feldspath potassique et de plagioclase clair. Apparaît également, sporadiquement, de la cordièrite en nodules centimétriques verdâtres. La lame mince (E 80) montre une structure granoblastique cloisonnée avec la paragenèse suivante :

quartz, biotite, séricite,  
plagioclase, chlorite, sillimanite, minéraux accessoires,  
perthite, muscovite, cordièrite.

Le quartz est finement recristallisé et engrené ; le plagioclase poéclitique est plus ou moins séricitisé et à bordures rongées par le quartz ; la perthite à bords irréguliers forme l'essentiel des "lits clairs". On y observe de la myrmékite au contact plagioclase -feldspath potassique.

La biotite en paillettes fraîches ou chloritisées, la muscovite, la sillimanite sont étroitement associées dans les lits micacés. La sillimanite en fines aiguilles est groupée en faisceaux flexueux.

La cordièrite qui se présente en granules est très pinitisée. Elle a souvent un aspect jaunâtre ; elle s'altère également en grandes lamelles de muscovite et en séricite.

Les minéraux accessoires sont apatite, sphène et zircon.

Le granite à deux micas en bancs de l'Echapre se caractérise par son faciès schistosé, la schistosité étant due, non aux conditions de mise en place, mais à un métamorphisme de type biotite-sillimanite-cordièrite développé dans un ancien filon.

b°) - Le second filon (E 61) encaissé dans le granite du Velay, forme un banc massif, orienté E-W, penté 20° S, de 20 à 30 m de puissance. Il affleure sur le flanc Ouest du Plateau de la Danse, en bordure du chemin de St-Victor-sur-Loire, situé en rive droite du lac de Grangent. Le filon est découpé et décalé de quelques mètres par une série de fractures dextres de direction N 120. Au mur du filon, le contact avec le granite du Velay est franc. Celui-ci présente, sur une épaisseur de 0,5 à 1 m, une structure migmatitique très écrasée.

Le granite en banc des Révotes est une roche massive finement grenue et de couleur gris-sombre. Il est très pauvre en muscovite. La biotite qui se présente en fines paillettes noirâtres est orientée.

Au microscope, la structure est grenue, cataclasée. La paragenèse est la même que celle du granite en banc de l'Echapre, mais on observe aussi de l'andalousite. La sillimanite et la muscovite cristallisent aux

dépens du feldspath potassique, de l'andalousite et de la cordièrite.

c°) - Le troisième filon (de Cornillon) forme un petit banc massif de 20 à 30 cm dans les gneiss à biotite et cordièrite enclavés dans le granite hétérogène du Velay, à l'Ouest de la ville de Cornillon. Il est constitué par une roche de teinte rosé, à texture saccharoïde, très pauvre en muscovite. Le grain est assez fin. La composition minéralogique grossière est celle observée dans les autres filons. En lame mince (E127) la structure est grenue, à tendance cloisonnée avec quartz grenu, généralement recristallisé, plagioclase séricitisé, feldspath potassique en plages xénomorphes, biotite orientée altérée en chlorite, cordièrite pinitisée et séricitisée en grains automorphes, minéraux opaques.

d°) - Conclusion :

La paragenèse des granites à deux micas en bancs est très proche de celle des "leucogranites". Cependant, leurs conditions de gisement, leur aspect schistosé, voire gneissique, la présence en proportions notables de sillimanite et de cordièrite laissent à penser qu'ils ont suivi une évolution différente. Le filon de l'Echapre et celui des Révotes ont été interprétés par R. CHARRE (1969) comme d'anciens filons rhyolitiques métamorphisés. Ce point de vue, s'il peut être envisagé pour le filon de l'Echapre, est difficilement concevable pour les filons des Révotes et de Cornillon. Le filon des Révotes est nettement intrusif dans le Velay et le contact avec celui-ci est franc. Le filon de Cornillon est peu modifié, si ce n'est par un léger métamorphisme de faciès schistes-vert. Nous pensons donc que ces deux filons sont liés à une phase tardive de la migmatisation vellave.

2 - 3216 - Les granites filoniens gris.

Les granites gris à deux micas sont représentés par deux lentilles qui se situent au Sud d'Aurec-sur-Loire et sont recoupés par la D 47. La première s'observe au niveau de la localité de Gourtine et la seconde au niveau de la ligne à haute tension Mayole-La Chapelle d'Aurec, non loin de la ferme de la Rochette.

Ces deux lentilles qui sont de dimension réduite (1 x 0,2 km) et (350 x 40 m) ont la même direction (Est-Ouest) et le même faciès. Elles sont intrusives dans le granite hétérogène du Velay et le contact avec celui-ci est franc. La roche contraste avec l'encaissant par son aspect massif, sa couleur grise, son grain fin, sa cassure conchoïdale et sa grande richesse en enclaves (loupes micacées à sillimanite, petits blocs de granite hétérogène, cordièrite en nodules centimétriques verdâtres). Sa grande dureté est à l'origine de son intense exploitation. La lentille de Gourtine comporte deux grandes carrières dont une est encore en activité, et celle de la Rochette, une petite carrière située en bordure de la route. L'observation microscopique révèle de nombreuses tablettes rougeâtres de plagioclase, de nodules verdâtres de cordièrite et des mégacristaux centimétriques. Ces minéraux baignent dans une mésostase grise à grain fin. La muscovite, peu abondante, apparaît en petites paillettes brillantes. La biotite, plus largement répandue, contribue à donner à la roche sa couleur grise. En lame mince (E 30 - E 44), la structure est grenue hétérogranulaire. La paragenèse est la suivante :

quartz, andalousite, chlorite,  
plagioclase (An 5), cordièrite, muscovite,  
feldspath potassique, biotite, séricite.

Le quartz se présente en petits cristaux dans la mésostase ou en plages arrondies à extinction onduleuse. Il apparaît aussi en gouttelettes ou en sections hexagonales dans le feldspath potassique. La myrmékite et la micro-pegmatite sont assez fréquentes.

La plagioclase se présente sous deux aspects :

- en sections automorphes allongées, maclées albite Carlsbad, d'aspect transparent ; ce type de plagioclase appartient certainement à la dernière phase de cristallisation ;
- en tablettes trapues, totalement ou partiellement altérées (coeur séricitisé) ; ces cristaux seraient, soit des restites, soit de première cristallisation.

Le feldspath potassique apparaît en mégacristaux allongés à bordures corrodées, souvent maclés Carlsbad et sporadiquement noirés ou en plages xénomorphes associées au quartz interstitiel. L'indice de triclinicité mesuré sur des minéraux triés (E 30) est égale à 11 %. C'est donc une orthose.

- L'andalousite, omniprésente, est en bâtonnets trapus, en petites sections carrées dans la mésostase ou en chapelets. Elle est quelquefois en inclusions dans le feldspath potassique. Certains cristaux sont couramment entourés par une couronne de muscovite et de séricite.

- La cordièrite, qui est toujours pseudomorphée en pinité et en muscovite, apparaît toujours en nodules jaunes très poécilitiques. L'intense altération de ce minéral, sa grande taille laissent penser qu'il est étranger à la paragenèse granitique.

- La biotite, en petites lamelles, a un pléochroïsme intense (jaune à brun foncé). Son altération en chlorite s'accompagne de l'exudation de sagénite et de minéraux opaques.

- La muscovite, issue en grande partie de la transformation du feldspath potassique, de la cordièrite, de l'andalousite, se présente en fines paillettes, en lamelles subautomorphes ou en plages xénomorphes poécilitiques (association muscovite-quartz). La morphologie générale de ce minéral laisse à penser qu'il est secondaire.

- Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les autres granites à deux micas à savoir : apatite trapue ou aciculaire, minéraux opaques, sagénite et zircon.

- Les Loupes micacées.

Une lame mince, taillée dans une loupe micacée (E 44) révèle les minéraux suivants :

- biotite fraîche, à fort pléochroïsme, associée à la sillimanite en fines aiguilles groupées en faisceaux ; ces deux minéraux forment des lits micacés au sein des loupes ;
- muscovite nettement postérieure ;
- quartz en grains et plagioclase regroupés surtout dans les lits clairs ;
- nodule de cordièrite ;

Au microscope, le nodule est très altéré et très poécilitique.

- Conclusion :

La constitution des loupes micacées est très proche de celle des gneiss à biotite-cordièrite-sillimanite et des enclaves gneissiques du granite hétérogène.

Nous pensons donc que les loupes micacées et la cordièrite sont les homologues des enclaves gneissiques et de la cordièrite qu'on trouve dans le granite du Velay. Leur association avec les fragments de ce dernier laisse supposer que les granites gris à deux micas dérivent du granite du Velay, par anatexie différentielle.

Enfin, notons que l'aspect macroscopique, la composition minéralogique des granites gris, la nature de leurs enclaves les rapprochent des granites extravasés de Séphos (H. LABERNADIERE 1961) et de Merle, (A. GOURGAUD, 1973).

2 - 3217 - Le Granite de Collonge.

a°) - Situation géographique :

Situé à 2 km au Nord du Massif de Chambles et à 1 km au N.W. de la pointe du granite de St-Just, le granite de Collonge forme une butte allongée (2 x 0,38) entre les localités de St-Just-sur-Loire et Andrézieux. Il est recoupé dans sa partie sud par la Loire qu'il domine par un escarpement haut d'une vingtaine de mètres. Le Furan le traverse également au niveau de la ville d'Andrézieux.

b°) - Relation avec les autres formations :

Le massif de Collonge est entouré à l'Ouest et au Nord par les alluvions quarternaires de la Loire qui le surmontent en discordance. Entre les usines et le pont de St-Just, il est intrusif dans les mica-schistes à deux micas, grenat et staurotide, au sein desquels il développe un métamorphisme de contact. Un affleurement aux pieds des piliers du pont qui enjambe la D 102 à 80 m du pont de St-Just permet une bonne observation de ce contact.

c°) - Etude pétrographique :

Le granite de Collonge diffère de celui de Chambles par sa pauvreté en muscovite, son aspect rosé sombre. La roche est constituée par une pâte dans laquelle apparaissent des grains xénomorphes ou globuleux de quartz incolore et des ponctuations millimétriques de biotite chloritisée. De nombreux filonnets centimétriques de quartz clair la traversent également.

Sur le talus qui domine la Loire, on relève de grands panneaux de mica-schistes sombres, coincés entre des fractures. Au microscope, la structure est grenue, très cataclasée. On observe : (E 14 - E 15).

quartz, plagioclase, feldspath potassique,  
biotite chloritisée, muscovite, tourmaline,  
minéraux accessoires.

Le quartz, généralement interstitiel, se présente en grandes plages à extinction onduleuse ou en petits cristaux. On observe sporadiquement de la myrmékite.

Le plagioclase, d'aspect jaunâtre en lumière actuelle, forme des cristaux tabulaires à macles albite-Carlsbad. Les mesures de basicité donnent un taux d'anorthite qui se situe entre 5 et 15 %.

Le feldspath potassique, très abondant, se présente en cristaux xénomorphes ou automorphes maclés Carlsbad. Sa bordure est corrodée par l'albite et le quartz. En inclusions, on a de la biotite et des taches claires d'albite. La diffraction X sur minéraux triés fait apparaître des pics de microcline intermédiaire (indice de triclinicité = 59).

La biotite, en paillettes d'aspect chagriné, est en grande partie transformée en chlorite. Les clivages sont soulignés par des oxydes de fer ; sphène, apatite s'y trouvent sous forme d'inclusions.

La chlorite est toujours liée à l'altération de la biotite.

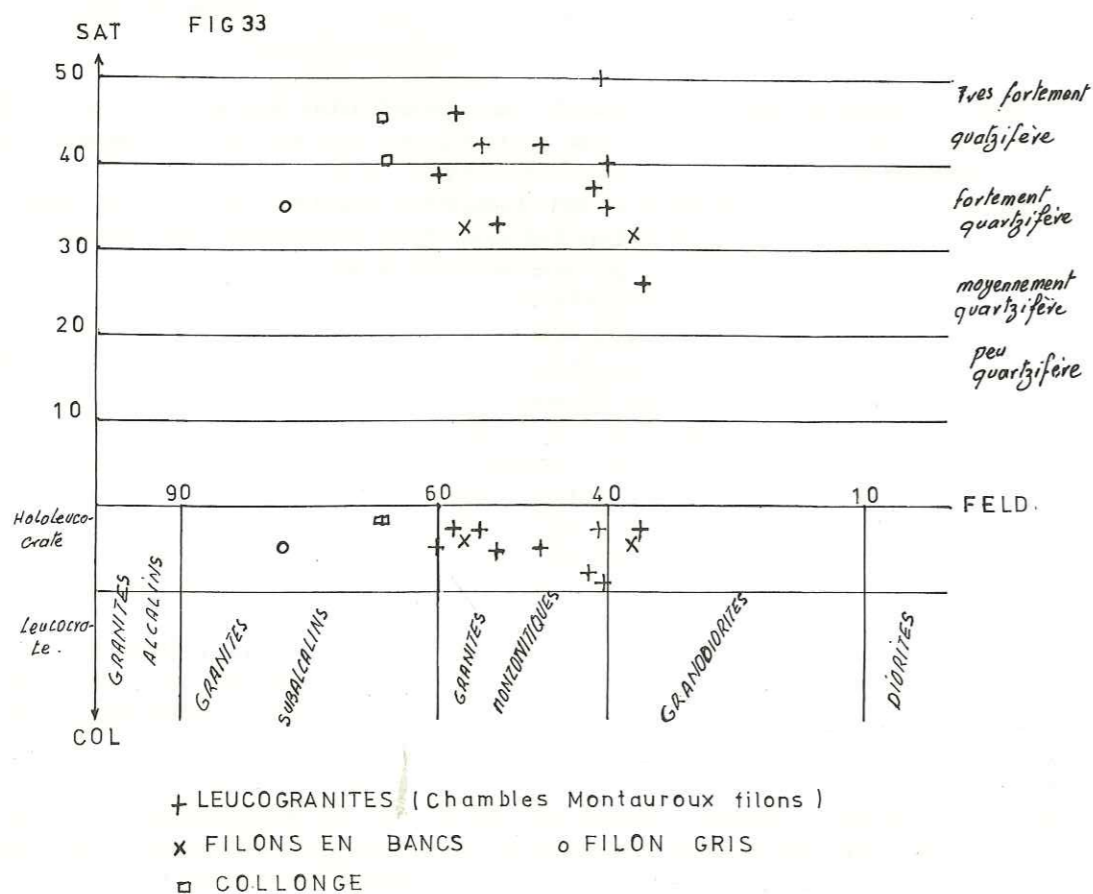
La muscovite, peu abondante, se développe aux dépens de la chlorobiotite, du feldspath potassique et du plagioclase.

La tourmaline cristallise surtout en bordure des filonnets de quartz mais également dans la chlorobiotite. Elle se présente en rosettes verdâtres. La tourmaline est liée à une phase pneumatolytique tardive. Les minéraux accessoires sont : apatite, myrmékite, sphène, oxydes de fer, zircon.

Deux paragenèses apparaissent dans le granite de Collonge : la première correspond à la phase de cristallisation du granite, la seconde à une phase pneumatolytique postérieure avec quartz en mosaïque dans les filonnets, tourmaline, minéraux opaques et chlorite. L'origine du granite de Collonge ainsi que son lien avec celui de Chambles seront

Tableau n°v  
Analyse modale des granites à deux micas

massifs	chambles					mon tau roux	leucogranites filonniers				filons en bancs		filon gris	collonge	
	E 9	E 51	E 56	E103	E104		E 74	E 36	E 39	E 41	E108	E 61		E 80	E 30
quartz	32,8	38	31,2	33,3	45,5	33,6	36,5	31	27,5	33,4	25	27,8	32,7	38,6	35
feldsp	23,4	23	20,6	31	19	33,8	35,8	30	23	19	28,8	21,8	47,2	37,2	37,6
plagio	34,8	27,5	36	24,6	28,8	23,8	23,5	32,6	33	39,3	22,1	37,5	12,6	18,4	19,7
biotite	-	-	2,7	2	1,8	-	-	-	1,2	3,5	4	4,5	4,2	0,7	3,1
muscov	-	6,5	8,7	7,5	3,3	-	-	-	7,5	5	7,1	5,4	1,6	0,7	3,1
sillim	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	2,1	-	-	-
andalous	-	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	0,1	-	1,7	-	-
apatite	-	-	0,2	0,1	0,4	-	-	-	-	-	0,1	-	-	-	-
divers	8,9	5	-	-	-	3,3	4,8	5,5	-	-	-	0,1	-	1	0,8
SAT	35,0	43	35,5	42,3	50,4	36	38,8	32,8	37,6	36,3	32,8	31,9	35,3	45,3	40,3
COL	9,0	5,0	3,6	3,6	3,6	3,3	5,0	5,5	7,7	3,5	4,0	4,6	5,0	2,0	3,5
FELD	40,4	48,5	40,4	55,4	40,8	58,7	60,4	53,7	42,0	36,5	57,0	37,0	78,0	66,8	66,5



abordés dans la conclusion sur l'étude pétrographique des granites à deux micas.

2 - 33 - Analyse modale des granites à deux micas

La composition minéralogique volumique des différents groupes des granites à deux micas est donnée dans le tableau n° 6. A titre de comparaison, nous donnons celle des leucogranites du Forez (A. GOURGAUD 1973).

a°) - Les leucogranites du Forez et les granites à deux micas ont globalement la même paragenèse. Les proportions des minéraux cardinaux sont très voisines, voire similaires. Dans toutes ces formations, quartz, albite, plagioclase forment plus de 90 % de la roche.

b°) - La proportion de la biotite est faible : 5 %.

c°) - La muscovite, omniprésente, varie d'un filon à l'autre par sa morphologie et sa quantité. Les chiffres de 11 et 10 donnés par A. GOURGAUD nous semblent un peu élevés. La moyenne générale de ce minéral devrait se situer entre 6 % et 7 %.

d°) - La cordièrite, la sillimanite, l'andalousite ne sont pas présentes partout, mais concentrées uniquement dans certains filons. Il ressort des remarques faites ci-dessus que les leucogranites du Forez et les granites à deux micas de la bordure Ouest du bassin houiller de St-Etienne font partie de la même famille au point de vue minéralogique. D'après les indices modaux de JUNG et BROUSSE (1957), calculés à partir de la composition minéralogique volumique, les leucogranites et les granites à deux micas sont des granites monzonitiques hololeucrates fortement ou très fortement quartzifères. Les granites de Collonge et les granites à deux micas gris tombent dans le domaine des granites subalcalins hololeucrates très fortement quartzifères.

2 - 34 - Chimie des granites à deux micas.

2 - 341 - Généralités :

Quatre analyses chimiques dont trois sur le massif de Chambles et une sur le granite de Collonge ont été effectuées à l'Institut DOLOMIEU de GRENOBLE. Nous avons également pris en considération celles effectuées à LYON par R. CHARRE (1969) sur ces mêmes roches ; les données chimiques sont consignées dans le tableau n° 7.

On peut remarquer une certaine fluctuation des valeurs de certains oxydes au sein d'une même formation et entre les données de LYON et de GRENOBLE. Ce fait est dû probablement aux méthodes d'échantillonnage ou d'analyse. Signalons, cependant, que malgré cette apparente hétérogénéité des valeurs, chaque massif se distingue par rapport aux autres par des caractères propres. Ainsi, le granite de Chambles et le filon leucogranitique sont des roches sodi-potassiques ( $K_2O/Na_2O = 1$ ), le granite de Collonge est plus potassique que sodique.

2 - 342 - Paramètres CIPW :

Tous les granites à deux micas analysés apparaissent comme des monzonites hololeucrates.

2 - 343 - Diagramme fm-c-alc : fig 34

Les granites de Chambles, de Collonge et le filon leucogranitique ont la même aire de répartition. Le filon de l'Echapre tombe dans le champ

Analyses chimiques des granites à deux micas.

massif :	granite de Chambles :		granite en filon :	granite en banc :	granite de Collonge :		
n° ech :	E.9 :	E.56 :	E.13 :	RC3 :	RC4 :	RC5 :	E15 :
SiO <sub>2</sub> :	73,45 :	73,10 :	73,00 :	73,76 :	74,25 :	72,84 :	72,05 :
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :	14,00 :	15,30 :	14,00 :	13,43 :	13,53 :	13,42 :	13,90 :
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :	1,03 :	0,95 :	1,30 :	1,38 :	1,30 :	1,08 :	1,35 :
FeO :	0,45 :	0,15 :	0,30 :	0,28 :	0,0 :	0,86 :	0,70 :
MgO :	0,60 :	1,10 :	0,95 :	0,26 :	0,28 :	0,26 :	0,45 :
CaO :	1,35 :	1,25 :	1,20 :	0,92 :	0,87 :	1,20 :	1,35 :
Na <sub>2</sub> O :	3,30 :	3,20 :	2,45 :	3,90 :	3,90 :	3,80 :	2,60 :
K <sub>2</sub> O :	4,10 :	3,05 :	4,35 :	4,75 :	4,26 :	5,28 :	5,40 :
TiO <sub>2</sub> :	0,35 :	0,15 :	0,20 :	0,07 :	0,10 :	0,13 :	0,35 :
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> :	0,35 :	0,40 :	0,35 :	0,36 :	0,30 :	0,25 :	0,35 :
MnO :	0,05 :	0,05 :	0,05 :	0,36 :	0,30 :	0,25 :	0,05 :
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> :	0,65 :	0,90 :	0,90 :	0,66 :	0,73 :	0,92 :	0,80 :
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> :	0,15 :	0,10 :	0,20 :	0,13 :	0,13 :	0,17 :	0,10 :
Total :	99,95 :	99,70 :	99,25 :	99,97 :	99,73 :	100,26 :	99,50 :
si :	422 :	409 :	418 :	73,37 :	74,42 :	72,93 :	403 :
al :	47 :	50 :	47 :	13,35 :	13,56 :	13,44 :	45,7 :
fm :	11 :	14 :	15 :	3,75 :	2,96 :	3,33 :	12,8 :
c :	8 :	7 :	8,6 :	0,92 :	0,87 :	1,20 :	8 :
alc :	33 :	28 :	29 :	:	:	:	33 :
Norme C. I. P. W. -Lacroix							
p :	1 :	1 :	1 :	1 :	1 :	1 :	1 :
q :	3(4) :	3 :	3 :	4 :	4 :	4 :	(3)4 :
r :	12 :	(1)2 :	12 :	1 :	1 :	1 :	(1)2 :
s :	3 :	(1)2 :	3 :	3 :	3 :	3 :	3 :

Les analyses dénommées R.C. sont de R. CHARRE (1969) et ont été faites à Lyon.

des leptynites du Pilat. L'aire de dispersion de ces roches se situe entre le faciès leucocrates du Velay et les leptynites du Pilat. Rappelons que les leucogranites du Forez (A. GOURGAUD 1973) tombent dans la zone de distribution des leptynites du Pilat. Cette légère différence entre les leucogranites du Forez et nos formations proviennent, nous semble-t-il, non de la nature de ces roches, mais des méthodes d'échantillonnage et d'analyse.

2 - 344 - Diagramme CaO - K<sub>2</sub>O - Na<sub>2</sub>O fig. 35

Tous les points sont remarquablement bien regroupés, exception faite du point E 13 qui tombe dans la zone des arkoses.

L'aire de répartition qui se situe autour du point des granites, s'allonge suivant la courbe de distribution des roches ignées. Cette disposition témoigne ainsi du caractère magmatitique des granites à deux micas.

2 - 345 - Diagramme MgO - K<sub>2</sub>O - Na<sub>2</sub>O 36

Le granite de Chambles et le leucogranite filonien ont la même aire de répartition ; par contre, le faciès de bordure de Chambles (E 13) et le granite de Collonge (E 15) sont nettement décalés vers le pôle K<sub>2</sub>O.

2 - 346 - Diagramme Q-Ab-Or (normatif) - (H. WINKLER et H. von PLATEN 1961).

Ce diagramme a été utilisé pour la fréquence des minéraux normatifs (quartz, albite, orthose) de 1190 roches granitiques.

Les granites à deux micas de Chambles et de Collonge tombent dans le champ à 73 %.

2 - 347 - Conclusion de l'étude chimique :

L'analyse chimique confirme l'homogénéité des granites à deux micas qui se concentrent sur la courbe des roches ignées autour du pôle granitique.

Le granite de Chambles et celui de Collonge se situent entre les leucogranites du Velay et les leptynites du Pilat. Ils pourraient trouver leur origine dans la fusion partielle de ces deux types de formations. Quant au filon de l'Echappe, son chimisme étant analogue à celui des leptynites du Pilat, il semblerait qu'on puisse le considérer comme un ancien niveau rhyolitique affecté par le métamorphisme type Abukuma antérieur à la mise en place des autres filons.

2 - 35 - Bilan et Conclusion de l'étude des granites à deux micas.

2 - 351 - Caractères Généraux :

Tous les granites à deux micas sont des roches magmatiques intrusives dans l'ensemble métamorphique et granito-migmatitique du Velay. Ils affleurent sous forme de petits massifs circonscrits ou en filons orientés suivant la direction structurale de la région. Ce sont des roches à grain fin, d'aspect massif, de couleur claire, rosée ou grise. Nous avons distingué quatre groupes d'après leur faciès et leur position spatiale :

a°) - Les leucogranites s.s. : ce sont des roches claires à grain fin ou moyen généralement riches en muscovite. Elles affleurent en petits massifs circonscrits ou en filons de dimension et de puissance variables.

b°) - Les granites "en bancs" sont également des roches claires à tex-

ture grenue ou migmatitique.

c°) - Les granites filoniens gris qui se caractérisent par leur teinte sombre et par de nombreuses enclaves de l'encaissant, en l'occurrence, le granite hétérogène du Velay, se trouvent uniquement dans ce dernier. Ils s'apparentent aux granites extravasés de Sephos (H. LABERNADIERE 1961) et de Merle (A. GOURGAUD 1973).

d°) - Le granite de Collonge, précédemment rattaché au granite de Chambles par R. CHARRE (1969), est différent de ce dernier par son faciès, sa composition minéralogique et aussi, comme nous le verrons dans les chapitres suivants, par la concentration oligoélémentaire. Il apparaît donc plus normal de le considérer comme une entité indépendante.

2 - 352 - Composition minéralogique des granites à deux micas :

2 - 3521 - Discussion :

Les constituants essentiels de ces roches, quel que soit leur faciès, sont : quartz, albite, orthose qui forment plus de 90 % de la roche. A côté de ces minéraux principaux, on a les micas et les minéraux accessoires. Enfin, apparaissent, de façon intermittente, cordièrite, andalousite, sillimanite et tourmaline.

- Quartz : son pourcentage oscille entre 25 et 42. Il se présente sous diverses formes ;

... en petits cristaux automorphes hexagonaux en inclusions dans les plagioclases. Ce quartz, de première cristallisation, est surtout fréquent dans les granites gris ;

... en larges plages xénomorphes fissurées et à extinction onduleuse. Cette forme s'observe dans les leucogranites et, plus sporadiquement, dans les autres groupes. Elle fait partie de la paragenèse granitique ;

... en fins cristaux engrenés formant souvent des cloisons autour des feldspaths potassiques et des plagioclases. Cette forme cataclasique est nettement postérieure à la cristallisation granitique ;

... en cristaux xénomorphes ou à structure graphique dans le feldspath potassique. Ce type de quartz existe dans tous les granites à deux micas.

-Plagioclase : sa proportion varie entre 13 et 37 %. Il s'agit, pour l'essentiel, d'albite (An 5-10) qui est généralement peu altérée. Cependant, dans les faciès cataclastiques de bordure des massifs circonscrits et dans le granite de Collonge, il est envahi par de fines granulations d'oxyde de fer plus ou moins accompagnés de séricite. Dans les granites gris, il existe deux générations de plagioclase, la première étant antérieure à la paragenèse du granite et la seconde faisant partie de celle-ci.

- Feldspath potassique : sa proportion varie entre 19 et 47 %. Le granite de Chambles, les leucogranites filoniens, les granites en bancs contiennent entre 23 et 27 % de feldspath potassique ; le granite de Collonge et les granites gris sont très potassiques et contiennent respectivement 36 et 47 %. Le feldspath potassique cristallise sous deux formes principales, en cristaux automorphes, allongés, maclés Carlsbad ou en plages xénomorphes interstitielles. La première forme est surtout répandue dans les granites gris et le granite de Collonge, mais se retrouve plus sporadiquement dans les autres granites. La seconde s'observe partout.

Les indices de triclinicité mesurés sur quelques minéraux donnent les résultats suivants :

Granite de Chambles E 9 - E 106	=	54 (microcline intermédiaire).
Filon de St-Just-Malmont E 35	=	22 (orthose).
Filon de la Peyrouse E 41	=	22 (orthose).
Granite de Collonge E 15	=	59 (microcline intermédiaire, proche des microclines).
Granite filonien gris de Gourtine E30	=	11 (orthose).

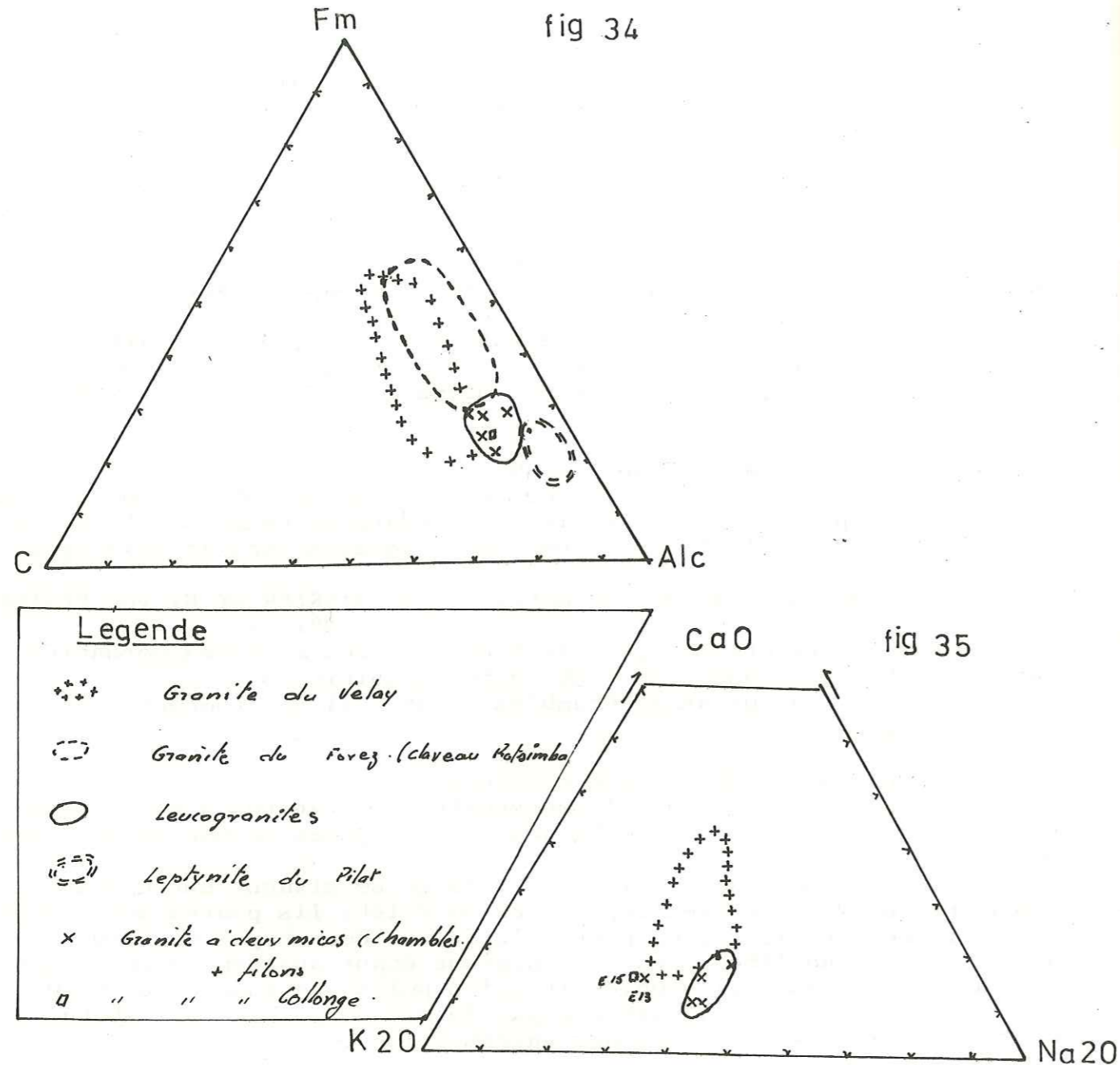


fig 34

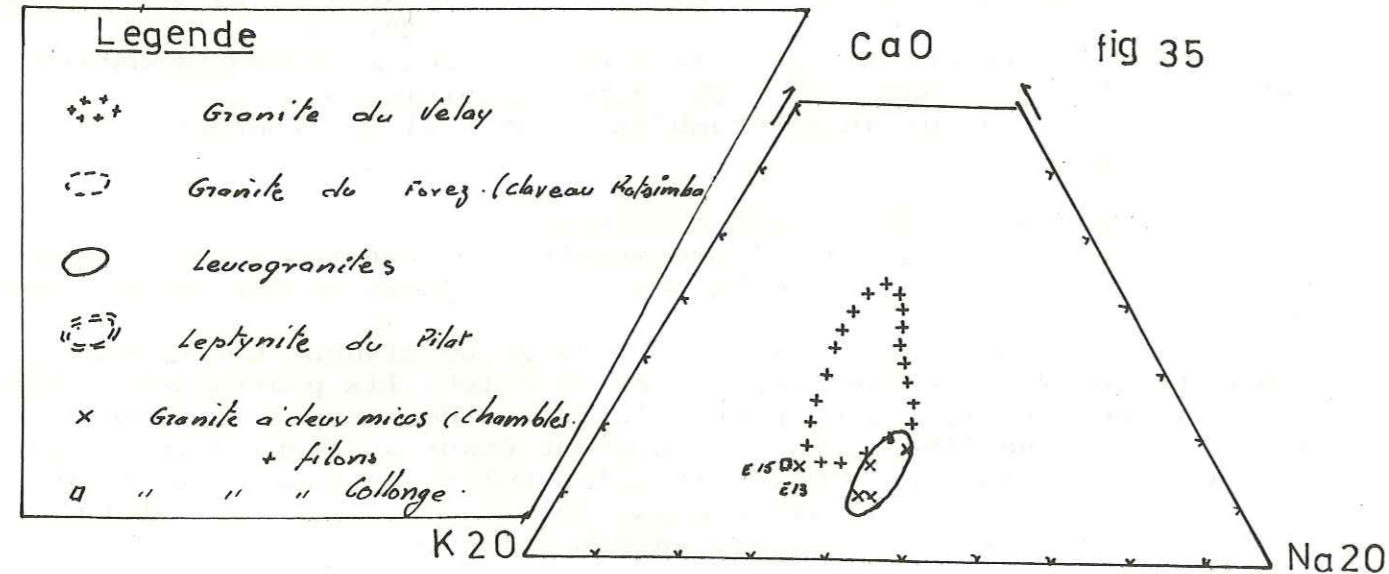


fig 35

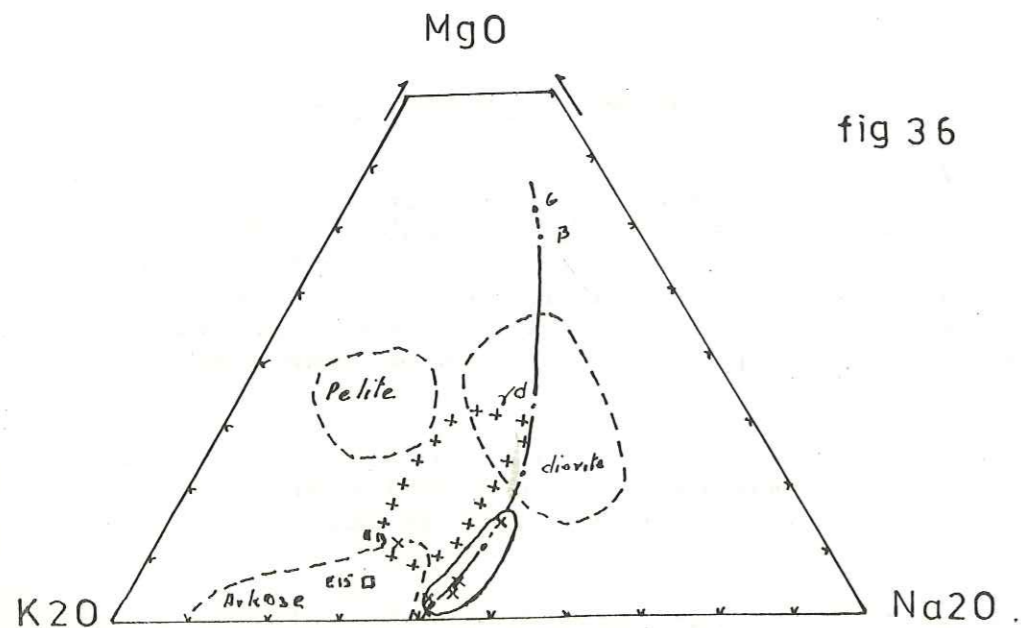


fig 36

- La biotite : elle est, en général, très pléochroïque. Sa proportion varie de 1 à 5 %. Les granites filoniens de St-Just-Malmont et du Fau en contiennent moins de 1 %. Elle cristallise en grandes lamelles ou en petites paillettes ; les lamelles se groupent pour former des loupes micacées (granite de Chambles). Dans les massifs circonscrits de Chambles, Quéret, Montauroux, la taille de ce minéral diminue progressivement du centre vers les épontes.

Chlorite : Elle provient de l'altération de la biotite. Elle est répandue dans les faciès cataclasiques de bordure des massifs et dans le granite de Collonge où elle est liée à une phase pneumatolytique. La chloritisation de la biotite s'accompagne presque toujours de la cristallisation de sagénite et des minéraux opaques. Mentionnons, enfin, que la chlorite est toujours secondaire.

- Muscovite : Sa proportion oscille entre 3 et 7 %.

Elle se présente sous diverses formes :

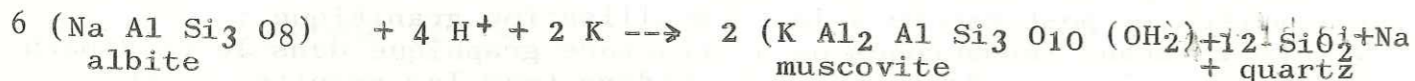
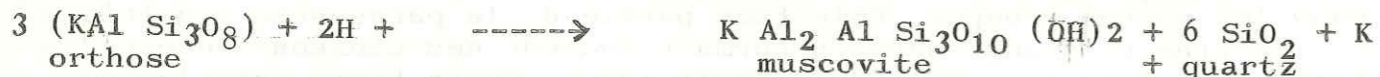
... en grandes lamelles à clivages nets, souvent en sandwich avec la biotite ;

... en larges plages xénomorphes et symplectiques avec le quartz ;

... en fines paillettes isolées ou associées à la séricite ou à la chlorite.

La première forme s'observe surtout dans les granites de Chambles, Quéret, Montauroux ainsi que dans quelques filons leucocrates. Nous pensons qu'elle est liée à la dernière phase de cristallisation magmatique. Toutes les autres formes se rencontrent dans tous les granites à deux micas. Elles sont liées soit aux phases deutériques post-magmatiques, soit aux phases cataclastiques.

Les transformations possibles à partir des minéraux préexistants sont, selon J. J. HAMLEY (1951) :



Ces deux réactions se font sans apports d'alumine, mais avec départ d'alcalin. Les K évacués dans la première servent à la muscovitisation de l'albite. La transformation de l'orthose en muscovite dépend de la température et du rapport  $\text{K}^+/\text{H}^+$  dans la solution. Elle s'effectue à 500° pour une valeur de rapport du K par rapport  $\text{K}^+/\text{H}^+ = 10^5$ . Nous retrouvons les conditions de transformation ci-dessus.

Les autres associations observées en lames minces sont :

chlorite - muscovite  
silicates d'alumine (andalousite, cordièrite, sillimanite),  
muscovite.

En ce qui concerne l'andalousite, la réaction serait celle de ZOUBECK (1927) :



L'importance de cette réaction est cependant négligeable, puisque nous n'avons pas observé, dans notre faciès, contrairement à A. GOURGAUD (1973), une corrélation positive entre andalousite et muscovite. De plus, les granites qui contiennent l'andalousite ne sont pas nécessairement les plus riches en muscovite.

Ainsi, le filon des Révotes et les granites gris qui contiennent de l'andalousite en proportion notable, sont moins riches en muscovite que celui de Chambles qui contient peu ou de Montauroux et Quéret qui, eux, n'en contiennent pas du tout.

Fig. 37

Diagramme Q-Ab-Or volumique

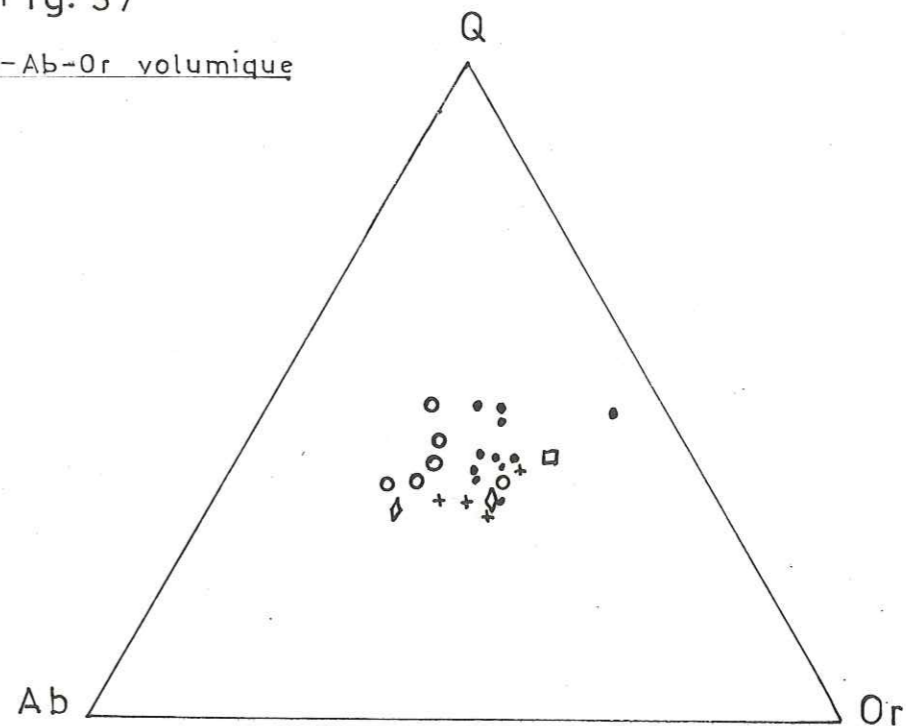
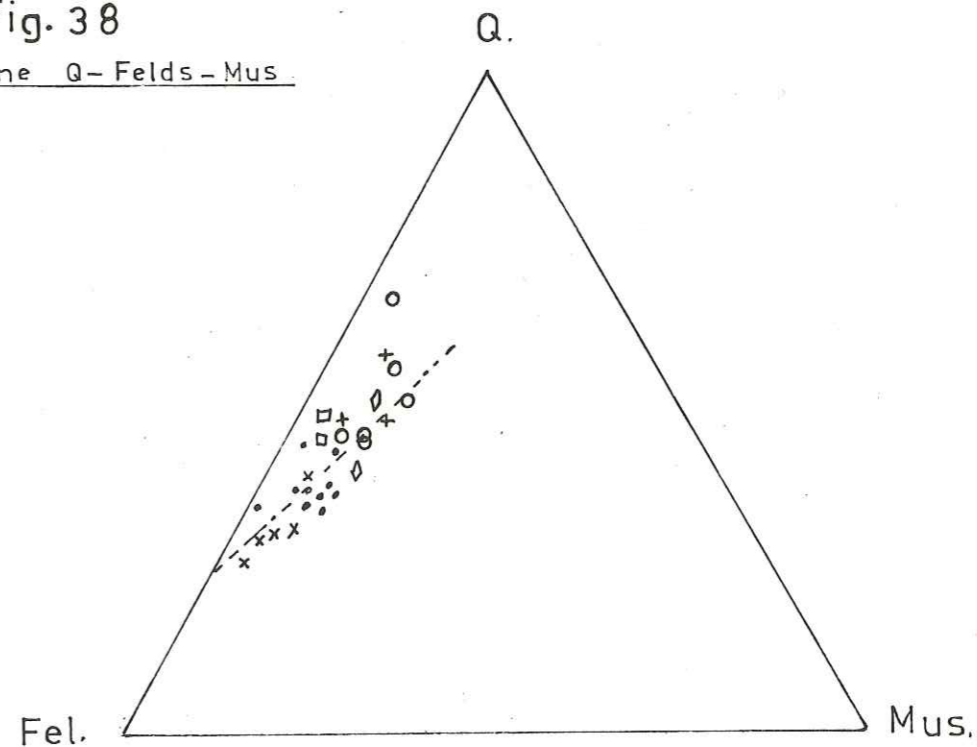


Fig. 38

Diagramme Q-Felds-Mus



Legende

- Leucogranites du Forez
- x Autres granites intrusifs à muscovite } (A. GOURGAUD 1973)
- o Leucogranites de Chambles, de Quéret et de Montauroux
- + " filoniens
- Granite de Collonge
- ◇ Granites filoniens en bancs

Notons, enfin, que les transformations ci-dessus, qui ont conduit à la formation de la muscovite, ont été soulignées par J. LAMEYRE 1969, dans le Millevaches et la Margeride, et dans ceux du Forez (P. CLAVEAU et G. RATSIMBA 1972 - A. GOURGAUD 1973).

Afin de mettre en évidence l'origine secondaire d'une grande partie de la muscovite, nous avons repris le diagramme quartz-feldspath-muscovite de A. GOURGAUD 1973, sur les leucogranites du Forez (fig. 36). Ce diagramme, proposé par J. LAMEYRE 1966, permet de mettre en évidence la corrélation négative entre la muscovite et le feldspath potassique. En portant nos points sur ce diagramme, nos granites tombent à proximité des leucogranites du Forez. Ils prolongent leur ellipse de dispersion. En conséquence, on peut dire qu'il y a une corrélation positive entre le quartz et la muscovite et une corrélation négative entre la muscovite et le feldspath potassique. On peut remarquer, d'autre part, que le granite de Collonge et les filons gris qui représentent les termes les plus potassiques sont les moins riches en muscovite. Comme J. LAMEYRE 1966, J. RAVIER et M. CHENEVOY 1966 et A. GOURGAUD 1973, nous concluons que la plus grande partie de la muscovite est d'origine secondaire.

- Andalousite : ce minéral cristallise de manière sporadique dans le granite de Chambles et dans le filon des Révotes. Il subsiste également dans les loupes micacées du granite de Chambles. Dans les filons gris de Gourtine et de la Rochette, il peut représenter 1,6 % de la roche. Dans la masse granitique, l'andalousite se présente en sections allongées à coeur pléochroïque rose, en chapelets ou en cristaux trapus. Elle est souvent auréolée de muscovite et de séricite.

L'andalousite est généralement interprétée, comme faisant partie de la paragenèse granitique (A. GOURGAUD 1973) à propos des granites du Forez et (J. RAVIER et M. CHENEVOY, 1966) pour les granites à deux micas, groupe B. du Pilat. Ces auteurs se sont basés sur le domaine de stabilité de l'andalousite qui est compatible avec le début de fusion du système granitique approché de Tuttle et Bowen. L'andalousite se substituerait à la muscovite primaire du fait d'une baisse de pression. Nous adopterons cette interprétation pour les cristaux d'andalousite contenus dans la masse du granite, mais nous pensons que l'andalousite des loupes micacées est antérieure à la paragenèse granitique. Cette andalousite serait contemporaine, soit de la phase majeure du métamorphisme général antérieur à l'anatexie, soit de la montée du flux thermique précurseur de cette anatexie.

- Sillimanite : elle est observée dans les loupes micacées de Chambles et dans les filons en bancs de l'Echapre et des Révotes. Elle provient, dans les loupes micacées, de la transformation de l'andalousite, de la biotite et, peut-être, de la muscovite.

Dans le filon des Révotes, elle cristallise dans l'andalousite, la cordièrite et le feldspath potassique sous forme de fines aiguilles. Enfin, dans le filon de l'Echapre, la sillimanite qui est plus abondante (1,5 %), est associée à la biotite et à la muscovite dans les lits micacés.

- Cordièrite : elle existe dans quelques leucogranites (Chambles), dans tous les granites en bancs et les granites filoniens gris. Elle se présente en nodules altérés quelquefois poécilitiques. Comme J. RAVIER et M. CHENEVOY, 1966, nous pensons que "c'est un minéral résiduel étranger à la paragenèse des granites à muscovite".

- Tourmaline : elle témoigne d'une phase pneumatolytique, finie ou tardi-magmatique. On l'observe dans les laminites, le granite de Montauroux, les filons du Fau et de St-Just-Malmont et le granite de Collonge.

- Grenat : c'est un minéral observé uniquement dans le petit filon de Grangeasse, sous forme d'une plage poécilitique englobée dans le feldspath potassique. La présence de ce grenat résiduel dans les leucogranites revêt une importance particulière, puisqu'elle appuie

l'hypothèse de J. RAVIER, M. CHENEVOY, 1966, selon laquelle les granites à deux micas du Pilat, groupe B. proviendraient d'une "fusion des leptynites". Dans le cas du filon de Grangeasse, on peut dire qu'il provient certainement des leptynites à grenat.

- Apatite, zircon, sphène et minéraux opaques : ce sont les minéraux accessoires courants dans tous les granites à deux micas.

2 - 3522 - Ordre de cristallisation - Paragenèses :

L'examen microscopique de tous les granites à deux micas montre, à l'exception des granites en bancs (Echapre), un même ordre de cristallisation. On a, d'abord, cristallisation d'apatite, zircon, quartz (filon gris), andalousite, puis celle des minéraux cardinaux : biotite, feldspath potassique, plagioclase, muscovite, quartz interstitiel. Enfin, ces minéraux sont plus ou moins altérés par des phases pneumatolytiques, fini-magmatiques ou par la cataclase. Rappelons ici que le grenat et la cordièrite sont antérieurs à la paragenèse granitique.

En ce qui concerne le filon de l'Echapre, la paragenèse a été très profondément modifiée et nous n'avons plus qu'une paragenèse migmatitique proche de celle des gneiss à biotite et sillimanite-cordièrite.

2 - 3523 - Analyses modales :

Les indices modaux de JUNG et BROUSSE font ressortir deux familles de roches.

La première regroupe les granites à deux micas, les leucogranites en massifs circonscrits et en filons ; elle appartient à la grande famille des leucogranites du Forez. Ce sont des granites monzonitiques, hololeucrates fortement ou très fortement quartzifères.

La deuxième famille est constituée par les granites subalcalins hololeucrates fortement quartzifères (granite de Collonge, filons gris). Notons, que cette subdivision basée uniquement sur la composition minéralogique ne correspond pas à des phases géologiques déterminées.

2 - 353 - Composition Chimique des Granites à deux micas.

Les résultats des divers diagrammes construits à partir des analyses chimiques confirment ceux déjà obtenus par les divers auteurs au cours de leurs travaux sur les granites à deux micas du Forez. Ces granites sont chimiquement homogènes et se situent entre les leptynites du Pilat et les faciès clairs du granite hétérogène du Velay. La composition chimique des granites à deux micas laisse donc penser que ces roches proviennent des leptynites ou des faciès leucocrates du Velay.

2 - 354 - Conclusion et Origine des Granites à deux micas.

Nous résumons, sous forme de tableau, les caractères pétrographiques importants des granites à deux micas étudiés (tableau n° 8). Au point de vue chimique, il n'existe de différenciation notable qu'au niveau de K<sub>2</sub>O, différenciation confirmée, par ailleurs, dans l'étude de la distribution des éléments majeurs et en traces. En ce qui concerne la genèse de ces roches, on peut envisager plusieurs hypothèses, en fonction des conditions de mise en place, des faciès et de la chimie.

a°) - Origine des granites à deux micas en bancs :

Selon R. CHARRE, 1969, les granites à deux micas en bancs se seraient formés sur place, pendant ou après le métamorphisme de type Abukuma (Velay-Pilat) à partir d'anciens niveaux stratigraphiques qui peuvent "s'interpréter comme des dépôts rhyolitiques". Cette transformation se serait produite pendant la phase taconique à basse température. Ce point de vue concorde avec le nôtre pour interpréter la genèse du filon de l'Echapre. Si, en effet, on porte le chimisme de celui-ci dans le diagramme de P. DAVOINE, 1969, CaO - Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, il tombe dans la



zone des ortholeptynites provenant d'un matériel rhyolitique. Nous rappelons également que les plans de foliation dans ce filon concordent avec ceux de l'encaissant, ce qui tendrait à prouver que la transformation s'est effectuée au moins pendant le métamorphisme régional. En ce qui concerne les filons des Révotes et Cornillon, ils ont un caractère intrusif dans l'encaissant malgré une disposition planaire des micas. De plus, leur texture est équante et le contact avec le granite du Velay ou les gneiss à biotite et cordièrite est net. Nous pensons qu'ils sont postérieurs à la migmatisation vellave.

b°) - Origine des leucogranites :

L'origine des leucogranites, au sens de J. LAMEYRE, 1966, a été très souvent discutée. Pour cet auteur, les leucogranites proviendraient de l'anatexie d'un matériel, tantôt cristallin, tantôt déjà granitique". J. RAVIER et M. CHENEVOY, 1966, observant une certaine ressemblance pétrographique et chimique entre les leptynites et les granites à deux micas concluent à la genèse des seconds par "fusion anatectique des premières", les leptynites dérivant elles-mêmes, d'un matériel rhyolitique.

Pour B. CLAVEAU et G. RATSIMBA, 1972, A. GOURGAUD, 1973, les leucogranites du Forez proviendraient de la fusion totale d'anciennes leptynites ou de la "fusion partielle, en profondeur du granite fondamental", c'est-à-dire celui du Velay. Enfin, tous ces auteurs soulignent le caractère secondaire de la muscovite dont la présence dénote le rôle de l'eau et des phases gazeuses post-magmatiques. Nos investigations nous amènent à admettre l'origine anatectique des leucogranites par fusion partielle des leptynites ou de l'encaissant granitisé.

Dans le premier cas, les leptynites elles-mêmes pourraient provenir, soit d'un matériel magmatique (rhyolite), soit d'un matériel sédimentaire acide. Les loupes micacées et le grenat résiduel seraient le témoin de ce matériel sédimentaire métamorphisé.

Dans le second cas, les leucogranites proviendraient d'une fusion plus ou moins poussée en profondeur du granite du Velay et surtout des faciès de celui-ci. Le magma formé serait réinjecté vers la surface à la faveur des fractures ouvertes. Les enclaves surmicacées et la cordièrite seraient les homologues de celles qu'on trouve dans le Velay.

Dans ces deux cas, il est difficile de trancher de façon formelle.

c°) - Origine du granite de Collonge :

Les caractères pétrographiques et géochimiques de ce massif sont assez différents de ceux du massif de Chambles pour ne pas le considérer comme faisant partie de ce dernier. Nous pensons, sans qu'il n'y ait de preuve géochronologique formelle, qu'il est légèrement antérieur au granite de Chambles. Il s'agirait alors d'un granite tardimigmatitique dont la mise en place se serait effectuée peu après la granitisation vellave. L'importante altération de la biotite et, dans une certaine mesure, des plagioclases serait la marque de toutes les phases granitiques postérieures.

d°) - Origine des granites gris :

Ces granites possèdent des caractères migmatitiques évidents :

- faciès sombre, assez proche de celui de l'encaissant ;
- existence de nombreuses enclaves (loupes micacées à sillimanite, nodules de cordièrite, fragments du granite hétérogène) ;
- texture hétérogranulaire ;
- existence de deux générations de plagioclase ;
- analogie des caractères pétrographiques avec le granite de Merle et le granite extravasé de Sephos.

Tous ces caractères nous laissent à penser que ces roches proviennent di-

rectement du granite du Velay, par fusion partielle de celui-ci. "Les granites, intimement liés par leurs racines à l'encaissant, semblent avoir légèrement migré en dehors de leur fondement, à la suite d'une surchauffe locale du magma anatectique". (A. GOURGAUD, 1973). Les granites filoniens gris apparaissent ainsi comme des granites tardi-migmatitiques. Ils se sont mis en place à la faveur des premières structures tectoniques de direction Est-Ouest.

**TABEAU N VII**  
**CARACTERES PETROGRAPHIQUES DES GRANITES A DEUX MICAS**

GROUPE	Leucogranites				Granites filoniens en bancs		Collonge Granites filoniens gris	
	Chambles	Quéret	Montsauroux	Filons	Echarppe	Révotés	Collonge	Gourtine
<b>MASSIF</b>	Firminy 3-4 7-8	Firminy 7-8	Firminy 7-8	Firminy 3-4 7-8 Monistrol 3-4	Monistrol 3-4	Firminy 7-8	Firminy 3-4	Velay
<b>SITUATION GEOGRAPHIQUE</b>	schisto-granito-migmatitique (Noyou Averné)							
<b>ENSEMBLE</b>	gr-migmatitig (Noyou Averné)							
<b>NATURE</b>	-micaschistes à deux micas -granite de St-Just -granite du Velay	granite du Velay	-gneiss à deux micas -granite du Velay	granite du Velay	gneiss à biotite sillimonite	"	micaschiste à deux micas stauréotide grenat.	"
<b>TYPE</b>	Leucogranite du Forez							
<b>GISEMENT</b>	Intrusif en massifs circonscrits en filons sécants							
<b>CONTACT AVEC L'ENCAISSANI</b>	discordant Feldspathisation et muscovitisation				discordant net			
<b>TEINTE</b>	rosée				clair			
<b>TEXTURE</b>	grenue, bordure schisteuse				schisteuse			
<b>FACIES</b>	à grain moyen ou fin				grain fin			
<b>NATURE</b>	sodi-potassique tendance alcaline équilibrée Na/K							
<b>COMPOSITION MINERALOGIQUE MOYENNE</b>	Q 36,0% FeldK 23,4% Plag (A5-10) 23% (An 5-10) biot 2%	33,6 33,8 23,8 3,26	32,1 % 26,9 % 32,1 % ~ 22 %	28 % 22 % 37 % 4,5 %	25 % 29 % 23 % 4 %	36,5 % 37,4 % 19 % 2 %	32 % 47 % 12 % 4,5 %	

CHAPITRE III

ETUDE DE LA REPARTITION DE QUELQUES ELEMENTS MAJEURS ET EN TRACES DANS LES GRANITES AU BORD OUEST DU BASSIN HOULLER DE SAINT-ETIENNE.

3 - 1 - ETUDE DE LA REPARTITION DE QUELQUES ELEMENTS MAJEURS ET EN

TRACES DANS LES GRANITES

3 - 11 - Généralités.

Le présent chapitre porte sur l'étude de la répartition de quelques éléments majeurs (Fe, Ti, Ca, K) et en traces (Rb, Sr, Ba), ainsi que de leur corrélation. Le but recherché est de compléter l'étude chimique conventionnelle et, dans la mesure du possible, de voir comment se comportent ces éléments dans les différentes phases migmatitiques ou magmatiques. Tous les éléments cités ont été dosés par fluorescence X à l'Institut DOLOMIEU de GRENOBLE. Nous nous sommes servis, comme étalons des échantillons de granodiorites et granites dosés au C.R.P.G., à NANCY, ainsi que des étalons internationaux G2 et GSPI.

Ba, Sr, Rb ont été dosés à l'aide d'une anticathode de Mo avec cristal de LiF sous une tension de 50 Kv, pour une intensité de 20 mA et avec une sonde à scintillation.

Fe, Ti, Ca, K ont été dosés avec un tube au Cr, un cristal de LiF, sous la même intensité, à la même tension et avec un compteur à flux gazeux.

Les teneurs des éléments majeurs données en grammes d'éléments pour 100 grammes de roches et celles des oligoéléments en p.p.m. Ces deux valeurs sont directement multiples (10<sup>4</sup>).

97 échantillons au total ont été dosés. (Voir résultats analytiques en annexe). Ils se répartissent comme suit :

Massif	: Nbre : : d'échan:	Faciès
St-Just	: 13	: Granite porphyroïde à biotite
	: 3	: Enclaves diverses
	: 5	: Filons aplitiques.
Gampille	: 2	: Granite porphyroïde à biotite.
Velay	: 32	: Complexe granito-migmatitique
	: 8	: Enclaves diverses
	: 1	: Filons dioritiques.
Chambles	: 6	: Granite à deux micas (faciès type)
	: 3	: " " " " (" de bordure)
	: 1	: Aplite.
Quéret - Montauroux	: 4	: Granite à deux micas
	: 3	: Enclaves
Leucogranites filo-	: 9	:
" " Pilat	: 2	:
Filons en bancs	: 2	: Echapre et Révotes
Filons gris	: 1	: Gourtine
Collonge	: 3	: Granite à deux micas

TABLEAU VII bis RESULTATS D'ANALYSE DES ELEMENTS Fe, Ti, Ca, K, Ba, Rb, Sr PAR FLUORESCENCE X

Massif	n° ech	n° lab	coord X Y	Fe	Ti	Ca	K	Ba	Rb	Sr	Nature de la roche.	
VELAY	E16	21	752,5 - 340	3,95	0,292	0,43	4,45	10,70	215	145	Faciès a grain moyen	
	E17	34	755,2 - 341,5	2,85	0,310	0,46	3,42	970	192	100	" "	
	E18	22	755,2 - 341,5	2,35	0,302	0,40	3,84	1360	262	228	" "	
	E19	33	470 - 341,5	1,35	0,115	0,47	3,60	905	190	242	" "	
	E21	23	749 - 340	1,97	0,220	0,48	3,12	835	185	128	Faciès a grain fin	
	E22	36	749,5 - 340	2,05	0,250	0,72	3,70	1370	182	220	Faciès a grain moyen	
	E24	24	748,5 - 340	1,82	0,185	0,73	3,21	1140	153	237	Faciès porphyroïde	
	E26	42	747,5 - 338,5	1,40	0,172	0,59	3,12	1280	203	232	" "	
	E28	37	747 - 344	4,35	0,492	0,47	3,30	935	212	138	Migmatite fines	
	E46	52	" "	5,65	0,555	0,53	2,87	590	212	138	" "	
	E49	38	" "	2,80	0,315	0,60	3,40	705	190	184	Faciès a grain moyen	
	E53	41	751,4 - 52,2	1,20	0,115	0,46	4,40	410	316	165	Faciès leucocrates	
	E54	25	752,5 - 750	1,03	0,085	0,14	4,22	337	135	274	" "	
	E60	26	" "	1,50	0,093	0,30	2,76	925	190	225	" "	
	E75	39	748,6 - 343,3	1,65	0,202	0,77	3,80	1365	260	320	Faciès migmatite de bordure	
	E76	32	748,8 - 346	1,55	0,176	0,25	3,30	1045	205	220	Faciès leucocrates	
	E106	27	752,5 - 350	1,50	0,107	0,27	2,95	705	186	150	Faciès leucocrates	
	E109	28	759 - 350	0,83	0,120	0,23	4,18	915	200	102	" "	
	E110	29	" "	0,90	0,130	0,44	4,06	910	182	90	" "	
	E111	30	" "	0,35	0,110	0,12	4,26	660	210	100	" "	
	E113	31	751,5 - 351	4,17	0,495	1,62	1,92	355	160	180	Migmatites fines	
	E120	49	" "	1,83	0,275	0,74	3,30	1465	-	-	Faciès a grain moyen	
	E130	33	748 - 345,7	1,60	0,180	0,25	3,40	1245	240	225	Faciès leucocrate	
	E132	44	" "	1,47	0,117	0,27	3,75	655	190	140	Faciès a grain moyen	
	E133	45	745,8 - 341,3	3,80	0,375	1,02	2,50	610	180	128	Faciès grenu sombre	
	E134	46	" "	0,85	0,105	0,30	3,47	1270	177	202	" " clair	
	E137	47	750 - 345	2,85	0,265	0,56	3,28	860	182	245	" " bleuté	
	E139	48	" "	1,05	0,157	0,42	4,18	990	190	230	" " clair	
	E141	50	" "	1,45	0,145	0,54	3,20	910	165	212	" "	
	E142	51	" "	4,20	0,330	0,50	2,80	755	193	128	" "	
	Enclaves	E25	56	748,5 - 340	1,80	0,335	0,86	1,00	570	88	242	Enclaves
		E32	62	747 - 349,5	3,40	0,500	1,16	1,25	295	120	208	" schisteuses
		E34	63	745,8 - 340	4,15	0,590	0,10	2,45	695	132	95	" "
E68		57	754 - 340	2,80	0,280	0,48	1,58	665	132	145	" "	
E118		59	751,5 - 351	9,05	1,430	1,05	3,50	455	290	33	" micaée	
E135		60	745,8 - 341,3	4,65	0,525	1,25	2,58	495	105	245	" de gneiss oeilé	
E136		61	" "	5,75	0,460	3,62	2,46	535	125	102	" amphibolite	
ST-JUST	E67	64	708 - 350	2,65	0,401	0,83	3,00	640	248	145	" de gneiss	
	E1	65	751,6 - 57	2,33	0,250	0,71	3,70	850	243	210	Faciès porphyroïde courant	
	E4	66	752,1 - 56,8	1,85	0,190	0,14	3,26	965	255	155	" "	
	E5	67	753,3 - 54,3	2,35	0,235	0,12	2,70	1350	222	288	" "	
	E45	68	752 - 57,1	2,70	0,278	1,03	2,86	610	202	95	" "	
	E87	75	751 - 36,8	2,35	0,260	0,74	2,04	1205	265	165	" "	
	E88	69	" 56,8	2,10	0,240	0,66	2,71	1035	230	200	" "	
	E90	70	" "	2,15	0,260	0,72	3,46	1035	245	200	" "	

Massif	n° ech	n° lab	coord.	Fe	Ti	Ca	K	Ba	Rb	Sr	Nature de la roche
ST-JUST GAMPILLE	E91	71	751 - 56,8	2,25	0,245	1,25	2,95	990	255	168	Faciès porphyroïde courant
	E96	82	" "	1,03	0,092	0,32	3,07	455	245	70	Faciès leucocrate
	E98	84	" "	1,40	0,160	0,62	3,92	735	212	116	Faciès porphyroïde courant
	E100	73	" "	2,45	0,245	0,64	2,67	780	230	148	" "
	E101	74	" "	2,47	0,286	1,18	3,80	1080	200	205	" "
	E89	77	" "	3,52	0,402	0,92	1,59	515	152	142	Enclave grenue
	E93	78	" "	1,90	0,242	0,34	1,92	965	155	168	" schisteuse
	E99	76	" "	7,35	0,750	0,46	2,04	320	255	165	Enclave grenue
	E2a	79	752 - 57,1	0,65	0,065	0,10	4,48	-	380	31	Aplite leucocrate courant
	E6	80	755 - 54,5	0,65	0,053	0,01	3,10	43	402	42	" "
CHAMBLES	E95	86	751 - 56,8	0,90	0,076	0,01	3,45	390	340	68	" "
	E105	81	758 - 54,7	0,50	0,050	0,01	2,69	117	498	25	" "
	E8	85	752,2 - 345	2,32	0,240	0,048	3,49	1225	208	198	Faciès porphyroïde
	E78	86	742 - 342	2,35	0,265	0,71	3,50	1075	200	195	" "
	E9	87	748,8 - 54,3	1,97	0,070	0,23	2,69	260	400	40	Granite a deux micas
	E13	91	751,4 - 52,1	1,02	0,120	0,20	4,00	785	395	145	Faciès de bordure
	E47	92	757 - 53,1	0,85	0,065	0,23	4,00	295	348	48	" "
	E56	88	755 - 52,6	0,86	0,090	0,23	2,80	265	360	50	" "
	E103	89	748,9 - 54,3	1,05	0,075	0,22	2,70	245	365	38	Faciès courant
	E104	90	" "	1,05	0,075	0,30	2,75	330	402	40	" "
Collonge	E143	93	751,3 - 52	1,25	0,120	0,46	2,80	350	278	155	" "
	E59	94	750 - 53,5	0,55	0,045	0,10	2,70	455	515	traces	Aplite
	E64a	96	755 - 349,8	-	-	-	3,32	495	393	40	Granite de Quéret
	E64b	97	" "	-	-	-	2,90	-	405	22	Enclaves de granite du Velay
	E74	98	750 - 344	0,87	0,076	0,24	3,62	275	458	40	Granite a deux micas-Montaur-
	E63a	114	755 - 349,8	0,87	0,088	0,23	3,28	-	-	-	Granite de Quéret
	E63b	115	" "	3,48	0,327	0,49	2,17	-	-	-	Enclave du gr Velay ds Quéret
	E14	116	750,2 - 58,5	0,82	0,075	0,10	4,86	520	258	75	Faciès courant
	E15	117	750,2 - 57,5	1,50	0,160	0,24	4,72	520	295	68	" "
	E102	118	750,2 - 58,5	1,00	0,75	0,13	4,10	297	270	30	" "
EILONS DIVERS	E30	99	745 - 338,7	1,22	0,102	0,25	4,80	260	375	27	Granite filonien gris
	E35	105	755 - 341	0,89	0,070	0,23	3,14	40	493	5	" " leucocrate
	E37	101	749 - 340,8	0,81	0,060	0,17	3,42	102	538	2	" " "(Goultier)
	E38	102	748,1 - 337,3	0,80	0,070	0,18	3,30	180	401	26	" " "(Montesclat)
	E40	103	747 - 340,3	0,47	0,060	0,23	3,40	195	495	4	" " "(Cpille d'Aurec)
	E41	104	747,8 - 333,5	0,97	0,065	0,23	3,46	147	515	5	" " "(La Peyrouse)
	E59	"	751,8 - 52,5	0,67	0,052	0,23	3,15	240	312	20	" " "
	E55	53	" - 351	0,97	0,112	0,29	4,42	378	360	65	" " "
	E61	100	749,8 - 350	0,90	0,074	0,33	3,83	125	290	80	Granite en banc Révotes
	E80	106	754,2 - 342	0,76	0,088	0,40	3,55	480	242	80	" " Echapres
E108	107	750 - 350	0,78	0,073	0,33	3,17	-	470	20	Granite filonien leucocrate	
E115	54	751,8 - 351	0,97	0,112	0,29	4,42	370	350	52	" " "	
E116	55	" "	1,47	0,165	0,15	3,62	-	200	62	" " "	
EP1	111	-	1,02	0,065	0,11	3,35	155	443	20	" " Pilat	
EP2	112	-	1,00	0,070	0,23	3,42	235	275	50	" " Pilat	

### 3 - 12 - Répartition des éléments dans les différents massifs :

3 - 121 - Le fer et le titane : La grande affinité de ces deux éléments nous a conduits à les étudier ensemble.

a°) - Fe : Il s'agit de Fe total ( $Fe^3 + Fe^{2+}$ ). Les données obtenues à partir de la conversion des analyses chimiques précédemment effectuées par voie humide étant peu cohérentes, nous avons utilisé uniquement celles obtenues par fluorescence X. Il en sera de même pour Ti, Ca et K. Une constatation s'impose à l'examen de l'ensemble des données : les granites à deux micas et les faciès leucocrates du massif du Velay sont très pauvres en Fe et Ti, alors que le granite de St-Just et les faciès migmatitiques (faciès à biotite du Velay) sont très riches en Fe et Ti. Ce fait a été déjà souligné dans l'étude des diagrammes fm-c-alc et (Fe, Ti + Mg) - K - (Na + Ca) de H. de la ROCHE, 1965.

Voyons, maintenant, comment se distribuent Fe et Ti dans chaque massif ou groupe de massifs au moyen des histogrammes de fréquence :

Le granite du Velay a un large domaine de répartition du Fe (0,5 - 6 %) fig. 39. Le maximum de fréquence se situe à 2 %. Un autre groupe de points apparaît entre 3,5 et 5 %. En règle générale, les faciès clairs sont très pauvres en Fe (0,5 - 1,5) alors que les migmatites fines à biotite ont une teneur supérieure à 3,5 %. Les migmatites grossières ont une teneur en Fe qui se situe entre 1,5 et 3,5 %. Quant aux enclaves de ce granite, la dispersion y est très grande. Les valeurs ne sont jamais inférieures à celles des migmatites grossières ; par contre, les loupes micacées contiennent facilement plus de 9 % de Fe.

Le granite de St-Just-Gampille : le maximum de fréquence se situe entre 2 et 2,5 %. La dispersion, très faible, traduit son homogénéité.

Les granites à deux micas sont peu ferrifères. Les granites en massifs circonscrits (Chambles, Quéret et Montauroux) ainsi que le granite de Collonge ont des teneurs qui se situent entre 1 et 1,5 %, alors que les filons et aplites de St-Just ont des valeurs se situant entre 0,5 et 1 %.

b°) - Ti : fig. 40 - Il convient de voir la répartition du Ti dans nos massifs à l'image de celle de Fe.

Le granite du Velay a un large domaine de répartition (0,05 - 0,55 %). Le maximum de fréquence se situe entre 0,10 et 0,20 %. Là encore, ce sont les migmatites fines qui sont les plus riches en Ti, alors que les faciès leucocrates sont peu titanifères. Il y a une dispersion du Ti dans les enclaves du Velay.

Le granite de St-Just-Gampille : les valeurs en Ti varient entre 0,15 à 0,30 avec un maximum qui est situé à 0,25 - 0,30. Elles sont plus homogènes que celles du Velay. On peut noter que l'échantillon E 96, faciès leucocrate, est pauvre en Fe et Ti.

Les granites à deux micas, dans l'ensemble, sont peu titanifères. Les maxima de fréquence des massifs de Chambles, Quéret, Montauroux et de Collonge concordent avec celui des filons et aplites. L'aplite du granite de Chambles représente le terme extrême d'appauvrissement de ces éléments.

#### Conclusion :

Le granite du Velay montre une large répartition du Fe et du Ti, ce qui témoigne de son hétérogénéité. Par contre, les teneurs en ces éléments

3 - 12 - Répartition des éléments dans les différents massifs :

3 - 121 - Le fer et le titane : La grande affinité de ces deux éléments nous a conduits à les étudier ensemble.

a°) - Fe : Il s'agit de Fe total (Fe<sup>3</sup> + Fe<sup>2+</sup>). Les données obtenues à partir de la conversion des analyses chimiques précédemment effectuées par voie humide étant peu cohérentes, nous avons utilisé uniquement celles obtenues par fluorescence X. Il en sera de même pour Ti, Ca et K. Une constatation s'impose à l'examen de l'ensemble des données : les granites à deux micas et les faciès leucocrates du massif du Velay sont très pauvres en Fe et Ti, alors que le granite de St-Just et les faciès migmatitiques (faciès à biotite du Velay) sont très riches en Fe et Ti. Ce fait a été déjà souligné dans l'étude des diagrammes fm-c-alc et (Fe, Ti + Mg) - K - (Na + Ca) de H. de la ROCHE, 1965. Voyons, maintenant, comment se distribuent Fe et Ti dans chaque massif ou groupe de massifs au moyen des histogrammes de fréquence.

Le granite du Velay a un large domaine de répartition du Fe (0,5 - 6 %) fig. 39. Le maximum de fréquence se situe à 2 %. Un autre groupe de points apparaît entre 3,5 et 5 %. En règle générale, les faciès clairs sont très pauvres en Fe (0,5 - 1,5) alors que les migmatites fines à biotite ont une teneur supérieure à 3,5 %. Les migmatites grossières ont une teneur en Fe qui se situe entre 1,5 et 3,5 %. Quant aux enclaves de ce granite, la dispersion y est très grande. Les valeurs ne sont jamais inférieures à celles des migmatites grossières ; par contre, les loupes micacées contiennent facilement plus de 9 % de Fe.

Le granite de St-Just-Gampille : le maximum de fréquence se situe entre 2 et 2,5 %. La dispersion, très faible, traduit son homogénéité.

Les granites à deux micas sont peu ferrifères. Les granites en massifs circonscrits (Chambles, Quéret et Montauroux) ainsi que le granite de Collonge ont des teneurs qui se situent entre 1 et 1,5 %, alors que les filons et aplites de St-Just ont des valeurs se situant entre 0,5 et 1 %.

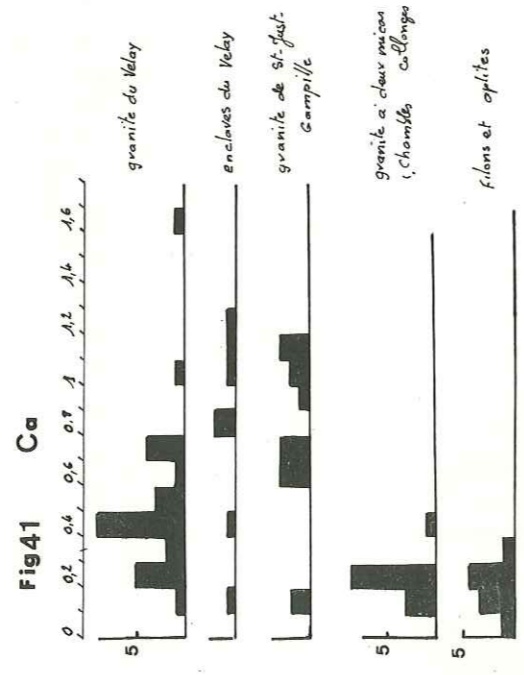
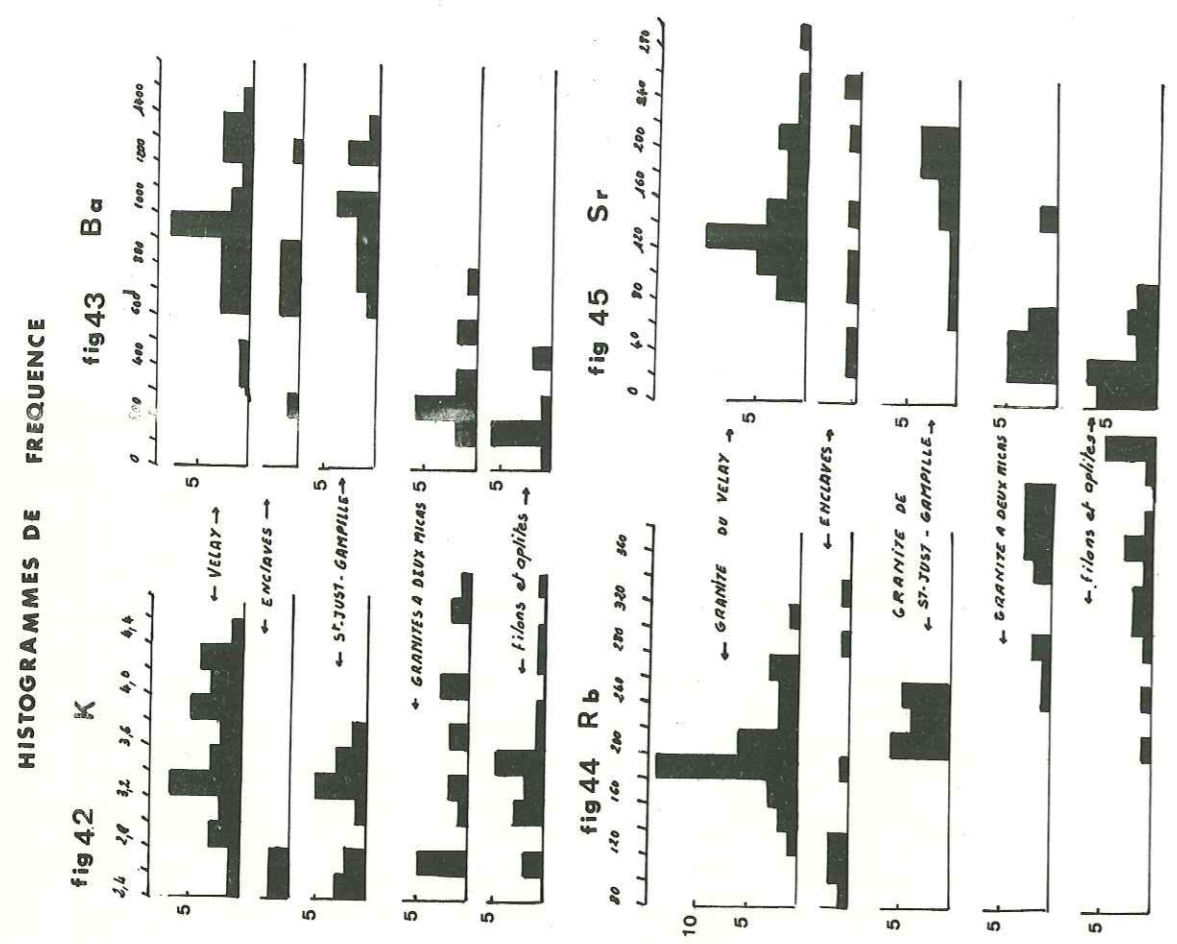
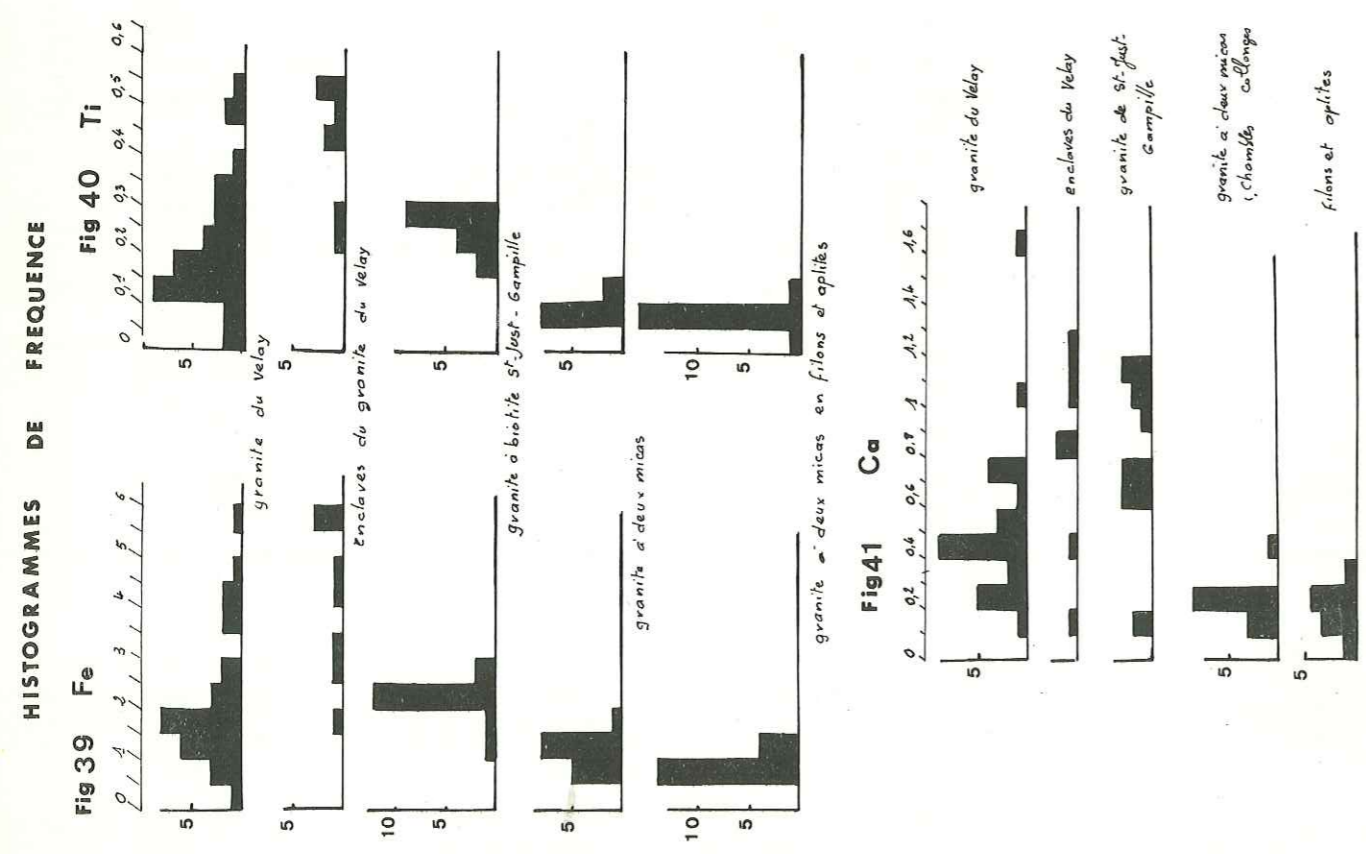
b°) - Ti : fig. 40 - Il convient de voir la répartition du Ti dans nos massifs à l'image de celle de Fe.

Le granite du Velay a un large domaine de répartition (0,05 - 0,55 %). Le maximum de fréquence se situe entre 0,10 et 0,20 %. Là encore, ce sont les migmatites fines qui sont les plus riches en Ti, alors que les faciès leucocrates sont peu titanifères. Il y a une dispersion du Ti dans les enclaves du Velay.

Le granite de St-Just-Gampille : les valeurs en Ti varient entre 0,15 à 0,30 avec un maximum qui est situé à 0,25 - 0,30. Elles sont plus homogènes que celles du Velay. On peut noter que l'échantillon E 96, faciès leucocrate, est pauvre en Fe et Ti.

Les granites à deux micas, dans l'ensemble, sont peu titanifères. Les maxima de fréquence des massifs de Chambles, Quéret, Montauroux et de Collonge concordent avec celui des filons et aplites. L'aplite du granite de Chambles représente le terme extrême d'appauvrissement de ces éléments.

Conclusion : Le granite du Velay montre une large répartition du Fe et du Ti, ce qui témoigne de son hétérogénéité. Par contre, les teneurs en ces éléments



sont très homogènes dans les granites de St-Just-Gampille, et dans les granites à deux micas, lesquels sont très bien individualisés.

3 - 122 - Le Calcium (Fig. 41) :

Etant donné que dans les granites, le Ca se loge, pour l'essentiel, dans la charpente des plagioclases, il est normal de constater, d'une part, que les migmatites fines qui renferment de l'andésine (An 35-40) sont plus calciques que les faciès leucocrates à oligoclase (An 25) et, d'autre part, que les granites à deux micas à oligoclase (An 7 - 20) sont, eux, peu calciques.

L'histogramme de fréquence du Ca du granite hétérogène du Velay fait apparaître trois maxima (0,2-0,3 % - 0,4-0,5 % - 0,7-0,8 %) et un champ de dispersion très large. Ces trois maxima regroupent grossièrement les granites leucocrates, les migmatites grossières et les migmatites fines très biotitiques. La distribution du Ca dans les enclaves est identique à celle des granitoïdes du Velay. Cette disposition s'explique certainement par l'intensité variable de la migmatisation et par la diversité du matériel d'origine.

Le granite de St-Just-Gampille est plus calcique que celui du Velay. Cela est en accord avec les observations précédentes : plagioclase basique, filonnets de calcite dans le premier. L'histogramme de fréquence ne montre pas de maximum. La faible teneur en Ca des échantillons E 4, E 5 peut être la conséquence de leur altération.

Le maximum de fréquence des granites à deux micas et filons se situe entre 0,2 - 0,3 %.

Conclusion :

Comme pour le Fe et le Ti, la concentration du Ca dans le granite du Velay dépend du faciès. Elle est liée à la migmatisation des divers faciès. Les termes leucocrates, les migmatites grossières et les migmatites fines très biotitiques et plus sombres semblent être bien différenciés les uns des autres et correspondent aux trois maxima de fréquences.

La variation des teneurs du Ca observées dans le granite de St-Just-Gampille ne correspond pas à des faciès différents, mais peut être due à la présence des nodules et filonnets de calcite.

Les granites à deux micas, qui représentent les termes pauvres en Ca de nos formations, sont bien individualisés. Les massifs circonscrits, les filons et les aplites ont des teneurs identiques.

3 - 123 - Le Potassium (Fig. 42) :

Cet élément se trouve dans le feldspath potassique, la biotite et la muscovite. La teneur de cet élément dans les roches riches en ces minéraux devrait être, théoriquement, plus forte que dans les granodiorites, diorites et gabbros.

C'est ce que l'on observe, en effet, dans les roches intrusives de la Corse (J. CARRON et coll - 1973) où la valeur du K croît des gabbros et granodiorites aux granites alcalins et hypoalcalins.

Dans nos formations, la teneur de K est très fluctuante. Ainsi, le granite de St-Just-Gampille, de tendance granodioritique, contient plus de K que le granite de Chambles qui est alcalin.

Le domaine de fréquence du granite du Velay est très étalé : 2,40 - 4,60 %. Le maximum se situe à 3,20 - 3,40. La majorité des points représentant les migmatites grossières, se groupent au voisinage de ce maximum.

Les migmatites finement hétérogènes et les enclaves gneissiques sont très pauvres en K (moins de 2,50 %).

L'enclave surmicacée biotitique (E 118) est assez pauvre en K, Cela démontre que le potassium est lié, beaucoup plus, au feldspath potassique qu'à la biotite.



Les faciès clairs sont très riches en K ; ils en contiennent facilement plus de 4 %.

Le domaine de fréquence du K dans le granite de St-Just-Gampille est peu étendu : 2,60 - 4 %. Le maximum se situe entre 3,40 - 3,60.

Dans les granites à deux micas, K varie considérablement, contrairement aux éléments étudiés précédemment. Il permet de distinguer les différents massifs les uns des autres. Sur l'histogramme de fréquence, la teneur croît du granite de Chambles au granite de Collonge qui est le plus potassique. Les faciès de bordure du granite de Chambles sont très potassiques (4,00 - 4,20). Nous avons déjà signalé cet enrichissement exceptionnel en bordure de l'encaissant métamorphique et du granite hétérogène du Velay qui paraît ainsi avoir joué le rôle d'écran vis-à-vis des phases gazeuses postmagmatiques. La répartition du K dans les filons et aplites est très large : 2,60 - 5 %. La teneur de cet élément est également propre à chaque filon. Le filon gris s'avère être le plus potassique.

Conclusion : La dispersion du K dans le massif du Velay est très diffuse. La teneur croît des faciès sombres aux faciès leucocrates et il n'existe presque pas de maximum représentant l'ensemble du massif. La distribution du K est liée au phénomène de migmatisation.

Quant aux granites à deux micas, la teneur en K est propre à chaque massif ou filon. On observe quelquefois une augmentation du pourcentage de cet élément du coeur du massif vers les épontes (Chambles).

3 - 124 - Le Baryum (Fig. 43) :

Le schéma général de répartition du Ba dans nos formations diffère peu de ceux du Fe, du Ti et du Ca.

Le granite du Velay a un large champ de dispersion (300-1500 p.p.m.) avec un maximum qui se situe entre 200-1000 p.p.m.). Celui-ci ne semble être fonction d'aucun faciès type, les valeurs étant très fluctuantes. Ainsi, les échantillons des faciès clairs (E 105 - E 110 - E 130 - E 60 - E 54 - E 139) contiennent plus de Ba que les migmatites fines ou grossières, riches en biotite (E 135 - E 113 - E 26 - E 142 E 46). De même, certains faciès porphyroïdes mésocrates sont très riches en Ba.

Dans le massif de St-Just-Gampille, on note une répartition entre 600 et 1 400 p.p.m. Toutefois, le faciès leucocrate (E 96) a une faible teneur : 455 p.p.m.

Dans les granites à deux micas, les variations des teneurs en Ba sont beaucoup plus faibles. Les valeurs sont très proches : 100 - 400 pour les massifs circonscrits, mais différentes dans les filons et aplites. Les faciès de bordure du massif de Chambles ont une teneur plus élevée : 350 - 755 p.p.m. Notons que Collonge est différencié par rapport à Chambles.

Conclusion : La distribution du Ba dans le granite migmatitique du Velay n'est pas fonction des faciès. Cet élément semble donc être peu mobilisé au cours de la migmatisation velayenne.

Le granite à biotite de St-Just-Gampille a une teneur en Ba identique à celle du Velay.

Les granites à deux micas se caractérisent par leur faible teneur en Ba. Ils sont nettement différents les uns des autres. Les granites en massifs circonscrits (Chambles, Montauroux et Quéret) contiennent moins de Ba que Collonge, mais plus que l'ensemble des filons et aplites.

3 - 125 - Le Rubidium (Fig. 44) :

Le Rb est un des éléments les mieux étudiés parmi les éléments en traces. On le trouve en abondance, surtout dans le feldspath potassique où il se substitue au potassium (HEIER 1962), mais également dans la biotite et la muscovite.

La répartition du Rb dans nos formations se fait en sens inverse des autres éléments. Le massif du Velay est le plus pauvre, alors que les granites à deux micas sont exceptionnellement riches en Rb. La répartition du Rb dans le granite hétérogène du Velay est assez régulière (120-280 p.p.m.), avec un maximum de fréquence (60 % des points) qui se situe entre 180-220 p.p.m. Les teneurs ne sont donc pas liées au faciès. Les enclaves gneissiques contiennent les mêmes proportions de Rb. Comme dans le cas du Ba, la migmatitisation semble avoir peu d'influence sur la répartition du Rb, car les légères fluctuations des valeurs de cet élément observées ne sont pas liées au faciès. Le granite de St-Just-Gampille a sensiblement la même teneur que le granite du Velay. Cependant, l'aire de dispersion est très réduite, ce qui témoigne d'une extrême homogénéité du magma originel. Dans les granites à deux micas, la variation du Rb est très importante mais cet élément est moins discriminant que le K. Le granite de Collonge s'individualise bien. C'est le moins riche : 280-300 p.p.m. Les massifs de Chambles, Quéret et Montauroux, les filons et les aplites du granite de St-Just-Gampille se regroupent assez bien. Les faciès de bordure de Chambles ne se différencient pas du reste du massif. Seule, l'aplite de ce dernier s'avère très riche en Rb : 515 p.p.m. La ségrégation du Rb dans les granites à deux micas est attribuée à une anatexie différentielle selon A. GOURGAUD 1973, ou au stade de cristallisation (J. MERGOIL-DANIEL, 1970). Il semble que la répartition du Rb dans les granites à deux micas soit plutôt liée au stade de cristallisation.

Conclusion : Nous retiendrons des histogrammes de fréquence du Rb que le granite du Velay est relativement peu riche en Rb. La teneur de cet élément n'est pas fonction du faciès. Elle semble avoir été peu modifiée au cours de la migmatitisation. Le granite de St-Just est également peu riche en Rb (200-260), mais la réduction du champ de dispersion témoigne de l'homogénéité du magma. La concentration dans les granites à deux micas est très importante. Les granites de Chambles, Quéret et Montauroux et les filons ont la même aire de répartition. Seul le granite de Collonge, qui est moins riche en Rb, se différencie assez nettement.

### 3 - 125 - Le Strontium (Fig. 45) :

On trouve généralement cet élément dans le plagioclase et le feldspath potassique de haute température. Cependant, Martin BINZ, BUTLER et SKIDA (1962) montrent que les plagioclases très calciques ou très acides contiennent peu de Sr.

Dans nos formations, l'histogramme de fréquence du granite du Velay où le plagioclase est un oligoclase basique ou une andésine, comporte un large domaine de dispersion : (80 à 320 p.p.m.). Le maximum se situe entre 120 et 140 p.p.m. Comme pour le Ba et le Rb, les variations et les maximas ne sont pas liés aux différents faciès pétrographiques. Cette absence de lien entre la teneur en Sr et les différents faciès pétrographiques conduit à dire qu'il n'y a pas eu de ségrégation de cet élément au cours de la migmatitisation.

La dispersion est également grande dans les diverses enclaves de ce massif (20 à 260 ppm).

Le granite de St-Just-Gampille est relativement riche en Sr. La dispersion est très forte (60 à 300 ppm). Cependant, 60 % des points contiennent entre 140 et 220 ppm de Sr. Les enclaves grenues et gneissiques de ce massif ont une teneur en Sr qui se situe entre 142 et 168 ppm.

Les granites à deux micas sont très pauvres en Sr. Les teneurs des granites de Chambles, de Quéret et Montauroux gravitent autour de

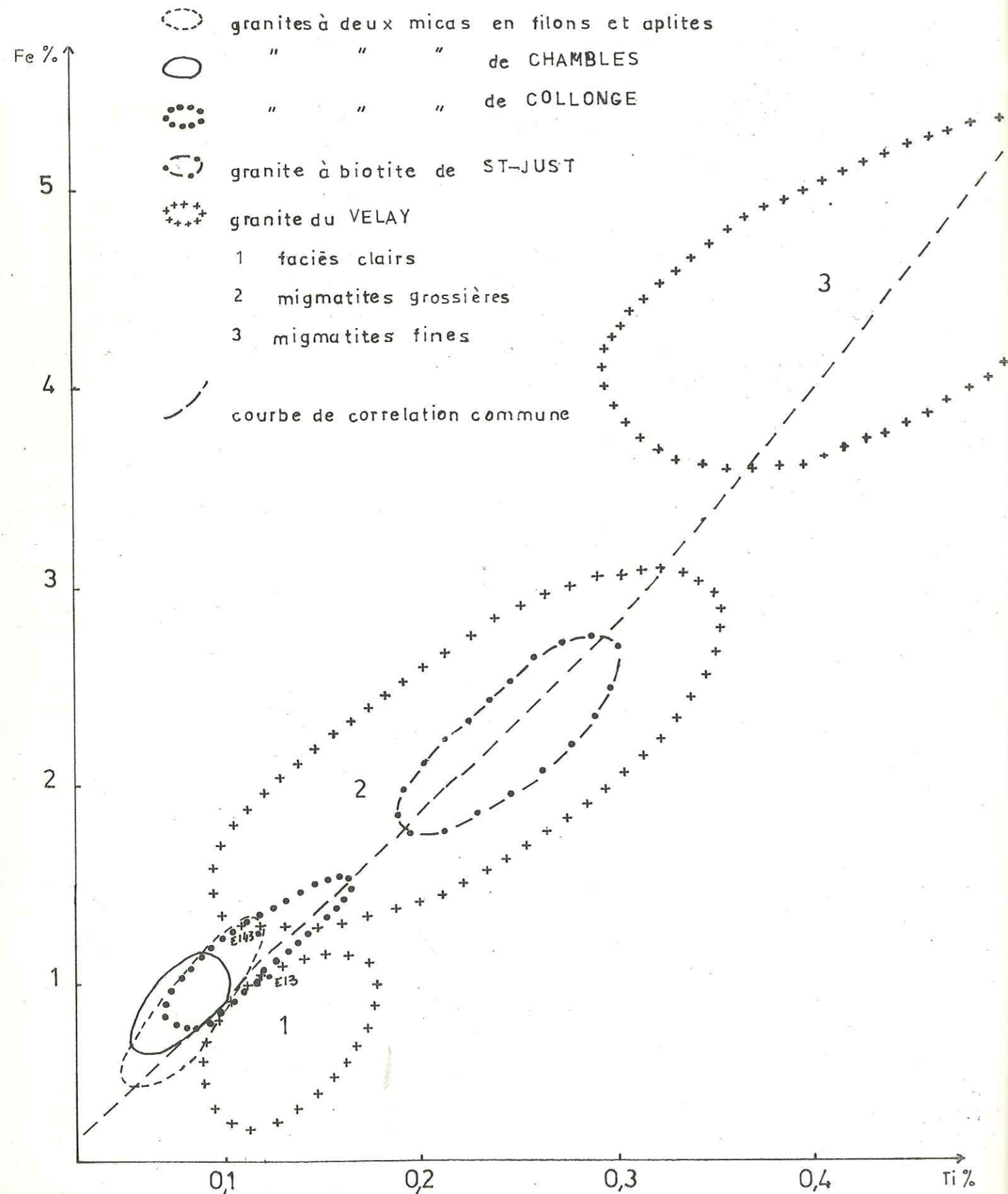
20 ppm. Le granite de Collonge se différencie ici encore de ces derniers avec une teneur de l'ordre de 70 ppm. Les filons et aplites ont une teneur généralement inférieure à 20 ppm. Seuls les filons en bancs et quelques aplites de St-Just forment des termes plus riches avec une teneur moyenne de 80 ppm.

Conclusion : Les granites du Velay et de St-Just ont une forte dispersion. La teneur en Sr dans le premier n'est pas fonction des faciès pétrographiques. Tous les granites à deux micas sont nettement pauvres en Sr. Ils ont, à l'exception de Collonge (70 ppm) et les filons en bancs (80 ppm), une teneur inférieure ou voisine de 20 ppm.



FIG 46

CORRELATION Fe-Ti



3 - 21 - Introduction.

Les diagrammes de corrélation vont nous permettre de préciser le sens des variations (et des rapports) des éléments en traces précédemment étudiés et d'abord le problème des liens peuvent exister entre les différents massifs.

3 - 22 - Discussion sur les différents diagrammes de corrélation :

3 - 221 - Corrélation Fe-Ti : (Fig. 46)

La corrélation entre Fe et Ti est fortement positive. Les divers granites sont assez bien discriminés. Leurs domaines de dispersion sont des ellipses qui s'alignent sur une droite dont la pente est proche du rapport Fe/Ti = 10.

Les échantillons du granite du Velay se répartissent en trois aires distinctes qui correspondent à ses trois faciès. Les faciès clairs qui sont les plus pauvres en Fe et Ti se situent près de l'origine. Les migmatites fines riches en biotite ainsi que les enclaves forment le pôle ferrifère et titanifère. Elles se répartissent dans un vaste domaine éloigné de l'origine (Fe 3,5 % - Ti 3 %). Les migmatites grossières à texture grenue ou porphyroïde, occupent la position intermédiaire.

L'évolution migmatites biotitiques --> migmatites grossières (texture grenue, équante ou porphyroïde) --> faciès leucocrates témoigne de trois stades d'évolution de plus en plus poussée de la migmatitisation velaye.

Le domaine de répartition assez réduit du granite de St-Just-Gampille se place au coeur de celui des migmatites grossières du Velay, avec des teneurs moyennes en Fe (1,8 - 2,8 %) et Ti (0,2 - 0,3 %).

Les divers granites à deux micas ont sensiblement la même aire de dispersion. Ils sont assez bien discriminés par rapport aux granites du Velay et de St-Just.

Les points E 13 et E 143 (faciès de bordure de Chambles) tombent dans le domaine leucocrate du Velay, les autres étant regroupés dans l'aire dessinée.

Le granite de Collonge s'individualise de celui de Chambles en chevauchant en partie son domaine, mais il possède des teneurs en Fe et Ti qui paraissent être élevées par rapport aux autres granites à deux micas.

Les filons et aplites ont un domaine qui recouvre presque totalement celui de Chambles et chevauche en partie l'aire de Collonge. Enfin, toutes ces roches se distinguent des faciès leucocrates du Velay par un rapport Fe/Ti < 10 alors que ce dernier est > 10.

Conclusion : Le Fe et le Ti apparaissent comme des éléments discriminants pour nos granites et montrent que tous possèdent une corrélation positive très marquée entre ces deux éléments. Fe et Ti discriminent particulièrement bien les différents stades de la migmatitisation velaye.

FIG 48 CORRELATION K-Ti

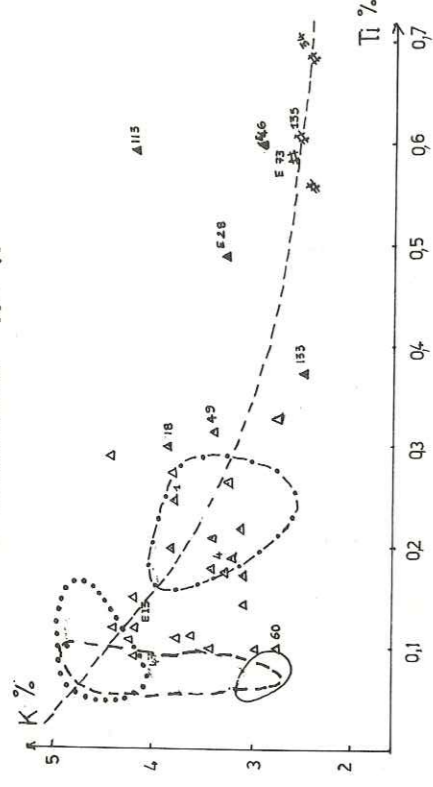
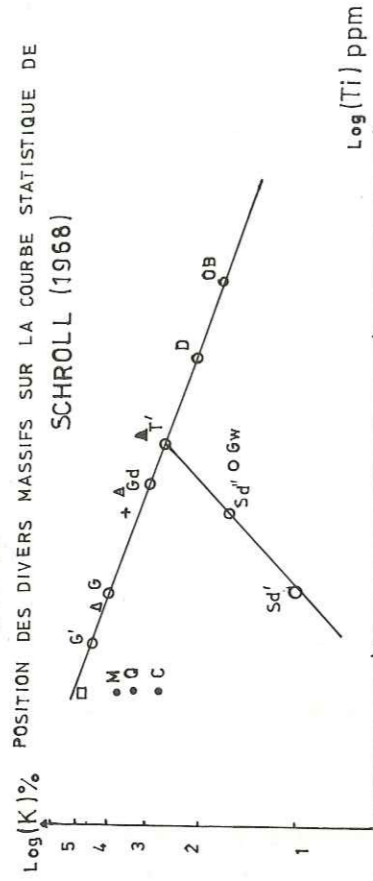


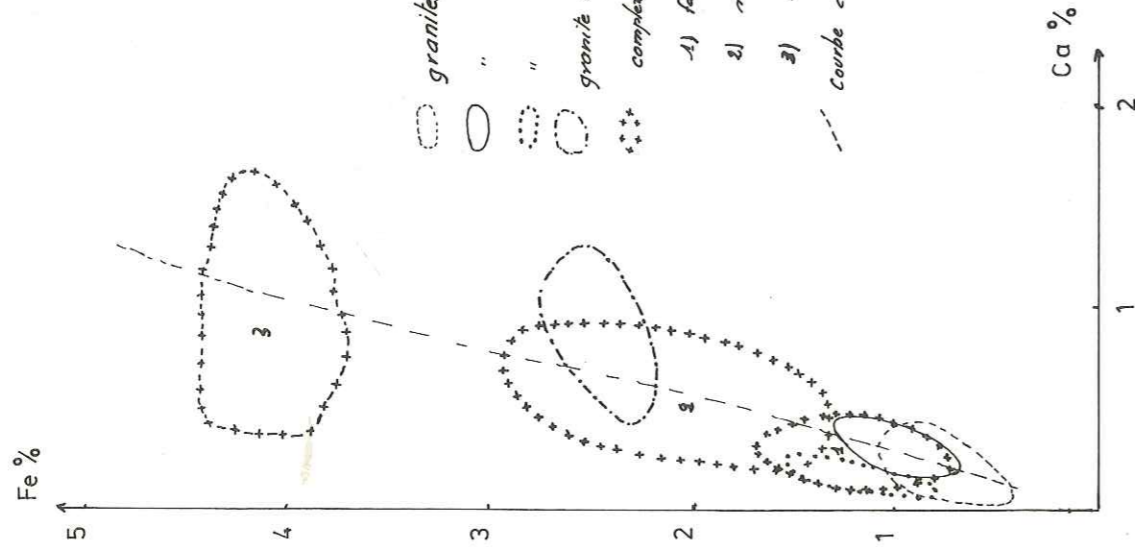
FIG 48' POSITION DES DIVERS MASSIFS SUR LA COURBE STATISTIQUE DE SCHROLL (1968)



- Granité à deux micas de Chambles
- " " " Collonge
- Granité à biotite de St-Just-Gampille
- 4 Velay : faciès sombres
- 4 " : migmatites grossières
- 4 " : faciès clairs
- 4 Enclaves gréseuses de Velay
- 4 Granites à deux micas en filons et aplites de St-Just
- Basalte alcalin continental à di.
- Diorite Gd Granodiorite
- schiste G'G Granites alcalins
- Gw grauwackes
- Maximum de fréquence
- 4 Velay faciès sombres
- 4 migmatites grossières
- 4 faciès clairs
- 4 granite de Collonge
- 4 Granite à biotite de Chambles

FIG 47

CORRELATION Fe-Ca



- granites à deux micas filoniens et aplites
- " " " de Chambles
- " " " Collonge
- granité à biotite porphyroïde de St-Just
- complexe granite-migmatitique de Velay
- 1) faciès clairs
- 2) migmatites grossières
- 3) migmatites fines
- Courbe de corrélation commune

3 - 222 - Corrélation Fe-Ca : (Fig 47)

La corrélation entre Fe et Ca est fortement positive. Les divers granites, bien discriminés, ont des domaines de répartition de formes elliptiques qui s'alignent suivant une droite dont la pente est proche du rapport Fe/Ca = 5. Les échantillons du granite hétérogène du Velay se répartissent suivant trois aires correspondant aux zones de dispersions des trois faciès principaux du granite hétérogène du Velay, à savoir : faciès clairs (domaine 1), migmatites grossières (domaine 2), migmatites fines et enclaves (domaine 3).

Le domaine de répartition du granite à biotite de St-Just-Gampille recoupe le domaine 2 (migmatites grossières) du Velay. Il est, par ailleurs, disposé obliquement à la droite de corrélation commune. Les aires de dispersion des divers granites à deux micas se situent, toutes, à la base de la droite de corrélation. Elles se recoupent mutuellement. On peut noter que le domaine de répartition du granite de Collonge recouvre celui du granite de Chambles et celui des faciès clairs du Velay.

**Conclusion :** Le Fe et le Ca se corrélaient positivement. Ces deux éléments discriminent bien les divers granites ainsi que les faciès principaux du Velay.

3 - 223 - Corrélation K-Ti : (Fig 48)

Ce diagramme fait apparaître une corrélation négative entre K et Ti dans le granite hétérogène du Velay, dans le granite de St-Just-Gampille et dans le granite à deux micas de Collonge. Les domaines de distribution de ces massifs se situent sur une courbe de corrélation commune d'allure hyperbolique.

Dans les granites à deux micas en massifs circonscrits (Chambles, Quéret et Montauroux) et en filons et aplites, la teneur de Ti est sensiblement la même (= 0,15) seul le K varie, permettant de discriminer ces deux groupes de roches.

Enfin, nous remarquerons sur la courbe de corrélation commune un évolution régulière des faciès du granite du Velay dans l'ordre suivant :

enclaves + migmatites fines (pôle riche en titane) --> migmatites grossières --> faciès clairs très potassiques.

Le domaine de répartition du granite de St-Just recouvre le domaine des migmatites grossières et celui du granite de Collonge chevauche très largement la zone de distribution des faciès clairs du Velay.

En portant les valeurs des maxima de fréquence des deux éléments définis pour les divers massifs sur la droite évolutive des granitoïdes déterminée statistiquement par SCHROLL (1968), on remarque que les granites du Velay, de St-Just-Gampille, de Collonge se placent le long de cette droite, alors que les massifs circonscrits, les filons et aplites s'en écartent légèrement. On peut noter aussi, que les trois pôles des faciès principaux du Velay se placent respectivement à côté du point des schistes (faciès sombres) de celui des granodiorites (migmatites grossières) et enfin celui des granites alcalins de Grohman (faciès clairs). Cette disposition des faciès du Velay pourrait témoigner ainsi de la triple origine (pélagique, grauwackeuse, gréseuse) des faciès principaux du granite hétérogène du Velay. Il serait aussi possible d'envisager trois stades d'évolution différents, lors de la migmatitisation vellave, à partir d'une série schisto-gréseuse banale, comportant quelques niveaux leptynites (annes rhyolites). Les maxima de fréquence des granites à deux micas de Chambles, Quéret et Montauroux, ainsi que

les filons et aplites qui tombent près de ceux des granites alcalins proviendraient sans doute des leptynites, comme l'ont suggéré J. RAVIER et M. CHENEVOY, 1966.

3 - 224 - Corrélation K-Ca : (Fig. 49)  
 La corrélation entre K et Ca est négative dans les granites du Velay et de Collonge, mais nulle dans les autres granites.  
 Les trois faciès principaux du granite hétérogène du Velay sont grossièrement discriminés. Leurs domaines se recouvrent mutuellement et sont disposés suivant une courbe hyperbolique. On retrouve la même évolution que dans le cas du potassium-titane, à savoir :

migmatites fines --> migmatites grossières --> faciès clairs

de plus en plus riches en K.  
 Les échantillons des granites à biotite de St-Just-Gampille se répartissent dans un domaine ovoïde dont l'axe est oblique à la courbe générale de répartition.  
 Les granites à deux micas, qui sont bien discriminés, se placent sur une droite parallèle à la droite potassium. Cette disposition s'explique par la même concentration du calcium dans les roches. La discrimination est uniquement due à la variation de la teneur du potassium propre à chaque granite. Notons une fois encore que le granite de Collonge est bien différencié de celui de Chambles.

Conclusion : Le potassium et le calcium se corrélaient négativement dans le granite hétérogène du Velay et celui de Collonge. La répartition de ces deux éléments semble être influencée par la migmatitisation vellave.

3 - 225 - Corrélation Ca-Sr : (Fig. 50)  
 La corrélation Ca-Sr est positive, et c'est dans les granites à deux micas qu'elle est la mieux marquée. Pour tous les autres granites, le champ est vaste. Les deux éléments ne se corrélaient pas entre eux. Il est à remarquer cependant que dans le cas des granites à deux micas, l'imprécision du dosage de Sr pour les faibles teneurs et le système de coordonnées utilisé (Log-Log) ont pu contribuer à étaler leur domaine de dispersion.

FIG 49

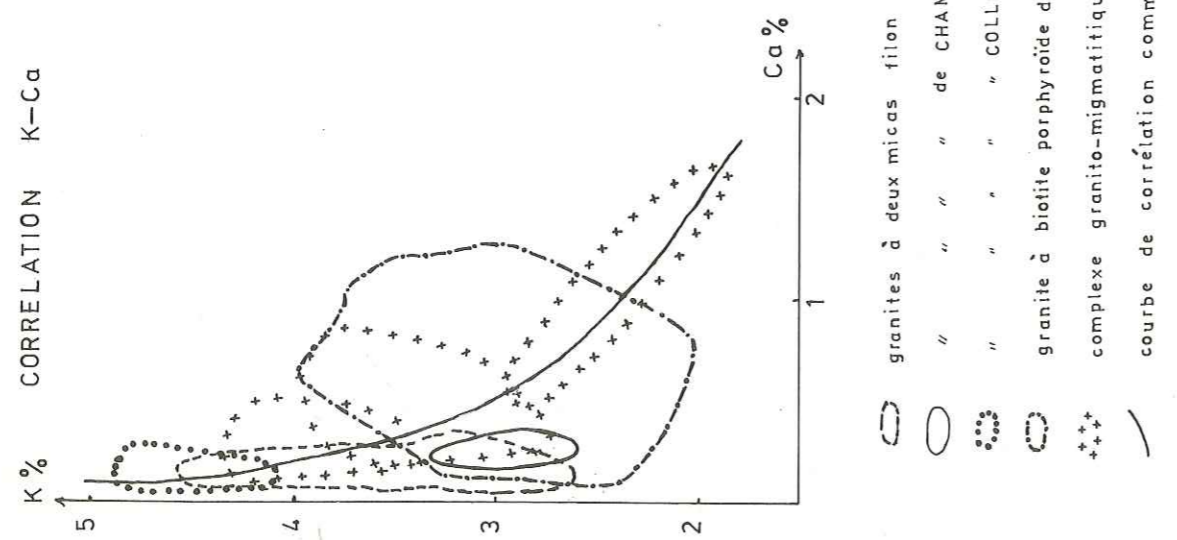


Fig 50 CORRELATION Ca-Sr

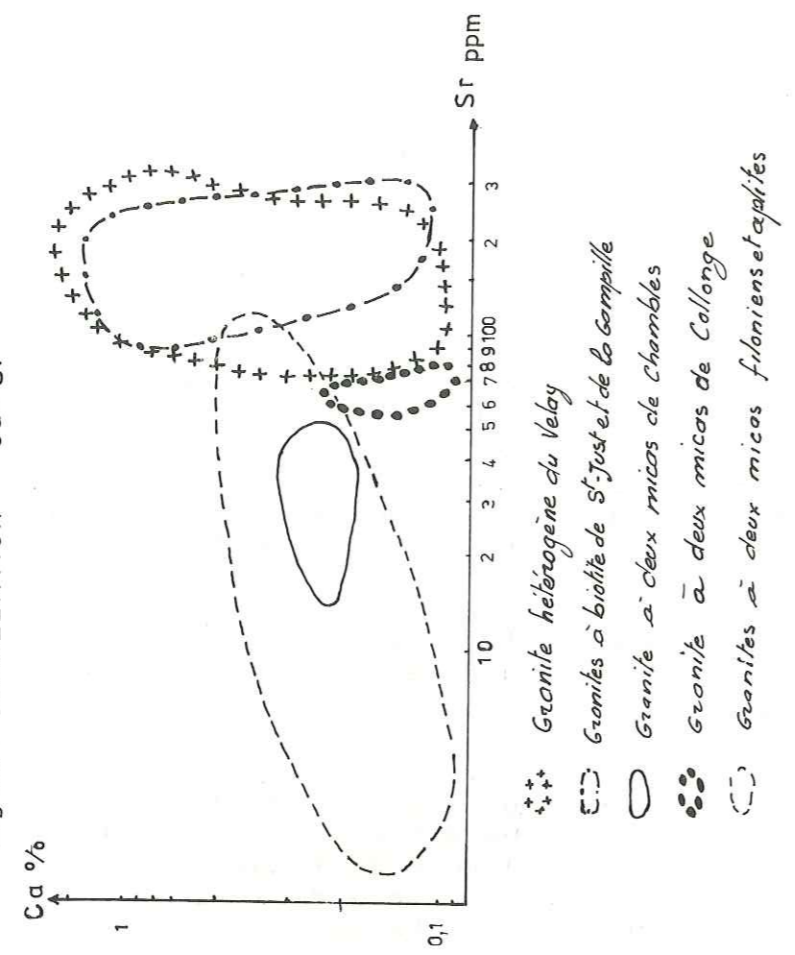


FIG 52  
Corrélation K-Ba

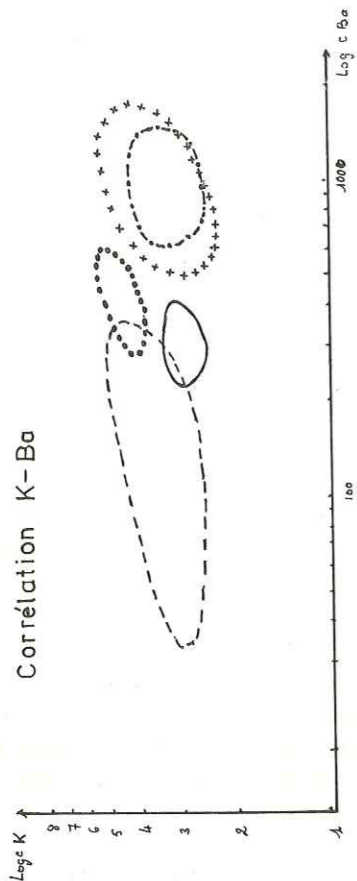
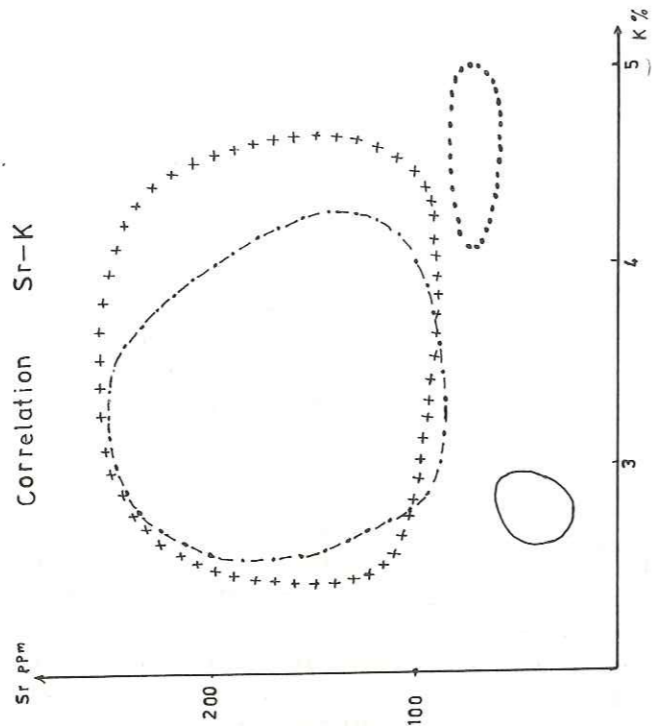
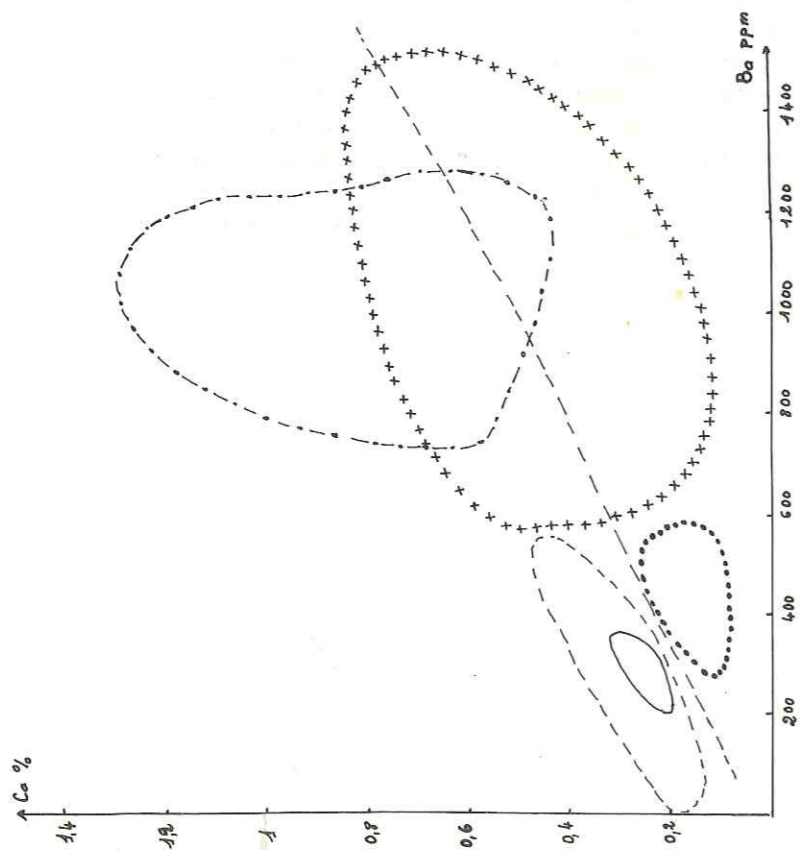


FIG 53



Granité à biotite porphyroïde de St-Just-Gampille  
 Complexe granito-migmatitique du Velay  
 Granite à deux micas de Collonge  
 " " " " Chambles  
 " " " " en filons et aplites

FIG 51  
Corrélation Ca-Ba



GRANITE A BIOTITE PORPHYROÏDE DE St-Just-Gampille  
 COMPLEXE GRANITO-MIGMATITIQUE DU Velay  
 GRANITE A DEUX MICAS DE Collonge  
 " " " " Chambles  
 " " " " en filons et aplites

3 - 226 - Corrélation Ba-Ca : (Fig. 51)

Ces deux éléments sont corrélés positivement dans le granite du Velay et les granites à deux micas. Le domaine de dispersion du granite du Velay est très large. La distribution des points dans ce domaine est, dans l'ensemble, quelconque. Cependant, les faciès clairs, à cause de leur faible teneur en Ca, tombent en grande majorité dans la partie la plus basse de la zone de dispersion. Le point E 133, au contraire, est très excentré. L'aire du granite de St-Just-Gampille recoupe celle du granite du Velay, mais son axe d'allongement ne s'aligne pas sur celui du Velay. En effet, il s'allonge parallèlement à l'axe Ca. La non corrélation du Ba et du Ca illustre, d'une part, l'indépendance de ce granite par rapport à celui du Velay et, d'autre part, la calcitisation secondaire des granites de St-Just et de la Gampille. Les divers granites à deux micas sont bien individualisés. Le domaine des granites en massifs circonscrits (Chambles, Quéret et Montauroux) est recouvert par celui des filons et aplites. Le granite de Collonge est nettement différencié de celui de Chambles et des filons. Enfin, toutes ces roches sont caractérisées par leur faible teneur en Ba et Ca.

Conclusion : Le diagramme Ba-Ca permet de discriminer le granite du Velay, les granites à biotite de St-Just et de la Gampille et les granites à deux micas. Il fait apparaître les caractères secondaires d'une grande partie du Ca dans les granites à biotite de St-Just et de la Gampille. Comme dans les diagrammes K-Ti et Ca-Sr, le granite de Collonge se différencie nettement par rapport à celui de Chambles.

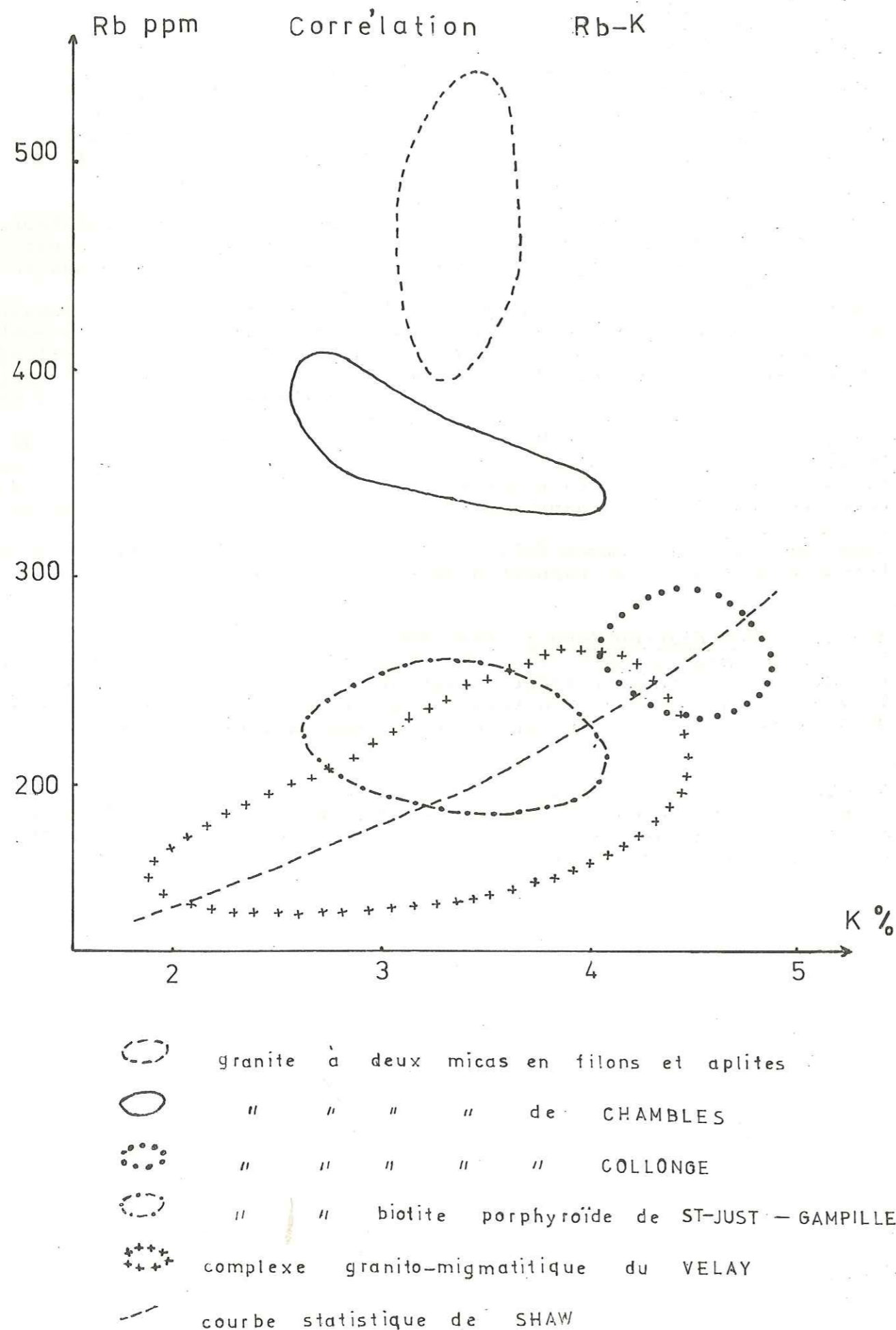
3 - 227 - Corrélation K-Ba : (Fig. 52)

Il n'existe pratiquement pas de corrélation entre les deux éléments. Les divers massifs sont relativement bien discriminés entre eux, à l'exception des granites du Velay et de St-Just qui ont la même aire de dispersion. L'ensemble montre une grande variation du Ba.

3 - 228 - Corrélation Sr-K : (Fig. 53)

Il n'existe aucune corrélation entre Sr et K. Le seul intérêt de ce diagramme est de bien marquer la différence entre le granite de Chambles et le granite de Collonge.

FIG 54



3 - 229 - Corrélation Rb-K : (Fig. 54)

Ce diagramme est très intéressant, parce qu'il fait apparaître deux groupes de roches.

Le premier groupe est constitué par les granites du Velay, de St-Just-Gampille et de Collonge. Dans cet ensemble, le Rb et le K se corrélient positivement suivant la courbe statistique de D.M. SHAW, 1968 et de J.P. CARRON et coll., 1973. Nous rappelons que cette courbe a été définie statistiquement à partir des roches issues d'une différenciation magmatique. Sur celle-ci, les granites du Velay et de St-Just-Gampille occupent la position des granodiorites et le granite de Collonge celle des granites monzonitiques. Cela correspond assez bien à la pétrographie.

Le deuxième groupe rassemble les granites à deux micas (sauf celui de Collonge) en massifs circonscrits, les filons et aplites. Ce groupe est très anormalement enrichi en Rb et sa position est en dehors de la droite de D.M. SHAW. Il n'existe aucune corrélation entre Rb et K. Le domaine de dispersion du granite du Velay est sur la courbe de différenciation avec un allongement conforme à celle-ci. Cependant, les points ne se groupent pas en fonction des faciès pétrographiques. La distribution est quelconque. Nous expliquons ce fait par la non mobilisation du Rb par rapport au K, au cours de la migmatitisation. D'autre part, la nature de la roche migmatisée peut avoir influencé les teneurs en Rb et K.

L'évolution magmatique du granite du Velay suivant la courbe de D.M. SHAW n'est donc qu'apparente.

Le domaine de dispersion du granite de St-Just-Gampille est assez réduit. Il est également légèrement oblique, par rapport à la droite de D.M. SHAW. Cette position illustre bien l'indépendance du granite de St-Just-Gampille, vis-à-vis de celui du Velay. Quant au léger décalage, par rapport à la droite, il est difficile de trouver une explication. Cependant, on peut envisager une légère modification du rapport Rb/K provoquée par la rétro-morphose du granite.

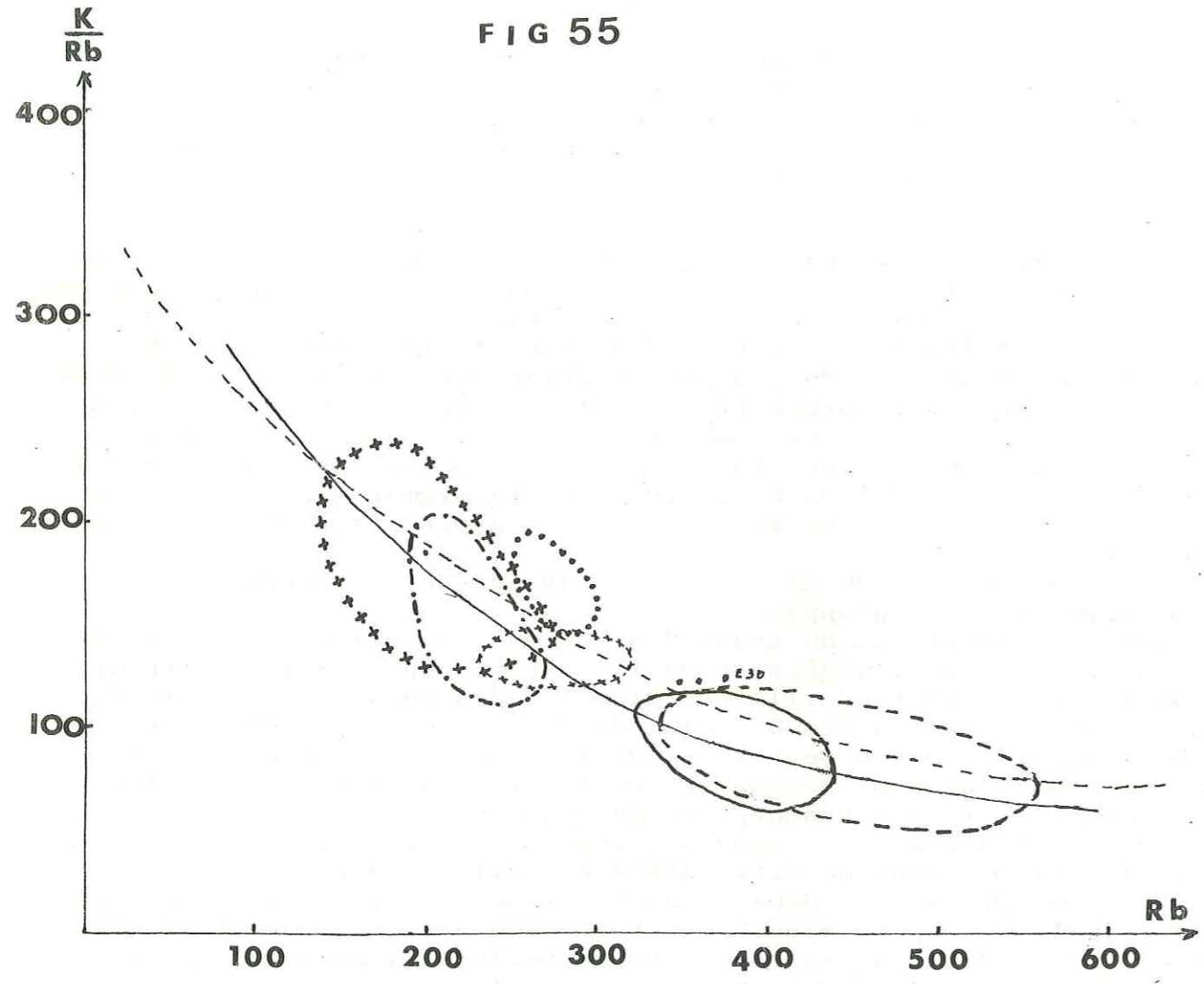
Le granite de Collonge a un domaine très réduit et occupe la position du granite monzonitique de J.P. CARRON et coll., 1973.

Le domaine des granites à deux micas et filons + aplites est très diffus. Les roches occupent sensiblement la même position que celle des roches hyperalcalines de la Corse. Comme celles-ci, on peut penser que ces massifs proviennent de la fusion partielle du socle, à savoir le complexe granito-migmatitique du Velay.

Enfin, signalons que tous les massifs se placent dans la zone des granitoïdes sur le diagramme K-Rb de SCHROLL, 1968.

Conclusion : La corrélation K-Rb fait ressortir deux groupes. Le premier constitué des granites de St-Just, du Velay et de Collonge, est placé sur la courbe de D.M. SHAW et de J.P. CARRON. Le deuxième groupe comprend le granite de Chambles et les filons et le granite à deux micas se caractérise par une forte teneur en Rb et par la non corrélation de Rb-K. Ces roches paraissent provenir d'une fusion partielle de socle, en l'occurrence, le granite du Velay.

FIG 55



CORRELATION K/Rb-Rb

- granites à deux micas en filons et aplites
- ⊗ " " " en bancs
- " " " de Chambles
- ⊗ " " " de Collonge
- granite à biotite de St-Just
- ⊗ granite du Velay
- courbe de corrélation commune
- - courbe " "

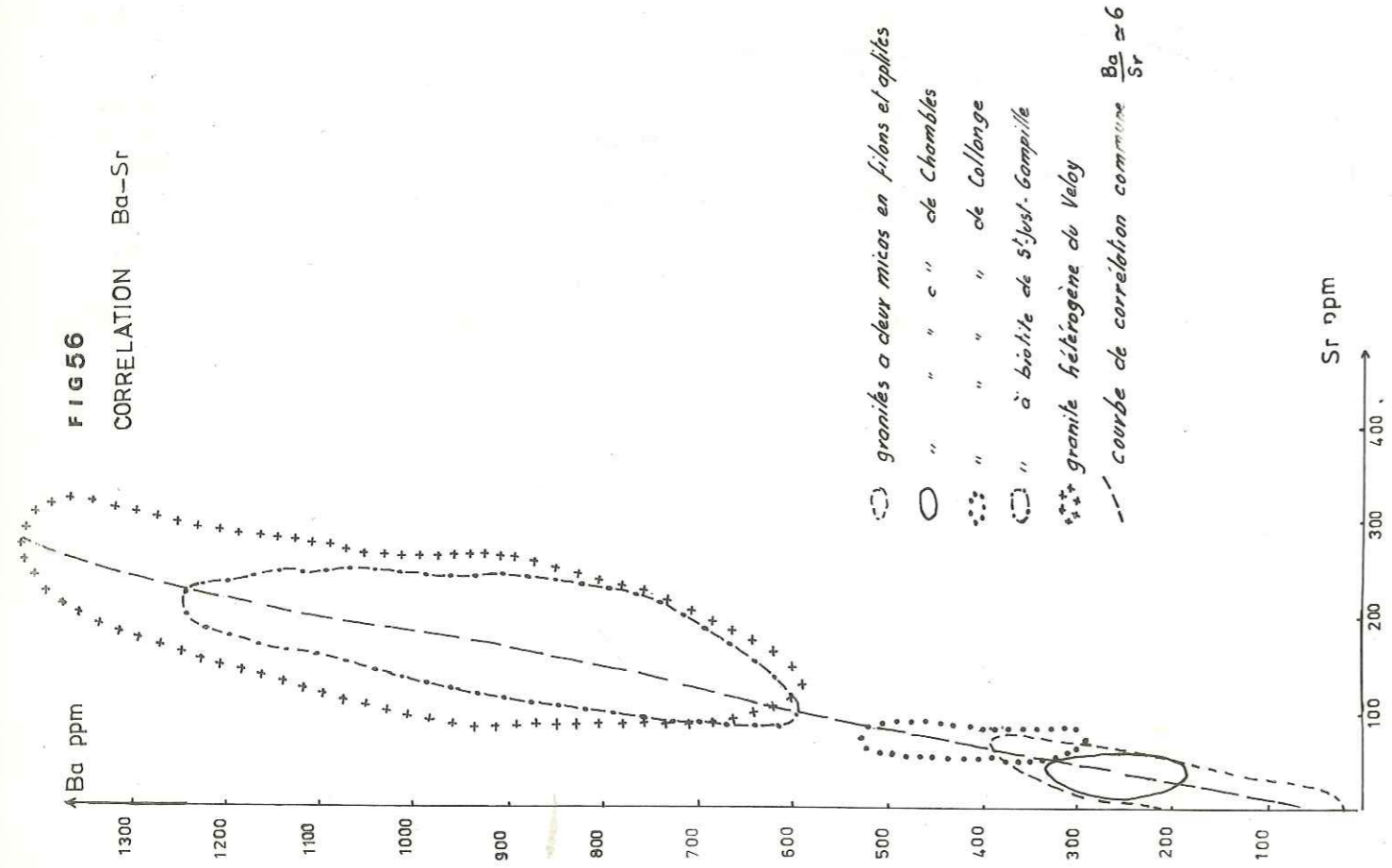
3 - 2210 - Corrélation K/Rb-Rb : (Fig. 55)

Le rapport K/Rb est d'une grande importance en géochimie, puisqu'il permet d'évaluer la profondeur relative d'une roche intrusive. L'estimation moyenne du rapport K/Rb de la croûte terrestre a été faite par divers auteurs. Ce rapport est de 230 pour la croûte inférieure et 227 pour la croûte supérieure. La plupart des granitoïdes terrestres évoluent sur une droite dont le rapport K/Rb est de 240 (SCHROLL 1968). Voici la moyenne du rapport K/Rb de nos massifs :

Massifs	Velay	St-Just	Gampille	Collonge	Chambles
K/Rb	180-200	143	172	166	82

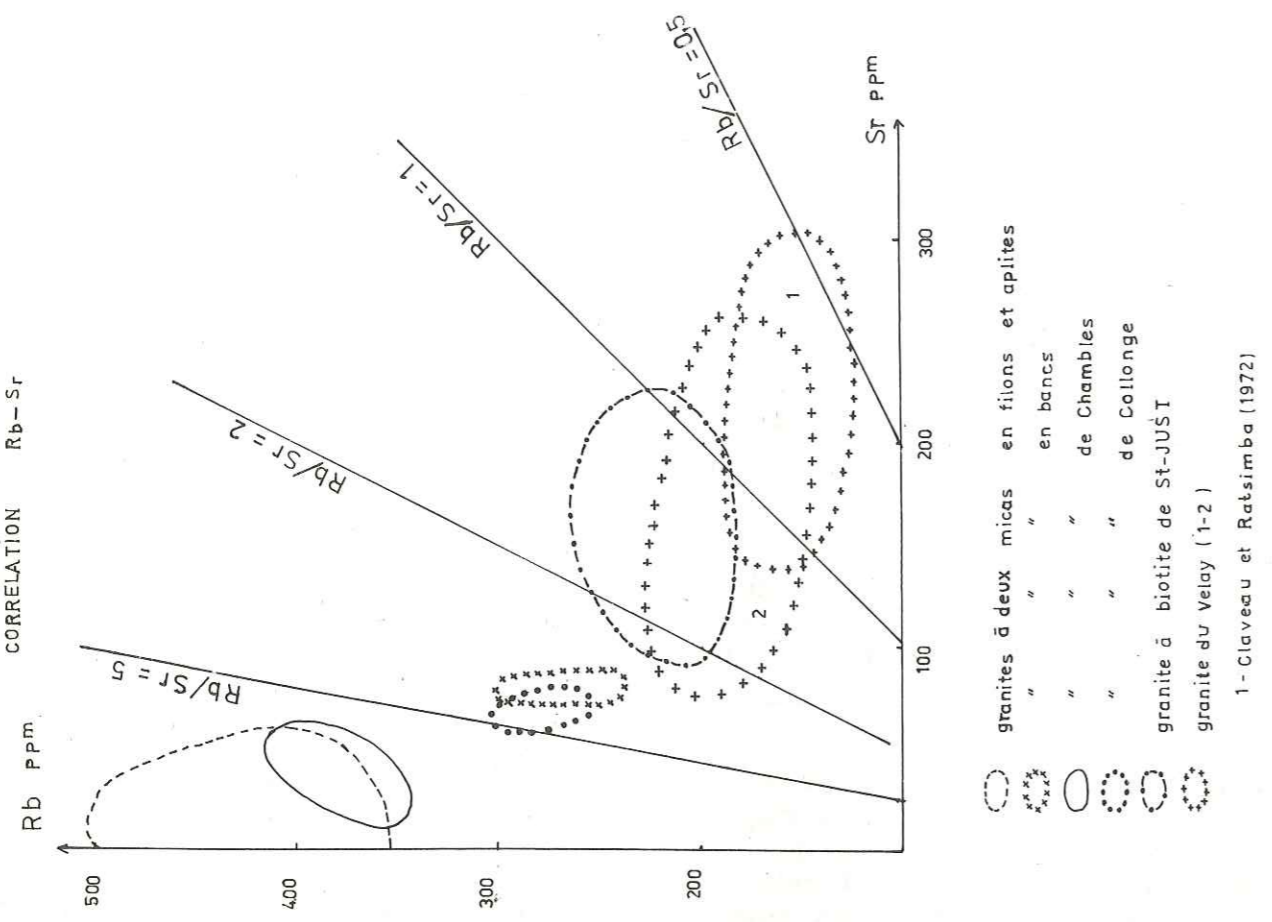
D'après ces valeurs, toutes nos formations granitiques seraient issues de la croûte supérieure. Cependant, ce qui concerne les granites intrusifs, on peut remarquer que les granites à biotite de St-Just-Gampille sont plus profonds que le granite de Collonge et de Chambles, ce dernier étant le plus superficiel. Les différents massifs sont bien discriminés. Ils se répartissent sur une courbe similaire à celle des granites de la Corse (J.P. CARRON et coll., 1973). On peut remarquer un bon regroupement, d'un côté, les massifs du Velay, de St-Just-Gampille de Collonge, des granites filoniens en bancs et, de l'autre, les granites à deux micas en filons et aplites et le granite de Chambles. Cela traduit peut-être l'appartenance de chaque groupe à une même histoire géologique. Les granites massifs circonscrits, les filons et aplites qui ont la même aire de dispersion occupent une position similaire à celle des granites alcalins et hyperalcalins de la Corse (J.P. CARRON et coll., 1973). Ces roches témoigneraient d'une deuxième histoire géologique. Le filon gris (E 30) est assez proche du granite de Chambles. Enfin, remarquons que le diagramme K/Rb-Rb confirme le précédent (Rb-K).

FIG 56  
CORRELATION Ba-Sr



○ granites à deux micas en filons et aplites  
○ " " " " de Chambles  
● " " " " de Collonge  
○ " " " " à biotite de St-Just-Gampille  
\*\*\* granite hétérogène du Velay  
--- courbe de corrélation commune  $\frac{Ba}{Sr} \approx 6$

FIG 57  
CORRELATION Rb-Sr



○ granites à deux micas en filons et aplites  
○ " " " " en bancs  
● " " " " de Chambles  
○ " " " " de Collonge  
○ granite à biotite de St-JUST  
\* granite du Velay (1-2)  
1 - Claveau et Ratsimba (1972)

3 - 230 - Corrélation Ba-Sr : (Fig. 56)

Il existe une forte corrélation positive entre Ba et Sr. Les aires de dispersion des divers massifs sont de forme très allongée selon un axe Ba/Sr 6.

Le granite du Velay recouvre le granite de St-Just. Les divers faciès ne sont pas discriminés. Il n'existe aucune corrélation entre Ba et Sr dans les enclaves gneissiques du Velay. Ces dernières ont une teneur en Ba peu élevée (295-695).

Une seule, E 73, a une teneur en Ba de 1 305 ppm. Le domaine de dispersion du granite de St-Just-Gampille se place au coeur de celui du Velay.

Comme dans les autres diagrammes, les massifs circonscrits et les divers filons sont étroitement associés. Le granite de Collonge, bien que recoupant le domaine des filons, est cependant mieux différencié.

La corrélation Ba/Sr-Sr montre une grande dispersion des points. Il ne s'en dégage aucun résultat probant, cependant, on constate un rapport Ba/Sr très élevé dans les leucogranites. Ceci est peut-être dû aux très faibles teneurs en Sr dans ces derniers.

3 - 231 - Corrélation Rb-Sr : (Fig. 57)

La corrélation du Rb et du Sr est très fortement négative dans les granites à deux micas et très modérée dans ceux du Velay et de St-Just-Gampille.

Les données de B. CLAVEAU et G. RATSIMBA, 1972 sur le complexe granito-migmatitique du Forez, dans la région de Montbrison, confirment cette tendance.

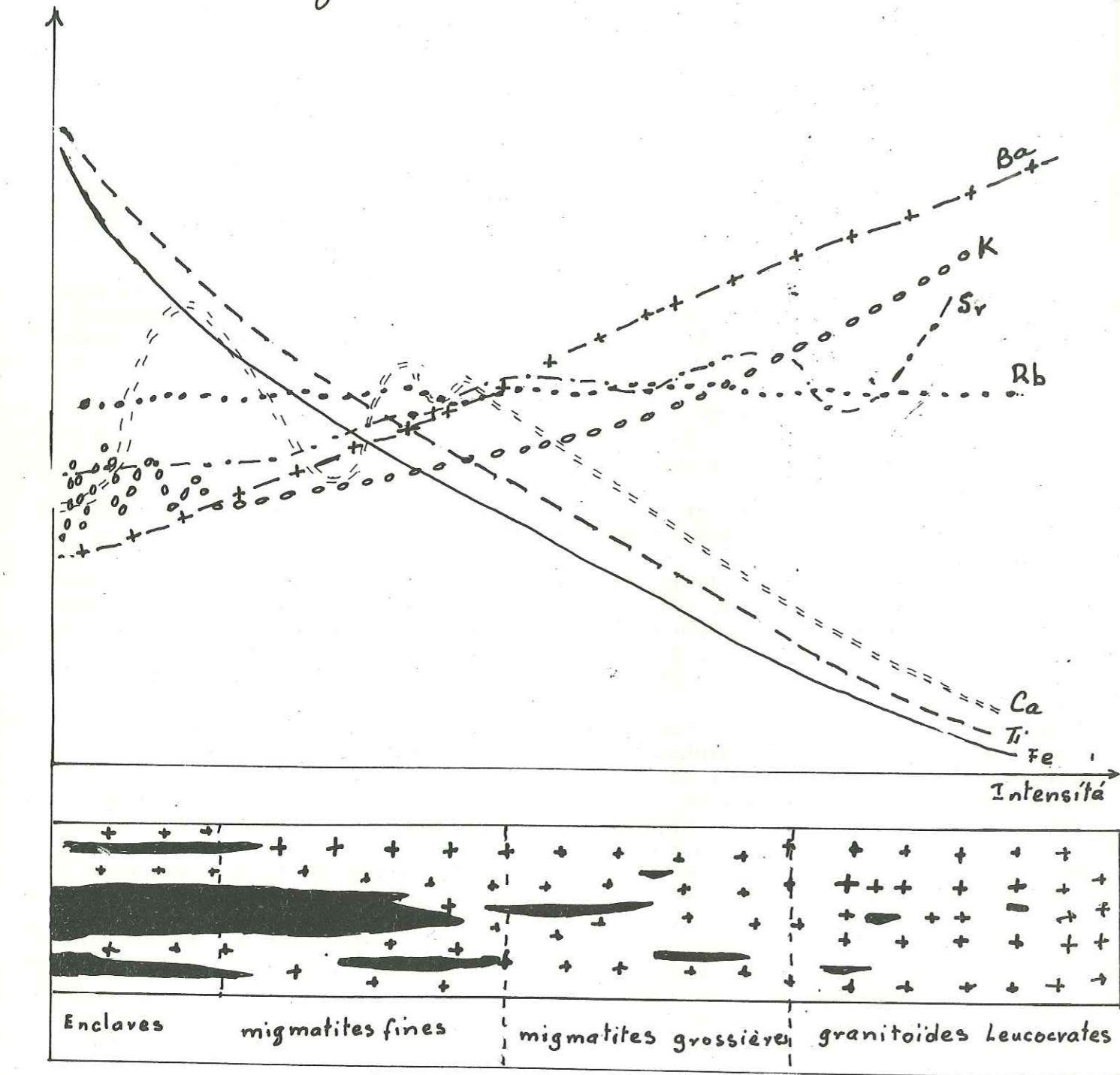
Le domaine de dispersion du granite du Velay a une forme ovoïde. La variation du Rb et du Sr est peu importante, étant donné la diversité des faciès et le nombre d'analyses. Il n'existe pas de discrimination entre les faciès pétrographiques. La zone de dispersion du complexe granito-migmatitique du Forez chevauche celle de nos formations (B. CLAVEAU - G. RATSIMBA, 1972).

Dans le granite de St-Just-Gampille, un équilibre semble avoir été atteint entre les deux éléments. Il n'ya pas de corrélation nette et le rapport Rb/Sr varie de 1 à 2.

Les granites à deux micas se caractérisent par leur richesse en Rb et leur pauvreté en Sr. Cette opposition entre les deux éléments est attribuée au phénomène de fusion partielle ou d'anatexie différentielle (J. MERGOIL-DANIEL, 1970 - A. GOURGAUD, 1973). Au cours de la fusion partielle, s'effectue une ségrégation oligoélémentaire dont l'importance est fonction du facteur "K" de l'élément (NEWMANN et coll., J. MERGOIL-DANIEL, 1970). Cette explication est très satisfaisante dans le cas de nos formations, puisque nous constatons un accroissement du Rb qui s'accompagne d'un abaissement du Sr.

Enfin, le diagramme Rb-Sr discrimine les divers granites à deux micas. Le granite de Collonge et les filons en bancs ont sensiblement la même teneur en Rb et en Sr. Ils occupent une position intermédiaire entre le granite de Chambles et les autres granites.

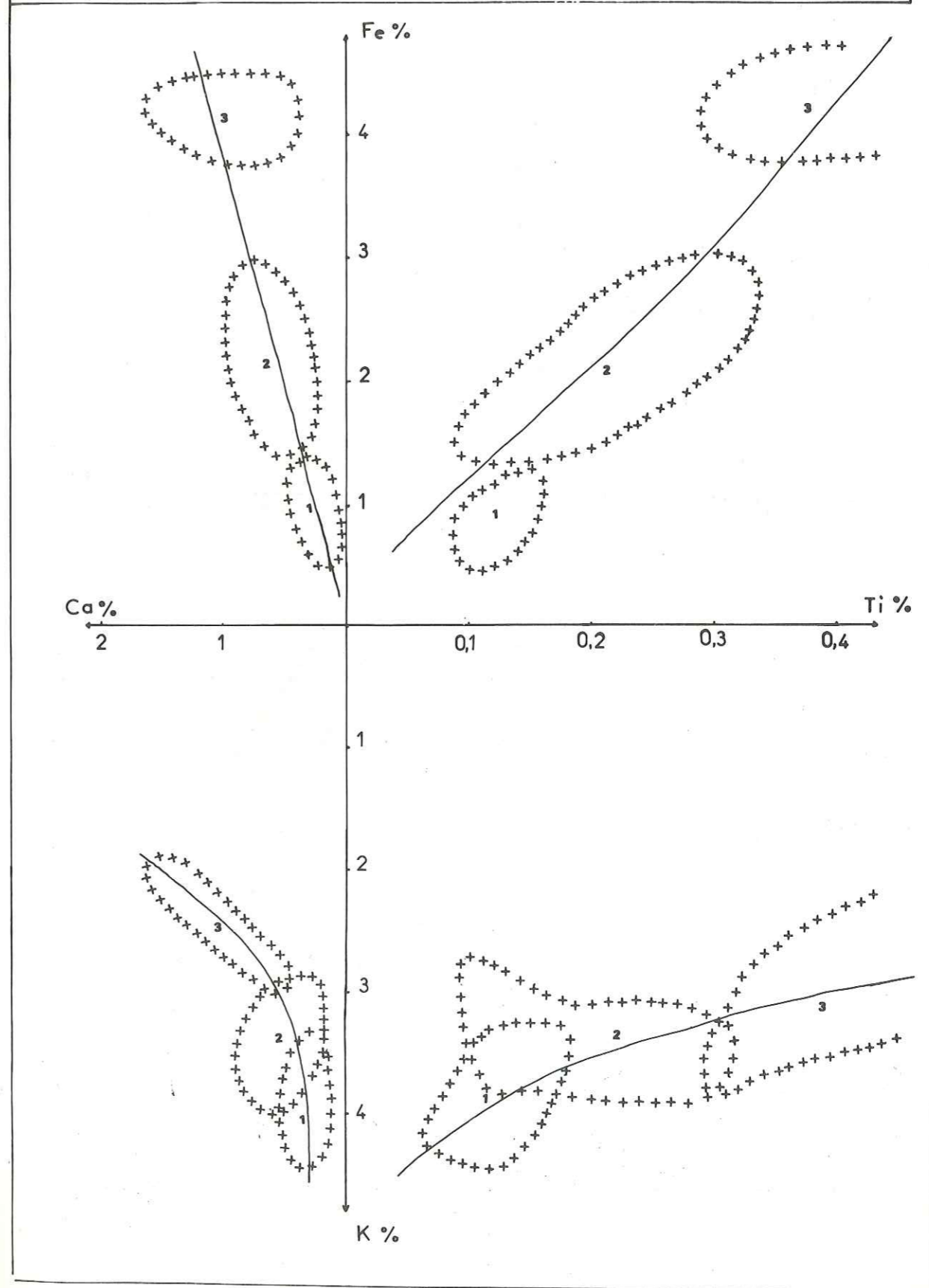
Fig 58



Variations de la teneur des éléments chimiques en fonction de l'intensité de la migmatisation dans le granite hétérogène du Velay.

— Fer Calcium —+— Baryum ···· Strontium  
 - - - Titane ooo Potassium ··· Rubidium

Fig 59  
 Relation Fe-Ti Fe-Ca  
 K-Ti K-Ca  
 2 MIGMATITES GROSSIERES  
 3 " FINES  
 1 FACIES CLAIRS  
 / COURBES DE CORRELATION  
 DANS LE GRANITE HETEROGENE DU VELAY:





3 - 3 - CONCLUSION A L'ETUDE DE LA REPARTITION DES ELEMENTS CHIMIQUES.

En conclusion, nous ferons tout d'abord le point sur les principales observations concernant la répartition et la corrélation des éléments chimiques dans chaque massif ou groupe de massifs. Dans un deuxième temps, nous verrons quelle peut être la signification des résultats obtenus.

3 - 31 - Comportement des éléments Fe, Ti, Ca, K, Ba, Rb, Sr dans chaque massif

3 - 311 - Le granite hétérogène du Velay

Dans ce massif, les sept éléments chimiques se classent en trois catégories d'après leur mode de répartition.

a°) Le premier groupe est formé par Fe, Ti, Ca. La valeur de ces éléments est très fluctuante. Leur teneur décroît des faciès migmatitiques très biotitiques (migmatites fines) vers les faciès leucocrates peu biotitiques. Leurs histogrammes de fréquence respectifs sont assez étendus. Alors que ceux du Fe, Ti, présentent un maximum, celui du Ca en présente trois qui correspondent grossièrement aux trois faciès principaux du Velay. La corrélation Fe-Ti est très fortement positive. On a en outre une très bonne discrimination des faciès: migmatites fines, migmatites grossières, granitoïdes leucocrates. La concentration de ces deux éléments dans le granite du Velay est donc fonction de la proportion de biotite dans la roche.

La corrélation Fe-Ca est très fortement positive. La différenciation peu marquée entre granitoïdes leucocrates et migmatites grossières, est nette entre migmatites fines et ces dernières.

La répartition de Fe, Ti, Ca dans le granite du Velay est liée au phénomène de migmatisation. La concentration de ces éléments diminue et devient plus homogène lorsque le matériel est plus acide.

b°) La deuxième catégorie concerne le K. La teneur de cet élément est faible dans les migmatites fines, moyenne dans les migmatites grossières et forte dans les faciès leucocrates à cordiérite et dans les petits bancs intercalés. L'histogramme de fréquence de cet élément montre un champ très étendu (2,20 % - 4,60 %). Il ne permet cependant pas de discriminer les trois faciès. Sa faible teneur dans les enclaves gneissiques permet de dire qu'il constitue l'élément le plus mobile parmi ceux étudiés et que d'autre part, il est lié beaucoup plus aux feldspaths qu'aux biotites.

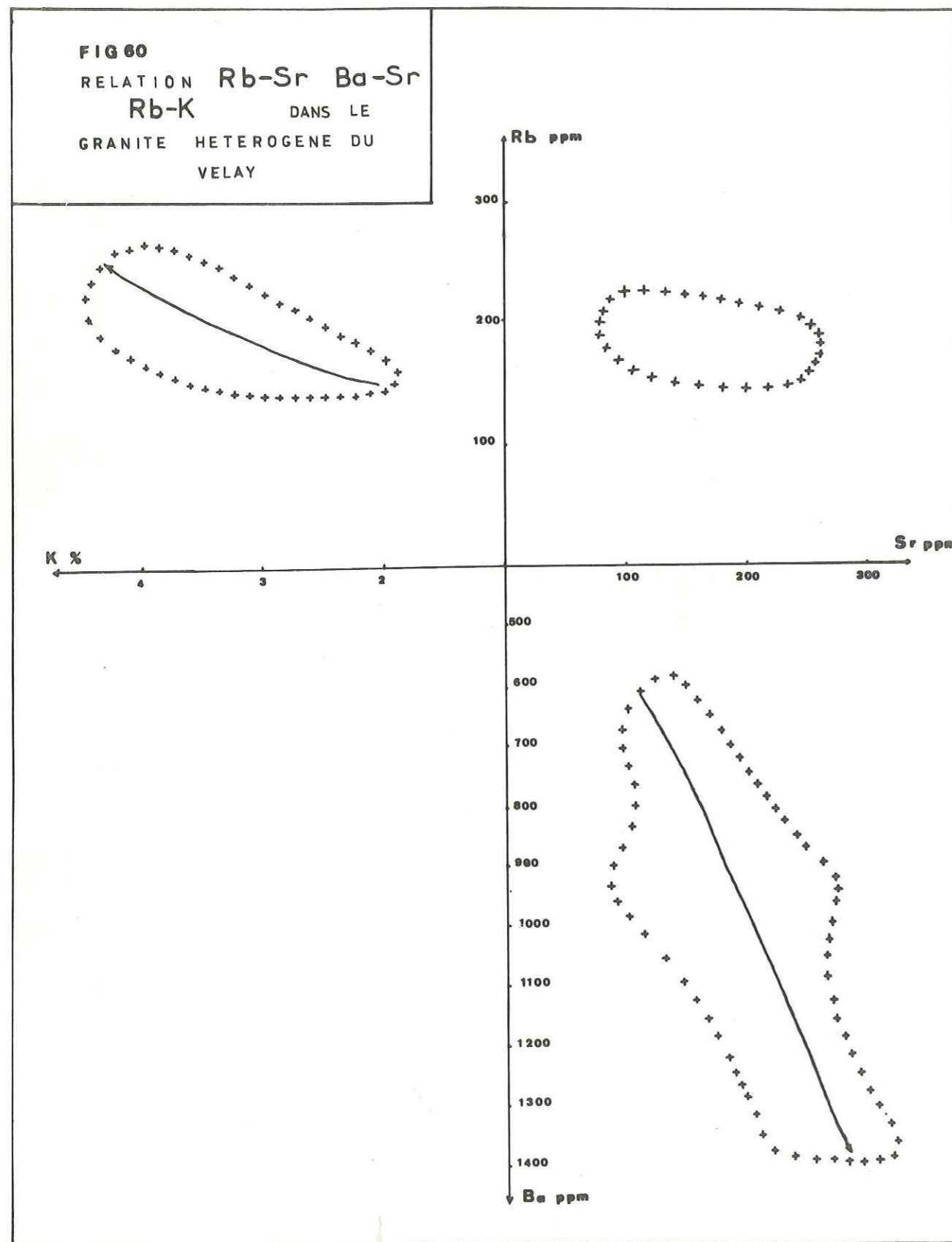
La corrélation du K avec Ca et Ti qui est négative, ne permet pas d'individualiser les trois faciès principaux. On a toutefois une évolution des migmatites fines biotitiques aux granitoïdes leucocrates qui représentent le pôle potassique.

c°) Ba, Rb, Sr qui forment le dernier groupe ont également des teneurs fluctuantes mais leur distribution n'est pas fonction des faciès. Ces éléments ne semblent donc pas très influencés par la migmatisation. Leur domaine de fréquence est assez large. Le Rb possède un maximum de fréquence qui se situe entre 180 et 220 ppm. Ce maximum groupe plus de 60% des points. C'est le plus constant.

Les corrélations Ba-Sr, Ba-Ca, Rb-K sont positives alors que la corrélation Rb-Sr est très faiblement négative. Ces diagrammes ne permettent pas de différencier les faciès.

3 - 312 - Les granites de St-Just et de la Gampille

Ces deux massifs, se caractérisent par l'homogénéité des teneurs en Fe, Ti, K, Ba, Rb, Sr. Seul le Ca varie de façon notable. Cela est peut-être dû au caractère secondaire d'une partie du Ca.



Les corrélations Fe-Ti, Ba-Sr sont positives. Les autres sont moins significatives; toutefois elles individualisent cette famille de roches dont le champ de répartition dans les divers diagrammes est de forme arrondie ou ovoïde. Dans ce dernier cas, l'axe d'allongement est généralement oblique par rapport à la courbe de corrélation commune. (Fe-Ca, Ca-Ba, K-Rb). Enfin, on peut retenir que le chimisme des granites de St-Just et de la Gampille correspond le plus à celui des migmatites grossières.

3 - 313 - Les granites à deux micas

Ces roches ont de faibles teneurs en Fe, Ti, Ca, Ba, Sr et une forte concentration du Rb. La valeur K est propre à chaque massif et les individualise. Ba, Rb, Sr discriminent bien le granite de Collonge. Les histogrammes de fréquence des éléments Fe, Ti, Ca, Ba, Sr sont peu étendus (faciès courants du Velay).

Les corrélations Fe-Ti, Fe-Ca, Ba-Sr, Ca-Ba, K-Ba sont positives. La corrélation entre Rb et Sr est négative. Il n'existe pas de relation entre K-Ti, K-Ca, Sr-K, K-Rb surtout dans les filons et le granite de Chambles. Dans tous ces diagrammes, le granite de Collonge est bien différencié des autres granites à deux micas. Les filons en bancs sont discriminés dans les diagrammes Rb-Sr et K/Rb-Rb.

L'étude de la répartition des éléments chimiques fait ressortir une certaine unité chimique entre tous les granites à deux micas avec cependant quelquefois les caractères propres à chaque massif ou groupe de filons. La réorganisation de ces éléments semble plus poussée dans ces granites alcalins que dans le granite hétérogène du Velay. La faible teneur de Ba et Sr et la forte concentration du Rb dans les granites à deux micas ont été relevées par A. GOURGAUD (1973) dans les leucogranites du Sud du Forez. A la suite des travaux de H. NEUMANN & coll. (1954) S.R. TAYLOR, C.H. EMEULEUS, C.S. EXLEY (1956), G. HARRIS (1967), in J. MERGOIL-DANIEL (1970), il semble que cette ségrégation oligoélémentaire soit liée à une fusion partielle dans le manteau supérieur et dans la croûte terrestre. Les éléments tels que Ba, Sr, Rb entrent dans la phase de cristallisation tardive à des degrés divers selon la "valeur du facteur de distribution K des éléments". Les concentrations de Ba, Rb, Sr laissent donc présager que les granites à deux micas proviendraient de la fusion partielle d'un matériel de la croûte terrestre en l'occurrence ici, les faciès leptynitiques ou du granite hétérogène du Velay.

3 - 32 - Signification des résultats

3 - 321 - Signification chimique et pétrographique

L'étude des sept éléments majeurs et oligoéléments confirme l'individualité des trois groupes de granites définis pétrographiquement. Dans ces trois types, la répartition et le comportement des éléments sont très différents.

- Dans le granite hétérogène du Velay, les concentrations en Fe, Ti, Ca, K sont liées aux faciès. Fe, Ti, Ca décroissent vers les faciès acides plus évolués en même temps leurs valeurs deviennent plus homogènes. Fe et Ti semblent surtout liés à la biotite, Ca au plagioclase et K au feldspath potassique. Ba, Sr, Rb se distribuent de façon quelconque. On a ainsi l'impression que la migmatisation vellave n'a pas atteint en intensité, le seuil au delà duquel tous les éléments sont réorganisés.

- L'homogénéité et l'identité des granites de St-Just et de la Gampille se retrouvent au niveau de la répartition des éléments chimiques.

- Les granites à deux micas ont un chimisme différent de ceux des deux autres groupes.

3 - 322 - Interprétations génétiques.

Pour le granite du Velay, nous venons de voir que certains éléments tels que Fe, Ti, Ca, K discriminaient bien ces trois faciès pétrographiques. La question se pose donc de savoir si cette discrimination peut avoir une signification génétique. Nous le pensons et nous émettons deux hypothèses:

a°) La différenciation des trois faciès serait due à trois stades de migmatisation d'un matériel homogène, grèsopélimitique par exemple (intensité croissante des "migmatites fines" aux faciès clairs" en passant par les "migmatites grossières"). L'anatexie du matériel originel aurait provoqué une réorganisation partielle de Fe, Ti, Ca, K mais elle aurait été insuffisante pour réhomogénéiser Ba, Rb, Sr. La distribution de ces derniers ne serait pas non plus totalement représentative de celle du matériel originel.

b°) Les trois faciès du Velay dériveraient de trois roches différentes : a l'origine, on aurait eu un complexe volcano-sédimentaire comportant en particulier des grauweekes, des pélites et des coulées ou tufs rhyolitiques. A l'appui de cette hypothèse, l'examen de la droite de SCHRÖLL, 1968, montre les correspondances suivantes :

migmatites fines du Velay	≈	schistes de SCHRÖLL
" grossières "	≈	granodiorites "
faciès clairs "	≈	granites alcalins "

En outre il semble prouver à l'heure actuelle que les granites "en bancs" dans le massif du Velay qui se distinguent très nettement du point de vue oligoélémentaire des autres filons "vrais", sont d'anciens niveaux rhyolitiques.

De ces deux hypothèses, il nous semble que la seconde justifie une grande part des caractères géochimiques des divers faciès du granite du Velay mais il serait surprenant que les phénomènes anatectiques plus ou moins intenses à l'échelle du massif n'aient pas joué un certain rôle en particulier dans la distribution de Fe, Ti, Ca, K,

Pour ce qui est des granites de St-Just et de la Gampille, on constate que leur chimisme est homogène et que tous les éléments ont été réorganisés. On peut en conclure que le phénomène de fusion qui est à l'origine a été beaucoup plus poussé que celui responsable de la migmatisation vellave. Du simple point de vue oligoélémentaire, on serait tenté de penser que les granites de St-Just et de la Gampille qui par ailleurs, sont franchement intrusifs, seraient d'origine magmatique profonde et que leur mise en place se serait effectuée grâce à des fractures ouvertes.

En ce qui concerne les granites à deux micas, filons leucocrates et granites en massifs circonscrits, leurs caractères oligoélémentaires laissent suggérer qu'ils proviennent de l'anatexie différencielle analogue à celui de leur roche encaissante, en l'occurrence, le granite du Velay. Parmi ces granites, celui de Collonge a des caractères pétrographiques et chimiques qui conduisent à le considérer soit comme un simple faciès du Velay soit comme un ancien filon de granite intrusif ayant subi les effets de la migmatisation vellave.

CHAPITRE IV

~~TECTONIQUE~~ - GEOCHRONOLOGIE - CONCLUSION GENERALE

Tableau n° VIII

Résultats des mesures radiométriques effectuées par G. VIVIER (1974)

n° echant.	coordon. X Y		n° Labo.	Ages.	Nature pétrographique.
E 1	75	6 57	Z 62	414 ± 9	granite porphyroïde de St-Just
E 101	73	57	Z 63	318 ± 7	" " " "
E 78			Z 64	413 ± 9	" " " la Gampille
E 16			Z 65	407 ± 9	" hétérogène du Velay
E 46			Z 66	1255 ± 30	migmatite à structure stromatitique
E 34			Z 67	1197 ± 32	enclave gneissique dans le Velay
E 135			Z 68	458 ± 10	" de gneiss oeillés dans le Vel.

Tableau n° IX Résultats des mesures radiométriques effectués par  
sur les échantillons prélevés dans le secteur  
étudié.

n° echant.	coordonnées X Y		minéral	Ages. en M.A	Nature pétrographique
			muscovite	277 ± 11	granite hétérogène du Velay
			biotite	282 ± 23	" " " "
86			roche totale	265 ± 19	" " " "
			biotite	273 ± 14	" " " "
87			biotite	287 ± 15	" " " "
88			biotite		

4 - 2 - GEOCHRONOLOGIE

4 - 21 - Généralités

Quelques mesures géochronologiques ont été effectuées sur nos granites, à l'exception des granites à deux micas, par la méthode au plomb total sur zircon à l'Institut DOLOMIEU à GRENOBLE. Les résultats sont consignés dans le tableau n°. Nous donnons, à titre de comparaison, ceux obtenus dans notre secteur par Y. VIALETTE, par la méthode Rb-Sr sur les micas du granite hétérogène du Velay (tableau ). En ce qui concerne les granites à deux micas, nous n'avons pas pu obtenir la quantité de zircon nécessaire à la datation. Toutefois, nous rap- pelons que le granite de Chambles a été daté de 287 ± 9 par la méthode Rb/Sr (A. GOURGAUD - 1973).

4 - 22 - Interprétation

Le granite hétérogène du Velay

En ce qui concerne ce massif, on peut remarquer les différences d'âges entre, d'une part, le faciès à grain moyen plus homogène (E 16), les faciès migmatitiques à structure stromatitique (E 46) et les enclaves, et d'autre part nos données et celles de Y. VIALETTE.

En portant notre attention sur la morphologie des zircons, on constate que les zircons de l'échantillon E 16 sont très automorphes avec des angles vifs, alors que ceux des migmatites et des enclaves gneissiques sont parfois arrondis. On n'observe pas, dans les trois faciès, de cristaux zonés. On peut interpréter les zircons présents dans l'échan- tillons E 16 (faciès homogénéisé) comme faisant partie de la paragenèse issue de l'anatexie vellave; ceux du faciès migmatitique et des enclaves de gneiss seraient des minéraux résiduels qui ont résisté aux métamor- phismes responsables de la formation des gneiss et à l'anatexie vellave.

En se basant surtout sur la morphologie des zircons et de l'état très évolué de l'échantillon E 16, on peut admettre que l'âge de 407 ± MA (schlirien) marque la phase ultime du phénomène anatectique dans le Velay. Il est d'ailleurs à remarquer que l'âge que nous donnons tombe dans la fourchette d'âges publiée par différents auteurs:

- 436 ± 34 M.A. Age total des faciès gneissiques, des migmatites et du granite du Forez (B. CLAVEAU et G. RATSIMBA 1972)
- 407 ± 39 M.A. Migmatites et gneiss en cours de mobilisation du Forez (B. CLAVEAU et G. RATSIMBA 1972);
- 387 ± 22 M.A. Granite du Forez, carrière Pont Rouge (A. GOURGAUD 1973)
- 385 ± 22 M.A. Granite du Velay, carrière de Lapalisse (Ardèche) (M. VACHETTE, J.P. COUTURIE et M. ROQUES 1971).

L'âge de 458 ± 10 M.A. que nous avons obtenu sur l'enclave de gneiss oeillés se rapproche de celui des migmatites du Centre du Velay, qui est de 477 ± 27 M.A. (M. VACHETTE, M. ROQUES et J.P. COUTURIE 1971), ainsi que de ceux des leptynites du Haut-Allier (470 ± 8 M.A.), des gneiss oeillés de la vallée du Lot et gneiss à amphibole soit 435 ± 21 M.A.), (M. VACHETTE et Y. VALETTE).

On peut donc dire que ces diverses roches se sont formées au cours

d'un même épisode métamorphique.

Les âges des faciès migmatitiques à structure stromatitique (E 46), et des enclaves de gneiss (E 34) qui sont respectivement de  $1254 \pm 24$  MA et de  $1197 \pm 32$  MA, c'est-à-dire précambriens, ne correspondent à aucune phase métamorphique connue dans le Massif Central Français. L'aspect un peu roulé de certains zircons laisse à penser qu'ils ont subi un transport. Dans ce cas, ils proviendraient du socle très ancien qui a alimenté la sédimentation dans la fosse arverne des terrains qui, ultérieurement, ont donné les gneiss, puis le granite du Velay.

Enfin, les âges obtenus sur les micas et qui s'échelonnent entre 277 MA et 287 MA, soit la limite Stéphaniens-Autunien, pourraient représenter, soit la période de fermeture des structures cristallines des micas, soit une phase de rajeunissement. On peut noter, à l'appui de la dernière hypothèse, que cette période est celle de la mise en place des leucogranites.

Les granites à biotite de St-Just et de la Gampille :

Le fait que ces deux massifs aient le même âge ( $414 \pm 9$  MA et  $413 \pm 9$  MA) était prévisible en raison de leur similitude. Nous pensons que ces âges correspondent à leur mise en place.

Nous considérons que l'âge anormalement jeune de l'échantillon E 101 ( $318 \pm 7$  MA) qui est dû à une erreur analytique. Il est peu vraisemblable qu'il date une phase de rajeunissement ou de rétro-morphose.

Enfin, nous noterons qu'à l'Est du Massif Central, des granites d'origine magmatique et qui possèdent des caractères pétrographiques similaires ont un âge identique. Ce sont :

- Granite de la Margéride  $t = 401 \pm 24$  MA  
(M. VACHETTE, M. ROQUES et J.P. COUTURIE, 1971) ;
- Granite à biotite de l'Aigoual  $t = 410 \pm 30$  MA  
(G. SABOURDY et Y. VIALETTE, 1971) ;
- Granite à biotite de l'Aigoual  $t = 412 \pm 29$  MA  
(G. SABOURDY et Y. VIALETTE, 1971).

Les granites à deux micas :

Nous reprenons ici les données de A. GOURGAUD qui a trouvé un âge de  $287 \pm 9$  MA pour le granite de Chambles et un groupe de leucogranites du Sud du Forez. Selon cet auteur, cet âge date la mise en place des leucogranites et ceux du deuxième groupe de la Margéride à la fin des granitisations hercyniennes.

Conclusion :

Les âges que nous avons obtenus s'intègrent parfaitement dans le contexte régional. En tenant compte de la plus vieille structure connue dans la région (granite de Château-Gaillard,  $t = 506 \pm 18$  MA in J. MA CANTAGREL, M.V. VALIZADEH et Y. VIALETTE, 1970), on est tenté de voir à l'Est du Massif Central, trois épisodes magmatiques importants :

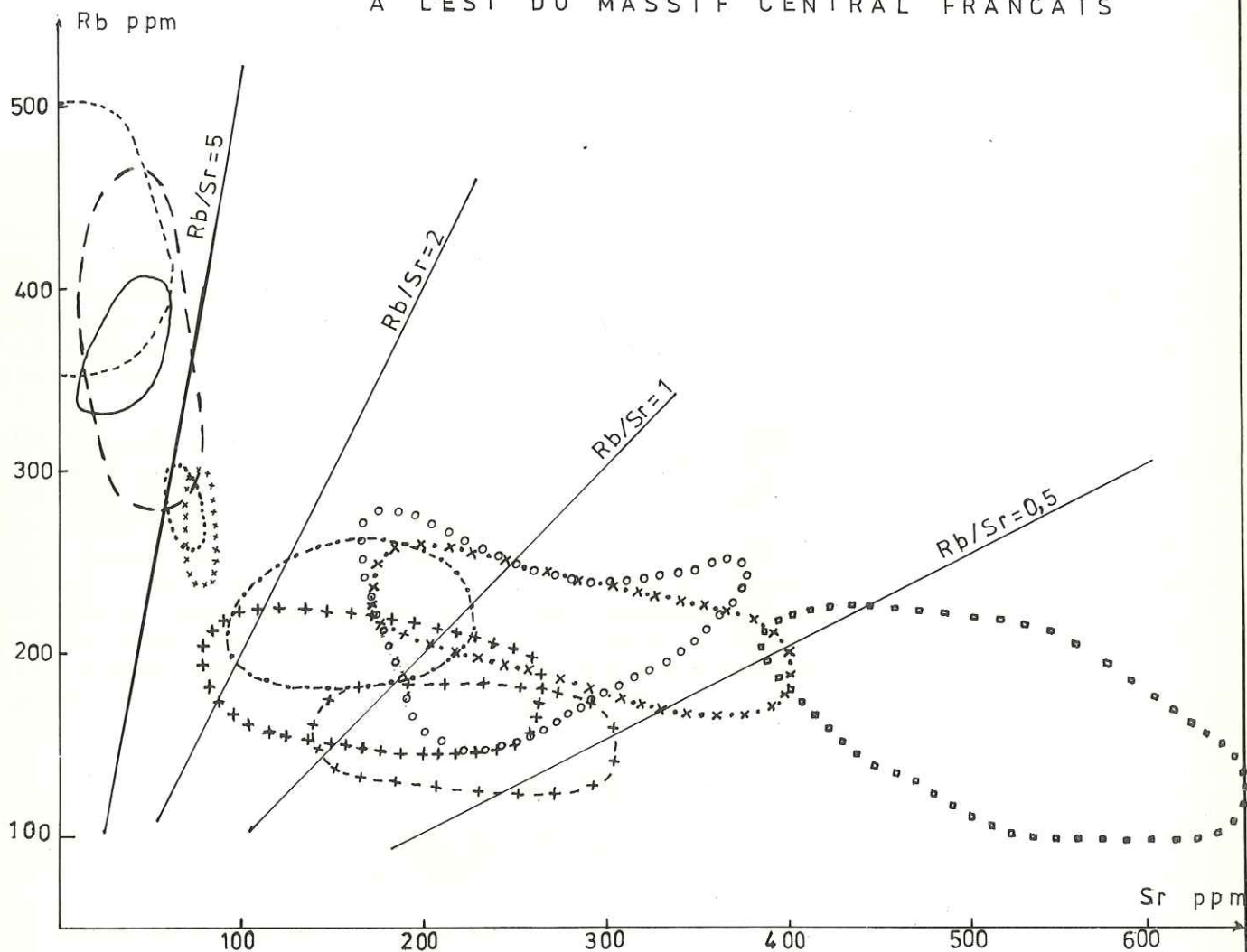
- le premier épisode (524-488) correspond à la mise en place des granites calco-alcalins, type Château-Gaillard et peut-être à celle des granites porphyroïdes en enclaves dans le Velay. Cet épisode se situe à la limite Cambrien-Ordovicien (phase sarde).

- le deuxième est marqué tout d'abord par la mise des granites à biotite porphyroïdes, types St-Just, Cizeron, Gampille, Margéride, Aigoual et puis par l'anatexie vellave ( $425-370$  MA). Cette période se situe entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur (phase ardennaise). Elle marque également les principales phases métamorphiques

- le dernier épisode correspond à la mise en place des leucogranites syntectoniques et des filons de pegmatites. Il débute au Wesphalien et se termine certainement à la fin du Permien. On a également, durant cet épisode, un rajeunissement des micas du socle granitique de toute la région.

FIG 64

CORRELATION Rb/Sr DANS LES GRANITES  
A L'EST DU MASSIF CENTRAL FRANCAIS



- GRANITES A DEUX MICAS FILONNIENS
- " " " " " AU SUD DE MONBRISON
- " " " " " DE CHAMBLES
- " " " " " COLLONGE
- " " " " " EN BANCS
- + + + COMPLEXE GRANITO-MIGMATITIQUE DU VELAY
- + + + " " " " " FOREY (Region de MONBRISON)
- GRANITES A BIOTITE PORPHYROÏDE DE ST-JUST-GAMPILLE
- " " " " " LA MARGERIDE
- GRANITES PORPHYROÏDES DE CHATEAU-GAILLARD
- " " " " " EN ENCLAVES DANS LE  
COMPLEXE GRANITO-MIGMATITIQUE DU FOREZ

Tableau n°X

## CARACTERES GENERAUX DES GRANITES A L'OUEST DU BASSIN DE ST-ETIENNE

TYPE	GRANITE MIGMATITIQUE A BIOTITE ET CORDIERITE VELAY		GRANITE A BIOTITE PORPHYROIDE		GRANITE A DEUX MICAS				
	MASSIF	Granite hétérogène du Velay	St-Just - Cizeron	Gampille	Leucogranites		Granite en bancs	Granite filonien gris	Collonge
SITUATION GEOGRAPHIQUE	Firminy 3-4, 7-8. Monistrol 3-4	Firminy 3-4	Monistrol 3-4	Firminy 3-4			Monistrol 3-4 Firminy 7-8	Monistrol 3-4	Firminy 3-4
ENCAISSANT	ENSEMBLE	granito-migmatitique	Ensemble gneissique du Lyonnais		granito-migmatitique		Pilat	Velay	Monts du Lyonnais
	NATURE		Micaschistes à deux micas grenat et staurolite	Gneiss mylonitique à sillimanite	Granite de St-Just Granite à biotite du Velay	Gneiss du Pilat et complexe granito-migmatitique du Velay	Faciès anatectique à biotite, cordiérite et sillimanite	Granite du Velay	Micaschistes à 2 micas, grenat et staurolite
CONTACT AVEC L'ENCAISSANT	soit discordant soit discordant avec les schistes cristallins du Pilat	Discordant formation auréole de contact	Discordant auréole de contact	Intrusif dans le granite du Velay et les gneiss noduleux	souvent recoupant		concordant (Echapre) recoupant (Plateau de la Danse)	recoupant net	Discordant
RAPPORT AVEC LES FORMATIONS METAMORPHIQUES	Surmonté par le Tertiaire du bassin du Forez contact par faille avec le Houiller	Contact avec Quaternaire et Tertiaire	Contact par faille avec le Houiller	discordance normale avec le Tertiaire contact par faille avec le Houiller					surmontée dans sa partie W par les alluvions quaternaires de la Loire
TYPE DE GISEMENT	Granite fondamental à biotite et cordiérite	Intrusifs en massifs circonscrits	Intrusifs en massifs circonscrits	Intrusif	Intrusifs				
TEINTE	variable, sombre, grise bleutée ou rosée	grise - bleutée	gris bleuté	claire ou rosée	claire, grise	grise	rosée		
TEXTURE FACIES	schisteuse ou grenue migmatitiques, grossiers et grenu clair	porphyroïde (mégacristaux) dans mésostase à grain grossier	idem St-Just	grenue, équante grain moyen	idem Chambles grain fin	schisteuse ou équante	grenue	grenue	
NATURE DES ENCLAVES	Schistes cristallins (migmatites, gneiss, schlieren, loupes micacées) Grenues (quartzites, pegmatites, diorites, amphibolites)	granodiorite schistes cristallins		loupes micacées à andalousite gneiss			Granite du Velay loupes micacées à biotite et sillimanite	Panneaux gneissiques	
COMPOSITION MINERALOGIQUE	Variable et fonction du faciès Quartz 36,3 % 33,0 % Feldspath 5 % 29,8 % Plagioclase 34 % 29,1 % Biotite 18 % 7,8 % Muscovite 1,5 %	Quartz 28,24 % Feldspath 16,0 % Plagioclase 37,0 % Biotite 15 % Muscovite 2 % Divers 1,6 %	20,7 % 9,78 % 55,0 % 15,5 % 0,3 % 0,6 %	36,0 % 23,4 % 28 (An 5-10) % 2 % 7,3 %	32,1 % 23,9 % 32,1 % 2 % 6 %	28 % 22 % 37 % 4,5 % 4 %	32 % 47 % 12 % 4,5 % 1,6 %	36,5 % 37,4 % 15 % 2 % 4 %	
NATURE	Variable surtout monzonitique - hololeucocrate à leucocrate	calco-alcaline, Granodiorite leucocrate	idem St-Just	Granites alcalins sodi-potassiques Na, K 1		Granites alcalins sodi-potassiques	Granite subalcalin tendance potassique K Na	Granite subalcalin tendance potassique K Na	
AGE	1254 ± 32 Ma (E46) 407 ± 9 Ma (E16)	414 ± 9 Ma	413 ± 9 Ma	287 ± 9 Ma A. Gourgaud 1973	287 ± 9 Ma A. Gourgaud 1973				

## CONCLUSION GENERALE

Dans cette conclusion, nous résumerons d'abord dans un tableau les caractères géologiques essentiels des différents types de granites rencontrés dans notre région. Nous pensons, en effet, que le lecteur pourra avoir ainsi accès très rapidement aux informations essentielles concernant chaque granite, quitte bien sûr à se reporter aux chapitres correspondants s'il les trouve incomplètes.

Par contre, nous avons pensé qu'une synthèse de notre étude géochimique était nécessaire et qu'à partir des différentes données recueillies il était normal de les intégrer dans un schéma d'évolution géologique donné bien sûr à titre d'hypothèse de travail.

### Distribution des éléments doses: Fe, Ti, Ca, K, Ba, Rb, Sr

Nous retiendrons de l'étude de ces éléments les points suivants:

- a) L'individualisation pétrologique des trois grandes familles de granites (granites de St-Just-Gampille du Velay, à deux micas) est confirmée au niveau de la répartition des éléments Fe, Ti, Ca, K, Ba, Rb, Sr.
  - b) La variation de la teneur de ces éléments est importante dans le granite hétérogène du Velay, mais faible dans les granites à biotite porphyroïdes de St-Just et de la Gampille ainsi que dans les granites à deux micas. Il faut cependant faire une exception pour ces derniers en ce qui concerne le K.
  - c) On note une faible concentration de Fe, Ti, Ca, Ba, Sr, et une forte concentration du Rb dans les granites à deux micas. Dans les granites de St-Just et de la Gampille, la concentration de tous les éléments est moyenne.
  - d) Le comportement des éléments est différent au sein de chaque groupe de granites voire parfois à l'intérieur de chaque massif. Ainsi, Fe, Ti, Ca, K sont liés au processus de migmatisation et discriminent bien les trois faciès principaux du granite du Velay, alors que Ba et surtout Rb et Sr se répartissent de façon apparemment quelconque dans les trois faciès. Dans les granites à biotite de St-Just et de la Gampille, les sept éléments sont très homogènes et leur teneur correspond à celle obtenue dans les faciès courants du Velay, c'est à dire les migmatites grossières.
- La concentration de Fe, Ti, Ca est assez identique dans tous les granites à deux micas. Celle de K est propre à chaque massif. La ségrégation des oligoéléments Ba, Rb, Sr est très forte. Ce dernier caractère est, en général attribué à un processus de "fusion partielle" de type sialique.
- e) L'étude des diagrammes de corrélation fait ressortir dans tous les granites une corrélation positive entre Fe et Ti, Fe et Ca, Ba et Sr. Il existe une corrélation positive entre Ca et Ba dans les granites à deux micas et le granite du Velay. Rb et K se corrélaient positivement uniquement dans le granite du Velay et dans celui de Collonge. K et Ca, K et Ti, Rb et Sr se corrélaient négativement. Dans le diagramme Rb-Sr les domaines de répartition des granites filoniens en bancs et de Collonge se recouvrent et ils sont bien différenciés des autres granites à deux micas.
  - f) L'importance de Rb et Sr dans les datations radiométriques nous a



incité à compléter le diagramme Rb-Sr avec les données obtenues par d'autres auteurs sur le Velay et sur les importants massifs granitiques de l'Est du Massif Central français.

Il apparaît nettement trois groupements.

Dans le premier, formé par le seul granite de Château-Gaillard, la concentration en Sr est nettement plus élevée que celle en Rb. L'aire de répartition de ce granite se situe à droite de la ligne  $Rb/Sr = 0,5$ .

Le deuxième groupement, le plus important, comprend les granites d'origine magmatique tels ceux de St-Just, la Gampille, la Margéride, l'Aigoual ainsi que le granite d'anatexie du Velay. Nous rappelons que toutes ces roches ont une composition granodioritique ou monzonitique. Le domaine de leur répartition est compris entre la droite de rapport  $Rb/Sr = 0,3$ , et celle de rapport  $Rb/Sr = 3$ .

Le dernier groupement rassemble les leucogranites syntectoniques et les aplites du granite de St-Just, pour lesquels le rapport  $Rb/Sr$  est supérieur à 5.

En considérant les âges obtenus, on constate qu'on a trois phases de granitisation. La première correspond à la mise en place du granite de Château-Gaillard à la limite Cambrien-Ordovicien (525-488 M.a); la deuxième se situe entre le Silurien supérieur et l'Eodovicien avec la mise en place des granites porphyroïdes et la formation du granite migmatitique du Velay (425-370 M.a); la dernière phase est celle de la mise en place des leucogranites du Forez et de la deuxième venue de ceux du granite de la Margéride. Cette période se situe entre le Westphalien et le Permien (315-244 M.a).

On a enfin au cours de ces diverses phases une baisse régulière des teneurs en Sr, une stabilisation dans un premier temps du Rb (1<sup>e</sup> et 2<sup>e</sup> phase) puis une augmentation rapide de la teneur de cet élément (granites à deux micras de la 3<sup>e</sup> phase).

#### Schéma de l'évolution géologique à l'Est du Massif Central français

Au terme de notre étude, il convient de tenter une reconstitution des divers événements à l'origine des terrains essentiellement granitiques de la bordure ouest du Bassin de St-Etienne. Pour cela, il sera nécessaire de déborder le cadre géographique de cette région et de faire appel aux travaux effectués dans les zones avoisinantes.

En effet, ces travaux apportent des données intéressantes sur les phénomènes métamorphiques et mettent en évidence une troisième phase de granitisation, antérieure aux deux décelées dans notre région.

- a) dépôt, après 1000 M.a. d'une épaisse série volcano-sédimentaire à dominante pélitique contenant des niveaux gréseux, des tufs rhyolitiques et des coulées basaltiques ou des filons couches doléritiques;
- b) première phase d'un métamorphisme barrovien de stade faible ou moyen non datable, mais antérieure à environ 520 M.a.;
- c) à proximité de notre secteur, au Nord Ouest du Forez première intrusion granitique (de Château-Gaillard) à la fin du Cambrien ou au début de l'Ordovicien (525-488 M.a.), dans des terrains qui devaient déjà être métamorphiques;

d) phase majeure du métamorphisme barrovien qui s'accompagne d'une tectonique souple donnant des plis isoclinaux couchés. Les niveaux péli-tiques sont transformés en gneiss à sillimanite, les coulées ou filons couches basiques en amphibolites, les grès et tufs rhyolitiques en leptynites. D'après A. GOURGAUD, 1973 "La zonéographie de ces faciès est de direction NE-SW" Des témoins de cette série cristallophyllienne se retrouvent en enclaves dans le granite du Velay. L'âge que nous avons obtenu sur un gneiss oillé à grenat ( $458 \pm 20$  M.a.) se rapproche de ceux calculés sur les migmatites d'Izéron ( $493 \pm 25$  M.a.) et sur les leptynites du Haut-Allier (470 M.a.) on peut ainsi estimer que cette phase métamorphique majeure est ordovicienne.

e) entre 430 et 370 M.a., soit durant la période silurienne et éodévonnienne se produisent trois grande phénomènes dont la chronologie relative n'est pas très claire mais qui nous semble être la suivante:

- mise en place à la faveur de fractures profondes de magmas granodioritiques et monzonitiques (St-Just, Cizéron, Gampille, Margeride Aigoual) qui montent parfois très haut dans les séries cristallophylliennes;

- métamorphisme de type Abukuma à l'origine en particulier des gneiss du Pilat;

- granitisation "hétérogène" du Velay. Cette dernière nous semble contemporaine de la phase paroxysmale du métamorphisme de type Abukuma dont le début est sans doute plus ou moins synchrone de la mise en place des magmas "profonds" de type St-Just. En tout cas, le granite du Velay se serait formé par remobilisation sur place des gneiss et migmatites de type barrovien. Cette granitisation se caractérise par la présence de cordiérite, et par la réorganisation des éléments Fe, Ti, Ca, K qui discriminent les faciès principaux du Velay. Par contre, Ba, et surtout Rb et Sr paraissent peu influencés par ce processus. La mise en place du granite du Velay se serait déroulée d'après les mesures géochronologiques vers 420-370 M.a. (fin Silurien-Eodévonien).

f) plutonisme tardif entre 315 et 240 M.a. La phase majeure de cet épisode se situe autour de 280 M.a. avec la venue des granites alcalins (Chambles, filons d'aprites du granite de St-Just). Ces granites à deux micas empruntent des directions de dislocation NNW-SSE. Quant à leur origine, les hypothèses les plus couramment admises sont que ces roches proviendraient soit de la fusion anatectique de niveaux leptyniques analogues à ceux du Pilat (J. RAVIER et M. CHENEVOY 1966), soit d'une fusion partielle du granite fondamental du Velay (A. GOURGAUD, 1973). Au cours de cette phase, les biotites de tous les granites, migmatites, ou micaschistes encaissants sont rajeunies.

g) tectonique cassante, pendant ou après la formation des granites à deux micas qui provoque la dislocation du socle et l'effondrement du bassin houiller de St-Etienne suivant les grandes failles de direction NNE-SSW et NNW-SSE. Ces failles sont peut-être des rejeux de structures antérieures.

h) contre-coups de l'orogénèse alpine au Tertiaire conduisant à une deuxième dislocation du socle cristallin et à l'effondrement du bassin du Forez. Des manifestations volcaniques accompagnent cette dislocation.

n° echan.	coordonnées X	Y	Lames minces	Tris minér.	Plaques colorées	Analyses chimiq.	Rayons X	Datation	Analy. elem.	Nature de la roche
E 1	751,6	57	x	x	x	x		x	x	Granite de St-Just
E 2	752	57,1	x		x				x	" "
E 4	751,5	53,4	x		x	x			x	" "
E 5	753,3	54,3	x		x	x			x	" "
E 6	751	54,5	x						x	Aplite de St-Just
E 7	751,3	54	x							" "
E 8	752,2	345	x		x	x			x	Granite de la Gampille
E 9	749,8	54,3	x	x	x	x	x		x	Granite de Chambles
E 10	749,3	55	x							" "
E 11	750,7	52	x							Granite filonien.
E 12	751	52	x							" "
E 13	751,4	52,1	x			x				Granite - Chambles (bord.)
E 14	752	58,5	x						x	Granite de Collonge
E 15	752	57,7	x		x	x			x	" "
E 16	752,5	340	x	x	x	x	x	x	x	Granite du Velay
E 17	755	341,5	x	x	x				x	" "
E 18	755,2	341,5	x						x	" "
E 19	740	341,5	x		x				x	" "
E 20	751	330	x		x					" "
E 21	749	340	x		x				x	" "
E 22	749,5	340	x		x				x	" "
E 23	749,5	340	x		x					Enclave 2 <sup>d</sup> ds. Velay
E 24	748,5	340	x		x				x	Granite du Velay
E 25	748,5	340	x						x	Enclave quartziq. Velay
E 26	747,5	338,5	x						x	Granite du Velay
E 27	748	337	x							" "
E 28	747	340,4	x						x	" "
E 29	747	343	x							" "
E 30	745	338,7	x	x	x		x		x	Gran. filonien (Peyron)
E 31			x		x					Encl. gneissique ds. Velay
E 32	747	349,5	x						x	Enclave dans Velay
E 33	754	341,5	x		x					Facies migmat. Velay
E 34	745,8	340	x					x	x	Gneiss (pierre blanche)
E 35	755	341	x		x				x	Gran. filon. St-Just-Malmont
E 36			x		x					" " (Le Faux)
E 37	749	340,2	x		x				x	" " (Goultier)
E 38	"	"			x				x	" " (Montesclat)
E 40	747	340,3	x	x	x				x	" " (chp <sup>le</sup> d'Aurec)
E 41	747,8	339,5	x	x					x	" " (La Peyrouse)
E 42	741,5	340	x							" " (Grangeasse)
E 43			x							" " (La Combe)
E 44			x		x					" " gris (Gourdine)
E 45			x		x					Granite de St-Just
E 46			x	x			x	x	x	Granite du Velay
E 47	757	53,1	x		x				x	Granite de Chambles
E 48			x							Enclave ds Velay
E 49			x							Granite du Velay
E 51			x							
E 53	751,4	52,2	x		x	x			x	Granite du Velay
E 54	752,5		x		x				x	" "
E 55	751,8	351	x		x				x	Granite filon. (Izeron)
E 56	751,8	52,5	x		x	x			x	Gran. Chambles (Condamin)

n° echant.	coordonnées X	Y	Lames minces	Tris minér.	Plaques colorées	Anal. chimiq.	Rayons X	Datation	Analy. elem.	Nature de la roche
E 59			x		x				x	Aplite de Chambles
E 60			x		x				x	Granite du Velay
E 61	759,8	350	x		x				x	Granite en banc (Revoles)
E 62	753	351	x							Granite filonien.
E 63	750	349,8							x	Granite à 2 micas (Quéret)
E 64	750	349,8	x		x				x	" "
E 66	750,8	350	x		x					Granodiorite (La Danse)
E 67	"	"							x	" "
E 68	750,4	350	x		x	x			x	Enclave migmat. (Velay)
E 69	751,8	348,9	x		x					Gran. à 2 micas (Quéret)
E 70	752	348,5	x		x				x	Gran " (tr. Sud. Philippe)
E 71	750	347,8	x		x					Gran Velay (Pertuiset)
E 73	749,4	346,1	x							Enclave schist. ds. Velay
E 74	750	344	x		x				x	Granite de Montauroux
E 75	749,6	343,3	x		x				x	Granite du Velay (Sauze)
E 76	748,8	346	x		x				x	Granite du Velay (Cornillon)
E 77	748,1	345,5	x		x					Amphibolite (D 108)
E 78	742	342	x		x					Granite de la Gampille
E 80	754,2	342	x		x				x	Granite en banc (Echaupé)
E 81	751,7	348,3	x		x					Laminite (Ferme Grivet)
E 87	751	357	x						x	Granite de St-Just
E 88	751	357							x	Granite de St-Just
E 89	"	"	x							Enclave grenue de St-Just
E 90	"	"							x	Granite de St-Just
E 91	"	"							x	" "
E 93	"	"	x		x				x	Enclave schist. (ds St-Just)
E 95	"	"	x		x				x	Aplite aveugle (" ) DB
E 96	"	"	x		x				x	Granite de St-Just
E 97	"	"	x							" "
E 98	"	"							x	" "
E 99	"	"							x	Aplite ds St-Just
E 101	"	"	x	x			x	x	x	Granite de St-Just
E 102	751	358	x		x				x	Granite de Collonge
E 103	758,5	358,5	x	x	x		x		x	" de Chambles
E 106	752,5	350	x						x	" du Velay
E 108	750,9	350	x		x				x	" "
E 109	"	"	x		x	x			x	" "
E 110	"	"	x		x				x	" "
E 111	"	"							x	Quartzite leucocrate
E 113	751,5	351							x	Granite du Velay
E 115	"	"	x		x				x	Granite filonien
E 118	"	"	x						x	Enclave micacée
E 130	748	345,7	x	x	x	x	x		x	Granite du Velay
E 132	745,9	341,5	x	x	x				x	" "
E 133	745,8	343,3	x	x	x	x			x	Facies sombre Velay
E 134	"	"	x		x	x			x	Granite du Velay
E 135	"	"	x	x	x			x	x	Encl. de gneiss oeilé "
E 136	"	"	x		x				x	Encl. en boule (Velay)
E 137	750	340,5	x		x	x			x	Granite du Velay
E 139	"	"	x		x	x			x	" "
E 141-2	"	"	x		x				x	" "
E 146	757,2	53,1	x							Gran. de St-Just (bord.)

Résultats Analyses chimiques Analyste M<sup>e</sup> F. Keller 1974

Massif	Coordonnées		N° ech	N° Lab	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Total
	x	y																
Granite hétérogène du Velay	750,9	350	E109		71,80	14,35	0,80	0,20	0,90	1,85	2,80	5,00	0,40	0,20	Traces	0,55	0,10	99,55
	750,9	350	E110		71,95	15,80	0,85	0,35	0,90	2,00	2,70	3,90	0,25	0,25	0,05	0,90	0,25	100,15
	748	345,7	E130		69,70	15,30	0,95	1,15	1,30	2,00	3,75	3,70	0,35	0,25	0,05	1,00	0,15	99,25
	745,8	343	E133		66,25	14,80	2,35	3,60	1,95	2,85	2,10	2,60	0,70	0,60	0,10	1,50	0,20	99,60
	"	"	E134		74,05	13,75	0,80	0,35	0,90	2,05	2,45	4,00	0,40	0,20	0,05	0,45	0,15	99,60
	750	340,5	E137		69,85	15,30	1,30	1,95	2,80	1,45	3,25	3,00	0,50	0,20	0,10	0,60	0,15	100,45
	"	"	E139		71,45	15,30	0,60	0,70	1,05	2,00	2,85	3,60	0,45	0,35	0,05	0,80	0,10	99,30
Granite de St. Just	751,6	57	E1		67,85	16,05	1,70	1,55	1,40	1,95	2,70	3,60	0,40	0,25	0,05	1,85	0,05	99,40
	751,6	53,4	E4		70,00	14,80	1,90	0,70	1,05	1,35	2,80	4,80	0,40	0,20	0,05	1,30	0,05	99,40
	753,3	54,3	E5		68,10	15,80	1,95	1,85	1,65	1,15	2,85	4,50	0,40	0,25	0,05	1,65	0,10	99,80
Granite de La Gompille	752,2	345	E8		67,40	15,40	1,65	1,80	1,60	2,60	2,90	4,40	0,45	0,25	0,05	1,55	0,10	99,65
	742	342	E78		68,9	14,25	2,10	1,50	1,80	2,45	2,85	3,65	0,40	0,25	0,05	1,60	0,10	99,90
Granite à deux micas de Chambles	749,8	54,3	E9		73,45	14,00	1,05	0,45	0,60	1,35	3,30	4,10	0,35	0,35	0,05	0,65	0,15	99,85
	751,4	52,1	E13		73,00	14,00	1,30	0,30	0,95	1,20	2,45	4,35	0,20	0,35	0,05	0,90	0,20	99,25
	751,8	52,5	E56	73	73,10	15,30	0,95	0,15	1,10	1,25	3,20	3,05	0,15	0,40	0,05	0,90	0,10	99,70
Granite de Collonge	752	57,7	E15		72,05	13,90	1,35	0,70	0,45	1,35	2,60	5,40	0,35	0,40	0,05	0,80	0,10	99,50

N° Ech	Coordonnées X Y	N° Labo	Poids Z <sub>r</sub>	U/Th	U/Pb	AGES	Nature de la roche
E 1	751,6 - 357	Z 62	26 mg	1,0	1,0	414 ± 9	Granite à biotite porphyroïde de St-Just
E 101	751 - 357	Z 63	135mg	1,0	1,0	318 ± 6	"
E 78	742 - 342	Z 64	24 mg	0,9723	0,9582	413 ± 9	Granite à biotite porphyroïde de la Gampille
E 16	752,5 - 340	Z 65	104mg	1,0	1,0	407 ± 8	Granite hétérogène du Velay faciès courant
E 46	745,8 340	Z 66	18 mg	0,9644	0,9460	1254 ± 9	Granite hétérogène du Velay Migmite à structure stromatolitique
E 34	745,8 - 340	Z 67	15 mg	0,9548	0,9548	1197 ± 32	Enclave gneissique dans le granite hétérogène du Velay
E 135	745,8 - 341,8	Z 68	140mg	1,0	1,0	458 ± 10	Enclave de gneiss oillé dans le granite hétérogène du Velay

Annexe 3 RESULTATS ANALYTIQUES OBTENUS PAR LA METHODE AU PLOMP TOTAL

- AHRENS, L.H. and FLEISCHER, M. (1960). - Report of trace constituent in granite GI and diabase WI p. 83-111. U.S. Geol. Surv., Bull. 1113, 126 p.
- ALEXIEV, E.I. (1969). - Etude géochimique des granites de l'Afrique de l'Ouest. Bull. B.R.G.M. (2), section IV, n°4, p.11-22
- ARTHAUD, F. (1970). - Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France). L'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Pub. USTELLA - Montpellier. Ser. géo. struct. n°1, 1970.
- AUBOUIN, J., BROUSSE, R., LEHMAN, J.P. (1968). - Précis de Géologie, T.I, Ed. DUNOD, Paris.
- AUMAITRE, R. et BUFFET, G. (1973). - Minéralogie, pétrographie, et géochimie des laves et des filons basiques associés du massif des Ecrins-Pelvoux. (Alpes françaises occidentales). Thèse 3e Cycle.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M. et GUITARD, G. (1970). - Relations entre les intrusions des granitoïdes, l'antexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. Bull.Soc.Géol.France (7), XII, 1970 n°4 p.673-731.
- BARTOLI, F. (1973). - Etude pétrologique et structurale du Haut-Vénéon (Massif du Pelvoux). Thèse 3e Cycle, Grenoble, 1973.
- BENZIANE, F. (1974). - Etude pétrologique et géochronologique des granites de la Boutonnière précambrienne d'Ifni. Thèse 3e Cycle Grenoble, 1974.
- BOBIER, C., GLANGEAUD, L. (1960). - Géodynamisme et volcanisme du fossé de Montbrison et du horst du Forez. Bull.Soc.Géol.France (7) I 56.
- BOISSONNAS, J. (1973). - Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar Sahara central, Algérie. T.I, T.II Thèse d'Etat, Université Paris VI.
- BOULIN, J. et CHENEVOY, M. (1968). - Métamorphisme à disthène-sillimanite et à andalousite-sillimanite ; étapes successives d'une même évolution dans le M.C.F. et les Cordillères beltiques internes. C.R.A.S. Tome 266
- BROUSSE, R. (1957). - Mode de formation des nodules de cordiérite du granite de la Palisse (Ardèche). Bull.Soc.franç.Mineral. Cristallog. vol. 80, p.39-48.
- CARRON, J.P., BONIN, B., VELLUTINI, P., LAGACHE, M. (1973). - L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale. Bull.Soc.Géol.France XII (7), n°3-4.
- CARRON, J.P. et LAGACHE, M. (1971). - La distribution des éléments alcalins Li, Na, K, Rb dans les minéraux essentiels des granites et granodiorites du Sud de la Corse. Bull.Soc. Franç. min. crist. (1971), 94, p.70-80.
- CHARRE, R. (1969). - Les terrains cristallins au bord Ouest du bassin houiller de St-Etienne. Doctorat 3e Cycle, Lyon.

- CHAYES, F. (1955).- Potash feldspar as by product of the biotite chlorite transformation. Journal geol. vol.63, p.75-82.
- CHENEVOY, M. et DIDIER, J. (1967).- A propos des roches éruptives microgrenues en enclaves dans la partie Nord-Est du granite du Velay (Massif Central).
- CHENEVOY, M. et RAVIER, J. (1972).- Les grands ensembles cristallophylliens et granitiques du M.C.F. 24 th IGC, Section 2.
- CHENEVOY, M. et RAVIER, J. (1963).- Mise en évidence d'accidents cassants dans la série cristallophyllienne du Mt Pilat (Massif Central). C.R.A.S. p. 446-449.
- COUTURIE, J.P. (1969).- Sur l'antériorité du granite porphyroïde de la Margéride par rapport au granite à cordiérite du Velay C.R.A.S. Paris, t. 269, p.2298-2300 (1969)
- DAVOINE, P. (1959).- La distribution géochimique ortho-para des leptynites. Bull.Soc.fr.Cristallogr. 90, p.236-240.
- DEBELMAS, J. (1974).- Géologie de la France : (T.I) Vieux massifs et grands bassins sédimentaires. T.I, Edit. DOIN.
- DEMAY, A. (1943).- Carte géologique de France. Feuille de Monistrol-sur-Loire au 1/80 000 2e édition.
- DENAYER, M.M. (1952).- Tableau de pétrographie. Ed. Lamarre. Paris.
- DIDIER, J. (1964).- Etude pétrologique des enclaves de quelques granites du M.C.F.. Ann.Fac.Sci.Clermont n°23 Géologie Minéralogie fasc. 7
- DIDIER, J., LAMEYRE, J., VIALETTE, Y. (1973).- Les granitoïdes hercyniens du Massif Central. Bull.Soc.géol.France (7) XV n°3-4
- DIDIER, J., LAMEYRE, J. (1969).- Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. Contr. Minéral. and Pétro. 24, 219-238.
- FLANAGAN, F.J. (1967).- Silicate rock standards. U.S.Geol.Survey Géochimica et cosmochimica acta vol.31, p.289-308.
- FORRESTIER, F.H., LASNIER, B., LEYRELOUP, A. et MARCHAND, J. (1973).- Vues nouvelles sur la catazone dans le M.C.F. et le Massif Armoricaïn de l'affleurement au moho. Bull.Soc.Géol.France, t.XV, n°5-6, p. 562-578.
- GAGNY, C. (1968).- Pétrogenèse du granite des Crêtes. Thèse d'état Nantes.
- GOURGAUD, A. (1973).- Les granites et migmatites du Forez au Sud de Monbrison M.C.F. Thèse 3e Cycle, Clermont-Ferrand.
- GRUNER, M.L. (1882).- Bassin houiller de la Loire. Impr. impér.Paris.
- HAMLEY, J.J. (1959).- Some mineralogical equilibria in the system  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . Amer. Journ. Sci. 57, p.241-270.
- HEVER (1962).- Grohman D.M. AW- 1968 - Newman.
- HURLEY, P.M. (1968).- Correction to : absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth. Geochimica and Cosmochimica Acta, vol.32, p.1025-1030.
- JUNG, J. (1969).- Précis de pétrographie. Masson ed. Paris.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. (1969).- Classification modale des roches éruptives. Paris, MASSON edit.
- LAMEYRE, J. (1966).- Leucogranites et muscovitisation dans le M.C.F. Ann.Fac.Sci.Univ.Clermont n°29.
- LAMEYRE, J. (1973).- Les marques de l'eau dans les leucogranites du M.C.F.. Bull.Soc.géol.France (7) XV n°3-4
- LAPADU-HARGUES, P. (1957).- Une classification génétique des massifs granitiques. Rev.Sc.Nat.Auvergne, Clermont-Ferrand XXIII p.19-31.
- MAISTRE, J. (1961).- Description géologique du bassin houiller de la Loire.
- MARTIN PRINZ (19 ).- Trace elements. Geochemistry of basaltic rocks. Hess and Poldervaart.
- MERGOIL-DANIEL, J. (1970).- Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central français. Thèse d'état. Clermont-Ferrand.
- MIYASHIRO, A. (1961).- Evolution of metamorphism belts. Journ. petro. vol.2, p.277-311.
- NEUMANN, H., MEAD, J., VITALIANO, J. (1954).- Trace element variation during fractional crystallisation as calculated from the distribution law. Geochim. Cosmochim. Acta vol.6 p.90-99.
- OTTO, J., WIMMENAUER, W. (1973).- Les enclaves dans les granites de la Forêt-Noire. Bull.Soc.géol.France XV n°3-4, p.199.
- PETERLONGO, J. (1960).- Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (M.C.F.). Ann.Fac.Sci.Clermont-Ferrand n°4, I vol.
- RAGIN, E. (1966).- Géologie du granite. Ed. MASSON, Paris.
- RAMSAY, J.G. (1967).- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill ed. New-York, 568 p.
- RAVIER J. et CHENEVOY, M. (1966).- Les granites à muscovite du Mont Pilat (M.C.F.). Bull.Soc.géol.France (7) VIII, p.133-149.
- SAAVEDRA, J., ROCHE, H. de la, LETERRIER, J. et PELITERO, E. (1973).- Essai de typologie géochimique de quelques granites à deux micas des Vosges moyennes. Bull.Soc.Géol.France (7) XV p.541-554.
- SHAW, D.M. (1968).- A review of K/Rb fractionation on triends by covariance analyse. Geochimica cosmochim. Acta 32 p.573-601
- SHAW, D.M. (1970).- Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et cosmochimica acta
- SIEDNER, G. (1968).- Distribution of alkali metals and thallium in some south African granite. Geochim. Gosmochim.Acta 32 p.1303-1315.

- STRECKEISEN, A.L. (1967).- Classification and nomenclature of igneous Rocks. N. Jb. Min. Abh. Deutsch., 107, p.144-240
- SYMPOSIUM sur la GEOLOGIE, la MORPHOLOGIE et la STRUCTURE PROFONDE du M.C.F. en l'honneur de M. Jean JUNG. Clermont-Ferrand 1971
- TAYLOR, S.R. (1957).- K/Rb ratios in Australites. Geochim. cosmochim. acta vol.31, p. 953-960.
- TAYLOR, R.R., EMELEUS, C.H., EXLEY, C.S. (1956).- Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 13, p.293-302.
- TERMIER, P. (1892).- Carte géologique de la France, au 1/80 000 - Feuille de Monistrol 1e ed.
- TERMIER, P. et FRIEDEL (1906).- Sur l'existence de phénomènes de charriages antérieurs au Stéphaniens dans la région de St-Etienne. C.R.A.S t. CXIII n°18, p.1003-1006
- TUTTLE, O.F., BOWEN, N. (1958).- Origine of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8 - \text{K Al Si}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ . Mem. géol. Soc. Amer. n°74
- VACHETTE, M., ROQUES, M., COUTURIE, J.P. (1971).- Age hercynien précède du massif granitique du Velay (M.C.F.) et âge calédonien des migmatites en panneaux dans ce massif. C.R.A.S. Paris, t.272 Série D
- VALIZADEH, M.V. (1969).- Etude pétrographique des granites, microgranites et lamprophires de la région de Thiers (Puy-de-Dôme) Thèse 3e cycle Clermont-Ferrand.
- VANCE, J.A. (1962).- Zoning in igneous plagioclases : normal and oscillatory zoning. Amer. Journ. Sci. 260
- VANCE, J.A. (1965).- Zoning in igneous plagioclase-patching-zoning. Journ. Geol. U.S.A. 73 n°4, p.636-651
- VIALETTE, Y. (1964-1965).- Granitisation hercynienne dans le Massif Central français. Sciences de la Terre t.X n°3-4 p.369-382.
- VIALETTE, Y. (1973).- Ages des granites du Massif Central. Bull. Soc. géol. France (7) XV, n°3-4
- VIVIER, G. (1971).- Datation au plomb total sur zircon. Série documentation n° D 47.
- VIVIER, G. et LASSERE, M. (1973).- Age hercynien des granites de la Chataigneraie S W du Massif Central français. Bull. Soc. géol. France (7), XV, n°3-4.
- WESSBROD, A. (1970).- Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes (Massif Central français). Thèse Université Nancy.
- WIMMENAUER, W. (1973).- Granites et lamprophires. Bull. Soc. géol. France XV n°3-4, p.195-198.
- WINKLER, H.G.F. (1967).- Petrogenesis of metamorphic rocks. 2e edit.

- Springer - Verlag. New-York
- WINKLER, H.G.F. (1970).- Suppression des faciès métamorphiques ; présentation des quatre divisions de stade de métamorphisme et d'une classification fondée sur les isogrades dans les roches anciennes. Nenes - Jahrbuch für Mineralogie Monasshe e Ig 1970, H 5 - p.189-248 - Stuttgart. Traduction de P. GIRAUD et J. GIRAULT, série documentaire interne n° 77, p.20
- WYART, F., SABATIER, G. (1959).- Transformation des sédiments péliques à 800° sous une pression d'eau de 1800 bars et granitisation. Bull. Soc. franç. cristallog. t.82, p.201-210
- YAMA NKOUNGA, A. (1973).- Granites, granophires et rhyolites de la région de Boen-sur-Lignon (Loire). Massif Central français Thèse 3e cycle Clermont-Ferrand.
- ZOUBECK, V. (1927).- Le métamorphisme d'injection et le métamorphisme de contact dans les environs de Pelhviniov. Zol. stom. stat. geol. ust. cesk Rep. Prague, 1 vol.



Vu Grenoble, le

le Président de la thèse

R. MICHEL

Vu, et permis d'imprimer

Grenoble le

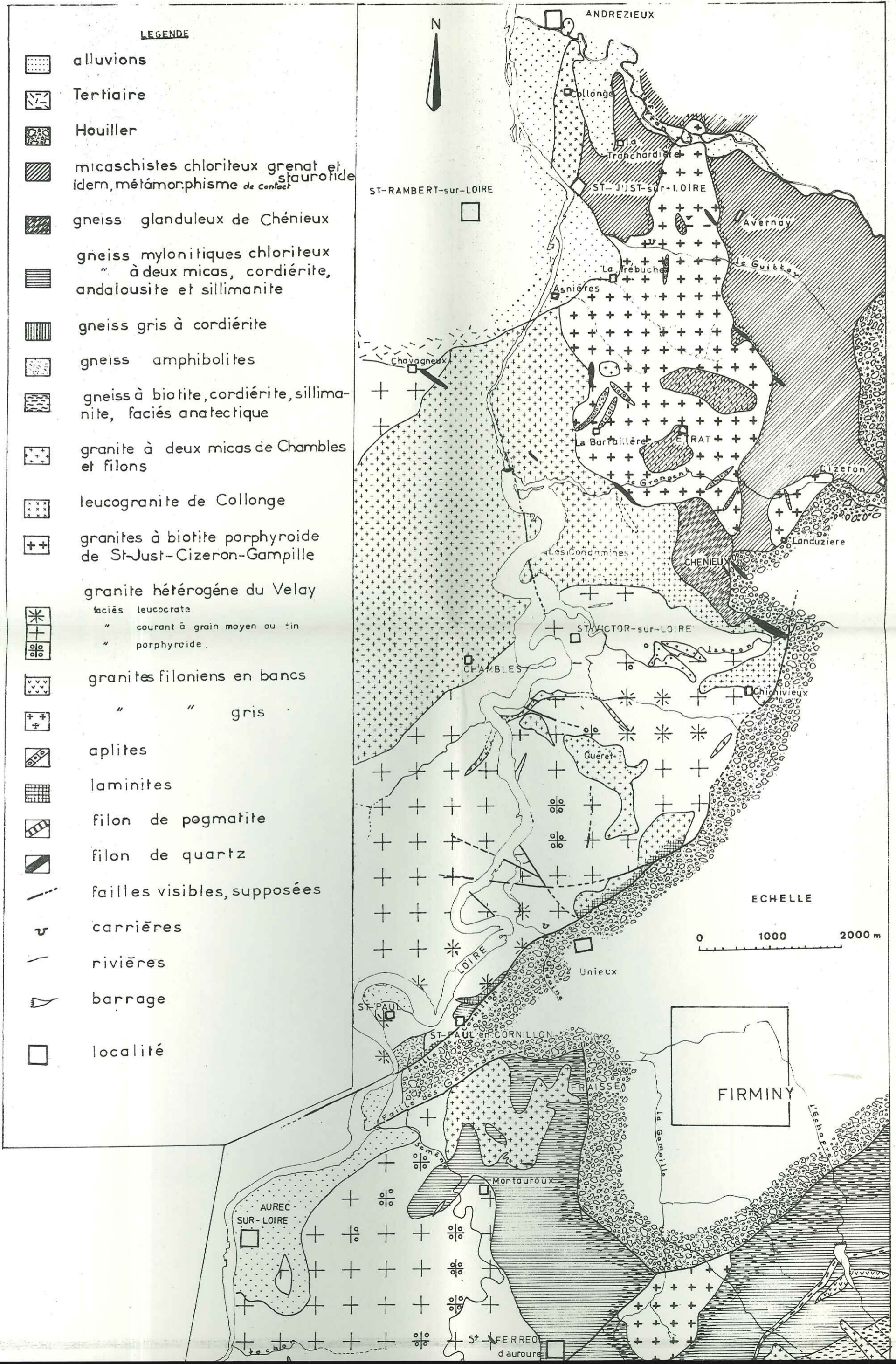
le Président de l'Université

Scientifique et Médicale

M. SOUTIF



CARTE GEOLOGIQUE DE LA BORDURE OUEST DU BASSIN HOULLER DE ST-ETIENNE





gneiss à biotite, cordiérite, sillimanite, faciès anatectique

granite à deux micas de Chambles et filons

leucogranite de Collonge

granites à biotite porphyroïde de St-Just-Cizeron-Gampille

granite hétérogène du Velay  
 faciès leucocrate  
 " courant à grain moyen ou fin  
 " porphyroïde

granites filoniens en bancs  
 " " gris

aplites

laminites

filon de pegmatite

filon de quartz

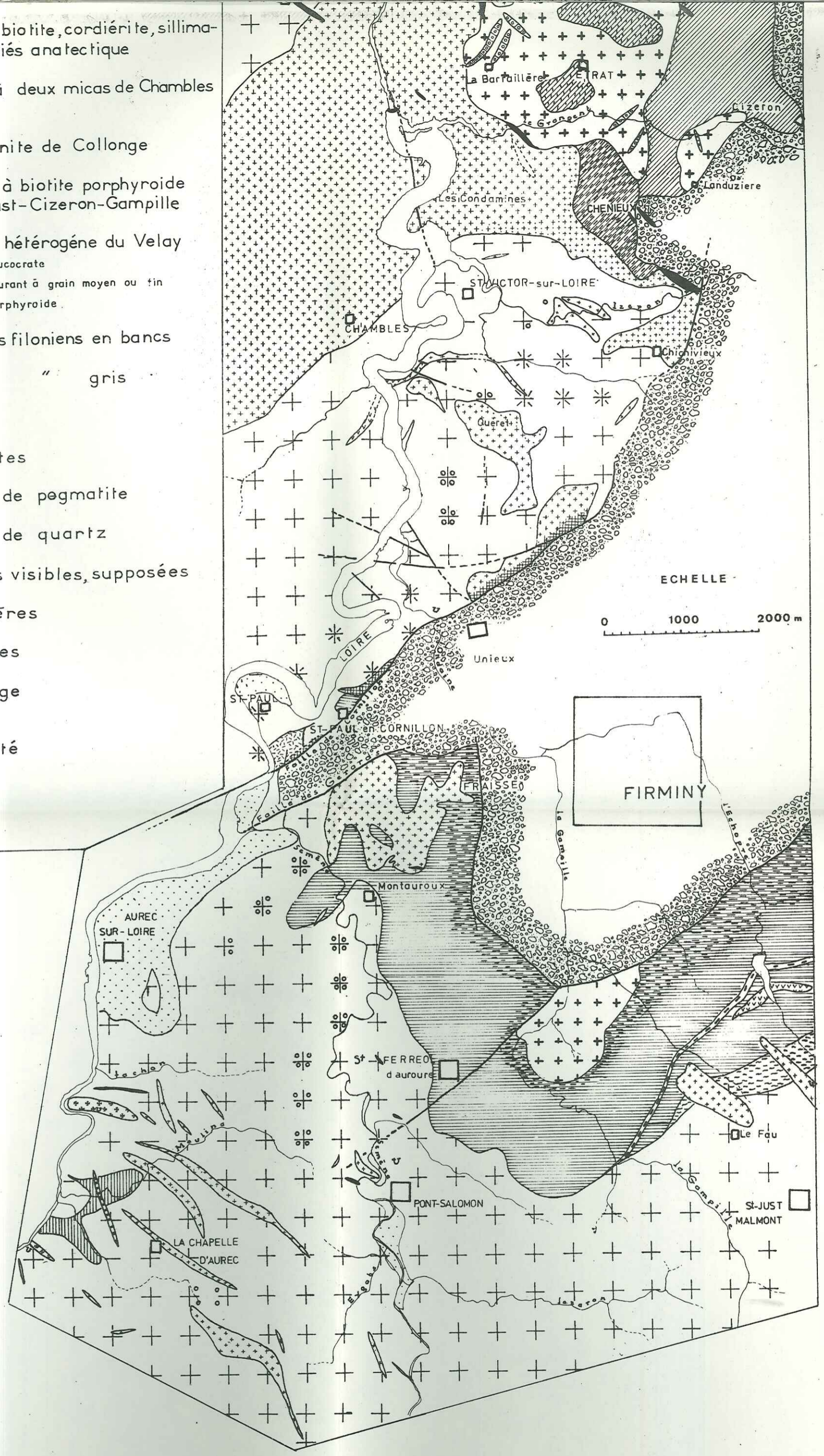
failles visibles, supposées

carrières

rivières

barrage

localité



ECHELLE  
 0 1000 2000 m

FIRMINY